

## REVISTA

DE LA

## ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

## S U M A R I O

PEDRO N. STIPANICIC, FÉLIX RODRIGO, OSCAR L. BAULIES, Y CARLOS G. MARTÍNEZ, Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes.....	67
<u>JORGE FÉLIX VILLAR FABRE.....</u>	<u>99</u>
EDGARDO O. ROLLERI Y ALBERTO MINGRAMM, Sobre el hallazgo de Ordovícico inferior al oeste de San Antonio de los Cobres (Provincia de Salta)....	101
FREDERIC R. SIEGEL, Sobre la composición química de la superficie de la Luna donde alunizaron los satélites Surveyor V, Surveyor VI y Surveyor VII.....	104
<u>CORRIGENDA.....</u>	<u>106</u>
ELDA C. DI PAOLA, Clorita-montmorillonita interestratificada regularmente en arenitas líticas de los alrededores del cerro China Muerta, provincia de Neuquén.....	107
M. E. J. DE ABELEDO, M. A. R. DE BENYACAR, V. ANGELELLI Y C. GORDILLO, Natroalunita y natrojarosita del departamento de Pocito, provincia de San Juan.....	113
JOSÉ GERMÁN VIRAMONTE OTERO, Sobre el hallazgo de un nuevo cuerpo de granito orbicular en la Argentina.....	119
BRUNO ALBERTO BALDIS Y TOMÁS C. CANÉ, El Paleozoico en la región occidental y austral de Jachal (provincia de San Juan).....	121
MIGUEL ANGEL LEVERATTO, Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, eruptividad subvolcánica y estructura.....	129
EGRESOS DE GEÓLOGOS.....	158
<u>COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....</u>	<u>159</u>

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

—  
1968

## LAS FORMACIONES PRESENONIANAS EN EL DENOMINADO MACIZO NORDPATAGONICO Y REGIONES ADYACENTES

POR PEDRO N. STIPANICIC, FELIX RODRIGO, OSCAR L. BAULIES  
Y CARLOS G. MARTINEZ \*

### RESUMEN

Sobre la base de los antecedentes disponibles y datos propios, los autores ofrecen una nueva interpretación crono-estratigráfica general para las formaciones preesenonianas presentes en el denominado "Macizo Nordpatagónico" y regiones circundantes, la que se aparta a veces en forma substancial de los esquemas brindados hasta la fecha.

En tal sentido, destacan que los terrenos precámbricos tienen una participación mucho más reducida que lo señalado, ya que parte de las metamorfitas que se incluyeron en el Antecámbrico son eopaleozoicas, a la vez que la mayoría de las plutonitas referidas a tales Eras son en realidad neopaleozoicas (pérmicas).

Se ocupan luego de la composición de la "Serie o Complejo Porfírico-porfirítico meso a neojurásico", reconociendo que en el mismo participan varias entidades independientes de distintas edades, de las cuales las principales serían: a) una formación eotriásica, porfírica; b) otra sedimentaria, keuperiana, que lleva una flora de *Dicroidium*; c) la tercera, porfírica, eoliásica; d) la cuarta, en esencia piroclástica, de edad batoniana y e) la quinta, sedimentaria, oxfordiana.

Luego de discutir el problema del fechado de varias formaciones jurásicas y cretácicas del "Macizo" y de sus ámbitos vecinos, se ocupan de las fases diastróficas actuantes en los mismos en tiempos preesenonianos.

### RESUMÉ

Sur la base des données antérieures dont on dispose, et des données personnelles, les auteurs présentent une nouvelle interprétation chrono-stratigraphique générale pour les formations préesenoniennes qui se trouvent dans le nommé "Massif Nordpatagonique" et dans les régions environnantes. Cette interprétation s'écarte parfois des schémas qui ont été offerts jusqu'à présent.

A cet égard, ils font remarquer que les terrains précambriens jouent ici un rôle bien plus réduit qu'on le croyait auparavant, de façon que des métamorphites qu'on avait rangé parmi le Précambrien sont éopaléozoïques, et que la plus grande partie des plutonites qu'on avait assigné à ces Eras sont en réalité neopaléozoïques (permiennes).

Les auteurs s'occupent ensuite de la composition de la "Série ou Complexe porphyre-porphyrétique meso à neojurassique", en reconnaissant qu'à cette série appartiennent des entités indépendantes, d'âges différents, dont les principales seraient: a) une formation éotriásique porphyritique; b) une autre sédimentaire, keuperienne, avec une flore à *Dicroidium*; c) une troisième, porphyrique, éoliásique; d) la quatrième, essentiellement piroclastique, d'âge bathonienne; e) et la cinquième, sédimentaire, oxfordienne.

Après avoir traité le problème de la date des diverses formations jurassiques et crétaées du "Massif" et de ses environs, ils s'occupent des phases diastrophiques qui ont eu lieu dans ce milieu en époques préesenoniennes.

\* Comisión Nacional de Energía Atómica, Gerencia de Materias Primas.

This One



78JC-7FG-ZC6Z

Material protegido por derechos de autor

*« Se ve ya, de este bosquejo, que en el norte de la Patagonia, en la región de las mesetas... hay grandes áreas geológicamente del todo inexploradas y otras investigadas muy ligeramente. ¡ Cuántos problemas geológicos sobre la edad y sucesión de las capas, que yo no he tocado, esperan todavía su solución! A cualquier parte de la Patagonia que se dirija un buen observador, siempre va a traer algo nuevo. Muy dificultoso es el trabajo del geólogo, dadas las grandes extensiones de los territorios y los escasos cortes naturales que permiten ver la estructura interna en largos trechos, como es posible hallar en la cordillera, así como por falta de una base topográfica suficiente ».* (WICHMANN, 1918, pág. 107).

## A. INTRODUCCION

Las acertadas palabras de Wichmann, que datan de más de cincuenta años, prácticamente siguen teniendo vigencia en la fecha. En este medio siglo, muy pocas de las investigaciones geológicas que se cumplieron en el denominado "Macizo o Escudo Nordpatagónico" respondieron a un plan orgánico.

Contribuciones esporádicas aclararon algunos problemas, pero pocas veces ellas revistieron un carácter regional complejo y detallado. El predominio de ciertas tendencias hizo variar en las dos últimas décadas varios conceptos que originariamente fueron emitidos sobre la edad de extensos complejos que intervienen en la composición del ámbito citado, dando como resultado un esquema estratigráfico, el que costumariamente se aceptó casi de plano (Direc. Nac. Geol. Min., 1964; Feruglio, 1949; Volkheimer, 1965).

Rápidos reconocimientos, cumplidos por los autores en distintas oportunidades — los que abarcaron los sectores rioplatense y centro-occidental chubutiano del "Macizo Nordpatagónico" —, junto con observaciones anteriores que realizaron en algunos de sus ambientes marginales, les permitieron, aprovechando además la información ya disponible, llegar en principio a conclusiones sobre la composición estratigráfica del "Escudo" un tanto disímiles de aquellas que prevalecen hasta ahora.

Por dichos motivos, estimaron pertinente adelantar algunas de sus opinio-

nes, en el entendimiento que ellas podrían contribuir a establecer un nuevo enfoque para las investigaciones geológicas de los terrenos presenonianos del "Macizo", las que permitirán finalmente dilucidar el verdadero carácter geo-estructural del mismo, ya que tanto el concepto de "Macizo" como el de "Escudo" merecen algunas objeciones primarias, como ya lo adelantaron Suerro (1962), Ugarte (1966) y Volkheimer (1965).

## B. ANTECEDENTES

Según el estado actual de los conocimientos se distinguirían en el "Macizo" y sus regiones circundantes las formaciones o entidades principales presenonianas que se indican en el Cuadro I.

Para el ámbito estricto del "Macizo" se reconocieron 8 entidades principales presenonianas, a la vez que para sus zonas marginales, el número puede oscilar entre 15 y 18 conjuntos del mismo carácter, de acuerdo con los conceptos de distintos investigadores.

El "basamento", en ambos casos, se consideró integrado por metamorfitas y plutonitas. Entre las primeras, podrían distinguirse dos conjuntos, a estar con Feruglio (1949, págs. 30-31):

- I (1 y 1'): rocas altamente metamórficas (gneises, micacitas), las que sirven de caja a todas las invasiones magmáticas posteriores.
- I (2 y 2'): rocas con menor grado de metamorfismo (filitas, esquistos)

CUADRO 1

AMBITO DEL "MACIZO"	ZONAS MARGINALES	
I-15. GRUPO MENDOZA, titono-neocomiano.	I-17'. FORMACIÓN DIAMANTE, cenomaniense-covianense?	
	I-16'. FORMACIÓN HUITRÍN, aptiana-albiana.	
	I-15'. GRUPO MENDOZA, titono-neocomiano.	
	I-14'. FORMACIÓN AUQUILCO, neoxfordiana.	
I-13. "SERIE PORFIRÍTICA", neo a mesojurásica.	I-13'. "SERIE PORFIRÍTICA", neo a mesojurásica.	
		I-13'c. FORMACIÓN LA MANGA, (= BARDA NEGRA), mesoxfordiana.
		I-13'b. FORMACIONES LOTENA y LAJAS, calovianas.
	I-13'a. SEDIMENTITAS mesobayocianas.	
	I-12'. SEDIMENTITAS aalenianas-sinemurianas.	
	I-11'. FORMACIÓN SAÑICÓ, eoliásica.	
	I-10'. FORMACIÓN PIEDRA DEL AGUILA, eoliásica.	
	I-9'. FORMACIÓN PASO FLORES, keuperiana.	
I-8. "SERIE PORFIRÍTICA SUPRATRIÁSICA" (= Grupo CHOIYOI, pars).	I-8'. "SERIE PORFIRÍTICA SUPRATRIÁSICA" (= Grupo CHOIYOI, pars), triásica.	
	I-7'. GRANITOS pos-pérmicos y presinemurianos.	
	I-6'. SEDIMENTITAS antracólíticas.	
	b). "SERIE DE NUEVA LUBECKA", eopérmica.	
	a). "SISTEMA DE TEPUEL", carbónico.	
I-5. GRANODIORITAS eopaleozoicas o pos-silúricas.		
I-4. SEDIMENTITAS silúricas		
I-3. PLUTONITAS precámbricas	I-3'. PLUTONITAS precámbricas.	
I-2. METAMORFITAS precámbricas?	I-2'. METAMORFITAS precámbricas?	
I-1. METAMORFITAS precámbricas	I-1'. METAMORFITAS precámbricas.	

cuarcíticos, calizas cristalinas, etc.), o por lo menos con aporte igneo más reducido o aún nulocinetitas (Volkheimer, 1965).

Si bien ambos grupos fueron referidos en principio a un ciclo hercínico por Wichmann (1918, pág. 91; 1927 pág. 5 y 1934, pág. 9) la tendencia ge-

neral de los últimos treinta años se inclinó a ubicar, prácticamente sin discusión, a las rocas más altamente metamórficas I (1 y 1') en el Precámbrico (Braccini, 1960; Dir. Nac. Geol. Min., 1964, mapa y pág. 7; Feruglio, 1949, págs. 30-31; Shell, 1962; Volkheimer, 1965, págs. 329, 330, etc.), a la vez que para el conjunto menos metamórfico

I (2 y 2'), también privó la misma orientación, aunque con ciertas reservas (De Alba, 1964, págs. 26-28; Feruglio, 1949, págs. 30-31; Volkheimer, 1965, págs. 348, 349, etc.), pensando ciertos autores en su edad paleozoica (Shell, 1962, pág. 326).

La repartición de estas rocas metamórficas (en su totalidad o parcialmente precámbricas), sería muy extensa en el ámbito del "Macizo" y así, el Mapa Geológico de la Dirección Nacional de Geología y Minería (1964) las señala como aflorando en forma casi continua entre los 66° y 70° de longitud oeste y los 46° y 41° de latitud sur —además de otros asomos saltuarios en Río Negro y Chubut—, a pesar de que Wichmann (1927, 1934) había indicado para dicha zona amplias exposiciones de granitos, granodioritas, etc. En casi todos los casos, estas metamorfitas están plegadas, replegadas y fracturadas (Croce, 1956, pág. 183).

Las plutonitas del "basamento" se compondrían en esencia de granitos, granititas, tonalitas y granodioritas, preferentemente rosadas o rojizas, siendo más escasas las de color gris.

Las mismas, *in toto*, fueron consideradas por Wichmann (1918, 1927, 1934) como pertenecientes a un ciclo magmático hercínico. Contribuciones más recientes, en cambio, descartaron tal punto de vista para sostener que estas plutonitas se relacionan con dos fases ígneas principales:

I (3 y 3'): una precámbrica, la que incluiría gran parte o todos los granitos, granodioritas, etc. del "Macizo" (Dir. Nac. Geol. Min., 1964, mapa y pág. 8; Feruglio, 1949, págs. 30-32; Volkheimer, 1965, págs. 328-332 y cuadros I y II) y

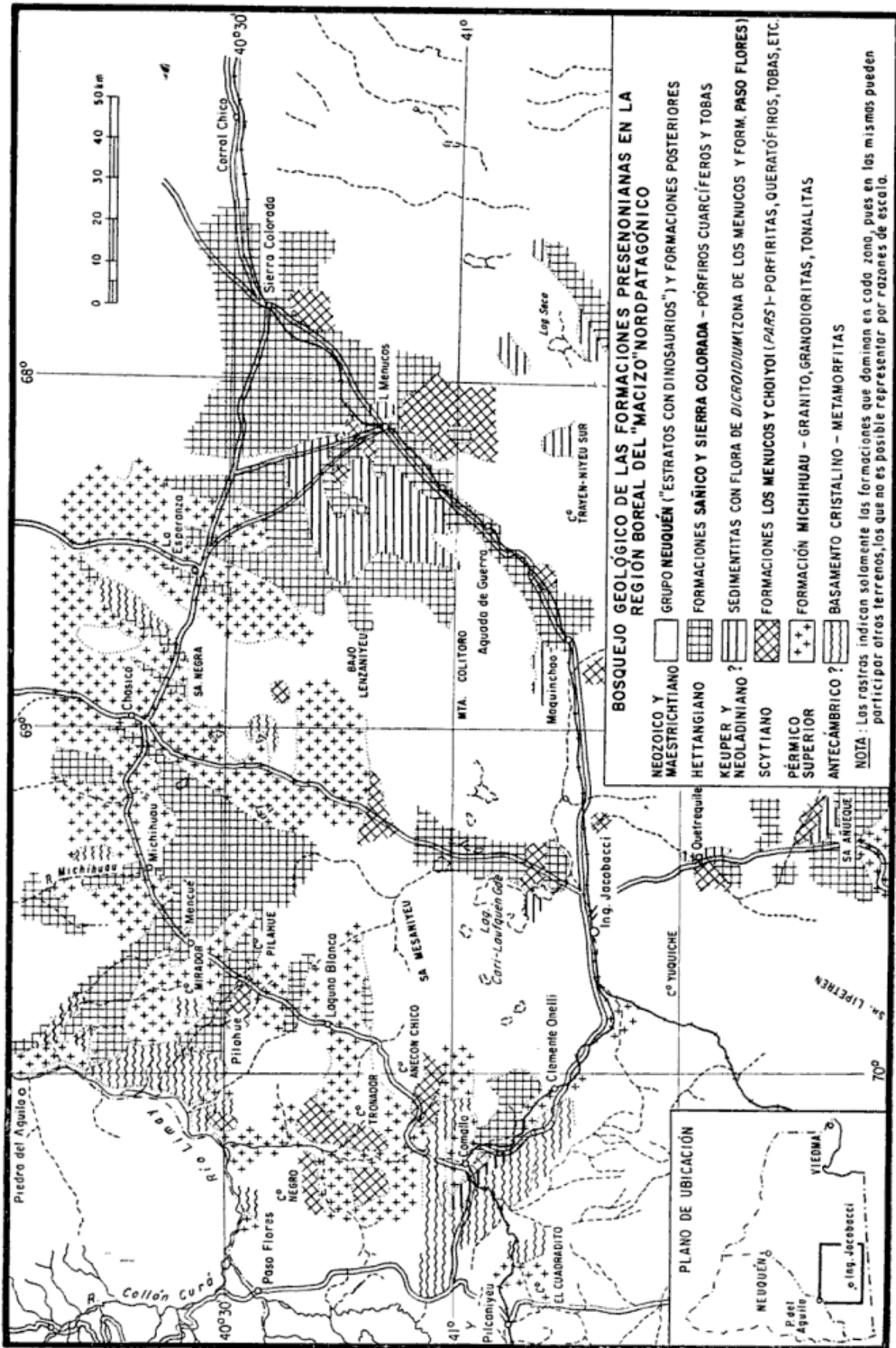
1-5: otra pos-precámbrica, a la que pertenecerían algunos cuerpos plutónicos, casi siempre granodioríticos (a veces con pasaje a granitos) y de reducidas dimensiones, como el de Sierra Gran-

de. Para este último caso particular, Navarro (1962), Valvano (1954), Shell (1962) y Zoellner (1951), consideraron que la plutonita es pos-silúrica, pues intruiría a las sedimentitas ferríferas I-4, llegando Arnolds (1952) a asignarle edad pérmica. De Alba, en cambio, opina que es anterior a estas últimas y ubica a las granodioritas en el Paleozoico inferior (1954; 1962; 1964, págs. 24, 25, 30).

La tendencia a asignar casi todos los cuerpos plutónicos del "Macizo" y zonas circundantes al Precámbrico, desconoció lo ya anotado por Groeber y Stipanovic (1953, págs. 43 y sig.), quienes señalaron la posibilidad que los granitos y pórfiros asociados que ocupan gran parte del sector boreal de Río Negro pertenecieran a una fase ígnea neopaleozoica, destacando además que al mismo ciclo magmático deberían referirse el granito rojo y la granodiorita que intrusionan a los estratos antracólitos marginales al "Macizo", como lo demostrara Suero (1952, págs. 377, 380; 1953, págs. 40 y 43), quien estimó que estas plutonitas podían ser triásicas (1952, pág. 383; 1953, pág. 51), lo mismo que Stipanovic (1957a, pág. 99). En igual sentido, los geólogos de Shell consideran que los granitos no sólo intrusionan a las metamorfitas del "basamento" sino también a las cuarcitas ferríferas, estimando que la roca holocristalina es de edad mesozoica, posiblemente triásica (Shell, 1962, págs. 327-328).

En fecha reciente y con dataciones absolutas, se señalaron como pérmicas la granodiorita del subsuelo del extremo noreste del "Macizo", al sur del río Negro (Stipanovic, 1967a) y el granito que aflora al ENE del cerro Lotena, en Neuquén (Dir. Nac. Geol. Min., 1964, pág. 15).

En el mapa geológico de la D.N.G.M. (1964), figura como cuerpo plutónico más importante del "Macizo", el que



asoma en los alrededores de Gastre. Wichmann (1918, pág. 91, 92; 1927, págs. 5, 6; 1934, págs. 5 y 9) y Feruglio (1949, págs. 27-30) señalaron en cambio extensos asomos graníticos desde La Esperanza y Laguna Blanca hasta el río Limay (Río Negro), en zonas que aparecen mapeadas como "metamórficas precámbricas" en la carta geológica a que se hizo referencia.

En los alrededores de Sierra Grande (Río Negro), aflora una secuencia marina (I-4), la que se compone de areniscas cuarcíticas, limolitas, arcilitas y horizontes ferríferos oolíticos (De Alba, 1954, 1964; Valvano, 1954; Zoellner, 1951). El conjunto no muestra metamorfismo y de acuerdo con una *Orbiculoidea* encontrada por Zoellner (cita en Arnolds, 1952, pág. 134), sería de edad ordovícica a codevónica, según Leanza (en De Alba, 1964, pág. 33), y muy posiblemente silúrica (Dir. Nac. Geol. Min., 1964, pág. 30).

Como antes se indicó, dichas sedimentitas estarían intruidas por un cuerpo granodiorítico (I-5), a estar con Arnolds, Navarro, Valvano, Zoellner y geólogos de Shell, el que por ende sería pos-silúrico y tal vez vinculado con las plutonitas de Valcheta, según el primer autor citado (1962, pág. 161). De Alba (1954; 1962; 1964, págs. 25-30), en cambio, opina que la granodiorita de Sierra Grande afecta a los esquistos presuntamente precámbricos, pero no a los estratos silúricos, por lo que le asigna una edad eopaleozoica.

En la zona que bordea al "Macizo", al oeste del meridiano 69° 50', a la altura del curso medio del río Chubut, Suero (1948, 1952, 1953) reconoció la presencia de potentes series sedimentarias antracólicas, entre las que distinguió al "Sistema de Tepuel" (I-6'a), de edad carbónica, y a la "Serie de Nueva Lubbecka" (I-6'b), eopérmica.

Ambos conjuntos están intruidos por un granito biotítico gris (I-7'), el que por ende sería pos-eopérmico y preliásico, ya que los estratos sinemurianos de la región, que se apoyan en discor-

dancia sobre los sedimentos carbónicos y pérmicos, contienen en su conglomerado de base rodados de esta plutonita (Suero, 1952, pág. 379; 1953 pág. 46). Como se indicó, Groeber y Stipanovic (1953, pág. 44) consideraron en principio a estos granitos como neopaleozoicos y luego Suero (1952, pág. 383; 1953, pág. 51) y Stipanovic (1957a, pág. 99) los refirieron al Triásico.

Desde las investigaciones de Wichmann (1918, 1927, 1934), fue costumbre el aceptar que todas las grandes masas porfiríticas y porfíricas que cubren amplias extensiones del "Macizo" pertenecían a un solo ciclo o fase magmática, la que este autor no vaciló en referir al Triásico.

El avance de los conocimientos hizo posible distinguir luego, en el ámbito citado, dos entidades principales dentro de la complexiva "Serie Porfírica". Una de ellas se consideró como neotriásica (I-8); su extensión se limitó al extremo noroeste del "Macizo", desde Piedra del Aguila hacia el sur (Dir. Nac. Geol. Min., 1964, mapa) y en su composición predominarían las porfiritas y los queratófiros. Esta serie efusiva, que constituye parte del "Choiyoiitense" de Groeber (Grupo Choiyoi), adquiere gran relevancia hacia el norte, en Neuquén y en Mendoza (I-8').

En la segunda, en cambio, prevalecen casi por entero los pórfiros cuarcíferos rosados y rojizos [I (13-13')], los que con sus tobas consanguíneas cubrirían extensísimas superficies del "Macizo" y zonas circundantes, abarcando miles de kilómetros cuadrados (Dir. Nac. Geol. Min., 1964; Volkheimer, 1965; etc.).

Su edad fue estimada como meso o "suprajurásica", teniendo en cuenta sus relaciones geológicas —en especial por yacer discordantemente sobre estratos que llegan hasta el Aaleniano—, y el carácter de algunas floras fósiles que contienen sus intercalaciones sedimentarias o niveles que le están inmediatamente sobrepuestos (Bonetti, 1963; Casamiquela, 1964, págs. 24-32; Dir. Nac.

Geol. Min., 1964, mapa y pág. 20; Frenguelli, 1949; Volkheimer, 1965, págs. 333-335, Cuadro I), las que tienen una asonancia "matildense".

Independientemente de dicho esquema general, Croce (1956, págs. 168-173; 180-183) reconoció en el ámbito rionegrino del "Macizo" a dos complejos, uno porfirico y otro porfirítico. El piso del primero estaría constituido por "pizarras paleozoicas o prepaleozoicas, esquistos cristalinos o bien por rocas graníticas de distintos tipos. A veces se hallan como estratos intermedios, areniscas al parecer permotriásicas" (*Op. cit.*, pág. 168) también citadas por Arnolds (1952, pág. 135) para la zona sur de Sierra Grande y a las que asignó edad "triásico-jurásica". Con respecto a la edad de los cuerpos porfíricos, Croce piensa que la actividad volcánica pudo haber comenzado en el Triásico superior, adquiriendo mayor intensidad en el Jurásico y parte del Cretácico, para terminar a principios del Eógeno (pág. 168). El segundo conjunto reconocido por este autor, estaría integrado por porfiritas amigdaloides, pardo moradas, o pardo negruzcas, las que servirían de basamento a los pórfiros cuaríferos anteriores, es decir que los precederían en el tiempo (*Op. cit.*, pág. 180).

Llama la atención que a pesar de la cita de Croce sobre la presencia de "areniscas permotriásicas", en la síntesis de Shell (1962, pág. 332) se niegue en forma concluyente pero no fundada tal posibilidad: "Esta región nunca acumuló sedimentos del Mesozoico en cantidad alguna, ni continentales (excepto los piroclásticos) ni marinos, pues probablemente permaneció mucho más alta que la región extendida al norte".

Fuera de estos estudios, confinados a los dominios puros del "Macizo", aquellos cumplidos en sus zonas marginales hicieron ver que sobre el grupo I-8, "supratriásico", no sólo yacen las sedimentitas continentales keuperianas de Paso Flores (I-9'), que llevan

una "flora de *Dicroidium*" (Groeber y Stipanovic, 1953; Stipanovic, 1957a, páginas 103, 104), sino también otra delgada secuencia areniscosa (I-10'), la que en Piedra del Aguila encierra restos de *Otozamites* (Ferello, 1947). Estos últimos estratos (Formación Piedra del Aguila) deberían ubicarse en el más bajo Lías, pues soportan al "Sañicolitense" (I-11') de Galli (1953), el que a su vez sirve de base discordante a los sedimentos marinos de la transgresión liásica (Formación Piedra Pintada), la que debuta con niveles sinemurianos (I-12'), entre los que son comunes los ejemplares de *Oxynoticeras oxynotum* (Qu.) (Frenguelli, 1948, págs. 254, 257; Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953, pág. 152).

La Formación Sañicó se compone en esencia de pórfiros cuaríferos y de tobas riolíticas rosadas a rojizas, las que dominan en el ámbito del río Limay, entre Piedra del Aguila y Piedra Pintada, señalando así la presencia de una fase ígnea eoliásica (neohettangiana-eosinemuriana) en los bordes del "Macizo" y que antes también se había incluido en la "Serie Porfirítica Supratriásica". En las zonas marginales del "Macizo", donde las condiciones de subsidencia lo permitieron, pues ya se entra en los bordes del geosinclinal, se desarrollaron series sedimentarias marinas jurásicas. Al norte del Limay, y apoyándose en discordancia sobre el grupo I-8' ("Supratriásico" = Choiyolitense) o sobre el I-11' ("Sañicolitense"), yace una secuencia (I-12') que comprende con seguridad el Sinemuriano superior (Formación Piedra Pintada) y también el Toarciense (Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953, pág. 155).

En el borde occidental del "Macizo", el debut de la transgresión liásica se produce asimismo durante el Sinemuriano, con *Oxynoticeras* sp., conociéndose luego niveles que con certeza pertenecen al Toarciense, con Harpocerátidos, siendo los horizontes más jóvenes registrados en esta serie del Aale-



niano, pues los mismos encierran una típica fauna de "*Harpoceras*", del grupo *hauthali-puchense-malargüense*, es decir de aquellas pseudo "*Pleydellia*", pos-*opalinum* (Feruglio, 1949, pág. 107; Stipanovic y Rodrigo, 1967, 1968; Westermann, 1966, 1967). Por dichos motivos, los mantos porfíricos y porfiríticos que se asientan en discordancia sobre el grupo anterior (I-12') y que también se incluyeron en la "Serie Porfírica de la Patagonia extrandina" (I-13'), se consideraron como meso a neojurásicos.

En el ámbito del río Chubut medio, y luego penetrando en el "Macizo" por la sierra de Taquetrén, este "Complejo porfírico" soporta a areniscas tobáceas, lutitas negras bituminosas, etc., las que llevan floras fósiles en Cañadón Asfalto, Cañadón del Zaino, etc. (Bonetti, 1963; Frenguelli, 1949), las que pueden relacionarse con las de la Formación La Matilde (Casamiquela, 1964, págs. 24-29; Stipanovic, 1957b; Volkheimer, 1965, pág. 335).

En tiempos que resultarían contemporáneos a aquellos asignados a la "Serie Porfirítica" neo a mesojurásica, se desarrollaron varias formaciones en el área marginal boreal del "Macizo", en la cuenca neuquina. De ellas, las correspondientes a niveles mesobayocianos (I-13'a) están bien identificadas tanto en afloramientos (Chacay Cío., etc.) como en el subsuelo de los campos petrolíferos de Neuquén (Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953; Herrero-Ducloux, 1946; Weaver, 1931).

El Caloviano se presenta en la misma cubeta con facies predominantemente marina, pero hacia el sur, acercándose al borde del "Macizo", su sector medio se torna arenoso y conglomerádico, alcanzando facies transicionales y aún continentales, constituyendo la Formación Lotena (I-13'b) (Herrero-Ducloux y Leanza, 1943; Herrero-Ducloux, 1946; Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953; Weaver, 1931). Sobre el Mesocaloviano, y en discordancia, se apoyan sedimen-

tos oxfordianos (I-13'c), los que según su desarrollo pueden comprender el Eo y Mesoxfordiano (ex "Argoviano"), o bien sólo este último —formaciones La Manga o Barda Negra— (Digregorio, 1965; Stipanovic, 1966). Hacia el sur estos últimos depósitos sólo se extienden hacia los 39°.

Las masas yesíferas de la Formación Auquileo (Neoxfordiano = ex "Rauraciano") son bien conocidas en el ámbito neuquino, tanto en superficie como en el subsuelo de los campos petrolíferos (I-14'), pero no llegan a expandirse hasta el paralelo de 39° (Stipanovic, 1966).

En la misma cuenca neuquina, se conocen depósitos del ciclo Andico de Groeber, los que comprenden el Grupo Mendoza (I-15', titono-neocomiano), la Formación Huitrín (I-16', aptiana-albiana) y la Formación Diamante (I-17', cenomaniana - coniaciana ?) (Groeber, 1953; Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953; Dir. Nac. Geol. Min., 1964).

Los sedimentos titono-neocomianos (I-15') llegan hasta el borde noroeste del Macizo, donde se los conoce en el Bajo de Ortiz y en otros afloramientos más australes aún (Dir. Nac. Geol. Min., 1964, mapa). En cambio, aquellos que corresponden a las formaciones Huitrín y Diamante quedan confinados a zonas extra-"escudo", es decir dentro de la provincia de Neuquén.

### C. NUEVOS CONCEPTOS SOBRE LA COMPOSICION GEOLOGICA DEL "MACIZO" NORDPATAGONICO Y REGIONES VECINAS

Los autores, sobre la base de sus observaciones y de los datos ya conocidos, estiman que el cuadro estratigráfico que mejor refleja la composición de los ambientes del epígrafe sería el que se ilustra en el Cuadro 2.

El mismo presenta diferencias con respecto al esquema antes señalado para el área del "Macizo", pues no sólo au-

CUADRO 2

ZONA MARGINAL BOREAL	AMBITO DEL "MACIZO"	ZONA MARGINAL SUROCCIDENTAL
<p>II-23 n SEDIMENTITAS neocretácicas (presenonianas).                      II-22 n SEDIMENTITAS mesocretácicas.                      II-21 n SEDIMENTITAS titono-neocomianas.                      II-20 n Yeso neoxfordiano.                      II-19 n SEDIMENTITAS co-mesoxfordianas.                      II-18 n SEDIMENTITAS calovianas.</p>	<p>II-21 SEDIMENTITAS neocomianas.                      II-19 SEDIMENTITAS oxfordianas.                      II-17 VULCANITAS batonianas.</p>	<p>II-23 s SEDIMENTITAS neocretácicas (presenonianas).                      II-22 s SEDIMENTITAS mesocretácicas.                      II-21 s SEDIMENTITAS titono-neocomianas.                      II-19 s SEDIMENTITAS oxfordianas.</p>
<p>II-16 n SEDIMENTITAS mesobayocianas.                      II-15 n SEDIMENTITAS aalenianas-toarcianas.                      II-14 n SEDIMENTITAS sinemurianas.</p>	<p>II-13 PÓRFIROS CUARCÍFEROS coliasícos.                      II-11 SEDIMENTITAS keuperianas.                      II-10 PORFIRITAS cotriásicas.                      II-9 PLUTONITAS pérmicas.</p>	<p>II-17 s VULCANITAS batonianas.                      II-16 s SEDIMENTITAS mesobayocianas.                      II-15 s SEDIMENTITAS aalenianas.                      II-14 s SEDIMENTITAS sinemurianas.</p>
<p>II-12 n SEDIMENTITAS coliasícas.                      II-11 n SEDIMENTITAS keuperianas.                      II-10 n PORFIRITAS cotriásicas.                      II-9 n PLUTONITAS pérmicas.</p>	<p>II-6 PLUTONITAS pos-silúricas.                      II-5 SEDIMENTITAS mesopaleozoicas (siluro-devónicas).                      II-4 SEDIMENTITAS copaleozoicas (ordovícicas?).                      II-3 METAMORFITAS copaleozoicas.                      II-2 PLUTONITAS precámbricas?                      II-1 METAMORFITAS precámbricas.</p>	<p>II-9 s PLUTONITAS pérmicas.                      II-8 s SEDIMENTITAS oepérmicas.                      II-7 s SEDIMENTITAS carbónicas.</p>
<p>II-1 n METAMORFITAS precámbricas.</p>	<p>II-3 s METAMORFITAS copaleozoicas.                      II-2 s PLUTONITAS precámbricas?                      II-1 s METAMORFITAS precámbricas.</p>	<p>II-3 s METAMORFITAS copaleozoicas.                      II-2 s PLUTONITAS precámbricas?                      II-1 s METAMORFITAS precámbricas.</p>

menta el número de formaciones principales a distinguir, sino que confiere a algunas de ellas dataciones distintas a las hasta ahora admitidas.

Para los ámbitos marginales los cambios son menores, consistiendo sólo en la incorporación de algunos conceptos nuevos, especialmente los que se refieren al fechado más preciso de ciertas entidades jurásicas y al reconocimiento de varias fases diastróficas jurásicas y cretácicas.

## 1. LAS METAMORFITAS PRECÁMBRICAS

Como tales se consideran a las rocas del grupo II (1, 1n y 1s), las que se corresponden con las antes tratadas I (1-1'), es decir aquellas que acusan un alto grado de metamorfismo.

Sin ser este un argumento definitorio para ubicar a tales rocas en el Antecámbrico, los autores adoptan tal posición, aún con carácter tentativo, teniendo además en cuenta que otras del mismo ámbito, pero menos metamórficas [II (3, 3s)], que se corresponden con las del grupo I (2-2') antes citado, son, por lo menos parcialmente, eopaleozoicas.

A falta de mejores elementos de juicio, también se incluyen en forma tentativa dentro del conjunto precámbrico a las metamorfitas (gneises, micaesquistos, anfibolitas, etc.), que fueron atravesadas por varias perforaciones petrolíferas en la cuenca del Golfo San Jorge y referidas al "basamento", en sentido general (Pozos Cerro Virgen n° 1; La Filadelfia n° 1; Las Vacas n° 1; Los Alazanes n° 1; V. 8; P.S.2; P.S.3; etc.), las que a entender de Lesta (1966) deben relacionarse con las similares del "Macizo". Sin embargo, parte de ellas pueden pasar a integrar asimismo el séquito de metamorfitas y submetamorfitas eopaleozoicas.

## 2. LAS PLUTONITAS PRECÁMBRICAS.

Como antes se expuso, en las zonas que bordean al "Escudo" se citaron

cuerpos ígneos que podrían ser antecámbricos (II-2s). En cambio, en el propio "Macizo", no hay hasta la fecha ningún argumento lo suficientemente concreto como para referir algunas de sus plutonitas a dichos tiempos. Más bien, muchos antecedentes tienden a demostrar lo contrario —tal como se expondrá más adelante—, señalando que una buena parte de ellas son neopaleozoicas, repitiéndose así lo registrado para el ambiente cristalofírico de las Sierras Pampeanas, con el que fuera vinculado el "Escudo" Nordpatagónico (Bracaccini, 1960).

Las tendencias de las últimas tres décadas colocaron a los granitos y gneises de las Sierras Pampeanas, *in toto*, en épocas antecámbricas. Determinaciones de cronología absoluta demostraron, en cambio, que en dicho ámbito geoestructural participan rocas que, entrando dentro del concepto de "basamento", no sólo se relacionan con ciclos ígneos verdaderamente precámbricos sino también otras que se vinculan con distintas fases magmáticas fanerozoicas, ocurridas tanto en intervalos paleozoicos como aún mesozoicos (Stipanovic y Linares, 1968).

Para el caso particular del "nesocratón" nordpatagónico, si bien muchos argumentos señalan que buena parte de sus plutonitas son neopaleozoicas, no puede descartarse de plano y en forma axiomática la existencia de otras anteriores.

Dada la misma composición geológica del ambiente, pobre en elementos estratigráficos de referencia, la solución final del problema recién se alcanzará en el momento en que se dispongan de suficientes datos de edad absoluta como para poder fechar con certeza cada formación magmática constitutiva del mismo.

Por dichos motivos, los autores prefieren adoptar una posición cautelosa al respecto, admitiendo como verosímil —aunque tal vez no muy probable—, la existencia en el "Macizo" de cuerpos plutónicos antecámbricos, a los que sin

embargo habría que individualizar, ya que la posibilidad de que los mismos estén presentes se ve disminuida en forma sensible al probarse que algunas de las formaciones metamórficas o sub-metamórficas, a los que ellos afectarían, no son en realidad precámbricas, sino eopaleozoicas, como se expone a continuación.

### 3. LAS METAMORFITAS EOPALEOZOICAS

Se incluyen en este conjunto aquellas filitas, esquistos cuarcíticos, etc. que acusan poco grado de metamorfismo y aporte ígneo reducido o nulo [II (3, y 3s)] y que se corresponden con las antes señaladas como I (2-2'), para las cuales algunos investigadores postularon una edad precámbrica, si bien con ciertas reservas.

El reciente descubrimiento de invertibrados marinos realizado por Cuerda (comun. verbal) en rocas de este tipo, en las cercanías de Sierra Grande (Río Negro), señala que por lo menos una parte de ellas son eopaleozoicas.

### 4. LAS SEDIMENTITAS EO Y MESOPALEOZOICAS

Una formación bien definida corresponde al complejo ferrífero de Sierra Grande (II-5), de edad silúrica-devónica y que antes fue citado como I-4, por lo que valen las consideraciones ya anotadas.

Sin embargo, no debe descartarse la posibilidad sobre el desarrollo en el ámbito del "Macizo" y en sus bordes, de otras formaciones sedimentarias eopaleozoicas.

Así lo señalaría el dato suministrado por Braccini (comun. verbal), quien siguiendo una indicación de Methol, encontró en la Sierra de Pailemán (Río Negro) un paquete de calizas, de unos 100 metros de potencia (II-4), las que recuerdan en mucho a las del Ordovícico de la Precordillera; no muestran ninguna señal de metamorfismo ni tampoco el grado de plegamiento de las

filitas, esquistos, etc. eopaleozoicos [II (3 y 3s)].

La posición estratigráfica de estas calizas no puede aclararse por el momento, a falta de concretos elementos de juicio.

Su nulo grado de metamorfismo sugeriría que las mismas son posteriores a los esquistos II (3 y 3s), pero sin embargo, Braccini (comun. verbal), no descarta la posibilidad que las calizas engranen lateralmente con estas ecinitas.

Por otra parte, tampoco se sabe si las mismas preceden o suceden a las sedimentitas ferríferas siluro-devónicas de Sierra Grande (II-5).

Los autores, tentativamente, prefieren colocarlas entre estas últimas y las metamorfitas eopaleozoicas (II-3), por lo que su edad aproximada resultaría ordovícica.

En la zona marginal sudoccidental del "Macizo" se conocen rocas con un grado de metamorfismo reducido, las que afloran en Esquel y Río Pescado. Estas pizarras, ubicadas por Ugarte (1966) en tiempos eo-mesopaleozoicos y tal vez devónicos, podrían ser, sin embargo, eopaleozoicas y verosímilmente cámbricas, si se recuerda que la formación ferrífera de Sierra Grande (siluro-devónica) y las calizas de Pailemán (ordovícicas?) no muestran ningún grado de metamorfismo.

Iguales consideraciones se extienden a las pizarras sericíticas y cuarcitas de La Modesta (Santa Cruz), ubicadas en principio por Di Persia (1962) en el Precámbrico.

En cambio, se prefiere ubicar en tiempos mesopaleozoicos a las sedimentitas que al sur del pozo 0-120 preceden a las formaciones jurásicas y aparentemente también al granito que fuera detectado por dicha perforación (Lesta, 1966).

### 5. LAS PLUTONITAS POS-SILÚRICAS

En lo que se refiere a la edad de las tonalitas y granodioritas grises, migma-

títicas, que presentan pequeños asomos al oeste de Gastre, en Sierra Grande y al oeste y sur de Valcheta (II-6), los autores ratifican lo antes expuesto, en el sentido que admiten que tales plutonitas intruyen a los sedimentos siluro-devónicos de Sierra Grande, coincidiendo en ello con Navarro, Valvano, Zoellner y geólogos de Shell.

A falta de mejores elementos de juicio, y teniendo en cuenta que estas granodioritas, tonalitas, etc. se presentan por lo común más inyectadas que aquellas por lo general rosadas y que ahora se colocan en el Neopaleozoico (Pérmico), ubican tentativamente a las primeras en un ciclo magmático anterior al de las últimas, *sin descartar en absoluto que todas puedan pertenecer a uno solo*.

La antigüedad determinada para la tonalita de Gastre ( $203 \times 10^6$  años) indicaría niveles que corresponden a la parte alta del Triásico medio. Sin embargo, los autores, antes de conocer dicha cifra absoluta, cuestionaron la validez de la misma, por entender que la muestra de roca bajo estudio era poco o nada representativa, ya que ella correspondería a una mezcla de dos magmatitas: una, la tonalita autóctona (con mucha posibilidad paleozoica), y otra —la perteneciente a la invasión porfírica—, eoliásica.

La cifra alcanzada indicaría entonces, un valor intermedio entre ambas fases ígneas y no la edad real de la plutonita.

Este punto de vista encontraría plena confirmación en el hecho que otra tonalita del "Macizo", no inyectada, extraída en las cercanías de Ing. Jacobacci, registró una antigüedad de  $233 \times 16^6$  años, valor que indica Pérmico superior, en la escala de Kulp.

#### 6. LAS SEDIMENTITAS CARBÓNICAS Y EOPÉRMICAS

Para las series sedimentarias antracólicas de Nueva Lubecka, Tepuel, Languiño, etc., estudiadas por Suero

(II-7s y 8s), valen las consideraciones antes expuestas para I-6'.

Sólo debe anotarse que el estudio realizado por Amos (1958) sobre los braquiópodos del Grupo Tepuel indica la posibilidad que el mismo no sólo comprenda niveles carbónicos sino aún eopérmicos. A su vez, las floras fósiles del Grupo Nueva Lubecka, analizadas en principio por Feruglio (1933, 1942 y 1946) y referidas por este autor al Liásico, pertenecen al Pérmico inferior (Archangelsky, 1960; Archangelsky y Arrondo, 1965; Archangelsky y de la Sota, 1960; Feruglio, 1951a y 1951b; Frenguelli, 1953a, 1953b, etc.), con intervención de elementos de la flora de *Glossopteris*.

De sumo interés resulta el hecho que en esta asociación vegetal gondwánica eopérmica se haya identificado una especie de *Rhacopteris* (*Rh. chubutiana* Arch. et Arron.) género que por lo general se creía limitado a niveles del Carbónico inferior (Archangelsky y Arrondo, 1966).

#### 7. LAS PLUTONITAS PÉRMICAS

La siguiente unidad composicional a reconocer en los dominios del "Macizo" y regiones marginales de éste serían los cuerpos platónicos ahora referidos al Pérmico (II-9, 9s y 9n) y antes tenidos por precámbricos [I (3-3')].

A esta fase magmática neopaleozoica le corresponderían los batolitos, en esencia compuestos por granitos rosados —pocas veces grises, con algunas diferenciaciones tonalíticas y granodioríticas—, granitos porfíricos y pórfiros graníticos, que afloran en la mitad boreal de Río Negro (II-9) y en los sectores norte (II-9n) y oeste de Chubut (II-9s).

El principal de ellos, sin duda alguna, corresponde al extenso asomo que sale a luz desde 18 km al este de La Esperanza, extendiéndose desde allí hacia el oeste, hasta Laguna Blanca, es decir con un desarrollo superficial superior a 125 km en sentido oeste-este,

donde fue reconocido por los autores en Chasi C6, Michihuau (Lám. I, fig. 1), Carri Yegua, Palenque Niyeu, La Angostura, Mencué, Pilahué y Bajo de Colán Conhué, confirmándose así varias citas parciales de Rovereto (1913) y de Wichmann (1918, 1927, 1934). Desde esta latitud, los granitos, preferentemente rosados, se expanden en forma continua hacia el río Limay, habiendo sido reconocidos por Wichmann en varias quebradas o arroyos que convergen hacia este curso de agua y por los autores hasta la latitud de Lonco Vaca y de San Antonio del Cuy.

Desde el Limay, y siempre hacia el norte, el mismo granito vuelve a aparecer en forma saltuaria a pocos kilómetros de Picún Leufú (Neuquén). La plutonita de cerro Granito (al este de cerro Lotena, en Neuquén), también fué citada como pérmica sobre la base de fechados absolutos (Dir. Nac. Geol. y Min., 1964), pero los mismos parecerían indicar más bien niveles carbónicos (Stipanovic y Linares, 1967).

Hacia el oeste, en las proximidades de Piedra del Aguila, aparecen en forma intermitente numerosos asomos de la misma plutonita, los que deben ser incorporados a este ciclo magmático neopaleozoico, a pesar de que Galli (1954, págs. 29-34) los consideró precámbricos, como era norma en esa época.

El batolito granítico se desarrolla luego en dirección al noreste, donde aflora en los alrededores de Valcheta, extendiéndose a continuación por el subsuelo cercano, según lo evidencian pozos poco profundos, para ser detectado finalmente por la perforación LD. 1 (Lagunas Dulces) de Shell, a 25 km al norte de la Estación General Vintter, es decir a corta distancia al sur del río Negro (Stipanovic, 1967a).

Otro cuerpo granítico de extensión considerable, que ahora se incluye en el mismo ciclo magmático neopaleozoico, es el que aflora en los alrededores de Gastre (Chubut), siendo su desarrollo sensiblemente mayor que el señalado

en algunos mapas (Dir. Nac. Geol y Min., 1964).

Ya en el borde occidental del "Macizo", las plutonitas similares que comienzan a exponerse al sur de Piedra del Aguila, se extienden con tal rumbo en dirección a Pilcaniyeu e Ingeniero Jacobacci. Desde allí, las mismas siguen por Manuel Choique, zona de Gualjaina y penetran finalmente en la región de las sierras de Tepuel, Tecka, Languiño y Nueva Lubecka, ya en ámbitos marginales al "Escudo", correspondientes a las cuencas de subsidencia antracólicas.

A excepción de estos últimos granitos, que se refirieron al Pérmico superior o al Triásico, según lo ya expuesto en páginas anteriores, todos los demás que pertenecen al ámbito del "Macizo", fueron considerados en las últimas décadas como precámbricos.

Los autores estiman, en cambio, que para todos los casos recién citados, no hay ningún argumento que permita sostener que estas plutonitas sean antecámbricas, sino más bien consideran que todos los antecedentes tienden a señalar lo contrario:

- a) En los casos en que se pueden observar sus relaciones con las rocas de caja, siempre las plutonitas aparecen intruyendo tanto a las metamorfitas precámbricas (II-1) como a aquellas eopaleozoicas (II-3).
- b) Aún para los ejemplos de plutonitas que puedan ser consideradas más viejas, dado su mayor grado de migmatización (*v. gr.* Sierra Grande) hay argumentos sostenidos por tres investigadores (Navarro, Valvano y Zoellner), que señalan que ellas también intrusionan a las sedimentitas silúricas-devónicas, opinión de la que también participa uno de los autores, que visitó la zona (C. G. Martínez).
- c) En el occidente del "Macizo", el granito biotítico de Tepuel,

Nueva Lubecka, etc. intruye sedimentos carbónicos y eopérmicos, a la vez que el conglomerado de base del Sinemuriano encierra rodados de esta plutonita, por lo que la fase magmática correspondiente debió producirse entre el Pérmico medio-superior y el techo del Triásico (Groeber y Stipanovic 1953; Stipanovic, 1957a; Suero 1952 y 1953).

- d) La granodiorita detectada por el pozo LD. 1 (Lagunas Dulces) acusó una antigüedad de  $248 \pm 249 \pm 10$  millones de años (Stipanovic, 1967a; Stipanovic y Linares, 1967). Estos valores señalan niveles aproximadamente mesopérmicos, de acuerdo con la escala de Kulp (1960, 1961).
- e) El granito que aflora en el cerro Granito (Neuquén), al este-noreste de cerro Lotena —y que representaría un asomo marginal de las masas plutónicas que vienen desde el “Macizo”—, también fue datado radimétricamente y citado como pérmico (Dir. Nac. Geol. y Min., 1964, pág. 15), aunque también podría ser algo anterior, carbónico (Stipanovic y Linares, 1967).
- f) El granito de río Chico, que aflora cerca de Ing. Jacobacci, resultó ser neopérmico, con una antigüedad de  $238 \times 10^6$  años (Stipanovic y Linares, 1967).
- g) Como se indicó, para la tonalita de Gastre, gris, migmatizada, se determinó una edad de  $203 \times 10^6$  años, valor que se considera afectado por el fuerte aporte ígneo correspondiente al magma porfírico eoliásico. La cifra en sí indicaría un nivel correspondiente al límite Triásico medio-superior, pero la misma debe ser mayor para la roca autóctona y muy posiblemente semejante a la determinada para

otros cuerpos plutónicos (Pérmico).

Todos estos antecedentes llevan a los autores a admitir que hasta tanto no se expongan argumentos en contra, es preferible aceptar una edad neopaleozoica y muy verosíblemente pérmica para gran parte de los cuerpos graníticos, granodioríticos, etc., a que se hizo referencia, que muestran amplia distribución en las partes central y boreal del “Macizo” y que antes fueran tenidos por precámbricos. Al mismo tiempo proponen identificarlos como pertenecientes a la “Formación Michihuau”.

A la misma fase magmática neopaleozoica refieren, además, los granitos detectados por algunas perforaciones realizadas en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge (P. CH. 1; 0.110; 0.120, etc.), hecho ya reconocido parcialmente por Ugarte (1966, pág. 54). Los del borde sur de la misma muestran total identidad composicional con respecto a los de La Juanita (Lesta, 1966).

El pozo D.129 también atravesó un granito, el que fue datado radimétricamente (Sr/Rb sobre ortosa), con una antigüedad de  $103 \text{ y } 111 \pm 15 \times 10^6$  años (media:  $107 \pm 15 \times 10^6$ ), la que indicaría tiempos neocretácicos, cenomanianos. Sin embargo, este dato merecería ciertas reservas (Stipanovic y Linares, 1967).

Así, si bien Ferello y Lombard sostienen que esta plutonita intruye a los porfirios chon-aikenses (batonianos), Braccacini, al estudiar detenidamente las muestras de esta perforación llegó a una conclusión opuesta, estimando que el granito es anterior a la efusiva (en Lesta, 1966). Lesta, por su parte, anota que la edad absoluta de esta roca es sorpresiva y que la misma no concuerda con los restantes conocimientos que se tienen para el ambiente de la Cuenca del Golfo San Jorge (*Op. cit.*).

En tal sentido los autores estiman que no debe descartarse la posibilidad sobre un error en la determinación del

fechado absoluto del granito del Pozo D.129, el que podría pasar a integrar el elenco magmático neopaleozoico, máxime teniendo en cuenta que hasta la fecha no se había registrado en el ámbito del "Macizo" ni en sus regiones circundantes un evento plutónico de tal edad y que además, según la opinión de experimentados colegas, este granito sería anterior a terrenos de inequívocos niveles batonianos.

Si en cambio se ratificara la datación absoluta original, se estaría frente a una etapa magmática coetánea a la que presenta gran desarrollo en Chile (Levi, Melech y Munizaga, 1963; Ruiz Fuller *et al.*, 1964). Este hecho adquiriría especial significación, pues señalaría que la fase plutónica trasandina, vinculada en forma estrecha con el ciclo Austriaco de movimientos, y en particular con su fase principal (pre-Gosau, cenomaniana), también actuó en el territorio argentino, en ambientes insospechados (Stipanovic y Rodrigo, 1968)<sup>1</sup>.

## 8. LAS PORFIRITAS EOTRIÁSICAS

Dentro del denominado "Complejo Porfírico-porfirítico" del "Macizo", en el que costumariamente se reconocieron sólo dos entidades ("Serie Porfirítica Supratriásica" y "Serie Vulcanítica Meso-suprajurásica"), los autores consideran que puede individualizarse un número mayor de formaciones, las que en algunos casos muestran estrechos vínculos con las que afloran en sus zonas marginales:

II (19, 19n y 19s): Sedimentitas "matildenses";

II (17, 17s): Vulcanitas "chon-aikenses";

<sup>1</sup> Según información reciente del Dr. J. Rodríguez, en la zona de Carhué Niyeu (al este del río Chubut medio), un magma granítico intruye masas porfiríticas, cuya edad exacta se desconoce, ya que las mismas podrían pertenecer al ciclo batoniano, o bien a otros anteriores, liásicos o triásicos.

II (13, 13n): Pórfiros euarcíferos eoliásicos ("Sañicolitense");

II (11, 11n): Sedimentitas neotriásicas, y

II (10, 10n): Porfiritas eotriásicas.

La formación más vieja de las comprendidas en el "Complejo Porfírico-porfirítico" del "Macizo" (II-10) se integra con mantos de porfiritas pardomoradas, a las que suceden hacia arriba tobas de la misma composición, en parte masivas, otras veces estratificadas, de colores algo más claros: lilas, verdosos, etc.

Esta entidad, a la que Stipanovic denominó Formación Los Menucos (1967a), resultaría de edad eotriásica y a la misma deben incorporarse las porfiritas de Valcheta y los queratófiros basales que señalara Wichmann en varios arroyos que caen al río Limay (1934), hecho que los autores comprobaron en el cañadón Pilahué y en el camino de Comallo a Pilcaniyeu.

Esta asignación cronológica se basa en dos argumentos; la Formación Los Menucos yace en neta discordancia de ángulo sobre los terrenos anteriores, entre los que pueden contar tanto las metamorfitas precámbricas y eopaleozoicas como los granitos rosados pérmicos (hasta neopérmicos). A su vez soporta en discordancia a una espesa secuencia sedimentaria, de carácter continental (II-11), la que encierra varios niveles con pisadas de reptiles y restos de una típica "flora de *Dicroidium*", de edad keuperiana, descubierta por geólogos de YPF. Las porfiritas y sus tobas, que en conjunto integran un espesor del orden de 400 metros, entrarían entonces en el intervalo Scytiano-Ladiniano, según los datos obtenidos en los alrededores de Los Menucos. Por otra parte, en Valcheta, una muestra de esta formación fue datada por métodos radiométricos con una antigüedad media de  $225 \pm 20 \times 10^6$  años por la Compañía Shell. Este valor, que indica un nivel eotriásico, corresponde al promedio de dos determinaciones: una de ellas acu-



só  $222 \pm 20 \times 10^6$  años y la otra  $228 \pm 20 \times 10^6$  años. (Stipaniceic, 1967a, 1967b; Stipaniceic y Bonetti, 1967).

La Formación Los Menucos, datada así por dos caminos, puede paralelizarse sin dificultades con las porfiritas y sus tobas, queratófiros, etc., que integran parte del heterogéneo Grupo Choyoi ("Choyoilitense") de Groeber, reconocido en los dominios del río Limay, entre Piedra del Aguila y Paso Flores (II-10n) por este autor (1929, 1953, 1956) y por Wichmann (1918, 1927, 1934) y bien cartado en el mapa de la Dirección Nacional de Geología y Minería (1964).

Este último se ubica estratigráficamente por debajo de la Formación Paso Flores (II-11n), la que es portadora de una "flora de *Dicroidium*" (Frenquelli, 1937, 1948; Groeber y Stipaniceic, 1953; Stipaniceic, 1957a), de edad keuperiana (Stipaniceic, 1967b; Stipaniceic y Bonetti, 1967), y cuyo conglomerado de base encierra rodados de porfiritas y sus tobas consanguíneas (Galli, 1953, págs. 223, 224, 227 y 234; Groeber y Stipaniceic, 1953, págs. 113-114).

## 9. LAS SEDIMENTITAS KEUPERIANAS

La segunda entidad a reconocer dentro del heterogéneo "complejo" porfirico-porfirítico del "Macizo" es la serie continental triásica antes citada (II-11). Sobre la presencia de la misma ya se tenían algunos datos, no suficientemente ilustrativos o concretos como para permitir su correcta ubicación témporo-espacial. Así, Wichmann (1927, pág. 3) citó para el cerro Colo-Niyecu (Río Negro), impresiones de *Estheria* en tobas finas, margosas, considerando a este fósil suficientemente representativo del Triásico superior (*Op. cit.*, pág. 11), siguiendo la tendencia generalizada en esa época. Croce (1956, pág. 168), por su parte, indicó que entre los pórfiros del "Macizo" y el "basamento" (granitos, gneises, etc.), se pueden intercalar en algunos puntos estratos de posible edad permotriásica. Arnolds (1952,

pág. 135) señaló la presencia de conglomerados y areniscas —provenientes de la erosión de granodioritas, supuestas pérmicas—, a los que suceden tobas vitroclásticas, las que engranan con los pórfiros de Sierra Grande. Casamiquela (1964, págs. 29-32), en su ensayo de síntesis sobre el "Complejo Porfirítico", acopla estas secuencias continentales de Río Negro al grupo de terrenos más o menos sincrónicos con los de la Formación La Matilde, por lo que acepta su posible edad neojurásica, aunque reconoce que por lo menos una de las ienitas por él encontradas en aquellos estratos sugieren niveles triásicos (*Op. cit.*, págs. 32, 142).

No corresponde al tema del presente artículo discutir el valor cronológico de los restos de "*Estheria*". Sólo basta recordar que este filópodo, determinado a tal rango, se lo conoce en las series triásicas precordilleranas de Mendoza San Juan y La Rioja; en las liásicas del geosinclinal neuquino-mendocino y en las doggerianas-málmicas de la Patagonia extraandina (Groeber y Stipaniceic, 1953; Groeber, Stipaniceic y Mingramm, 1953; Stipaniceic, 1957b; etc.).

Al norte y noroeste de Los Menucos, en Río Negro, sobre las porfiritas eotriásicas y sus tobas consanguíneas (II-10), se asienta en discordancia de erosión una serie sedimentaria, de carácter continental (II-11), bien expuesta en varias localidades y de fácil reconocimiento, gracias a las numerosas canchales en las que se explotan sus lajas (Teherig, Visanelli, Vila, Marín, etc.).

La misma presenta una composición muy variable de acuerdo con la ubicación de los afloramientos, pero en líneas generales puede decirse que se integra con una secuencia que supera los 400 metros de espesor en las zonas con mayor desarrollo (desde las canchales de Visanelli al oeste) y que en su mitad inferior se compone de tobas, tobas arenosas, areniscas tobáceas, etc., por lo común estratificadas, a veces en lajas muy definidas, variando su coloración entre rojo, gris blanquecino, gris

verdoso claro, etc. (Lám. II, figs. 1 y 2). Son frecuentes las lentes o niveles con clastos más gruesos, los que dan lugar a la formación de paquetes conglomerádicos finos, entre cuyos componentes dominan los de granitos en forma absoluta, siguiendo en importancia los de origen porfirítico y tobáceo. La parte superior de la sección, en cambio, es netamente tobífera, clara en corte interno, parda en superficie y su estratificación no es tan neta. Varios niveles muestran una fuerte silicificación y dan lugar a una roca córnea, muy dura, pero astillosa.

De la mitad inferior de esta formación proceden los restos de plantas que fueron descubiertos por los geólogos de YPF y las pisadas de reptiles que estudió Casamiquela (1964).

En la revisión que los autores cumplieron en la zona tuvieron oportunidad de obtener buenas colecciones paleobotánicas, a veces muy ricas, como las que proceden de la cantera de Visanelli. Estas nuevas floras fósiles son un tanto disímiles en composición general con respecto a otras de las conocidas en el Triásico argentino, pero de cualquier manera encierran típicos representantes del género *Dicroidium*, como *D. feistmanteli* (Johnst.) Goth. (Lám. I, fig. 2) y *D. lancifolium* (Morr.) Goth., en ejemplares bien conservados, además de otros que pertenecen a *Ctenis*, *Cladophlebis*, etc. Con poco lugar a dudas, la presente entidad debe referirse al Keuper (Stipanovic, 1967b; Stipanovic y Bonetti, 1967), según el estado actual de conocimientos que se posee sobre la posición cronológica de las floras con *Dicroidium* en el país. La asonancia "matildense" asignada por Casamiquela sobre la base de correlaciones debe revisarse, debiéndose recordar que este mismo autor ya había reconocido que por lo menos una de las icnitas de Los Menucos mostraba relaciones más estrechas con las del Triásico (Casamiquela, 1964, págs. 32, 142). En comunicación verbal este autor informó que no hay dificultades en acep-

tar vinculaciones keuperianas para el resto de las pisadas.

Fuera del área principal, situada al norte y noroeste de Los Menucos ("*Locus typus*"), esta formación sedimentaria de carácter continental, se expande tanto hacia el norte como hacia el sur. A la misma deben referirse los afloramientos de tobas finas, margosas, que llevan *Estheria* en Colo-Niyeu, citadas por Wichmann (1927, pág. 8). En igual sentido le pertenecen los conglomerados que este autor reconoció en los dominios del río Limay, en los bordes del Bajo de Ortiz, márgenes del arroyo Picún Leufú, Mengué, etc.), los que se ubican en discordancia sobre los granitos pérmicos, y son sucedidos por los pórfiros cuarcíferos rosados (Wichmann, 1934, págs. 11-12 y mapa).

Estos conglomerados no son otra cosa que la base de la Formación Paso Flores (II-11n), la que asoma sobre el Limay, aguas arriba de las localidades antes citadas, en Paso Flores y alrededores, es decir, en un margen proximal del "Macizo". Aquí la misma encierra un rico contenido de vegetales, con *Dicroidium odontopteroides* (Morr.) Goth., *D. lancifolium* (Morr.) Goth., *D. incisum* (du Toit) Tonw., *Yabeiella wielandi* Oishi, *Y. brackebuschiana* (Kurtz) Oishi, *Dictyophyllum tennifolium* Stip. et Menén., etc. (Bonetti y Herbst, 1964; Frenguelli, 1937. 1953b; Groeber y Stipanovic, 1953; Stipanovic, 1957a).

La secuencia triásica de Los Menucos se extiende más saltuariamente hacia el sur, y así fue reconocida por los autores hasta 35 km de dicha localidad, en dirección a la meseta de Somuncurá, presentándose como tobas blanquecinas, las que también se explotan por lajas, en campos vecinos al de Marín Hnos. (mapa).

Otro afloramiento de estas típicas areniscas tobáceas, bien estratificadas, se encuentra 45 km al sur de Aguada de Guerra, en la Estancia Los Olmos, de J. I. Iturrieta.

Con rumbo sudoeste, un asomo de es-

los estratos aparece a 42 km al sur de Ingeniero Jacobacci, cerca del puesto de Quetrequile, donde presumiblemente se apoyan sobre porfiritas. Estos sedimentos, compuestos por tobas lajosas, bien estratificadas, blanquecinas y rosadas, también fueron considerados como meso a neojurásicos por Casamiquela (1964, pág. 25), al correlacionarlos con los que afloran en la sierra de Taquetrén, los que en cambio sí son verdaderamente matildenses.

Los autores estiman que también es triásico, y posiblemente keuperiano, el espeso conjunto de areniscas y de conglomerados grises que asoman cerca de Comallo. Esta entidad, que se apoya en forma directa sobre porfiritas, alcanza una potencia de 1.500 a 1.700 metros y está constituida casi exclusivamente por materiales graníticos y metamórficos. Como en otros casos, fue incluido por Casamiquela (1964, pág. 27) en su lista de terrenos meso a neojurásicos del "Macizo".

#### 10. LAS SEDIMENTITAS EOLIÁSICAS

Siguiendo en la escala estratigráfica, otra unidad a distinguir sería la reconocida por Ferello (1947), en Piedra del Aguila, es decir, en una zona marginal al "Macizo" (II-12n). La misma comprende una delgada secuencia de areniscas hayas, las que encierran una discreta flora con varias especies de *Otozamites* y cuya posición estratigráfica no quedó bien definida en principio. Estudios de Galli (1953, 1954) evidencian que esta serie continental es posterior a la de Paso Flores (II-11n) y anterior al conjunto de pórfiros cuarcíferos rosados y de tobas riolíticas, también rosadas o blanquecinas, que integran la Formación Sañicó ("Sañicolitense") de este autor (II-13n). Esta última, a su vez, soporta en discordancia a los sedimentos marinos que señalan el comienzo de la transgresión jurásica (II-14n), la que debuta en la zona en tiempos neosinemurianos, ya que por arriba de su conglomerado de base apa-

recen ejemplares de *Oxynoticeras oxynotum* (Qu.) (Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953).

La Formación Sañicó, por ende, es pos-keuperiana y pre-lotaringiana, de manera que podría entrar en el intervalo Eohettangiano-Mesosinemuriano. Los autores estiman como más posible su ubicación en el Hettangiano superior o Sinemuriano inferior, recordando la discordancia que la separa del Neosinemuriano. Las areniscas con *Otozamites* (Formación Piedra del Aguila), se fecharían así como hettangianas (Stipanovic y Rodrigo, 1967, 1968).

#### 11. LOS PÓRFIROS CUARCÍFEROS EOLIÁSICOS.

Debe considerarse ahora otra formación típica del "Macizo", la que también fue incluida costumariamente dentro del heterogéneo "Complejo porfírico-porfirítico". Se trata de los numerosos diques, cuerpos intrusivos y mantos de pórfiros cuarcíferos rosados, los que junto con sus tobas consanguíneas constituyen un elemento importante en la constitución de este ambiente (II-13). Por lo general, los pórfiros cuarcíferos aparecen atravesando a los granitos pérmicos entre La Esperanza y Laguna Blanca, y desde dicha latitud se extienden hasta el río Limay, siendo también comunes en Los Menucos, Sierra Colorado, etc., donde acompañan por largos tramos al trazado de la ruta nacional n° 23.

Al noroeste de Los Menucos, en la cantera de Vila, los diques porfíricos atraviesan verticalmente a los estratos plantíferos poco inclinados del Keuper (Lám. III, figs. 1-2), a la vez que sus mantos y tobas los cubren en amplias zonas. Por ende, este complejo porfírico y tobífero, al que Stipanovic individualizó como Formación Sierra Colorado (1967 a), es pos-keuperiano. Si bien su base queda así definida con bastante certeza, no ocurre en principio lo mismo con su techo, por falta de niveles seguros de referencia dentro del ám-

bito mismo del "Macizo". Sin embargo, estas rocas se expanden desde La Esperanza, Chasicó, Meneucé, Pilahué, etc., hacia el río Limay y pasan a integrar la Formación Sañicó, por lo que su edad también puede fijarse como colíásica (neohettangiana o eosinemuriana), como antes se indicó (II-13n).

El desarrollo areal de la Formación Sierra Colorada es muy extenso. Además de las localidades citadas, se la conoce en Valcheta y al sur de la línea férrea que une San Antonio Oeste con San Carlos de Bariloche.

Es posible que a este ciclo efusivo le pertenezcan los "pórfiros graníticos-tonalíticos" que señalara Dessanti (1958, págs. 119-123) para la zona de la Mina Angela, situada al sur de Maquinchao. Los mismos intruyen a la Formación Las Minas, del citado autor, la que está constituida por mantos, brechas y tobas porfiríticas, con las que se intercalan conglomerados que encierran rodados de rocas graníticas. Esta última entidad resulta en apariencia paralelizable con las formaciones triásicas de la zona de Los Menucos (II-10 y II-11).

## 12. LAS SEDIMENTITAS SINEMURIANAS

Como se indicó, en el borde noroeste del "Macizo", sobre los pórfiros cuaríferos y sus tobas de la Formación Sañicó (neohettangiana-eosinemuriana), se apoyan en discordancia los sedimentos basales de la transgresión liásica (Formación Piedra Pintada), que debutan en el Sinemuriano superior, zona del *Oxynoticeras oxynotum* (II-14n).

En el otro extremo marginal del "Macizo", rodeando su borde sudoeste, también se desarrolla una secuencia marina, con algunas recurrencias transicionales. En Tecka y otros puntos, al oeste del curso medio del río Chubut, Suerro encontró faunas de pelecípodos asociados con *Oxynoticeras*, en la parte inferior de la serie liásica, que allí se apoya en discordancia sobre las formaciones antracólicas, cuyos niveles supe-

riores son eopérmicos (1948, págs. 38, 41, 47, 48; 1952, pág. 381; 1953, pág. 50).

Como para el caso de Neuquén, esta formación liásica del poniente del río Chubut medio (II-14s) también es eosinemuriana.

Dentro del mismo "Macizo" no se registraron hasta la fecha sedimentos del Liásico inferior. Es difícil que pueda esperarse su aparición con régimen marino, pues en sus bordes, es decir, en los límites con las respectivas cuencas de subsidencia marginales, tanto en el ámbito neuquino como al oeste del río Chubut medio — Pampa de Agnia, etc. — los estratos eosinemurianos ya muestran parcialmente facies proximales y a veces aún recurrencias continentales. En cambio no resultaría extraño el descubrimiento de sedimentitas liásicas terrestres dentro del "Escudo", en áreas que hayan sufrido depresiones tectónicas locales.

## 13. LAS SEDIMENTITAS TOARCIANAS-AALENIANAS Y MESOBAYOCIANAS

Otra entidad a distinguir en la secuencia estratigráfica de los márgenes del "Macizo" son las sedimentitas, prevalentemente marinas (II-15n), que afloran en Piedra Pintada (Neuquén) y al oeste del curso medio del río Chubut (II-15s), apoyándose sobre los estratos sinemurianos con fauna de *Oxynoticeras*.

En la primera localidad llevan impresiones de *Harpoceras complanatum* (Oppel), las que le comunican una edad toarciana (Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953, pág. 155). En Chubut, en cambio, la serie es más completa, y además de los horizontes con *Harpoceras* del Toarciano aparecen en Pampa de Agnia, en niveles superiores, restos de *Leioceras opalinum* (Qu.), fósil que caracteriza al Aaleniano inferior (Perrot, 1961, pág. 66), subpiso que luego también aparece en Cañadón Puelman y Cerro Carnerero, certificado

por una fauna de cefalópodos (Feruglio, 1949, págs. 107, 108; Piatnitzky, 1936, págs. 102-103).

A su vez, en zonas vecinas, como en el anticlinal del Cerro Negro, aún por arriba de los estratos toarcianos y del Aaleniano inferior, se presentan lutitas oscuras, con *Posidonomya alpina* Grass y luego areniscas con *Witchellia argentina* Burck., "*Harpoceras*" *hauthali* Burck, etc. (Piatnitzky, 1936, pág. 101; Feruglio, 1949, págs. 107-108), es decir, constituyendo aquella típica asociación de pseudo "*Pleydellia*", que debe ser colocada en el Aaleniano cuspidal o aun en la base del Bayociano medio (Arkell, 1956, pág. 586; Westermann, 1966, 1967). Recién sobre estos sedimentos yacen los espesos conglomerados de los "Estratos del Cerro Carnerero" de Suro (II-16s), los que por ende resultan con una antigüedad máxima mesobayociana y no más viejos.

Entre las formaciones toarcianas-aalenianas (II-15n y 15s) y aquellas sinemurianas (II-14s), media una discordancia, pues falta todo el Pliensbaquiano, como lo señalan Stipanovic y Rodrigo (1967, 1968). La misma fue causada por la acción de la fase diastrófica Sureña (Chubut), coetánea con la Charahuilla de Neuquén y con la orogenia Dunlap, de Norteamérica.

Recientemente, Herbst (1966, pág. 346) adelanta la idea que la Formación Puelman, que se considera más o menos sincrónica con la de Matilde, podría ser algo más vieja que lo hasta ahora señalado, quedando confinada al Dogger, de acuerdo con ciertas presunciones de carácter paleobotánico y geológico. Por debajo de la Formación Puelman yacen en neta discordancia los "Estratos del Cerro Carnerero" (II-16s) y luego siguen hacia abajo los niveles antes citados, toarcianos y aalenianos (II-15s), a los que Herbst ubicó por entero en el Liásico, pensando que tampoco nada impediría la ubicación en este último Piso de la Formación Carnerero.

Los autores desconocen de cuáles ele-

mentos de juicio se habrá valido este colega para sostener tal punto de vista, ya que por debajo de la Formación Carnerero (II-16s) no sólo hay niveles del Toarciano (con *Harpoceras*), del Aaleniano medio (con *Leioceras*) y del Aaleniano superior (con *Lytoceras francisci* (Opp.), *Sphaerocoeloceras brochii-formis* Jaw., etc.), sino aún del Aaleniano cuspidal o de la base del Mesobayociano, con el conjunto de pseudo "*Pleydellia*" a que antes se hizo referencia. La Formación Carnerero, por ende, no puede ser liásica, sino que como mínimo resultaría ubicada, con su base, en la parte inferior del Mesobayociano. Por otra parte, su facies muestra un fortísimo cambio litológico con respecto a los estratos infrayacentes, representando un depósito producido *a posteriori* de la actuación de una fase diastrófica (fase Languineo), la que por su ubicación en la columna estratigráfica resulta contemporánea con la fase Covunco, identificada por Stipanovic y Rodrigo (1967, 1968) para el ámbito neuquino, en la sierra de la Vaca Muerta y acaecida inmeditamente por debajo de la zona del *sauzei*.

#### 14. LAS VULCANITAS BATONIANAS

Sobre los "Estratos del Cerro Carnerero", o bien sobre otros anteriores, yace en discordancia un conjunto de terrenos cuya interpretación estratigráfica no resulta fácil. Ellos constituyen *parte* de aquel conjunto conocido como "Serie Porfirítica de la Patagonia extrandina" y que en los márgenes serranos encontraría su paralelo en el "Complejo" de la Sierra de Olte (Feruglio, 1949). En este último, a estar con Feruglio (*Op. cit.*), podrían distinguirse un sector inferior, en esencia vulcanítico (su "Vulcanítico"), al que luego se lo reconoció como Formación Pampa de Agnia, y el superior, o "Sección clásica" (II-18s), sedimentario, que correspondería a la Formación Puelman o Cañadón Asfalto, que lleva floras fósiles con asonancias matildenses. Como

antes se indicara, Feruglio admitía la posibilidad que entre el "Vulcanítico" y la "Sección elástica" mediara una discordancia.

En líneas generales, el primero de ellos encontraría su paralelo en la Formación Chon-Aike, de Santa Cruz, a la vez que la segunda entidad podría compararse, sin grandes dificultades, con la Formación La Matilde.

Sin embargo, si bien tal correlación satisface en muchos aspectos, deben hacerse algunas consideraciones sobre el tema, con el propósito, si ello fuera posible, de aclarar un tanto el complejo cuadro que presentan estos terrenos efusivos y sedimentarios.

Según observaciones de los autores, entre Paso de Indios y Paso del Sapo, es decir, a lo largo del curso medio del río Chubut, puede reconocerse la siguiente sucesión de terrenos que entran en el antiguo concepto de "Serie Porfirítica" (de arriba hacia abajo):

8) Formación Los Adobes (ex "Chubutiano").

----- Discordancia de ángulo -----

7) 30 a 60 m. Tobas gris claras, amarillentas, que hacia arriba se hacen rojizas. Afloran al oeste del río Chubut, a unos 15 km al norte de Estancia Berwyn.

6) 4 a 6 m. Banco de toba compacta, arenosa, gris amarillo, que forma cornisas. Estratificación no bien definida.

5) 100-130 m. Lutitas negras, con restos carbonosos, improntas de vegetales por lo general mal conservadas y abundantísimas *Estheria*. En superficie meteorizada su color es gris claro, amarillento, limonítico. De estos niveles procede la flóru-  
cula que encontró Flores en Cañadón Afalto y que estudió Frenguelli (1949). Buena estratificación, hasta laminar. Excelentes afloramientos sobre el margen derecho del río Chubut, al norte de la Estancia Berwyn (Lám. IV, fig. 1).

4) 70-80 m. Tobas y tobas arenosas, gris claras, gris verdosas, en bancos de 0,20 a 0,50 m de espesor, masivos. Afloran en pocos puntos, especialmente en la base de las quebradas que bajan desde el oeste al río Chubut, a la altura de Cañadón Sauzal y Cañadón Afalto.

?

3) 300-400 m. Mantos porfiríticos oscuros, violáceos, bien definidos, con intercala-

ciones tobáceas. Afloran en ambos márgenes del río Chubut, sobre todo en el oriental. En su parte alta, pórfiros rojos.

2) 100 m. Tobas grises, amarillentas claras, que se destacan con respecto a los sectores porfiríticos oscuros de la base y techo. Son masivas en su parte inferior y se estratifican mejor en sus términos altos, donde aparecen bandeadas por la presencia de niveles más oscuros, violáceos.

Muy bien expuestas al este del río Chubut, a unos 20 km al norte de Paso de Indios (Lám. IV, fig. 2).

1) 300-400 m. Mantos de porfiritas violáceas, oscuras, masivas, de mucho espesor. Afloran a ambos lados del río Chubut, pero dominan hacia el naciente.

El "Complejo" descrito se extiende hacia el oeste, donde su sector basal 1) se apoya en discordancia neta sobre los conglomerados del cerro Carnerero (II-16s), los que como se indicara, representan la parte inferior del Mesohayo-ciano.

Los grupos 1), 2) y 3) recuerdan mucho a la Formación Chon Aike y los nos 4, 5), 6) y 7) se identifican, con poco lugar a dudas, con la Formación La Matilde, de Santa Cruz, con la que presentan en común facies litológicas iguales y floras fósiles semejantes.

El conjunto total 1)-7) presenta mayor desarrollo que el complejo Chon Aike + La Matilde, por lo que podría pensarse que en la zona del río Chubut medio el mismo pueda estar más completo.

Como antes se señaló, los autores, junto con otros colegas, admiten que entre Chon Aike y La Matilde media una discordancia, la que fue provocada por los movimientos divesianos de la fase Río Grande (San Jorge para la Patagonia).

Para la zona del río Chubut medio, la evidencia de la misma no es clara, y de existir, ella debería colocarse entre la Formación Pampa de Agnia (= "Vulcanítico" = sectores 1-3 del perfil) y la Formación Puclman o Cañadón Afalto (sectores 4-7 del perfil), pues

las mismas muestran una composición litológica muy diferente.

Los autores, en principio, aceptan tal punto de vista, y al paralelizar la Formación Pampa de Agnia (II-17s) con la de Chon Aike, le confieren una edad batoniana (Cazeneuve, 1965; Stipanovic 1957 b; Stipanovic y Rodrigo, 1967, 1968), a la vez que también sincronizan, en líneas generales, a la Formación Puelman o Cañadón Asfalto (II-19s) con La Matilde, estimando que esta correlación es muy factible.

En tal sentido, destacan que no han pasado por alto la opinión de Ugarte (1966, págs. 56, 61), quien consideró que el "Complejo de Olte" no sólo comprendería términos bayocianos sino también liásicos y aún triásicos, pero desconocen de cuales argumentos se habría valido este autor, ya que el "Complejo" en sí, y especialmente su sector basal, efusivo, se apoya en discordancia de leve ángulo sobre la Formación Carnerero, la que es mesobayociana. Olte, en general, y sus sectores inferiores en particular (Pampa de Agnia, "Volcánico", etc.) no puede bajar hasta niveles liásicos y menos aún triásicos, ya que son posteriores a los horizontes que llevan faunas de *Harporceras*, *Leioceras*, *Lytoceras*, *Sphaerocoeloceras* y pseudo "*Pleydellia*", las que llegan hasta la base del Mesobayociano.

Las vulcanitas batonianas del río Chubut medio atraviesan luego dicho curso de agua y penetran en el borde sudoeste del "Macizo" (II-17). También es posible que al mismo ciclo efusivo-eruptivo le pertenezcan las ignimbritas del extremo sudeste del "Escudo", es decir las que afloran desde Sierra Grande hacia el sur y sudeste, ya que como tales fueron ubicadas estratigráficamente por Lesta (1966) en el subsuelo del borde boreal de la cuenca del Golfo San Jorge, en las proximidades del límite entre esta última cubeta y el borde austral del área positiva nordpatagónica.

## 15. SEDIMENTITAS CALOVIANAS.

En el sector neuquino del geosinclinal jurásico, las formaciones jurásicas calovianas (II-18n) presentan muy buen desarrollo y aparecen yaciendo en discordancia sobre estratos mesobayocianos (Stipanovic y Rodrigo, 1967, 1968). Sus facies, predominantemente marinas en casi toda la cubeta, se vuelven transicionales e inclusive en parte continentales en el borde austral de la cuenca (Formación Lotena), mostrándose como tal en cerro Lotena, Picún Leufú, etc. (Herrero Ducloux, 1946; Herrero Ducloux y Leanza, 1943; Weaver, 1931, etc.).

En el ámbito propio del "Macizo" no se conocen depósitos calovianos —continentales o marinos—, fechados con certeza.

Sólo podrían considerarse como tales los sedimentos que afloran en el curso medio del río Chubut y que luego se extienden hacia el "Macizo", donde afloran en la Sierra de Taquetrén. Los mismos se apoyan sobre las tobas, ignimbritas, etc., antes citadas (II-17, 17s), de edad batoniana, y encierran floras fósiles con asonancias matildenses.

La edad de estas últimas es un tema discutido, como así también la relación de los terrenos que las llevan con respecto a su substrato batoniano, estimando los autores que las sedimentitas "matildenses" serían oxfordianas, por lo que se tratarán en el subcapítulo siguiente.

## 16. LAS SEDIMENTITAS EO-MESOXFORDIANAS.

Como antes se expuso, en la cubeta neuquina, sedimentos mesoxfordianos —ex "Argoviano" (II-19n)—, se apoyan en manifiesta discordancia sobre otros del Caloviano medio, inferior y aún del Bayociano, siendo responsable de tal tipo de relación los movimientos divesianos de la fase Río Grande (Stipanovic, 1966; Stipanovic y Rodrigo, 1967 y 1968).

Los depósitos mesoxfordianos fueron identificados en el subsuelo de los campos petrolíferos de Neuquén por Digregorio (1965), como Formación Bar da Negra, la que se correlaciona sin dificultad con la Formación La Manga (Stipanovic, 1966).

Para el ámbito del "Macizo" y regiones circundantes del sudoeste del mismo, se consideran como oxfordianos los depósitos que se apoyan sobre las ignimbritas, porfiritas y pórfiros batonianos (II-17s).

En la zona del río Chubut medio, estas sedimentitas II-19s (Formación Cañadón Asfalto = Formación Puelman), se integran con tobas blanquecinas, tobas verdosas y lutitas negras, en parte bituminosas, tal como se describió en el perfil anterior (niveles de 4 a 7). Las mismas encierran una flora fósil en Cañadón Asfalto, estudiada por Frenguelli (1949) y vuelven a aparecer, con sus términos tobíferos basales, en la Sierra de Taquetrén (Formación Cañadón del Zaino), ya situada en el ámbito del "Macizo", de donde Casamiquela obtuvo una colección de plantas fósiles, la que fue determinada por Bonetti (1963). En ambos casos, estos elementos paleobotánicos señalan vinculaciones con aquellos de la Formación La Matilde de Santa Cruz, la que se consideró como neodoggeriana o comálmica (Stipanovic, 1957b); es decir caloviana u oxfordiana.

El problema de la datación de estos sedimentos matildenses se vincula en parte con el tipo de relación que se reconoce para los mismos con respecto a su substrato batoniano.

En Santa Cruz, Brandmayr (1933), Frenguelli (1933), Lesta (1966) y Stipanovic (1957b) reconocen que la misma es de discordancia, ya que rodados y aún bloques voluminosos de rocas chon-aikenses aparecen incluidos en estratos matildenses. Por otra parte, el mismo carácter de las floras de estos últimos no se opone a su datación oxfordiana, ya que un elemento de las mismas también apareció en el Mesox-

fordiano del norte de Chile (Menéndez y Galli, 1966).

Según Casamiquela (1964, págs. 27 y sig.), los estratos arenosos y tobáceos (II-19) de Taquetrén se extienden hacia el norte y noroeste, en dirección a Pilcaniyeu, Comallo, etc. y estimó que al mismo conjunto también le pertenecen las sedimentitas de Los Menucos (II-11). Como antes se aclaró, todas estas rocas son keuperianas, no habiéndose certificado hasta la fecha que los estratos continentales comálmicos (II-19) se hayan desarrollado mucho más al norte del paralelo de Taquetrén.

#### 17. EL YESO NEOXFORDIANO.

Esta entidad (Formación Auquileo) muestra buen desarrollo en la cuenca neuquina (II-20n) donde fue detectada por numerosas perforaciones en el subsuelo de los campos petrolíferos de esta provincia (Digregorio, 1965; Groeber, Stipanovic y Mingramm, 1953; Stipanovic, 1966).

Dentro del "Macizo", ni tampoco en sus zonas marginales austro-occidentales, se conocen sedimentos con edades equivalentes, del Neoxfordiano (ex "Rauraciano").

#### 18. LAS SEDIMENTITAS TITONO-NEOCOMIANAS.

Al borde noroeste del "Escudo" (Bajo de Ortiz) llegan los sedimentos geosinclinales pertenecientes al Grupo Mendoza de Groeber, los que comprenden niveles que van desde el Titoniano hasta el Neocomiano (II-21n).

No debe esperarse que los mismos invadan al "Macizo" en forma extensa, pues ya al norte del río Limay, algunas de las secciones de esta secuencia muestran facies muy proximales y aún continentales (Formación Mulichinco, con potentes conglomerados y troncos silicificados de grandes dimensiones), tal como lo anotaran Herrero-Ducloux (1946) y Weaver (1931). Inclusive, otras formaciones del Grupo, que hacia



el norte de la dorsal Picún Leufú-cerro Lotena muestran facies francamente marinas, con predominio de sedimentos finos, hacia el sur de dicha línea estructural presentan una fuerte variación litológica, con predominio de clastos más gruesos.

Para el subsuelo de la cuenca del golfo San Jorge, Lesta (1966) anotó que dentro del denominado "Chubutiano" pueden reconocerse varias formaciones independientes, separadas entre sí por discordancias regionales. La más baja de dichas entidades sería la Formación Pozo D-129 (II-19s) a que antes se hizo referencia, que se correlaciona con La Matilde. Sobre esta última, Lesta indica que se apoya la Formación Mina del Carmen (II-21s), en esencia tobífera, la que también puede hacerlo sobre ignimbritas batonianas chon-aikenses y aún sobre rocas del basamento.

El mismo autor admite que entre Mina del Carmen y la Formación Pozo D 129 (sincrónica con La Matilde), media una importante discordancia. Por otra parte, sobre la primera de ellas, Lesta coloca en discordancia a su Formación Comodoro Rivadavia —también antes incluida en el heterogéneo "Chubutiano"—, la que a su vez se sitúa por debajo de la discordancia inter-senoniana.

De acuerdo con esta interpretación, Mina del Carmen resultaría un equivalente de la Formación Baqueró, la que ahora puede datarse con bastante seguridad, ubicándola en niveles barremanos-aptianos (Archangelsky, 1967, págs. 131-133).

Por su parte, los autores estiman que en los casos en que la Formación Baqueró adquiere su máximo desarrollo, sus estratos basales pueden llegar a niveles anteriores, hauterivianos y aún valanginianos.

De esta manera, los estratos baque- roenses y sus sincrónicos del subsuelo del Golfo de San Jorge (II-21s), representan un equivalente continental del Grupo Mendoza (II-21n), de carácter marino, desarrollado en el ambiente del

geosinclinal neuquino-mendocino-chileno.

La discordancia que se registra entre Mina del Carmen-Baqueró por un lado y las formaciones Pozo D 129-La Matilde por otro, es un reflejo directo de la actuación de los importantes movimientos eokimeridgianos de la fase Araucana (Stipanovic y Rodrigo, 1967; 1968).

Para el ámbito del "Macizo", también se incluyen en forma tentativa dentro de niveles neocomianos a un grupo de terrenos, extensamente distribuidos en el mismo y en sus bordes occidentales y australes (II-21 y 21s), los que costumariamente fueron referidos al "Chubutiano".

Los mismos se componen de areniscas claras, estratificadas por lo general en bancos gruesos y con posición subhorizontal, los que yacen en discordancia de ángulo marcado sobre las formaciones anteriores, incluso las coetáneas a La Matilde.

Hasta la fecha no se dispone de ningún elemento de juicio concluyente como para sostener que los estratos en cuestión son chubutianos. Por el contrario, la evolución de los conocimientos en la Patagonia extrandina va demostrando que el verdadero Grupo o Formación Chubut parece confinarse en forma exclusiva al ambiente de la cuenca del Golfo de San Jorge. Aquellos terrenos señalados como "chubutianos" fuera de dicha cubeta, en realidad pertenecen a otras entidades, aún cretácicas, pero pre-maestrichtianas.

Un primer ejemplo de lo dicho fue encontrado con la Formación Baqueró, de Santa Cruz, la que si bien en principio fue referida al Cretácico inferior (Stipanovic y Reig, 1955), luego se la asimiló al Neocretácico por sus facies semejantes a la del miembro "Tobas amarillas" del Chubutiano (Stipanovic, 1957 b), siguiendo una opinión de Di Giusto.

Los estudios palinológicos que encargara Shell. Compañía Argentina de Petróleo (en Ugarte, 1966) y aquellos

macro y micropaleontológicos cumplidos por Archangelsky (1963a; 1963b; 1967) y por Archangelsky y Gamero (1965; 1966a; 1966b; 1966c) señalan en cambio que Baqueró, en líneas generales, debe ubicarse en el Neocomiano, con cierta posibilidad en su parte alta.

Situación similar parece presentarse con los afloramientos del "presunto o falso Chubutiano" del norte de Chubut y del curso medio-superior del río Chubut (Formación Los Adobes). Los autores, junto con Saccone, desde hace tiempo mantenían serias reservas sobre las viejas correlaciones, a la vez que el estudio de Lesta (1966) terminó por confinar al ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge la distribución de los sedimentos del verdadero Chubutiano maestrichtiano, excluyendo de este Grupo a los estratos que rebalsan los límites de la cubeta citada.

Los autores, con carácter tentativo, estiman que el "falso Chubutiano" del norte y oeste de Chubut, para el que Stipanovic y Rodrigo (1968) postularon el nombre de Formación Los Adobes, como asimismo el señalado para el poniente de Río Negro, podrían representar un equivalente de la Formación Baqueró y ser, como ésta, neocomiano, o bien, tal vez sincronizarse con otra entidad cretácica, pre-maestrichtiana, reconocida por Lesta (1966) para el subsuelo del Golfo San Jorge: Formación Comodoro Rivadavia.

#### 19. LAS SEDIMENTITAS MESOCRETÁICAS.

En la cuenca neuquina, los niveles mesocretácicos están representados por la Formación Huitrín, II-22n (ex Yeso de Transición), no bien expuesta ni desarrollada hacia el sur del eje Picún Leufú-Cerro Lotena.

La misma señala un neto cambio facial con respecto a los sedimentos in-frayacentes, marinos, del Titono-Neocomiano, el que se interpreta que fue causado por los primeros movimientos basculantes epeirogénicos de la fase Mira-

no (subfases Mirano inicial e intermedia), los que culminaron con una etapa principal, acaecida en el límite Albiano-Cenomaniano (Stipanovic y Rodrigo, 1967, 1968).

A *posteriori* de la actuación de tales movimientos, los depósitos de la cuenca neuquino-mendocino-chilena ya son por entero de régimen continental, incluyendo a veces conglomerados muy potentes y gruesos, que pertenecen a la Formación Diamante (II-23n), de edad cenomaniana hasta coniaciana (?).

Para el ámbito del "Macizo", como así también para el de la cuenca del Golfo San Jorge, no hay ningún argumento que permita referir alguna de sus formaciones a tiempos mesocretácicos (aptiano-albianos), sincrónicos con los de la Formación Huitrín, ya que los estratos baqueroenses se los considera contemporáneos con los del Grupo Mendoza (Neocomiano).

En cambio, al sudoeste de Paso de Indios, ya en el área cordillerana, Ugarte (1956) reconoció en la zona de Omkel una secuencia cretácica, compuesta en su base por calizas negras, calcáreos arenosos, areniscas con detritos de conchillas y areniscas verdosas, la que puede representar el Titono-Neocomiano (II-21s), es decir términos coetáneos con el Grupo Mendoza. Sobre estos estratos marinos, con belemnites y pelecípodos, yacen areniscas verdosas, en parte arcillosas, con niveles plantíferos y lutitas carbonosas, las que encierran una flora fósil, con *Ptilophyllum acutifolium* Morr., de posible edad aptiana. Ugarte estima que estos sedimentos de régimen transicional deberían asignarse al "subciclo Huitriniano" (II-22s), a la vez que las areniscas tobáceas con grandes troncos fósiles, areniscas conglomerádicas y conglomerados que los suceden (II-23s), representarían un equivalente del Grupo Diamante (*Op. cit.*, págs. 12-14).

La secuencia descrita por Ugarte repite, por ende, la de la cuenca neuquino-mendocina, haciendo ver que a fines de Neocomiano comenzó a actuar

una fase basculante positiva, la que hizo perder el carácter netamente marino de la cuenca, para transformarlo en otro mixto y finalmente por entero continental como lo señalan los estratos arenosos y conglomerádicos con grandes troncos silicificados. Este último hecho fue provocado por la acción de movimientos contemporáneos a la fase Mirano principal, cenomaniana.

## 20. LAS SEDIMENTITAS NEOCRETÁICAS, PRESENONIANAS.

También para la cubeta del Golfo de San Jorge, Lesta (1966) distinguió que sobre su Formación Mina del Carmen (neocomiana), yace en posible discordancia la Formación Comodoro Rivadavia, neocretácica (II-23s), la que aún es anterior a los movimientos intersenonianos — para los que ahora se propone el nombre de “fase Huantraico” —, por lo que también habría que desglosarla del heterogéneo complejo “Chubutiano” maestrichtiano, en la que se la había incluido hasta entonces.

Comodoro Rivadavia muestra un brusco cambio composicional con respecto a su substrato tobífero (Mina del Carmen), ya que se compone en esencia de niveles arenosos, los que integran el 70 % de la entidad.

Por dicho motivo, por ser posterior a los terrenos neocomianos y por estar separada por discordancia de los sedimentos del verdadero Chubutiano, podría interpretarse que la Formación Comodoro Rivadavia (II-23s) sea posneocomiana y pre-maestrichtiana, resultando así un equivalente temporal de la Formación Diamante (II-23n), cenomaniana-coniaciana ?.

Como antes se indicó, en la zona de Omkel, el Neocomiano marino (II-21s) es sucedido por sedimentos mesocretácicos transicionales (II-22s) y éstos, a su vez, por otros de neto carácter continental (II-23s), los que Ugarte (1956) relaciona con la Formación Diamante, de la cuenca neuquino-mendocina (II-23n).

## D. FASES DIASTROFICAS

Con respecto a los movimientos sinepeiro y sinorogénicos actuantes en el “Macizo” y en las zonas que lo bordean, se siguen los conceptos de Stipanovic y Rodrigo (1967; 1968), para el intervalo Triásico-Mesocretácico (Cuadro N° 3).

En tal sentido, estos autores estiman que entre los grupos II (23s y 23n), neocretácicos (presenonianos) y los neocomianos que se incluyen en II (21, 21n y 21s), deben haber actuado movimientos sinepeirogénicos de la fase Caleta Córdova, sincrónicos con los de la fase Mirano principal, de Mendoza y Neuquén. Este diastrofismo, que pertenece al ciclo Austríaco, de gran relevancia en Los Alpes, Cáucaso, etc., comenzó a actuar en tiempos barremianos póstumos, registrándose su fase principal (pre-Gosau), entre el Albiano y el Cenomaniano (Stille, 1924; 1935; 1936).

Las oscilaciones que separan a la Formación Huitrín, II-22n (aptiana-albiana), de los estratos marinos que la preceden (II-21n), y que justamente son las responsables del cambio de ambiente de deposición de la cuenca neuquino-mendocina, pertenecen a la subfase Mirano inicial, también integrante del ciclo diastrófico Austríaco.

La discordancia que se señala entre II-21n (Titono-Neocomiano) y II-20n (Neoxfordiano, yesífero) fue causada por la fase diastrófica Araucana, de Stipanovic y Rodrigo (fase Santa Cruz, para la Patagonia) que estos autores ubican en la base del Kimeridgiano (1967; 1968). En esencia, estos movimientos son también los responsables principales de las discordancias angulares que se registran entre los terrenos del “falso Chubutiano” (equivalentes a Baqueró), del grupo II (21, 21s), con respecto a los matildenses que los soportan II (19, 19s), ya que en tal angularidad pueden haber participado en grado más reducido aquellos de la fase Catan Lil, preberriasiense.

Con los mismos movimientos eokime-

ridgianos se relaciona la discordancia que señalara Lesta (1966) para el subsuelo de la cuenca del Golfo San Jorge, entre las formaciones Mina del Carmen y Pozo D. 129. La primera (II-21s) sería titono-neocomiana y la segunda (II-19s) fue equiparada por este autor con la Formación La Matilde.

Como antes se indicó, Brandmayr (1933), Frenguelli (1933), Lesta (1966) y Stipanovic (1967b), admiten que entre los sedimentos matildenses [II (19-19s)] y las vulcanitas "chon-aikenses" [II (17-17s)], batonianas, media una discordancia de erosión, punto de vista que también Feruglio (1949) admite como posible para el oeste de Chubut. Stipanovic y Rodrigo (1967; 1968) relacionan esta discordancia con movimientos contemporáneos de la fase Río Grande (San Jorge para la Patagonia), la que fue evidenciada por el primero de ellos para Neuquén, Mendoza y Chile (Stipanovic, 1966) y que se produjo en el Caloviano superior, mostrando efectos orogénicos suaves a discretos en algunas localidades argentinas y chilenas.

Las vulcanitas II (17 y 17s), coetáneas con la Formación Chon Aike, se asientan en discordancia sobre terrenos de distintas edades, de los cuales los más recientes son los de la Formación Carnerero (II-16s), mesobayociana.

La discordancia que separa a ambas entidades sería, a entender de los autores citados, un reflejo de la fase Sierra de Reyes, ocurrida en la base del Batoniano o a partir de fines del Bayociano, la que actuó con carácter por entero sinepeirogénico en Argentina, pero haciéndolo en forma sinorogénica, a veces marcada, en el norte de Chile (fase El Godo). Para el ámbito austral, Stipanovic y Rodrigo propusieron incluir estos movimientos en la fase "El Molle", la que aún puede producir discordancias de leve ángulo, como en Santa Cruz, entre las ignimbritas chon-aikenses y su substrato (neoliásico-aaleniano).

El brusco cambio de facies que se registra entre la Formación Carnerero (II-16s), continental y conglomerádica, y los sedimentos marinos infrayacentes (II-15s), en varias localidades próximas al río Chubut medio, se relaciona con la acción de movimientos sinepeirogénicos, sincrónicos a los que actuaron en la cubeta argentino-chilena, en tiempos inmediatamente anteriores al Mesobayociano y que pertenecen a la fase Covunco de Stipanovic y Rodrigo (1967; 1968). Para la zona marginal austral del "Macizo" dichos autores aplican a tal diastrofismo el nombre de "fase Languíneo".

En igual sentido, los mismos señalan que entre los terrenos toarcianos y sinemurianos de Argentina y buena parte de Chile, media una discordancia, ya que además de ciertas evidencias geológicas, relacionadas con los cambios de facies, no hay hasta el presente documentación paleontológica segura sobre la presencia de todo el Pliensbaquiano. El diastrofismo responsable de tal fenómeno, al que individualizaron como fase Charahuilla para el ambiente neuquino-mendocino y fase Sureña para el patagónico, es coetáneo con la orogenia Dunlap de Norteamérica y con la Cimmerica media I del Cáucaso. En Argentina, tuvo efecto sinepeirogénico; en Chile también se muestra con carácter orogénico local (fase "Atacama").

Las formaciones neosinemurianas, marinas, con fauna de *Oxynticeras* [II (14s y 14n)], se apoyan en discordancia sobre un substrato variado, en el que los terrenos más jóvenes serían los pórfiros cuaríferos rosados del grupo II (13-13n), es decir el "Sañicolitense" y su equivalente en el "Macizo" (Formación Sierra Colorada). Este tipo de relación fue causada por la acción de la subfase "Charahuilla previa", acaecida en tiempos aproximados eo a mesosinemurianos.

Los complejos eoliásicos, sean sedimentarios o ígneos [II (13 y 13n); II-12n], yacen en discordancia sobre distintos terrenos, de los cuales los más

jóvenes son continentales, pues llevan una "flora de *Dicroidium*", cuya edad es keuperiana [II (11 y 11n)]. Esta discordancia es el resultado de la acción de la fase Río Atuel, fuertemente epeirogénica en Argentina y con leve carácter orogénico en algunas localidades de Chile (fase Valparaíso), la que se relaciona con el subcielo Eocimmérico de movimientos, producido en el Triásico más alto (Stipanovic y Rodrigo, 1967, 1968). Para el ámbito patagónico, estos movimientos se incluyen en la fase Austral.

El análisis de los autores antes citados (*Op. cit.*) llega hasta estos niveles, por lo que las opiniones que siguen ya se deben a los responsables del presente artículo.

La discordancia que se reconoce entre las formaciones keuperianas [II (11 y 11n)] y su substrato vulcanítico eotriásico [II (10 y 10n)] fue producida por movimientos que actuaron en tiempos anisianos-ladinianos, los que deben considerarse como pertenecientes a una fase póstuma del ciclo Variscico, tal vez coetánea con la fase principal de plegamientos triásicos del Japón (orogenia de Akiyoshi), ocurrida entre el Anisiano y el Ladiniano, o bien aún con otra algo anterior (fase Misaki), que actuó entre el Anisiano y el Scytiano (Termier y Termier, 1956, pág. 347).

Las porfiritas eotriásicas [II (10 y 10n)] se apoyan en discordancia de ángulo marcado sobre los terrenos más antiguos, entre los que participan las metamorfitas precámbricas y los granitos neopérmicos [II (9, 9n y 9s)]. En este caso, la angularidad señalada se debe a la acción de los movimientos de una fase sincrónica a la Palatina, del ciclo Variscico (Stille, 1935, pág. 6).

Las plutonitas neopérmicas [II (9, 9n y 9s)], a su vez afectan, intruyéndolas, a las formaciones antracólicas en el oeste del "Macizo" [II (8s y 7s)]. Entre estas últimas, los niveles más recientes llegan al Pérmico inferior (II-8s), siendo lógico deducir que entre ambos conjuntos medie una relación

discordante, la que fue producida por un diastrofismo coetáneo a la orogenia Appalachiana (= fase Saálica), de edad mesopérmica (Termier y Termier, 1952, pág. 453; Stille, 1935, pág. 6).

Las sucesiones sedimentarias antracólicas de las zonas marginales del "Macizo" bajan con seguridad hasta horizontes mesocarbónicos (II-7s), pero también es muy posible que comprendan niveles del Mississippiano (Carbónico inferior). Su base no se conoce. Como terrenos anteriores más jóvenes podrían citarse las granodioritas (II-6) o las sedimentitas silúricas-devónicas de Sierra Grande (II-5). En este caso debe esperarse que en el intervalo comprendido entre estas formaciones pudiesen actuar una o más fases diastroficas, de la base del ciclo Variscico (fase Bretónica o Acádica).

Al no estar datadas con seguridad las granodioritas II-6, las sedimentitas II-5 y II-4, poco puede decirse sobre la edad de los movimientos que pudieron actuar entre dichas formaciones, todos ellos pertenecientes al ciclo Caledónico (fases Tacónica, Ardénica, etc.). En cambio, resulta evidente la acción de una fuerte orogenia entre estos complejos y el eopaleozoico I (3, 3n y 3s), levemente metamórfico, pero plegado a veces con intensidad. Estos movimientos deben relacionarse con los de la fase Sárdica, a la vez que no debe descartarse la acción de otras anteriores, que separan a las rocas altamente metamórficas [II (1, 1n y 1s)], de muy posible edad precámbrica, del resto de las formaciones presentes en el "Macizo" y zonas vecinas.

#### E. AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su reconocimiento al Dr. Osvaldo I. Braccacini, quien con su habitual desprendimiento y clara visión de los problemas geológicos les suministrara importantes datos sobre la zona del "Macizo" y a las autoridades del Instituto Nacional de Geología y Minería, por proporcionar-

les los valores sobre las edades absolutas de algunas plutonitas de Río Negro. Especial mención desean hacer de su dilecto amigo y colega, el Dr. Armando Ortega Furlotti, por la colaboración dispensada en los trabajos de campo.

Recibido el 15 de febrero de 1968.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

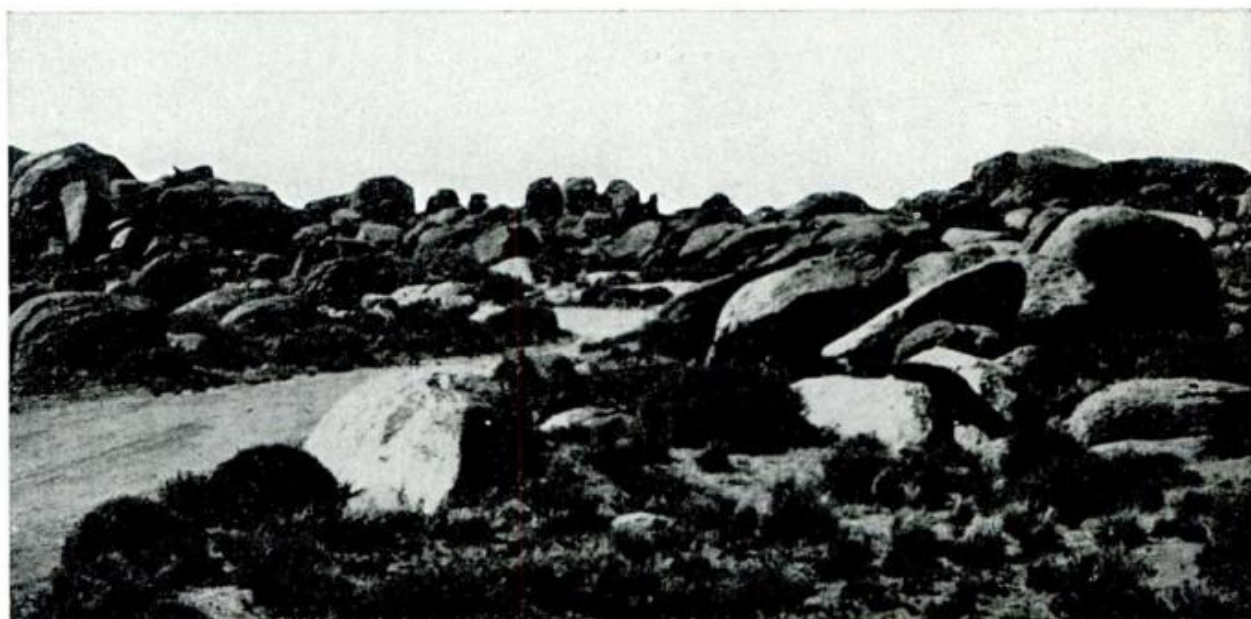
- Amos, A. J., 1958. Algunos *Spiriferacea* y *Terebratulacea* (Brach.) del Carbonífero superior del "Sistema del Tepuel" (provincia de Chubut). — Facultad de Cienc. Exact. y Natur., Univ. Bs. Aires., Contr. Cient., Ser. Geol., II, 3 Buenos Aires; págs. 95-108; II láms.
- Archangelsky, S., 1960. *Lycopsidea* y *Sphenopsida* del Paleozoico Superior de Chubut y Santa Cruz, Patagonia. — Act. Geol. Lilloana, III. Tucumán; págs. 21-36; láms. I-XI.
- Archangelsky, S., 1963a. A New Mesozoic flora from Ticó, Santa Cruz province, Argentina. — Bull. British Mus. (Nat. Hist.) Geol., vol. 8 n° 2. London; págs. 47-92; láms. 1-12.
- Archangelsky, S., 1963b. Notas sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. — Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., III, 2. Bs. As.; págs. 57-62; láms. I.
- Archangelsky, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. — Rev. Mus. La Plata; págs. 63-171; láms. I-VIII.
- Archangelsky, S. y Arrondo, O. G., 1965. Elementos florísticos del Pérmico argentino. I. Las Glossopterideas de la "Serie Nueva Lubecka", provincia de Chubut. — Rev. Mus. La Plata (N<sup>a</sup> Ser.), IV, Paleont. n° 26; págs. 259-264; II lám.
- Archangelsky, S. y Arrondo, O. G., 1966. Ibidem, II "*Rhacopteris chubutiana*" n. sp. de la Formación Nueva Lubecka, provincia de Chubut, con notas sobre las especies argentinas del género "*Rhacopteris*" — Rev. Mus. La Plata (N<sup>a</sup> Ser.), V, Paleont. n° 28; págs. 1-16; láms. I-III.
- Archangelsky, S. y de la Sota, E., 1960. Contribución al conocimiento de las Filices pérmicas de la Patagonia extrandina. — Act. Geol. Lilloana, III. Tucumán; págs. 85-126; láms. I-VII.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. C., 1965. Estudio palinológico de la formación Baqueró (Cretácico), provincia de Santa Cruz. — Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., IV 5. Buenos Aires; págs. 159-167; III láms.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. C., 1966a. Ibidem. — Ameghiniana, IV, 6; págs. 201-209; II láms.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. C., 1966b. Ibidem. III. — Ameghiniana, IV, 7; págs. 229-236.
- Archangelsky, S. y Gamero, J. C., 1966c. Ibidem, IV. — Ameghiniana, IV, 10; págs. 363-370; II láms.
- Arkell, W. J., 1956. Jurassic Geology of the World. — Edinburg; págs. 1-XV; 1-760; láms. 31-46 (= págs. 761-791).
- Arnolds, A., 1952. Aspectos generales de la geología y geomorfología del Distrito Sierra Grande (territorio de Río Negro). — Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, 2. Buenos Aires, págs. 131-142.
- Bonetti, M. I. R., 1963. Flórula mesojurásica de la zona de Taquetrén (Cañadón del Zaino), Chubut. — Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Paleont. I, 2. Buenos Aires; págs. 23-43; láms. I-VII.
- Bonetti, M. I. R. y Herbst, R., 1964. Dos especies de *Dictyophyllum* del Triásico de Paso Flores, provincia de Neuquén, Argentina. — Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg., III, 9. Buenos Aires; págs. 273-278; I lám.
- Bracaccini, O., 1960. Lineamientos principales de la evolución estructural de la Argentina. — Petrotecnia, X, n° 6. Buenos Aires, págs. 57-69.
- Brandmayr, J., 1933. Informe sobre la gira de estudio efectuada en compañía de los doctores Joaquín Frenguelli y Francisco Aparicio, en la región del sur del río Deseado. — Inf. Inéd. Dpto. Geol. YPF, Buenos Aires.
- Casamiquela, R. M., 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la Icnología con su aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (*Reptilia*, *Mammalia*) de la Patagonia. — Min. Asunt. Soc., Gob. Prov. Río Negro. Buenos Aires; págs. 1-229 (incluye láms. I-XXI).
- Cazeneuve, H., 1965. Datación de una toba de la formación Chon Aike (Jurásico de Santa Cruz, Patagonia) por el método de potasio-argón. — Ameghiniana, Rev. Asoc. Paleont. Arg. IV, 5. Buenos Aires; págs. 156-158.
- Croce, R., 1950a. Contribución al conocimiento de la geología y constitución de la Sierra Pire-Mahuida y sus estribaciones al noreste de Gastre, Chubut (Estudio preliminar). — Rev. Mus. Arg. Cienc. Natur. "B. Rivadavia", Cienc. Geol., I, 2. Buenos Aires; págs. 65-86; 1 lám.
- Croce, R., 1950b. Algunas observaciones sobre los afloramientos graníticos, de rocas volcánicas antiguas y filónicas en Gastre, Chubut (Estudio preliminar). — Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Cienc. Geol. I, 3. Buenos Aires; págs. 91-115.
- Croce, R., 1952. Los afloramientos fluoríticos en las rocas cristalinas del Bajo de Valcheta (Territorio de Río Negro). — Co-

- mun. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Cienc. Geol., I, 10. Buenos Aires; págs. 1-22.
- Croce, R., 1956. Formaciones características en las estructuras basales de la altiplanicie de Somuncura en Río Negro. — Rev. Asoc. Geol. Arg. XI, 3. Buenos Aires; págs. 152-194; 1 lám.
- De Alba, E., 1954. Nota sobre la estratigrafía de Sierra Grande. Territorio Nacional de Río Negro. — Rev. Asoc. Geol. Arg., IX, 2. Buenos Aires; págs. 131-134.
- De Alba, E., 1962. Acerca de la estructura geológica en Sierra Grande y su aplicación económica. Río Negro. — Anal. Primer. Jorn. Geol. Arg., San Juan, 1960, Buenos Aires, II; págs. 53-64, 1 mapa.
- De Alba, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 41 j. Sierra Grande (Pcia. de Río Negro). — Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. N° 97. Buenos Aires; págs. 5-67; láms., 1 map. geol.
- Dessanti, R. N., 1956. Vetas metalíferas y fracturas en la mina "Angela" Departamento Gastre, Chubut. — Rev. Asoc. Geol. Arg., XI, 2. Buenos Aires; págs. 116-142.
- Digregorio, J. H., 1965. Informe preliminar sobre la ubicación estratigráfica de los Estratos marinos subyacentes en la cuenca neuquina. — II Jorn. Geol. Arg., III; Act. Geol. Lilloana, VII. Tucumán; págs. 119-146, láms.
- Di Persia, C. A., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia extrandina (Pcia. de Santa Cruz). — Anal. Prim. Jorn. Geol. Arg., San Juan 1960; II. Geol., Buenos Aires, págs. 65-68, 1 mapa.
- Dirección Nacional de Geología y Minería, 1964. Mapa geológico de la República Argentina, en escala 1:2.500.000 y "Explicación del Mapa Geológico de la República Argentina". Buenos Aires; 3 folios; págs. 1-30.
- Ferello, R., 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Aguila (Neuquén) y sus relaciones. — Bol. Inf. Petrol. n° 278. Buenos Aires; págs. 248-261.
- Feruglio, E., 1933. Fossili liassici della valle del Río Genua (Patagonia). — Giorn. di Geol., Ann. R. Mus. Geol. Bologna, IX (1934) Imola; págs. 1-64; V láms.
- Feruglio, E., 1942. La flora liásica del valle del Río Genua (Patagonia): *Ginkgoales* et *Gymnospermae insertae sedis*. — Not. Mus. La Plata, VII. Paleont., N° 40. La Plata; págs. 93-110; láms. I-IV.
- Feruglio, E., 1946. La flora liásica del valle del Río Genua (Patagonia): *Semina incertae sedis*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., I, 3. Buenos Aires; págs. 209-218; láms. I-III.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. — Yac. Petrol. Fisc., I. Buenos Aires; págs. I-XV; 1-334; láms. I-LX; perfs. maps
- Feruglio, E., 1951a. Su alcune piante del Gondwana inferiore della Patagonia. — Publ. Ist. Geol. Univ. Torino, fasc. 1. Torino; págs. 1-34; 4 láms.
- Feruglio, E., 1951b. Sobre algunas plantas del valle del río Genua (Patagonia). — Rev. Asoc. Geol. Arg., VI, 1. Buenos Aires; págs. 14-20.
- Frenguelli, J., 1933. Apuntes de Geología Patagónica. Situación estratigráfica y edad de la "zona con Araucarias" al sur del curso inferior del río Desgado. — Bol. Inf. Petrol. n° 112. Buenos Aires; págs. 843-900.
- Frenguelli, J., 1937. La flórlula jurásica de Paso Flores en el Neuquén, con referencias a la de Piedra Pintada y otras floras jurásicas argentinas. — Rev. Mus. La Plata, Nª Ser., I. Sec. Paleont., Buenos Aires; págs. 67-108; láms. I-VIII.
- Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. — Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, VII, Buenos Aires; págs. 159-309; láms. I-IV.
- Frenguelli, J., 1949. Los estratos con *Estheria* en el Chubut (Patagonia). — Rev. Asoc. Geol. Arg., IV, 1 Buenos Aires; pág. 11-24.
- Frenguelli, J., 1953 a. Las Pecopterídeas del Pérmico de Chubut. — Not. Mus. La Plata., XVI, Paleont. n° 59. La Plata; págs. 287-296; 6 láms.
- Frenguelli, J. 1953b. Recientes progresos en el conocimiento de la Geología y la Paleogeografía de Patagonia, basados sobre el estudio de sus plantas fósiles. — Rev. Mus. La Plata, N. Ser. Geol. 4; págs. 321-342.
- Galli, C. A. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-liásicas de la Patagonia septentrional. — Rev. Asoc. Geol. Arg., VIII, 4. Buenos Aires; págs. 220-235.
- Galli, C. A. 1954. Descripción geológica de la Hoja 38 c. "Piedra del Aguila". — Inf. Inéd. Dir. Nac. Geol. y Min., Buenos Aires; págs. 1-117; 6 perfs., 1 mapa.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. — Dir. Gral. Min. Geol. e Hidrol., Publ. n° 58. Buenos Aires; págs. 1-109; IX láms., 2 cuadr.
- Groeber, P., 1953. Andico, en Groeber, P. F. C. et al., Mesozoico, en Geografía de la República Argentina. — Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, II, 1 (1952). Buenos Aires; págs. 349-541; láms. XXX-XXXIII; 6 cuadr. estratigr.
- Groeber, P., 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. — Rev. Asoc. Geol. Arg., XI, 4. Buenos Aires; págs. 231-292; 1 map.
- Groeber, P. F. C. y Stipanovic, P. N., 1953. Triásico en Groeber P. F. C. et al., Mesozoico, en Geografía de la República Argentina. — Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, II, 1 (1952). Buenos Aires; págs. 13-141; láms. I-XV; 1 cuadr. estrat.
- Groeber, P. F. C., Stipanovic, P. N. y Minzgramm, A. R. G., 1953. Jurásico, en Groe-

- ber, P. F. C. *et al.* Ibidem; págs. 143-347; láms. XVI-XXIX.
- Herbst, R., 1961. La flora liásica de C. Meschío, provincia de Chubut, Patagonia. — *Ameghiniana*, Rev. Asoc. Paleont. Arg. II. 4. Buenos Aires; págs. 55-60.
- Herbst, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. — *Ameghiniana*, Rev. Paleont. Arg. IV, 9. Buenos Aires; págs. 337-349; II láms. (= 348-349).
- Herrero-Ducloux, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. — *Bol. Inf. Petrol.*, 266. Buenos Aires; págs. 245-281; 1 mapa.
- Herrero-Ducloux, A. y Leanza, A. F., 1943. Sobre los Ammonites de la "Lotena formation" y su significación geológica. — *Not. Mus. La Plata*, VIII, Paleont. n° 54. La Plata; págs. 281-304; Láms. I-III.
- Kulp, J. L., 1960. The Geological Time Scale. — XXI Intern. Geol. Congress, part. III. Copenhagen; pág. 18-27.
- Kulp, J. L., 1961. Geological Time Scale. — *Science*, vol. 133, n° 3459. Washington; págs. 1105-1114.
- Lesta, P. J., 1966. Estratigrafía de la cuenca del Golfo San Jorge. — *IIIas. Jorn. Geol. Arg.*, 1966. Comodoro Rivadavia (en prensa).
- Menéndez, C. A. y Galli, C., 1966. Geología de la Quebrada Juan de Morales, Tarapacá, Chile y su flora jurásica. — III Jorn. Geol. Arg., Comodoro Rivadavia, Chubut, 1966 (en prensa).
- Navarro, H., 1962. Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande. Pcia. de Río Negro. — *Anal. Ias. Jorn. Geol. Arg.*, San Juan (1960). Buenos Aires; págs. 151-172; 1 mapa.
- Perrot, C. J., 1960. Estudio geológico de las inmediaciones del paraje "El Molle" (Departamento Tehuelches, Prov. de Chubut). — *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XV. 1-2. Buenos Aires; págs. 53-79; 1 map.
- Piatnitzky, A., 1933. Rético y Liásico en los valles de los ríos Genua y Tecka y sedimentos continentales de la sierra de San Bernardo. — *Bol. Inf. Petrol.*, n° 103. Buenos Aires; págs. 151-182.
- Piatnitzky, A., 1936. Estudio geológico de la región del Río Chubut y del Río Genua. — *Bol. Inf. Petrol.*, n° 137. Buenos Aires; págs. 83-118.
- Piatnitzky, A., 1946. Relaciones estratigráficas en la región del río Chubut. — *Bol. Inf. Petrol.*, n° 259. Buenos Aires; págs. 173-185.
- Rovereto, G., 1913. Studi di Geomorfología Argentina, III. La valle del Río Negro. — *Boll. Soc. Geol. Ital.*, vol. XXXII; págs. 101-142, Láms. 1-5.
- Shell Production Company of Argentina Ltd., 1952. Algunas observaciones geológicas a lo largo del borde septentrional del Eucudo Patagónico. — *Anal. Primer. Jorn. Geol. Arg.*, San Juan 1960. Buenos Aires, II, págs. 323-335.
- Stille, H., 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — *Berlin*; págs. I-VII; 1-443.
- Stille, H., 1935. Der Derzeitige tektonische Erdzustand. — *Sitzung. Preuss. Akad. Wissens., Phys. — Math. Klasse*, XIII, *Berlin*; págs. 1-43.
- Stille, H., 1936. Die Entwicklung des Amerikanischen kordillerensystems in Zeit und Raum. — *Sitzung. Preuss. Akad. Wissens., Phys. — Math., Klasse*, XV. *Berlin*; págs. 134-155.
- Stipanovic, P. N., 1957a. El Sistema Triásico en la Argentina. — XX Congr. Geol. Intern., Sec. II México (1956); págs. 73-112; I lám.
- Stipanovic, P. N., 1957b. I. Parte Geológica. Consideraciones sobre el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina", en Stipanovic, P. N. y Reig, O. A., El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina" y su fauna de anuros. — *Act. Geol. Lilloana*, I. Tucumán; págs. 185-230.
- 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, n° 4, Buenos Aires; págs. 403-478; láms. I-XV.
- Stipanovic, P. N., 1967a. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. — *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, XXII, n° 2, Buenos Aires; págs. 101-133.
- Stipanovic, P. N., 1967b. Sucesión de los terrenos triásicos argentinos. — I Simpos. Intern. Estrat. y Paleont. Gondwana. Mar del Plata, 1967 (en prensa).
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M. R. I., 1967. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. — I Simpos. Intern. Estrat. y Paleont. Gondwana. Mar del Plata, 1967 (en prensa).
- Stipanovic, P. N. y Linares, E., 1967. Edades radimétricas determinadas para la República Argentina y su significación geológica. — XXIII Intern. Geol. Congress, Praga, 1968 (a publicar; originales enviados en julio de 1967).
- Stipanovic, P. N. y Reig, O. A., 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de Anuros en el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. — *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, X, 4. Buenos Aires; págs. 215-233; II láms.
- Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F., 1967. El diastrofismo jurásico, eo y mesocretácico en Argentina y Chile. — XXIII Congr. Geol. Intern. Praga, 1968 (a publicar; originales enviados en julio de 1967).



- Stipanovic, P. N. y Rodrigo, F., 1968. Identificación y edad de las principales fases diastróficas del Jurásico y del Cretácico inferior y medio en Argentina y Chile. — Inédito (a publicar en Bol. Acad. Nac. Cienc. Rep. Arg., 1968).
- Suero, T., 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extrandina de Chubut. Nota preliminar. — Bol. Inf. Petrol., n° 287. Buenos Aires; págs. 31-43; 1 lám.
- Suero, T., 1951. Descripción geológica de la Hoja 36 c. Cerro Lotena (Neuquén). — Dir. Nac. Miner., Bol. n° 76. Buenos Aires; págs. 1-67; XII láms.; 4 mapas geol.; 2 láms. perfs.
- Suero, T., 1952. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extrandina del Chubut (Patagonia Austral-República Argentina). — XIX Intern. Geol. Congress, Sympos. Ser. Gondw., Alger; págs. 373-384.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extrandina del Chubut. — Rev. Asoc. Geol. Arg. VIII, 1. Buenos Aires; págs. 37-53.
- Suero, T., 1962. Paleogeografía del Paleozoico superior en la Patagonia (República Argentina). — Rev. Asoc. Geol. Arg., XVI, 1-2. Buenos Aires, págs. 35-42.
- Termier, H. et Termier, G., 1952. Histoire Géologique de la Biosphère. La vie et les sédiments dans les géographies successives. — París; págs. 1-721; láms. I-VIII; 35 láms. in text.
- Termier, H. et Termier, G., 1956. L'Evolution de la Lithosphère. II. Orogénese, fasc. 1. — París; págs. i-xxi; 3-498; láms. I-XLI.
- Ugarte, F. R. E., 1956. Geología de la zona de Omkel (Provincia Chubut). — Rev. Asoc. Geol. Arg., XI, 1. Buenos Aires, págs. 5-22.
- Ugarte, F. R. E., 1966. La cuenca compuesta carbonífera-jurásica de la Patagonia meridional. — Anal. Univ. Patagonia "San Juan Bosco", n° 2. Cs. Geol. I, 1. Comodoro Rivadavia, Chubut; págs. 37-68; Láms. 1-5.
- Valvano, J. A., 1954. Los yacimientos de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. — Inf. Inéd., Dir. Nac. Minería. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extrandino (zona Gastre-Gualjaina). — Rev. Asoc. Geol. Arg., X, 3. Buenos Aires; págs. 326-350; 2 map., 1 cuadro.
- Weaver, C. E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. — Mem. Univ. Washington, vol. 1, Seattle; págs. i-xv; 1-449; láms. 1-62.
- Wichmann, R., 1918. Sobre la constitución geológica del territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre el río Negro y Valcheta. — Prim. Reun. Nac. Soc. Arg. Cienc. Natur., Tucumán, 1916. Sec. I, Geol., Geog. y Geofísica. Buenos Aires; págs. 90-107; lám. II.
- Wichmann, R., 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923. — Dir. Gral. Min., Geol. e Hidrol., Publ. n° 33. Buenos Aires; págs. 1-59 (págs. 35-59 fotos).
- Wichmann, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y del Río Negro. — Dir. Min. y Geol., Bol. n° 39, Buenos Aires; págs. 1-27; láms. I-XXIV.
- Westermann, G. E. G., 1966. Preliminary (field) Report on Chile-Argentina. — Inf. Interno, Mac Master. Univ., Hamilton, Ontario; págs. 1-17.
- Westermann, G. E. G., 1967. Sucesión de ammonites del Jurásico medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén. — Rev. Asoc. Geol. Arg., XXII, 1. Buenos Aires; págs. 65-73.
- Zoellner, W., 1951. Informe geológico-económico del Yacimiento Ferrífero de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. — Inf. Inédito. Dir. Nac. Minería. Buenos Aires.



1. Afloramientos de granitos pérmicos de la Formación Michihuau, en Michihuau (Río Negro)  
Foto: O. L. B<sup>o</sup>



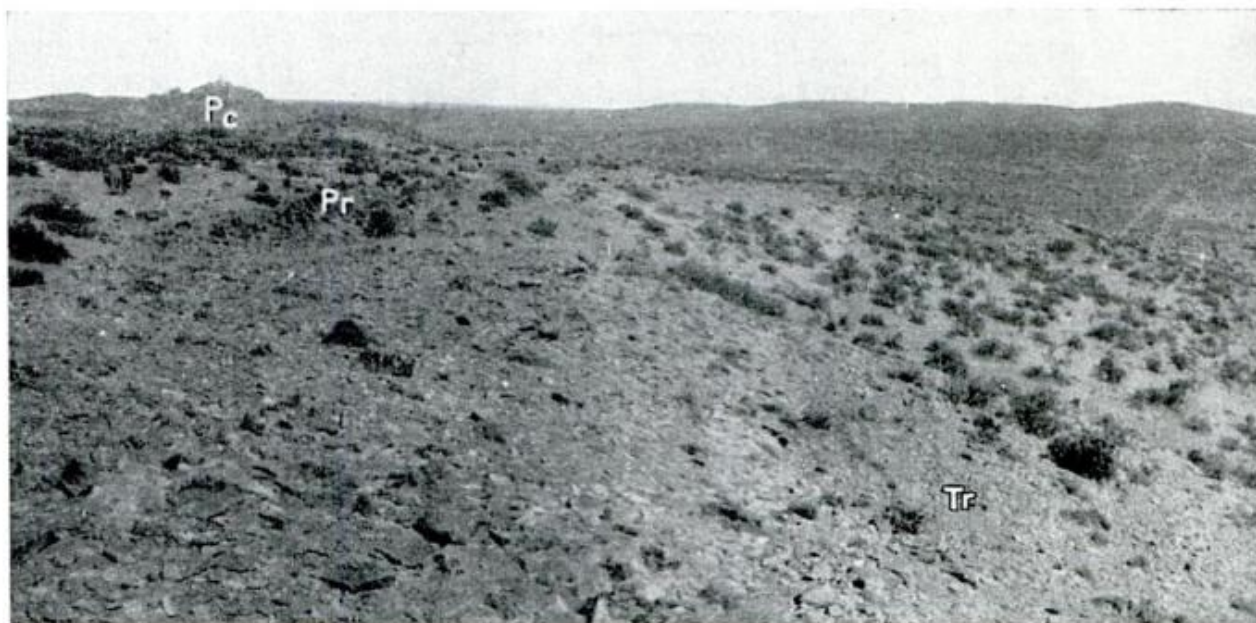
2. Ejemplar de *Dicroidium feistmanteli* (Jchnst.) Goth., obtenido en la cantera de Tcherig, al oeste de Los Menucos (Río Negro).



1. Afloramientos de sedimentos triásicos al oeste de Los Menucos (Río Negro), en la cantera de Tcherig, con restos de *Dicroidium feistmanteli* (Johnst.) Goth., e icnitas de vertebrados. Foto : P. N. S.



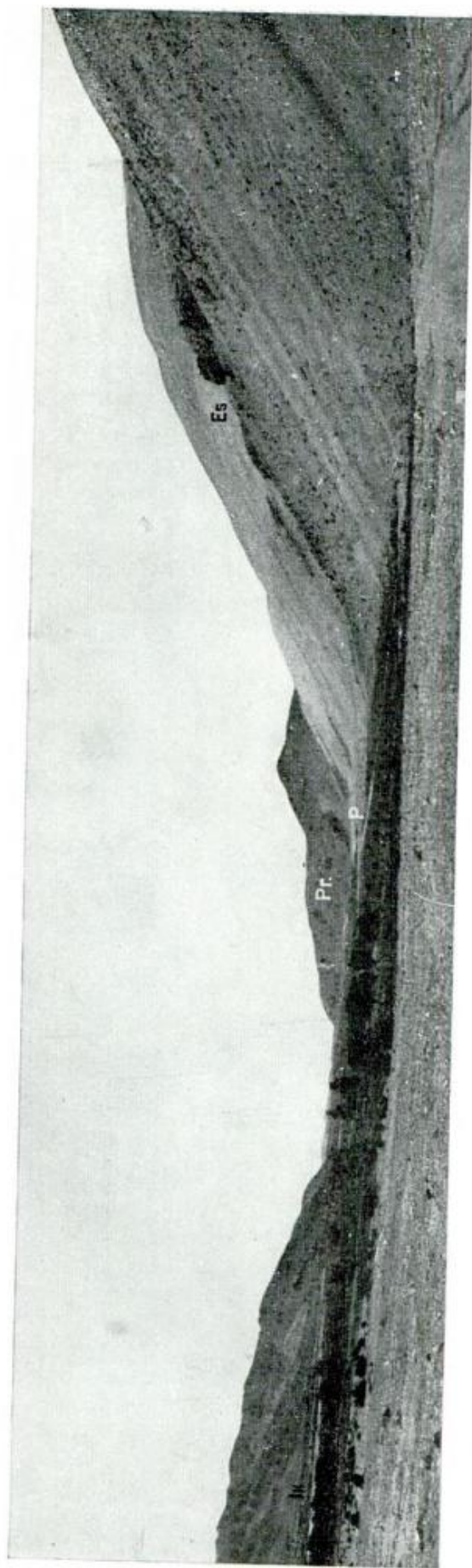
2. Explotación de lajas en tobas arenosas triásicas ; Cantera de Tcherig, Los Menucos (Río Negro)  
Foto : P. N. S.



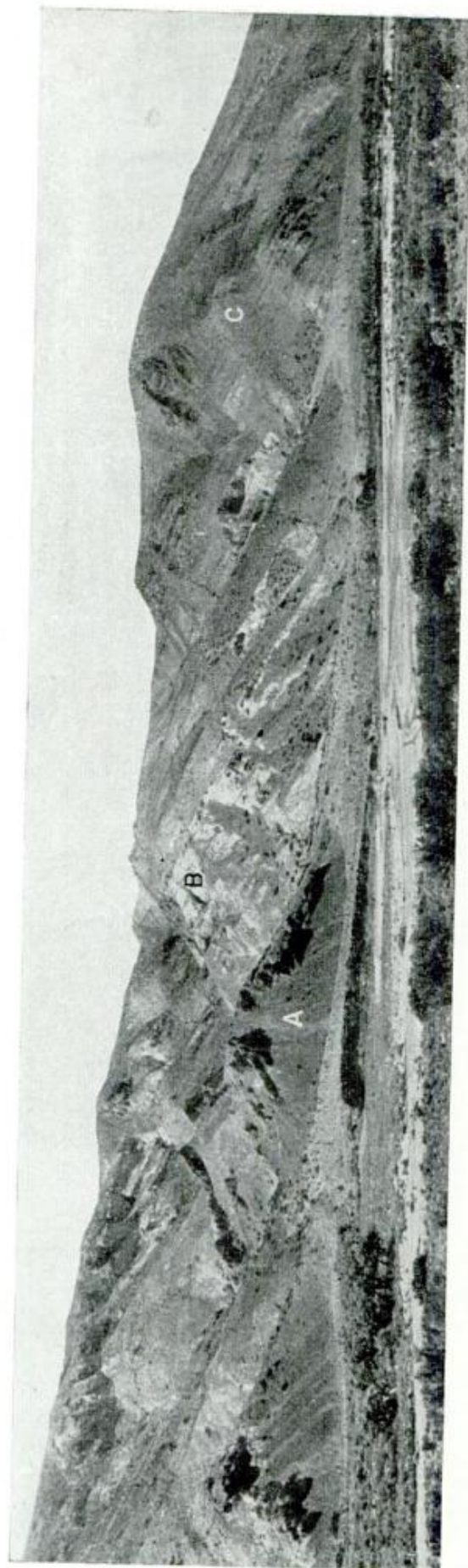
1. Zona de la cantera de Vila, al NNO de Los Menucos (Río Negro). Estratos triásicos continentales (Tr), con suave inclinación, son atravesados por diques de pórfiros cuarcíferos subverticales (Pr), cuyos productos tobíferos consanguíneos cubren a ambos (Pc). Foto : P. N. S.



2. Id. anterior. Detalle de un dique de pórfiro cuarcífero vertical, eolíásico, con disyunción columnar que atraviesa normalmente a los sedimentos triásicos. Foto : P. N. S.



1. Río Chubut medio (Chubut), 10 km al Norte de E.a. Barwyn. Pr, porfiritas volcánicas oscuras, con tobas intercaladas; P, pórfiro rojo vivo  
Es: lutitas bituminosas de la Formación Cañadón Asfalto, con plantas fósiles y restos de *Estheria*. Foto: P. N. S.



2. Río Chubut medio (Chubut), 12 km al Norte de E.a. Barwyn. Vulcanitas batonianas: A, porfiritas basales pardo volcánicas; B, tobas claras, amarillentas verdosas en sus dos tercios basales; bandeadas en el superior; C, mantos de porfiritas volcánicas, con tobas estratificadas. Foto: P. N. S.





### DR. JORGE FELIX VILLAR FABRE

Llana jerarquía y dignidad en la Cátedra, maestría en el laboratorio, brillo y seriedad sin matices en la investigación, conducta en el ejercicio profesional, fueron el público transitar del doctor Jorge Villar Fabre, prematuramente desaparecido el 23 de enero de 1968.

Nacido en Buenos Aires en 1921, ya en su escuela primaria de Belgrano comenzó a recoger los afectos profundos, como lo hizo más tarde y siempre, porque más amigos tenía que colegas de trato, al abrigo de esa amistad sin confianza, casi dieciochesca, que cultivando lo imperecedero no impide brindar lo más íntimo y sentido.

Luego fue el bachillerato, en el Colegio Nacional Sarmiento, y cuando se eligen los caminos, el de la Ciencia concebida como contorno ético, en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, donde se doctoró en diciembre de 1947. Pudo haber sido médico, y así lo decía, resumiendo su inclinación humana y naturalista, y su sed de servicio, moldeada por tales virtudes mientras con el trabajo costeara los estudios, en armonía con el cultivo de la fineza y aristocracia de su conducta.

Fueron paralelas su dedicación a la enseñanza en la Facultad donde cursó sus estudios, y su trabajo como geólogo y petrógrafo, tareas ambas iniciadas con la graduación universitaria. Su carrera docente se extendió a lo largo de veinte años, desde el peldaño de la docencia auxiliar en las especialidades de mineralogía y petrografía, hasta el de Profesor Titular de la Universidad de Buenos Aires, de cuyo Departamento de Ciencias Geológicas ejerció dirección siempre recordada durante los años 1960 y 1963, y finalmente en 1967 como tributo póstumo al lugar donde volcó su capacidad educativa. Fue asimismo en 1966 Profesor de Petrografía y Jefe del Departamento de Geología del Instituto y Fundación Miguel Lillo de la Universidad Nacional de Tucumán, y allí, como ocurriera en la histórica casa de la calle Perú, dejó la impronta del saber organizado del cual se nutrieron impulso y ansiedad juveniles, para dar, como fruto de tan armonioso contraste, la formación de discípulos.

Tras la enseñanza de los Cursos de Ingreso de 1948 a 1951, tan elevada por ser la de las primeras letras, abordó las Cátedras de Petrografía de rocas ígneas y metamórficas, Sedimentología, Petrología en ocasión de ser dictada por primera vez esta materia en la Universidad de Buenos Aires y en el país en 1961, Seminario sobre óptica cristalográfica y Mineralogía, curso este último que alcanzó brillantez merecedora entonces de singular admiración.

Fue así maestro en la ciencia petrográfica, y lo fue con absoluta precisión, continuando de ese modo la noble ejecutoria de la señera figura del doctor Franco Pastore, a quien sucedió en la cátedra de la Universidad de Buenos Aires, obligando con ello al futuro y continuando respecto del pasado una tradición de jerarquía.

Su trabajo en el campo de la investigación geológica refleja una gran amplitud temática. Fue iniciado, y por largos años ejercido, en la Dirección de Geología y Minería, como Geólogo, Petrógrafo y Mineralogista hasta 1957. Cúpole allí la responsabilidad de consolidar como verdadero Instituto Organizado el Departamento y Laboratorio de Petrología, cuando alcanzó la Jefatura del mismo. Supo equiparlo modernamente, y con su labor altamente especializada, formó una generación de laboratoristas que aprendieron de él esas raras virtudes que hacen insospechables los resultados de los trabajos científicos. Posteriormente como Jefe de la División Laboratorio de Investigaciones Geológicas de la Comisión Nacional de Energía Atómica, entre 1957 y 1960, volvió a brindar al país ese mismo saber organizado para la Investigación básica, que por tercera vez se vio concretado cuando su dedicación exclusiva a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales a partir de 1960.

Su investigación del basamento ígneo y metamórfico se inició con el estudio del Precámbrico de Tandilia, mediante el relevamiento y descripción petrográfica de las hojas 32q, Sa. de Tandil; 32p, Sas. del Azul; y 33q, Barker. La escuela transformista para la interpretación de las rocas graníticas, lo tuvo así entre los pioneros de los estudios modernos en nuestro país, y su enfoque sobre el origen metasomático no fue mera heterodoxia, sino resultado de un muy serio análisis petrográfico, de firme vigencia actual. Sobre este basamento de Tandilia, volvió en tiempos recientes (1966, 1967) brindando entonces al que estas líneas escribe, el honor de trabajar conjuntamente con él, y aplicar la experiencia conjunta recogida en el sur de Suecia en ocasión del XX Congreso Geológico Internacional, al cual el doctor Villar Fabre concurreó en representación de la Universidad de Buenos Aires, presentando un trabajo sobre Rocas Orbiculares argentinas. Suma por cierto otros trabajos a sus investigaciones sobre el basamento ígneo y metamórfico, tales los que versan sobre la Sa. de Velazco, Isla de Martín García y la Sa. de Valle Fértil, de la cual estudió un singular caso de corona y anillo de reacción y efectuó un trabajo sobre sus pegmatitas con torio, este último llevado a cabo como parte de las investigaciones de la Comisión Nacional de la Energía Atómica. Pero la amplitud del campo de investigación abordado por el doctor Villar Fabre se evidencia en muchos otros de sus frutos, tal la intensa labor sobre minerales y rocas de diversas partes del país, y su trabajo sobre mineralogía de arcillas, y sulfatos de aluminio, sobre petrografía y mineralogía de manifestaciones uraníferas, sobre rocas de la Antártida Argentina. Su labor póstuma inconclusa abordaba el magmatismo básico de las Sas. Pampeanas con un trabajo de gran aliento. El curriculum es explícito para revelar esta múltiple actividad, completada con una vida académica intensa en el ámbito universitario y extrauniversitario, en la dirección de laboratorios, en la representación científica argentina y en la investigación en el exterior.

Partícipe de la Asociación Geológica Argentina mediante aportaciones científicas, fue, cuando su desaparición, miembro de su comisión directiva, la cual ha perdido así a quien podía brindarle una muy excepcional colaboración.

Toda esta semblanza apenas se acerca a la pintura de una personalidad de sencillo señorío, inquieta a las manifestaciones del arte, sensible a los afectos de sus amigos y por sobre todo de su hogar, de la señora Malvina Ezcurra de Villar Fabre y de sus cuatro hijos, apenas queriendo ser ya mozos los mayores.

Queda esa personalidad, enraizada en lo que más aprecian los hombres, capaz de justificar aquello de que con él, pero sobre todo de él, se aprendía.

BERNABÉ J. QUARTINO



SOBRE EL HALLAZGO DE ORDOVICICO INFERIOR  
AL OESTE DE SAN ANTONIO DE LOS COBRES  
(PROVINCIA DE SALTA)

Por EDGARDO O. ROLLERI y ALBERTO MINGRAMM

RESUMEN

Se da cuenta de un hallazgo de Ordovícico al oeste de San Antonio de los Cobres, provincia de Salta, en un ambiente tradicionalmente cartado como precámbrico. El afloramiento se encuentra cerca del kilómetro 169 de la Ruta Nacional N° 51, Salta a Socompa. En él se hallan restos de graptolitos que permitieron al doctor Juan C. M. Turner establecer su edad del Arenigiano superior.

La litología está integrada por siltitas y areniscas de color gris pardusco a verde oliva. En forma saltuaria aparecen areniscas gruesas hasta finamente conglomerádicas.

ABSTRACT

Account is rendered on the finding of an Ordovician outcrop to the W. of San Antonio de los Cobres (Salta), within a geologic province of traditional Precambrian renown. The outcrop can be seen at km. 169 of Highway N° 51, Salta-Socompa.

Remains of graptolites have been found which allowed Dr. J. C. M. Turner to establish the age as Upper Llanviun.

The litology shows gray to buff and olive-green siltstones and sandstones. Coarse grained to conglomeradic sandstones are sporadic.

I. INTRODUCCION

Hace ya bastante tiempo atrás, en una gira que realizamos por la parte andina de las provincias de Jujuy y Salta, nos tocó en suerte dar, en un lugar situado algo al Oeste de San Antonio de los Cobres, precisamente en el kilómetro 169 de la Ruta Nacional n° 51 Salta-Socompa, con un solitario afloramiento de neto carácter sedimentario, marino, enclavado en pleno ambiente ígneo-metamórfico, de reputada edad proterozoica.

El mismo forma parte de un conjunto mayor que Vilela (1953) cartó como Proterozoico.

Luego de una corta búsqueda, uno de nosotros (E. O. Rolleri) halló restos

de Graptolitos en un nivel de la secuencia, hallazgo repetido luego, en otro nivel, en la misma ocasión, por el doctor Fernández Carro, que nos acompañaba.

Los fósiles, puestos bajo la gentil consideración del doctor Turner, han resultado ser de edad Arenigiano superior.

Si bien se trata de un afloramiento aislado, desconectado por kilómetros del ambiente ordovícico clásico reconocido en la Cordillera Oriental y la Puna, su presencia implica la posibilidad de introducir modificaciones en la parte occidental de los esquemas paleogeográficos ordovícicos.

Por otra parte, gravita, así no sea más que indirectamente, en la apreciación de los elementos geotectónicos que controlaban la sedimentación en la cu-

beta ordovícica. Asimismo, ubicado en el conjunto de que forma parte, puede contribuir a una mejor apreciación de los fenómenos tectogenéticos del diastrófismo de edad tácónica. Dentro del ámbito noroccidental de ese gran elemento geotectónico que Padula y Mingramm (1963) sugirieron llamar Arco Púnico, con tendencia a asimilarlo al elemento Traspampeano en un sentido lato, lleva a consideraciones, que a lo menos en esta vasta región, salvan por decirlo así al Proterozoico, de la tendencia cada vez más en boga de reducir su importancia a favor del Eopaleozoico, tendencia mesurada por un lado, y en algunos casos exagerada, y quizá imputable a la generalización de hechos demasiado saltuarios en relación a situaciones de composición geológica muy compleja.

Esas consideraciones, y el hecho de que otras visitas a la zona de Olacapato nos llevaron a la sensación de que en ella, también, deberían poder segregarse terrenos eopaleozoicos del conjunto Proterozoico, hicieron que programáramos llevar a cabo una tarea complexiva, en la cual proyectábamos tratar las provincias geológicas denominadas Cordillera Oriental y Puna, en la totalidad de su historia geológica.

Sin embargo, distintos motivos han ido retrasando el proyecto, y en este punto los autores, para que la información que han recogido pueda ser útil a los colegas que se ocupan de estos asuntos, han resuelto darla a conocer en esta pequeña contribución, dejando el resto de la tarea para una próxima oportunidad, lo cual, por otra parte, nos dará ocasión de revisar algunas zonas de interés.

El acceso a este afloramiento del Ordovícico es muy fácil. Asoma sobre la margen izquierda del arroyo Chorrillos por un trecho de 1400 m, a poco del kilómetro 169 de la ancha y bien conservada Ruta Nacional nº 51, a Socompa. Transitando hacia el Oeste, el camino cruza al arroyo por un pequeño

puente alcantarilla y se recuesta sobre un suave faldeo granítico que constituye su margen derecha. Desde ese puente, y siempre sobre la margen izquierda, el afloramiento se extiende hasta un borde tectónico granítico, mientras que en el cauce es sepultado por una colada de basalto cuya boca de emisión aún puede verse inmediatamente al Oeste, sobre el faldeo de escarpa de una gran fractura regional, orientada Norte-Sur y que es la que elevó el bloque regional de Chorrillos.

La tira de afloramiento, vinculada estrictamente al cauce del arroyo Chorrillos, desaparece hacia el Norte cubierta por depósitos recientes de terraza del penúltimo nivel.

En fecha posterior al hallazgo, ocasión en la que se dispuso de muy corto tiempo para la investigación, uno de nosotros (A. Mingramm), en compañía de los doctores Fernández Carro y Mainardi, efectuó un levantamiento rápido a plancheta del afloramiento (ver plano), el que queda determinado, en su extremo oriental, aproximadamente, por las coordenadas 24° 15' 30" S y 66° 22' Oeste.

*Agradecimientos:* Al doctor Juan C. M. Turner, por la determinación preliminar de los fósiles, y a los doctores A. Fernández Carro y E. Mainardi, por su compañía y colaboración en el campo.

#### DESCRIPCION LITOLOGICA

Todo el conjunto está sumamente tectonizado. El fuerte plegamiento, de hasta tercer orden impide efectuar una reconstrucción adecuada del perfil. Se puede consignar un espesor estimativo de 100 m para la secuencia aflorante.

En el tercio superior de la sección expuesta aparecieron los niveles fosilíferos que suministraron la fauna de graptolites ya aludidos.

Litológicamente, se trata de siltitas y areniscas de mala selección de color

gris pardusco, con tintes de verde oliva. Existen algunos niveles donde, en forma irregular, se alojan delgadas bandas de areniscas gruesas hasta finamente conglomerádicas.

Si bien, a causa de la fuerte deformación que revelan las rocas, existen planos de aparente discontinuidad, puede apreciarse que la sedimentación es gradada. Tanto la siltita como las pocas areniscas presentes responden al grupo de las grauvacas, pudiéndose inferir fácilmente, que aquí, como en otros asomos del Ordovícico cordillerano norteño, la sedimentación se operó en una cubeta móvil, de pronunciada negatividad y que el transporte, predominantemente, fue del tipo suspensional.

Aunque el grado de compactación señala una diagénesis avanzada, no hay absolutamente ningún indicio del más leve metamorfismo de contacto que pudiera indicar alguna relación estrecha con los granitos circundantes.

#### *Edad y fósiles:*

Los graptolites que fueron individualizados por el Dr. Juan C. M. Turner son:

*Didymograptus cf. hirundo.*

*Didymograptus cf. gracilis.*

El material presenta el inconveniente de estar eizallado, como consecuencia, se tiene mucha deformación de los ejemplares.

Estos elementos fosilíferos permiten establecer entonces, una edad arenigiana superior, zona de *Tetragraptus bigsbyi*, para la sección ordovícica aflorante.

#### *Facies:*

En lo que a la facies se refiere, puede establecerse que el depósito se llevó a cabo en un ambiente marítimo distal, de carácter pelágico y de baja energía.

Batimétricamente la asociación litológica parece apuntar a un régimen infranerítico a batial, de aguas turbias.

Regionalmente, la zona se sitúa dentro del ambiente interno del mar ordovícico, aunque hasta la fecha no se han observado, según el conocimiento de los autores, dentro de los sedimentos de esa edad, en la provincia puneña, elementos ofiolíticos-espilíticos que pudieran certificar adecuadamente la presencia de un eugeosinclinal.

#### *Relaciones con los terrenos circundantes:*

Ya se expresó que con los granitos circundantes las capas ordovícicas aflorantes hacen contacto tectónico. Fallas de tipo inverso, generalmente conformes y de gran ángulo (70° de buzamiento y de 40° a 50° de buzamiento relativo, en primer orden) sesgan a las capas ordovícicas replegadas, en partes fuertemente, dentro de un segundo orden.

El basalto y los derrubios del penúltimo nivel pedemontano cubren una vieja superficie cuya peneplanización es asombrosamente perfecta. Desde luego, la relación de angularidad con las capas ordovícicas es muy pronunciada y variada. Esta relación de sedimentos modernos con las capas ordovícicas tectonizadas, por otro lado, y como es sabido, tiende a ser general para todo el ámbito del altiplano.

#### LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Padula, E. & Mingramm, A., 1963. *The Fundamental Geological Pattern of the Chaco-Paraná Basin (Argentina) in Relation to its Oil Possibilities.* Proc. 6th. World Petroleum Congress, Section I, Paper 1, Frankfurt, a. M.
- Vilela, C. R., 1953. *Los períodos eruptivos en la Puna de Atacama.*—Rev. Asoc. Geol. Arg. VIII-1, págs. 5-36.

Recibido el 1° de Abril de 1968.

## SOBRE LA COMPOSICION QUIMICA DE LA SUPERFICIE DE LA LUNA DONDE ALUNIZARON LOS SATELITES SURVEYOR V, SURVEYOR VI Y SURVEYOR VII

Por FREDERIC R. SIEGEL

Department of Geology, The George Washington University,  
Washington, D.C., U.S.A.

Los datos que siguen han sido compilados de los boletines de la prensa que la Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio (NASA) de los Estados Unidos de Norteamérica dio a conocer. Esta parte del programa espacial fue llevado a cabo por el Jet Propulsion Laboratory de Pasadena, California, según contrato con NASA.

El 8 de septiembre de 1967, se lanzó a la Luna el Satélite Surveyor V con un vehículo Atlas-Centauro. El Surveyor V aterrizó suavemente sobre la superficie de la Luna el 10 de septiembre y poco después empezó a enviar fotos vía televisión y datos científicos a la Tierra. Los datos científicos incluyeron los primeros análisis químicos de material de la superficie de la Luna; así se inició otra rama de la ciencia, que se puede denominar selenoquímica, análoga a nuestra geoquímica. En los cinco meses siguientes, aterrizaron suavemente sobre la Luna dos satélites más, los Surveyor VI y Surveyor VII, los cuales hicieron también análisis químicos de material lunar. Se realizaron los análisis por medio de un Alpha Scattering Experiment; es decir, bajó una caja a la superficie de la Luna y la misma emitió energía radiactiva sobre un área de aproximadamente 100 centímetros cuadrados; después, se registraron las emisiones radiactivas de los

núclidos que han sido activados; se hizo, entonces, una comparación con datos standards obtenidos en el laboratorio. En fin, es un tipo de análisis por activación.

Se presentan los análisis que dio a conocer NASA en el cuadro 1. Los análisis de Surveyor V y VI representan áreas de los mares lunares ecuatoriales mientras el análisis de Surveyor VII representa un área de mayor elevación (lunar highlands) inmediatamente al norte del cráter Tycho. Como hicieron notar los científicos del Jet Propulsion Laboratory y NASA, el material que analizó el Surveyor VII contiene mucho menos hierro y otros elementos pesados que el material de los mares lunares (análisis de los Surveyor V y Surveyor VI). Esto puede indicar, entonces, que las rocas de las áreas de mayor elevación son menos densas y quizás representan un fraccionamiento químico del magma.

En los boletines de prensa de NASA, se presentaron dos gráficos en los que se comparan los porcentajes de átomos del análisis del Surveyor y con los mismos de condrita, condrita basáltica, tectita, granito, dunita y basalto. El material que analizó el Surveyor V corresponde más al basalto que a cualquiera de los tipos de roca mencionados y dentro del grupo de basalto, corresponde más a basalto oceánico.

**CUADRO 1**

**Datos preliminares sobre la composición química de la superficie de la Luna donde alunizaron los satélites Surveyor V, VI, y VII. Valores en por ciento de átomos**

Elementos	Surveyor V	Surveyor VI	Surveyor VII
Carbón.....	< 3	< 2	< 2
Oxígeno.....	58 ± 5	57 ± 5	58 ± 5
Silicio.....	18,5 ± 3	22 ± 4	18 ± 4
Aluminio.....	6,5 ± 2	6,5 ± 2	8 ± 3
Magnesio.....	3 ± 3	3 ± 3	4 ± 3
Sodio.....	< 2	< 2	< 3
Azufre hasta Níquel * .....	13 ± 3		
Más pesado que Níquel.....	< 0,5		
Elementos del grupo del Calcio...		6 ± 2	6 ± 2
Elementos del cuerpo del Hierro .		5 ± 2	2 ± 1

\* Hierro, Cobalto, Níquel > 3

**CUADRO 2**

**Composición Química, en por ciento en peso, de los análisis de material Lunar hechos por los Satélites**

Elementos	Surveyor V	Surveyor VI	Surveyor VII
Carbón.....	1,5	1,0	1,1
Oxígeno.....	38,7	38,5	42,4
Silicio.....	21,7	26,1	23,1
Aluminio.....	7,3	7,4	9,8
Magnesio.....	3,0	3,1	4,4
Sodio.....	1,9	1,9	3,1
Hierro, Cobalto, Níquel <sup>1</sup> .....	7,0		
Azufre hasta Níquel (menos Hierro, Cobalto, y Níquel) <sup>2</sup> .....	16,7		
Elementos más pesados que Níquel <sup>3</sup> ....	2,1		
Elementos del grupo de Calcio <sup>3</sup> .....		10,1	10,9
Elementos del grupo de Hierro <sup>1</sup> .....		11,8	5,8

<sup>1</sup> Cálculos basados sobre un peso atómico arbitrario de 56,00

<sup>2</sup> Cálculos basados sobre un peso atómico arbitrario de 40,08

<sup>3</sup> Cálculos basados sobre un peso atómico arbitrario de 100,00

Debe notarse que estas cifras son relativas (basadas en los porcentos de átomos del cuadro 1) y que seguramente hay muchos otros elementos que figuran en el total. No obstante, estas cifras nos dan una buena idea de la composición de la superficie de la Luna donde se hicieron los análisis y sirven de base para la comparación con las rocas de la tierra.

Por mi parte, hice algunos cálculos sobre el porcentaje en peso de los elementos que componen el material analizado, para que el geólogo pueda ver los datos en términos más usados en los análisis químicos de rocas. Las cifras van a cambiarse en el momento que lleguen muestras del material lunar a los laboratorios de la Tierra, cuando se presentaran los datos químicos en términos de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CO}_2$ , más vestigios de otros elementos.

Recibido el 22 de Marzo de 1968

### CORRIGENDA

En el Tomo XXIII, N° 1, p. 54, la cita Zardini, R. A. y B. J. Quartino... se debe leer :

Zardini, R. A., 1966, *Composición, estructura y origen del Plutón de la Pampa del Tamboreo*. (Provincia de San Luis). Acta Geol. Lilloana, t. VIII, pp. 49-73, Tucumán.

# CLORITA-MONTMORILLONITA INTERESTRATIFICADA REGULARMENTE EN ARENITAS LITICAS DE LOS ALREDEDORES DEL CERRO CHINA MUERTA, PROVINCIA DE NEUQUEN

POR ELDA C. DI PAOLA

Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales  
Universidad de Buenos Aires

## RESUMEN

Se describe el comportamiento de una arcilla regularmente interestratificada 1:1 que ocupa posición intersticial en arenitas líticas de los afloramientos del Co. China Muerta y alrededores, (Pcia. de Neuquén). La periodicidad y regularidad de los espaciados basales en los diagramas de rayos X, las modificaciones que sufre la muestra al ser tratada con distintos cationes, especialmente potasio y magnesio, y los resultados del análisis térmico diferencial, indican que se trata de clorita-montmorillonita regularmente interestratificada.

La importancia de esta arcilla reside en que su aparición es constante a lo largo de los afloramientos y que está estratigráficamente acotada, por lo que puede ser utilizada en la zonación de las sedimentitas que la alojan.

La asociación de ambos minerales de arcillas, el tamaño de grano, y la textura de cristalización indican proveniencia de un mineral preexistente, presumiblemente una clorita politépica, alterada por meteorización.

## ABSTRACT

This paper describes the behaviour of a 1:1 interstratified clay mineral usually found interstitially in lithic arenites in the outcrops of Co. China Muerta and surroundings, (province of Neuquén).

The periodicity and regularity of the basal spacings in the X-ray diagrams, the modifications in the internal structure when treated with different cations, especially potassium and magnesium, and the DTA indicate chlorite-montmorillonite regularly interstratified.

It is important to note that this mineral occurs constantly along the outcrops and being stratigraphically restricted, it may serve for the zonation of these sedimentary rocks. The association of both clay minerals, the grain size and the crystallization texture, prove its provenance from a preexisting mineral, presumably a weathered polytypic chlorite.

## INTRODUCCION

En el presente trabajo se identifica y estudia el comportamiento de una arcilla interestratificada 1:1, la cual ocupa posición intersticial en las sedimentitas del Co. China Muerta (lat. 39° 30', long. 70° 15') y alrededores, en la provincia de Neuquén.

Hasta 1956 se consideraba que las arcillas interestratificadas regularmente eran poco frecuentes en las rocas sedimentarias; pero estudios posteriores dieron cuenta de la existencia de clorita-vermiculita, clorita-montmorillonita, y clorita-clorita expandible en depósitos carbonáticos (Bradley y Weaver, 1956; Vivaldi y Mac Ewan, 1957; Pe-

terson, 1961) o en evaporitas (Grim et al., 1960). Asimismo fueron encontradas en lutitas y limolitas arcillosas (Earley, etc., 1966).

En nuestro país ha sido encontrada montmorillonita-Al clorita en arenitas líticas de la formación Las Arcas, del grupo terciario Santamaría, (Spiegelman, 1967).

Los minerales de arcillas son, en general, importantes en la correlación estratigráfica y valiosos como indicadores de ambientes debido a su estructura y propiedad de intercambio catiónico.

#### *Arcillas regularmente interestratificadas*

Son aquellas en las cuales se intercalan en una secuencia regular, dos o más tipos de redes planares, que siguen un ordenamiento similar a AB, AB, AB, ... o AAB, AAB, AAB, ..., etc. (Bradley, 1956).

Los diagramas de rayos X de muestras orientadas se caracterizan por poseer una serie de reflexiones 001 con una periodicidad fundamental que depende de los espaciados de los tipos de redes involucradas. Se diferencian de las arcillas interestratificadas irregularmente por la secuencia integral de la serie basal.

#### *Ocurrencia.*

Las muestras estudiadas fueron extraídas de las sedimentitas elásticas que afloran desde el arroyo La Amarga hasta el sur del Cerro China Muerta.

Estas rocas son mesozoicas y fueron atribuidas por Roll (1939) al supracretácico, pero en la actualidad su edad se discute. Están constituidas por litoclastos de pastas volcánicas, con microlitas y fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, a veces alterados estos últimos a clorita-montmorillonita; el resto de la asociación lo forman cuarzo, andesina y oligoclasa básica, dióxido y magnetita, y en mucha menor cantidad horblenda verde y parda, bio-

tita, apatita, granate, moscovita, zircón y algunos granos de pistacita alterada; el cemento es de heulandita.

Los clastos están tapizados por arcilla, que es generalmente montmorillonita, aunque en numerosos niveles predomina clorita-montmorillonita en forma de hojuelas de dos o tres micrones de largo, las cuales crecen perpendicularmente a los contornos de los espacios intergranulares o paralelos a ellos y reemplaza cristales de minerales ferromagnésicos y pastas volcánicas. Estas rocas han sido clasificadas siguiendo a Dott (1964) como arenitas y arenitas conglomerádicas líticas.

El material arcilloso intersticial investigado se encuentra estratigráficamente bien acotado en la porción media de la formación sedimentaria, en un espesor de 115 metros aproximadamente y en toda la extensión de los afloramientos.

#### *Características ópticas*

La clorita-montmorillonita se presenta con hábito hojoso, color verde, ligeramente pleocroica, con birrefringencia elevada, índice  $\gamma = 1.59$  aproximadamente. Por su hábito, color e índice es muy similar y puede confundirse con clorita, pero difiere de ésta por su elevada birrefringencia.

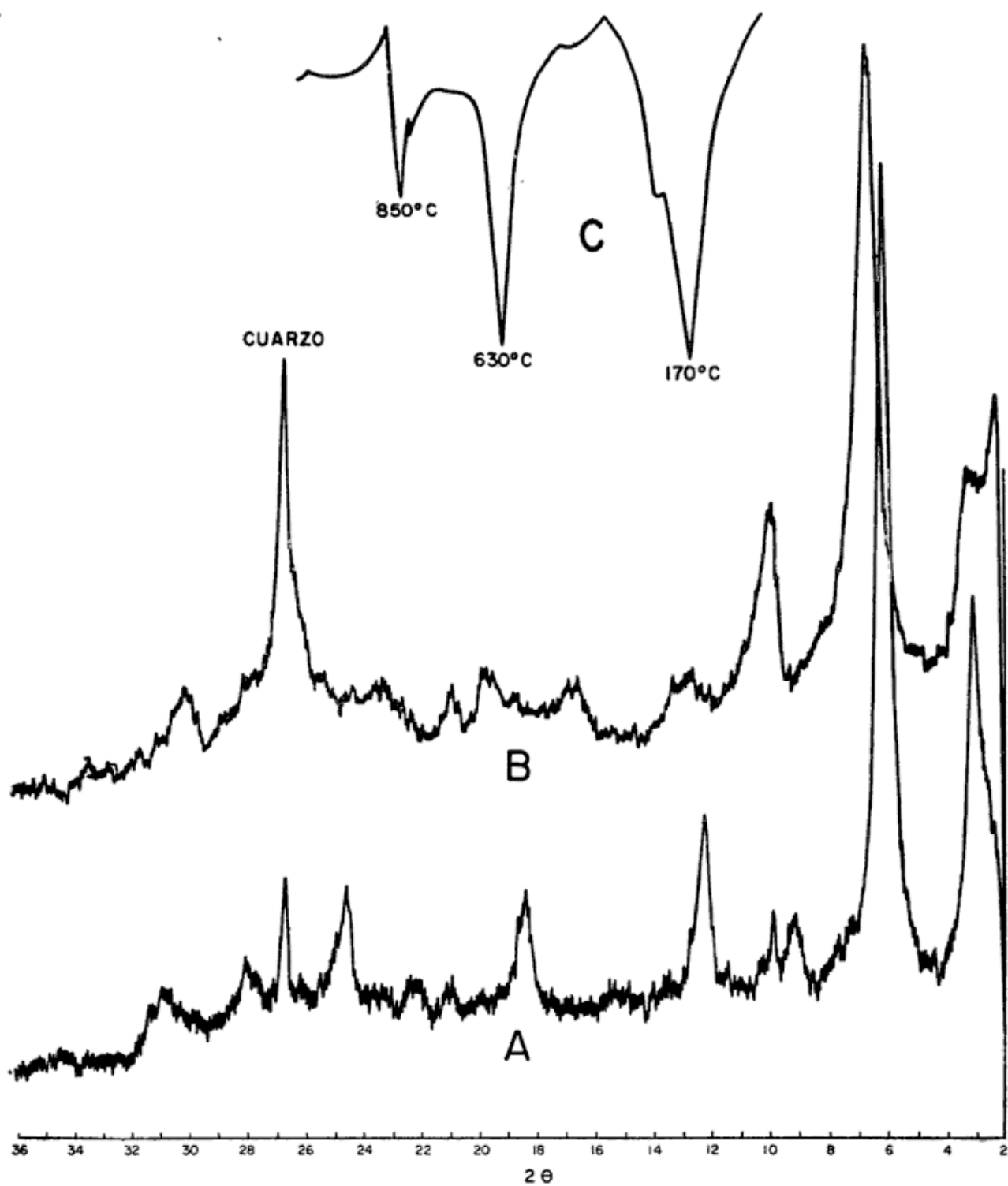
#### *Difractometría de rayos X y comportamiento térmico.*

La determinación de las arcillas se realizó con numerosas muestras orientadas obtenidas a partir de suspensiones de partículas inferiores a dos micrones.

Los diagramas de rayos X registraron reflexiones basales de alto orden, hasta 0011 y 0012, con periodicidad muy regular.

La muestra original tiene esencialmente calcio en las posiciones intercambiables de la red cristalina. Saturada con magnesio el espaciado no mostró variación y con potasio se produjo una contracción relativa de los espaciados





Del. M. Kurcham

Fig. 1. — Diagramas de rayos X de la muestra natural (A) y saturada con potasio (B) :  
diagrama de A.T.D. (C).

basales (cuadro I). El tratamiento con glicerol provocó expansión en todos los casos, inclusive en las muestras tratadas con potasio.

El valor del espaciado 060 medido en un diagrama de polvo sin orientar, resultó 1.539 Å, lo que indica que el mineral es trioctaédrico.

Al ser sometida la muestra a 550° C se produjo colapso parcial de la estructura, de tal manera que los espaciados resultantes son de 23.50 Å y 11.795 Å. El primero de ellos es igual a la suma de la reflexión intensificada de 14 Å de la clorita más la de 9.10 Å de la montmorillonita.

En el diagrama correspondiente al análisis térmico diferencial (fig. 1, C) se observan tres picos endotérmicos: uno en la zona de bajas temperaturas, alrededor de los 180° C correspondiente a la deshidratación parcial de la montmorillonita; otro en la región central, alrededor de los 630° C, debido a

la presencia de clorita y, finalmente en la zona de altas temperaturas un pico endotérmico debido a la pérdida de OH de la red cristalina de la montmorillonita, es seguido de otro exotérmico.

### DISCUSION

Los valores de los espaciados obtenidos con rayos X de la muestra natural podrían indicar la presencia de clorita-montmorillonita o clorita-vermiculita ya que ambas presentan características muy similares. El criterio elegido en esta publicación para diferenciarlas ha sido esbozado por Walker (1961), el que se basó en el comportamiento de ambas con líquidos orgánicos. Cuando es tratada con glicerol, la vermiculita magnesiana no muestra cambio en el espacio de 14.5 Å, por el contrario, la Mg-montmorillonita se expande hasta alcanzar 17-18 Å. Asimismo la vermiculita potásica no debe mostrar expansión al ser tratada con dicho líquido.

CUADRO I

	T R A T A M I E N T O													
	Secado al aire						Con glicerol						550° C	
	Ca		Mg		K		Ca		Mg		K		Ca	
dÅ	I/I <sub>0</sub> *	dÅ	I/I <sub>0</sub>	dÅ	I/I <sub>0</sub>	dÅ	I/I <sub>0</sub>	dÅ	I/I <sub>0</sub>	dÅ	I/I <sub>0</sub>	dÅ	I/I <sub>0</sub>	
001	28.5	f	28.5	f	26.1	f	30.58	f	31.51	f	29.5	f	23.59	f
002	14.2	ff	14.25	ff	13.05	ff	15.62	f	14.14	ff	14.7	f	11.795	f
003	9.7	m	9.5	d	8.85	f	9.03	d	8.85	d	8.85	d	—	
004	7.25	f	7.17	m	6.65	m	8.01	f	7.08	m	—			
005	5.87	d	5.78	d	5.28	d	5.34	m	5.61	d	—			
006	4.87	f	4.766	f	4.46	f	4.56	f	4.72	m	4.89	d		
007	4.19	d	—		3.65	d	—		4.16	m	—			
008	3.619	f	3.57	f	3.17	d	3.54	ff	3.64	f	3.51	f		
009	3.25	d	3.192	m	2.965	d	3.19	d	3.19	m	3.19	m		
0010	2.87	d	2.85	m	2.68	d	2.89	m	2.847	m	—			
0011	2.858	d	2.56	d	2.46	d	—		2.585	d	2.52	d		
0012	—		2.457	d	—		—		2.436	d	—			

\* ff, muy fuerte ; f, fuerte ; m, mediano ; d, débil.

El comportamiento con el calor de la montmorillonita y vermiculita, en cambio, es muy similar ya que ambas muestran un pico entre los 9-10 Å cuando son sometidas a 500° C; por el contrario, la clorita refuerza el de 14 Å.

En nuestro caso, los resultados obtenidos con las muestras saturadas con K y Mg (cuadro I) indican que se trata de clorita-montmorillonita.

#### *Origen de las arcillas interestratificadas*

La génesis de las arcillas interestratificadas 1:1 es todavía motivo de especulación. En algunos casos hay evidencias directas que este tipo de arcilla se puede haber formado a partir de una clorita y ha sido sugerido por Lippman (1956) que la clorita primitiva podría haber sido una politípica, que de esta manera habría proporcionado el control estructural necesario (Johnson, 1964).

Los politipos de cloritas deben su origen a las distintas formas de superposición por medio de operaciones de traslación y rotación de la capa de brucita sobre la de talco y la siguiente de talco sobre la de brucita (Brown, Bailey, 1962). Las distintas posiciones obtenidas influyen sobre las ligaduras de hidrógeno y sobre los cationes octaédricos y tetraédricos, provocando repulsión, todo lo cual influye sobre la estabilidad de los politipos, de tal manera que en una clorita politípica expuesta a la meteorización, la capa de brucita más débilmente ligada, puede ser destruida y reemplazada por cationes y agua dando lugar a una clorita-vermiculita (Johnson, ob. cit.). Un origen similar postulamos para la clorita-montmorillonita de los afloramientos del C° China Muerta. La fuente de clorita han sido las rocas volcánicas que presentan los fenocristales de piroxenos y parte de la pasta alterados. La evidencia de recristalización a partir de un mineral primitivo está dada por la textura de cristalización, perpendicular o tangencial a

los bordes de las cavidades intergranulares o de los cristales de piroxenos. Los fenómenos de alteración deben haber producido hidratación de la capa más débilmente ligada, dando lugar a la formación de montmorillonita, que es el mineral de arcilla común en todo el espesor de los afloramientos.

Las arcillas interestratificadas pueden ser utilizadas en la zonación y caracterización de las rocas sedimentarias y servir como criterio guía en la determinación de las mismas. En nuestro caso, sería interesante verificar la existencia de clorita-montmorillonita en afloramientos o en pozos de exploración alejados.

*Agradecimientos.* — Agradezco a la doctora Dora Bedlivy el asesoramiento, la lectura y corrección del manuscrito.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bradley, W. F., 1950. *The alternating layer sequence of rectorite*. Am. Miner., 35, 590-595.
- Bradley, W. F. and Weaver, C. E., 1956. *A regularly interstratified chlorite-vermiculite clay mineral*. Am. Miner., 41, 497-504.
- Brown, B. E. and Bailey, S. W., 1962. *Chlorite polytypism: I Regular and semirandom one-layer structures*. Am. Miner., 47, 819-870.
- Dott, R. H. Jr., 1964. *Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification?* Journ. of Sed. Petrol., 34, 625-632.
- Earlay, J. W., Brindley, G. W., McVeagh, W. J. and Vanden Heuval, R. C., 1956. *A regularly interstratified montmorillonite-chlorite*. Am. Miner., 41, 258-267.
- Grim, R. E., Droste, J. B. and Bradley, W. F., 1953. *A mixed layered clay mineral associated with an evaporite*. Clays and clay minerals, 8, 228-267.
- Johnson, L. J., 1964. *Ocurrence of regularly interstratified chlorite-vermiculite as a weathering product of chlorite in a soil*. Am. Miner., 49, 556-572.

- Lippmann, F., 1956. *Clay minerals from the rot member of the Triassic near Göttingen, Germany*. Journ. of Sed. Petrol., 26, 125-139.
- Peterson M. N. A., 1961. *Expandable chloritic clay minerals from carbonate rocks*. Am. Miner., 46, 1245-1269.
- Roll, A. 1939. *La cuenca de los estratos con Dinosaurios al S. del río Neuquén*. Informe Inédito, Y.P.F., Buenos Aires.
- Spiegelman, A. T., 1967. *Estudio sedimentológico del grupo Santa María en las quebradas de Yasyamayo, Jujuy y Andahuala, (Tucumán-Catamarca)*. Trabajo final de licenciatura. Inédito. Facul. Cienc. Exac. y Natur., U.B.A.
- Vivaldi, J. L. M. and Mac Ewan, D. M. C., 1960. *Corrensite and swelling chlorite*. Clay Minerals Bull., 4, 173-181.
- Walker, G. F., 1961. *Vermiculite minerals. The X-ray identification and crystal structures of clay minerals*. Ed. by G. Brown. Mineralogical Society, London.

Recibido el 5 de Marzo 1968.

## NATROALUNITA Y NATROJAROSITA DEL DEPARTAMENTO DE POCITO, PROVINCIA DE SAN JUAN

POR M. E. J. DE ABELEDO<sup>1</sup>, M. A. R. DE BENYACAR<sup>2</sup>, V. ANGELELLI<sup>3</sup>  
Y C. GORDILLO<sup>4</sup>

### RESUMEN

Se da cuenta de la existencia de natrojarosita y natroalunita en la provincia de San Juan. Se describen ambos minerales. En cada caso se da un índice de refracción medio, composición química y datos de espaciados de roentgenogramas de polvo.

### ABSTRACT

The occurrence of natrojarosite and natroalunita in San Juan Province is recorded. Both minerals are described. A mean refractive index, the chemical composition and *d* spacings from X-ray powder patterns are given.

El propósito de este trabajo es dar cuenta de la existencia de natrojarosita y natroalunita en las cercanías de la quebrada de La Flecha, departamento de Pocito, provincia de San Juan. Estos minerales, de aparición poco frecuente, no han sido descriptos hasta ahora en nuestro país.

El lugar del hallazgo de los minerales en cuestión está situado a unos 45 km al SSO de la ciudad de San Juan y alrededor de 12 km al NNE de la boca de la quebrada mencionada, a una altura aproximada de 950 m s.n.m. (fig. 1). Se trata de un paraje sin nombre, a poca distancia y al oeste de un pequeño cordón de caliza, en una de las tantas lomadas presentes en esa vertiente oriental de la Precordillera sanjuanina (sierra Chica de Zonda). Par-

ticipan en ella sedimentos terciarios, carbónicos y ordovícicos.

En el área mineralizada se presentan pizarras oscuras, plantíferas, de fina laminación, correspondientes al Carbónico y cuyo rumbo es N 30° E con inclinación de 35° E. En niveles superiores se observa la existencia, entre los paquetes de pizarras, de bancos delgados de areniscas micáceas, de una coloración amarillenta. Las pizarras acusan superficialmente un color gris azulado a gris claro; están afectadas por dos juegos principales de diaclasas, de dirección N-S el uno, y N 80° E el otro. Estas diaclasas que se muestran fuertemente impregnadas de óxidos de hierro hidratados, de una coloración pardo clara, suelen contener pequeñas lentes de 2 a 5 mm y de hasta 10 mm de espesor como máximo, de un mineral de aspecto ocráceo, que fue determinado como *natrojarosita*. Dicho mineral

<sup>1, 2, 3</sup> Comisión Nacional de Energía Atómica, Buenos Aires.

<sup>4</sup> Universidad Nacional de Córdoba.

aparece también en los planos de estratificación de los citados sedimentos.

de un corte de unos 3 m de largo. En la misma lomada y aproximadamente a

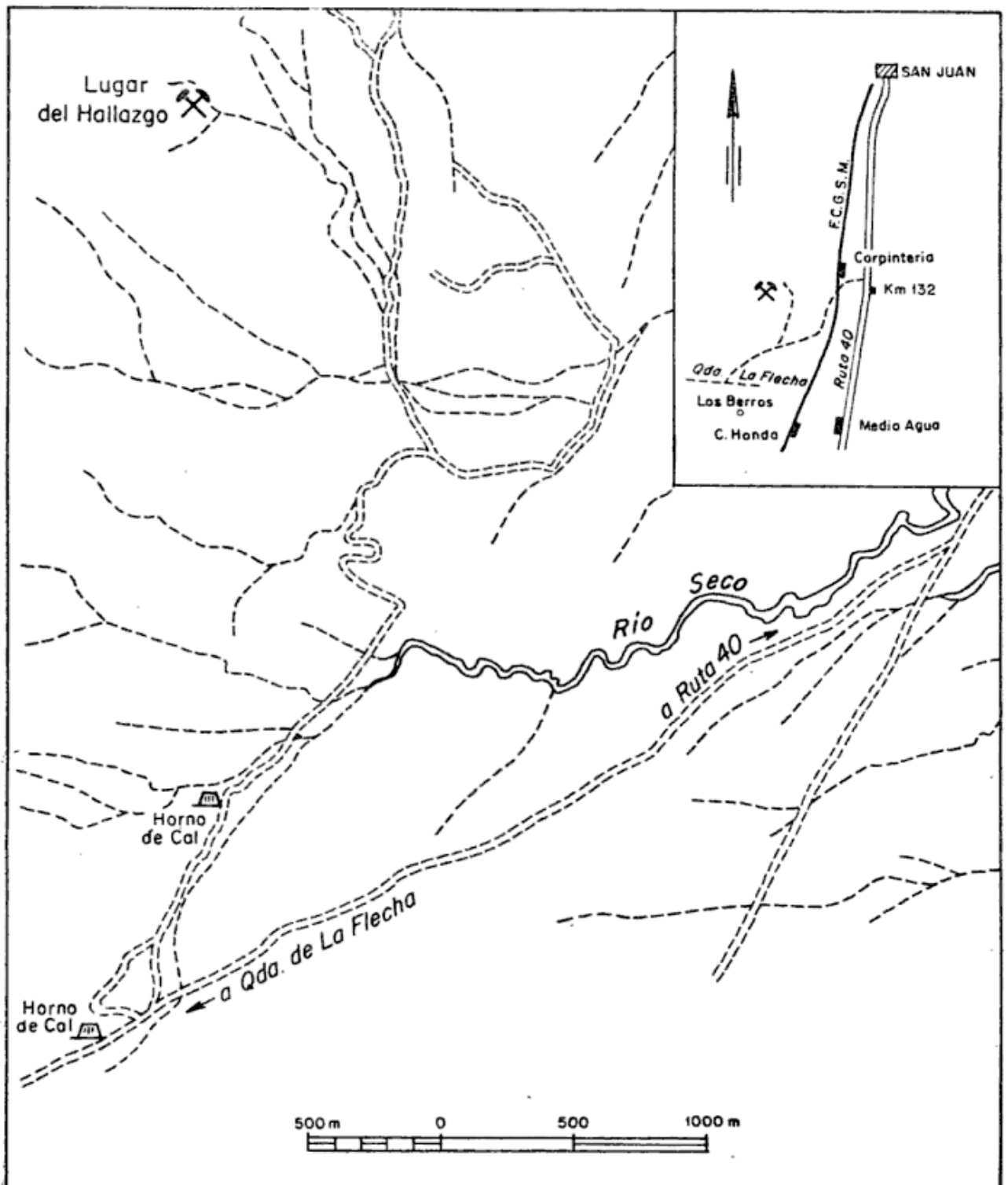


Fig. 1. — Plano de ubicación del hallazgo

Dentro del ambiente mencionado ha sido puesto de manifiesto el mineral Sanjuanita,  $\text{Al}_2(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH}) \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  (Angelelli V, et al. 1968), a través

15 m al N del corte citado, en la parte basal de un material de acarreo, aparece la *natroalunita* asociada con yeso. Este material, posiblemente de una te-

rza pleistocénica, está integrado por abundantes trozos de dolomita y areniscas.

El área portadora de natroalunita que yace sobre pizarras alteradas, ferruginosas, se emplaza en una pequeña saliente. La natroalunita aparece siguiendo el contorno de dicha saliente en una longitud de 6 m, con un espesor de 0,40-0,50 m.

Con respecto al origen de los minerales mencionados, como así también al de la sanjuanita, se sospecha que los mismos se han formado de soluciones ácidas, de composición variable, procedentes de fuentes termales correspondientes al Cuartario.

#### *Natrojarosita.*

Este mineral está acompañado por cuarzo, goethita y yeso y aparece como un polvo de grano muy fino y color amarillo que se disuelve lentamente en ácido clorhídrico 1:1, en caliente.

En el microscopio óptico la natrojarosita aparece como un agregado de láminas muy delgadas de color amarillo oro y pleocroísmo muy débil; no fue posible obtener más datos ópticos que un índice de refracción medio de 1,76 a 1,77.

En el microscopio electrónico se observan los cristales que muestra la fig. 2.

El análisis espectrográfico semicuantitativo \*, (cuadro I, columna a), indica la presencia de pequeñas cantidades de silicio, calcio, magnesio, titanio, molibdeno y manganeso.

Los resultados del análisis químico cuantitativo se muestran en el cuadro II. El SiO<sub>2</sub> dosado se encuentra probablemente como cuarzo; el aluminio es posible que sustituya al hierro, y el potasio al sodio (Brophy, G. P., et al. 1962 y Parker R. L., 1962).

La muestra fue estudiada en un difractómetro de rayos X utilizando radiación de cobalto y filtro de hierro. Los espaciados interplanares y las intensidades relativas observadas figuran en el cuadro III; en la misma se dan los datos correspondientes a una natrojarosita de Montana, Estados Unidos de Norteamérica, descrita por Mitchell y Giannini (1958).

Un estudio por difracción de rayos X de la pizarra en la que se presenta la natrojarosita mostró la presencia de cuarzo e illita. Diseminados en toda la roca hay puntos y pequeñas manchas negras constituídas por material carbonoso; también se encuentra yeso en forma de láminas delgadas de selenita;

\* Realizado por Carlos B. Amaya, División Química Analítica, Comisión Nacional de Energía Atómica.

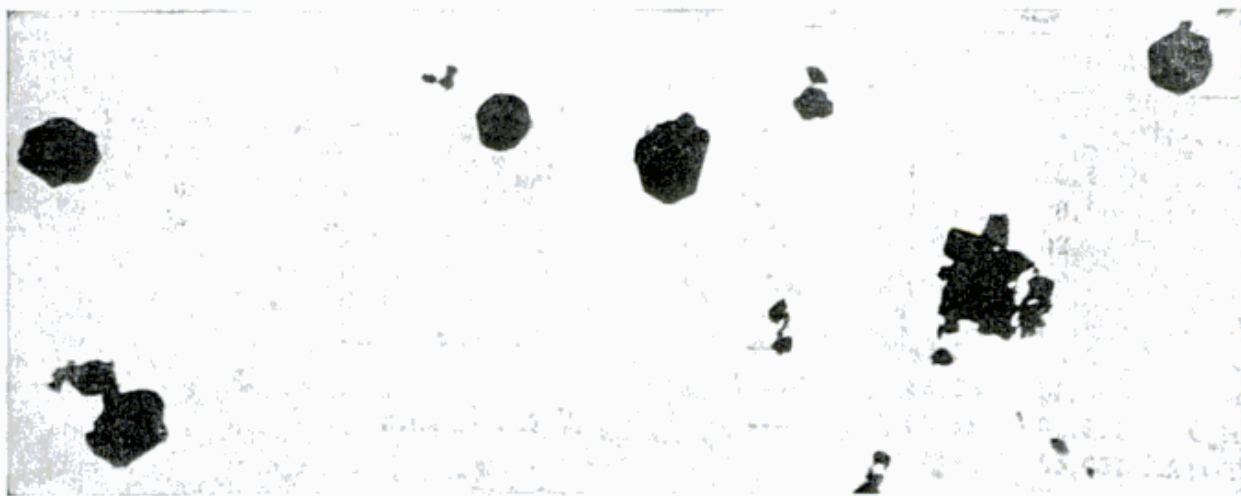


Fig. 2. — Micrografía electrónica de natrojarosita. 5.000 X

**CUADRO I**  
Análisis espectrográfico semicuantitativo

	a		b	
	Natrojarosita Quebrada La Flecha San Juan		Natroalunita Quebrada La Flecha San Juan	
	blanca		rosada	
	g % g	g % g	g % g	
Si....	1	0,1-1	1-10	
Na...	1	10	10	
K....	1	n.d.	n.d.	
Al....	10	10	10	
Fe...	10	1	0,1-1	
Ca...	0,1	0,1-1	1	
Mg...	0,01	0,1	0,1-1	
Ti....	0,01-0,1	0,01	0,01	
Mn...	0,01-0,001	0,1	0,1	
As....	0,1	n.d.	n.d.	
Mo...	0,01	n.d.	n.d.	
B....	n.d.	0,01	0,01	
Cu...	n.d.	0,01	0,01	

**CUADRO II**  
Análisis químico de natrojarosita

	Natrojarosita Quebrada La Flecha San Juan		Natrojarosita Composición teórica para la fórmula $\text{NaFe}_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
	1 (%)	1a (%)	(%)
$\text{SiO}_2$	2,97	—	—
$\text{Al}_2\text{O}_3$	2,66	2,74	—
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	43,68	45,01	49,42
$\text{Na}_2\text{O}$	5,26	5,42	6,40
$\text{K}_2\text{O}$	1,31	1,35	—
$\text{TiO}_2$	0,12	0,124	—
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,86	0,886	—
$\text{SO}_3$	30,40	31,33	33,04
$\text{H}_2\text{O}$	13,20	13,60	11,14
<b>TOTAL</b>	<b>100,40</b>		

1a: Composición química de la natrojarosita ( $\text{Na} . 86, \text{K} . 14$ )  $(\text{Fe}, \text{Al})_x(\text{SO}_4)_y(\text{OH})_z$  una vez descontada la  $\text{SiO}_2$

**CUADRO III**  
Roentgenograma de polvo de natrojarosita

Natrojarosita San Juan Difractómetro, Radiación Co, filtro Fe		Natrojarosita * Carbón County, Montana, EE. UU.	
a		b	
d(Å)	I	d(Å)	I
5,93	10	5,94	d
5,60	15	5,57	fd
5,08	80	5,06	ff
3,65	8	3,67	dd
3,47	3	3,49	dd
3,11	70	3,12	f
3,06	100	3,06	f
2,97	8	2,96	dd
		2,78	dd
		2,53	d
2,57	8	2,24	fd
2,23	15 difusa	2,13	dd
		1,98	fd
1,97	20	1,91	ddd
		1,83	fd

d : débil ; dd : muy débil ; ddd : debilísima  
df : mediana

f : fuerte ; ff : muy fuerte

a : Datos obtenidos en Difractómetro. Radiación Co, filtro Fe.

b : Film fotográfico. Radiación Fe, filtro Mn

\* Mitchell, Richard S. y Giannini, William F. (1958).

no contiene  $\text{CO}_3\text{Ca}$  ni pirita. La prueba de que la pizarra no aportó los elementos de la jarosita la da el hecho de que el contenido de potasio de las pizarras es normalmente tres veces mayor que el de sodio, debido a la abundancia de illita.

**Natroalunita.**

Aparece acompañada por yeso en la superficie de fragmentos de dolomita. Se presenta como un polvo de grano muy fino y de color blanco a ligera-



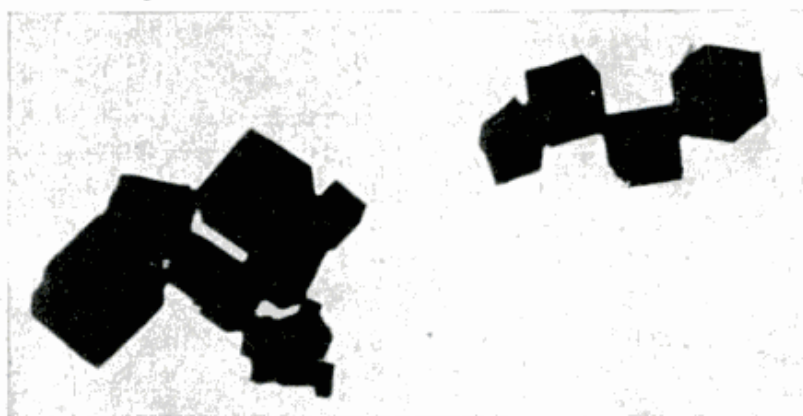


Fig. 3. — Micrografía electrónica de natroalunita. 10.000 X

mente rosado, insoluble en ácido clorhídrico 1:1 en caliente.

En el microscopio electrónico se observan los cristales que muestra la figura 3.

En el microscopio óptico aparece como un agregado cristalino laminar, de individuos muy pequeños. La birrefringencia es baja y el índice de refracción medio es 1,573 para luz de sodio.

**CUADRO IV**

**Análisis químico de natroalunita**

	Natroalunita Quebrada La Flecha San Juan		Natroalunita Composición teórica para la fórmula $\text{NaAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
	1 (%)	1a (%)	
$\text{Al}_2\text{O}_3$	34,98	36,20	38,44
$\text{SiO}_2$	3,25	—	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	1,02	1,06	
$\text{Na}_2\text{O}$	6,41	6,64	7,79
$\text{K}_2\text{O}$	0,46	0,48	
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,02	0,02	
$\text{SO}_3$	37,62	38,90	40,20
$\text{H}_2\text{O}$	15,60	16,15	13,56
$\text{CaO}$	0,50	0,52	
TOTAL	99,86		

1a: Composición química de la natroalunita ( $\text{Na}.95, \text{K}.05$ )  $(\text{Al}, \text{Fe})_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$  una vez descontada la  $\text{SiO}_2$

**CUADRO V**

**Roentgenograma de polvo de natroalunita**

Difractómetro: Radiación Cu K/ $\alpha$

Natroalunita San Juan		Natroalunita sintética (Parker, Raymond, 1962)	
d Å	I	d Å	I
5,68	4	5,69	4
5,56	4	5,57	4
4,88	95	4,91	93
3,49	45	3,50	30
3,43	3	3,44	3
2,98	85	2,98	60
2,96	100	2,97	100
2,92	15	2,93	15
2,79	10	2,79	10
2,449	3	2,451	3
2,237	3	2,241	3
2,221	50	2,220	38
1,896	50	1,899	35
1,875	4	1,875	4
1,859	7	1,856	70
1,746	35	1,749	22
1,646	6	1,648	6
1,558	3	1,559	3
1,542	6	1,543	6
1,506	2		
1,500	2		
1,480	8	1,481	6
1,462	15	1,462	15

El análisis espectrográfico semicuantitativo\* (cuadro I, columna b), mostró la presencia de pequeñas cantidades de silicio, calcio, magnesio, titanio, manganeso, boro y cobre.

Los resultados del análisis químico cuantitativo se muestran en el cuadro IV. El SiO<sub>2</sub> dosado se encuentra probablemente como cuarzo; el hierro es posible que sustituya isomórficamente al aluminio y el potasio al sodio.

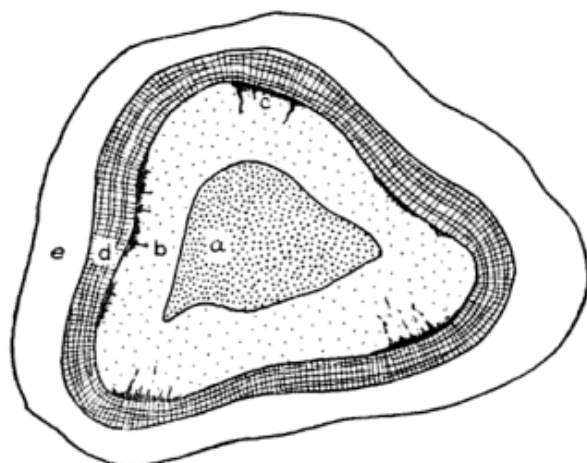


Fig. 4. — Corte de un fragmento de dolomita que muestra la relación entre natroalunita y los minerales que la acompañan. a, dolomita oscura, fétida; b, borde decolorado con impregnaciones de yeso; c, capa de MnO<sub>2</sub>; d, yeso fibroso; e, natroalunita.

La muestra fue estudiada en un difractómetro de rayos X utilizando radiación de cobre y filtro de níquel. Los espaciados interplanares y las intensidades relativas observadas figuran en el cuadro V; en el mismo se dan los valores correspondientes a una natroalunita sintética descrita por Raymond L. Parker (1962).

Se observó también la presencia de algunos nódulos de color rosado; su diagrama de difracción de rayos X es idéntico al de la natroalunita y un análisis

espectrográfico semicuantitativo (cuadro I, columna b) muestra que su composición química es esencialmente la misma que la de la natroalunita blanca. No fue posible realizar un análisis químico cuantitativo en la pequeña cantidad de material disponible.

El material oscuro que constituye los núcleos de los fragmentos revestidos por natroalunita tiene la siguiente composición centesimal: SiO<sub>2</sub>: 0,50; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: 0,12; CaO: 33,80; MgO: 18,75; CO<sub>2</sub>: 46,85.

Desde el punto de vista genético la dolomita tuvo una acción indirecta sobre la formación de la natroalunita al neutralizar las soluciones ácidas mineralizantes y hacer posible la precipitación de la sal básica, la alunita. Este efecto se ve muy bien en todos los trozos de dolomita recubiertos por natroalunita: siempre se observa un borde de reacción de yeso fibroso (fibras radiales) y luego se pasa en transición (yeso + natroalunita) a natroalunita pura. La figura 4, basada en dos cortes delgados de la zona de reacción, ilustra este mecanismo.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V.; Gordillo, C.; Benyacar, M. A. R. de; Abeledo, M. E. J. de, 1968. *Sanjuanite, a new hydrated basic sulfate-phosphate of aluminum*. Am. Mineral. LIII.
- Brophy, G. P.; Scott, E. S.; Snellgrove, R. A., 1962. *Solid solution between alunite and jarosite*. Am. Mineral. XLVII, 112.
- Mitchell, R. S. y Giannini, W. F., 1958. *Natrojarosite from near the Montana-Wyoming line*. Am. Mineral. XLIII, 1205.
- Parker, R. L., 1962. *Isomorphous substitution in natural and synthetic alunite*. Am. Mineral. XLVII, 127.

\* Efectuado por Carlos B. Amaya, División Química Analítica, Comisión Nacional de Energía Atómica.

Recibido el 15 de Marzo de 1968.

## SOBRE EL HALLAZGO DE UN NUEVO CUERPO DE GRANITO ORBICULAR EN LA ARGENTINA

POR JOSE GERMAN VIRAMONTE OTERO

Universidad Nacional de Córdoba.

Hallándose el doctor Néstor Hillar realizando estudios geológico-económicos en el Distrito de "Cerro Aspero", Dpto. Calamuchita, Pcia. de Córdoba, le llamó profundamente la atención la forma de presentarse el granito en ciertas partes del Cerro Reventón. Una observación detallada reveló que se trataba de un granito orbicular, cosa que fue confirmada por el autor, al realizar cortes y secciones delgadas de las orbículas, como así también por repetidas visitas al lugar. Durante estas visitas, se determinaron las relaciones de campo con el granito normal circundante, se determinaron las zonas de los afloramientos y se realizó un muestreo sistemático, tanto de las orbículas, como de las rocas adyacentes.

Los afloramientos, en número de dos, se localizan en el Cerro Reventón, que está perfectamente ubicado en la hoja 22h/36 de la D.N.G.M. como punto de triangulación n° 9. Los afloramientos presentan una forma tabular o de dique, de unos 3 metros de ancho por 10 metros de largo, dimensiones normales para afloramientos de este tipo.

El estudio de las rocas orbiculares ha sido objeto de particular atención por numerosos autores, entre los que se cuentan últimamente, Grolier (1) Simonen (3), Quartino y Villar Fabre (2), etc., debido a que aportan interesantes datos sobre la cristalización de rocas de

discutida petrogénesis como lo son la serie Diorita-Granodiorita-Granito.

El hecho de que las orbículas se encuentren "in situ", y en relación con un Batolito Pampeano, lo hacen más interesante, puesto que existen posibilidades de aportar nuevos datos sobre la génesis de éstos. La aparición de este nuevo afloramiento de granito orbicular, segundo en Sudamérica, y ateniéndonos al interés que despertó un trabajo similar realizado por B. J. Quartino y J. Villar Fabre (2), nos hacen pensar que el desarrollo de la investigación a que estamos abocados, será una real contribución al conocimiento geológico y petrológico del basamento cristalino del país.

Es nuestra intención al publicar esta nota, adelantar la existencia de este descubrimiento, el cual es objeto de estudio en este momento, y que motivará un trabajo posterior. La comparación y correlación de este afloramiento orbicular con el ya conocido de la Pampa de los Altos (Pcia. de La Rioja) (2), evidentemente tendrá interesantes conclusiones de orden petrológico.

Por último, nos es grato hacer notar que el trabajo realizado por el extinto doctor Jorge Villar Fabre y el doctor B. J. Quartino ha sido y será nuestra permanente guía y acicate para el desarrollo de este tema, como justo homenaje a la memoria de este infatigable investigador, y estimado colega.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS  
EN EL TEXTO

- Grolier, J., 1961. *Sur le granite orbiculaire de Tisselline (Hoggar Sahara Central)*. Bull. Soc. Geol. France. 7<sup>a</sup> Ser, t. III, n<sup>o</sup> 2, pp. 174-181.
- Quartino, B. J. y Villar Fabre, J. F., 1963. *El Cuerpo Granítico Orbicular Precámbrico*

*de la Pampa de los Altos, Sierra de Velasco (Pcia. de La Rioja)*. Rev. de la Asoc. Geol. Argentina. Tomo XVIII, n<sup>o</sup> 1-2.

- Simonen, A., 1950. *Orbicular Rocks in Kemijarvi and Esbo*. Bull. Comm. Geol. Finlande, n<sup>c</sup> 126, pp. 107-140.

Recibido el 1<sup>o</sup> de Abril de 1968.

## EL PALEOZOICO EN LA REGION OCCIDENTAL Y AUSTRAL DE JACHAL (PROVINCIA DE SAN JUAN)

POR BRUNO ALBERTO BALDIS Y TOMAS C. CANE

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

### RESUMEN

Se describe la estratigrafía y estructura del área oeste y sudoeste de Jáchal, consignándose la presencia de las formaciones San Juan (Llanvirniano), La Chilca y Los Espejos (Silúrico), sedimentitas del Devónico inferior y de la Formación Punta Negra (Devónico medio).

Se han determinado tres magnitudes de plegamiento para el Silúrico-Devónico del sector Pachimoco-Cerro Lojote y la presencia de fallas de variada magnitud, interpretándose esta estructura como reflejo del comportamiento de las calizas Ordovícicas, afectadas por un sistema de fallas subparalelas que en dirección meridional tienden a distanciarse radialmente en forma de abanico.

Por la presencia de pequeños afloramientos Caradocianos y la existencia regional de un conglomerado basal Silúrico en la Formación La Chilca, se aportan nuevos datos para la datación de movimientos tectónicos.

### ABSTRACT

A description of the stratigraphy and structure of the West and Southwest area of the town of Jáchal is made. The presence of the San Juan (Llanvirnian), La Chilca and Los Espejos (Silurian) Formations; sediments of Lower Devonian age and of the Punta Negra Fm. (M. Devonian) is certified.

Three magnitudes of folding for the Siluro-Devonian sediments of the Pachimoco-Cerro Lojote sector and faulting of varied intensity have been determined. This structure is interpreted as a reflex of the behavior of the Ordovician limestones, which affected by a system of subparallel faults of N-S direction, which trend to separate radially in a fan-like pattern.

Taking into account small Caradocian outcrops and regional developing of a Silurian basal conglomerate in the La Chilca Fm., new evidence for the dating of the Taconian movements is given.

### INTRODUCCION

A posteriori de los estudios de Keidel (1921), García E. (1945) y Braccini (1946), el sector de la Precordillera situada al oeste y sudoeste de Jáchal, fue definitivamente incorporado a la literatura geológica argentina como uno de los parajes "tipo" para el estudio estratigráfico del Paleozoico inferior-medio. Sin embargo subsistieron algunas dudas a despejar: la relación Or-

dovícico-Silúrico en el área de Loma de Los Piojos y la estructura y estratigrafía de la zona comprendida entre el Cº. Lojote y el río Jáchal. La finalidad de este trabajo es tratar de explicar esos claros de información y ampliar el reconocimiento geológico del área.

Los autores dejan constancia de su agradecimiento al Dr. A. J. Amos por sus consejos en el campo y en el gabinete y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por la ayuda financiera brindada.

## UBICACION DEL AREA Y ANTECEDENTES GEOLOGICOS

El área estudiada se halla situada en el Departamento de Jáchal de la Provincia de San Juan y comprende un cuadrilátero delimitado al norte por la Ruta Provincial n° 36 que une Jáchal con Rodeo, bordeando el río Jáchal; al este por la Ruta Nacional n° 40 en el tramo comprendido entre Jáchal y Niquivil y al oeste por el río Cortaderas-Zanjón de Doña Julia, afluente del río Jáchal. Con mayor detalle se efectuó un levantamiento geológico de la margen sur del río Jáchal entre Pachimoco, el kilómetro 14 de la ruta 36 y el C<sup>o</sup>. Lojote<sup>1</sup> al sur.

Los primeros estudios del área de Jáchal fueron realizados por Bodenbender (1902) y continuados luego por Stappenbeck (1910) quien esbozó los lineamientos generales de la estratigrafía del Paleozoico precordillerano. Basándose en las colecciones fosilíferas de los autores precitados, Clarke (1912, 1913) comprobó la existencia de fauna silúrica en depósitos considerados hasta entonces como devónicos. Fue Keidel (1921) quien estudió el perímetro del C<sup>o</sup>. Rojo de la Cantera-Loma de Los Piojos-C<sup>o</sup>. del Agua Negra, al sur de Jáchal, y estableció como zonas "tipo" para el estudio del Silúrico las de Loma de Los Piojos y Cerro del Fuerte.

<sup>1</sup> Conocido bajo esta denominación en la literatura geológica y denominado por los lugareños como Cerro de Los Jotes, debido a los pájaros así denominados que suelen anidar en el mismo.

García (1945) estudió en detalle el área de Loma de Los Piojos y Braccini (1946), agregó nuevos datos sobre la misma. Estos estudios incorporaron definitivamente a esta localidad como clásica para el estudio de la estratigrafía del Paleozoico inferior-medio precordillerano.

Pérez (1946) al realizar el perfil del río Jáchal, atribuyó al Silúrico, todas las sedimentitas aflorantes entre los kilómetros 8 y 24 de la ruta 36. Heim (1952) al redescubrir dicho perfil colocó dentro del Devónico al Silúrico descrito por Pérez, anotando la presencia de su "Formación Tambolar" (Silúrico-devónica). De la misma opinión de Heim fue Sarris (1956).

Volkheimer (1962) atribuyó al Devónico los afloramientos del flanco occidental de la Sierra de Pasleam, continuación meridional de los afloramientos del río Jáchal.

Por último Cuerda (1965, 1966) en los alrededores del Cerro La Chilca (ubicado al sur de Loma de Los Piojos), estableció una división formacional para el Silúrico, dividiéndolo en las Formaciones *La Chilca* y *Los Espejos*, constituyendo el Grupo *Tucunuco*.

## ESTRATIGRAFIA

Resumiendo las observaciones de los autores precedentes y las propias, la columna estratigráfica integrada del Paleozoico es la siguiente:

Formación Ojo de Agua ? (= « Paganzo II »)	{	PERMICO
----- discordancia -----		
Formación Volcán (= « Paganzo I »)	{	CARBONICO
----- discordancia -----		
Formación Punta Negra (= « Postdevónico »	{	DEVONICO
« Devónico inferior » o « Eodevónico »		
----- discordancia ? -----		
Formación Los Espejos	{	GRUPO TUCUNUCO
Formación La Chilca		
----- discordancia -----		
Formación San Juan (Llanvirniano)	{	ORDOVICICO

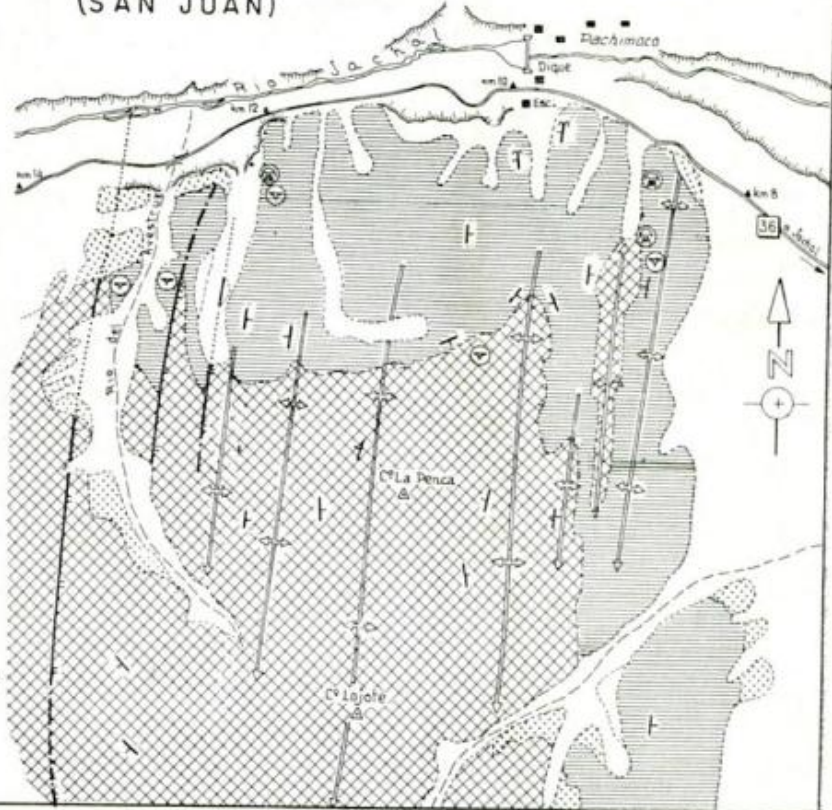
### GEOLOGIA DE LA ZONA DE PACHIMOCO—C° LOJOTE (SAN JUAN)

REFERENCIA

-  Reciente } Cuartario
-  Aterrazado } Cuartario
-  Devónico inferior
-  Formación Los Espejos } Silúrico
-  Pliegues principales
-  Fallas principales
-  Localidades fosilíferas
-  Idem con trilobites

ESCALA EN Km  
0 1 2

GEOLOGIA T.CANE 1965.  
TOPOGRAFIA Y.C.F. 1951.



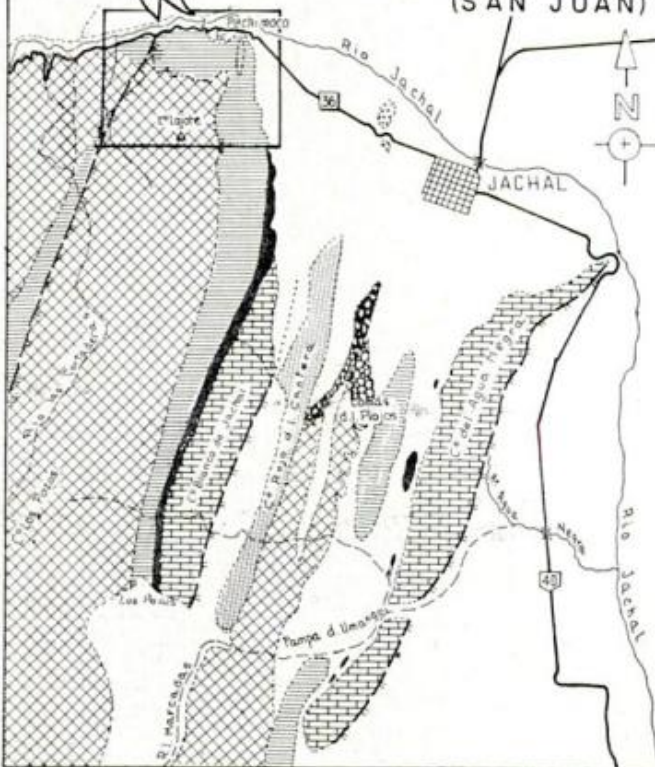
### BOSQUEJO GEOLOGICO DE LA REGION DE JACHAL (SAN JUAN)

REFERENCIA

-  Cuartario
-  "Paganzo II" (?)
-  Form. Volcán } Carbonico
-  Devónico
-  Form. Los Espejos } Silúrico
-  Form. La Chilca } Silúrico
-  Form. San Juan } Ordovico
-  Paleozoico "incertae sedis"

ESCALA EN Km  
0 5 10

GEOLOGIA BRUNO BALDIS 1965  
GARCIA (EN BRACCACINI 1946)  
TOPOGRAFIA Y.C.F. 1951



A) ORDOVÍCICO: *Formación San Juan*, (véase mapa geológico adjunto), aflora en el Cerro del Agua Negra-Agua de Felipe y en el Cerro Cumillango y conforma el flanco oriental del área de Loma de Los Piojos, constituyendo además el núcleo del Cº. Blanco de Jáchal-Los Blanquitos, al poniente del Cerro Rojo de La Cantera. Formada principalmente por calizas sparíticas con chert, es portadora de fauna llanvirniana.

B) SILÚRICO: Se ha determinado que el Silúrico aflorante en toda el área se puede incluir dentro del *Grupo Tucunuco* de Cuerda (1965).

La *Formación La Chilca* (Cuerda, 1965) se halla compuesta principalmente por areniscas cuarcíticas y lutitas de coloraciones pardas o pardo-rojizas y blanquecinas, diferenciables perfectamente de las sedimentitas verde-oliva de la *Formación Los Espejos*.

Apoyada discordantemente sobre la *Formación San Juan*, la *Formación La Chilca* aflora en una larga faja que, a partir del flanco sudoriental del Cº. Lojote, bordea la alta cordonada de caliza ordovícica de los Cerros Blanco de Jáchal-Los Blanquitos. Conforman también los afloramientos dispersos del faldeo sud-occidental del Cerro del Agua Negra y que Keidel (1921) y García (1945) describieron como la supuesta sección basal del Silúrico. Afloramientos saltuarios se han observado al sur de la Pampa de Umango y al pie del Cerro de Cumillango.

Entre el Cerro Lojote y Los Pozos, la *Formación La Chilca* se presenta con un conglomerado basal de 2 a 5 metros de espesor formado por clastos de chert de composición similar a los incluidos en la *Formación San Juan*. Niveles conglomerádicos similares se hallan intercalados en toda la formación, en forma de bancos lenticulares pocos centímetros a medio metro de espesor y varias decenas de metros de extensión. Sólo se hallan restos mal conservados de

braquiopodos, algunos determinados como *Clarkeia*? sp. El espesor de esta formación oscila entre los 120 y 180 metros.

La *Formación Los Espejos* (Cuerda, 1965), apoyada concordantemente sobre la *Formación La Chilca* conforma los clásicos afloramientos silúricos de Loma de Los Piojos y bordea el Cerro Los Pozos extendiéndose desde este punto hacia el norte y rodeando parcialmente el Cerro Lojote. Este extenso afloramiento margina el río Jáchal entre los kilómetros 8 y 14 de la ruta Jáchal-Rodeo, prolongándose en dirección meridional.

Se halla compuesta principalmente por areniscas y lutitas pardo-verdosas y verdes-oliva con algunas intercalaciones lumachélicas pardas.

Un perfil parcial de la misma al sur de la localidad de Pachimoco es el siguiente:

Techo: Devónico inferior.

- a) Areniscas pardo grisáceas, pardas por alteración, con intercalaciones arcillosas pardo-verdosas oscuras, que, hacia la base, pasan a areniscas calcáreas pardo-amarillentas, con intercalaciones lenticulares de lumachelas portadoras de *Chonetes fuer-tensis* Kayser, *Stropheodonta fascifer* (Kayser), *Leptaena argentina* (Thomas), *Clarkeia antisimensis* (d'Orb), *Trimerus kayseri* (Thomas) y *Orthoceras* sp. .... 100 m.
- b) Lutitas amarillo-parduzcas finamente estratificadas, concrecionales, intercaladas con arcilitas calcáreas pardas ..... 20 m.
- c) Areniscas amarillentas con intercalaciones de lutitas pardo-verdosas ..... 100 m.
- d) Areniscas cuarzosas finas, gris-parduzcas (pardas por alteración) con intercalaciones de areniscas calcáreas ferruginosas portadoras de *Australina jachalensis* Clarke, *Stropheodonta fascifer* (Kayser), *Leptaena*



*argentina* (Thomas), *Clarkeia anti-siensis* (d'Orb.), *Trimerus kayseri* (Thomas), y *Orthoceras* sp. 180 m.

Base: oculta.

En el flanco sudeste del C<sup>o</sup> Lojote, dicho perfil continúa hacia abajo de la siguiente manera:

- e) Areniscas similares a (d) conteniendo la misma fauna ..... 100 m.
- f) Areniscas cuarzosas verde-oliva con niveles con ondulitas e intercalaciones de lutitas arenosas pardo-verdosas o pardo-violáceas con restos dispersos de *Australina jachalensis* Clarke, *Tentaculites bellulus* Thomas, *Leptaena* sp., *Dalmanites* sp., *Beyrichia argentina* Thomas, y *Monograptus* sp. .... 170 m.

Base: *Formación La Chilca* (Silúrico)

El perfil medido da para la zona de Pachimoco-C<sup>o</sup> Lojote un espesor de 670 metros, que sumados a los de la *Formación La Chilca* totalizan 850 metros de sedimentitas silúricas.

C) DEVÓNICO: Los autores no ahondarán en la descripción del Devónico, motivo de un trabajo de índole mayor actualmente en preparación. Se consignará algunos datos de interés general: el denominado "*Post-devónico*" de Keidel (1921) que García (1945) y Braccini (1946) atribuyen al Devónico "sensu lato", se prolonga hacia el sur hasta confundirse lateralmente con la *Formación o Complejo de Punta Negra* de Braccini en la Sierra de La Trampa (al sur del área descripta). La *Formación Punta Negra* constituye también la mayor parte del Cerro de Los Pozos.

El "*Eodevónico*" de Loma de Los Piojos constituye las márgenes del río Jáchal entre los kilómetros 14 y 20, pasando insensiblemente a un complejo sedimentario de características de *flysch* con depósitos rítmicos subgrauváquicos, arenosos y lutíticos. Los fósiles relati-

vamente frecuentes en concreciones en la sección basal se hacen escasos hasta prácticamente desaparecer en las ritmitas. Estas, hacia el sur, engranan con sedimentitas de asociación litológica característica de la *Formación Punta Negra*. El espesor del "*Eodevónico*" en el río Jáchal es de 800 metros y el total del Devónico medido es de 2000 metros.

D) CARBÓNICO Y PÉRMICO: Sedimentitas carbónicas de la *Formación Volcán* (Furque, 1963) se han determinado en los cerrillos y lomadas que rodean a la usina hidroeléctrica de Jáchal, al oeste de la población y entre el río Jáchal y la ruta provincial n<sup>o</sup> 36. Están constituidos por areniscas y lutitas de coloración general verde-negrucza y pardo-verdosa, con escasa estratificación diagonal y presencia de estructuras cono-cono. Son correlacionables con la sección inferior-media del perfil descrito por Volkheimer (1962) en la Sierra de Pasleam, ubicada 15 kilómetros al norte.

Sedimentitas de composición similar se hallan presentes en el extremo norte de Loma de Los Piojos, discordantes sobre el Devónico. Se corresponden al denominado Carbónico inferior de Braccini (1946).

Al sur del camino y sobre el Cerro de la Usina se hallaron restos escasamente rodados de braquiópodos carbónicos, que se supone pertenezcan a la intercalación marina presente en la *Formación Volcán* ya citada por Leanza (1945), Furque (1963) y Volkheimer (*op. cit.*) para el área de Sierra de Pasleam-Sierra de Perico. Estos afloramientos son los que consideraron Rolletti y Baldi (1967) para extender hasta Loma de Los Piojos la ingresión marina del Carbónico inferior en su denominada "*Bahía de Pasleam*".

Las sedimentitas continentales rojizas y blanquecinas del Cerro Rojo de la Cantera, se equiparan a sedimentos análogos aflorantes al norte de Pasleam y denominados por Furque (1963) como

*Formación Ojo de Agua* (Pérmico), equivalente de "Paganzo II".

### ESTRUCTURA

Es una característica generalmente reconocida la estructura simple con la que se presenta el Paleozoico inferior-medio en el sector oriental de la Precordillera: un conjunto de fallas regionales, de rumbo aproximadamente norte-sur, elevan largos bloques de caliza de la *Formación San Juan* sobre las que se apoyan en estructura homoclinal el Silúrico y el Devónico.

Las sedimentitas silúricas (de composición más arcillosas y más finamente estratificadas que el Devónico inferior y el Punta Negra) presentan rasgos de incompetencia que, generalmente, se manifiestan como replegamientos o fenómenos de arrastre. Este tipo de deformación menor en el Silúrico ha sido observado en casi todas las secciones clásicas de la Precordillera: perfiles de Tambolar (Bracaccini, 1949), Talacasto (Keidel, 1921) (Rolleri, 1947), Gualilán (Baldis, 1964), etc.

Excepcionalmente la deformación en el Silúrico ha adquirido mayor magnitud; tales son los casos de las áreas de Loma de Los Piojos y Cerro Lojote.

En Loma de Los Piojos García (1945) y Bracaccini (1946) han determinado un plegamiento de primer orden, con pliegues de varios centenares de metros de longitud de onda y un plegamiento de segundo orden con pliegues de varias decenas hasta un par de metros de desarrollo.

La relativa complejidad del Silúrico-Devónico en el área de Pachimoco-C<sup>o</sup> Lojote ha sido ya esbozada por Pérez (1946) y Heim (1952). El relevamiento detallado del área (véase mapa) ha posibilitado la determinación de tres magnitudes de plegamiento: un *plegamiento de primer orden*, de tipo anticlinorio con una magnitud de 4 kilómetros de longitud de onda, cuyo eje pasa apro-

ximadamente por las crestas de los Cerros La Penca y Lojote; un *plegamiento de segundo orden*, de pliegues de 200 a 400 metros de longitud de onda, algunos de ellos compuestos por *plegamiento de tercer orden*, de magnitud variable entre un par y varias decenas de metros. En general los ejes de plegamientos buzan hacia el sur con valores variables entre los 5° y 15°.

El Silúrico pierde complejidad estructural al sur del Cerro Lojote, disponiéndose en su característico estilo tectónico homoclinal, en el flanco occidental del Cerro Blanco de Jáchal.

Numerosas fallas se han ubicado en la zona de Pachimoco, la mayoría de de escasa importancia y rechazo. Una falla, de índole regional y sentido NE-SO, pasa al poniente del río Avestruzrío de la Cortadera, y dirigiéndose hacia el sur, fuera del área mapeada, eleva el alto cordón de calizas de los denominados Cerros Blanco y Mogotes Azules, continuándose por la Ciénaga de Gualilán y elevando los cerros de las Minas.

La falla regional que limita el flanco oriental del Cerro Blanco de Jáchal se continúa en dirección austral, perdiéndose su traza en el extremo norte del Valle de Gualilán.

La presencia de áreas de deformación mayor en el Silúrico son casos de excepción en el sector oriental de la Precordillera y deben interpretarse, en opinión de los autores, como fenómenos localizados debidos probablemente al comportamiento estructural de la *Formación San Juan*, considerándola por su espesor y litología, como zócalo relativamente firme. Debe destacarse que estas áreas se corresponden con inflexiones de las fallas regionales limitantes de bloques de calizas ordovícicas y simultáneamente con el distanciamiento progresivo de las mismas. Las fallas regionales, de gran desarrollo norte-sur, se hallan separadas entre sí por distancias que oscilan entre 5 y 10 kilómetros, limitando una serie de bloques dispues-

tos en forma imbricada. En el área de Loma de Los Piojos, la fractura regional del Cerro de Agua Negra se distancia progresivamente de la falla del Cerro Blanco de Jáchal y ésta de la fractura Mogotes Azules-ríos Cortaderas y Avestruz; dicha apertura en forma de abanico debe estar vinculada probablemente con plegamientos o fracturación menor en el Ordovícico, reflejándose esto en una mayor deformación de la cubierta Siluro-Devónica.

**MOVIMIENTOS TECTÓNICOS Y SU EDAD:** El contacto de la *Formación La Chilca-Formación San Juan* es manifiestamente discordante en el flanco oeste del Cerro Blanco de Jáchal y alternadamente, el Silúrico se apoya sobre las calizas llanvirnianas o bien sobre pequeños asomos de lutitas negras interstratificadas con calizas y chert, dentro de los cuales se ha encontrado una fauna *Caradociana*, compuesta por *Nemagraptus*, *Porterfieldia* y nuevas formas de *trinucléidos*, actualmente en estudio. La presencia de un conglomerado basal similar al descrito por Rolleri (1947) en el área de Talacasto, proveniente de la erosión de las sedimentitas llanvirnianas-caradocianas, conjuntamente con las características de angularidad del contacto Ordovícico-Silúrico, aportan nuevas pruebas de la presencia de *movimientos Tectónicos* en el flanco oriental de la Precordillera.

A pesar de haberse recorrido minuciosamente el contacto Silúrico-Devónico, no se ha podido hallar relaciones de angularidad entre ambos. De la misma manera no se encontraron restos de *Graptolites* que muestren la presencia de Ludloviano, como los hallados por Cuerda (1965) en el área de la Chilca. La carencia de fósiles no indica necesariamente un hiatus en el Silúrico superior; sin embargo, no debe descartarse la probable presencia de *movimientos Ardénicos*. Si bien existe una discontinuidad litológica entre los bancos probadamente silúricos y los devó-

nicos, la diferencia entre los mismos no se refleja en comportamientos de incompetencia como en el contacto Ordovícico-Silúrico.

### CONCLUSIONES

La presencia de la *Formación La Chilca* en el flanco oeste de los Cerros del Agua Negra y Blanco de Jáchal, amplía la cuenca deposicional de la misma a la parte quizás más profunda de la cubeta silúrica en este sector de la Precordillera y aclara la posición estratigráfica del "Silúrico basal" de Keidel, García y Bracaccini. El área de Loma de Los Piojos (clásica en la literatura) no reúne todas las condiciones de una zona "tipo" para el estudio del Silúrico. Los autores sugieren que, para nuevas revisiones de la columna estratigráfica, se estudien los perfiles de Cerro Lojote-Los Pozos, tectónicamente menos complicados y con secciones no cubiertas por derrubio.

El desarrollo del Silúrico es notable a ambos márgenes del río Jáchal; "prima facie" se continúa al norte del mismo y constituye parte de los afloramientos involucrados por Volkheimer (1962) como devónicos, entre dicho río y la Sierra de Pasleam.

La presencia de un conglomerado basal y relaciones de angularidad en la base del Silúrico, prueban que la fase Tectónica fue relativamente intensa en la Precordillera.

### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldís, B. A., 1964. *El Silúrico de Gualilán (Pcia. de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XIX, n° 2, Buenos Aires.
- Bracaccini, O. I., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera Sanjuanino-Mendocina*. Bol. Inf. Petrol., reimp. n° 258, Bs. As.
- 1949. *El perfil de Tambolar (Pcia. de San Juan)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., IV, n° 3, Buenos Aires.

- Bodenbender, G., 1902. *Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y Sierras Centrales de la Rep. Argentina*. Bol. Acad. Nac. de Ciencias en Córdoba, XVII, Córdoba.
- Cané, T. C., 1967. *Observaciones Geológicas al Sur del Río Jáchal, entre los kilómetros 8 y 20 de la Ruta Provincial n° 36, Dpto. Jáchal, Pcia. de San Juan*. Fac. Cs. Exact. y Nat., Univ. de Bs. As., Tesis Inédita, Buenos Aires.
- Clarke, J. M., 1912. *El Devónico de la Argentina occidental*. An. Min. Agric., Sec. Geol., VIII, n° 2, Buenos Aires.
- 1913. *Fosseis Devonianos do Paraná*. Serv. Geol. Min. do Brasil, Monogr. I, Río de Janeiro.
- Cuerda, A. J., 1965. *Monograptus leintwardinensis var. incipiens Wood en el Silúrico de la Precordillera*. Ameghiniana, IV, n° 5, Buenos Aires.
- 1966. *Formación La Chilca, Silúrico inferior, San Juan*. Com. Inv. Cient. Pcia. de Buenos Aires, Notas, IV, n° 1, La Plata.
- Furque, G., 1963. *Descripción geológica de la Hoja 17 b, Guandacol, Pcias. La Rioja-San Juan*. Dir. Nac. Geol. y Min., Bol. n° 92, Buenos Aires.
- García, E., 1945. *Estratigrafía y Tectónica de la zona situada inmediatamente al SW de Jáchal*. Tesis Inédita, Univ. Nac. de La Plata, La Plata.
- Heim, A., 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los Ríos San Juan, Jáchal y Huaco*. Rev. Asoc. Geol. Arg., VII, n° 1, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1921. *Observaciones Geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., Sec. Geol. etc., XV, n° 2, Buenos Aires.
- Leanza, A. F., 1945. *Braquiopodos Carboníferos de la Quebrada de La Herradura, al NE de Jáchal, San Juan*. Notas Mus. La Plata, Paleont., X, La Plata.
- Pérez, J., 1946. *Estratigrafía y tectónica del segundo tramo de Sierra entre Jáchal y Rodeo (Pcia. de San Juan)*. Tesis Inédita, Univ. Nac. de La Plata, La Plata.
- Rolleri, E. O., 1947. *Estudio geológico de la Quebrada de Talacasto y zonas adyacentes*. Tesis Inédita, Univ. Nac. La Plata, La Plata.
- Rolleri, E. O. y Baldi, B. A., 1967. *Stratigraphy and distribution of the Carboniferous deposits in the Central Argentine Precordillera*. Ier. Congr. Estrat. y Paleont. del Gondwana, Mar del Plata, (en prensa).
- Sarris, M., 1956. *Reconocimientos geológicos al SW de Jáchal*. Inf. Ined. Y.C.F., n° 830, Mendoza.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric., Sec. Geol. etc., IV, n° 3, Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1962. *Nuevos hallazgos de Paleozoico marino en la Precordillera de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XVII, n° 1 y 2, Buenos Aires.

Recibido el 28 de Marzo de 1968.

## GEOLOGIA DE LA ZONA AL OESTE DE ULLUN-ZONDA, BORDE ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN, ERUPTIVIDAD SUBVOLCANICA Y ESTRUCTURA

POR MIGUEL ANGEL LEVERATTO

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

### RESUMEN

La comarca estudiada se halla ubicada al oeste de la depresión de Ullún-Zonda, en el borde oriental de la Precordillera, a la altura del río San Juan. En ella afloran: Calizas Cambro-Ordovícicas, lutitas y limolitas de la Formación Tambolar (Silúrico); y en el Devónico, una Sección Marina Basal con lutitas y limolitas ricas en fósiles Eodevónicos, y la Formación Punta Negra integrada por pelitas y subgrauvacas. En el Terciario se describen: la Formación Albarracín con más de 1500 metros de espesor, subdividida en tres miembros: Miembro Basal constuido principalmente por areniscas y limolitas; Miembro Tobáceo integrado por tobas, tufitas y brechas oligomícticas, con intercalaciones de niveles conglomerádicos en su parte superior y Miembro Conglomerádico constituido por paraconglomerados polimícticos. Se incluye también en el Terciario un paquete de conglomerados de 750 m de espesor, denominado Conglomerado Agua de los Bueyes, de ubicación dudosa.

Estas formaciones están intruidas por cuerpos subvolcánicos en los cuales se distinguen 5 tipos litológicos: Dacita-Riolita con alteración hidrotermal, Dacita de Ullún, Andesita del C° Blanco de Zonda, Andesita de Ullún y Andesita híbrida. El cuerpo al sur del río San Juan (C° Blanco de Zonda) es un lacolito compuesto por andesita hornblendífera, intruido cerca de la superficie, en la Formación Albarracín. Los cuerpos al norte del río San Juan son de tipo cónico y se han intruido a mayor profundidad en las sedimentitas paleozoicas en dos etapas: primero los cuerpos de Dacita-Riolita con alteración hidrotermal y luego las dacitas y andesitas, que intruyen también a los anteriores.

El vulcanismo es mesosilícico, habiéndose reconocido por lo menos dos períodos eruptivos: el primero dacítico-riodacítico originó las tobas y brechas oligomícticas de la Formación Albarracín y el segundo dacítico-andesítico el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos. Los cuerpos de Dacita-Riolita con alteración hidrotermal pueden corresponder al primer período eruptivo o bien a otro independiente que tendría lugar entre los dos mencionados.

La intrusión de los cuerpos subvolcánicos (salvo los cuerpos de Dacita-Riolita con alteración hidrotermal) es contemporánea con los movimientos Pos-Pliocenos que afectaron la cubierta terciaria de la Precordillera. Esto se deduce de las estructuras en que están alojados los cuerpos y de las modificaciones que han producido en ellas.

### ABSTRACT

The area is located on the west side of the depression of Ullún-Zonda on the eastern border of the Precordillera at the latitude of the San Juan river. In this area crops out Cambro-Ordovician limestones, shales and siltstones of the Tambolar Formation (Siluric), and in

the Devonian a Basal Marine Section with shales and silstones rich in Eudevonian fossils and the Punta Negra Formation composed by pelites and subgraywakes. In the Tertiary are described: the Albarracín Formation with more than 1500 meters thick subdivided in three members: Basal Member mainly composed by sandstones and silstones; Tuffaceous Member composed by tuffs, tuffites and oligomictic breccias, with intercalations of conglomeratic levels in its upper part and Conglomeratic Member composed by polymictic paraconglomerates. In the Tertiary are also included a formation of conglomerates of 750 meters thick, of doubtful position, named Agua de los Bueyes Conglomerate.

The above mentioned formations are intruded by subvolcanic bodies, which are differentiated according to the lithology in five types: Dacite-Riolite hydrothermally altered, Ullún Dacite, C° Blanco de Zonda Andesite, Ullún Andesite and Hybrid andesite. The body in the south part of the San Juan river (C° Blanco de Zonda) composed by hornblendiferous andesite is a laccolith intruded at shallow depth in the Albarracín Formation. The bodies in the north part of the San Juan river are domical type and have taken place at deeper levels than the south one in the paleozoic sediments in two stages: first the Dacite-Riolite hydrothermally altered bodies and then the dacite and andesite bodies that also intruded the previously ones.

The vulcanism of this area is mesosilicic, having been recognized at least two eruptive periods: the first dacitic-riodacitic gave rise to the formation of the tuffs and oligomictic breccias of the Albarracín Formation; the second dacitic-andesitic originated the intrusion of the subvolcanic bodies. The bodies of Dacite-Riolite with hydrothermal alteration may belong to the first eruptive period or to another one independent which might take place between the two previous ones.

The intrusion of the subvolcanic bodies of the San Juan river (except for the bodies of Dacite-Riolite with hydrothermal alteration) is contemporary with the Post-Pliocene tectonics movements which affected the Tertiary cover of the Precordillera. This may be deduced from the structure in which the bodies are located and from the modification that have caused to them.

## I. INTRODUCCION

El estudio de la zona al oeste de *Ullún-Zonda*, con énfasis sobre el magmatismo subvolcánico Terciario y su estructura, fue realizado como parte de los planes de trabajo de la Cátedra de Petrología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, bajo la dirección del doctor B. J. Quartino, habiendo sido elegido como Trabajo Final de Licenciatura a fin de optar al Título de Licenciado en Ciencias Geológicas en dicha Facultad, Leveratto (1967). El presente trabajo, que es un resumen, contiene el agregado de un estudio posterior de la zona al este de la qda. de La Minita y la región de la qda. de Los Bueyes.

La comarca estudiada se halla ubicada en el borde oriental de la Precordi-

llera sanjuanino-mendocina, a la altura del río San Juan, y al oeste del valle de Ullún-Zonda. Allí se hallan cuerpos subvolcánicos dacíticos y andesíticos que presentan interesantes características estructurales de emplazamiento. Abarca una superficie de 155 km<sup>2</sup> aproximadamente.

El interés sobre la zona surgió primordialmente a raíz de los viajes de estudio con los alumnos de Introducción a la Geología, en los cuales el autor participó en calidad de Ayudante, y en los que fueron vistos por primera vez algunos tópicos de interés. Ya Heim (1952, pág. 44) al describir el perfil del río San Juan había destacado la importancia del estudio de la intrusión del C° Blanco en relación con sus características estructurales. Pero lo hizo refiriéndose a una supuesta deforma-

ción dinámica de la andesita del C<sup>o</sup> Blanco (referida por tal autor como dacita), sin prestar atención al panorama de distintos tipos de intrusión que presentan los cuerpos subvolcánicos al norte y sur del río San Juan y su vinculación con la estructura de la región.

El estudio geológico no ha sido circunscripto exclusivamente a los afloramientos de rocas volcánicas, abarcando también el sector al sur de Las Higueritas, por presentar detalles estructurales correspondientes con los que caracterizan al resto de la región y por hallarse allí mejor representados los niveles terciarios relacionados con el vulcanismo previo al que determinó el emplazamiento de los cuerpos citados.

En síntesis, el objetivo del trabajo ha sido el mapeo a escala 1:20.000, el estudio de la estratigrafía del Paleozoico y Terciario, el análisis de la estructura y la caracterización litológica de los cuerpos subvolcánicos, abordándose al respecto algunos de los aspectos de la petrología de las rocas eruptivas.

El mapeo geológico se ha realizado sobre la base de fotografías aéreas (IFTA, vuelos 6809 A n<sup>o</sup> 180 a 182; 6810 A n<sup>o</sup> 354 a 356; 6811 A n<sup>o</sup> 4178 a 4180; trabajo n<sup>o</sup> 242 para el Plan Cordillerano), ampliadas a escala 1:20.000, y volcada la geología sobre una restitución fotogramétrica realizada con el "Radial Planimetric Plotter", ampliada a la misma escala sobre un mapa base de los puntos principales y de paso de las fotos, el cual fue cedido gentilmente por la Cía. Minera TEA. Los trabajos de campaña, que se realizaron en dos etapas, insumieron un total de 45 días.

El trabajo de laboratorio incluyó el estudio de unos 70 cortes petrográficos; algunos de ellos fueron teñidos para distinguir plagioclasa y feldespato potásico. Se hicieron observaciones a grano suelto, mediciones ópticas en plagioclasas y hornblendas con monocromador y platina universal, y también de-

terminaciones roentgenográficas de algunas arcillas.

Las determinaciones de los fósiles fueron realizadas por la Dra. Hildebranda A. Castellaro, Profesora titular de la Cátedra de Paleontología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, a quien el autor queda particularmente reconocido.

Queda constancia del agradecimiento a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, la cual costeó los gastos de realización de este trabajo. Al Dr. Bernabé J. Quartino por la dirección, orientación y corrección del trabajo, y por sus consejos en campaña durante sus visitas a la zona de trabajo. Al Dr. Eduardo Llambías por su asesoramiento, revisión del trabajo de campaña y lectura crítica del manuscrito. Al Lic. Bruno Baldis y a los compañeros Roberto Llorente y Roberto Meyer, por su eficaz ayuda en las tareas de campo. A la Cía. Minera TEA, especialmente al Dr. H. de la Iglesia por su atención en facilitar las fotografías aéreas para la primera campaña y el mapa base de la zona. Al Sr. Angel Bertolini por la preparación de cortes petrográficos y secciones pulidas.

## II. UBICACION GEOGRAFICA Y LOCALIZACION GEOLOGICA

### A) *Ubicación geográfica*

La zona estudiada está limitada al este por el valle de Ullún-Zonda, que la separa de las primeras estribaciones orientales de la Precordillera. Al oeste y norte por el Cordón del Indio y hacia el sur se extiende unos 4 kilómetros al sur del río San Juan. Correspondería a la porción centro norte de la Hoja 21 c San Juan y a la porción centro sur de la Hoja 20 c Ullún (fig. 1).

En esta porción de la Precordillera la altura media es relativamente baja, oscilando entre 800 y 1500 m s.n.m.,

sobrepasando esta altura sólo algunos cerros como el de la Sal (1.750) y la Sierra de Zonda (2.000) m s.n.m. respectivamente.

Por su relieve se le puede dividir en dos sectores, actuando de límite el río San Juan. Al sur de dicho río el relieve

domo asimétrico, de forma ovalada, con pendiente más suave hacia el este.

En el sector norte también se halla el tipo serrano de cordonadas: son el cordón de Punta Negra y la serranía al oeste de la quebrada de Las Leñas. Pero el grueso del relieve está consti-

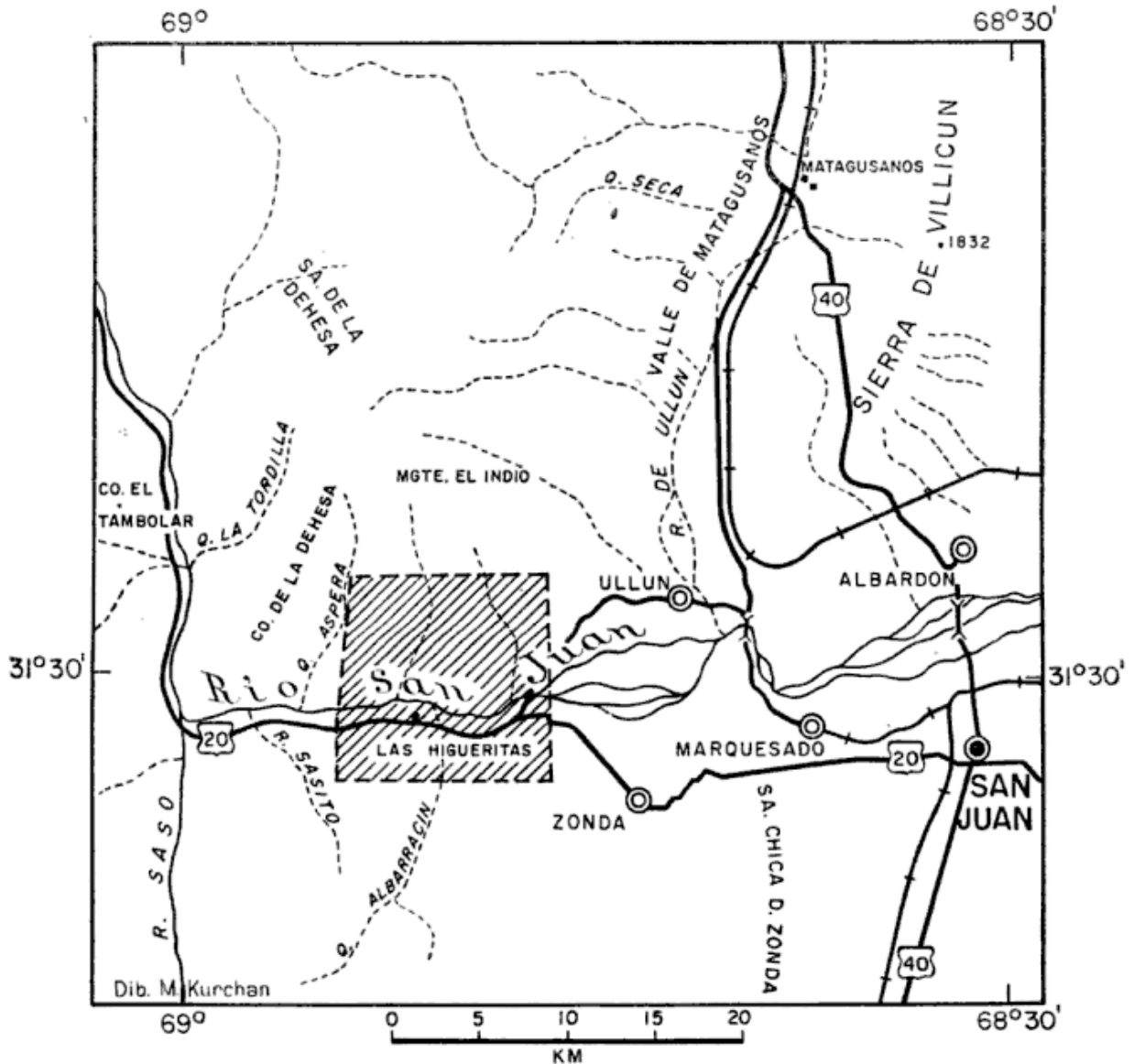


Fig. 1. — Croquis de ubicación. En rayado oblicuo la comarca estudiada

ve está integrado por cordonadas alineadas en dirección NO-SE, separadas por porciones deprimidas. Tales cordonadas son: los comienzos de la Sierra de Zonda al este, las serranías cortas a la altura de Las Higuieritas y la cordonada más occidental al este del río Sasito. Constituye excepción el C<sup>o</sup> Blanco de Zonda, que tiene un relieve particular dado su origen volcánico, de tipo

tuido por cerros aislados, de diversa forma, que no llegan a constituir serranías con filos.

Todo el relieve de la región es muy abrupto, excepto las zonas bajas donde se encuentran los sedimentos terciarios. Hay una estrecha relación entre la conformación del relieve y las unidades geológicas labradas por él; las cordonadas de dirección NO-SE con sus ci-



mas achatadas, testigos quizás de una antigua peneplanicie, están constituidas por las sedimentitas de la Formación Punta Negra; las partes deprimidas con lomadas bajas y relieve intrincado, están labradas en los sedimentos terciarios, y finalmente en las porciones en que el relieve conforma cerros aislados y extensiones más bajas que en conjunto no siguen ningún patrón determinado, predominan los afloramientos de rocas volcánicas.

### B) Localización geológica

El área de trabajo se encuentra geológicamente dentro del ambiente de la Precordillera, definida originalmente como tal por Bodenbender (1902) y Stappenbeck (1910). En esta provincia geológica en general se pueden distinguir dos fajas de afloramientos de características diferentes para las sedimentitas paleozoicas: el Cámbrico y Ordovícico, representados por calizas marinas, afloran principalmente en el borde oriental (sierras de Villicún, Chica de Zonda y Talacasto); el Silúrico está mejor desarrollado en la parte central, adelgazándose hacia el sur y algo menos en la oriental; las sedimentitas devónicas de la comarca estudiada corresponden a los llamados afloramientos de la faja central; y el Carbónico que está representado en facies marinas en una faja de afloramientos occidental y en facies continentales en una faja centro oriental, no se halla en la comarca estudiada.

La estructura de bloques fallados se superpone a la de plegamientos en la Precordillera. Las fallas son nort-sur, dando como resultado la formación de bloques alargados en la misma dirección, en los que afloran las calizas Cambro-Ordovícicas en la base y por encima las demás sedimentitas paleozoicas. Este esquema tiene una superposición de estilo estructural distinto a la altura del río San Juan, debido

al emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos.

En cuanto a la localización de la actividad magmática terciaria en la Precordillera, puede decirse que se halla concentrada principalmente en ciertos sectores, como ser: la zona de Uspallata en Mendoza; en el borde oriental la zona al sur de Barreal y entre Calingasta e Iglesia; Gualilán; al norte la zona de la Hoja Guandacol (Furque, 1963) y la zona de Ullún-Zonda. La zona de Ullún-Zonda se destaca por la intensa concentración de intrusiones de andesita y dacita, que en volumen son superiores a las de las otras zonas.

*Estudios precedentes:* Stelzner (1885, pág. 168) es el primero en hacer mención a estos cuerpos y en presentar una descripción petrográfica, señalando también su posible conexión con Gualilán. Luego Bodenbender (1902, pág. 207) describe al C° Blanco de Zonda como una "interposición de un banco inmenso de dacita constituyente de los cerros Blancos..." al hablar de las areniscas terciarias de la zona. Stappenbeck (1910, pág. 17 y Stieglitz (1914, pág. 68) también hacen alusión a las dacitas, pero ligeramente. Sobral (1918, pág. 17) es quien se ocupa más detalladamente de describir los aspectos petrográficos y en particular la óptica y la estructura de las plagioclasas de las rocas del C° Blanco de Zonda. Las clasifica como dacitas, señalando el cuarzo sólo en la pasta y en pequeña cantidad. Después de Sobral y hasta la actualidad, ningún otro autor estudia estas rocas, que vuelven a ser mencionadas por Braccini (1950, pág. 17) y en el ya mencionado trabajo de Heim (1952).

### III. UNIDADES GEOLOGICAS Y SU DISTRIBUCION

Las unidades geológicas que afloran en la comarca son las pertenecientes al sector oriental de la Precordillera, encuadradas en la división señalada en el

capítulo anterior. Abarcan en el Paleozoico desde el Cámbrico-Ordovícico hasta el Devónico inclusive. El Carbónico no aflora en la comarca, pero se lo encuentra inmediatamente al oeste en la quebrada del Sasito, en facies continental. A partir del Devónico y hasta el Terciario, la columna estratigráfica no está representada.

El Devónico es el período mejor desarrollado, cubriendo los afloramientos la mayor extensión de la comarca. Constituyen la Formación Punta Negra y una Sección Marina Basal fosilífera, separadas por un delgado paquete de capas verdosas y moradas. El Terciario (Plioceno) se encuentra muy bien representado por una espesa columna de sedimentos continentales, con gran aporte de material piroclástico. Se lo describe como la Formación Albarracín, subdividida en tres miembros, sobre la base de diferencias litológicas. Los cuerpos subvolcánicos que intruyen a esta formación en el sector sur del río San Juan, y al Paleozoico y Terciario en el sector norte, son descritos en capítulo aparte.

#### A) CAMBRO-ORDOVÍCICO. CALIZAS

Las calizas son la Unidad Geológica más antigua que aflora en la comarca y la que abarca menor superficie. Sus afloramientos son pequeños y dispersos.

*Descripción de los afloramientos:* están limitados al sector norte del río San Juan y por lo general se encuentran aislados e incluidos dentro de las rocas dacíticas. Por su coloración gris clara a gris paruzca, es muy fácil que pasen inadvertidos dentro de las rocas volcánicas. Sólo en dos casos están relacionados directamente con las demás sedimentitas paleozoicas: en el C° de Las Leñas y al noroeste del C° de Los Baños (véase mapa geológico). En la quebrada de Las Leñas al noroeste del cerro del mismo nombre constituyen el mayor afloramiento, adosado al cerro de Las Leñas. Bajando por la que-

brada desde la mina Santa Emilia, se las observa en la margen derecha en posición subhorizontal, en bancos gruesos de 50 cm a un metro de espesor, separados a veces por delgadas intercalaciones de capitas margosas amarillentas. Son calizas gris claro a gris azulado y parduzco, de grano muy fino y color no uniforme dentro de los bancos, atravesados por pequeñas guías de calcita de color claro. Cerca del contacto con la dacita, se recubren parcialmente con pátinas de limonita.

Sobre la margen izquierda de la quebrada se adosan al cerro de Las Leñas inclinando 45-50° hacia la quebrada, formando parte del faldeo noroeste del cerro. Tienen un rumbo S 10° E e inclinan 38° hacia el oeste, donde están en parte sobrepuestas por el Silúrico. El contacto con las demás sedimentitas en los alrededores de la quebrada, no se observa en forma clara, porque está perturbado por una pequeña apófisis de dacita que perfora la caliza.

Otro afloramiento de importancia por estar sobrepuesto por el Silúrico, es el que aparece sobre la margen izquierda de una pequeña quebrada que desemboca en la del Carrizalito, al noroeste del cerro de Los Baños. Las calizas se encuentran adosadas a la dacita, con un rumbo norte-sur, fuertemente inclinadas hacia el naciente. El espesor visible no llega a los 30 metros, encontrándose parcialmente cubiertas por sus propios detritos. La roca es de grano muy fino, gris blanquecina a gris azulada, con intercalaciones de capitas margosas amarillentas.

El resto de los afloramientos son muy pequeños y se encuentran aislados a modo de grandes bloques inmersos en la roca dacítica; tales son: los que se observan a lo largo de la quebrada del Carrizalito; en la quebrada del Salto, aguas arriba de la mina San Juan; y al sur del Mogote Alto Largo, al naciente de la quebrada del río Blanco. El rumbo y la inclinación de los bancos en estos afloramientos es muy dispar, lo

que indicaría que han sido movilizados por las intrusiones. La litología no varía mayormente; sólo es de destacar la presencia de ftanita en la caliza que aflora en el Mogote Alto Largo, donde se encuentra como pequeñas lentes de 1 a 5 cm de largo por 0,5 a 1 de espesor, de coloración pardo negruzca.

*Edad y correlación:* En las calizas que afloran en la comarca estudiada no se han encontrado fósiles, por lo que nada puede decirse con certeza acerca de su edad, salvo que son más antiguas que el Silúrico que la sobrepone. Se puede sí correlacionarlas con las áreas vecinas en que afloran calizas: la Sierra de Villicún y la Sierra Chica de Zonda. En estas sierras existen dos formaciones de calizas, muy similares entre sí por su litología, y distinguibles únicamente por su contenido faunístico. Son la Caliza La Laja denominada así por Borrelo (1962), de edad Cámbrico Medio y la Caliza San Juan de edad Ordovícico Medio. No es posible entonces, sin la presencia de fósiles, correlacionar las calizas de la zona que nos ocupa con alguna de estas dos formaciones en particular. Se puede decir solamente, que pertenecen a alguna de las dos o a ambas. Es por este motivo que se las atribuye al Cámbrico-Ordovícico sin mayor especificación.

## B) SILÚRICO

### *Formación Tambolar*

El nombre de Formación Tambolar se emplea en este trabajo según fuera redefinido por Y.P.F. (1967) para la sección silúrica de la Formación Tambolar según Heim (1952, pág. 16), quien agrupó bajo este nombre a un paquete de sedimentos que abarcan el Silúrico y el Devónico, describiendo la sección tipo para la localidad del Tambolar (kilómetro 74 de la ruta 20).

Heim asignó a esta formación varios paquetes de estratos a lo largo del perfil del río San Juan, introduciendo una

serie de accidentes tectónicos para explicar la posición de su Formación Tambolar, dentro de los perfiles del Paleozoico. Heim confundía los sedimentos lutíticos verdosos y morados que se encuentran por encima de la Sección Marina Basal del Devónico, con sus estratos silúricos similares en litología y coloración. Tal es el perfil que describe para la margen norte del río San Juan, al este de la quebrada Aspera. Aquí la confusión de Heim abarca también el banco arenoso con que remata la Sección Marina Basal del Devónico, tomado por dicho autor como Carbónico (op. cit., pág. 43).

*Descripción de los afloramientos:* Son escasos en esta comarca por el hecho de no existir perfiles completos de las sedimentitas paleozoicas, debido a las perturbaciones producidas por los cuerpos subvolcánicos. Se lo ha reconocido fehacientemente en los alrededores del C<sup>o</sup> de Los Baños y al noroeste del mencionado cerro en la quebrada donde se encuentran las calizas cambro-ordovícicas.

En la primera localidad, aparece contra el faldeo oriental del Cerro de Los Baños, en contacto con la andesita por medio de una falla de carácter local. Constituye un pequeño bordo alargado de unos 150 metros de longitud y escasa altura. Está formado por una alternancia de bancos de limolitas calcáreas y capas arcillosas de coloración general verde oliva claro. Los bancos de limolitas calcáreas llegan a tener hasta un metro de espesor. Cerca del contacto con la andesita se hallan flexurados y rotos por efecto de la falla. El rumbo junto a ésta es aproximadamente norte-sur, con una inclinación cercana a la vertical. Los bancos de limolitas son masivos y frecuentemente están cruzados por delgadas venillas de calcita de 1-5 cm de ancho. La limolita está constituida por clastos subangulosos a subredondeados de tamaño entre 0.048 y 0.036 milímetros. Está bien se-

leccionada con escasos contactos entre granos y abundante mátrix sericítica. Constituyen los clastos cuarzo principalmente y en menor cantidad biotita y muscovita. El cemento es calcita en cristales grandes o parches de 0,25 a 0,5 milímetros de diámetro, que engloban a los clastos formando un mosaico de mayor tamaño.

Los bancos limolíticos son fosilíferos en su parte superior; los ejemplares coleccionados fueron clasificados como:

*Atrypina acutiplicata* Kaiser.  
*Clarkeia anticiensis* (D'Orb.).  
"Chonotes" *fuertensis* Kaiser.  
*Tentaculites* sp.

Estos fósiles permiten asignar a la Formación Tambolar una edad Silúrico Medio (Wenlockiano). Fueron ya descritos por Castellaro (1958) para otras localidades de la Precordillera y recientemente por Baldi (1964) para la localidad de Gualilán.

La Formación Tambolar se dispone en forma homoclinal con un rumbo general nornoreste inclinando 65-75° hacia el oeste. Está sobrepuesto por la Sección Marina Basal del Devónico aparentemente en concordancia. No se observa ninguna discontinuidad en el campo, sólo un cambio en la litología. La base no aflora en esta localidad. El espesor aflorante es difícil de apreciar, dado que la posición y la inclinación de las capas varía por efectos de la falla antes mencionada y que el contacto con el Devónico es difícil de precisar. Podría estimarse en alrededor de 50-60 metros.

Al noroeste del Cº de Los Baños, la Formación Tambolar aflora en los bordes de una pequeña pampita constituida por acarreos de rocas volcánicas. Las capas se encuentran adosadas a las calizas y a las rocas dacíticas. Son lutitas y limolitas de coloración verde grisáceo más claro que las del afloramiento anterior. El contacto con las calizas no se puede observar por estar cubierto por

los detritos de estas últimas; pero el rumbo de ambas formaciones es el mismo.

Sintentizando, el Silúrico está poco expuesto, pertenece a la Formación Tambolar, documentado por su contenido fosilífero. Correspondería al Silúrico Medio o Wenlockiano.

### C) DEVÓNICO

Es el período mejor representado por sus afloramientos, que constituyen el grueso del relieve y sus perfiles son completos en la mayoría de los casos.

Los afloramientos de las capas devónicas se desarrollan periféricamente bordeando los cuerpos subvolcánicos, describiendo una gran estructura anticlinal que aloja en su seno a las rocas volcánicas, esquema válido para el sector norte del río San Juan. Al sur de dicho río su distribución responde a los lineamientos generales que son comunes a la Precordillera, (véase Cap. II B).

El estilo estructural de las sedimentitas devónicas en esta zona es simple, comparado con otros sectores de la Precordillera, aspecto que ya fue mencionado por Heim (1952, pág. 41), quien observó que la posición del Devónico parece normal hasta el km 49, a partir del cual y hacia el oeste, comienzan las complicaciones tectónicas y el plegamiento es más intenso.

Integran los afloramientos devónicos: una Sección Marina Basal fosilífera; un paquete de sedimentos lutíticos de coloración verdosa y morada y la Formación Punta Negra Y.P.F. (1967), de más antiguo a más moderno.

La Sección Marina Basal en algunos afloramientos (al oeste del Cº de Las Leñas y al noroeste de la quebrada del Salto), puede incluir parte de la Formación Tambolar en su base. Debido a las consideraciones expuestas al tratarse la Formación Tambolar no se ha podido diferenciar en el campo para dichas localidades, si un paquete de

estratos de litología similar a la descrita para la Formación Tambolar, que aparecen en la base de la Sección Marina Basal, pertenecen a ésta o a la Formación Tambolar.

### 1. Sección Marina Basal

Aflora tanto en el sector sur del río San Juan como en el sector norte. Al sur de dicho río se encuentra a la altura del kilómetro 43 de la ruta 20, en contacto por falla inversa con las capas de la Formación Albarracín. En este lugar el espesor es escaso por la supresión de capas que produce la falla; más al sur es suprimida totalmente por la misma causa, quedando en contacto con el Terciario la Formación Punta Negra (véase perfiles I y II).

Al norte de río San Juan está muy bien desarrollada en los alrededores del C° de Los Baños; al sur del Mogote Alto Largo; al norte del C° de la Sal y del Mogote de La Merced y a lo largo de la quebrada de Las Leñas. En algunos casos se encuentra a modo de pequeños septos dentro de las rocas volcánicas.

En la desembocadura de la quebrada de Los Polvorines, integra junto con las demás sedimentitas devónicas, un pequeño anticlinal y sinclinal que buzan hacia el sur. En el resto de los afloramientos su disposición es homoclinal.

La Sección Marina Basal está constituida por limolitas y lutitas verde negruzcas a verde oliva y verde amarillento. Son masivas, homogéneas y fuertemente diaclasadas. Presentan frecuentes intercalaciones de lentes carbonáticas parduzcas, de 20 cm a un metro de longitud y 10 a 50 cm de espesor.

Hacia la base se pierde un poco la homogeneidad de la litología y se hacen más visibles las intercalaciones de bancos de limolitas y paquetes arcillosos, predominando estos últimos que en general son más amarillentos. Los bancos limolíticos tiene de 5 a 30 cm de espesor y los lutíticos de 1 a 50.

Las limolitas están constituidas por clastos angulosos a subangulosos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita en orden decreciente de abundancia. La mátrix es sericítica, ocupando un 7 % de la roca. El cemento es carbonático.

La Sección Marina Basal culmina en un banco de granulometría más gruesa, arenoso, de coloración pardo amarillenta, que se destaca en el paisaje por su mayor resistencia a la erosión. Tiene un espesor de 10 a 15 metros, es masivo y con estratificación gruesa. El banco es bastante constante y se lo puede utilizar como guía para mapear las estructuras.

En todo su desarrollo la Sección Marina Basal es fosilífera, y de las distintas localidades (véase mapa geológico) se ha recogido una abundante fauna perteneciente al Eodevónico:

- Orbiculoidea baini* (Sharpe).
- Shelvienella inca* (D'Orb.).
- Shelvienella cf. s. sullivanii* (Sharpe).
- Australospirifer* sp.
- Australospirifer kaiserianus* (Clarke)
- Australocoellia tourtelloti* Boucat y Gill.
- Lingula leptota* Clarke
- Criptonella ? baini* (Sharpe)
- Pleurothyrella knodi* (Clarke) ?
- Chonoëtes falklandicus* Morris y Sharpe
- Scaphicoelia boliviensis* Whitfield
- Orbiculoidea ollis* Clarke ?
- Bucanella laticarinata* Knod
- Bellerophon globosus* Knod
- "*Scholitus*"

El espesor de esta formación se calcula en aproximadamente 250 metros para los afloramientos al oeste del C° de Las Leñas. En los demás perfiles no se observa la base; en los alrededores del C° de Los Baños en que ésta se encuentra, los sedimentos están perturbados por una falla.

## 2. *Lutitas Verdes y Moradas*

Estas lutitas se interponen en secuencia normal entre la Sección Marina Basal y la Formación Punta Negra. El cambio litológico es neto: con la Sección Marina Basal porque ésta remata en un banco arenoso, y con la Formación Punta Negra, porque la misma comienza con bancos gruesos de subgrauvacas.

Son lutitas con laminación muy fina, de 0,2 a 10 mm, muy diaclasadas predominantemente moradas con intercalaciones de pequeños bancos verdosos, que sirven como guía para distinguir los planos de estratificación, obliterados por el intenso diaclasamiento. Están atravesadas por estructuras tubulares ramificadas, con un diámetro de 1 a 3 cm, alargadas, a veces también como bochas aisladas. La sección transversal de estas "ramas" tiene una estructura concéntrica rudimentaria, por variación del contenido carbonático. Su origen es dudoso y puede ser tanto orgánico como inorgánico. La falta de una estructura interna bien definida, haría pensar más en este último origen.

El espesor de las Lutitas Verdes y Moradas no es muy constante, variando de un perfil a otro; pero puede estimarse en 15-30 metros.

## 3. *Formación Punta Negra*

Esta formación fue denominada en un principio "Complejo de Punta Negra" por Braccini (1949, pág. 173), estableciendo una correlación con los depósitos "Post-Devónicos" de Keidel (1921). Recientemente Y.P.F. (1967) le dio el nombre de Formación Punta Negra.

Se halla en concordancia sobre las Lutitas Verdes y Moradas y sobrepuesto discordantemente por los depósitos terciarios de la Formación Albarracín. Constituye las mayores elevaciones como la Sierra de Zonda, el Cordón de Punta Negra, las cerrilladas cortas a la

altura de Las Higuieritas, las elevaciones al noreste del Mogote Alto Largo, y al oeste de la quebrada de Las Leñas.

La Formación Punta Negra está integrada por subgrauvacas verde oscuras a verde negruzcas con intercalaciones pelíticas. Los caracteres grauváquicos están atenuados por la reducida cantidad de mátrix y la angulosidad poco manifiesta de los elastos. La proporción de intercalaciones pelíticas varía según la posición dentro de la columna de sedimentos. Las subgrauvacas se presentan en bancos de 0,25 a 1,20 m de espesor, masivos, con estratificación gradada, en los que la granulometría gruesa constituye casi la totalidad del banco, culminando con una delgada capa pelítica de 2 a 10 centímetros. Cuando hay predominancia de psamitas, los bancos de subgrauvacas alcanzan el mayor espesor. Tal lo que ocurre en la base de la Formación Punta Negra en los 100-200 primeros metros. Luego la litología cambia aumentando el porcentaje de pelitas y los bancos de subgrauvacas se hacen más delgados, 10 a 50 cm, a veces sin estratificación gradada o poco marcada. En la quebrada de Las Leñas y al oeste de la quebrada de Albarracín, las capas pelíticas contienen pequeños tallos fósiles indeterminables.

El espesor aflorante, calculado en la zona del Cordón de Punta Negra es de 700 - 800 metros aproximadamente, no constituye el espesor máximo, dado que el techo no aflora en la comarca.

La disposición estructural de la Formación Punta Negra es simple, inclinando hacia el naciente en el sector oriental; en el sector occidental inclina hacia el oeste y en el centro, a la altura de Las Higuieritas, lo hace hacia el sur. Forma en conjunto una gran estructura anticlinal que se hunde hacia el sur, debajo de la Formación Albarracín. El ala oriental de esta gran estructura en el Cordón de Punta Negra describe un arco hacia el naciente, bordeando al Cº de Los Baños (véase mapa geológico). Al sur de este cerro

las capas de la Formación Punta Negra se hallan volcadas, en contacto por falla inversa con las capas de la Formación Albarracín, también volcadas (figura 2).

Es de destacar dos pequeñas estructuras que no afectan al conjunto: en la quebrada de Los Polvorines junto con la Sección Marina Basal y las Lutitas Verdes y Moradas se desarrollan un pe-



Fig. 2. — Al sur del Cº de los Baños, contacto por falla inversa entre las capas de la Formación Albarracín y las sedimentitas del Punta Negra. Ambas se encuentran invertidas en la zona próxima a la falla. Al fondo el Cordón de Punta Negra.

queño anticlinal y sinclinal que buzan hacia el sur, y en los nacimientos de la quebrada de La Sal se halla una estructura sinclinal apretada con su eje muy inclinado hacia el sur casi vertical.

#### Edad de la Formación Punta Negra

Keidel (1921, pág. 56) denominó "Estratos Post-Devónicos" a las sedimentitas que se encuentran concordantes encima de la Sección Marina Basal y que son perfectamente correlacionables con la Formación Punta Negra, queriendo significar con la denominación "post-

devónicos" que son posteriores a las últimas capas devónicas datadas con fósiles. Bracaccini (1949, pág. 173 y 174) considera apropiada una edad Devónico Medio a Superior, teniendo en cuenta que el Paganzo con *Rhacopteris ovata* se apoya en discordancia sobre la Formación Punta Negra y que existe según este autor un pasaje paulatino de las capas del Devónico Inferior a las de la Formación Punta Negra. Frenguelli (1951 y 1952) sobre la base de material florístico coleccionado de los "Estratos Post-Devónicos" en las áreas de Paramillos del Tontal y al oeste de Guandacol, distingue tres niveles para el material de la segunda área, que corresponderían al Devónico Inferior, Medio y Superior respectivamente y un nivel para la primera, que correspondería al Eodevónico más bajo. Estas consideraciones sobre los niveles inferiores de la Formación Punta Negra no pueden ser tenidas en cuenta, puesto que esta Formación se encuentra por encima del Devónico Inferior marino. Recientemente Y.P.F. (1967) sobre la base del contenido paleontológico y cálculos de tiempo de sedimentación, le asigna una edad que abarca desde el Devónico Medio hasta parte del Devónico Superior.

#### D) TERCIARIO

Se incluye dentro del Terciario además de la Formación Albarracín, un espeso paquete de conglomerados continentales que no está vinculado con esa Formación y se lo denomina Conglomerado Agua de los Bueyes.

##### 1. Formación Albarracín

Se denomina así a las capas continentales que afloran principalmente en la quebrada de Albarracín y al este del Cordón de Punta Negra, y que fueran mencionados en la literatura geológica por autores anteriores Estratos Calchaqueños (Stappenbeck, 1910; Groeber y Tapia, 1926; Bracaccini, 1950 y

Heim 1952). Se ha considerado más apropiado darle nombre de Formación para no seguir arrastrando el de Estratos Calchaqueños, impuesto por los autores que trabajaron a principios de siglo en otros sectores de la Precordillera.

La Formación Albarracín aflora principalmente en un extenso bajo, al sur de Las Higueritas, donde se produce un ensanche en la quebrada de Albarracín, que lo atraviesa por el este y centro.



Fig. 3. — Detrás del C° Blanco hacia el norte. Capas de la Formación Albarracín, inclinando hacia el E forman la base del lacolito.

Es en este bajo donde la Formación Albarracín aflora más completa, salvo los niveles más altos que aparecen al sur, fuera del área estudiada. Se la encuentra también adosada a la falda oriental de la Sierra de Zonda, donde constituye la base del C° Blanco, (fig. 3), y al este del cordón de Punta Negra donde describe un arco acompañando a las sedimentitas devónicas.

En estas localidades constituye un relieve exhumado, integrado por lomadas bajas, alargadas en la dirección de la pendiente regional de la bajada, parcialmente cubiertas por los depósitos pedemontanos recortados.

Los afloramientos siguen hacia el este en el Valle de Ullún-Zonda, donde según Bracaccini (1950) y Heim (1952) forma una gran sinclinal.

Sobre la base de su litología se la ha subdividido en tres miembros: Miembro Basal, Miembro Tobáceo y Miembro Conglomerádico.

#### *Miembro Basal*

Con un espesor de aproximadamente 160 m se encuentra adosado a ambos lados de la Sierra de Zonda, en contacto con las capas de la Formación Punta Negra; por falla directa en el faldeo oriental y en pseudo-concordancia en el occidental. En esta última localidad tiene una inclinación de 38-40° al oeste, siguiendo el faldeo sur de las cerrilladas cortas de Las Higueritas.

En el faldeo oriental de la Sierra de Zonda las capas del Miembro Basal bordean el contorno de la sierra. En la zona de falla que pone en contacto a ambas formaciones se ha desarrollado un horizonte de bentonita (montmorillonita casi en su totalidad), por la alteración de los materiales volcánicos contenidos en las capas terciarias. El horizonte bentonítico tiene un espesor que varía entre 1,5 y 4,5 metros. La bentonita se halla también fuera de las zonas de falla, en los lugares en que se han producido movimientos de deslizamiento entre las capas terciarias, especialmente entre capas de distinta competencia. Los yacimientos no se localizan a todo lo largo de los planos de falla; existe un control por las capas afectadas por ésta, que no son las mismas a todo lo largo de la corrida. La bentonita se encuentra también en el contacto entre las sedimentitas de la Formación Punta Negra y el Miembro Basal al sur del C° de los Baños.

El Miembro Basal está constituido por una alternancia de capas de granulometría variable: capas arcillosas, limosas y de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, con



algunas intercalaciones de capas tobáceas y tufíticas. La coloración de las capas va del rojo y castaño rojizo al castaño claro y amarillento. Las capas tobáceas tufíticas son generalmente gris blanquecinas, blanquecinas y amarillentas. Los bancos de areniscas sobresalen en el paisaje por su mayor induración; tienen un espesor de 20 a 80 cm y están cruzados por pequeñas guías de yeso, que también actúa como cemento junto con carbonato. Hacia el techo del miembro se observan intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas, areniscas conglomerádicas y conglomerados finos, todos de coloración más oscura. Los conglomerados están muy mal seleccionados, tienen una mátrix arenosa abundante y son muy friables. Los clastos son redondeados pero de baja esfericidad, y están compuestos principalmente por riolitas y andesitas y en menor cantidad de granito y areniscas de coloración oscura. Hacia arriba pasa al:

#### *Miembro Tobáceo*

Se halla bien desarrollado en la quebrada de Albarracín, donde alcanza un espesor que se ha calculado en 600-700 metros. Al noroeste de Las Higuieritas participa en un graben, comprimido entre las cerrilladas cortas y la cordonada alargada más al oeste (Perfil II-II). Al este de la Sierra de Zonda forma la base del C° Blanco, continuándose al norte en la zona baja al este del Cordón de Punta Negra.

La parte inferior de 200-300 m, comienza en un paquete de 6 m de espesor de bancos muy indurados de tobas y tufitas cristalolíticas gris blanquecinas. La granulometría de las capas varía de arena fina a sabulita. Los clastos muy angulosos son de: cuarzo, plagioclasa, hornblenda y vidrio, en orden decreciente de abundancia; y de bordes más redondeados de rocas volcánicas, algunas microgranosas y de vidrio. La mátrix está formada por fragmentos más pequeños del mismo material que los

clastos y un agregado fino de material arcilloso.

Sigue hacia arriba un paquete espeso de areniscas tobáceas conglomerádicas amarillento-parduzcas en las que se desarrollan concreciones esféricas u ovoides, producto de cementación diferencial de ópalo y calcedonia. Detrás del C° Blanco alcanzan un espesor de 40 metros, y las concreciones hacia la parte superior disminuyen de tamaño hasta desaparecer. Alcanzan un diámetro máximo de 8 cm.

El resto de la porción inferior sigue con una alternancia de areniscas tobáceas, tobas, tufitas y tobas conglomerádicas de color blanquecino. Los clastos alcanzan un diámetro máximo de 20 cm y son de composición dacítica-andesítica predominantemente. Se intercalan de tanto en tanto bancos de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados de color pardo rojizo, con clastos de rocas sedimentarias análogas a las de la Formación Punta Negra y de riolitas. El grado de induración de las capas varía, dando un paisaje encrespado por efecto de la mayor erosión sobre las capas blandas.

La parte superior está constituida por una intercalación de conglomerados y areniscas conglomerádicas, de color castaño oscuro a morado y areniscas y limolitas de coloraciones que va de rosado a castaño claro. Los clastos de los conglomerados son de pórfiros con cuarzo y otras vulcanitas, granitos y en menor cantidad de sedimentitas como las de la Formación Punta Negra. Esta parte superior contrasta con la inferior, por su menor contenido de materiales piroclásticos y por su coloración más oscura.

*Brecha oligomíctica:* Intercaladas en distintos niveles del Miembro Tobáceo, aparecen varios bancos de brechas oligomícticas, con espesores de 10 a 30 metros. Las forman bloques angulosos de dacita-riodacita de hasta 40 centímetros de diámetro en una mátrix bien cementada de composición similar a los clas-

tos, con los que se confunde a veces; no tienen estratificación y los límites con las demás capas son netos; por lo general están en contacto con capas tobáceas finas bien estratificadas. En algunas de estas brechas se han encontrado clastos de gneis bandeado biotítico anfibólico del basamento cristalino y en otras abundantes clastos de calizas.

La dacita-riodacita de los clastos es gris clara con fenocristales de *plagioclasa* (An 23-26 %), zonales, euhedrales con estructura en panal de abeja y reborde más básico; *sanidina* menos abundante, con inclusiones de *plagioclasa*, cuarzo, titanita y zircón; *cuarzo* y *hornblenda marrón* que presenta fenómenos de resorción con la pasta. Esta última es seriada, constituida por individuos de feldespato potásico con bordes difusos, *plagioclasa* en tablillas, menor cantidad de *cuarzo* y vidrio intersticial.

El origen de esta brecha oligomíctica es dudoso. Es poco probable que sea resultado de la destrucción de un relieve volcánico, porque su intercalación es neta dentro de la serie de bancos, no encontrándose disminución de la granulometría hacia arriba o hacia abajo de la brecha. Podría pensarse que su origen corresponde a una explosión volcánica que arrojó los bloques de dacita-riodacita junto con fragmentos de basamento y de calizas, rocas estas últimas que no participan mayormente del relieve, más aún en el caso del basamento que se desconoce en la comarca. Los fragmentos producto de la explosión podrían haber sufrido un cierto transporte después de depositados. Las tobas que acompañan a las brechas, estarían apoyando la suposición de esta actividad explosiva. El centro efusivo no se ha ubicado, pudiendo haber sido destruido por las intrusiones actualmente aflorantes. Es de destacar que si bien se ha mencionado la participación de materiales piroclásticos, en menor escala, para el Terciario de las cercanías de la comarca, no han sido menciona-

das estas brechas, lo que indicaría que el centro efusivo debió estar en área próxima a la de sus afloramientos.

### *Miembro Conglomerádico*

Se lo ha reconocido en la quebrada de Albarracín, donde ocupa el sector sur del bajo y al E del río Blanco en el borde occidental de la depresión. En ambos casos, no aflora el techo. En la primera localidad porque está en contacto por falla inversa con las sedimentitas devónicas y en la segunda se pierde debajo de las bajadas en la depresión de Ullún-Zonda. Su espesor es considerable; alcanza un mínimo de 700-800 metros.

Por su menor induración, las capas de conglomerados conforman un relieve suave, de lomadas bajas y muy parejas, que contrastan con el relieve del Miembro tobáceo, que todavía está siendo exhumado. La posición de las capas es la misma que en los otros miembros y la inclinación llega a los 45° al noreste cerca de la zona de falla.

El Miembro Conglomerádico está constituido en todo su espesor por paraconglomerados polimícticos, de color pardo oscuro, que se torna más amarillento hacia la parte superior. En las porciones alejadas de la zona de falla, donde la erosión ha sido mayor, las pendientes de las lomas son más suaves y están cubiertas por los rodados sueltos de los conglomerados, lo cual dificulta el examen de la estratificación, que de por sí es grosera y poco marcada. Los clastos, bien redondeados y de esfericidad variable, alcanzan un tamaño de 25 cm, predominando los de 3 a 10 cm. Son principalmente de rocas volcánicas de distinto tipo: riolíticas de coloración rojiza, violácea y naranja; andesitas grises y verdosas, basaltos, fragmentos de brechas volcánicas; también de rocas graníticas de coloración rosada y blanquecina y de rocas sedimentarias. La mátrix es abundante, alrededor del 30 %, y es una arena gruesa a fina y

algo de limo; el cemento, carbonático, es escaso.

El potente espesor de conglomerados descriptos, marca un hecho de importancia en la historia geológica de la Precordillera. Analizando la composición de los rodados, la proveniencia de los mismos queda restringida a las zonas de la Cordillera Frontal, donde afloran pórfiros cuarcíferos y granitos y demás rocas volcánicas que componen los rodados. Rocas de esta composición no se conocen en la Precordillera. Esto significa por lo tanto, que en la época que se depositaron los conglomerados, la Precordillera era una comarca baja, como para permitir que el material proveniente de la rápida erosión de la Cordillera Frontal, probablemente en rápido ascenso, se depositase sobre ella cubriéndola y llegase a zonas tan distantes como la le Ullún-Zonda, y aún más al este donde son citados por Groeber y Tapia (1926) al naciente de la Sierra de Zonda y Villicún. No deberían existir en ese entonces las actuales barreras que significan el Valle de Calingasta-Iglesia, las Sierras del Tontal, la del Tigre y de La Invernada, concepto ya enunciado por Stappenbeck (1910).

#### *Edad de la Formación Albarracín*

Groeber y Tapia (1926) ubican en el Plioceno a los sedimentos terciarios, por ellos referidos como Estratos Calchaqueños, que afloran en la quebrada de Ullún, y que son perfectamente correlacionables con la Formación Albarracín. Estos autores dan la edad Plioceno para los sedimentos terciarios, teniendo en cuenta su posición con respecto a las distintas fases de dislocación que han actuado sobre ellos, ante la carencia de elementos fósiles. Los dos últimos grandes movimientos que afectaron a la región, corresponden al final del Mioceno el primero y a fines del Plioceno y principios del Pleistoceno el segundo. Al no existir discordancias en los sedimentos terciarios, queda su ubi-

cación limitada al Plioceno, siendo los segundos movimientos los responsables de su plegamiento y posición actual en la Precordillera. Braccini (1950) y Heim (1952) también dan a estos sedimentos la edad Pliocena como más probable.

#### *2. Conglomerado Agua de los Bueyes*

Sus afloramientos están circunscriptos a la quebrada de los Bueyes principalmente, y a las quebradas vecinas, en una extensión reducida. Al norte está limitado por una extensa bajada proveniente del Cordón del Indio, que lo cubre. En los demás sectores está limitado por las rocas volcánicas. Se desarrolla sobre ambas márgenes de las quebradas hasta aproximadamente la mitad del faldeo.

Son conglomerados polimícticos amarillentos con clastos angulosos y subredondeados de dacita, andesita, calizas y dacita-riolita con alteración hidrotermal. El tamaño de los clastos es de 1 a 3 cm predominantemente, con tamaños mayores de hasta 15 centímetros. La matriz es arenosa, constituida por cuarzo y plagioclasa en su mayoría, clastos líticos de rocas volcánicas y calizas; el cemento es carbonático. La estratificación es gruesa, aunque son frecuentes las intercalaciones de granulometría más fina como sabulita-arenisca gruesa. Se encuentran en forma homoclinal, con rumbo general N50° E inclinando 50-30° al NO. El espesor aflorante es de alrededor de 750 metros.

Las relaciones con las rocas volcánicas vecinas no son del todo claras en el campo. En un solo caso se encontró que un cuerpo riódacítico, intruye al conglomerado en Agua de los Bueyes. La riódacita tiene un borde de enfriamiento de 10-15 cm y el conglomerado está "calcinado" junto al contacto con un marcado enrojecimiento. En los demás casos no existen ejemplos claros como el mencionado, *en donde se pueda decidir si las rocas volcánicas están in-*

truyendo al conglomerado o si son anteriores a él. Sin embargo inclina a pensar que los demás cuerpos volcánicos también intruyen al conglomerado, la constante inclinación y la no variación de la litología de éste en la cercanía de los contactos. Por otro lado llama la atención la carencia de bordes de enfriamiento en las rocas volcánicas y afectación térmica en el conglomerado.

El Conglomerado de Agua de los Bueyes no está relacionado directamente con las demás formaciones de la comarca, salvo con las rocas volcánicas. Se lo incluye dentro del Terciario, contemporáneo o posterior al Miembro Tobácco de la Formación Albarracín, por su litología, proveniencia de los clastos y por su posición estructural.

## E) CUARTARIO

### 1. Pleistoceno

a) *Depósitos pedemontanos antiguos.* Sus afloramientos se prolongan desde el flanco del Cordón del Indio (fuera de la zona mapeada) hacia el sur, hasta los primeros afloramientos de rocas volcánicas y sedimentitas paleozoicas, cubriéndolos parcialmente; hacia el oeste se extiende un poco más distante de la quebrada de las Leñas.

Están compuestos por una sucesión de conglomerados de mátrix muy abundante, con clastos bien redondeados de hasta 30 cm de diámetro de rocas de la Formación Punta Negra, menor cantidad de granitos, rocas volcánicas y andesitas-dacitas de la zona, en los que se intercalan lentes de areniscas de espesor regular. Los conglomerados son verdosos y las intercalaciones de areniscas, pardo amarillentas. Desde la quebrada de los Bueyes hacia el oeste, predominan las areniscas de colores más rojizos.

El rumbo general de la serie es aproximadamente este-oeste, con una inclinación de 6° hacia el norte. El espesor es considerable, y difícil de estimar.

Posiblemente estos depósitos constituyeron una extensa bajada al pie del Cordón del Indio, porque la mayor parte de sus clastos provienen de ese lugar. Sin embargo, su actual inclinación hacia dicho cordón parecería indicar lo contrario; pero esto no es posible porque en la composición de los clastos tendrían que predominar las andesitas y dacitas de la comarca. Lo más factible es que la bajada haya sido afectada por la tectónica, adquiriendo su inclinación actual.

b) *Depósitos pedemontanos recortados.* Son los que más antiguamente constituían las extensas bajadas, en la actualidad totalmente disectadas; se extienden al sur de Las Higuieritas en el bajo de la quebrada de Albarracín, donde quedan muy pocos remanentes, y al este de la Sierra de Zonda y del Cordón de Punta Negra donde tienen mayor extensión. Están constituidos por bloques y gravas en general, con una mátrix de material arenoso limoso. Alcanzan un espesor de 30-50 m en las partes distales. En su composición predominan los fragmentos de rocas sedimentarias sobre todo del tipo Punta Negra. En las cercanías de los afloramientos de rocas volcánicas, cerca del Cerro Blanco de Zonda y al sudeste del C° de los Baños, se hacen más conspicuos los materiales de esta última composición.

### 2. Holoceno

a) *Conos aluviales.* Corresponden a las quebradas que desembocan en el río San Juan: qda. de Las Leñas, qda. de La Sal y qda. de Albarracín. En esta última constituyen tres niveles hoy muy disectados. El río San Juan ha recortado profundamente a los conos aluviales, formando paredes verticales con un desnivel de hasta 20 y 30 metros. Los materiales que componen estos conos aluviales son arenas y gravas y algunos bloques. Proviene de la destrucción de las sedimentitas del Paleozoico prin-

principalmente y también de la destrucción de los niveles pedemontanos.

Debido al encajonamiento del río San Juan y a los extensos conos aluviales que llegan a él, no se han podido reconocer terrazas que correspondan a antiguas planicies de inundación: sólo el actual nivel de inundación gravoso y uno más antiguo a pocos metros por encima del anterior, que es utilizado para los cultivos en Las Higuieritas. Groeber y Tapia (1926), citan depósitos lacustres en la quebrada de Ullún que corresponderían a la formación de un lago por taponamiento del río San Juan; depósitos similares, se han reconocido al este del C<sup>o</sup> Blanco de Zonda, donde terminan hacia el oeste las zonas de cultivo.

b) *Depósitos de travertino.* Estos depósitos de edad muy reciente hasta actual, están distribuidos en una faja aproximadamente paralela al río San Juan, inmediatamente al norte del mismo.

Bajo este nombre no sólo se involucran los depósitos que constituyen afloramientos de por sí, sino también las surgentes de aguas cargadas de sales. Hay un solo depósito de travertino que merezca el nombre de tal; es el ubicado sobre el faldeo derecho de la quebrada de la Sal, cerca de su desembocadura en el río San Juan. El resto son surgentes.

En general las surgentes ocurren en el contacto entre las rocas volcánicas y la caja paleozoica donde las sales se depositan cementando los acarreos y rellenando las diaclasas de las rocas. El travertino del C<sup>o</sup> de la Sal es explotado, obteniéndose bloques que se fraccionan y son utilizados como material para frentes, por ser muy compacto, de coloración blanquecina, con bandas sinuosas de 2 a 10 mm de espesor, en alternancia de color blanco y amarillo.

c) *Acarreos recientes.* Constituyen los materiales que ocupan los lechos de las

quebradas y su composición corresponde a la de las rocas que las atraviesan.

#### IV. CUERPOS SUBVOLCANICOS DEL RIO SAN JUAN

Los cuerpos subvolcánicos se hallan al sur del río San Juan en el borde occidental de la depresión de Ullún-Zonda, y al norte del mismo, separados de la depresión por una faja de rocas sedimentarias. Se han intruido el del sur o C<sup>o</sup> Blanco de Zonda en la Formación Albarracín y los del norte en las sedimentitas paleozoicas principalmente.

El cuerpo intrusivo al sur del río San Juan, forma una unidad individual, que a primera vista contrasta con los del norte por su estructura y tipo de intrusión. En la zona norte del río San Juan se diferencian dos tipos de cuerpos subvolcánicos: 1) cuerpos relacionados íntimamente a los afloramientos de rocas paleozoicas y que están alterados hidrotermalmente (Dacita-Riolita con alteración hidrotermal), y 2) cuerpos dacíticos-andesíticos que ocupan la mayor superficie del área (Dacita de Ullún, Andesita de Ullún).

La composición predominante es intermedia, andesítica-dacítica, con variedades más potásicas, menos frecuentes. El cuerpo del sur es de andesita homogénea en su litología. Los cuerpos del norte son de composición dacítica y se han hallado dos modificaciones litológicas además de los cuerpos de Dacita-Riolita con alteración hidrotermal: una corresponde a un borde andesítico que aparece en el C<sup>o</sup> de los Baños y en el cerro al este del mismo, y también en dos apófisis, al oeste de la quebrada de Los Polvorines y al este de la quebrada de la Minita. La otra es una pequeña masa de composición andesítica con fenómenos de hibridación, por incorporación de xenolitos del basamento cristalino. También, en el nacimiento de la quebrada de los Bueyes por aumento en

el contenido de sanidina, se pasa a riódacitas.

Se describen en forma separada el cuerpo del sur y los del norte del río San Juan.

#### A) CUERPO INTRUSIVO DEL C° BLANCO DE ZONDA.

El cuerpo del C° Blanco de Zonda (Andesita del C° Blanco de Zonda) está separado de la Sierra de Zonda por una porción deprimida ocupada por las sedimentitas de la Formación Albarra-cín. El borde de la Sierra de Zonda a la altura del C° Blanco, tuerce hacia el oeste y luego vuelve a la dirección norte-sur produciéndose una entrada donde se encuentra el C° Blanco de Zonda. La porción norte del cuerpo termina sobre el río San Juan.

1) *Forma del cuerpo.* En planta, el cuerpo del C° Blanco tiene forma elíptica, con su eje mayor de 3000 m de longitud orientado en dirección nortesur. En el extremo sur tiene un ancho (aflorante) de 800 m, engrosándose hacia el norte donde alcanza 2200 metros. En total la superficie expuesta abarca 4.5 km cuadrados. En conjunto el cerro es asimétrico, con su porción más elevada en su extremo occidental que se eleva 800 metros aproximadamente por encima del nivel del río San Juan, disminuyendo la altura suavemente hacia el naciente.

La base del cuerpo constituida por las sedimentitas de la Formación Albarra-cín, está bien expuesta en el faldeo occidental y a lo largo de un trecho de la ruta n° 20. Es concordante con la inclinación de las capas, que en las localidades arriba mencionadas es de 15-20° hacia el naciente. El contacto es recto y bien definido. Sigue a lo largo de la quebrada del Arroyo Seco hasta una pequeña quebrada que desemboca en él, a partir de la cual sigue en un nivel topográfico más bajo, hasta el camino, donde desaparece cu-

bierta por los acarreos. Siguiendo por el camino hacia el este, no aflora hasta después de un kilómetro, donde reaparece también concordante. En este lugar (Km 35-35,500 de la ruta 20) se halla un paquete de sedimentitas terciarias rojizas, de 20 m de espesor, intercalado a 10-15 m de la base del cuerpo, quedando la andesita por debajo de esta intercalación a modo de filón capa,



Fig. 4. — Margen derecha del río San Juan, sobre el camino a Calingasta. Base del cuerpo del C° Blanco de Zonda. Seudo filón capa (fc) y lacolito (lac). Nótese la concordancia de los contactos (Tc) terciario.

por una extensión de 100-200 m (fig. 4). Este conjunto desaparece luego hundiéndose hacia el este como todo el cuerpo.

En distintas partes del cuerpo, se observan incluidos paquetes de regular espesor (20-30 metros) de capas terciarias. Sus rumbos e inclinaciones no difieren mayormente de los de la base especialmente la inclinación que siempre es de alrededor de 20 grados.

El cuerpo principal del C° Blanco se puede interpretar como un *lacolito* que se hunde hacia el este, en concordancia con las capas terciarias y cuyo techo no se ha conservado. En el extre-

mo noroeste, tramo inferior y desembocadura del Arroyo Seco, no se observa la base, interpretándose que no aflora porque la masa eruptiva en ese punto se ha hundido por colapso tal vez cuando el cuerpo no estaba totalmente consolidado. Prueba de ello es una brecha que se encuentra en la pequeña quebrada al oeste del punto en que aflora la base en el camino, cuya mátrix es ignea.

No se ha localizado el conducto de alimentación. Se ha encontrado una posible zona de fluencia en el nacimiento de la quebrada antes mencionada, que desemboca en el Arroyo Seco (véase mapa geológico). En este lugar la fluidalidad de la andesita, diverge de un centro hacia arriba y hacia afuera.

2) *Litología*. La roca que lo constituye, como se ha visto en el Cap. II, ha sido considerada por diversos autores como de composición dacítica. El estudio de los cortes petrográficos no ha revelado la presencia de cuarzo, que podría existir normativamente en pequeña cantidad en el vidrio. La clasificación como andesita debe ser aclarada, por cuanto esta roca tiene un mayor contenido en feldespato potásico (cerca al 10 % estimativamente) que la clasificación de Johannsen (1931). El feldespato potásico fue reconocido únicamente en la pasta de la roca, salvo en un sola muestra en que se encontró un único fenocristal.

La roca es de color gris a gris blanquecino. La *textura* es porfírica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, de 3-6 y 2 mm respectivamente.

La *plagioclasa* varía de An 16-19 % a An 26-35 %. El ángulo  $2V_{\alpha}$  varía entre 60 y 80°, correspondiendo los valores mayores a las zonas de los bordes de los fenocristales, y los menores a los núcleos. Esta variación, corresponde con la variación de composición mencionada. El tamaño de los fenocristales es seriado hasta los tamaños de los microlitos de la pasta. Son euhedrales, algunos presentan reabsorciones por la pasta. Frecuentemente maclados, con zona-

lidad marcada oscilante o inversa, que en algunos termina en un borde más básico. Es frecuente encontrar un último reborde más ácido, fino, que se confunde con la pasta. En casos en que se encuentra este reborde es común ver que está separado del resto del cristal por una delgada zona de inclusiones. Esta zona de inclusiones se encuentra también separando dos zonas internas del cristal.

Los fenocristales de plagioclasa presentan estructura en "panal de abeja", dada por la presencia de inclusiones de vidrio en su mayoría de formas rectangulares y triangulares (fig. 5). Esta estructura se presenta a veces en el núcleo de los cristales, o abarcando partes de una zona o varias. Las "inclusiones" no siempre son vítreas, suelen ser también de material de la pasta o estar formadas por carbonato. De las dos explicaciones conocidas para estas estructuras, es decir reemplazo en el cristal por vidrio durante alguna etapa de la cristalización y formación de un cristal grande por aglomeración de pequeños cristallitos isoorientados con relleno de intersticios (Homma, 1936), es más factible la segunda, ya que se han encontrado aglomeraciones de cristallitos isoorientados, con los intersticios rellenos por material de la pasta.

El *anfíbol* es hornblenda pleocroica,  $\gamma$  = verde oscuro-verde pardusco, y  $\alpha$  = pardo amarillento-verdoso amarillento. Se presenta en cristales euhedrales y anhedrales, algunos de los cuales son zonales, con el núcleo más oscuro. En parte están reabsorbidos por la pasta, la cual da lugar a reemplazos por clinopiroxeno y plagioclasa ácida y una liberación de material ferruginoso que rodea a la hornblenda como pequeños cristallitos, o se encuentra en el núcleo del cristal, que es donde frecuentemente se produce la resorción. Esto se produce al tornarse inestable la hornblenda por descenso de la presión, cuando la masa magmática se emplaza cerca de la superficie o sale de ella.

La textura de la *pasta* varía entre andesítica y pilotáxica, siendo más frecuente la primera. Está constituida por plagioclasa, en forma de tablillas, o

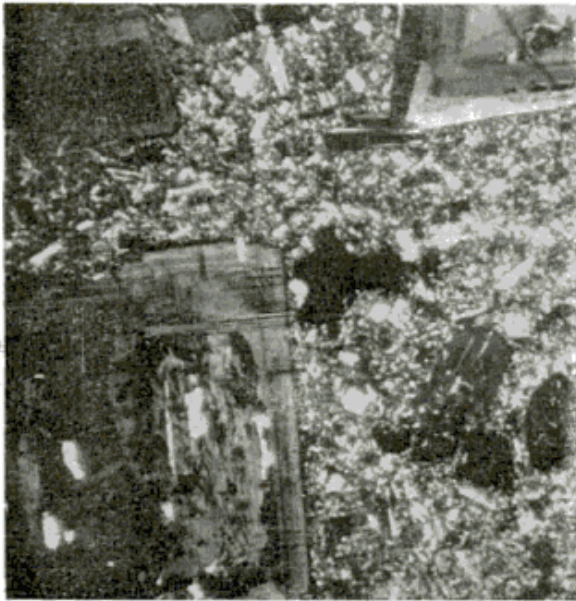


Fig. 5. — Fotomicrografía de la andesita del Cº Blanco. Nótese los fenocristales de plagioclasa con estructura en panal de abeja y su zonación. En el centro fenocristales más pequeños de hornblenda. Pasta andesítica seriada. Con analizador. 23 X.

equidimensionales, con bordes rectos o festoneados, que están inmersos en una base más fina constituida por plagioclasa, feldespato potásico y vidrio intersticial. El feldespato potásico tiene los bordes difusos, o cuando no existe vidrio, forma un agregado de individuos xenomorfos. El vidrio es claro, con inclusiones pulverulentas de minerales opacos y pequeñas agujitas muy finas indeterminables. Se presentan en la pasta también pequeños cristalitas de biotita y clinopiroxeno, ambos en poca cantidad. Los accesorios más frecuentes son apatita, titanita y zircón.

3) *Contactos de la roca con el Terciario.* En la quebrada del Arroyo Seco, donde aflora la base del lacolito, la andesita presenta una exfoliación columnar rudimentaria, normal al contacto con las capas terciarias. En los demás

contactos la roca andesítica penetra estas capas, en forma de finas guías, digitándose entre los planos de estratificación. Los xenolitos tienen los bordes "calcinados" y corroídos en forma irregular (fig. 6), produciéndose pequeños englobamientos de las capas areniscosas o arcillosas. Cuando los xenolitos no son muy grandes, están totalmente "calcinados", adquiriendo entonces una coloración violácea oscura.

En el contacto, la andesita presenta un borde de enfriamiento de grano más fino, de 1 a 2 cm de espesor, con escasos fenocristales y un bandeado paralelo al contacto.

La pasta del borde del enfriamiento es muy vítrea, formada por microlitos y pequeños fragmentos de plagioclasa y cristalitas más pequeños de hornblenda, inmersos en una masa vítrea, alternando con las bandas citadas más arriba.

En la base del "filón capa", a la altura del Km 35-35.500 se encuentran estructuras orbiculares de coalescencia, que probablemente se deban a fenómenos de inmiscibilidad líquida y que son



Fig. 6. — Cº Blanco de Zonda. Km 34 de la ruta N° 20. Contacto entre la andesita (Claro) y el bloque oscuro de areniscas terciarias. Nótese como el xenolito es corroído por la andesita y la desagregación particular de ésta en el contacto.



objeto de estudio en este momento. Heim (1952, pág. 46) refiriéndose a estas estructuras, las interpretó como un conglomerado de base en la "dacita".

La *fluidalidad* no se ha mapeado con detalle, pero de las observaciones realizadas no se desprende que ésta siga un patrón determinado; más aún, no es detectable en todas las partes del cuerpo. Más claramente dispuesta se encuentra en la mencionada zona de fluencia y en el sector oriental del cuerpo. Está dada por la alternancia de bandas de coloración clara y oscura, caracterizándose estas últimas por un mayor contenido de vidrio en la pasta.

## B) CUERPOS INTRUSIVOS AL NORTE DEL RÍO SAN JUAN

### 1. *Dacita-Riolita con alteración hidrotermal.*

Se hallan ubicados en una faja de dirección aproximada este-oeste, de 3 km de ancho, a la altura del Mogote de la Merced, C<sup>o</sup> del Carrizalito y Mogote Alto Largo. Los cuerpos más extensos son los ubicados al pie del Mogote de la Merced y entre las quebradas del Carrizalito y del Salto. Se han intruido en las rocas paleozoicas como pequeños "stocks" y diques de variado tamaño. La alteración hidrotermal que los afectó también abarca a las sedimentitas paleozoicas en las cercanías de los contactos. Estos cuerpos están intruidos por la *Dacita* de Ullún.

La roca alterada es una roca volcánica de pasta afanítica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y sanidina, no muy abundantes. Pese a la alteración, se puede observar las antiguas estructuras de *fluidalidad*.

La observación microscópica de la roca alterada muestra que la caolinización se ha desarrollado preferentemente en la pasta muy fina, atacando a los feldespatos que la constituyen. Los fenocristales de plagioclasa y sanidina muestran una caolinización incipiente y es-

tán cruzados por numerosas varillas de calcita, que afectan también en parte a la pasta. El mineral máfico es biotita, muy escasa.

El producto de alteración hidrotermal es caolinita y una silicificación posterior, que da como resultado la formación de pequeñas venillas de cuarzo y agregados xenomorfos en mosaico. El grado de caolinización es variable: en algunos casos da lugar a la formación de una roca blanca, blanda y friable, en otros en que la caolinización es menor, da una roca grisácea compacta.

Si se tiene en cuenta la composición de los fenocristales, la roca alterada se debe clasificar como *dacita-riolita* con cierto grado de duda, porque la alteración de la pasta no permite apreciar la proporción de la participación de uno u otro feldespato.

### 2. *Dacita y Andesitas de Ullún*

Los afloramientos cubren aproximadamente una extensión poco mayor de 20 km<sup>2</sup> en la porción central de la zona estudiada. Tales cuerpos intrusivos son: el C<sup>o</sup> de la Sal, C<sup>o</sup> de los Baños, C<sup>o</sup> del Carrizalito, Mogote de la Merced, C<sup>o</sup> de Las Leñas, Mogote Alto Largo y otros cerritos sin nombre.

Sus formas son en general de tipo cóncavo, algunos algo achatados, con pendientes abruptas. Los afloramientos son predominantemente blanquecinos, amarillentos, con algunos tonos más oscuros sólo localmente.

*Tabiques y "roof-pendants"*. Los cuerpos intrusivos son parte de una masa única que al intruirse en la caja paleozoica lo ha hecho con un techo muy irregular, proyectando apófisis. Los principales tabiques que separan los cuerpos aflorantes son: el que separa el C<sup>o</sup> de la Sal, del cerro sin nombre ubicado entre el C<sup>o</sup> del Carrizalito al noroeste y el C<sup>o</sup> de los Baños al sudeste; es una prolongación del Cordón de Punta Negra que se dirige hacia el norte; el que aflora al norte del C<sup>o</sup> de los Ba-

ños a ambas márgenes de la quebrada del río Blanco y los que se hallan al sur del Mogote Alto Largo en la quebrada del río Blanco y al norte del C<sup>o</sup> del Carrizalito. Estas son pues las mayores unidades paleozoicas que separan a modo de tabiques los distintos cuerpos. Existen fragmentos menores de capas paleozoicas, que se encuentran inmersas dentro de las rocas volcánicas. Estos "roof-pendants" más pequeños han sido movidos por las intrusiones, aco-

claro y oscuro teniendo estas últimas un mayor contenido de vidrio. Se han diferenciado dos tipos de fluidalidad: una laminar, por lo general en los bordes de los cuerpos y otra tortuosa (turbillonaria) en el centro de los mismos, visible en aquellos casos en que la erosión los disectó profundamente (qda. del Carrizalito, al SE del C<sup>o</sup> del mismo nombre y quebrada al W de la de los Bueyes) (fig. 8).



Fig. 7. — Vista panorámica del C<sup>o</sup> de la Sal tomada desde la qda. de Albarracín hacia el nor-noroeste. Hasta medio faldeo del C<sup>o</sup> se observa la envoltura paleozoica que no ha sido erodada (Pz). Sobre el faldeo derecho se observa el depósito de travertino (blanco). B : banco areniscoso con que culmina la sección marina Basal del Devónico. A la derecha al fondo otra mole de dacita.

modándose más a la forma de los cuerpos. Es frecuente ver cómo el rumbo de las capas, cambia para acomodarse a la fluidalidad de la roca volcánica, por efecto de un plegamiento suave.

En algunos de los cuerpos, se observa que las capas paleozoicas que están en contacto con ellos, han sido rebatidas hacia la parte exterior del mismo, produciéndose un empuje desde el centro hacia la periferia. Este efecto es perfectamente evidente en el faldeo oriental del C<sup>o</sup> de La Sal, a la altura de los depósitos de travertino. (Perfil III-III y fig. 7).

*Fluidalidad y exfoliación.* Está dada por la alternancia de bandas de color

*La exfoliación.* No coincide con la fluidalidad en todos los casos, ya que en algunas partes la corta (C<sup>o</sup> de los Baños). En general se manifiesta como una estructura catafilar que sigue la forma del cuerpo intrusivo. Menos comúnmente parte de la porción central del cuerpo hacia la periferia (fig. 9).

*Los contactos con la roca de caja son netos, la cual presenta un borde "calcinado", de espesor máximo de 50 cm, donde la roca adquiere un color negrozco y un brillo satinado. Acompaña a este borde calcinado un enrojecimiento por oxidación, que abarca un espesor mayor. La roca volcánica tiene un*

borde de enfriamiento de 2 a 10 cm de grano más fino. La textura de la superficie del contacto es rugosa, acordonada.

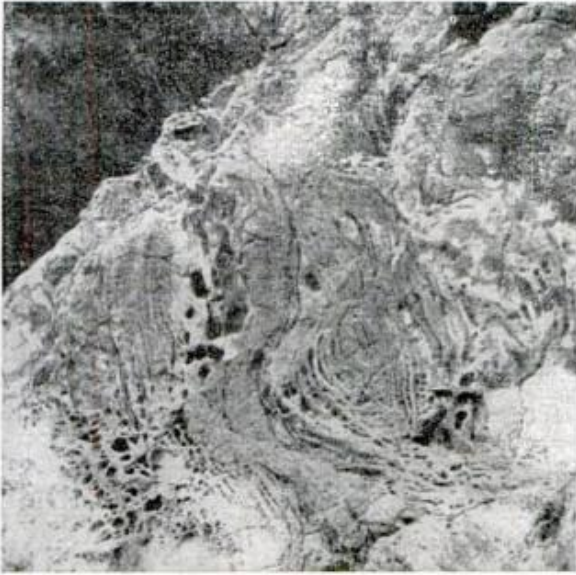


Fig. 8. — Quebrada paralela al O de la quebrada de Los Bueyes. Fluidalidad « tortuosa » en la dacita, próxima a una zona de fluencia. La erosión diferencial da como resultado la formación de cavidades siguiendo las líneas de fluidalidad.

**Litología.** La composición predominante es dacítica, con pequeñas variaciones en cuanto al contenido de feldespato potásico y minerales félicos. Se han hallado además dos modificaciones del tipo litológico predominante, referidos en el mapa como Andesita de Ullún, y Andesita híbrida.

a) *El tipo litológico dominante* corresponde a una dacita biotítica, con pequeñas variaciones locales.

En general es de coloración gris amarillento claro, blanquecino, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y biotita, en una pasta afanítica blanquecina.

**La Plagioclasa:** (An 21-25 %). Se presenta en fenocristales anhedrales y euhedrales con un tamaño máximo de 6 mm, formando agregados de 2 ó 3 individuos aglomerados. Tiene estructuras en panal de abeja como las des-

criptas para las plagioclasas del Cº Blanco de Zonda, no muy abundantes. La zonalidad es marcada, inversa u oscilante, con un reborde más básico de 0,025 a 0,012 mm. La parte del reborde que está en contacto con la pasta, es festoneada, a veces recta. Este reborde frecuentemente está separado del resto del cristal por una delgada zona que contiene inclusiones del material de la pasta.

*El cuarzo* está en fenocristales de 8 mm de diámetro máximo, euhedral, que por resorción pasa a anhedral. Son frecuentes las inclusiones de biotita y grietas rellenas por material ferruginoso.

*La biotita* es el mineral máfico predominante. Se encuentra parcialmente reabsorbida por la pasta con frecuentes reemplazos por plagioclasa. Está reemplazada también por un mineral opaco en parches de bordes difusos, aserrados, que penetran en los cristales por los planos de clivaje. Los individuos más pequeños que se encuentran en la pasta, están reabsorbidos casi por com-



Fig. 9. — Margen izquierda del río Blanco, frente al Cº de los Baños. Fluidalidad en la dacita, que diverge hacia la periferia del cuerpo.

pleto, y los relictos que quedan se hallan desferrizados, casi sin pleocroismo, reemplazados por un material arcilloso pulverulento, impregnado de óxido de hierro.

La pasta contiene formas relicticas que deben haber correspondido a hornblenda, totalmente reemplazadas por un material ferruginoso no identificado.

La pasta es microgranosa muy fina, constituida por plagioclasa inmersa en una mesostasis más fina, formada por plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, este último en menor cantidad. El cuarzo forma agregados de individuos xenofonos de tamaño un poco mayor que el resto de los cristales de la pasta. Se observa una pequeña cantidad de vidrio intersticial, de color amarillento, que da a la pasta una tonalidad general pardusca. Son abundantes también los cristallitos de minerales opacos.

Los *accesorios* son: apatita, titanita y zircón.

En el cerro del Carrizalito la roca es de grano más grueso, con fenocristales de cuarzo de hasta 3 cm de diámetro y algunos de sanidina de 1 cm. Contiene hornblenda además de la biotita y la pasta microgranosa es más gruesa, con pequeños cristallitos euhedrales de clinopiroxeno.

En el morro que aflora inmediatamente al norte del C° de los Baños, sobre la margen izquierda de la qda. del río Blanco, la dacita es de grano más fino, y hornblendífera. En este lugar se encuentran incluidos en la dacita xenolitos de rocas correspondientes al basamento cristalino. Predominan los gneises bandeados, algunas micacitas y anfíbolitas. En los alrededores de la quebrada de los Bueyes, la roca se empobrece en cuarzo, que queda relegado a la pasta. En el nacimiento de esta quebrada, sobre la margen izquierda, la dacita pasa a riodacita por aumento del contenido de sanidina en grandes cristales de hasta 4 cm de longitud y en lugar de biotita contiene hornblenda.

b) *Andesita de Ullún*: constituye el borde sur-oriental del C° de los Baños, y el extremo sur del C° que se encuentra al naciente del mismo. No se ha podido observar un contacto neto con la roca dacítica; parecería existir un pasaje gradual entre ambas. En esta andesita se hallaron xenolitos de basamento cristalino, con predominio de anfíbolitas, en tamaños variables entre 2 y 20 cm, siendo el más común 10 cm.

La roca es de color gris claro, con fluidalidad marcada en el C° de los Baños, dada por bandas de color gris azulado, que en el contacto con las bandas más claras tiene un reborde más oscuro, de 1-2 mm de espesor que no siempre está presente.

Los fenocristales son de plagioclasa, de 3 a 5 mm de diámetro y pequeñas agujitas de hornblenda.

La *plagioclasa* (An 24 %), está en cristales euhedrales, zonales. Los núcleos de muchos cristales son redondeados, evidenciando corrosión. Tienen un reborde fino, aserrados por el material de la pasta y contienen además inclusiones de biotita. Son escasos los indi-

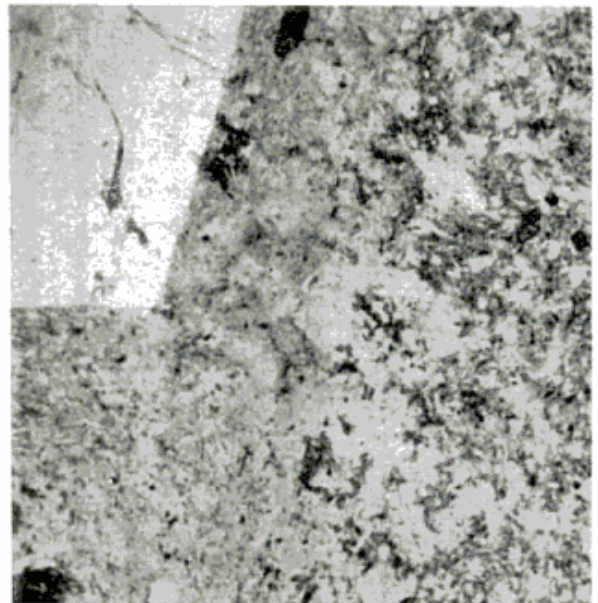


Fig. 10. — Fotomicrografía de la andesita de Ullún. Fenocristales euhedrales de plagioclasa en pasta pilotáxica. A la derecha pasta más oscura que corresponde a las bandas con mayor contenido de vidrio. Sin analizador. 23 X.

viduos que presentan estructura en panal de abeja. Las demás características no difieren mayormente de las plagioclasas de las demás rocas.

*La hornblenda*, está en cristales prismáticos parcialmente reabsorbida por la pasta, con formación de clinopiroxeno y plagioclasa, y no difiere tampoco mayormente de las hornblendas de los otros tipos litológicos.

*La biotita*, está en pequeños individuos, rodeados de cristalitos de minerales opacos y plagioclasas que también están en el interior del cristal.

*La pasta*, pilotáxica, está formada por tablillas de plagioclasa con contornos rectos, e individuos menores de bordes festoneados, inmersos en una mesostasis microgranosa más fina de plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásico, estos dos últimos escasos en relación a la plagioclasa. Se encuentra además una pequeña cantidad de vidrio intersticial, que es más abundante en las bandas de coloración más oscura, donde también es algo más abundante el feldespatos potásico (fig. 10). Diseminados en la pasta se ob-

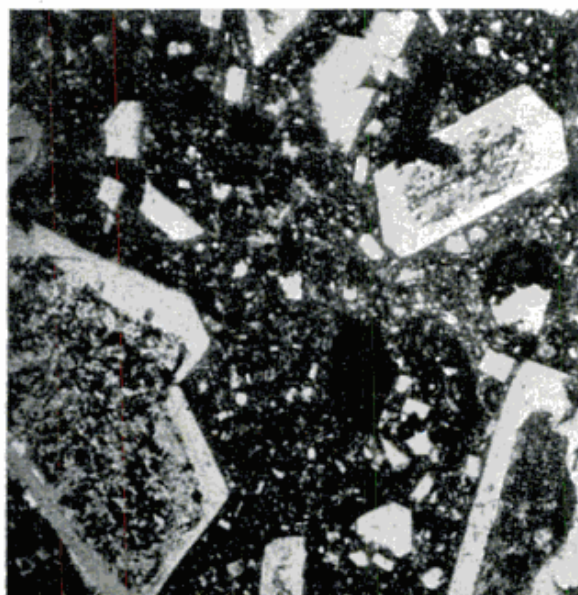


Fig. 11. — Fotomicrografía de la andesita de Ullún correspondiente a la apófisis al O de la qda. de los Polvorines. Nótese los fenocristales de plagioclasa con estructura en panal de abeja, en una pasta andesítica. Sin analizador. 23 X.

servan pequeños individuos euhedrales y anhedrales de clinopiroxeno, de coloración verdosa.

En los dos cerritos aislados al este de la quebrada de la Minita, la andesita se presenta algo distinta: de coloración verdosa grisácea, con escasos fenocristales de plagioclasa, más pequeños, con mayor abundancia en estructuras en panal de abeja. La pasta andesítica está formada por microlitas de plagioclasa de 0,1 por 0,075 mm de tamaño medio, en una pasta microgranosa similar a las anteriores, pero con mayor cantidad de individuos pequeños de clinopiroxeno. Los fenocristales de hornblenda están muy alterados y de la mayoría sólo quedan los huecos.

En la pequeña apófisis que aparece al oeste de la quebrada de los Polvorines, la andesita es similar; verdosa más homogénea, sin bandas de fluidalidad. Las hornblendas son más frescas, y la pasta también es andesítica (fig. 11).

c) *Andesita híbrida*, corresponde a un pequeño afloramiento en la quebrada del Carrizalito, en una porción deprimida cortada por la quebrada (véase mapa geológico).

Es una andesita de color verdoso, de grano muy fino, que contiene numerosos xenolitos de anfibolitas cuyo tamaño predominante es de 1,5 a 2,5 cm; la proporción de xenolitos en la roca es de 25-30 %.

Vistos al microscopio los xenolitos de anfibolitas están constiuidos por hornblenda y oxihornblenda, con los bordes desflecados, corroídas por plagioclasa y rodeadas de cristalitos de minerales opacos. Son frecuentes los reemplazos de clinopiroxeno en pequeños granitos.

La plagioclasa (andesina) está muy deformada y recrystalizada en forma de mosaico o en largas agujas agrupadas en haces o manojos.

Dispersos en la pasta de la roca volcánica se encuentran fragmentos de cristales de oxihornblenda y plagioclasa

pertenecientes a la anfibolita, ambos con los bordes corroídos.

La pasta de la andesita, pilotáxica fluidal, en partes afieltrada, está constituida por tablillas de plagioclasa de 0,1 a 0,18 mm por 0,025 a 0,075 mm. Es una andesina media.

Los únicos fenocristales son de hornblenda euhedral que se encuentran casi totalmente alterados a un material ferruginoso quedando pequeños relictos, en los que se observa reemplazos por clinopiroxeno y plagioclasa.

El clinopiroxeno bastante abundante se encuentra también en la pasta, en partes se concentra formando aglomeraciones o rodeando a los antiguos cristales de hornblenda reabsorbidos.

Ocupando los intersticios entre los minerales descriptos, se halla un agregado muy fino de plagioclasa de índice cercano al bálamo, en pequeños cristallitos xenomorfos. El vidrio intersticial es escaso, de color oscuro con numerosas inclusiones pulverulentas de minerales opacos.

La presencia de oxihornblenda en los xenolitos de anfibolitas se debe al pasaje de la hornblenda que las constituía primitivamente, a oxihornblenda. Este pasaje tiene lugar por encima de los 850°C, con pérdida de oxhidrilos y oxidación del hierro ferroso a férrico. Constituye un termómetro geológico que indica que en el momento de la incorporación de los fragmentos de anfibolitas, la temperatura de la masa magmática estaba por encima de 850°C.

La andesita híbrida por su pequeño afloramiento de forma circular, podría corresponder a un conducto de alimentación, arrastrando el magma en su ascenso los numerosos fragmentos de basamento cristalino.

### C) CARACTERIZACIÓN Y EDAD DEL VULCANISMO DE LA ZONA DE ULLÚN-ZONDA

Es esencialmente de composición intermedia dacítica-andesítica, hasta riódacítica. La secuencia eruptiva no pue-

de establecerse sin un cierto grado de duda, puesto que las rocas volcánicas no están relacionadas directamente entre sí en todos los casos. Pero de las observaciones realizadas se puede deducir que tuvieron lugar dos o tres episodios de actividad volcánica.

El primero de ellos dacítico-riódacítico es contemporáneo con el Miembro Tobáceo de la Formación Albarracín y dio lugar a la formación de tobas y brechas oligomícticas; los centros efusivos no se encuentran en la comarca, las raíces profundas podrían ser los cuerpos de Dacita-Riolita con alteración hidrotermal. Estos cuerpos se pueden haber intruido durante este período o pertenecer a un segundo.

La andesita del C° Blanco de Zonda y las Andecitas y Dacitas de Ullún, se habrían intruido en el último período de actividad ígnea, mediando un distanciamiento de tiempo con el anterior, para permitir la deposición del resto de la Formación Albarracín y el Conglomerado de Agua de Los Bueyes.

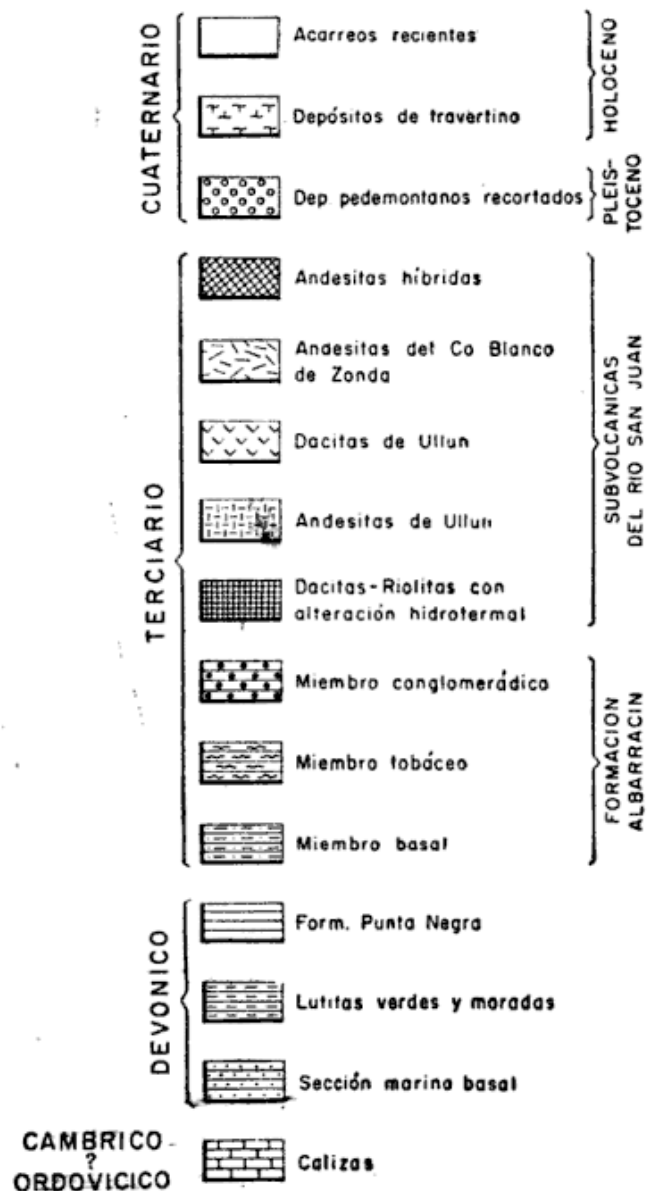
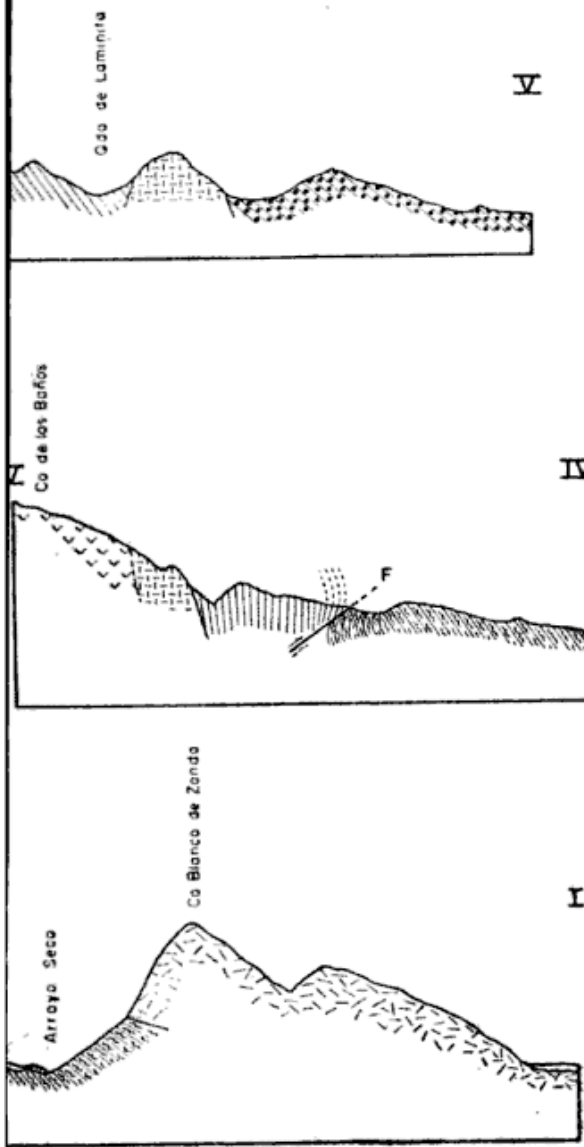
El cuerpo del C° Blanco de Zonda pudo haberse intruido después de las dacitas del norte, cuando las capas terciarias que afecta hubieran adquirido su actual disposición estructural, al final del período de actividad tectónica.

Sobre la edad del vulcanismo puede decirse que es posterior a la Formación Albarracín (el último período de actividad volcánica) y se le puede asignar una edad Plioceno Alto-Pleistoceno Bajo, contemporánea con la actividad tectónica que afectó a la Precordillera (ver Capítulo V).

### V. RASGOS ESTRUCTURALES DE LA ZONA DE ULLÚN-ZONDA

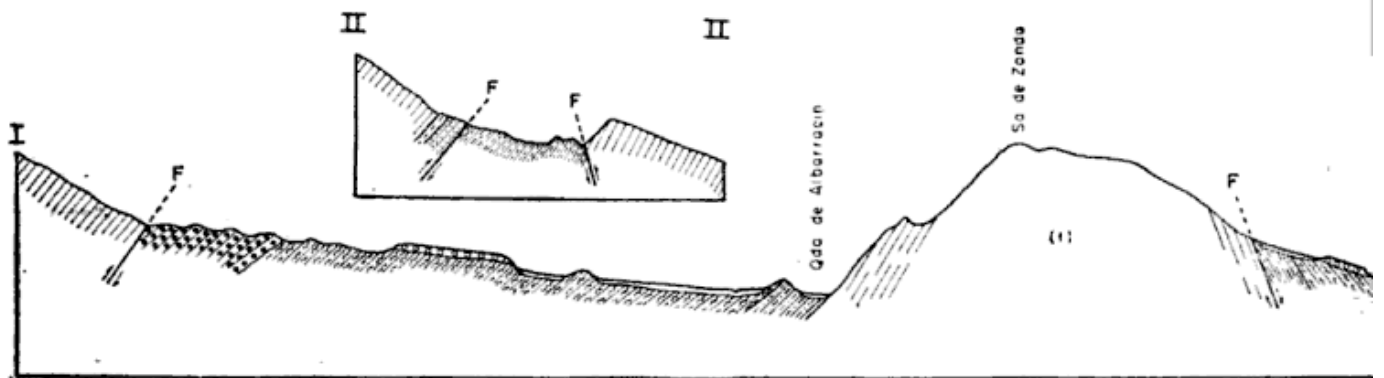
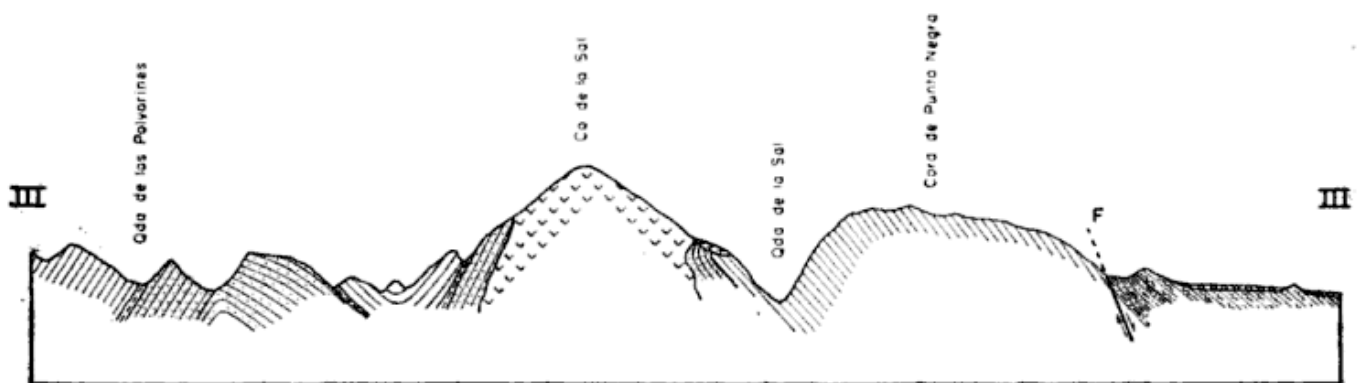
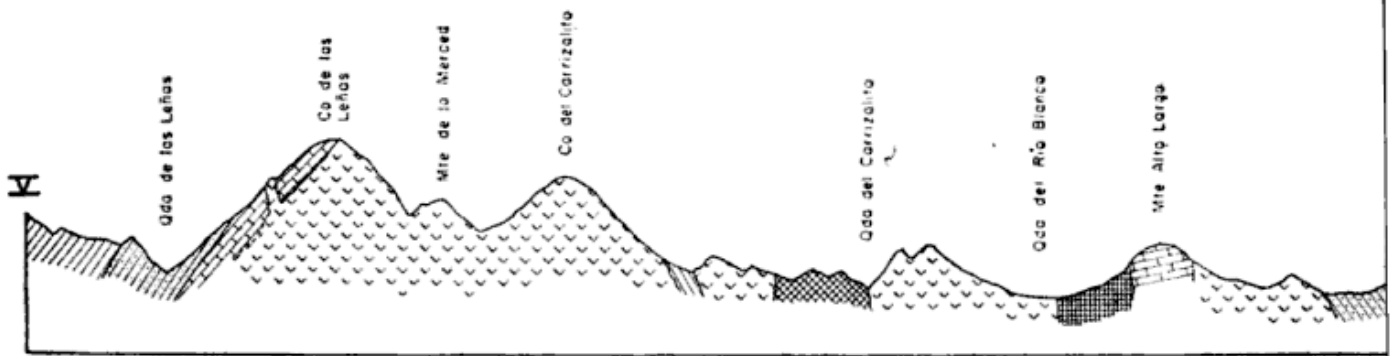
En la zona estudiada se hallan reflejados los rasgos estructurales de la Precordillera los cuales tienen modificaciones impresas por las intrusiones subvolcánicas producidas muy probable-





Escala horizontal y vertical 0 0.5 1 km





(1) Capas de la Formación Punta Negra cuya estructura no ha sido estudiada.



EXERCÍCIOS DE MATEMÁTICA

mente en un período de actividad tectónica.

Las estructuras mayores de fracturación, así como las menores, afectan a todas las formaciones de la zona hasta el Pleistoceno inclusive.

Los perfiles realizados son esquemáticos y se han confeccionado con el objeto de ilustrar las estructuras. En algunos de ellos los espesores y las inclinaciones se han exagerado un poco, para cumplir con esta finalidad.

Los elementos de juicio para el análisis de la tectónica pre-terciaria, no existen en el área estudiada, por lo cual se analiza principalmente las estructuras terciarias que dieron su actual fisonomía a la Precordillera y que tuvieron lugar a fines del Plioceno-principios del Pleistoceno (Tercer Movimiento Andino), Groeber y Tapia (1926) y Zöllner (1950).

#### *Rasgos estructurales mayores*

Dentro de los rasgos estructurales mayores que son característicos de la Precordillera participan: la falla inversa que delimita por el oeste la depresión al sur de Las Higueritas y la falla directa que delimita por el este al bloque de la Sierra de Zonda, y el Cordón de Punta Negra.

La falla inversa que delimita la depresión al sur de Las Higueritas, corre en dirección aproximada NO-SE, con una inclinación de 50-55° SE. Pone en contacto las capas devónicas que forman el bloque alto, con las capas terciarias de la Formación Albarracín, que constituyen el bloque bajo. Debido a su rumbo que tuerce hacia el sur luego de 1,5 km de recorrido, trunca a las Lutitas Verdes y Moradas y a la Sección Marina Basal, que no afloran más al sur. Por esta misma causa no afecta en su recorrido a los mismos niveles terciarios, apareciendo más al sur el miembro conglomerádico de la Formación Albarracín en contacto con la Formación Punta Negra. Este tipo de falla inversa que pone en contacto las sedimentitas

más antiguas con las más modernas, es característica en la Precordillera, y se repite a lo largo del perfil del río San Juan (Heim, 1952), (perf. II-II y III-III).

El tramo superior de esta falla inversa y la falla que con el mismo rumbo corre al sur de la cerrillada de Las Higueritas, delimitan un pequeño graben que encierra a las capas terciarias (ver perf. II-II). Al producirse el levantamiento del bloque de Las Higueritas y su inclinación hacia el SO, las capas terciarias han quedado comprimidas entre los dos bloques, manifestándose más este efecto de compresión contra el bloque de Las Higueritas, donde las capas terciarias están verticales y volcadas. El efecto de compresión no se ha manifestado tanto en el borde opuesto del graben, por el deslizamiento del bloque alto sobre las capas terciarias.

En la falla directa que delimita la zona deprimida ocupada por el Terciario en la porción oriental de la comarca, el bloque que forma el labio bajo quedó inclinado hacia el este, produciéndose el deslizamiento del Terciario sobre el bloque de las sierras constituidas por las sedimentitas devónicas, con una inclinación mayor de las capas terciarias cerca de la falla. Esta falla en su tramo medio corre en dirección nortesur aproximadamente, interrumpiéndose hacia el norte en el brazo este-oeste del arco que forma el cordón de Punta Negra. En este sector el Terciario también describe un arco acompañando a las sedimentitas devónicas. El extremo sur de la falla se dirige hacia el sudeste, acompañando la forma del Cerro Blanco de Zonda, al sur del cual retorna a la posición norte-sur, delimitando la zona deprimida de Zonda.

La falla inversa pivotante que al sur del C° de los Baños pone en contacto las capas devónicas y terciarias, es producto en parte del empuje de la intrusión del C° de los Baños. A ambos lados de la falla, las capas devónicas y terciarias están volcadas por el efecto de rebatimiento que produjo la intrusión.

Hacia el oeste el rechazo de la falla disminuye y cerca de la falla directa que limita al Cordón de Punta Negra, se observa cómo las capas devónicas en posición normal, se vuelcan sobre el plano de falla de la misma manera que las capas terciarias (perf. IV-IV).

#### *Rasgos estructurales menores*

Corresponden a una serie de pequeñas fallas aproximadamente radiales con respecto a los cuerpos intrusivos, que se localizan en la quebrada de Las Leñas y la que se encuentra en el nacimiento de la quebrada de La Sal. Estas pequeñas fallas son pivotantes, subverticales, y se deben al empuje hacia afuera de la masa magmática al intruirse, que movió en forma diferencial los distintos bloques de las capas devónicas, que están adosados a los cuerpos intrusivos.

Existe otra serie de pequeñas fallas subverticales de poca corrida, que afectan principalmente a los contactos entre algunos cuerpos intrusivos y la caja paleozoica. Son: las que se encuentran a ambos lados del C<sup>o</sup> de los Baños, y en el nacimiento de la quebrada de la Sal, en el contacto occidental del pequeño cerrito de dacita allí ubicado. Estas pequeñas fallas se han observado en muchos de los contactos de los cuerpos intrusivos y no todas han sido representadas en el mapa geológico. Es muy probable que se deban a movimientos posteriores a los terciarios que afectaron a la comarca, produciéndose un reajuste entre los cuerpos intrusivos y la caja paleozoica.

#### *Relación de los cuerpos subvolcánicos con la estructura*

Los cuerpos subvolcánicos del norte del río San Juan están alojados en una gran estructura anticlinal, cuyo eje tendría una dirección norte-sur. El ala oriental del anticlinal está formada por el Cordón de Punta Negra, y las capas devónicas que se encuentran al este del

Mogote Alto Largo, inclinando hacia el naciene, con un rumbo norte-sur aproximado. El ala occidental se encuentra sobre la quebrada de Las Leñas y la quebrada de los Polvorines. Esta estructura se observa muy bien a ambos lados del C<sup>o</sup> de La Sal (Perfil III-III). En esta porción la estructura es más angosta, ensanchándose hacia el norte (Perfil V-V). El cierre del anticlinal se encuentra a la altura de Las Higuieritas, donde las capas devónicas tienen un rumbo este-oeste, inclinando hacia el sur. Esta estructura anticlinal tiene pequeños detalles locales como son la falla pivotante al sur del C<sup>o</sup> de Los Baños, el anticlinal y sinclinal entre la quebrada de Los Polvorines y el C<sup>o</sup> de La Sal, y las fracturas aproximadamente radiales en el ala occidental sobre la quebrada de Las Leñas.

Al producirse los movimientos de compresión este-oeste (Heim, 1952), se habría producido un abovedamiento de las capas paleozoicas que fue aprovechado por la masa magmática intruida a presión, que contribuyó a que se siga produciendo el arqueamiento de las capas hasta adoptar la posición actual, produciéndose el efecto de domamiento que se observa ahora. La no participación de las calizas Cambro-Ordovícicas en esta estructura (sólo se encuentran pequeños bloques aislados) hace pensar que debe haber habido un despegue entre éstas y las capas silúricas-devónicas, fracturándose las calizas y abovedándose las otras.

Se asume la hipótesis de que las intrusiones son sintectónicas, por el mecanismo antes mencionado. La posibilidad de su emplazamiento en un período de inactividad tectónica no se cree factible, porque pese a su intrusión forzada de por sí solas no serían capaces de producir semejante domamiento, sobre todo a la profundidad a que se han intruido (más de 1000 metros de sedimentos paleozoicos y más de 1500 metros de sedimentos terciarios, a juzgar por la reconstrucción geométrica de

las capas sobre el relieve). Por el contrario, de ser pretectónicos los cuerpos subvolcánicos, deberían evidenciar mayores efectos diastróficos, en correspondencia a las grandes estructuras originadas por los movimientos que han afectado a la cubierta terciaria de la Precordillera. Particularmente en el cuerpo del sur del río San Juan, de haber ocurrido esto, los sedimentos terciarios mostrarían un comportamiento distinto por su diferencia de competencia con respecto al cuerpo del C° Blanco.

La ubicación de los cuerpos subvolcánicos en esta región no está librada al azar. Correspondiéndose con el límite del gran bloque de la Precordillera, donde las fallas que lo limitan han cortado profundamente al basamento cristalino.

El C° Blanco de Zonda que es una intrusión superficial, se halla estrechamente relacionado con una de estas fallas que limita la depresión de Ullún-Zonda.

#### LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldis, B. 1964. *El Silúrico fosilífero de Gualilán* (Pcia. de San Juan). Rev. Asoc. Geol. Arg. XIX N° 3, págs. 189-193.
- Bodenbender, G. 1902. *Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y las Sierras Centrales de la Rep. Arg.* Bol. Ac. Nac. Cs. Córdoba, XVII, págs. 203.
- Borrello, A. 1962. *Caliza La Laja (Cámbrico Medio-San Juan)*. Com. Inv. Cient. Pcia. Bs. As. Notas. I N° 2.
- Bracaccini, O. 1949. *El perfil del Tambolar*. Rev. Asoc. Geol. Arg. IV, N° 3, págs. 165-179.
- 1950. *Investigaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina*. Bol. Inf. Petrol. N° 301. Bs. As.
- Castellaro, H. A. 1958. *Braquiópodos Gotlándicos en la Precordillera Sanjuanina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XII, N° 1-2, págs. 41-66.
- Furque, G. 1963. *Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol*. Direc. Nac. Geol. y Min. Bol. N° 92. Bs. As.
- Groeber y Tapia. 1926. *Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Qda. de Ullún, (San Juan)*. Direc. Nac. Geol. y Min. Publ. N°s 25 y 26. Bs. As.
- Heim, A. 1952. *Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jachal y Huaco*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VII, N° 1, págs. 11-70.
- Homma, F. 1936. *The method and its principle of delineating the composition-variation curve of a zoned plagioclase, with an example*. Mem. Colleg. Sci. Kyoto Imp. Univ. Serie B. XII, N° 1, págs. 19-49.
- Keidel, J. 1921. *Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. M. Agric. Nac. Sec. Geol. XV, N° 2. Bs. As.
- Johansen, A. 1931. *A descriptive petrography of the igneous rocks*. Univ. Chicago Press Chicago Illinois.
- Leveratto, M. A., 1967. *Geología de la zona de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. Eruptividad subvolcánica y estructura*. Fac. Cs. Ex. y Nat. Univ. Bs. As., Trabajo final de Licenciatura. Inédito.
- Pettijohn, F. J. 1963. *Rocas Sedimentarias*. Eudeba. Bs. As.
- Sobral, J. M. 1918. *Estudio petrográfico de algunas rocas argentinas*. An. Min. Agric. Nac. Sec. Geol. XIII, N° 2. Bs. As.
- Stappenbeck, R. 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agric. Sec. Geol. IV, N° 3. Bs. As.
- Stelzner, A. 1885. *Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik*. I Geologischer Theil, Cassel.
- Stieglitz, O. 1914. *Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo*. Direcc. Nac. Geol. y Min. Bol. 10, Serie B. Bs. As.
- YPF Geol. Staff. Group (Padula, Rolleri, Minigramm, Criado Roque, Flores y Baldis). 1967. *Stratigraphy and distribution of Devonian deposits in Argentina*. Proc. Int. Symp. on Dev. System, Calgary Canada. En prensa.
- Zöllner, M. 1950. *Observaciones tectónicas en la Precordillera Sanjuanina, Zona de Barreal*. Rev. Asoc. Geol. Arg. V, N° 3,

Recibido el 21 de marzo de 1968.

## EGRESOS DE GEOLOGOS

En el número anterior del tomo en proceso de impresión, se ha publicado las listas de los geólogos egresados de las universidades nacionales faltando incluir los que lo hicieron en la Universidad de La Plata.

Después de recibirse la lista de los egresados en la Facultad de Ciencias Exactas de la Universidad de Buenos Aires, se licenciaron otros geólogos, además de los incluidos en la lista que apareció en el número 1 y nos complace complementarla en esta oportunidad.

*Universidad Nacional de Buenos Aires.* Licenciados Alberto Balmaceda, Eduardo Magnou, Silvia Rey, Eduardo Rizzolo y Carlos Schröder. El Lic. Eduardo Magnou se graduó en octubre de 1967, como Profesor de Enseñanza Media Normal y Especial en Geología en la Facultad de Filosofía y Letras de esta Universidad. Este profesorado abre para los geólogos una nueva posible contribución para la enseñanza en que se orienta la disciplina mencionada pues llegará el momento en que las autoridades resuelvan que se incluya en los programas de la Enseñanza Media, el estudio de la Geología.

*Universidad de La Plata.* Geólogos Wilfredo Becerra Bazán, Fernando O. De Francesco, Rodolfo de la Barra Vázquez, Omar E. De Salvo, Héctor J. De Benedetto, Adolfo E. Fernández, Raúl Garavilla, Roberto H. Gazzani, Santiago B. Giai, Nilda González, Juan J. Herrero Ducloux, Martín A. Hurtado, José A. Kerfeld, Héctor A. López, Carlos H. Maragoto, Oscar A. Mate, Eduardo J. Méndez, Carlos E. Morales Chamon, Gustavo N. Moscatelli, Ana María Nardone, Joaquín Oliver, Christian E. Petersen, Alfonso T. Regalado, Carlos H. Rivas Roché, José L. Rodríguez Granda, Teodoro Sánchez, Guillermo E. Suárez, Enrique Tipping, Nimio J. Tristán Elorriente, Juan José Lago, Alfredo Prelat, Patricio Jones y Norberto Bucich.

LA DIRECCIÓN

## COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

PRECIS DE GEOMORPHOLOGIE, por DERRAU, M., 1965. Masson et Cie, Paris. 416 págs.

Obra destinada particularmente a los estudiantes universitarios y a los profesores, interesa por igual a geógrafos o geólogos. Ha tenido un gran éxito dado que ésta corresponde a la cuarta edición, revisada y actualizada.

El libro guarda sus cualidades esenciales de las ediciones anteriores y el autor ha puesto toda su prudencia (apoyado en la experiencia) para presentar algunas hipótesis antiguas o modernas, las cuales no están absolutamente demostradas.

Entre las revisiones citamos la cuestión siempre difícil de la formación de las cadenas montañosas, la del perfil de equilibrio de las pendientes, el mecanismo de la alteración intertropical, los problemas de la paleoclimatología, los relieves volcánicos.

En lo que concierne al vocabulario, el respeto por las decisiones del Coloquio de terminología de 1954, consistente en no poner "s" al plural de las palabras extranjeras, lo ha llevado a escribir: los erg, los barkhane, lo cual resulta un poco chocante para palabras que figuran en el idioma francés desde hace largo tiempo. — Dr. *Augusto Pablo Calmels*

DIE PLATEAULEHME SUD-LUXEMBURGS UND IHRE BEDEUTUNG FUR DIE MORPHOGENETISCHE INTERPRETATION DER LANDSCHAFT, por LEVELT, W. M., 1965. Publ. Fysisch-Geogr. Lab. Univ. Amsterdam, n° 6. 205 págs.

Se trata de un estudio mineralógico detallado sobre la granometría, minerales densos y petrografía de las arcillas de los limos superficiales que forman elevaciones en los respaldos de cuevas del sur de Luxemburgo

Los caracteres genéticos han permitido al autor reconocer tres tipos de limos: 1) Limos de alteración, cuyos minerales densos y granometría son similares a los de las rocas del sustrato; la proporción de caolinita crece con la altura, lo que indica una evolución cada vez más avanzada y por lo tanto mayor edad de las partes más altas; por encima de los 340 m la edad sería mayor que el Plioceno medio. 2) Limos parcialmente sedimentarios, con pasajes de arenas y gravas fluviales, hacia los 300 metros, donde la alteración es débil; la edad correspondería al comienzo del Cuartario; más arriba, se encuentran formaciones de cantos rodados ricos en caolinita, con concreciones ferruginosas, quizás relacionables a las oolitas silicificadas y probablemente de mayor edad. 3) Limos cólicos, a veces con pequeñas láminas de loess, con granometría caracterizada por una moda entre 8 y 50 $\mu$ , y un cortejo de minerales densos propio: epidoto y hornblenda verde; la illita predomina, conteniendo frecuentemente hasta un 15 % de montmorillonita; la edad de estas formaciones sería würmiana. La dirección predominante del viento habría sido del O y del NO.

El trabajo proporciona interesantes resultados sobre la evolución de los relieves de cueva de Luxemburgo meridional y regiones vecinas, y constituye una obra de lectura provechosa para comprender la génesis y evolución de estas geoformas. — Dr. *Augusto Pablo Calmels*.

INTRODUCTION TO PHYSICAL GEOGRAPHY, por STRAILER, A. N., 1965. John Wiley and Sons. New York, London, Sydney. 455 págs.

Se trata de un manual de geografía física general, destinado a los estudiantes que se inician en las disciplinas universitarias, en el cual se consideran sucesivamente las proyecciones, los elementos de la física de la atmósfera, el clima, los suelos, la vegetación natural y las geoformas. Luego de ciertas nociones elementales sobre los distintos tipos de rocas y sobre las características de la corteza terrestre, se extiende la parte dedicada a la geomorfología a lo largo de 175 págs.

A pesar de la excelente presentación y de la claridad de los conceptos expuestos, no ha podido despojarse del sello típico de las obras norteamericanas de geomorfología. De ese modo, algunas figuras son imaginadas y no corresponden a una realidad concreta del aspecto de la superficie terrestre, lo que puede llevar a errores de interpretación en los estudiantes; la bibliografía pertenece completamente a la literatura geológica de idioma inglés, lo que constituye un factor de limitación, descuidando, por lo tanto, el estímulo que debe brindar a los estudiantes para que se interesen por los avances de la ciencia en otros países; se ha pasado por alto la realización de una síntesis zonal entre clima, geomorfología, vegetación y suelos, haciéndose resaltar la zonalidad sólo para el tratamiento de los climas; la geomorfología climática, como ha sido característica de la geomorfología davisiana, parece ignorada al igual que la función morfogenética de la vegetación; se omiten ciertas nociones, como la de los paleoclimas y la de las oscilaciones del nivel marino, cuya importancia geológica actual exige que el estudiante universitario no las desconozca; finalmente, parece desconocerse algunos avances modernos en ciertos conocimientos pedológicos: tal parece ser el caso, por ejemplo, cuando se refiere a los suelos rojos desérticos, a los que considera como típicos de los climas más áridos.

Otra cosa que una crítica, lo que se ha expresado precedentemente quiere servir para señalar a los colegas que aún se mantienen aferrados a conceptos actualmente mejorados o superados, que deben abrir su espíritu a los modernos conocimientos que se han adquirido en la ciencia geomorfológica en otras partes del mundo, como en Europa por ejemplo, donde la geomorfología se ha visto favorecida por el grandioso avance reciente experimentado en las demás ciencias naturales, al haber conservado funcionales sus conexiones con ellas. — Dr. *Augusto Pablo Calmels*.



ESTE NUMERO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 16 DE MAYO DE 1968  
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684  
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

---

**El presente trabajo 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. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. FÉLIX RODRIGO; *Tesorero:* DR. J. C. R. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. PEDRO LESTA, DR. RAÚL A. ZARDINI, DR. CASIMIRO GUTIÉRREZ; *Vocales Suplentes:* DR. ARTURO J. AMOS, DR. JORGE VILLAR FABRE, DR. ENRIQUE DE ALBA.

DIRECTOR DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI.

COMISION DE LA REVISTA: DR. CARLOS D. STORNI, DR. JORGE VILLAR FABRE, DR. RAÚL A. ZARDINI.

### INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

1) 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. BORRELLO, 1966, 638 págs., con aproximadamente 4500 citas comentadas.

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

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

Se compone del temario siguiente:

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

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

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

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

VENTA EXCLUSIVA:

## LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127  
(EDIFICIO BOLSA DE CEREALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

*Dirección Postal:*

Casilla de Correo 5047