

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

JUAN CARLOS M. TURNER, Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén).....	153
DANIEL ALBERTO VALENCIO, Estudio paleomagnético del Basalto II de edad Suprapliocena, de la Pampa de Zapala, Provincia del Neuquén.....	185
AMÍLCAR O. HERRERA, Evolución geoquímica de las pegmatitas zonales de los principales distritos Argentinos.....	199
ALDA CRISTINA DI PAOLA, Heulandita autigenica en formaciones mesozoicas de Neuquén y Río Negro.....	229
CARLOS MARÍA URIEN, Hidrogeología del Valle del Toba.....	241
ARTURO J. AMOS y HUMBERTO G. MARCHESE, Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio. Estancia Leoncito. Sud de Barreal. San Juan.....	263

DEDICADO A CONMEMORAR EL XX^o ANIVERSARIOBUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

1965

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. MARIO E. TERUGGI; *Secretario:* LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA; *Tesorero:* DR. EDUARDO J. METHOL; *Vocales:* DR. EDGARDO ROLLERI, DR. FÉLIX RODRIGO Y DR. VÍCTOR MAURIÑO; *Vocales suplentes:* DR. ARTURO AMOS, DR. OSCAR RUIZ HUIDOBRO Y DR. RAÚL ZARDINI.

SUBCOMISION DE LA REVISTA: DR. ARTURO AMOS, DR. RAÚL ZARDINI Y DR. VÍCTOR MAURIÑO.

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.

ESTRATIGRAFIA DE ALUMINE Y ADYACENCIAS
(PROVINCIA DEL NEUQUEN)

POR JUAN CARLOS M. TURNER

Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires

RESUMEN

La comarca está situada en el oeste de la provincia del Neuquén, en el límite con la República de Chile. Comprende la ladera occidental del cerro Chachil, la mayor parte de la Sierra de Catán Lil, el valle superior del río Aluminé y las elevaciones hacia el poniente hasta el límite internacional argentino-chileno.

La composición y la estructura geológica de la comarca son sencillas en sus lineamientos generales, y semejantes a las de las comarcas contiguas al norte y al sur. Se puede esquematizar expresando que el basamento está constituido por rocas graníticas, de toda la gama, desde granito propiamente dicho hasta dioritas y dioritas cuarcíferas, pasando por granodioritas, etc., y rocas metamórficas, en su mayoría ectinitas, aunque algunas se pueden considerar como migmatitas. Estas dos entidades son atribuidas al Precámbrico y/o al Paleozoico. Sobre el basamento cristalino se asientan mediante discordancia elementos más jóvenes, en su mayoría vulcanitas, los cuales no siempre son fácilmente separables a simple vista.

No se han encontrado elementos del Paleozoico, ni marino ni continental. La entidad más antigua que se apoya sobre el basamento cristalino corresponde a las andesitas de la Formación Aluminé (Serie Porfírica, Choiyolitense); presentan una amplia distribución en el sector oriental de la comarca. A continuación se depositaron las lutitas carbonosas de la Formación Cortadera (Lias), las cuales a su vez están cubiertas por depósitos continentales de la Formación Colo Co (Valanginiano).

El Cenozoico está representado en su mayoría por elementos de origen volcánico. Del Eoceno inferior se tiene las andesitas y tobas de la Formación Auca Pan. A continuación se observa la Formación Chimehuín, conjunto de sedimentos, tobáceos en su mayoría, junto con tufitas y algunas intercalaciones de coladas de basalto. La Formación Rancabué, prácticamente sincrónica con la anterior, está integrada por coladas basálticas, camadas de brechas o aglomerados volcánicos y aun intercalaciones tobáceas. Corresponde a la primera entidad basáltica dentro del ciclo efusivo del Terciario superior-Cuartario. A continuación se produjeron unos leves movimientos tectónicos, que plegaron suavemente los complejos preexistentes; como consecuencia sobrevino un período erosivo que dio margen a la formación de una superficie de erosión, sobre la cual se apoyan las coladas basálticas correspondientes a la Formación Tipilihuque, que dentro de la comarca se caracteriza por sus bardas escarpadas. Las perturbaciones posteriores fueron ocasionadas por la fase principal y ascensos póstumos del tercer movimiento del ciclo Andino. En el Cuartario se produjeron varias efusiones basálticas, correspondientes a las Formaciones Hueyeltué (Basalto III) y Huechahué (Basalto IV) del Chapualitense inferior y superior, respectivamente. Discordantemente sobre todas las entidades mencionadas precedentemente, se encuentran las acumulaciones de origen glaciario, ya en forma de morenas (Formación Los Helechos), ya constituyendo depósitos glaciafluviales (Formación Collún Co). A su vez, están cubiertos por los elementos que constituyen pie de monte (Formación Quilachanquil). Nuevamente aparecen las rocas volcánicas en las Formaciones Malleo (Basalto V) y Mallín (Basalto VI), y, finalmente, los Derrumbes y Acarreos, por lo general de escasa amplitud.

This One



HL8L-ZSW-FAEO

ABSTRACT

The region is situated in the western part of the province of Neuquén, on the border with Chile. It comprises the western flank of the cerro Chachil, the major part of the Catán Lil range, the upper portion of the Aluminé valley and the hills to the west. The oldest rocks correspond to a Precambrian and/or Paleozoic basement, of metamorphic rocks (Colohuincul Formation), metamorphosed by granitic rocks (Huechulafquén Formation). Upon this basement rest in angular unconformity the volcanic rocks of the Aluminé Formation, andesitic flows and tuffs, of violet and greenish colours. The greater part of the Kainozoic elements are of volcanic origin. From the Lower Eocene we have the andesites and tuffs of the Auca Pan Formation.

These are followed by tuffs, tuffites and a few basalt intercalations, of the Chimehuín Formation. Practically synchronous with the above is the Rancabué Formation, basaltic flows, layers of volcanic breccias or agglomerates, with few intercalations of tuffs. It corresponds to the first basaltic entity of the volcanic cycle of Upper Tertiary-Quaternary age. In the Pliocene, the Tipilihuque Formation corresponds to the second basaltic efusion. In the Quaternary several basaltic efusions have been distinguished, together with sediments, of glacial origin, preserved as moraines and glaciifluvial deposits.

INTRODUCCION

Las observaciones motivo de la presente contribución se realizaron entre los meses de enero a mayo de 1958, durante el levantamiento de la Hoja 36a, Aluminé, de la Carta Geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200.000, llevado a cabo en mi carácter de geólogo de la Dirección Nacional de Geología y Minería. La memoria explicativa será publicada oportunamente por la repartición. Agradezco la colaboración de los ayudantes doctora Elsa I. W. de Bachmann, licenciado Jaime B. Valania y alumno José M. Calvelo Ríos, quienes me acompañaron durante diversos períodos del trabajo de campaña. Al Dr. Roberto L. Caminos le estoy reconocido por el estudio de las rocas.

La región estudiada está ubicada en el centro oeste de la provincia del Neuquén, a unos 60 km en línea recta de Zapala, según puede verse en el mapa de ubicación (fig. 1). Los límites de la comarca, expresados en términos de latitud y longitud, están dados por los paralelos 39° 00' y 39° 30' y los meridianos 70° 45' y 71° 30'. El área que abarca la comarca es de unos 3.200 km², constando de 57,7 km de este a oeste y 55,6 km de norte a sur.

Comprende la ladera occidental del cerro Chachil, la mayor parte de la Sierra de Catán Lil, el valle superior del río Aluminé, y varios cordones transversales. Dentro de la comarca se

tiene los lagos Nompehuén, Ruca Chohoy y Quillén. La localidad más importante es Aluminé.

Estudios geológicos anteriores han sido realizados por Kurtz y Bodenbender (1889), Siemiradgki (1892), Groeber (1929, 1938 y 1947 b), Lambert (1948 y 1956), Coco (1957) y Flint y Fidalgo (1963). La comarca contigua al sur fue levantada por el autor (Turner, 1961 a y 1965).

Se deja constancia del subsidio otorgado para el dibujo de los mapas por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

DESCRIPCION DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS

A. PRECÁMBRICO? PALEOZOICO?

Las rocas asignadas a este complejo se encuentran distribuidas en toda la comarca, donde constituyen afloramientos amplios, sobre todo en el sector occidental. Se ha considerado que se pueden agrupar los elementos de esta entidad en dos Formaciones, que se reseñarán a continuación.

1. Formación Colohuincul

Las rocas agrupadas en esta entidad, siguiendo la denominación empleada en la comarca contigua al sur, corresponden a ectinitas en general, como esquistos y filitas. Constituyen aflora-

mientos de superficies reducidas, por lo general dentro de las rocas graníticas, aunque ocasionalmente suelen asomar por entre otras rocas, caso que se presenta en la pendiente occidental de la Sierra de Catán Lil, en las cabezeras del arroyo Rahué y poco más al

rocas constituyen los afloramientos siguientes: en ambas márgenes del valle del arroyo Mapío, en la longitud del puesto homónimo, se encuentran dos afloramientos. Poco más al oeste, en el extremo sudeste del lago Nompehuén y en la margen septentrional del lago

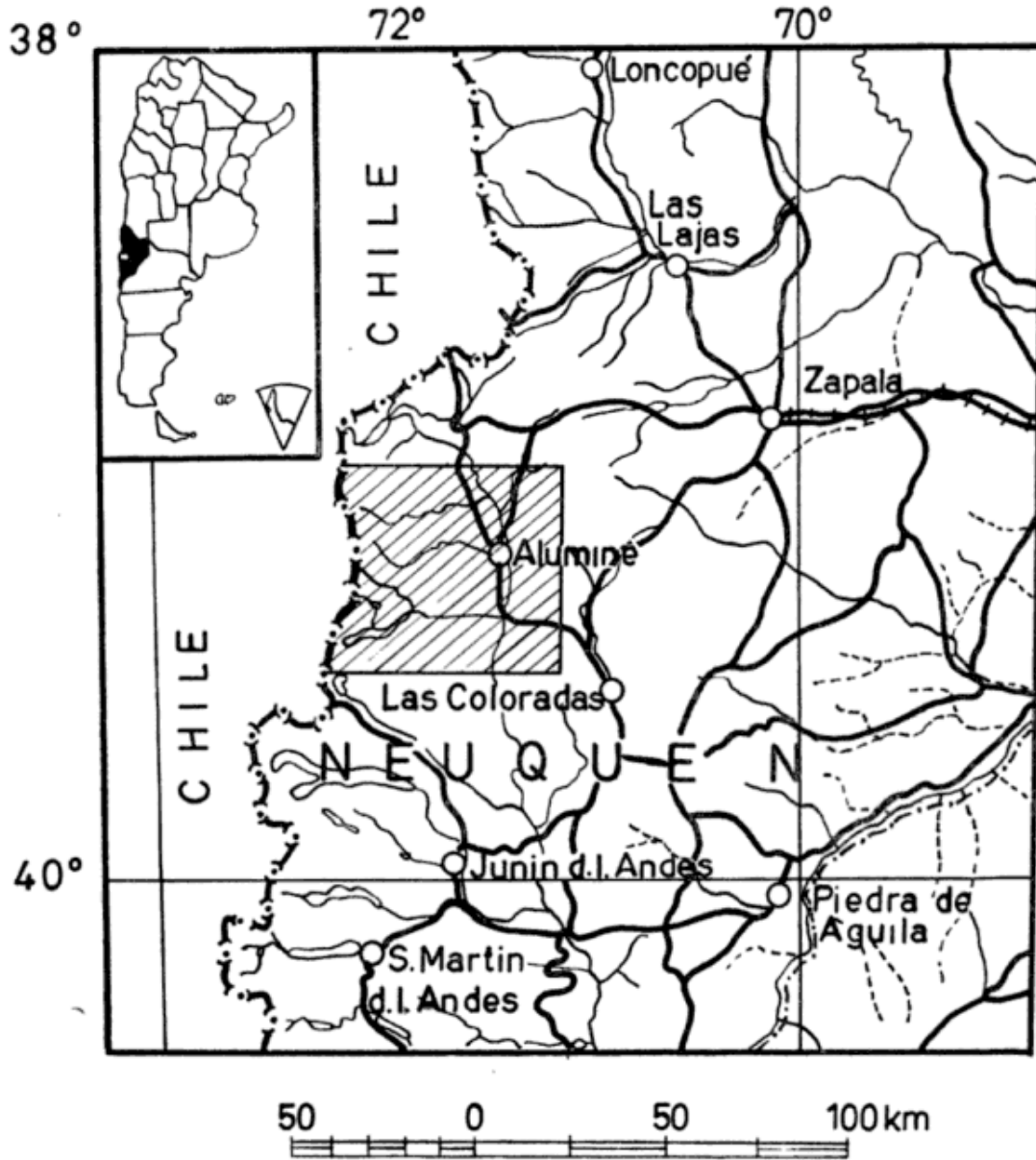


Fig. 1. — Mapa de ubicación

este. Debido a la cubierta de acarreo (suelo) y al bosque, sobre todo en la mitad occidental, es posible que hayan quedado ocultos otros afloramientos de esta entidad. Por las mismas causas, es difícil trazar el contacto de estas rocas; por consiguiente, se lo ha marcado como oculto, sin mayor precisión.

De norte a sur y de este a oeste, estas

Ñorquín Co, aparecen varios asomos dispersos, que se han agrupado en tres afloramientos. El sexto afloramiento aparece en la margen izquierda del arroyo Nompehuén, como un kilómetro al norte del puesto de veranada de J. Contrera. Estas rocas metamórficas asoman nuevamente en la confluencia del arroyo Taquinquín con el Calfiquitrá.

CUADRO ESTRATIGRAFICO

E D A D		FORMACIONES	LITOLOGIA	ESPESOR (en m)	
CENOZOICO	Cuartario	Acarreo	arenas y elastos	15	
		Derrumbes y deslizam.	clastos angul., brechas	20	
	 Discordancia.....			
		Formación Mallín (B VI)	basalto	30	
	 Discordancia.....			
		Actual	Formación Quilachanquil	arenas y elastos	50
		y Discordancia.....		
		Reciente	Formación Malleo (B V)	basalto	20
		 Discordancia.....		
		Superior	Formación Collún Co	depósitos glaci-fluviales	20
			Formación Los Helechos	morenas	20
		 Discordancia.....		
		Inferior	Form. Huechahué (B IV)	basalto	50
		Plioceno	Form. Hueyeltué (B III)	basalto	30
			Form. Tipilhuque (B II)	basalto	150
 Discordancia.....				
Terciario	Mioceno	Formación Rancahué (B I)	basalto, aglom. y tobas	500	
		Formación Chimehuín	tobas y tufitas	250	
	 Discordancia.....			
	Eoceno	Formación Auca Pan	andesitas y tobas	600	
	 Discordancia.....			
Cretácico	Valanginiano -Berriasiano	Formación Colo Co	areniscas y conglom.	500	
	 Discordancia.....			
Jurásico	Lías	Formación Jardinera	lutitas, areniscas y conglomerados	200	
	 Discordancia.....			
Triásico	Carniano	Formación Aluminé	andesitas y tobas	600	
	 Discordancia.....			
		Rocas hipabisales	pegmatitas, aplitas, pórfidos y vetas de cuarzo		
	PALEOZOICO ?				
	PRECAMBRICO ?	Form. Huechulafquén	rocas granfíticas		
		Formación Colohuincul	ectinitas : esquistos y flitas		

Al norte del lago Hui Hui, cerro cota 1.784 m, hay un asomo de dimensiones muy reducidas. Entre los lagos Hui Hui y Quillén se observan varios afloramientos de esta entidad, como el que está en el pie austral del cerro Quillén, en el cerro Desfiladero, su ladera septentrional y occidental. En la cumbre del cerro de las Víboras, también como en el extremo sudoeste del lago Hui Hui y en dos localidades más al poniente, asoman las rocas metamórficas de esta Formación. En la Sierra de Cacán Lil, en la latitud del portezuelo de los Pinos Quemados o Paso de Rahué, asoman en ambas laderas. En la ladera oriental constituyen dos asomos de reducidas extensiones, pero en la occidental, su superficie es bastante más amplia. Indudablemente, pertenecen a un solo afloramiento, cubierto en su casi totalidad por elementos glaciarios. Entre los cerros Pulido y Puntudo, en el rincón sudeste de la comarca asoma en forma de una faja, adosado al granito.

Finalmente, a lo largo del curso del río Aluminé, y en algunos de sus afluentes, a partir del arroyo del Gato hacia el sur, estas rocas asoman en varios puntos, constituyendo unos cuatro afloramientos, de superficies muy pequeñas.

La variedad entre las rocas que integran este complejo es relativamente grande, pero los tipos litológicos principales pueden reducirse a tres, entre los cuales hay transiciones. Ellos son: esquistos, filitas cuarzosas y filitas micacíticas.

Los esquistos son de color gris verdoso oscuro, generalmente foliados. Por meteorización pueden presentar color amarillento a gris amarillento. El tamaño del grano por lo general va de fino a mediano, este último en el portezuelo de los Pinos Quemados o de Rahué. Generalmente los esquistos constituyen camadas de 5 a 10 cm de potencia. Al microscopio se observa que los esquistos están integrados por sericita, clorita, cuarzo y óxido de hierro y como accesorios turmalina y rutilo. En general hay inyección, aunque

en grado variable de lugar a lugar. En el extremo noroeste del cerro Taraya se recogió una muestra de esquisto filítico finamente foliado, formado por capas micáceas de color gris oscuro con inyección cuarzo-feldespática en forma de capitas de alrededor de 0,5 mm de potencia, no siempre bien definidas y variando la intensidad del aporte de una zona a otra, aunque sin pasar de moderado; gran parte del mismo puede deberse a diferenciación metamórfica más que a inyección ígnea. La muestra recogida entre el puesto Zapata y la puerta de la quebrada Mapío es muy semejante a la anterior, correspondiendo a una roca esquistosa, finamente foliada, constituida por delgadas capas biotíticas separadas por bandas claras cuarzo-feldespáticas de 1 a 2 mm de espesor, rectilíneas y continuas, concordantes con la esquistosidad, que representan un aporte ígneo de moderada intensidad. Es compacta, de aspecto muy fresco, con las superficies expuestas cubiertas por una pátina pardo-ocrácea. Otra roca esquistosa se coleccionó al norte del portezuelo de los Pinos Quemados. Está integrada por capas de composición micácea clorítica, algo cuarzosas, paralelas o levemente ondulantes, entre las que se ubican individuos feldespáticos relativamente aislados, de 0,5 a 2 mm de diámetro; representan una leve inyección magmática.

Las filitas cuarzosas son tan abundantes como los esquistos y por lo general se encuentran en la parte sudoriental de la comarca. En general son rocas macizas, compactas, de color gris verdoso oscuro. Están constituidas por cuarzo y biotita; es una asociación fina y apretada. Ocasionalmente, como en el caso de la muestra extraída en la Bajada de Rahué, dentro de esta asociación se destacan cristales de biotita de mayor tamaño (fenoblastos) 0,5 a 1 milímetros.

El tercer tipo, correspondiente a las filitas micacíticas, es menos abundante que los dos tipos anteriores, encontrán-

dose en la Bajada de Rahué y en la margen derecha del río Aluminé, agua abajo del puesto El Hospital. Las filitas micácicas son rocas de color gris verdoso, que en ocasiones pueden presentar tintes ocráceos, debidos a la meteorización. La muestra extraída en la Bajada de Rahué presenta superficies de esquistosidad de brillo sedoso; además presenta nódulos micáceos (o cloríticos?) de 2 a 5 mm de diámetro. En el caso de la segunda muestra se observa que sus superficies tienen planos de esquistosidad algo rugosos, moteados, por laminillas micáceas de desarrollo algo menor que el conjunto cloromícáceo que constituye el grueso de la roca. El pasaje de filita micácea a filita cuarzosa es común, observándose aún en la misma capa. Esto es debido al aumento en la proporción de cuarzo. En tal caso la roca es más maciza y consistente.

2. Formación Huechulafquén

A esta entidad pertenecen las rocas graníticas que constituyen los afloramientos más grandes y que, a la vez, cubren mayor superficie dentro del ámbito de la comarca. Está constituida por granitos magmáticos y por migmatitas (escasas), vale decir, es un complejo integrado por rocas ígneas y por sedimentos metamorfizados con penetración ígnea. En el mapa geológico adjunto al presente informe, no se han separado las rocas ígneas (granito *sensu lato*) de las migmatitas, como correspondería, ya que son dos tipos de rocas muy distintos, a causa de que en la mayor parte del sector occidental sólo aparece en asomos aislados por estar cubierta con vegetación, ya arbustiva, ya arbórea, que impide la delimitación de las dos entidades litológicas. Por consiguiente, tanto en el texto como en el mapa, se consideran como una sola Formación, pero haciendo desde ya la salvedad de que, mediante levantamientos más detallados, habrá de lograrse una separación más satisfactoria.

Por lo general, estas rocas constituyen afloramientos amplios, los de mayores dimensiones dentro de la comarca. En la mitad occidental predominan ampliamente, abarcando, prácticamente el 90 % de la superficie. En el sector oriental su distribución es más restringida, aflorando como consecuencia de la erosión de las vulcanitas de ahí que, por lo general, se encuentran aflorando en los valles, salvo algunas pocas excepciones, como el afloramiento al naciente de la estancia "Rancahué".

De norte a sur y de este a oeste se observaron los afloramientos siguientes: en la margen oriental de la comarca, ladera occidental de la Sierra de Catán Lil, un afloramiento en forma de faja, orientada de norte a sur; en su parte septentrional está separada en dos asomos por una cubierta de rocas volcánicas (Formación Rancahué); poco más al oeste, en la confluencia del arroyo Limen Co con el cañadón de la Huerta, asoma un retazo de dimensiones reducidas; entre la Pampa de Lonco Luan y el río Aluminé, en el borde septentrional de la comarca, aparece el tercer afloramiento, que se continúa hacia el sudoeste, cubierto en un trecho por los detritos morénicos, asomando de nuevo en las inmediaciones del cerro de los Cipreses y a lo largo del arroyo de la China Muerta. En la margen izquierda del río Aluminé, frente a la desembocadura del río Pulmarí y algo agua abajo se encuentran varios asomos, reunidos en dos afloramientos. El séptimo afloramiento está en la confluencia de los ríos Aluminé y Ruca Choroy. Al sur del arroyo Llamu Co y hasta el arroyo Tinguiririca y río Aluminé, afloran estas rocas. Nuevamente aparecen en el arroyo Filcun Co. En el curso superior del arroyo Maipen asoman dos retazos de dimensiones reducidas. El décimo afloramiento está constituido por varios asomos aislados en ambas márgenes del río Aluminé, poco al este del puesto Villarino. En Rahué, al lado del puente, margen oriental del río Aluminé y en todo el

curso de dicho río hasta muy cerca del borde sur de la comarca, hay un afloramiento puesto al descubierto por la erosión del río y de sus afluentes Pichi Leufú y Rancahué. Constituyen una faja alargada en la dirección meridiana, con salientes laterales por donde fluyen los dos tributarios mencionados precedentemente. Las rocas graníticas están limitadas a la parte profunda del valle del río Aluminé. Al nordeste del cerro Pulido, asoma el duodécimo afloramiento. Finalmente el último afloramiento se extiende desde el límite septentrional de la comarca hasta el borde austral; hacia el oeste se interna en el territorio vecino de la República de Chile, mientras que por el este sus contactos son sinuosos, extendiéndose más hacia el naciente en los valles. Este afloramiento está integrado por varios asomos, aunque en relación de continuidad, separados por cubiertas de elementos piroclásticos modernos, como se puede observar en la parte sur de la comarca, en el distrito del cerro de los Mogotes Grises-arroyo de las Caballadas y en los asomos de los arroyos Mallohué, Curi Co y del Saladero. En este sector, la erosión ha eliminado en muchas partes la cubierta constituida por rocas de las Formaciones Auca Pan y Rancahué, dejando ver debajo, las rocas graníticas. El mismo caso se presenta en el valle del arroyo de la China Muerta y del río Pulmarí; pero aquí la cubierta está formada por depósitos de morenas.

Dentro de las rocas graníticas se observa bastante variación, es decir, las rocas de esta entidad no son homogéneas. En general son macizas, todas granosas, de color rojizo a gris claro y gris oscuro. Su aspecto es el de un granito cuyo grano varía de fino a grueso. Megascópicamente, la roca es de grano variable, mostrando una fábrica del feldespato alcalino, plagioclasa, cuarzo, mica y como minerales accesorios o secundarios circón, apatita, clorita y epidoto.

Los tipos litológicos principales pue-

den reducirse a los siguientes: granito, granodiorita, tonalita, sienita y migmatita. Estos tipos litológicos pueden tener variaciones, pero se reseñarán conjuntamente. Las granodioritas constituyen el tipo litológico más importante.

El primer tipo litológico distinguido corresponde al granito. Una muestra extraída en el arroyo del Mallín Aguado es de grano mediano a fino, de 2 a 3 milímetros, maciza, compacta, constituida por feldespato rosado, cuarzo y abundante biotita negra y brillante. Tanto el feldespato como el cuarzo vítreo están enturbiados por una suave impregnación ferruginosa. La biotita está distribuida uniformemente. En la margen sur del lago Ruca Choroy aflora un granito de grano mediano, compacto, compuesto por cristales de feldespato color blanco lechoso, cuarzo hialino y librillos pseudohexagonales de biotita negra y brillante, uniformemente distribuidos, de 2 a 3 mm de diámetro. En la confluencia del arroyo Mesa con el Malal Co, la roca es de grano mediano, poco coherente, constituida por feldespato de color rosado pálido, cuarzo y escamillas micáceas uniformemente distribuidas.

Dentro del tipo litológico de los granitos, hay variaciones que se reseñan a continuación. Poco al oeste del puesto de La Gotera, en la margen oriental del camino que une a Kileca con Quilachanquil, se recogió una muestra de granito aplítico de grano fino, integrada por individuos de cuarzo y feldespato, con aisladas laminillas de mica. Otra roca de este mismo tipo se encontró en la margen derecha del río Aluminé, agua arriba de la balsa antigua; es un agregado macizo, de grano fino y homogéneo, de color rosado claro, constituido casi exclusivamente por feldespato y cuarzo. Esta roca presenta una leve milonitización.

El granito aplítico que aflora al sudoeste del cerro Huefur es una roca maciza de color rosado claro, de grano fino, en el que se destacan individuos de cuarzo de hasta tres milímetros de

diámetro. Su composición es exclusivamente cuarzo-feldespática, observándose cómo ambos elementos se traban íntimamente, dando un agregado apretado y coherente. La muestra que se extrajo al nordeste de la estancia "Rancahué", corresponde a una roca de grano mediano a grueso, no homogénea, maciza y muy compacta, de fractura irregular. Está formada por granos feldespáticos blanquecinos y por cuarzo hialino, teñidos de ocre amarillento. No se observan fémicos oscuros; conforme a su composición, corresponde a un granito pegmatítico. En cambio, la que se extrajo poco al sur del arroyo Malla-hué, es un microgranito macizo, de grano fino y homogéneo, compacto, de coloración rosada y constituido por feldespato, cuarzo y material fémico fino uniformemente esparcido (biotita cloritizada?).

El segundo tipo litológico distinguido, y el más importante, corresponde a la granodiorita. Una muestra recogida entre los arroyos del Mallín y Quilachanquil, es de grano mediano a fino, homogéneo, maciza, formada por feldespato blanco verdoso, cuarzo escaso y abundante biotita verde oscura que imparte a la muestra su coloración general gris verdosa. Inmediatamente al este del cerro de los Lagos se coleccionó una granodiorita de grano mediano a fino, maciza y compacta, integrada por feldespato y cuarzo que constituyen un agregado gris rosado moteado por abundante biotita negra y brillante, dispuesta en librillos de hasta cuatro milímetros de diámetro. En la ladera oeste del cerro de los Lagos se extrajo otra granodiorita, de grano mediano, maciza y compacta, compuesta por un agregado gris claro de feldespato y cuarzo, salpicado por abundantes prismas de anfíbol negro y, en menor cantidad, escamas de biotita. De aspecto muy fresco, adquiere tonalidades rosadas en las partes meteorizadas. A unos tres kilómetros al nordeste de la localidad de Aluminé, en el cerro cota 1.203 m, la granodiorita es de grano mediano, ma-

ciza, compacta, constituida por cristales de feldespatos color blanco sucio y cuarzo poco notable, entre los que se ubican numerosos prismas negros de anfíbol, brillantes en los planos de clivaje, de hasta ocho milímetros de largo y uniformemente distribuidos. En el arroyo de los Colihues, la granodiorita es maciza y compacta, de grano mediano, formada por cristales de feldespato de hasta un centímetro de largo, de color rosado pálido que varía a blanco lechoso, cuarzo vítreo y agrupaciones verdes oscuras de mineral fémico (biotita cloritizada?). En la margen derecha del río Aluminé, agua abajo de la desembocadura del arroyo Pichi Leufú, la granodiorita es maciza y compacta, de grano mediano variable entre 3 y 8 mm, compuesta por feldespato rosado pálido, variando a blanco lechoso o verdoso, cuarzo y abundante mica verde oscura de distribución uniforme. Otra muestra de granodiorita, extraída del mismo afloramiento y a pocos metros de distancia está constituida por feldespato de color rosado pálido a blanco sucio, cuarzo hialino y regular cantidad de biotita verde oscura, en escamas y librillos idiomorfos, distribuidos uniformemente. En los Mogotes Grises, al sur del lago Quillén, se observó una granodiorita integrada por un agregado de grano mediano a fino, macizo, apretado y coherente, de composición cuarzo-feldespática, con notable riqueza de biotita negra y brillante; comunica a la roca su coloración gris oscura.

Se reseñarán a continuación las variaciones correspondientes de las granodioritas. En la ladera austral del cerro de los Lagos aflora una granodiorita anfibólica, roca maciza, de grano fino y homogéneo, constituida por feldespato, cuarzo y anfíbol; esta última, la más abundante, da a la roca su coloración gris oscura. En la margen derecha del río Ruca Choroy, agua arriba del arroyo Carilil, la granodiorita anfibólica se presenta con grano mediano a fino, maciza, integrada por feldespa-

to, cuarzo, biotita y anfíbol, muy abundantes. Su coloración general es gris pardusca. La muestra se recogió a dos kilómetros al este del cerro Clunú Chumpirú y corresponde a una granodiorita anfibólica biotítica. Es una roca de grano mediano, homogéneo (aunque algunos individuos sobrepasan algo al tamaño normal), maciza, compuesta por feldespato subhedral de color grisáceo, cuarzo hialino en individuos de menor tamaño y abundante biotita negra, brillante, que se distribuye uniformemente en librillos de 2 a 3 mm de diámetro. La abundancia de este mineral comunica a la roca su color gris oscuro pronunciado. En la margen izquierda del río Aluminé, poco agua arriba de la localidad de Aluminé, aflora una granodiorita alterada y milonitizada; es una roca compacta y maciza, de grano mediano a fino, de composición eminentemente biotítica. Este mineral se mezcla con cuarzo y feldespato en un agregado fino de color gris oscuro, en el que se destacan granos de mayor tamaño (hasta 7-8 mm de diámetro) de feldespato blanquecino. Al este del arroyo de los Palos Quemados, se extrajo una muestra de microgranodiorita de grano fino, consistente en un agregado cuarzo-feldespático de color rosado pálido, salpicado de puntos verdosos (mineral fémico alterado); es una roca maciza y compacta.

Otro tipo litológico corresponde a la tonalita, como, por ejemplo, la muestra extraída en el arroyo Reme Co, entre sus cabeceras y el puesto de Salazar; es de color grisáceo, de grano fino a mediano, de 2 a 5 mm, maciza, observándose biotita en núcleos o librillos oscuros y brillantes, uniformemente distribuidos. En la margen izquierda del río Aluminé, poco agua arriba del puente de Rahué, la tonalita es de grano mediano a fino, maciza y compacta compuesta por cuarzo, feldespato, abundante biotita negra y anfíbol, que dan su coloración general, gris muy oscuro. En la margen derecha del río Aluminé, agua arriba de la desembo-

cadura del arroyo de la China Muerta, la roca es de grano mediano, variable entre 0,5 a 1 cm, constituida por feldespato gris verdoso pálido y cuarzo hialino, fuertemente ligados, que determinan un agregado compacto y macizo. El material fémico aparece como agregados grises oscuros. Corresponde a una tonalita milonitizada, como la muestra que se observó en la ladera oriental del cerro de los Cipreses, al lado del camino de vehículos; la roca es maciza, de grano mediano, alrededor de cinco milímetros, integrada por feldespato blanco verdoso, cuarzo en menor proporción y abundante material fémico verde oscuro (micas o anfíbol cloritizado), que, íntimamente ligados, forman un agregado muy compacto. La única variedad que presenta este tipo litológico es una tonalita anfibólica, muestra coleccionada un kilómetro al norte de la población de Quillén; es de grano mediano a grueso, algo inequigranular, formada por cristales feldespáticos de color rosado pálido, cuarzo y agrupaciones de escamas y librillos biotíticos negros y brillantes.

La sienita observada en la margen derecha del río Aluminé, agua abajo del arroyo Pichi Leufú, constituye el cuarto tipo litológico dentro de la Formación Huechulafquén. Es un agregado macizo pero poco coherente, formado por granos de tamaño mediano de feldespato de color blanco sucio, en individuos subhedrales de hábito cuadrangular y/o tabular, que dejan entre sí espacios donde se ubican librillos y hojuelas de biotita idiomorfa, negra, brillante, de distribución uniforme. Se advierte que el cuarzo es muy escaso.

El quinto tipo litológico es el correspondiente a las migmatitas, es decir, rocas con aporte magmático. Sobre la base de lo observado en el campo y de los estudios petrográficos realizados por Caminos, parecería que las migmatitas, bastante escasas de por sí, están distribuidas en la parte occidental de la comarca. En el tramo oeste del cerro de los Lagos, se extrajo una muestra co-

rrespondiente a una migmatita gnéisi-
ca. Se observan capas micáceas de color
negro verdoso, discontinuas y de espe-
sor variable, que alternan con otras de
feldespato rosado y cuarzo hialino de
1 a 4 mm de espesor que pueden lenti-
cularizarse, resolverse en nódulos de
hasta cinco milímetros de diámetro, o
diseminarse salpicando de pequeños
cristales claros la masa biotítica oscura.
No obstante, predomina el carácter fo-
liado, indicando una inyección magmá-
tica intensa de tipo venoso con variacio-
nes hacia el nodular difuso. La muestra
que se coleccionó en la margen septen-
trional del lago Ñorquín Co, es una ro-
ca maciza y compacta, constituida por
una fina asociación biotita-feldespato,
con amplio predominio del primer mi-
neral, sobre la que se destacan meta-
cristales feldespáticos de formas en ge-
neral irregulares, si bien uno de ellos
es notable por su idiomorfismo y largo
de ocho milímetros. Estos individuos
actúan como porfidoblastos envueltos
por el material fino predominantemen-
te biotítico, ya mencionado, que lo
rodea.

3. Rocas hipabisales

Los rocas hipabisales que atraviesan
los elementos de las Formaciones rese-
ñadas precedentemente, son más bien
escasas. Por lo general, todos los diques
son de dimensiones más bien reducidas,
teniendo como máximo un kilómetro
de longitud, aunque comúnmente ésta
es algo menor, alrededor de 500 m, y
con potencia de hasta 20 a 30 cm. Su
orientación es más o menos uniforme,
predominando la dirección nordeste-
sudoeste. Estos elementos litológicos
son bastante escasos, no sólo en cuan-
to a abundancia, sino también en cuan-
to a su tipo.

a) *Pegmatitas*. Los filones pegma-
títicos son más escasos que los aplíticos.
Las pegmatitas se presentan en diques
de alrededor de un metro de potencia
y un largo superior a los 100 m. Son

de color rosado y están integrados por
cuarzo, feldespato, en individuos muy
desarrollados, y algunas concentracio-
nes de muscovita.

b) *Aplitas*. Los diques de aplita son
mucho más abundantes que los ante-
riores. Por lo general constituyen vetas
de potencia menor que la de las pegma-
titas, entre 10 y 20 cm. Su color por lo
general es amarillento claro, variando
hasta el rosado claro, algo violado. Se
observa un agregado muy apretado y
coherente, de fractura irregular, de
cuarzo y feldespato de grano fino y ho-
mogéneo, sin fenocristales, moteado por
pequeñas puntuaciones negras de gra-
nos de biotita.

c) *Vetas de cuarzo*. En numerosas
localidades se han observado vetas de
cuarzo, tanto en elementos de la For-
mación Colohuineul como en los corres-
pondientes a la Formación Huechulaf-
quén. Por lo general son vetas de esca-
sa potencia, inferior a los cinco centí-
metros, pero en el afloramiento de la
Bajada de Rahué, se han observado
algunas de hasta 30 cm; son algo más
frecuentes en las ectinitas, e imparten
a la roca una coloración más clara.

d) *Pórfido granítico*. En las rocas
graníticas se han encontrado en varias
oportunidades diques integrados por
pórfido granítico. Así, al este del pue-
sto de La Gotera, hay un dique que
contiene una roca maciza, porfídica,
con fenocristales de cuarzo de 0,5 a 1,5
milímetros de diámetro, subhedrales,
uniformemente distribuidos, con una
densidad de cuatro a seis por centíme-
tro cuadrado, y más escasos de feldes-
pato rosado pálido, envueltos en una
pasta afanítica pardo-rosada clara, de
fractura irregular. Algo más al ponien-
te y al sur, en la ladera oriental del
cerro de los Cipreses, se encontró otro
dique con pórfido granítico. Esta roca
porfídica, de fractura irregular, está
compuesta por una pasta entre micro-
granosa y granosa fina, cuarzo-feldes-
pática, de color rosado violado claro,

con fenocristales de feldespato blanquecino turbio, algo alterado, bien desarrollados, de hasta 4 a 5 mm de largo, de cuarzo subhedrales y algo más pequeños, y diminutas escamitas de mica alterada, poco abundantes.

e) *Pórfido andesítico*. Diques con este tipo de roca no son muy comunes en las dos Formaciones reseñadas precedentemente, y hay ciertas dudas sobre si corresponden al mismo ciclo que las demás rocas hipabisales, o son del ciclo terciario-cuartario. Poco agua arriba de la confluencia del arroyo Clufquén con el arroyo Colo Co, se recogió una roca maciza, constituida por una pasta afanítica de color gris pardusco, de fractura irregular, que envuelve numerosos y pequeños fenocristales, 0,1 a 0,5 mm de diámetro, de color verdoso, posiblemente anfíbol. No se observa cuarzo ni feldespato en forma de fenocristales. En el arroyo Pichi Leufú, muy próximo a su confluencia con el río Aluminé, se encontró otro dique con esta roca; es de color pardo verdoso claro, maciza, de fractura irregular, compacta, aunque con pequeñas vesículas (medio milímetro de diámetro). Está constituida por una pasta afanítica con fenocristales pequeños y aislados de feldespato alterado y fémico irreconocibles. No se advierte cuarzo. En las cabeceras del lago Quillén, al sudeste del puesto de la Gendarmería Nacional aflora un dique de esta roca, maciza y compacta, de color verde negruzco, con una pasta afanítica que contiene pequeños (0,1 a 0,2 mm) pero abundantes fenocristales feldespáticos, que se destacan muy poco debido a su pequeñez y, sobre todo, por ser del mismo color que la pasta que los contiene.

f) *Diabasa*. Los diques con diabasa son más bien escasos. Uno se encontró al lado del camino que conduce de la estancia "Pulmarí" al lago Aluminé, en la ladera oriental del cerro de los Cipreses. La roca es maciza, compacta, de grano muy fino, integrada por una

apretada asociación de tablillas feldespáticas de color gris verdoso envueltas en abundante material fémico, de color verde negruzco (anfíbol, piroxeno?), con algo de material de color verde oliva, posiblemente alteración epidótica.

g) *Pórfido diorítico cuarzo-anfibólico*. En el extremo norte del cerro del Desfiladero, se observó un dique que presenta la particularidad de estar diferenciado. Así, en la parte central, la roca hipabisal corresponde a un pórfido diorítico cuarzo-anfibólico, mientras que en los bordes correspondería a un pórfido andesítico. Por predominar el primero, se incluye esta último roca hipabisal en la presente reseña, en vez de tratarla con los demás pórfidos andesíticos. El pórfido diorítico cuarzo-anfibólico es una roca maciza, de fractura irregular, granosa, de grano fino (alrededor de 0,5 a 1 mm) que aumenta de tamaño en forma seriada, llegando algunos individuos feldespáticos hasta ocho milímetros de largo. Los cristales de este mineral son de color blanco sucio, mientras el fémico que los rodea, del que se destacan individuos aislados, idiomorfos, es de color negro con reflejos verdosos (anfíbol). Se advierte una cantidad moderada de cuarzo granular. La roca más próxima a los bordes, es decir, el pórfido andesítico, también es maciza y de fractura irregular, de color gris verdoso oscuro, pero con abundantes fenocristales de feldespato blanquecino de 1 a 2 mm de diámetro, envueltos en una pasta de composición feldespato-anfibólica, muy rica en este mineral. El anfíbol no aparece como fenocristal, ni tampoco el cuarzo, cuya presencia aun en la pasta, parece improbable.

4. Edad

Pretender fijar la edad de las Formaciones que se han reseñado precedentemente es algo azaroso. En ninguna parte se ha observado una cubierta más antigua que triásica (Formación Alu-

miné). La única guía de que se dispone son las opiniones emitidas anteriormente por diversos autores, al referirse a esta comarca o comarcas vecinas. Tanto Groeber (1929) como Feruglio (1949), se inclinan a considerar estos elementos como del Precámbrico, sobre todo al comparar con elementos similares del centro y norte del país. Galli (1952), al tratar estas Formaciones en la región inmediatamente al norte, las considera también como del Precámbrico, por los mismos motivos que los expuestos por los autores anteriores. Coco (1957) atribuye también estas Formaciones al Precámbrico.

Ultimamente, Levi, Mekech y Munizaga (1963), sobre la base de determinaciones radiométricas en dos rocas coleccionadas, una en la frontera argentino-chilena, y la segunda a varios kilómetros dentro del territorio chileno, llegaron a la conclusión de que estos granitos son del Cretácico. El autor coleccionó cuatro muestras para determinaciones de edad a realizarse por la Comisión Nacional de Energía Atómica. Hasta no contar con los resultados de estas determinaciones, las Formaciones tratadas precedentemente se consideran del Precámbrico y/o del Paleozoico, pero el granito bien puede ser de la misma edad que el de la cordillera del Viento, es decir, del Pérmico, sin descartar que tal vez haya un granito del Precámbrico.

B. MESOZOICO

A esta era se han atribuido tres Formaciones, la primera constituida por elementos piroclásticos, la segunda por sedimentos marinos y la tercera por acumulaciones continentales.

1. *Triásico: Formación Aluminé*

Entran en esta entidad un conjunto de rocas efusivas y tobas intercaladas, es decir, corresponde a un complejo volcánico. Preferentemente se trata de

mantos de andesitas y brechas volcánicas que contienen trozos angulosos de andesitas, cementados por toba de igual composición. En general son de colores violados o verdosos, en sus tonos oscuros. Desde un principio esta Formación ha sido considerada equivalente de la Serie Porfirítica Supratriásica de Groeber (1929) y que este mismo autor denominara posteriormente Choiyolitense (Groeber, 1946).

En general, las rocas de esta Formación afloran al este del río Aluminé, desde el límite septentrional de la comarca hasta el austral, pudiéndose considerar que constituyen dos franjas paralelas, orientadas meridianamente. La franja del poniente se bifurca en el tercio norte. En el borde oriental de la comarca, donde constituye la pendiente occidental de la Sierra de Catán Lil, se presenta el primer afloramiento, que se extiende desde la margen norte de la comarca hasta la latitud del cerro Lonqueo. En su tramo septentrional presenta un asomo, aislado por la erosión del arroyo Limen Co. Caso inverso se presenta en el extremo austral, al nordeste del cerro Lonqueo. Poco más al poniente aparece la segunda faja, que en el curso del arroyo Mallín de la Aguada está separada de la anterior por una cubierta de elementos de la Formación Chimehuin. Se podría considerar como un único afloramiento, integrado por varios asomos aislados. Esta franja aflora a lo largo del río Kilca, desde la escuela homónima en el norte hasta la latitud del cerro Ayoso en el sur, ya en el río Aluminé. Donde los afluentes de este último curso han cavado lechos profundos, caso del arroyo Llamu Co, se observan en sus márgenes afloramientos de elementos de esta Formación. En el curso superior del río Aluminé, en la confluencia con el arroyo de la China Muerta, se encuentra otro afloramiento correspondiente a esta Formación. En la mitad austral de la región aflora a lo largo del valle del río Aluminé en varias localidades. De

norte a sur se presenta la entidad en las inmediaciones del puesto de Villarino; desde la estancia "Santa Magdalena" hasta las proximidades del puente Rahué; y en el extremo sur de la comarca, a partir de la desembocadura del río Rancahué. En el valle del arroyo Pichi Leufú se ha conservado un retazo de dimensiones muy reducidas. Finalmente, en las cabeceras del arroyo de la Jardinera, al norte de la ruta nacional complementaria "C", se observan dos asomos que han sido atribuidos a esta Formación con reservas.

La base de esta Formación descansa en discordancia angular sobre tanto los elementos de la Formación Colohuincul como los de la Formación Huechulafquén, pero en general sobre esta última.

En la composición litológica de esta entidad entran principalmente andesitas y tobas, que en muchas oportunidades se presentan como brechas piroclásticas fuertemente cementadas por materiales también tobáceos y en ocasiones silicificadas. En este último caso la roca adquiere gran consistencia. Igualmente es interesante mencionar la presencia de niveles de conglomerados y areniscas de deposición evidentemente continental, sobre todo en la Sierra de Catán Lil. En ellos suelen encontrarse con cierta frecuencia fragmentos de troncos fósiles (silicificados).

El conjunto posee las coloraciones más variadas, desde el verde hasta el rojizo, sin dejar de aparecer coloraciones amarillentas, moradas, azulinas y violadas. En general los asomos dispersos del valle del río Aluminé están constituidos más frecuentemente por andesitas de coloraciones oscuras, sobre todo parda oscura, acompañadas por tobas de la misma roca casi invariablemente.

Los afloramientos más llamativos de esta entidad se observan en el cerro Rucañanqui, en el curso inferior del río Kilca y en el superior del valle del río Quilachanquil, por no citar sino los afloramientos principales donde se en-

cuentran las rocas andesíticas, parcial o totalmente silicificadas.

En general, las rocas que integran esta Formación son muy duras y tenaces y se desagregan en fragmentos angulosos. Son bastante resistentes a la acción de los agentes erosivos, y en el tramo del río Aluminé comprendido entre el arroyo Ruca Choroy y el río Kilca se han formado murallones altos, donde es de todo punto de vista evidente el potente trabajo erosivo que ha tenido que efectuar el río Aluminé para excavar y profundizar su lecho en estas rocas.

No ha sido posible observar en detalle la base de esta Formación por no permitirlo el terreno; siempre hay una cubierta constituida por fragmentos rocosos. Pero en los pocos lugares donde se ha podido atisbar algo de este contacto se observa que la base de la Formación Aluminé está constituida por un conglomerado integrado por clastos predominantemente de rocas graníticas y ocasionalmente ectinitas, tales como esquistos, filitas cuarzosas y filitas micáceas, es decir, los mismos tipos litológicos que integran las Formaciones Colohuincul y Huechulafquén. Además entran en la composición de este conglomerado clastos de cuarzo de dimensiones menores de 10 cm y poco redondeados. En un afluente de la margen izquierda del arroyo de la Jardinera, muy próximo a su confluencia, se observó un conglomerado que se tomó como base de la Formación Aluminé. Los clastos, subangulosos, son de roca metamórfica (pizarra filítica), de hasta 3-4 cm de diámetro los mayores, envueltos en una matriz de clastos feldespáticos de 0,5 a 1 mm de diámetro, cementados por material fino de color gris verdoso ceniciento. Hay que declarar que se tienen ciertas dudas respecto a si esta roca en realidad integra parte de la Formación Aluminé. Existe la posibilidad de que corresponda a la Formación Auca Pan.

Entre la escuela de Kilca y el río

homónimo se extrajeron dos muestras. La primera es una roca porfídica, maciza, de fractura irregular, compuesta por una pasta afanítica de color gris violado que contiene abundantes fenocristales subhedrales de 3 a 5 mm de diámetro, blanquecinos, uniformemente distribuidos, y cristales algo más pequeños, frecuentemente idiomorfos, de anfíbol verdoso. Ambos están algo alterados; algunos feldespatos sericitizados se desagregan fácilmente, mientras el anfíbol se encuentra parcialmente epidotizado o cloritizado. La pasta no denota la riqueza en cuarzo que se observa al microscopio. La roca es una riodacita. La segunda muestra, una andesita, es porfídica, maciza, constituida por una pasta granosa muy fina (no llega a ser afanítica), de color gris verdoso, formada por cristalitos de feldespatos y anfíbol, en cantidad proporcionalmente reducida. Esta pasta envuelve fenocristales subhedrales a anhedrales, blanquecinos, de 0,2 a 0,5 mm de diámetro, que se agrupan localmente, dejando sectores desprovistos de ellos y constituidos exclusivamente por pasta. La roca se clasifica como andesita. En el cerro Rucañanquí, margen derecha del río Aluminé, afloran tobas andesíticas silicificadas, caso semejante a lo observado en la subida de Huirí Huirí. En general son rocas compactas y macizas, de fractura concoidea y de color violado en corte fresco, que por meteorización se altera en ocre rosado o ladrillo. En algunas muestras se observan pequeños y aislados fenocristales de cuarzo. Otras muestran fluidalidad debida a vesículas alineadas y rellenas de material ferruginoso y en ocasiones por cristalitos de cuarzo. Las vesículas tienen hasta tres milímetros de diámetro. En la margen izquierda del río Aluminé, poco al sur del arroyo Huirí Huirí, la roca es de pasta maciza, compacta, gruesa, de fractura irregular, de color gris oscuro a gris violado, y aloja abundantes fenoclastos de cuarzo vítreo y menos numerosos de feldespato del

mismo color. Otra muestra presenta elementos líticos bien redondeados, de tamaño variable (0,5 a 2 cm los más grandes). Estas rocas corresponden a una toba lítica cristalina dacítica. En las cabeceras del arroyo Filcún Co aflora una toba del mismo tipo, cuya pasta es de color gris verdoso y que envuelve abundantes y pequeños fenoclastos de no más de medio milímetro de diámetro, si bien algunos, aislados, se destacan por su tamaño bastante mayor, hasta de un centímetro de diámetro. Una muestra correspondiente a una dacita se recogió a unos tres kilómetros al norte del río Ruca Choroy y a un kilómetro y medio al oeste del río Aluminé. La roca porfídica está constituida por una pasta maciza, muy compacta, de fractura irregular, de color pardo rosado claro y con abundantes fenoclastos de cuarzo de brillo vítreo, escasos feldespatos, aislados fémicos (biotita) y numerosos fragmentos líticos angulosos.

A continuación se reseñarán unas muestras recogidas al sur del puesto de Villarino (margen derecha del río Aluminé). Se tratan independientemente por haber sido consideradas por Groeber (1929) y por Feruglio (1949) como rocas paleozoicas, si bien no indican este afloramiento. La roca que aflora es una andesita y se presenta como maciza, compacta, de fractura concoidea, constituida exclusivamente por una pasta afanítica de color negro pizarra. No contiene fenocristales. Otra muestra es de color grisáceo, y su pasta afanítica envuelve abundantes y pequeños cristales feldespáticos del mismo color y otros algo mayores de mineral fémico (anfíbol, piroxeno?) de color negro. En la misma muestra la pasta puede pasar a color gris oscuro y su fractura de irregular a subconcoidea; los fenocristales de feldespato permanecen siempre del mismo color que la pasta, destacándose sólo por el brillo de sus caras de clivaje.

El espesor de esta Formación es superior a los 600 metros.

Edad. Groeber (1929 y 1952) es el geólogo que más ha investigado esta entidad, y llegó a la conclusión de que la edad que corresponde a estas rocas es el Carniano. La mayoría de los demás autores que han trabajado en regiones vecinas adhieren a dicha opinión, entre ellos Feruglio (1949), Galli (1952) y Lambert (1956)¹.

2. *Jurásico: Formación Jardinera*

En el sector oriental y austral de la comarca afloran lutitas carbonosas, con areniscas y capas de conglomerados, de origen marino, que han sido agrupadas en una sola entidad, la Formación Jardinera, por constituir una unidad litológica.

El primer afloramiento y a la vez el más amplio, se extiende desde las cabeceras del arroyo Filcún Co hasta la latitud del cerro Colo Co. En el mapa aparece como correspondiente a dos afloramientos aislados, pero un poco al este de la comarca se observa que en realidad constituyen uno sólo continuo, sobre el cual se conserva un trozo de la cubierta de material piroclástico de la Formación Auca Pan. Caso similar se presenta en el cañadón de Colo Co. Por este motivo se ha optado por considerar los asomos dispersos en dicho cañadón como pertenecientes al primer afloramiento. En cambio, los afloramientos en el arroyo del Gato y Mallín de las Lengas se consideran como aislados. Esta es una de las pocas localidades donde dichos elementos aparecen tan al oeste, ya que están en la pendiente occidental de la Sierra de Catán Lil. En la comarca más al sur no penetran tanto hacia el poniente. Parecería como si la Sierra de Catán Lil constituyera el borde occidental de la cuenca sedimentaria.

¹ Bracaccini (comunicación verbal) ha llegado a la conclusión de que esta entidad debe ser asignada al Pérmico, y que tal vez algo pase al Triásico inferior.

La base se asienta discordantemente sobre elementos de la Formación Aluminé, por lo general, aunque también lo hace sobre las ectinitas (esquistos y filitas) de la Formación Colohuincul, como sucede al sudoeste del cerro Panque Co, si bien el contacto mismo no es visible, pero se puede inferir, y en las cabeceras del arroyo de La Jardinera.

La sucesión comienza con un conglomerado de base, no siempre visible, de espesor variable que oscila entre 20 y 40 m. Este está integrado por clastos de andesitas (provenientes de la Formación Aluminé), de rocas graníticas, que predominan ampliamente, esquistos, filitas y cuarzo blanquecino. La matriz está constituida por material arenoso, de grano fino a mediano, con participación de toba; en ocasiones predomina esta última. El color del conglomerado en general es pardo rojizo. Los clastos son bien redondeados y sin aristas. El tamaño en general es más bien pequeño, no sobrepasando los tres centímetros en su dimensión mayor, pero se suelen presentar unos pocos que tienen hasta 10 cm de longitud.

A continuación se disponen bancos de litología más basta, arcosas, para pasar inmediatamente a areniscas y luego a lutitas muy duras que se desagregan en lascas delgadas, de tonos amarillentos por meteorización, y de color negro, gris negruzco y aun azul negruzco en fractura fresca, constituyendo bancos de espesor muy pequeño, 5 a 10 cm. Las lutitas se astillan en fragmentos alargados y angulosos con suma facilidad. Encima se disponen, con alternancia irregular, bancos de areniscas grises de grano fino a mediano, capas de conglomerados y aun banquitos de lutitas carbonosos. Se observan también intercalaciones de bancos de areniscas calcáreas, las cuales, por su mayor consistencia, sobresalen formando cordones o cornisas. En ocasiones las areniscas son algo tobáceas. Las capas conglomerádicas que apa-

recen como intercalaciones contienen clastos de tamaño pequeño, no superior a una avellana. Las capas tienen de tres a cuatro metros de potencia, predominando ampliamente los correspondientes a elementos volcánicos.

En el caso de que no haya conglomerado de base, como sucede en el afloramiento del portezuelo Lonqueo, margen oriental de la comarca, la secuencia comienza con lutitas negras, en bancos de 20 a 25 cm de potencia, constituyendo un complejo de unos 60 m de espesor. Estas lutitas se separan con suma facilidad en hojas o láminas. A continuación comienzan a aparecer intercalaciones de bancos de arenisca, de grano mediano a fino y de color gris pardo claro, constituyendo bancos de 15 a 20 cm de potencia. Los bancos de lutitas son de menor espesor, 10 a 15 cm y muy hojosos.

La litología de esta Formación en la margen sur de la comarca es muy semejante a la que se acaba de reseñar, aunque con algunas variaciones que conviene mencionar. En la margen derecha del arroyo del Salto, al este del antiguo aserradero de Adem, se observa que la Formación comienza con lutitas carbonosas, de color negro y muy duras. A continuación hay un banco de tres metros de potencia, constituido por arenisca conglomerádica fina, de color pardo oscuro por meteorización y gris pardusco en corte fresco. Este banco presenta laminación entrecruzada. Siguen bancos potentes de arenisca grueso, de color gris verdoso en corte fresco y amarillento verdoso por meteorización, con clastos de lutitas carbonosas de la misma Formación. Los clastos son dos a tres veces más largos que anchos y además de muy poco espesor; están dispuestos en capas dentro de los bancos de areniscas, es decir, constituyen una faja dentro de dichos estratos. Ocasionalmente hay clastos de mayor tamaño, de hasta 30 por 50 cm, pero son más bien excepciones y corresponden a clastos de arenisca y no de luti-

ta. Los clastos de lutitas, por lo general, tienen de 5 a 10 cm de largo y de 2 a 4 cm de ancho. Estos clastos de lutitas están orientados, es decir, la longitud mayor está dispuesta paralelamente a la base del banco.

El espesor de la Formación Jardinera, dentro del ámbito de la comarca, se ha estimado en unos 200 metros.

Su contenido fosilífero es abundante, aunque todos los restos orgánicos encontrados aparecen en mal estado de conservación, en general fragmentos. Se han podido identificar las siguientes formas:

Oxynoticeras oxynotum Quensted.

Pecten bodenbenderi Behr.

Cardinia sp.

Trigonia sp.

Belemnites spp.

Menos frecuentemente hallanse restos de plantas y aun trozos de troncos petrificados, sobre todo en la pendiente occidental de la Sierra de Catán Lil, entre los cerros Lonqueo y Panque Co, y dentro de la secuencia estratigráfica, en la parte más alta, es decir, cerca del techo de la Formación.

Edad. Sobre la base de las pruebas proporcionadas por los restos orgánicos encontrados, se atribuye esta entidad al Lías, desde el Lotharingiano al Toarciano.

3. *Cretácico: Formación Colo Co* (Berriasiano-Valanginiano).

La entidad del epígrafe agrupa a una unidad litológica de origen marino, si bien subcontinental, constituida esencialmente por areniscas y conglomerados, de color bayo claro, en diversas tonalidades.

Se han atribuido a esta Formación dos asomos en el borde oriental de la comarca, entre los cerros de los Cipreses y Casa de Lata, muy próximos al límite austral.

La base se asienta mediante una discordancia sobre los elementos de la Formación Jardinera. Si bien esta discordancia no es visible, su existencia es casi segura, por el hecho de que poco más al sudeste los sedimentos del Titoniano se apoyan discordantemente sobre las rocas del Lías. La secuencia comienza con bancos de 15 cm de espesor, de grano fino y de color gris pardo. A continuación se observan bancos de areniscas, de grano mediano a grueso, con frecuentes intercalaciones de capas conglomerádicas de grano fino. La matriz es una arenisca de grano fino a mediano. Los clastos son de cuarzo lechoso, de arenisca, de lutitas, muy pocos y también de tobas, los más escasos. En general el color de las capas conglomerádicas es gris amarillento a bayo, aunque se observan intercalaciones de bancos de otros tonos, tales como bayo rojizo y verdoso. La potencia de los bancos de arenisca varía entre 20 y 50 cm. Las capas de conglomerados, a veces dispuestas en forma de lentes, son de potencia mayor, alcanzando hasta 1,50 m. La parte superior de la Formación está integrada por conglomerados en su parte inferior y areniscas en la superior. El espesor de las capas de conglomerados oscila de 1,5 a 2 m. El conglomerado en general es de grano mediano, con clastos de 5 a 10 cm de diámetro, en matriz arenosa gruesa. Los clastos son redondeados a subangulosos, predominando los de toba, y además los hay de cuarzo, andesita, esquistos y rocas graníticas. En la parte superior predominan ampliamente los bancos de areniscas amarillentas de 0,8 m de potencia; en estos bancos se observan capas de clastos, redondeados a subangulosos, de 2 a 5 cm de diámetro. En dichas capas predominan los clastos de cuarzo, reconociéndose además otros de tobas, andesitas y esquistos. En toda la sucesión, pero especialmente en la parte alta, es frecuente la estratificación entrecruzada, aunque no muy marcada, en los bancos de areniscas.

El espesor de esta entidad, considerando su extensión hacia el naciente, es superior a los 500 metros.

Dentro de los niveles de areniscas más bastas, como igualmente dentro de las capas conglomerádicas, aparecen con frecuencia trozos de madera silicificada, a veces de tamaños apreciables, mayores de un metro.

Edad. Esta entidad se ha referido al Berriasiano-Valanginiano, por analogías con depósitos semejantes de otras localidades cercanas, como la comarca de Catán Lil (Leanza, 1949) y Chacay Co (Lambert, 1946), de litología similar.

C. CENOZOICO

Todas las entidades que se reseñan a continuación son de origen continental y, en su mayor parte, volcánicas.

1. Terciario

La mayoría de sus complejos están integrados por elementos volcánicos, con excepción de la Formación Chimehuín (Colloncurensis), integrada por sedimentos clásticos.

a) *Eoceno inferior: Formación Auca Pan.*

Dispersos en el ámbito de la comarca se han encontrado varios afloramientos integrados por vulcanitas y sus tobas, consideradas como pertenecientes a una sola entidad, denominada Formación Auca Pan. Las rocas componentes son andesitas y sus tobas, pero la presentación es bastante variada, observándose con cierta frecuencia capas de brechas o aglomerados volcánicos integrados por fragmentos de andesitas, cementados por una toba, por lo general de coloración clara.

Esta entidad es conocida desde hace mucho tiempo como Serie andesítica oligocena y denominada por Groeber (1946, pág. 192) Mollitelense; poste-

riormente fue denominada Cautivalitense (Groeber, 1954) y luego modificada a Chilelitense (Groeber, 1956). En realidad, de acuerdo por la definición dada por Groeber en el año 1956, el Chilelitense es la parte superior del Cautivalitense según la definición dada por dicho autor en 1954. El Mollelitense inferior forma parte del Chilelitense (Groeber, 1956, pág. 248). La denominación Chilelitense fue propuesta por Groeber (1947, pág. 147), con una acepción y posteriormente el mismo le cambió el sentido (Groeber, 1951, pág. 290). Otra designación dada por Groeber (1946, pág. 179) es la de Andesita 0.

Si bien es cierto que estos elementos aparecen en toda la región, los afloramientos más extensos se hallan en la parte austral, al sur del río Quillén. De norte a sur y de este a oeste, se observan los asomos siguientes: en el extremo septentrional de la comarca, al norte del portezuelo donde están las nacientes del arroyo Nompahuén, hay un asomo pequeño. Poco más al sur, entre las cabeceras del arroyo Relem y la margen septentrional del lago Nompahuén, se encuentra el segundo afloramiento, de mayor amplitud. En la cumbre del cerro de los Lagos pudo comprobarse un retazo de dimensiones muy reducidas. El cuarto afloramiento aparece en las nacientes del arroyo Puipucón, entre los cerros Negro y Pichi Ruca Choroy. En la margen oriental de la comarca, en la latitud del cerro Panque Co y más al sur, se muestran varios asomos aislados, pero que con toda seguridad pertenecen a un solo afloramiento. En el tramo septentrional, en ambas laderas, oriental y occidental del cerro Panque Co, se han observado estas rocas.

Poco más al sur, al norte de la ruta nacional complementaria "C", se han marcado en el mapa dos asomos de una amplitud muy reducida. En el cañadón de Colo Co, entre la Garganta y el cerro homónimo, estas rocas afloran en forma continua. Finalmente, en la mar-

gen sur de la comarca desde el río Aluminé hacia el oeste, hasta muy cerca de la frontera con Chile, se destaca el afloramiento más amplio y donde está conservada mejor la sucesión. Este afloramiento es la continuación septentrional del reseñado anteriormente para la comarca de Junín de los Andes.

Su base descansa mediante una discordancia, sobre las rocas más antiguas, tanto sobre las del basamento cristalino como de las Formaciones Aluminé y Jardinera. A menudo asoma por entre las vulcanitas de la Formación Ranchahué (Basalto I). En la base se presentan una o más capas conglomerádicas. En el cerro de los Lagos, una de las localidades donde se conserva mejor la base de esta Formación, la sucesión comienza con un conglomerado fino, tobáceo, de color morado oscuro, casi negro, de unos dos metros de potencia. Luego otra capa conglomerádica de color morado, de medio metro de espesor en el que predominan los clastos de rocas graníticas. Sobre este banco hay unas cinco capas de conglomerados, de grano fino a mediano, de diámetro medio variable entre 3 y 5 mm (hay capitas en que predominan clastos con diámetro de 1 a 2 mm) revelando en general una buena selección: las formas son bastante esféricas y los contornos redondeados y subangulosos. El material ligante, constituido por sílice cristalizada en los intersticios intergranulares o por material pulverulento de origen volcánico, probablemente una ceniza, es relativamente escaso, como en las capas anteriores, y de ahí la poca consistencia de la roca. En cuanto a su naturaleza, los clastos de colores pardos o grisáceos, pertenecen a rocas volcánicas, posiblemente andesíticas, excepto unos pocos de ectinitas. El color general de la roca es pardo amarillento. Las capas, de potencias individuales de un metro, tienen en total unos cinco metros de espesor y sus clastos presentan una estratificación grosera, dispuestos en capas. Sobre estas capas conti-

núan las coladas correspondientes a una roca andesítica, compacta y maciza, de fractura irregular, integrada por una pasta gris oscura con abundantes fenocristales blanquecinos o parduscos, pequeños, sin brillo. En otro punto de este afloramiento se puede observar, muy próximo a la base, un banco integrado por una roca friable, constituida por una masa granulosa, fina, porosa, fácilmente desmenuzable entre los dedos. Hay pequeños fragmentos de cuarzo y también de feldespato (quizá elementos líticos) más bien aislados, contenido en el material poco pulverulento de ceniza. La coloración general es amarillenta pardusca, pasando localmente hacia tintes ocráceos o limoníticos. La roca corresponde a una arena tobácea o a una toba.

En el extremo septentrional de la comarca, en la margen izquierda de las cabeceras del arroyo Nompahuén, se recogió una muestra de toba maciza, no muy compacta, de grano fino y uniforme en el que no se destacan fenoclastos, y de color ceniciento verdoso. En la margen izquierda del arroyo Piedras Blancas se recogieron dos muestras, ambas correspondientes a andesitas; la primera es una roca maciza de fractura irregular, compacta, formada por una pasta fina con pequeños y poco notables fenocristales, por ser del mismo color ambos, gris oscuro; la segunda es muy semejante pero de coloración general algo más clara y con fenocristales, pequeños también pero más visibles por ser blanquecinos; su pasta, de color gris, pasa hacia tonos verdosos o violados suaves. Se destaca un xenolito de formas irregulares y angulosas (alrededor de dos centímetros de diámetro medio) de roca volcánica, de la misma naturaleza que la descripta. Poco más al sudoeste, en la margen derecha del mismo curso de agua, la roca es igualmente maciza y compacta, de pasta afanítica y de color verde grisáceo, y aloja numerosos y pequeños fenocristales de feldespato, que más se destacan por el

brillo de sus caras de clivaje que por su tamaño y color, igual al de la pasta; puntitos oscuros aún más pequeños indican la presencia de fémicos; las superficies meteorizadas tienen color pardo verdoso. Es una andesita. A un kilómetro al este de la boca del lago Nompahuén, se observó otra andesita; se trata de una roca afanítica de coloración grisácea, con fenocristales (tablillas feldespáticas de no más de un milímetro de longitud) del mismo color y que sólo se ponen de manifiesto por el brillo subvitreo de las caras de clivaje. Aisladas manchitas verdosas sin brillo, corresponderían a minerales fémicos (anfíbol). En el afloramiento de las cabeceras de la quebrada Puipucón, se recolectó cerca de la base una roca maciza, compacta, de pasta grisácea, variando a veces hasta tonos verdosos, con fenocristales feldespáticos, pequeños, de formas irregulares, blanquecinos, numerosos y, más escasos, de mineral fémico (anfíbol?), muy pequeños. Contiene xenolitos de contornos subangulosos, tamaño variable entre pocos milímetros y 2 a 3 cm, y de naturaleza semejante a la roca que los aloja. La roca resultó ser una andesita. Unos bancos más arriba, la roca es todavía andesita maciza, muy compacta, de fractura subconcoidea, de pasta afanítica, gris oscura, casi negra, con pequeños fenocristales tabulares de plagioclasa, del mismo color, pero que brillan vivamente y dejan ver su maclado polisintético cuando se los ilumina en forma adecuada; como longitud máxima, tienen un milímetro. Un poco más arriba en la sucesión, los elementos integrantes de la Formación son tobas macizas, de fractura irregular, constituidas por una masa de grano fino apretado, de composición eminentemente feldespática (no se advierte cuarzo ni fémicos), y de color gris amarillento a gris verdoso. No hay individuos que se destaquen lo suficiente como para ser considerados fenocristales (o fenoclastos?). Ya en el techo, la roca co-

responde a una andesita, algo friable, con una pasta de color pardusco claro, con abundantes fenocristales de feldespato blanco ceniciento (alrededor de un milímetro o menos), prismas de anfíbol, laminillas biotíticas, negras y brillantes, uniformemente distribuidas y muy escaso cuarzo. En el arroyo de las Piedras Blancas, estancia "La Ofelia", se coleccionó una roca maciza, que resultó ser una andesita. Es porfídica, de fractura irregular, con pasta afanítica, de color gris oscuro con abundantes fenocristales subhedrales de feldespato de hábito cuadrangular a tabular y unos 3 milímetros de longitud máxima, de color blanco sucio, brillantes muchos de ellos en las caras de clivaje y dejando ver los planos paralelos de su maclado. No hay félicos visibles a simple vista. En el afloramiento que constituye la margen austral de la comarca se observa el predominio de las tobas, en el oeste; pero más al este, afloran aglomerados, integrados por fragmentos de andesita cementados por toba generalmente de color claro. Finalmente, en las inmediaciones de arroyo Pichi Leufú, predominan las andesitas.

En la quebrada Puipucón un dique atraviesa a las andesitas y a las tobas de la Formación Auca Pan. Estos diques presentan dirección norte-sur, son subverticales, y su potencia varía entre 0,5 y 5 m. La roca que los constituye es una andesita de fractura irregular, compuesta por una pasta gris verdosa con abundantes fenocristales de feldespato (hasta 30 por cm²) de 0,5 a 1 mm de diámetro, de hábito preferentemente cuadrangular y de color blanquecino; no hay minerales félicos visibles a simple vista, quedando la posibilidad de que estén incluidos en la pasta microscópicamente.

El espesor de esta Formación se ha estimado en unos 600 metros.

Edad. La edad de esta Formación casi siempre se ha considerado como del Terciario inferior, atribuyéndose por lo general al Oligoceno, aunque

en una o dos oportunidades, Groeber ha opinado que la edad correspondiente era el Cretácico y aún Jurásico. Últimamente Groeber (1956, pág. 251) asigna esta entidad al Paleoceno alto y al Eoceno medio e inferior.

b) *Mioceno*

i) *Formación Chimehuín*

La denominación Formación Chimehuín se aplica a un potente conjunto de sedimentos, tobáceos en su mayoría, junto con tufitas y algunas intercalaciones de coladas de basalto, que afloran en la comarca al naciente del río Aluminé, con uno que otro asomo al poniente de dicho cauce. La denominación Colloncurensis fue propuesta por Groeber (1929, pág. 108) para distinguir esta entidad del Santacrucesis propiamente dicho, es decir, el Santacrucesis de Collón Curá, del Santacrucesis de Santa Cruz, debido a la confusión existente como consecuencia de que Roth (1899) había designado a este complejo Santacruceano. Posteriormente, Groeber (1947 b, págs. 418 y 424) relaciona esta entidad con el Palaocolitense (inferior), y en un trabajo posterior (Groeber, 1951, pág. 265) la menciona de pasada. Se trata de depósitos torrenciales, continentales, que han rellenado los valles disponibles en la región; de ahí que sus afloramientos a menudo estén aislados.

De norte a sur, los primeros afloramientos se encuentran en la margen septentrional de la comarca, en ambos márgenes del río Kilca. En la base de la pampa de Lonco Luan, asoman por entre los detritos del basalto de la Formación Rancahué. Algo más al sur vuelven a aparecer en el cerro Huefur, continuando todavía algo más de dicha elevación. Con toda seguridad son asomos dispersos de un afloramiento anteriormente contiguo. En ambos márgenes del arroyo Quilachanquil y hacia el sur hasta el arroyo Rahué, aparece una faja estrecha integrada por elemen-

tos de esta entidad. Entre los arroyos Llamu Co y Filecún Co, el afloramiento se amplía considerablemente hacia el este. Al poniente del río Aluminé se han encontrado asomos en los cerros Melún y Ayoso, en las cabeceras del arroyo Maipén, al poniente del puesto Villarino y finalmente, en el cerro Santa Rosa. En la margen norte del río Ruca Choroy, debajo del basalto que constituye el cerro situado a unos dos kilómetros al poniente del cerro Colihues, se distinguió un asomo de estas rocas, pero de amplitud muy reducida como para ser marcado en el mapa. Hay un afloramiento en la barranca septentrional de un cerro entre el río Ruca Choroy y el arroyo Puipucón, que podría ser tomado como integrado por elementos de esta Formación, por su coloración rojiza y por estar inmediatamente debajo de mantos basálticos; pero, resulta que por debajo afloran nuevamente los mantos basálticos y las capas aglomerádicas. Por consiguiente, se ha preferido considerar este asomo como una intercalación tobácea, dentro del Palaocolitense superior (Basalto I).

La base se asienta mediante una discordancia sobre las rocas graníticas de la Formación Huechulafquén, o sobre las andesitas y tobas de la Formación Aluminé.

El conjunto está integrado por tobas de carácter andesítico, en parte dacíticas, y por tufitas, de coloración amarillenta, parda clara, gris clara o blanca, de estratificación difusa, generalmente en potentes bancos subhorizontales. En la margen izquierda del río Aluminé, frente a la estancia "Santa Magdalena", la secuencia comienza con capas potentes de conglomerados, de dos a tres metros de espesor. Los clastos son bien redondeados, elipsoidales, desgastados por el agua, en matriz de arenisca de grano fino a mediano. A continuación se observan bancos de tufitas, de espesor individual de 0,5 a 1,5 m con cemento cinerítico, impregnaciones

de óxido de hierro y elevada cantidad de nódulos arcillosos y que tienen como componentes cristalinos, plagioclasa, biotita, cuarzo, piroxeno y apatita. Por los elementos extraños que poseen estas rocas piroclásticas en casi todos sus niveles, debe considerárselas en gran parte como material redepositado. Es muy frecuente encontrar trozos de obsidiana, de rocas básicas, o de andesita pumícea, que pueden disponerse en niveles lenticulares o esparcidos en la masa de tufitas.

Las tobas adquieren aspecto macizo, sobre todo en la parte inferior, ya que en la superior presentan estratificación bien marcada. En casi todos los casos el material es arenoso tobáceo y de granulometría mediana a gruesa. En algunos casos, como sucede al este del cerro Filecún Co, aparecen bancos bien definidos de granulado volcánico blanco que contrastan perfectamente sobre el gris claro del conjunto de la Formación. Los estratos superiores suelen ser más arenosos, de colores más oscuros; ocasionalmente presentan niveles de acumulación torrencial, con bancos acunados y lentiformes, conglomerádicos y con laminación entrecruzada, como se puede observar al norte del puente de Rahué, en las laderas oeste y sur de la pampa de Rahué.

En los paredones de la pampa de Rahué se coleccionaron dos muestras, una de la base y otra del techo; la primera corresponde a una toba vitrocrystalina dacítica, friable, compuesta por una masa granulosa fina, de color rosado violado suave, fácilmente pulverizable y áspera al tacto, que contiene como elementos identificables escamitas aisladas de biotita, negras y brillantes, y fenoclastos, pequeños también, muy aislados, de cuarzo vítreo; además se observan algunos elementos feldespáticos, aunque más escasos. La muestra del techo es una toba cinerítica muy friable, maciza, constituida por material pulverulento, áspero al tacto (cinerítico), con pequeñas y muy aisladas

escamas biotíticas; no se observan clastos de cuarzo ni de feldespatos. Su color es blanco ceniciento.

Sobre el amplio valle del río Aluminé y, en especial sobre el pie occidental de la Sierra de Catán Lil, dentro de las tobas de la Formación Chimehuín, se observan muchísimos fragmentos de roca de todo tamaño y formas, incorporados a la entidad como aportes gravitacionales de la sierra mencionada. Como desprendimientos de las rocas visibles en los afloramientos de la parte norte del pie de la Sierra de Catán Lil, se han notado fragmentos de granito, excepcionalmente también de basaltos, en tanto que en los afloramientos situados al sur, esos fragmentos son de andesitas y sus tobas, provenientes de la Formación Aluminé.

Al sur de la pampa de Lonco Luan, aparecen en la Formación Chimehuín, intercalaciones de tobas blancas o rosadas, duras, pumíceas, formando resaltes muy característicos, que, observados desde cierta distancia, pueden ser confundidos con intercalaciones de coladas de basalto. El mismo caso se presenta en la confluencia del arroyo Rahué con el río Aluminé.

Dentro de las tobas son bastante frecuentes nidos de fósiles, que corresponden a véspidos y escarabeidos (Frenquelli, 1939). Sus formas son esferoidales (4 a 5 cm de diámetro) y cilíndricas.

Las primeras son de escarabeidos y las últimas de véspidos. Sobre la margen derecha del río Kilca y en la latitud del almacén poco al norte de la escuela, los nidos de escarabeidos (esferoidales) son tan extraordinariamente numerosos que, vistos desde cierta distancia, el afloramiento parece un conglomerado. Los nidos fósiles están incluidos en toba de color pardo rojizo.

En el conjunto se intercalan coladas de basalto, de la Formación Rancahué (Basalto I), como se puede observar en ambos márgenes del arroyo Rahué,

en su confluencia con el río Aluminé. Estas coladas tienen unos dos metros de potencia.

La Formación Chimehuín dentro de la comarca tiene un espesor máximo de 250 metros.

Edad. La edad de esta entidad, desde que se describió por primera vez, ha sido motivo de discusiones, a pesar de los fósiles de vertebrados encontrados por Roth (1899), sobre todo por querer correlacionarse al Colloncurensis con el Santaerucense. Hoy día se la tiene como del Mioceno, y así se la considera en el presente trabajo.

ii) Formación Rancahué

A continuación se reseñará un conjunto de coladas basálticas, camadas de brechas o conglomerados volcánicos y aún intercalaciones tobáceas que tienen gran distribución dentro de la comarca. Ocasionalmente se intercalan coladas de andesitas ácidas. Groeber (1929, pág. 17) propuso la denominación Basalto I para esta entidad, y posteriormente la modificó por la de Palaocolitense superior (1946, pág. 179).

Entre las vulcanitas, es la Formación que ocupa mayor distribución areal, dentro de la comarca. En el tercio septentrional de ésta, sus elementos constituyen numerosos asomos dispersos, sin solución de continuidad. El mismo caso se presenta en el tercio occidental. En cambio, en la parte central y austral, los afloramientos son muy amplios. En el rincón nordeste de la región, se conservan tres retazos de estas rocas volcánicas. Dos de ellos en la margen austral del arroyo Limen Co y el tercero en el cerro del Santo. Al poniente del río Aluminé se han conservado restos de esta entidad en el cerro Arenoso, en el cerro a unos 1.200 m al norte del cerro de los Cipreses, área de los cerros Relem y Picudo, cerros Colorado y Melipilún. Poco más al sur se tiene en el cerro al poniente del Rucañanqui y varios asomos en el cordón del cerro Ta-

raya. El cerro Cluenú Chumpirú está coronado por rocas de esta entidad, como lo está también un cerro poco al naciente y los cerros próximos a la frontera y al sur del lago Pilhué. A continuación existen afloramientos amplios, a veces separados en asomos debido a la erosión. El de mayor extensión corresponde al cordón de los Lagos, en continuidad con el cordón del Ruca Choroy. El cerro Ayoso es un asomo aislado de este afloramiento. En la escarpa occidental y austral de la pampa de Rahué, hay una colada de basalto, ya mencionada, correspondiente a esta entidad, intercalada en las tobas de la Formación Chimehuín. Al sur del arroyo Rahué, hasta más allá de la margen austral de la comarca, afloran estas rocas, las cuales se continúan hacia el poniente, en la otra margen del río Aluminé. Al norte del lago Hui Hui este complejo corona los cerros altos como Quillén, Malal Co, etc. En la frontera, en el paso Rilul II, asoma un pequeña retazo de esta Formación.

Esta entidad se considera contemporánea con la de la Formación Chimehuín y, como ésta, tiene una discordancia en su base, con la excepción de cuando está intercalada en las tobas y tufitas de la primera entidad.

La litología es algo cambiante, es decir, no es homogénea. En la parte septentrional predominan las coladas, mientras que en la austral, prevalecen los aglomerados volcánicos. En el primer caso, se presentan coladas de basalto, superpuestas, de espesores muy variables, desde cinco o seis metros hasta varias decenas de metros. Burckhardt (1899 y 1900) ya manifestó que las distintas efusiones del Basalto I presentan diferencias de composición.

Con respecto a los aglomerados volcánicos, que cubren una amplia superficie en la comarca, están constituidos por una alternancia de coladas de basaltos de espesor variable y camadas de aglomerados, integrados por fragmentos de toda forma y tamaño, de basalto

y de andesita. Esta última roca también aparece formando coladas en el sector del cerro Ruca Choroy, al norte del arroyo Malal Co. Los aglomerados están cementados por su material tobáceo arenoso, a veces de tono claro, bastante tenaz. Se observan rastros de estratificación, sobre todo observando el depósito en conjunto, pero en otras ocasiones aquélla se presenta poco marcada o con aspecto de depósito torrencial. Los aglomerados están integrados fundamentalmente por fragmentos de basalto de los más variados tamaños y formas, desde los más pequeños hasta bloques de medio metro cúbico o más. Eventualmente se encuentran también fragmentos de rocas graníticas y andesitas, pero en proporción muy reducida. Dentro de los aglomerados y a diferentes niveles aparecen coladas de basalto y a veces de andesitas, por lo común de pocos metros de espesor. En numerosas localidades hay escorias rojizas, muy livianas, porosas, diseminadas sobre cotas elevadas. Desde lejos se las reconoce por su vivo color e indican centros de efusión. Otras veces el aparato volcánico ha sido disecado en forma tal por la erosión, que ofrece al observador una ocasión única para su examen.

En una de las elevaciones al oeste del cerro Colihues, se recogió una muestra de una toba vitrocrystalina, friable, constituida por material tobáceo fino, de color pardo rosado, y con numerosos y pequeños fenoclastos feldespáticos, blanquecinos a rosados que, dado su estado de alteración, se desagregan fácilmente. Manchitas ferruginosas indicarían la presencia de minerales félicos, ahora alterados en grumos limoníticos. Se advierte muy poco cuarzo. La roca que se extrajo en el cerro Taraya es un basalto olivínico, macizo, compacto, de color gris morado oscuro, formado por grano fino y apretado, que no aloja fenocristales y de fractura irregular. En el cerro Pan de Azúcar, la roca que aflora es porfídica, de fractura irregular, compacta, formada por

una pasta negruzca que aloja numerosos y pequeños fenocristales, de color rosado a amarillento, de feldespato, verdosos de brillo subvítreo, más aislados (olivina) y material de alteración ferruginoso proveniente de este mineral u otros fémicos. La roca se ha clasificado como un basalto alterado. La toba dacítica que se extrajo del cerro de los Lagos es maciza, con tendencia a fracturarse según superficies de estratificación algo irregulares, distanciadas entre sí 0,5 a 1 cm. Está constituida por una pasta fina de color rosado violado claro, con pequeños fenoclastos feldespáticos, blancos o rosados, cuarzo y laminillas aisladas de biotita de color negro. Es una roca bastante compacta. Poco al sudoeste de la estancia "Santa Rosa" aflora un basalto, del cual se extrajeron dos muestras; la primera contiene clastos subredondeados, de color pardo rojizo provenientes de una roca volcánica alterada. Se presentan ligados por material pulverulento ferruginoso y cementados parcialmente por sílice, material que suele recubrir también superficies de diaclasamiento constituyendo formaciones drusiformes de cuarzo. Localmente aparecen también en forma de ópalo que rellena cavidades. La segunda muestra es una roca maciza, de pasta afanítica de color pardo violado oscuro y sin fenocristales; es compacta y de fractura irregular. Los planos de diaclasamiento están tapizados por cristales de cuarzo y masas de ópalo. Poco al sur del puesto de Polcahué, y sobre la senda que conduce a la estancia "Pulmarí", aflora una roca compuesta por una masa afanítica, de color morado, no muy consistente, con escasos fenocristales feldespáticos rosados, numerosas vesículas pequeñas, alargadas, y abundantes relleños de material silíceo que ocupa cavidades formando agregados esferulíticos o insinúa venillas. Esta roca es un basalto alterado y silicificado.

Los aglomerados contienen restos fósiles, troncos silicificados, particular-

mente abundantes a lo largo del río Ruca Choroy y del arroyo Puipucón (Menéndez, 1961), en la latitud de Casa de Lata. Otras localidades son la margen norte del río Quillén y las proximidades de la estancia "Rancahué", casco antiguo.

El espesor de la entidad es muy cambiante, pero donde mejor se halla representado, se le calcula en unos 500 metros.

Edad. La entidad de referencia ha sido considerada como del Mioceno, desde que Groeber (1929) la describió por primera vez.

c) *Plioceno: Formación Tipilihuque*

En esta entidad se han agrupado las vulcanitas preglaciales que coronan las alturas mayores y por encima de las rocas efusivas asignadas a la Formación Rancahué. Esta Formación se considera equivalente al Basalto II, denominación propuesta por Groeber en 1929, y posteriormente cambiada por la de Coyocholitense por el mismo autor (Groeber, 1946, pág. 179). En este último trabajo Groeber aclara que en el interior de la Cordillera las rocas de esta entidad se ajustan a relieves preformados, los reviste o los rellena, mientras que en la región extracordillerana forma mesetas basálticas extensas. A lo sumo está elevado, pero no se presenta plegado (o muy poco) y menos fracturado, salvo muy raras excepciones.

Los afloramientos de este conjunto cubren una superficie más reducida que la correspondiente a los elementos de la Formación Rancahué. Se han atribuido a esta entidad los afloramientos de las pampas de Lonco Luan, del León y de Rahué, además de los que aparecen en los cerros Pulido y de Santa Rosa. En el sector oriental de la comarca afloran varios asomos aislados y de tamaño reducido. Respecto a los tres afloramientos que figuran en primer término, se debe manifestar que en un principio se tuvo dudas sobre su inclu-

sión en la Formación Rancahué o en la Formación Tipilihuque. No hay duda de que los tres afloramientos corresponden a una sola entidad. Considerando primero la pampa de Lonco Luan, Galli (1952) al describir la comarca al norte, incluyó los basaltos de la parte septentrional de dicha pampa junto con los correspondientes al Basalto I de Groeber sobre la base de haber encontrado una colada de material andesítico; esto ya de por sí, es suficiente para asignar las coladas al Basalto I. Pero no aclara si dicha colada está debajo, entre o encima de los elementos del Colloncurensis (Formación Chimehuín) aunque sobre la base del mapa y del texto, se infiere que se halla encima. Además, las coladas basálticas aparecen con un espesor de 150 m, potencia algo superior a la que presentan por lo general, ya que comúnmente no sobrepasan los 50 m, aproximadamente. Sin embargo, se ha optado por considerarlas como Basalto II, porque coronan las rocas preexistentes, constituyendo amplias mesetas con bardas. En segundo término llama la atención la ausencia total de aglomerados, tan frecuentes, por no decir exclusivos, al otro lado del río Aluminé (caso de las pampas del León y de Rahué), a una distancia de tres y dos kilómetros, respectivamente. Es algo difícil de suponer que los aglomerados desaparecerían en tan corto trecho, máxime cuando no hay fallas de por medio u otra demostración de tectónica. Al oeste del río Aluminé, las coladas y los aglomerados de la Formación Rancahué se inclinan suavemente hacia el este, mientras que en el naciente, la impresión es de horizontalidad, o a lo sumo, de una inclinación mucho más suave que la correspondiente a los elementos de la Formación Rancahué, hacia el sur o sudeste. En ninguna de estas localidades se ha podido observar la presencia de elementos de la Formación Chimehuín sobre las rocas basálticas, prueba decisiva para poder asignarlas a la Formación Rancahué. La ausencia no

es una demostración muy adecuada; bien pueden haber sido erosionadas; pero siempre se conservaría un rastro, como se puede comprobar en el cerro de la Media Luna, el este de Junín de los Andes (Turner, 1961a; 1965). Resumiendo se tiene: la inclinación hacia el sur (muy suave, no superior a los 5°), contrasta con la inclinación hacia el este de los elementos de la Formación Rancahué en la margen occidental del río Aluminé. Además, la altitud a que se encuentra en las pampas de Lonco Luan, del León y de Rahué, no está en relación con la de los afloramientos observados poco más al poniente, por ejemplo, cerro Ayoso, y demás asomos septentrionales. Estos están a la misma altitud que las intercalaciones dentro de los elementos de la Formación Chimehuín (indudablemente correspondientes a la Formación Rancahué). Finalmente, los basaltos de la pampa de Lonco Luan se encuentran a una altitud mayor que los basaltos del cerro del Santo (margen oriental del río Kilca) y del cerro Rucañanqui (margen occidental del río Aluminé). Por todas estas razones, se ha decidido considerar a los basaltos de las pampas de Lonco Luan, del León y de Rahué, como pertenecientes a la Formación Tipilihuque.

La litología es uniforme, homogénea. La roca corresponde a un basalto olivínico, de estructura porfídica, maciza, de fractura irregular, formada por una pasta intergranular, integrada por la braderita, olivina, piroxeno y óxido de hierro.

El espesor del conjunto es de unos 150 metros.

Edad. Desde que por primera vez se describió, la Formación de referencia ha sido atribuida al Plioceno (Groeber, 1929 y 1946). Pero, últimamente, se ha considerado que podría ser del Cuartario inferior, Eocuartario (Groeber, 1956, pág. 259), ubicándose las coladas correspondientes en el Inter-glacial Vallimanca Colorado.

2. Cuartario.

Al Cuartario se han asignado rocas volcánicas, sedimentos glaciarios, y los acarreos.

a) *Cuartario inferior: Formación Hueyeltué*

Corresponde a efusiones, conservadas en forma de mantos apilados, de poco desarrollo dentro del ámbito de la comarca. La denominación Basalto III se debe a Groeber (1929), quien posteriormente denominó Chapualitense inferior a este conjunto (Groeber, 1946, pág. 179).

Sus afloramientos por lo general, se encuentran en las laderas a media altura. Su propagación, de menor importancia que la de las Formaciones volcánicas anteriores, se circunscribe al rincón noroeste de la comarca. El más importante es el que origina la loma de La Meseta, entre los arroyos Nompahuén y Reme Co, al norte del lago Ñorquin Co. Un segundo afloramiento se observa en la ladera austral del cerro Taraya. En la margen austral del lago Ñorquin Co hay un asomo de estas rocas. Finalmente, a media ladera de los cerros, al sur del lago Pilhué, aparece el cuarto afloramiento.

La roca es maciza, muy compacta, de fractura irregular y de color gris oscuro, pasta afanítica, contiene pequeños (0,2 a 0,5 mm) fenocristales verdosos, aislados de brillo subvitreoso de olivina. Corresponde clasificarla como basalto olivínico.

Se puede observar que el basalto ha estado sometido a la acción del hielo. Donde mejor se pone de manifiesto esta acción es en el valle del arroyo Reme Co. De tal manera, y en vista de que los basaltos aparecen en niveles más inferiores y dentro de valles semi-elaborados en el momento de la efusión, se considera que esta entidad puede ser atribuida tanto al Basalto III como al Basalto IV. Teniendo en

cuenta que no constituye terrazas, se ha optado por estimarlos como Basalto III.

El espesor de estas coladas es de unos 30 m, aproximadamente.

Edad. Según Groeber (1929), este complejo pertenece al Cuartario inferior. Posteriormente (Groeber, 1956, pág. 259) ubica al Chapualitense inferior (Groeber, 1946, pág. 179) en el Tardioglacial del englazamiento Colorado.

b) *Cuartario superior*

i) *Formación Huechahué*

Se atribuyen a esta Formación unas coladas basálticas que cubren reducida superficie. El afloramiento septentrional es el correspondiente al cerro Trujillo, y el austral se halla en la margen sur del río Quillen, en la estancia "Los Currumil". La denominación Basalto IV fue propuesta por Groeber (1929, pág. 104) para distinguir un conjunto de rocas efusivas existentes tanto en fondos chatos de valles principales, como en laderas o altiplanicies.

En el primer afloramiento aparecen en una llanura constituida por elementos de la Formación Rancahué, mientras que en el segundo se encuentra en el fondo del valle. El cerro Trujillo es un aparato volcánico de pequeño porte, cuyo material efusivo ha formado coladas de poca extensión. Además las coladas presentan la particularidad de estar cruzadas por diques del mismo material efusivo, basalto, que irradian del cono volcánico. En realidad son tres o cuatro cerrillos que se destacan claramente en medio del llano de la pampa.

La Formación Huechahué alcanza unos 50 metros de espesor.

Edad. Groeber (1929, pág. 104) asignó estos basaltos al Cuartario y los consideró como preglaciales. Al proponer su nueva nomenclatura (Groeber, 1946, pág. 179), los denominó

Chapualitense superior. El porqué de Chapualitense inferior y superior se debe a que no siempre es posible distinguir el Basalto III del Basalto IV. En una publicación posterior, Groeber (1956, pág. 260) es de opinión que el Chapualitense superior debe asignarse al interglacial Diamante Atuel.

ii) *Formación Los Helechos*

En la boca de los lagos cordilleranos, donde la glaciación ha sido más intensa, se han conservado parcialmente depósitos morénicos que se han agrupado en una sola entidad, Formación Los Helechos. No se ha pretendido diferenciar las distintas glaciaciones, por carecer de afloramientos y observaciones adecuados. Groeber (1929, pág. 104) distingue dos con seguridad, y una tercera dudosa, pero en un trabajo posterior (1956, págs. 225-258) reconoce cuatro. Flint y Fidalgo (1963) reconocen tres.

Tales afloramientos son de dimensiones más bien reducidas, con excepción del primero, que se extiende desde el límite septentrional de la región hacia el sur, hasta la latitud del cerro Colihues, aproximadamente; por el este llegan hasta el río Aluminé, mientras que por el oeste alcanzan los cerros Relem y Picudo, para luego estrecharse hacia el sur, recostándose hacia el este. En el valle del río Ruca Choroy se han conservado estos depósitos en su curso superior. El tercer afloramiento se encuentra en la margen austral, a media ladera, del lago Ruca Choroy. En ambas márgenes del río Quillén se observan dos asomos, que en un principio constituían un solo afloramiento. En este río llama la atención que en la boca del lago homónimo no se hayan conservado restos de las acumulaciones morénicas. Este hecho se debe, indudablemente, a que las morenas, efectivamente formadas, fueron arrasadas luego por completo, por las aguas de deshielo. Dos afloramientos están encauzados en valles, mientras que otros dos

aparecen en laderas y aún cubriendo las alturas. Existen también estos elementos en el arroyo Quilachanquil, en las cabeceras de los lagos Ñorquin Co y Ruca Choroy, y en el portezuelo de los Pinos Quemados.

En general se trata de acumulaciones caóticas de rocas poligénicas, de formas y tamaños diversos, casi siempre redondeadas y pulidas, cuando han sufrido un transporte más o menos largo. Por lo general, los fragmentos son de rocas graníticas y de esquistos, es decir, predominan los elementos del basamento cristalino, pero también se observan fragmentos de andesitas y basaltos, aunque en proporción mucho menor. Entre los clastos y constituyendo la matriz, hay limo glaciario, de color amarillento pardusco, que a veces suele acumularse en el fondo de los valles en espesores de hasta cinco metros o más, dando origen a un suelo de difíciles condiciones de transitabilidad en períodos lluviosos.

Su espesor es algo difícil de dar, ya que en muy contadas localidades se puede observar un perfil completo. Por consiguiente, sólo a modo de estimación, se le pueden asignar unos 20 metros.

Edad. Si bien es cierto que Groeber (1956, págs. 255-258) ha podido determinar cuatro glaciaciones en el sur de Mendoza y en el Neuquén, esto no ha sido posible en la comarca. Por consiguiente, sólo se dará como edad, la correspondiente a la última glaciación (Atuel).

c) *Cuartario reciente y actual*

i) *Formación Collún Co*

En el mapa geológico adjunto con el presente trabajo, se han separado los depósitos glaciales de los morénicos, al menos en las localidades donde prevalece uno sobre el otro. La superficie que corresponde a esta entidad es menor que la cubierta por la Formación Los Helechos. En numerosas lo-

calidades se ha optado por considerar determinados depósitos como Acarreo actual o reciente, por predominar elementos netamente fluviales, caso de las inmediaciones del lago Ñorquin Co y otros.

En general los depósitos están agrupados en la comarca de los lagos Hui Hui y Quillén, y en algunos valles en la margen austral de la región, asimismo como en las cabeceras del lago Rucá Choroy.

Se trata en general de limos amarillentos, a veces parcialmente arenosos o arcillosos, que en ocasiones engloban fragmentos de rocas de diversos tamaños, producto evidente de transporte glaciario. Sobre él se ha originado un suelo limoso, de color pardo, rico en materia vegetal descompuesta, donde el bosque se desarrolla muy bien.

El espesor de estos elementos se ha estimado en unos 20 metros.

Edad. Se estima su edad como la de los englazamientos, y procediendo de igual manera que en el caso anterior, estos sedimentos se asignan a la última glaciación (Atuel).

ii) *Formación Malleo*

A esta entidad han sido asignados dos asomos de basalto, de reducida extensión, situados en el valle del arroyo Llamu Co, y se la considera equivalente al Basalto V de Groeber, autor que posteriormente la denominó Puentelicense (Groeber, 1946, pág. 179).

Si bien es cierto que estos basaltos no están sepultados por arena de médano, caso general de los basaltos atribuidos a la entidad Basalto V (Groeber, 1946, pág. 202), se debe tomar en cuenta que se encuentran en un valle y que las aguas posteriormente han profundizado sus cauces en las rocas. Las coladas están dispuestas en forma caótica, cruzándose unas con otras; más bien parecen escoriales. Otro indicio favorable para homologar esta entidad con el Basalto V, es la presencia agua

arriba de cada unos de los afloramientos, de depósitos de origen lacustre, que también han sido cortados por el cauce del río.

La potencia de esta entidad es inferior a los 20 metros.

Edad. Groeber (1929, pág. 104) consideró estas erupciones como posglaciales. En un trabajo posterior (Groeber, 1946, pág. 202) sustenta la misma idea, y en la publicación de 1956 (pág. 260) manifiesta que es anterior al Subboreal.

iii) *Formación Quilachanquil*

Con la denominación del epígrafe se ha individualizado un conjunto de acarreos que se conservan a media ladera de las pendientes de la Sierra de Catán Lil y de la pampa de Lonco Luan. Corresponden a los conos de transición.

Sus afloramientos aparecen dispersos entre el límite septentrional de la comarca y el arroyo Mirantoso por el sur; hacia el oeste se extienden hasta el río Aluminé en el norte, alejándose por el sur hacia el naciente.

Los materiales que entran en su composición, de origen glaciario, son clásticos, de granulometría muy variable. En general presentan un color pardo oscuro, chocolate. Los clastos de tamaño variado, son de origen heterogéneo, y se encuentran en una matriz arenoso-arcillosa.

Su potencia es variable, pero donde la Formación alcanza su máximo desarrollo, se la ha estimado en unos 50 metros.

Edad. Determinar la edad de estas acumulaciones es algo difícil, por carecerse de datos estratigráficos adecuados. Pero, de cualquier modo, se sabe que son posteriores a la última glaciación y a sus depósitos, ya que las morenas están cubiertas por estas acumulaciones. Por ahora se las estima como posteriores a la Formación Malleo y anteriores a la Formación Mallín.

iv) *Formación Mallín*

En el rincón nordeste de la comarca se han reconocido dos centros efusivos muy nuevos, que se consideran como equivalentes del Basalto VI de Groeber. Posteriormente Groeber (1946, pág. 179), cambió esta denominación por la de Tromenlitense inferior.

El afloramiento septentrional está en el cerro Colorado, entre los cerros Relem y Melipilún, y el segundo en la margen derecha del arroyo Pilhué, constituyendo una prominencia cónica de unos ocho metros de altura, denominada localmente cerro de la Torta. Es posible que en el primer afloramiento haya también elementos del Basalto VII.

La roca es muy suelta y escoriácea, a veces bastante erizada y siempre desprovista de cubierta de vegetación continua; el primer afloramiento sólo presenta matas de coirón y algunos arbustos; en cambio, el del cerro Colorado carece totalmente de vegetación, pero esto bien puede responder a la altitud.

El espesor de esta entidad es de unos 30 metros.

Edad. Groeber (1946, pág. 179) considera a esta entidad como del Cuartario posglacial. En una publicación posterior (Groeber, 1956, pág. 260) manifiesta que es muy reciente.

v) *Derrumbes y Deslizamientos*

En las pendientes de casi todos los afloramientos de rocas basálticas, sobre todo cuando éstas constituyen mesetas y bardas, se han producido derrumbes y deslizamientos, que pueden tener amplitud en sentido horizontal, pero pocas alcanzan espesor importante. Son consecuencia de los desniveles del relieve. Tal vez hubiera sido más acertado incluirlos en la entidad de Acarreo reciente y actual; pero teniendo en cuenta que constituyen afloramientos de extensión apreciable y que es posible

considerarlos como una unidad independiente, se ha preferido tratarlos aparte.

Los afloramientos son numerosos en los dos tercios orientales, aunque en el mapa geológico adjunto con el presente trabajo no se han marcado todos, sino únicamente los más importantes. Donde adquieren mayor importancia es a lo largo del río Aluminé entre los ríos Ruca Choroy y Quillén. Más al oeste, aunque están presentes no han sido marcados, por carecer de importancia. El pueblo de Aluminé está asentado sobre elementos de esta entidad.

Los depósitos están constituidos en todos los casos por bloques irregulares y angulosos de basalto, producto de la destrucción mecánica (derrumbe) de las bardas donde se originan. Dan lugar a acumulaciones irregulares, que a modo de barreras, obstaculizan bastante seriamente el tránsito (caso del camino entre Aluminé y Ruca Choroy y el que une Aluminé con Rahué). Por lo común se trata de bloques cuyas dimensiones oscilan entre 0,50 y 0,70 m de lado, pero en ocasiones llegan a desarrollar volúmenes de varios metros cúbicos.

En otros casos, han caído grandes masas como un todo (deslizamiento) que se ha desplazado sobre la ladera del cerro y cuya superficie ha quedado inclinada hacia ésta. Estas masas de deslizamiento tienen forma de media luna, y comúnmente se hallan escalonadas.

El espesor de este complejo es inferior a los 20 metros.

Se tenía dudas acerca de si este complejo y algunos de los afloramientos de la margen izquierda del río Aluminé, desde la latitud de la población de este nombre hacia el sur hasta el arroyo Rahué, son en realidad derrumbes o roca *in situ*, correspondiente a afloramientos de la Formación Rancahué. Esta duda surgía de la presencia de intercalaciones de coladas dentro de los

elementos de la Formación Chimehuín en la margen septentrional del arroyo Rahué. Al norte de la estancia "Santa Magdalena", los derrumbes se han desplomado a lo largo de las entradas o incisiones debidas a los valles de los ríos afluentes, pero conservando su continuidad, aparentando ser una colada. Un estudio más detenido demuestra que estas coladas acusan ligera inclinación hacia la ladera y que esporádicamente aparece una desigualdad en su presentación; se halla fracturada (muy poco, por supuesto). En otras partes no es continuo, caso de los afloramientos a lo largo de los arroyos Huirí Huirí y Llamu Co, cuya superficie es muy irregular, con inclinación hacia el cerro, mientras que la cara vertical se levanta ligeramente. Por lo visto el derrumbe se ha producido en conjunto, a lo largo de los valles laterales pero no ha ocurrido bruscamente, ya que la continuidad no se ha perdido, por lo cual parece más bien deslizamiento. Pero la inclinación, agua arriba, es superior a la pendiente del afloramiento del cual se han desprendido. En otras ocasiones se presentan varias "pestañas" o "cejas" escalonadas en la pendiente, unas de considerable longitud, otras menores. Si fueran coladas, significaría que algunas, las de amplitud reducida, corresponderían a lentes. Además, donde el río se ha abierto camino en estos "niveles", se observa que las coladas de basalto han sido perturbadas, sin llegar a la fracturación, aunque presentan un principio de "fragmentación" o despedazamiento, debido indudablemente al arrastre sufrido al derrumbarse o deslizarse por las laderas.

Edad. Son acumulaciones recientes y actuales, todavía en formación.

üi) *Acarreos*

Corresponden a las acumulaciones superficiales, aluviales en su gran mayoría, asentadas por lo general en los valles y márgenes de los ríos y de los lagos. En ocasiones, sobre todo en los

casos de las márgenes de los lagos, se ha preferido considerar los depósitos superficiales como del complejo del epígrafe y no como glacifluviales, por predominar los primeros, sin que esto signifique la ausencia de los últimos. Asimismo, sobre las pampas o mesetas basálticas, siempre se observa una cubierta aluvial, pero no ha sido representada en el mapa. Depósitos de origen eólico prácticamente no existen.

Con esta denominación se engloba un conjunto de materiales de granulometría y naturaleza petrográfica sumamente variada, integrado por bloques, rodados, gravas y arenas sueltos, productos del arrastre de las corrientes de agua y, en consecuencia, están limitados estrictamente al recorrido que han tenido y tienen las aguas que los han acarreado hasta depositarlos. Por lo general su desarrollo horizontal no va más allá de algunas decenas de metros en ambas márgenes del actual curso de agua, aunque en casos especiales, como ocurre en algunos sectores de los ríos Aluminé, Quillén, etc., dicha cifra puede elevarse a 200 m o más. En algunos lugares donde la corriente de agua ha sido menos activa, se han depositado materiales más finos, y así es dable observar arenas finas y limos y, excepcionalmente, algunos materiales arcillosos. Por lo común, estos depósitos aparecen en los arroyos más pequeños y su desarrollo horizontal y vertical es reducido.

Se considera que el espesor de esta cubierta superficial supera los 15 metros.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Burckhardt, C., 1899. *Rapport préliminaire sur une expedition géologique dans la region Andine, située entre Las Lajas et Caracautin*. Rev. Mus. La Plata, IX (La Plata), págs. 199-219.
- 1900. *Profils géologiques transversaux de la Cordillère Argentino-Chilienne*. An. Mus.

- La Plata, Secc. Geol. y Mineral., II (La Plata), págs. 1-136.
- Coco, A. L., 1957. *Descripción geológica de las Hojas Quillén, Fortín 1° de Mayo, Aluminé y Lago Norquén Co.* Secret. Ejército, Dir. Gral. Ing. Ejército. Buenos Aires. Inédito.
- Feruglio, E., 1949-50. *Descripción geológica de la Patagonia*, t. I, II y III. Min. Ind. y Com., YPF, Buenos Aires.
- Flint, R. F. y F. Fidalgo. 1963. *Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39°10' y 41°20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. República Argentina.* Dir. Nac. Geol. y Minería, Bol. 93, Buenos Aires
- Frenguelli, J., 1939. *Nidos fósiles de insectos en el Terciario del Neuquén y Río Negro.* Notas Mus. La Plata, IV, Pal. 18 (La Plata), págs. 379-402.
- Galli, C. A., 1952. *Descripción geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé (Territorio Nacional del Neuquén).* Inst. Nac. Geol. y Minería, Buenos Aires. Inédito.
- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes.* Min. Agric., Direc. Gral. Minas, Geol. e Hidrol., Publ. 58, Buenos Aires.
- 1938. *Mapa geológico de la gobernación del Neuquén, escala 1: 1.000.000.* Min. Interior, Com. Nac. Climat. y Aguas Minerales Rep. Arg., XIII, Terr. Nac. del Neuquén (Buenos Aires), págs. 17-31.
- 1946. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal.* Rev. Soc. Geol. Arg., I, 3 (Buenos Aires), págs. 177-208.
- 1947a. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2. Hojas Sosneao y Maipo.* Rev. Soc. Geol. Arg., II, 2 (Buenos Aires), págs. 141-176.
- 1947b. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken; 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles.* Rev. Soc. Geol. Arg., II, 4 (Buenos Aires), págs. 347-433.
- 1951. *La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'.* Min. Educ., Mus. Arg. Cienc. Nat. «Bernardino Rivadavia», Rev. Inst. Nac. Inv., Cienc. Geol., I, 5 (Buenos Aires), págs. 235-352.
- 1952. *Mesozoico*, en *Geogr. Rep. Arg.*, II, 1° parte. Soc. Arg. Est. Geogr. «GAEA», Buenos Aires.
- 1954. *La Serie «andesítica» patagónica, sus relaciones, posición y edad.* Rev. Asoc. Geol. Arg., IX, 1 (Buenos Aires), págs. 39-42.
- 1956. *Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuaternario.* Rev. Asoc. Geol. Arg., X (1955), 4 (Buenos Aires), págs. 234-261.
- Kurtz, D. y G. Bodenbender. 1889. *Expedición al Neuquén.* Bol. Inst. Geogr. Arg., X, 10 (Buenos Aires), págs. 311-329.
- Lambert, L. R., 1946. *Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay Co (Neuquén).* Rev. Soc. Geol. Arg., I, 4 (Buenos Aires), págs. 231-256.
- 1948. *Geología de la zona de las cabeceras del río Catán Lil, Terr. del Neuquén.* Rev. Asoc. Geol. Arg., III, 4 (Buenos Aires), págs. 245-257.
- 1956. *Descripción geológica de la Hoja 35b, Zapala (Neuquén).* Min. Com. e Ind., Direc. Gral. Ind. Minera, Bol. 83, Buenos Aires.
- Leanza, A. F., 1949. *Descripción geológica de la Hoja 37c, Catán Lil (Neuquén).* Min. Ind. y Com., Dir. Gral. Ind. Minera, Buenos Aires. Inédito.
- Levi, B., S. Mekech y F. Munizaga. 1963. *Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos.* Inst. Inv. Geol., Bol. 12, Santiago de Chile.
- Menéndez, C. A., 1961. *Estípites petrificados de una nueva Cyatheaceae del Terciario de Neuquén.* Soc. Arg. Botánica, t. IX, julio (Buenos Aires), 331-358.
- Roth, S., 1899. *Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios del Río Negro y Neuquén.* Rev. Mus. La Plata, IX (La Plata), págs. 143-197.
- Siemiradski, J. de, 1892. *Apuntes sobre la región sub-andina del alto Limay y sus afluentes.*

Rev. Mus. La Plata, III (La Plata), págs. 305-312.

Turner, J. C. M., 1961a. *Descripción geológica de las Hojas 37a y b, Junín de los Andes (Provincia del Neuquén)*. Inst. Nac. Geol. y Minería, Buenos Aires. Inédito.

— 1961b. *Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé (Provincia del Neuquén)*. Inst. Nac. Geol. y Minería, Buenos Aires. Inédito.

— 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Neuquén)*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, Bol. XLIV (Córdoba). En prensa.

Manuscrito recibido en junio de 1965.

REFERENCIAS CORRESPONDIENTES AL MAPA GEOLOGICO

1. Acarreo.....	} Reciente y actual	} CUARTARIO	} CENOZOICO
2. Derrumbes y deslizamientos.....			
3. Formación Mallín (basalto).....			
4. Formación Quilachanquil.....			
5. Formación Malleo (basalto).....			
6. Formación Collán Co.....	} Superior		
7. Formación Los Helechos.....			
8. Formación Huechahué (basalto)...			
9. Formación Hueyeltué (basalto)...	Inferior		
10. Formación Tipilihuque (basalto) .	Plioceno	} TERCIARIO	
11. Formación Rancahué (basalto)...	} Mioceno		
12. Formación Chimehuín.....			
13. Formación Auca Pan.....	Eoceno inferior		
14. Formación Colo Co.....	Valanginiano-Berriasiano		} CRETACICO
15. Formación Jardinera.....	Lias		
16. Formación Aluminé (andesitas, etc.).....		JURASICO	} MESOZOICO
17. Formación Huechulafquén (rocas graníticas).....		TRIASICO	
18. Formación Colohuincul (ectinitas: esquistos y filitas).....			
19. Contacto.....			
20. Localidad fosilífera.....			

ESTUDIO PALEOMAGNETICO DEL BASALTO II DE EDAD SUPRAPLIOCENA, DE LA PAMPA DE ZAPALA PROVINCIA DE NEUQUEN

Por DANIEL ALBERTO VALENCIO

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

El magnetismo remanente natural del basalto de edad Suprapliocena de la Pampa de Zapala, está constituido por dos componentes de características magnéticas bien diferentes: a) una componente primaria, estable aún bajo los efectos de campos desmagnetizantes del orden de los 500 Oersted y b) una componente secundaria, inestable, que es destruida bajo la acción de campos alternos del orden de los 200-300 Oersted. La primera representa la magnetización termorremanente adquirida por este basalto al enfriarse luego de su efusión, mientras que la segunda sería una magnetización viscosa adquirida con posterioridad por la acción de un campo geomagnético similar al actual.

La magnetización termorremanente de este basalto es de polaridad reversa respecto al campo geomagnético actual en el lugar estudiado, resultado en un todo coincidente con los obtenidos para otras efusiones lávicas de la misma edad por Roche en Francia, Cox en Estados Unidos y Mc Dougall y Tarling en Hawai; este hecho se documenta por primera vez para el hemisferio Sur, y apoya la hipótesis de los cambios de polaridad del campo magnético terrestre a través del tiempo.

Para verificar si el instante de la efusión de este basalto (~ un millón de años), representa o está muy próximo en tiempo al último cambio de polaridad "reversa" a normal del campo geomagnético para el hemisferio Sur, es necesario determinar previamente la polaridad del magnetismo termorremanente de los llamados Basaltos III y IV de Groeber.

ABSTRACT

The natural remanent magnetization of the Uppermost Pliocene basalt of the Pampa de Zapala, has two magnetically different constituents: a) a primary component, stable under the action of demagnetizing fields of the order of 500 Oersted, and b) a secondary component, unstable, removable by the action of alternating demagnetizing fields of the order of 200-300 Oersted. The first one represents the thermoremanent magnetization acquired when the basalt cooled after its flow; the second one would be a viscous magnetization originated later on by the action of the actual geomagnetic field.

The polarity of the thermoremanent magnetization is reversed to the present geomagnetic field at the sampled place; this result agrees rather well with those obtained for other lava flows of the same age by Roche in France, Cox in United States and, Mac Dougall and Tarling in the Hawaiian Islands. This is the first result published for the Southern Hemisphere and supports the hypothesis of polarity change of the geomagnetic field through geological times.

To check if the age of this basalt flow, (~ 1 m.y.), represents or is very close in time to the latest change from "reversed" to "normal" polarity of the geomagnetic field for the South Hemisphere, it will be necessary to specify previously the polarity of the thermoremanent magnetization of Basalts III y IV of Groeber.

1-1. INTRODUCCION

En el año 1906, Brunhes observó que ciertas rocas tienen un magnetismo remanente natural de dirección opuesta a la del campo geomagnético actual. Pocos años más tarde Mercanton, 1910, publicó un trabajo indicando que del resultado de sus estudios surgía que rocas de diferentes edades geológicas provenientes de distintos lugares geográficos, poseen una magnetización de polaridad inversa respecto a la del campo geomagnético actual. Algunos investigadores interpretaron estos resultados como indicios evidentes que a lo largo del tiempo geológico se habían producido frecuentes reversiones del campo magnético terrestre. Esta interpretación se vio reforzada años más tarde por los resultados de los estudios realizados por Hospers, 1953 y 1954, en una secuencia de lavas de edad Cenozoica de Islandia; este autor encontró que en dicha secuencia se presentaban zonas de igual polaridad magnética, y que en ciertos lugares las rocas intercaladas entre dos zonas de polaridad opuesta, tenían direcciones de magnetización intermedias a aquéllas. Desde ese entonces se han publicado numerosos estudios paleomagnéticos realizados en rocas de diversas composiciones, de diferentes edades geológicas, provenientes de distintos lugares geográficos, en los que se han reportado direcciones de magnetización reversas; esto ha permitido datar en la escala del tiempo niveles de inversión de polaridad de alcance mundial.

Los trabajos realizados por Nagata 1953, y Uyeda, 1958, demostraron que la dacita del Monte Haruma adquiriría en ensayos de laboratorio una dirección de magnetización de polaridad opuesta a la del campo geomagnético actual. Estos resultados hicieron sospechar si en realidad este mecanismo de autoreversión de polaridad podría cumplirse en escala mundial; los resultados de las numerosas investigaciones realizadas con posterioridad in-

dicaron que este fenómeno no se cumplía en lavas de otras composiciones mineralógicas. La circunstancia que se haya encontrado magnetización de polaridad reversa en rocas de la misma edad geológica, independientemente de las composiciones mineralógicas y de las ubicaciones geográficas de las mismas, ha apoyado la hipótesis de la inversión de la polaridad del campo geomagnético, quedando la hipótesis de la autorreversión para explicar ciertos y particulares casos.

Aceptada la hipótesis de la reversión frecuente de la polaridad del campo geomagnético, surge que es de gran interés datar los períodos de secuencia reversa del mismo para correlacionar, por ejemplo, efusiones lávicas de distintos lugares geográficos. Asimismo las investigaciones paleomagnéticas pueden ofrecer otro dato que es de gran valor para el estudio del origen del campo magnético terrestre, como lo es la determinación en la escala del tiempo del instante en que este campo tuvo su último cambio de polaridad, es decir, el instante en que pasó de un estado de polaridad "reversa" a su condición actual de polaridad "normal". Al respecto, en Francia, Roche, 1951 y 1956, mostró que lavas de edad Pleistocena Superior poseen una polaridad magnética normal, mientras que las denominadas lavas de Villafranchian de edad Pleistocena Inferior poseen polaridad reversa. Los estudios paleomagnéticos no han reportado la existencia de rocas más jóvenes que el Pleistoceno Inferior con polaridad magnética reversa, circunstancia que dataría la última reversión del campo geomagnético a este período geológico o sea aproximadamente un millón de años atrás. Resultados en un todo coincidentes con esta hipótesis fueron obtenidos por Cox, 1963, en California, Estados Unidos, los que indicaron un cambio de polaridad reversa a normal aproximadamente un millón de años atrás; este mismo autor sugiere que el anterior cambio de polaridad de normal a reversa ocu-

rrió hace unos 2 millones de años. Un poco más tarde Mc Dougall y Turling, 1963, publicaron resultados de estudios de zonación de polaridades en las islas de Hawai, los que estuvieron complementados por determinaciones de la edad de las rocas efectuadas por medio de la técnica del Potasio-argón. Estos autores establecieron para la iniciación de la erupción de la serie volcánica de Kula una edad de 0.84 ± 0.04 millones de años y una polaridad magnética normal, mientras que muestras de la serie Honolua de West Mani tienen una edad de 1.16 ± 0.02 millones de años y una polaridad reversa; en base a estos resultados los autores sugieren un cambio en la polaridad del campo geomagnético entre estas edades, sosteniendo además que el anterior paso de campo normal a reverso se produjo entre los 2.5 y 2.75 millones de años.

Como se desprende de lo expresado en los párrafos anteriores, diversos estudios paleomagnéticos coinciden en indicar que para el Pleistoceno Inferior la polaridad del campo geomagnético era reversa y que corresponde a este período el último cambio de polaridad registrado en el campo magnético terrestre. Sin embargo todos estos estudios se han realizado en lugares geográficos situados en el hemisferio norte; ningún resultado se tiene del hemisferio sur. Esta circunstancia hizo decidir al autor a realizar estudios paleomagnéticos en los llamados Basaltos II de Groeber, de edad Suprapliocena, para verificar si tales condiciones magnéticas también se cumplían para nuestro hemisferio Sur.

El presente trabajo tiene, pues, por objeto detallar los estudios paleomagnéticos realizados en el Basalto II de la Pampa de Zapala, Pcia. de Neuquén, y publicar los resultados y conclusiones obtenidos.

Las muestras de basalto fueron recogidas por el autor en la campaña de comienzos del año 1964. Las mediciones e investigaciones posteriores fueron

realizadas también por el autor, en los laboratorios del Departamento de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne, en Inglaterra, durante los meses de abril a noviembre del mismo año.

El lector de habla castellana que desee interiorizarse en la teoría del magnetismo de las rocas puede referirse a una publicación previa a la presente, Valencio, 1965; en este trabajo se entra de lleno en materia para así evitar repeticiones tediosas.

2-1. LA PAMPA DE ZAPALA: UBICACION Y DESCRIPCION GEOLOGICA

La Pampa de Zapala es una extensa meseta basáltica situada en el Oeste de la provincia de Neuquén en las inmediaciones de la ciudad homónima, a la que circunda prácticamente por los cuatro puntos cardinales, ver hoja 35b Zapala, Lambert, 1956. Según Suero, 1951, el basalto que cubre esta meseta corresponde a un basalto II de Groeber; Lambert, por su parte sostiene que este basalto se extendió como un vasto y delgado escorial, sobre la superficie previamente erosionada de sedimentos areno-tobáceos de la pellanura pliocénica. Este mismo autor observó con posterioridad a la preparación de su ya citado trabajo, que los basaltos de la Pampa de Zapala “se adosan más al Sur, a los Basaltos I del Cerro Santo Domingo en lo alto de la Bajada de los Molles”, hecho que confirma su clasificación de Basalto II.

La efusión de este Basalto II es considerada como contemporánea del período principal de la “Tercera fase andina”, de edad Suprapliocena, “cuyo efecto fue el de elevar diferencialmente los Basaltos I en cerca de 1.000 metros”, Lambert, 1956.

El basalto de la Pampa de Zapala y Bardita no sufrió ascensos diferenciales como los basaltos de la misma edad situados más hacia el Oeste de la zona estudiada (escorial del Queli Mahuida,

Hoja 35b Zapala); esto se debe a que se extiende fuera del área de Cordillera, sobre el antepaís, donde los movimientos originados por las "fases tectónicas" fueron muy atenuados, permaneciendo pues en una posición tectónica subhorizontal, Lambert, 1956. El escorial está constituido por una roca de color gris oscuro, "notablemente homogénea y finamente granular"; es un basalto olivínico de estructura intergranular, en parte subofítica, según descripción dada por Lambert, quien, además agrega que "las listas de plagioclasa tienen una disposición radiada divergente, llegando las de mayor largo hasta 1 mm y medio; el piroxeno ha sido cristalizado en los intersticios, presentando secciones anhedrales; la olivina, en cristales bastante anhedrales de hasta 1 mm, está alterada en serpentina, sobre todo en parte nuclear".

3-1. MUESTREO Y MEDICIONES

Las muestras orientadas de basalto que se utilizaron en el presente trabajo fueron recogidas durante la misma campaña de principios del año 1964 con que se recolectaron las muestras de Basalto I de la Barda Negra, cuyo estudio paleomagnético ya fue publicado, Valencio, 1965.

Se recogieron un total de once muestras orientadas del Basalto II, dispersas a lo largo de la Pampa de Zapala, según el siguiente detalle:

a) Al Este de la ciudad de Zapala, frente al cerro Michacheo, al Norte de las vías del ferrocarril, y al Este de la curva que forman las mismas en ese lugar: muestras números 32, 33 y 34.

b) Al Este de la ciudad de Zapala, en el faldeo Norte de la meseta basáltica situada al Sur de las vías del ferrocarril, frente al cerro Michacheo y a unos 2,5 kilómetros al Sur del lugar muestreado en *a)*: muestras números 40, 41 y 42.

Estas muestras se recogieron hacia

ambos lados del alambrado divisorio de estancias situadas en ese lugar.

c) Al Norte de Zapala, sobre el camino que une esta ciudad con Mollín del Muerto, sobre el faldeo sur-oriental de la Pampa de Zapala, a unos 6 km al Noroeste del lugar muestreado en *a)*. En este lugar el afloramiento es de tal naturaleza que es bastante difícil determinar si el basalto está en situ, por lo que sólo se recogieron dos muestras, 35 y 35b, distanciados unos 3 ó 4 metros entre sí; y

d) Al Noroeste de la ciudad de Zapala sobre la ruta que une esta localidad con la de Las Lajas, a unos 10 kilómetros al Oeste del lugar muestreado en *a)*: muestras números 43, 44 y 45.

Para un mismo lugar las muestras fueron recogidas en puntos situados a distancias de decena de metros entre sí, excepto en *c)*, donde la separación entre muestras fue menor, lo que fue indicado oportunamente.

De estas once muestras sólo fueron estudiadas paleomagnéticamente nueve, quedando las muestras restantes (números 35b y 42), en reserva para ulteriores investigaciones si éstas fueran necesarias. Para ello se cortaron de las mismas un total de 61 discos de 2,54 cm de diámetro y 1,00 cm de altura; la dirección de la magnetización remanente natural de cada uno de estos discos fue luego medida en un magnetómetro del tipo astático, igual al descrito por Collison y asociados, 1957. Luego utilizando una computadora electrónica o una red estereográfica de Wulff, estas direcciones de magnetización fueron corregidas al plano horizontal teniendo en cuenta la verdadera posición en el campo de las muestras respectivas. Las direcciones así corregidas, correspondientes a discos de una misma muestra, fueron luego analizados en base al método estadístico desarrollado por Fisher, 1953, obteniéndose así para cada muestra su dirección media de magnetización utilizando cada uno de sus N discos. Los fundamentos de este método

TABLA 1

Direcciones medias de la magnetización remanente natural de muestras de basalto de edad Suprapliocena de la Pampa de Zapala, Prov. de Neuquén, según el análisis estadístico de Fisher

Muestra	Declinación	Inclinación	N	R	k	α_{95}
32	+ 167 °	+ 56 °	8	7,99	896	2 °
33	+ 209 °	+ 69 °	3	2,98	132	10 °
34	+ 177 °	+ 60 °	3	2,92	26	11 °
35	+ 31 °	- 28 °	14	13,96	325	2 °
40	+ 20 °	+ 52 °	3	2,97	81	11 °
41	+ 28 °	+ 29 °	9	8,96	193	4 °
43	+ 35 °	+ 5 °	8	7,79	33	9 °
44	+ 110 °	+ 75 °	8	7,91	79	6 °
45	+ 144 °	+ 68 °	5	4,95	87	8 °

ya fueron explicados en una publicación anterior, Valencio, 1965, por lo que no se entrará aquí en detalles.

En la Tabla 1, están resumidos los resultados obtenidos de la aplicación de este método estadístico a las muestras de Basalto II aquí estudiadas.

En esta tabla, en la primera columna está indicado el número correspondiente de la muestra analizada, mien-

tras que en las columnas segunda y tercera se representan los valores representativos de la dirección de magnetización remanente natural de la muestra, indicados respectivamente por su declinación (medida en el sentido de rotación de las agujas del reloj a partir del Norte verdadero), y por su inclinación (indicada con signo más cuando está encima del plano horizontal del lugar y con signo menos en caso contrario). En la columna encabezada por la letra N está indicado el número de discos utilizados en el análisis de la muestra considerada, mientras que R es el vector resultante de la suma de las N direcciones individuales consideradas como vectores unitarios; k es el parámetro de precisión; y α_{95} es el semiángulo vertical del cono circular alrededor de R dentro del cual se encuentra la verdadera dirección de magnetización con un nivel de probabilidad (1-P).

Las direcciones de la magnetización remanente natural de las muestras analizadas, resumidas en la Tabla 1, han sido representadas en la figura 1 por medio de una red estereográfica de Wulff; el plano de proyección de esta figura es el plano horizontal del área estudiada, que en este caso es coincidente con el manto de basalto. En esta

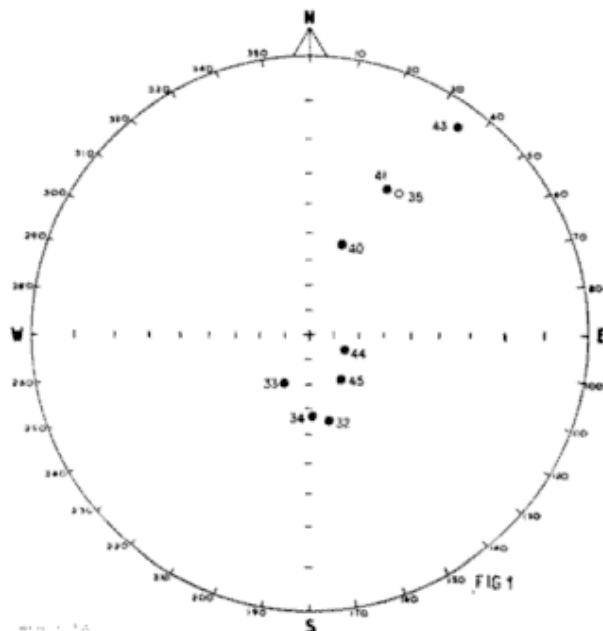


Fig. 1. — Direcciones de la magnetización remanente natural de las 9 muestras del basalto de la Pampa de Zapala, Prov. de Neuquén, previo al lavado magnético.

proyección, así también como en el resto de las proyecciones que acompañan al presente trabajo, se ha seguido la convención universal usada en los estudios paleomagnéticos de representar a aquellos puntos situados en el hemisferio superior, (inclinación magnética negativa), como circuitos abiertos y a los situados en el hemisferio inferior, (inclinación magnética positiva), como circuitos negros.

4-1. LAVADO MAGNETICO

La observación de la figura 1 permite determinar dos características notables en el comportamiento magnético de las muestras de basalto aquí analizadas: 1º) que de las nueve muestras medidas, ocho tienen una magnetización remanente natural con inclinación positiva, es decir con una inclinación de signo opuesto al que corresponde normalmente al hemisferio Sur; 2º) que las direcciones de dicha magnetización remanente están dispersas a lo largo del plano de proyección indicando que, de no haberse cometido errores en la medición previa, las mismas son las resultantes de dos o más procesos de magnetización independientes entre sí. Siguiendo la misma convención ya adoptada, Valencio, 1965, llamaremos primaria a la componente de origen termorremanente de esta magnetización, y secundaria a la componente espuria que, sumada a la anterior, da origen a las direcciones representadas en la figura 1. La magnetización termorremanente es la adquirida por el basalto luego de su extrusión, al enfriarse por debajo de la temperatura de Curie de sus minerales magnéticos componentes en medio del campo geomagnético presente en ese lugar. En cuanto a la magnetización secundaria con los datos hasta ahora obtenidos no es posible determinar su naturaleza y origen. Para separar estas componentes de magnetización se sometió a por lo menos un par de discos de cada

muestra, a sendos procesos de desmagnetización parcial por campo alterno y calor; para ello se utilizaron las mismas técnicas de operación y los mismos aparatos descritos por Valencio, 1965. El análisis de los resultados de esta desmagnetización permitió determinar que aquellas muestras recolectadas en los lugares de muestreo individualizados por las letras *a*), *b*) y *d*), acusaron un comportamiento similar al ser sometidas separadamente a lavado por medio de campo magnético y calor, mientras que discos de la muestra recogida en el lugar denominado *c*), al ser sometidos a lavado por medio de campos magnéticos acusaron un comportamiento diferente a discos de la misma muestra tratados por medio de calor.

A continuación se describirá sucintamente el comportamiento magnético de las muestras provenientes de las diferentes áreas de muestreo, comenzando por aquellas áreas que acusaron igual comportamiento frente a los diferentes procesos de desmagnetización.

Muestras del área a): Las muestras de basalto recogidas en esta área tienen una dirección de magnetización remanente natural bastante próxima a la correspondiente a su magnetización termorremanente (+P), ver figura 11. La más alejada de esta posición es la muestra número 33, la que al ser desmagnetizada por medio de calor, luego de ser sometida a una temperatura de 550°C se tornó magnéticamente inestable. La magnetización secundaria de las muestras 32 y 34 es muy débil y fue fácilmente destruida por la acción de campos del orden de los 50 Oersteds y temperaturas de 50°C, mientras que su magnetización remanente residual fue muy estable aun bajo la acción de campos alternos del orden de los 500 Oersted y temperaturas de 550°C, lo que indica su origen termorremanente. Este comportamiento puede objetivarse en las figuras 2 y 3 donde están representados los resultados obtenidos en la muestra 34 luego del lavado mag-

nético por medio de campo alterno y calor, respectivamente. El plano de proyección es el plano horizontal que en este caso representa el plano del manto basáltico. Los estereogramas correspondientes a la muestra 32 han sido omitidos para evitar repeticiones. En cuanto a la muestra 33 alcanzó su posición más próxima a $+P$ luego de ser sometida a campos alternos del orden de los 400 Oersted y a temperaturas comprendidas entre los 200° y $400^{\circ}C$. En las figuras 8 y 9 se han dibujado las curvas representativas de la desmagnetización de la muestra 34 al ser sometida a campos magnéticos alternos y calor, respectivamente. En el eje de ordenadas, está representada la relación entre la intensidad de la magnetización remanente residual de la muestra después de cada etapa de desmagnetización individual (J_r), y la intensidad de la magnetización remanente natural inicial, (J_0); en abscisas están repre-

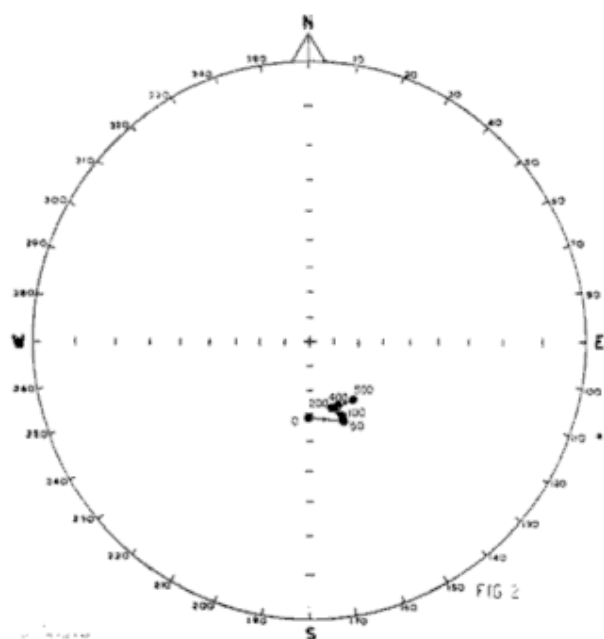


Fig. 2. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra n.º 34 de basalto de edad Suprapliocena de la Pampa de Zapala, Prov. de Neuquén, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas progresivas por medio de campos magnéticos alternos. El número indicado al lado de cada punto-dirección representa el valor máximo en Oersted del campo magnético alterno aplicado en cada etapa.

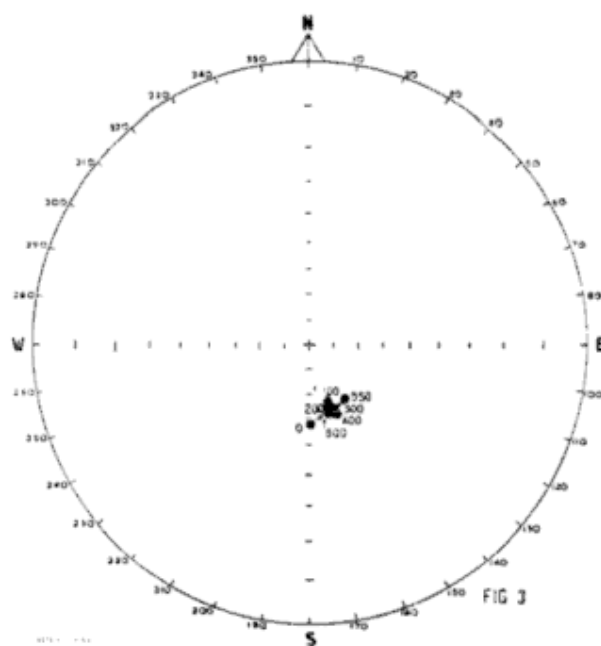


Fig. 3. — Direcciones de la magnetización remanente natural de la muestra n.º 34 de basalto de edad Suprapliocena de la Pampa de Zapala, Prov. de Neuquén, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas sucesivas por medio de calor. El número indicado al lado de cada punto-dirección representa la temperatura máxima en grados centígrados a que ha sido sometida la muestra en cada etapa.

sentados el valor pico del campo desmagnetizante y el valor de la temperatura aplicados en cada etapa individual, respectivamente. Las curvas correspondientes a las muestras 32 y 33 son en todo similares a las de la muestra 34, aunque las representativas de la última son algo inferior a las restantes.

Muestras del área b): De esta área de muestreo, tal como ya se expresó anteriormente sólo fueron estudiadas las muestras números 40 y 41. Ambas presentan direcciones de magnetización remanente natural bastante alejadas de la dirección correspondiente a la magnetización termorremanente o primaria ($+P$) del basalto estudiado, figura 11. Sin embargo, luego de ser desmagnetizadas parcialmente por medio de campos alternos del orden de los 100-200 Oersted, la dirección de la magnetización remanente residual es muy próxi-

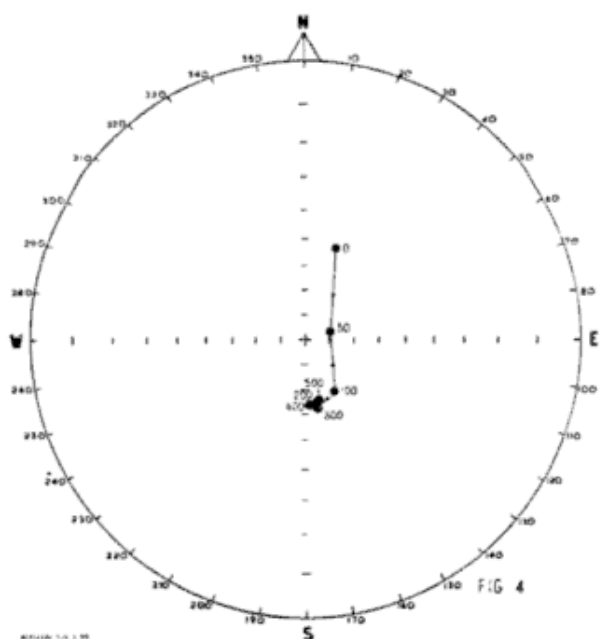


Fig. 4. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra de basalto de edad Suprapliocena n° 40, proveniente de la Pampa de Zapala, Prov. de Neuquén, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas sucesivas por medio de campos magnéticos alternos.

ma a $+P$, y es además muy estable aun bajo los efectos de campos magnéticos del orden de los 500 Oersted, ver figura 4. Un cambio similar en la dirección de la magnetización es acusado cuando especímenes de esta muestra son sometidos a desmagnetización térmica; la posición más próxima a $+P$ se alcanza cuando los mismos son calentados a una temperatura del orden de los $600^{\circ}C$, figura 5. Tanto en esta figura como en la anterior se han representado los resultados obtenidos con discos de la muestra número 40; los correspondientes a la muestra 41 fueron omitidos para evitar repeticiones. Las curvas de desmagnetización correspondientes están representadas en las figuras 8 y 9 respectivamente; obsérvese que aún presentando una forma similar a la de las muestras del área a), sus posiciones en los diagramas son bastante más bajas, indicando que la magnetización secundaria en esta área fue de mucho mayor intensidad.

Muestras del área d): Dos de las muestras de este grupo, las individualizadas por los números 44 y 45, tienen un comportamiento magnético similar al de las muestras 32 y 34 del área a), figuras 2 y 3, por lo que los estereogramas respectivos han sido omitidos para evitar repetición; en cambio en las figuras 8 y 9 se han dibujado las curvas representativas de la desmagnetización de la muestra número 44 para que pueda objetivarse sus características en un todo similares a la de la muestra número 34. En cuanto a la tercer muestra del grupo, la número 43, es la más alejada respecto a $+P$ en el área, ver figura 11, y sus características magnéticas son en un todo similar a las de la muestra 40 del área b), por lo que se ha omitido la representación tanto de los estereogramas como las de las curvas de desmagnetización correspondientes.

Muestras del área c): La dirección de la magnetización remanente natural de la muestra obtenida en esta área está bastante alejada de $+P$ siendo además la única que acusó inclinación

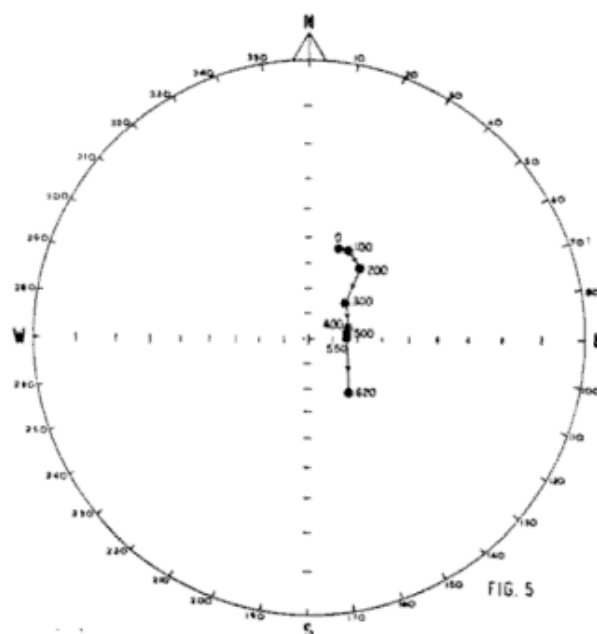


Fig. 5. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra de basalto n° 40, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas sucesivas por medio de calor.

negativa de todas las muestras aquí estudiadas; la magnetización secundaria de esta muestra quedó destruida cuando se la sometió a un lavado por medio de un campo alterno del orden de los 400-500 Oersted, ver figura 6; sin embargo cuando discos de la misma muestra fueron desmagnetizados por medio de calor sus direcciones de magnetización remanente natural quedaron inalteradas, aún cuando fueron sometidos en sucesivas etapas hasta temperaturas de 500°C, ver figura 7. Este comportamiento magnético es en un todo similar al obtenido para muestras correspondientes al grupo b) del basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Valencio, 1965. En las figuras 8 y 9 se han representado las curvas de desmagnetización correspondientes.

Por último, en la figura 10 se han dibujado las direcciones medias de la magnetización termorremanente de cada una de las muestras estudiadas; para ello se procedió a promediar para cada una de las muestras en cuestión, las direcciones de magnetización óptimas obtenidas independientemente en los procesos de desmagnetización por

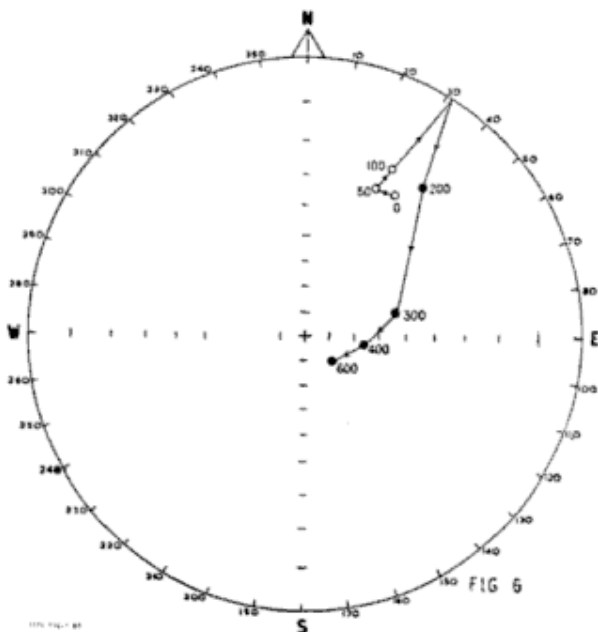


Fig. 6. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra de basalto nº 35, luego de ser sometida a desmagnetización en etapas progresivas por medio de campos magnéticos alternos.

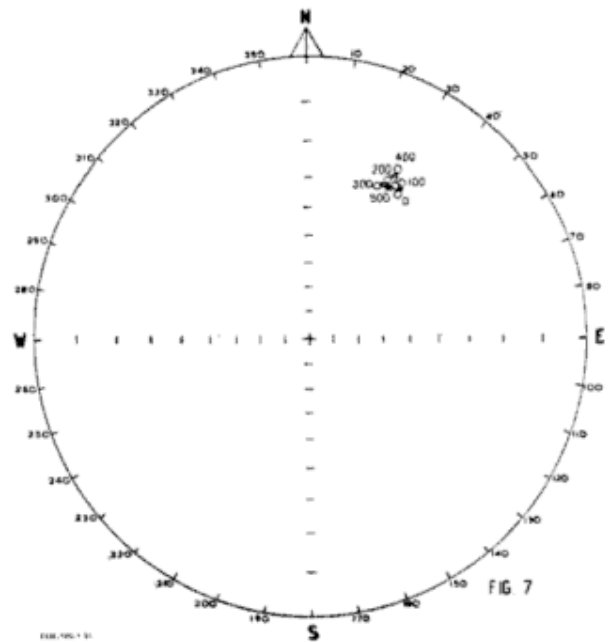


Fig. 7. — Direcciones de la magnetización remanente residual de la muestra nº 35, luego de ser sometida a desmagnetización por medio de calor en etapas progresivas.

medio de campos alternos y de calor. Para la muestra número 35 solamente se consideró la dirección de la magnetización óptima lograda mediante el lavado con campo alterno. Como puede observarse en esta figura las direcciones de magnetización termorremanente están ahora estrechamente agrupadas entre sí, hecho que contrasta con la distribución que tenían estas mismas muestras previo al proceso de desmagnetización, ver figura 1.

La dirección media de la magnetización termorremanente del basalto suprapliocénico de la Pampa de Zapala, se puede ahora calcular aplicando a estas direcciones el método de análisis

TABLA 2

Dirección media de la magnetización termorremanente del basalto Supraplioceno de la Pampa de Zapala.

Declinac.	Inclinac.	N	R	k	α 95
+ 150 °	+ 60 °	9	8,92	98	5 °

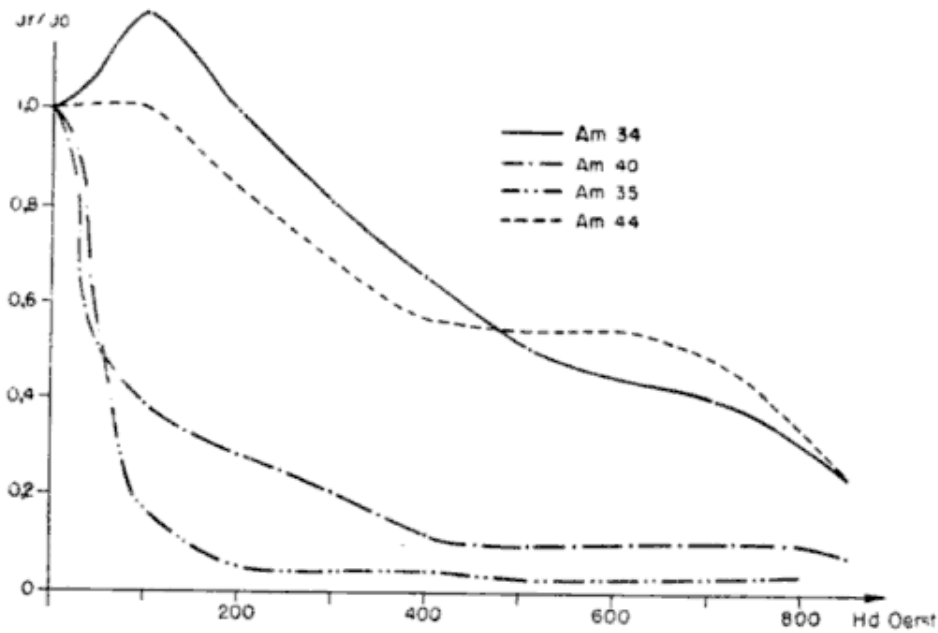


Fig. 8. --- Curvas de la variación de la intensidad de la magnetización remanente residual en función de la intensidad del campo alterno desmagnetizante ; J_r es la intensidad de la magnetización residual correspondiente a una etapa dada de desmagnetización ; J_0 es la intensidad de la magnetización remanente natural antes de iniciarse el proceso de lavado magnético de la muestra.

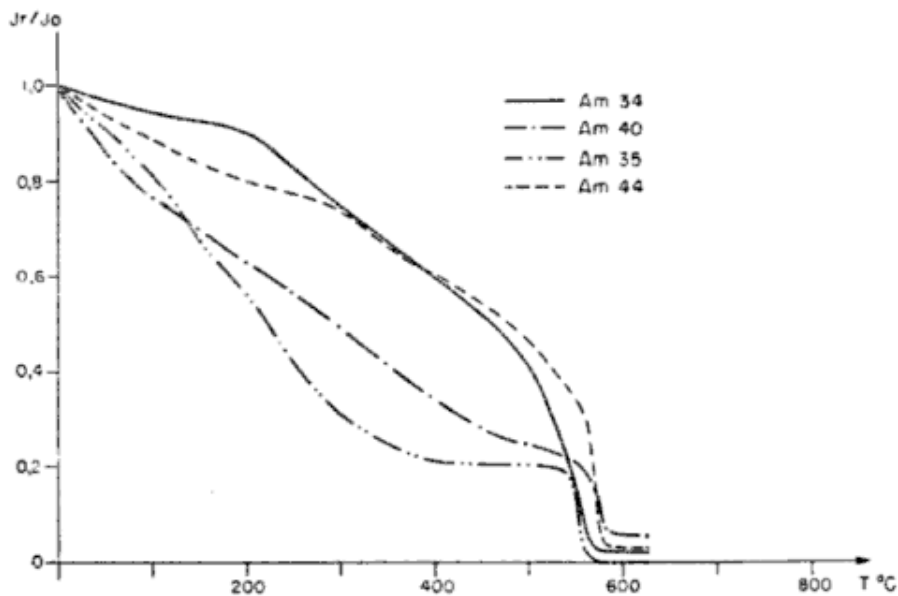


Fig. 9. --- Curvas de la variación de la intensidad de la magnetización remanente residual en función de la temperatura máxima alcanzada en cada etapa de la desmagnetización térmica

estadístico de Fisher, 1953, Los resultados de esta operación están resumidos en la Tabla 2, donde cada uno de los símbolos tiene el mismo significado ya descrito para la Tabla 1, siendo en este caso N el número de muestras utilizadas en el análisis.

5-1. ANALISIS DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

Del análisis de los resultados obtenidos en los procesos de desmagnetización detallados en los párrafos anteriores, surge que la totalidad de las

muestras de basalto estudiadas poseen un magnetismo remanente natural compuesto por una componente primaria de naturaleza estable (magnetismo termorremanente), y por una componente secundaria fácilmente destruible por la acción de campos alternos y, en la mayoría de las muestras, también destruible por la acción de calor. La componente termorremanente representa la magnetización adquirida por el basalto al enfriarse en medio del campo geomagnético presente en la época de su extrusión. En cuanto a la componente secundaria, para investigar acerca de si su origen se debe a la acción de un campo geomagnético similar al actual, se recurrirá al mismo razonamiento aplicado en una publicación anterior, Valencio, 1965. Así si esta componente se debe realmente a la acción de un campo geomagnético similar al actual, las direcciones de la magnetización remanente natural de las muestras debe-

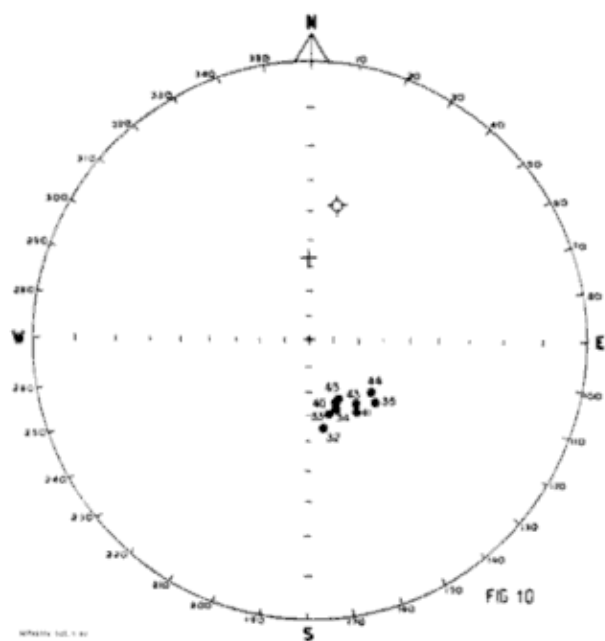


Fig. 10. — Direcciones de la magnetización termorremanente de las muestras de basalto de edad Suprapliocena de la Pampa de Zapala, Prov. de Neuquén, después de haber sido desmagnetizadas parcialmente por medio de campos alternos y calor. $-O-$ representa la dirección del campo geomagnético actual en dicho lugar; $+P$ representa la dirección del campo debido a un dipolo alineado a lo largo del presente eje de rotación terrestre.

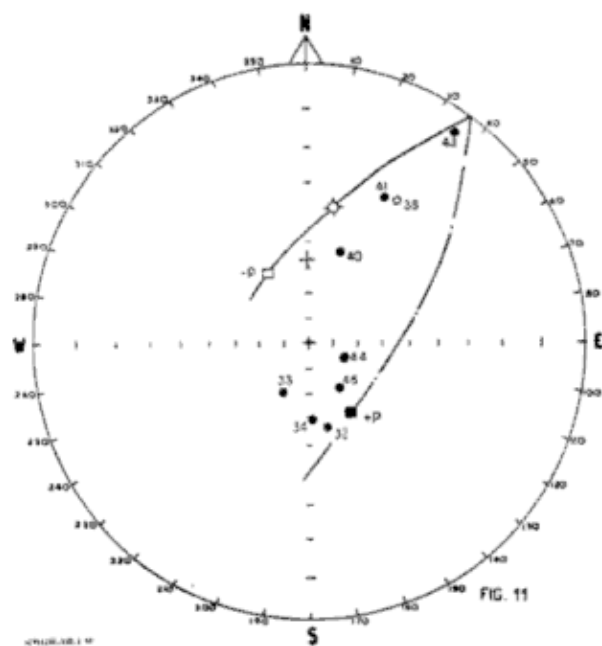


Fig. 11. — Demostración que la magnetización secundaria de las muestras números 32, 33, 34, 35, 43, 44 y 45, se debe a la acción de un campo geomagnético similar al actual. $+P$ representa la dirección correspondiente al área estudiada de un campo dipolar coaxial con el eje de rotación terrestre; $-O-$ representa la dirección del campo geomagnético actual en dicha área; \bullet representa la dirección de magnetización media de la componente termorremanente del basalto estudiado; \bullet representan las direcciones del magnetismo remanente natural de las muestras analizadas previo al lavado magnético.

rán estar alineadas en una proyección estereográfica, según el círculo máximo definido por la dirección de la magnetización termorremanente ($+P$) de las mismas, y por la dirección del campo geomagnético actual en esa zona ($-O-$), ver figura 11. Como puede observarse en esta figura, en líneas generales, la mayor parte de las muestras analizadas cumplen tal condición. Al respecto cabe destacar que la proximidad entre $-P$, (dirección reversa de $+P$), y $-O-$, hace que los errores en las determinaciones de sus direcciones de magnetización, tornen un poco crítica la ubicación del círculo máximo; sin embargo, puede observarse como, sin lugar a dudas, la mayor parte de los puntos representativos de las direcciones de la magnetización remanente natural de las

muestras analizadas se orientan según el círculo máximo y definido por $+P$ y $-O$. Luego las circunstancias de que la componente secundaria de la magnetización remanente de la mayor parte de las muestras de este basalto fuese originada por un campo geomagnético similar al actual, y de que es totalmente destruída por campos alternos de magnitud media de 300 Oersted, coinciden en indicar que su origen se debería a un proceso similar al de la magnetización viscosa, Cox, 1960. Sin embargo, al igual que lo ocurrido con varias muestras de basalto de edad Miocena de la Barda Negra, Valencio, 1965, queda aún por explicar el porqué la muestra número 35 tuvo un comportamiento magnético tan particular cuando fue sometido a un proceso de desmagnetización por medio de calor.

Otra característica del comportamiento magnético de este basalto suprapliocénico, aún mucho más importante que las hasta ahora descritas, es que la dirección de su magnetización termorremanente es de sentido opuesto (reversa), respecto a la que normalmente correspondería al hemisferio sur. Para objetivizar este fenómeno basta con observar en la figura 11 las posiciones correspondientes a $+P$, y a las direcciones de magnetización, ya sea del campo geomagnético actual o del campo dipolar axial en el área estudiada. Recordando la teoría que explica cómo las rocas adquieren su magnetismo termorremanente, estos resultados indicarían que en el tiempo en que este basalto se enfrió por debajo de la temperatura de Curie de sus minerales magnéticos, la dirección del campo geomagnético en la zona difería en 180° aproximadamente respecto al campo actual. Esto equivale a decir que, como actualmente al hemisferio Sur le corresponde un polo magnético de polaridad normal Norte, en aquel entonces le correspondió un polo magnético con polaridad reversa Sur.

La polaridad reversa obtenida para este Basalto de la Pampa de Zapala, de edad Suprapliocena (alrededor de un millón de años), es coincidente con los resultados obtenidos para otras efusiones lávicas de aproximadamente la misma edad por Roche (1951-1956), en Francia; Cox, 1963, en Estados Unidos y por McDougall y Tarling, 1963, para las islas Hawai. De esta manera estos resultados permiten extender la regionalidad de este período de reversión del campo geomagnético al hemisferio Sur, siendo éstos, de acuerdo a los conocimientos del autor, los primeros datos publicados que permiten arribar a esta conclusión.

Sin embargo, en base a estos únicos resultados no es posible afirmar que en este período se haya producido el último cambio de polaridad reversa a normal para el hemisferio Sur. En efecto, para ello sería necesario conocer previamente la polaridad correspondiente a los Basaltos Pleistocenos III y IV, posteriores al II. Al presente el autor ha hecho estudios parciales de los basaltos posteriores al II, los que serán complementados y completados para su publicación en campañas futuras. Simultáneamente se está procediendo a analizar a qué tipo de basalto de la clasificación dada por Groeber, 1929, pertenecen los basaltos cuaternarios estudiados en la provincia de Neuquén por Creer, 1958 y 1964. En el estado actual de estos trabajos y en base a los resultados obtenidos sólo es posible afirmar que ya el Basalto V, Pleistoceno superior y el Basalto VI. Reciente, tienen polaridad normal.

Por último cabe agregar que la polaridad reversa de este Basalto II comparada con la polaridad normal del Basalto I de edad Miocena, Valencio, 1965, ofrece un arma de indudable valor para diferenciar ambos tipos de basalto y podría ser de gran utilidad para dilucidar localmente posibles dudas al respecto.

6-1. CONCLUSIONES

En base a los resultados obtenidos de los estudios detallados en los ítems anteriores, se pueden deducir las siguientes conclusiones:

1. Que el Basalto II, de edad Supra-pliocena, de la Pampa de Zapala, posee una magnetización remanente natural constituida por dos componentes independientes: *a)* una componente primaria que posee las características propias de una magnetización termorremanente, y *b)* una componente secundaria que tiene las características de una magnetización viscosa originada por un campo geomagnético similar al actual.
2. Que la dirección media de la magnetización termorremanente de dicho basalto es:

Declinación: $+ 150^\circ$

Inclinación: $+ 60^\circ$

3. Que la mayor parte del magnetismo termorremanente de este basalto se debe a su contenido de magnetita (temperatura de Curie = 570°C), aunque algunas de las muestras conservan del 3 al 5 % de la intensidad de su magnetización remanente original a temperaturas próximas a la de Curie de la hematita.
4. Que la condición de polaridad reversa de su magnetismo termorremanente, coincidente con las obtenidas en rocas de igual edad en otros lugares geográficos (Roche en Francia; Cox en Estados, y Mc Dougall y Tarling en Hawaii), por primera vez extiende al hemisferio Sur el carácter de estos resultados, apoyando así la hipótesis de cambios en la polaridad del campo magnético terrestre a través del tiempo.
5. Que si bien los resultados presentados conducirían a la interpretación de que la efusión de este

Basalto II representaría o estaría muy próximo en tiempo al último cambio de polaridad "reversa" a "normal" del campo geomagnético para el hemisferio Sur (esta interpretación está reforzada por otras mediciones realizadas por el autor en basaltos posteriores a éste aún no publicadas), sería de mucho interés determinar la polaridad correspondiente a los llamados Basaltos III y IV.

Estos estudios permitirán: *a)* definir con mayor exactitud el nivel de reversión para nuestro hemisferio austral, y *b)* realizar una correlación más precisa de los resultados más arriba detallados con los obtenidos en otras partes del globo terrestre. Lógicamente que resultados aún más satisfactorios se obtendrían si se determinase la edad de estos basaltos por medio de métodos radioactivos.

7-1. AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer sinceramente al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, al Department of Scientific and Industrial Research del Reino Unido, al Departamento de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne, y a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, por haber hecho posible, dentro de sus medios, la realización de estos estudios.

Una vez más, mi agradecimiento al Dr. K. M. Creer por sus constantes críticas y consejos, agradecimiento que hago extensivo a todos los miembros del Departamento de Física de la Universidad de Newcastle upon Tyne por su colaboración espontánea y solícita y muy particularmente al Dr. D. W. Collison, al Dr. S. Stone y al profesor S. K. Runcorn.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Brunhes, B. 1906. *a. Direction de l'aimantation permanente dans une argile de Pontfarcin.* — Journal Physique, pág. 296.
b. Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques. — Journal Physique, pág. 705.
- Collison, D. y asociados. 1957. *The measurement of the permanent magnetization of rocks.* — Philosophical Transactions-Royal Society, London, vol. 250.
- Cox, A. 1960. *Anomalous remanent magnetization of basalts.* — Experimental and Theoretical Geophysics.
- Cox, A., Doell, K. y Dalrymple, B. 1963. *Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene Geochronometry.* — Nature, vol. 198.
- Creer, K. 1958. *Preliminary paleomagnetic measurements from South America.* — Ann. de Geophys., vol. 14.
— 1964. *Paleomagnetism and the results of its application to South American rocks.* — Bol. Paranaense de Geografía, n^{os} 10-15.
- Fisher, R. 1953. *Dispersion on a sphere.* — Royal Soc. London, Proc., ser. A, vol. 217.
- Groeber, P. 1929. *Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, Sud de Mendoza y regiones adyacentes.* — Dirección General de Minas, Public. 58.
- Hospers, J. 1953. *Reversals of the main geomagnetic field.* — Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B 56.
- Hospers, J. 1954. *Reversals of the main geomagnetic field.* — Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., B 57.
- Lambert, L. 1956. *Descripción Geológica de la Hoja 35 b, Zapala.* — Dirección Nacional de Minería, Bol. 83.
- Mc Dougall, I. y Tarling, D. 1963. *Dating of polarity zones in the Hawaiian Islands.* — Nature, vol. 200.
- Mercaton, P. 1910. *Etat magnétique des diabases de l'Isfjord au Spitzberg.* — Comptes Rendus, Acad. Sci., Paris, vol. 151.
- Nagata, T. 1953. *Self reversal of thermoremanent magnetization of igneous rocks.* — Nature, vol. 172.
- Roche, A. 1951. *Sur les inversions de l'aimantation rémanente des roches volcaniques dans les monts d'Auvergne.* — Comptes Rendus, Acad. Sci., Paris, vol. 233.
— 1956. *Sur la date de la dernière inversion du champs magnétique terrestre.* — Comptes Rendus Acad. Sci., Paris, vol. 243.
- Suero, T. 1951. *Descripción geológica de la Hoja 36 c, Cerro Lotena.* — Direcc. General de Minería, vol. 76.
- Uyeda, S. 1958. *Thermoremanent magnetism as a medium of palaeomagnetism with special reference to reverse thermoremanent magnetism.* — Japanese Jour. Geophysics, vol. 2.
- Valencio, D. 1965. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra. Provincia del Neuquén.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XX, n^o 1, p. 7-28.

Manuscrito recibido en abril de 1965.

EVOLUCION GEOQUIMICA DE LAS PEGMATITAS ZONALES DE LOS PRINCIPALES DISTRITOS ARGENTINOS

Por AMILCAR O. HERRERA

Departamento Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

Las pegmatitas de las Sierras Pampeanas pueden agruparse en cuatro tipos fundamentales diferenciados por su estructura interna, composición y asociaciones paragenéticas. El tipo 1 está constituido por pegmatitas caracterizadas por la presencia de zonas externas con oligoclasa. El tipo 2 se distingue por la aparición de zonas intermedias de cuarzo, plagioclasa y microlino y por un aumento del contenido total del feldespato potásico. El tipo 3 se caracteriza por una estructura zonal muy simple, por una mayor diversidad y abundancia de los minerales accesorios con respecto a los dos tipos anteriores, y por la aparición de una fase de reemplazo sodico-potásico. En el tipo 4 aparecen zonas con espodumeno, aumenta la proporción de plagioclasa (albita) y disminuye la de microlino.

Los cuatro tipos de pegmatitas mencionadas forman una serie esencialmente continua, cuyas características reflejan el curso del proceso genético. Se describe el proceso pegmatógeno mediante la evolución de asociaciones paragenéticas que mantendrían su identidad a través de todo o de gran parte del mismo. Dichas asociaciones son, en el orden en que se forman en los cuerpos individuales, las siguientes: 1. asociación marginal; 2. asociación de plagioclasa; 3. asociación de microlino; 4. asociación de albita; 5. asociación de espodumeno; 6. borde del núcleo; 7. reemplazos de Na, K y Li; 8. núcleo de cuarzo. Se describen las asociaciones citadas destacando las variaciones que presentan a través de la serie de tipos. Se presenta un diagrama que muestra la secuencia de asociaciones paragenéticas y la ubicación, dentro de ella, de los cuatro tipos de pegmatitas. Se señala también la ubicación genética de cada uno de los distritos pegmatíticos estudiados por el autor.

Mediante un breve análisis de algunas de las descripciones más completas publicadas en los últimos años, se muestra que el esquema genético y de clasificación presentado se puede aplicar también a otros grandes distritos pegmatíticos del mundo.

En base al esquema genético expuesto se establece la secuencia generalizada de las asociaciones mineralógicas primarias —en términos de minerales esenciales— que caracterizan la evolución de las pegmatitas de las Sierras Pampeanas. Los términos de la misma son: 1) plagioclasa-cuarzo, con o sin muscovita; 2) microlino-cuarzo-plagioclasa; 3) microlino-cuarzo; 4) albita-cuarzo; 5) albita-microlino-cuarzo; 6) microlino-albita-cuarzo-espodumeno; 7) microlino-cuarzo-espodumeno. Se compara esta secuencia con la establecida por Cameron et al. para los principales distritos pegmatíticos de EE. UU. y se concluye que el curso del proceso genético fue muy similar en ambos casos. Las secuencias muestran que la evolución del sistema pegmatógeno está caracterizado por el papel que juegan los cationes Ca, Na, K y Li en las distintas fases del proceso.

Mediante tablas y gráficos se dan los contenidos medios de CaO, Na₂O, K₂O y Li₂O de los cuatro tipos de pegmatitas establecidos. Se analizan las variaciones de la composición a lo largo de la serie genética, y se comparan los resultados con los obtenidos por otros autores en distintas partes del mundo.

Se analizan los caracteres fundamentales del mecanismo genético. Partiendo de la hipótesis de que las pegmatitas se originan por la cristalización de fluidos magmáticos residuales, la serie de tipos indica como esos fluidos van cambiando de composición en el transcurso del proceso genético. Este proceso, si bien es esencialmente continuo, no se desarrollaría de manera uniforme, sino por "saltos" sucesivos de composición. La aparición de cuerpos de composición global distinta no implica necesariamente que los magmas que los originan sean de composición diferente, porque la disposición zonal con que prácticamente siempre se presentan significa que el tipo de pegmatita aflorante dependerá, en gran medida, de la profundidad a que haya consolidado el cuerpo intrusivo y de la erosión subsecuente. Además, para que se formen todos los tipos de pegmatitas descriptos —aun partiendo de una composición adecuada del magma— deben darse otros factores concurrentes. En particular, los sucesivos cambios de composición deberán coincidir con condi-

ciones tectónicas que permitan la separación y la inyección de los fluidos pegmatógenos que se generan.

Se concluye que la génesis de las pegmatitas de las Sierras Pampeanas responde al siguiente esquema: a) los cuerpos pegmatíticos de los distintos tipos se originaron por emisiones sucesivas de líquidos residuales cuya composición cambiaba a medida que se enfriaba la cámara magmática; b) el proceso fue esencialmente similar en todos los centros de emisión; c) la distribución actual de los distintos tipos de cuerpos ha sido determinada por la profundidad original de los focos magmáticos, y por la erosión subsecuente.

ABSTRACT

The pegmatites in the Sierras Pampeanas are classified into four main types on the basis of their internal structure, composition and paragenetic associations. The first type comprises those characterized by the presence of wall zones containing oligoclase. Those of the second type are distinguished by the presence of intermediate zones of quartz, plagioclase and microcline, and by an increase in the total potassium feldspar content. The third type is characterized by a very simple zonal structure, by the great diversity and abundance of accessory minerals and by the occurrence of a sodium-potassium replacement phase. In the fourth type there are spodumene-bearing zones, the proportion of plagioclase (albite) increases and that of microcline diminishes.

The four types considered constitute an essentially continuous series, their characteristics reflecting the course of the genetic process. The pegmatogenic process is described in terms of the evolution of paragenetic associations which retain their identity throughout all or a great part of the process. These associations, in the order of formation within each pegmatite, are: 1) border association; 2) association of plagioclase; 3) association of microcline; 4) association of albite; 5) association of spodumene; 6) core margin; 7) replacement of Na, K and Li; 8) core of quartz. These associations are described and variations throughout the series are emphasized. The sequence of paragenetic associations and the position of the four pegmatite types are represented in a diagram. The pegmatite districts studied by the author are also represented according to its genetic features.

A brief analysis of some of the more complete descriptions published over recent years, shows that the adopted scheme of classification and genesis is applicable to other important pegmatite districts.

The generalized sequence of primary mineral associations—in terms of essential minerals—which characterizes the evolution of the Sierras Pampeanas pegmatites is established. This sequence is as following: 1) plagioclase-quartz; 2) microcline-quartz-plagioclase; 3) microcline-quartz; 4) albite, quartz; 5) albite-microcline-quartz; 6) microcline-albite-quartz-spodumene; 7) microcline-quartz-spodumene. The comparison of this sequence with that of Cameron et. al. for the principal pegmatite districts of U.S.A. shows that they followed very similar genetic courses. The pegmatogenic system's evolution is characterized by the role of the cations Ca, Na, K and Li in the different phases of the process.

Tables and diagrams showing the average content of CaO, Na₂O, K₂O, and Li₂O in the four types of pegmatites are presented. The variations in composition throughout the genetic series are discussed and the results are compared with those obtained by other authors, from different parts of the world.

The basic features of the genetic mechanism are discussed. Accepting the hypothesis that pegmatites result from the crystallization of residual magmatic fluids, the observed series indicates a change in the composition of these fluids throughout the genetic process. The process itself, though essentially continuous, does not develop uniformly but by a succession of "jumps" in composition.

The occurrence of bodies of different bulk composition does not necessarily imply the existence of different magma types. The zonal distribution, nearly always present, indicates that the type of pegmatite encountered reflects, to a great extent, the depth at which the intrusive body consolidated and also the degree of subsequent erosion. Furthermore, the formation of the different types of pegmatites described would require the concurrence of certain other factors, besides the presence of an initial magma of adequate composition. In particular, the successive changes in composition must coincide with adequate tectonic conditions which enable the separation and injection of the derived pegmatogenic fluids.

In conclusion, the following genetic scheme for the pegmatites of the Sierras Pampeanas is proposed: a) the different types of pegmatites originated from residual liquids of changing composition successively emitted from a cooling magma chamber; b) the process in all the emission centers was essentially similar; c) the present distribution of the various types of pegmatites was determined by the depth of the magmatic focii and subsequent erosion.

INTRODUCCION

En las últimas décadas, y sobre todo a partir de los magistrales trabajos de Fersman, las pegmatitas han sido estudiadas intensamente en todo el mundo, con el resultado de que se han realizado grandes avances en la comprensión de los procesos que las originan. Estos progresos, sin embargo, no han permitido todavía elaborar una teoría genética totalmente consistente con los hechos observados. El obstáculo más importante que se presenta en este campo es la escasez de datos experimentales aplicables a los complejos procesos físico-químicos que tienen lugar en las fracciones magmáticas residuales acuosas. A esta dificultad para construir una teoría genética aplicable universalmente se agregan las resultantes de la diversidad de criterios con que se hacen las observaciones de campo —sobre todo en lo referente a la determinación de grupos y secuencias paragenéticas— y de la escasez de datos cuantitativos publicados sobre composición de los cuerpos.

Teniendo en cuenta lo que acabamos de exponer, creemos que el avance futuro de los conocimientos en este importante campo de la geología dependerá, en gran medida, no solamente de la obtención de más datos experimentales, sino también de la disponibilidad de más estudios sobre los distritos pegmatíticos conocidos en los que se preste especial atención a los datos cuantitativos de composición, a las asociaciones y secuencias paragenéticas, y a las relaciones entre los distintos tipos de cuerpos. Estos estudios, que hasta ahora se han efectuado en forma más o menos completa en relativamente pocos distritos del mundo, permiten esbozar las líneas generales del proceso genético para grandes grupos de pegmatitas pertenecientes a distintos ambientes geológicos. La comparación de los resultados así obtenidos facilitará la elaboración de una teoría más general que

abarque todas las fases de la génesis de esos cuerpos.

El trabajo que aquí presentamos, intenta ser una contribución en ese sentido. En los últimos años el autor ha efectuado estudios en casi todos los distritos pegmatíticos de nuestro país, prestando atención especial a la estructura interna de los cuerpos, a la distribución de los minerales en relación con la misma, y a la composición e importancia relativa de las unidades de reemplazo y de relleno. La información recogida y elaborada en esos trabajos es suficiente, en nuestra opinión, para intentar una primera interpretación de la evolución genética de esos cuerpos. Es evidente, sin embargo, que este primer ensayo sólo puede tener un carácter muy general, ya que la pobreza de la información en algunos aspectos del problema —sobre todo estudios mineralógicos de detalle y distribución de oligoelementos— hacen muy difícil todavía construir una teoría genética más elaborada. Creemos, sin embargo, que pese a las deficiencias señaladas, la ordenación de los hechos conocidos en un esquema coherente será útil como hipótesis de trabajo para orientar la tarea de otros investigadores interesados en el tema.

LOS TIPOS DE PEGMATITAS

Las observaciones realizadas por el autor y las que surgen de las descripciones publicadas, indican que las pegmatitas de las Sierras Pampeanas pueden agruparse en cuatro tipos fundamentales caracterizados por su estructura interna, composición y asociaciones paragenéticas.

Esos tipos son los siguientes:

Tipo 1:

Este grupo está representado por pegmatitas de estructura interna y mineralogía muy simples. La característica fundamental es la presencia de una zona externa compuesta por plagioclasa

y cuarzo. La plagioclasa tiene una composición media que varía entre An 15% y An 25%, y constituye alrededor del 60% de de la zona. En las pegmatitas típicas del grupo sigue a la zona externa un núcleo compuesto de cuarzo y microclino, o una zona intermedia de cuarzo y microclino y un núcleo de cuarzo. En las zonas intermedias de cuarzo y microclino estos minerales aparecen en cantidades aproximadamente iguales o predomina el feldespato potásico. Cuando falta el núcleo de cuarzo, el cuarzo y el microclino se encuentran casi siempre en proporciones más o menos iguales. En muchos cuerpos de este grupo aparece, como zona intermedia relativamente poco desarrollada, la zona de microclino, cuarzo y plagioclasa que constituye la unidad más característica del tipo 2. La proporción en que estos minerales se presentan es bastante variable, pero en general predominan la plagioclasa y el cuarzo. La composición de la plagioclasa es más sódica que en la zona externa. Una característica muy marcada en este grupo de pegmatitas es que los límites interzonales son muy netos.

Estas pegmatitas, junto con las del tipo 2, constituyen la principal y casi única fuente de producción de muscovita comercial. Este mineral se encuentra en su mayor parte en la zona externa de plagioclasa y cuarzo, a veces disperso en todo su espesor o formando una faja discontinua en el borde interno, o externo de la zona. Los minerales accesorios más comunes son biotita, apatita, granate y monazita. En la zona marginal se encuentra topacio y es también frecuente la turmalina (schorlita) aunque es mucho menos abundante que en los otros tipos.

En este grupo no se encuentran unidades típicas de reemplazo, aunque en algunas unidades tabulares de relleno, compuestas por muscovita y cuarzo, se observa un reemplazo incipiente de las paredes de la fractura.

En lo que se refiere a la forma, estas pegmatitas son generalmente tabulares

o lenticulares y se caracterizan en general, por un espesor relativo pequeño. La razón entre potencia y longitud puede ser de hasta 1 : 40, como se observa en algunas pegmatitas de Alta Gracia, y se estima que sólo muy raramente es mayor que 1 : 15.

En nuestro país este grupo de pegmatitas se encuentra bien representado en Valle Fértil, Alta Gracia, y en algunos sectores del grupo occidental de pegmatitas de Catamarca.

Tipo 2:

La unidad más característica de este grupo es una zona externa compuesta por microclino, cuarzo y plagioclasa. Si bien las proporciones en que estos minerales se encuentran son bastante variables, predomina en general el feldespato potásico, que como término medio constituye alrededor del 50% de la zona. La plagioclasa, que excepcionalmente puede ser tan abundante o más que el microclino, no constituye por lo común más del 30% de la misma. Su composición media varía entre An 5% y An 20%. En casi todos los cuerpos sigue luego una zona intermedia de cuarzo y microclino —de la que este último mineral constituye entre el 60 y el 80%— y un núcleo de cuarzo. En algunos casos una de estas dos unidades puede faltar, constituyendo la otra la parte central del cuerpo. En estas pegmatitas se encuentra casi siempre granito gráfico, con diversos grados de perfección y desarrollo, en las zonas intermedias de cuarzo y microclino.

Algunas pegmatitas de este grupo no tienen zona intermedia de cuarzo y feldespato potásico y la única zona que forma los cuerpos, fuera de la marginal y el núcleo, está constituida esencialmente por feldespato potásico, con algo de cuarzo y muy poca plagioclasa. Se trata indudablemente de formas de transición al tipo 3, pero se distinguen de éste por la presencia de plagioclasa relativamente cálcica —An 5-15%—

en todo el espesor de la zona, por la relativa abundancia de muscovita, por los minerales accesorios —especialmente la presencia frecuente de biotita y la ausencia total o casi total de berilo y de fosfatos de hierro, manganeso y litio— y por la ausencia de reemplazo sódico. En el otro extremo de este grupo se encuentran pegmatitas con una zona externa de poco espesor de cuarzo y plagioclasa, del tipo de la que aparece en el grupo anterior.

El principal producto económico de estos cuerpos es la muscovita, que aparece también principalmente en la zona externa, pero que muestra menos tendencia a disponerse en fajas a lo largo de los contactos de la misma. En los otros minerales accesorios la diferencia principal es la aparición de berilo en este grupo, aunque siempre en cristales pequeños y en concentraciones sin importancia económica. Se nota también en general un aumento en la cantidad y en el tamaño de los cristales de turmalina. Como en el tipo anterior, estas pegmatitas no contienen unidades típicas de reemplazo.

Las formas ampliamente predominantes en este tipo son las tabulares o lenticulares. Si bien, como en el tipo anterior, tienen en general un espesor relativamente pequeño, la razón longitud-potencia sólo alcanza raramente los valores extremos que son frecuentes en el otro grupo, y parece variar entre 1-25 y 1-10.

A este tipo de pegmatitas pertenecen los cuerpos que se encuentran en Catamarca, al norte de la capital, especialmente en las sierras de Fariñango y Humaya, gran parte de las de Valle Fértil en San Juan y las de algunos sectores de la sierra de Comechingones.

Tipo 3:

Este grupo, que presenta una estructura zonal muy simple, se caracteriza esencialmente por el gran predominio del feldespato potásico, por una mayor diversidad y abundancia de los mine-

rales accesorios con respecto a los dos tipos anteriores y por la aparición de una fase de reemplazo sódico potásica.

Prácticamente todas estas pegmatitas presentan, fuera de la marginal y el núcleo de cuarzo, una sola zona muy potente de cuarzo y microclino que forma alrededor del 60 ó 70 % del volumen total de los cuerpos. La composición y la textura de estas zonas presentan casi siempre variaciones de la periferia al centro. En el borde externo la proporción de cuarzo es generalmente mayor y el tamaño de grano menor que en el resto de la unidad. Sigue luego una faja de granito gráfico en la que el tamaño de las inclusiones de cuarzo aumenta hacia el centro. Esta faja está siempre limitada a la periferia de la zona. Hacia el interior del cuerpo la cantidad de cuarzo disminuye rápidamente y, en las proximidades del núcleo, la unidad está compuesta casi exclusivamente por grandes masas de microclino. Consideradas globalmente, la composición de estas zonas es aproximadamente la siguiente: microclino 70-90 %, cuarzo 10-30 %.

En algunos cuerpos de este grupo aparece una zona angosta, y generalmente discontinua, de plagioclasa y cuarzo de grano fino a medio, ubicada entre la marginal y la zona de cuarzo y microclino. Parece indicar un desarrollo incipiente del tipo de zona externa característica de los grupos anteriores, aunque con una plagioclasa (An 4-12 por ciento) más sódica.

El conjunto de los minerales accesorios de este tipo de pegmatitas es netamente diferente del que caracteriza a los dos tipos anteriores. La muscovita, en el tipo que estamos considerando, es relativamente escasa, en general de grano fino a medio, y distribuida más o menos uniformemente en todo el cuerpo, con excepción del núcleo de cuarzo. La biotita desaparece en forma casi total, y se hacen más raros el granate y la monazita. El topacio, que en los tipos anteriores estaba limitado casi

exclusivamente al borde externo de la zona marginal, aparece ahora a veces en masas grandes en las zonas internas, especialmente en los bordes del núcleo. El berilo —que es el principal producto económico de estos cuerpos— se encuentra en todas las zonas, con excepción de la parte central del núcleo de cuarzo, pero las concentraciones mayores, con cristales euhedrales que llegan a tener 3, 4 y más metros de longitud, se encuentran en el contacto entre el núcleo y la zona de cuarzo y microclino. Aparece además un grupo de minerales nuevos, entre los cuales los más característicos son los fosfatos de hierro, manganeso y litio: triplita, trifilita y litiofilita. Estos minerales se encuentran generalmente en las partes internas de la zona de cuarzo y microclino, especialmente en las proximidades del núcleo y muy frecuentemente asociadas con los cuerpos de reemplazo albiticos. Son también comunes en estos cuerpos minerales de bismuto y representantes de la serie isomorfa columbita-tantalita.

A diferencia de lo que sucede en los tipos anteriores, en estas pegmatitas se observa una abundante fase de reemplazo sódico-potásico. Los cuerpos resultantes se encuentran casi siempre en las partes internas de la zona de cuarzo y microclino y están compuestas por cleavelandita, cleavelandita y muscovita, cleavelandita y cuarzo, o muscovita. Las características de estos cuerpos las hemos descrito en trabajos anteriores (Herrera 1963, pp. 56-58; 1964 pp. 49-50). El volumen relativo de las unidades de reemplazo en relación con el volumen total de los cuerpos no excede del 5 %.

En este grupo predominan también los cuerpos de forma tabular, aunque se observa una mayor tendencia a las formas irregulares. La razón potencia-espesor es difícil de determinar debido a que estas pegmatitas han sido en general mucho menos trabajadas que los cuerpos anteriores. No obstante, la in-

formación disponibles permite estimar esa relación entre 1 : 10 y 1 : 15.

Las pegmatitas de la sierra de Velazco en La Rioja, que pertenecen a este tipo, constituyen una excepción notable en lo que se refiere a forma, porque prácticamente todas son irregulares, con marcada tendencia a las formas globulares. Esto se debe probablemente a que, a diferencia de los cuerpos de otros distritos que fueron inyectados en fracturas de los esquistos que constituyen la roca de caja, estas pegmatitas de La Rioja consolidaron dentro del granito, cuando éste no había cristalizado totalmente. Las formas globulares se deberían entonces a que los flúidos pegmatógenos quedaron incluidos en forma de "burbujas" dentro de una masa que conservaba todavía cierta plasticidad. Este tema lo trataremos más detalladamente en un próximo trabajo dedicado a este grupo de cuerpos.

Las pegmatitas del tipo 3 son las de más amplia distribución en la Argentina. Son el tipo predominante en San Luis, y en las sierras de Ancasti, Comechingones y Velazco.

Tipo 4:

Las características principales que permiten distinguir a este grupo de pegmatitas de los tres anteriores, son la presencia de zonas con espodumeno, la mayor proporción de plagioclasa y la menor cantidad relativa de microclino. Dentro de estas características generales, las variaciones de composición son considerables.

La estructura zonal es generalmente bastante compleja, y los límites interzonales difíciles de ubicar con precisión. La zona externa está compuesta en casi todos los casos por cuarzo y albita o por cuarzo, microclino y albita. En el primer caso la segunda zona citada puede aparecer también, pero como zona intermedia, adosada a la primera. Siguen luego las zonas portadores de espodumeno en las que este mineral está acompañado por cuarzo, albita y

microclino en proporciones diversas, pero con predominio en general de los dos minerales mencionados en primer término. El espodumeno se presenta siempre en cristales idiomorfos, generalmente grandes, incluidos en una matriz formada por los otros minerales. En muchos casos falta una unidad central de cuarzo y el núcleo tiene entonces una composición similar a la de las zonas intermedias descriptas.

La plagioclasa de estas pegmatitas es prácticamente siempre cleavelandita y su composición es Ab 98-100 %. El microclino contiene, como término medio, alrededor de 10% de albita en intercrecimiento peritítico, lo que contrasta notablemente con los otros grupos, en los que el contenido medio de albita en el microclino es de alrededor del 20 %.

Desde el punto de vista de la composición global, las pegmatitas de este tipo registran diferencias marcadas con los tipos anteriores. El contenido de microclino raramente excede del 10 ó 15% y el valor medio es considerablemente inferior (ver capítulo sobre composición), mientras que en los otros tipos es siempre superior al 30 %, y puede sobrepasar de 50 %. La plagioclasa, en cambio, aumenta hasta alrededor del 35 % —incluyendo la contenida en la peritita— sobre el valor promedio de alrededor de 25 % en los otros grupos. El contenido medio de espodumeno es del orden de 10 % a 25 %.

Pertenecen también a este grupo pegmatitas que, si bien no contienen espodumeno y presentan un contenido de litio muy inferior al promedio del tipo, tienen las características generales del mismo. Un ejemplo típico es la pegmatita San Elías, de San Luis (Herrera 1963, Angelelli y Rinaldi 1963). Este cuerpo no contiene espodumeno, y el litio se encuentra en su mayor parte en una zona discontinua, relativamente pequeña, compuesta por lepidolita, cleavelandita y ambligonita. El contenido total de litio de la pegmatita es muy bajo, pero presenta una típica zo-

na externa de cuarzo y albita, y la composición de la zona intermedia —con predominio de cuarzo y albita sobre el microclino— es también característica de este grupo.

Los minerales accesorios son los que aparecen en el grupo anterior más algunos nuevos, como ambligonita y lepidolita. La muscovita es escasa y casi invariablemente de grano fino. El berilo, aunque está siempre presente, es mucho menos abundante que en el tipo anterior. En algunos minerales comunes a los dos grupos se observan diferencias de composición. Así, en la columbita-tantalita de estos cuerpos la relación Ta₂₀₅/Ni₂₀₅ varía entre 1, 3 y 4, mientras que en el tipo 3 es, en general, inferior a 1 (Herrera, 1963). La turmalina es más escasa que en el grupo anterior y aparecen frecuentemente las variedades alcalinas. La casiterita es también mucho más abundante que en el tipo 3, y está generalmente asociada con masas de albita.

Los cuerpos de reemplazo son predominantemente albiticos. La cantidad relativa de reemplazo es difícil de estimar, debido a que estas pegmatitas son muy ricas en albita primaria y es muchas veces difícil distinguir a ésta de la albita de reemplazo. En algunos cuerpos prácticamente toda la albita parece haber cristalizado originalmente, mientras que en otros se observa muy bien el reemplazo de microclino y espodumeno por masas de ese mineral. Asociadas con estos cuerpos de reemplazo se encuentran generalmente, ambligonita, trifilita, litiofilita, triplita, apatita, casiterita y tantalita-columbita. En todos los cuerpos se observa también reemplazo de microclino y espodumeno por muscovita verdosa de grano fino.

En estos cuerpos, al igual que en los de los otros tres tipos, predominan las formas alargadas, pero son mucho más frecuentes los cuerpos de tendencia ovoide o globular. La razón entre potencia y longitud es mayor que en los

otros grupos y está en general comprendido entre 1/5 y 1/15, alcanzando excepcionalmente a 1/20.

Con excepción de la pegmatita Estrella del Mar, de la Sierra de Ancasti, todos los cuerpos conocidos de este tipo se encuentran en San Luis y Córdoba.

LOS GRUPOS PARAGENÉTICOS

Los cuatro tipos de pegmatitas que acabamos de describir forman una serie esencialmente continua, cuyas características reflejan el curso del proceso genético. La idea de que las diferencias entre los distintos tipos de pegmatitas se deben a que han sido originadas en diferentes etapas de un proceso genético fundamentalmente continuo, ha sido expuesta por muchos autores, en especial Fersman (1931), Cameron et al. (1949) Guinsbourg (1960) y Brotzen (1959).

Fersman (1931, pág. 228), sobre la base de minerales esenciales y accesorios, distingue diez tipos de pegmatitas graníticas que refiere a siete fases del proceso pegmatítico, ordenadas según un gradiente descendente de temperatura, a las cuales denominó epimagmática (800°-700°), pegmatítica (700°-600°), pegmatoide (600°-500°), hipercrítica (500°-400°), hidrotermal alta (400°-300°), hidrotermal media (300°-200°) e hidrotermal baja (200°-100°). Estas fases, a su vez, corresponden a tres estadios en la evolución del proceso pegmatítico basados en los esquemas teóricos de Vogt y Nigli: estadio magmático, que comprende las fases epimagmática y pegmatítica; estadio fluidal o pneumatolítico que incluye las fases pegmatoide e hipercrítica; y un estadio de solución acuosa que corresponde a las tres fases hidrotermales.

La clasificación de Fersman ha tenido una fuerte influencia en muchas clasificaciones posteriores, pero en la actualidad se usa muy poco en su forma original. Una de sus limitaciones mayores es la ubicación de ciertos mi-

nerales en rangos de temperatura y particularmente, en procesos de formación muy definidos, lo que la hace poco realista y muy difícil de aplicar. Por otra parte, la división de las pegmatitas graníticas en una secuencia de tipos basados en gran parte en la presencia de minerales accesorios —turmalina, mica, berilo, topacio, etc.— no refleja la tendencia fundamental del proceso genético que, como lo han señalado otros investigadores —Guinsbourg (1960), Solodov (1959)— se caracteriza por el papel que juegan los álcalis —especialmente K, Na y Li— en las distintas etapas del mismo. Las variaciones en la cantidad y distribución de los minerales accesorios son demasiado grandes para que éstos puedan ser usados como base de una clasificación de aplicación general. Esto puede ilustrarse fácilmente con algunos ejemplos argentinos. En el esquema de Fersman, la muscovita aparece en la fase D, al comienzo de la etapa fluidal o pneumatolítica, y por lo tanto comenzaría siempre a cristalizar después del feldespató potásico, el que aparece ya en las fases anteriores (epimagmáticas) (Fersman, 1931, figs. 65-66, pág. 464). En gran parte de las pegmatitas micacíferas argentinas, sin embargo, la muscovita comercial aparece en las zonas externas de cuarzo y plagioclasa y es anterior, en consecuencia, al feldespató potásico. Algo parecido sucede con los fosfatos, que en el esquema de Fersman (1931, pág. 303) caracterizan al tipo 6 y aparecen siempre como una fase subordinada en el tipo 5. En las pegmatitas de San Luis y Catamarca (Herrera 1963, 1964), la fase de fosfatos alcanza ya su pleno desarrollo en las pegmatitas con berilo, que corresponderían al tipo 4 de Fersman. Discrepancias similares en otras partes del mundo han sido señaladas también por otros autores (Brotzen, 1959).

Cameron et al. (1949), si bien no dividen a las pegmatitas en grupos expresamente diferenciados, establecen una secuencia de asociaciones minera-

lógicas que refleja, en términos generales, el curso completo del proceso genético que origina los diferentes tipos de cuerpos. Esta clasificación zonal ha sido de gran utilidad para describir la estructura interna y la paragénesis de cuerpos individuales o de conjuntos de pegmatitas pertenecientes a un mismo grupo genético; pero presenta algunas limitaciones que provienen esencialmente de su carácter en gran parte morfológico. Así, cuando se comparan pegmatitas pertenecientes a diferentes grupos genéticos aparecen como equivalentes asociaciones mineralógicas que tienen significados geoquímicos distintos. Un ejemplo muy claro lo presentan las asociaciones de plagioclasa y cuarzo. En las tablas que presentan las secuencias de asociaciones mineralógicas para las pegmatitas de Black Hills, South Dakota, por ejemplo, (Cameron et al. 1949, pág. 68) aparecen como equivalentes las asociaciones de plagioclasa y cuarzo de las pegmatitas portadoras de espodumeno y la de los cuerpos no líticos, a pesar de que, en nuestra opinión, esas dos unidades, como veremos más adelante, representan dos estadios totalmente distintos del proceso genético. Otra limitación de la secuencia es que no muestra claramente la ubicación y la importancia de las etapas de reemplazo por álcalis —Na, K y Li— debido a que éstas no se manifiestan espacialmente por zonas.

La clasificación de Solodov (1959), se refiere a las pegmatitas graníticas portadoras de metales raros y establece cuatro tipos de cuerpos en base a la abundancia relativa de tres minerales esenciales: microclino, albita y espodumeno. Aunque esos cuatro tipos representan, según ese autor, la secuencia de separación de K, Na y Li, en este orden, de la cámara magmática, la clasificación misma es fundamentalmente descriptiva y no da idea de las características e importancia relativa de las varias fases del proceso genético

—cristalización primaria, reemplazo, etc. Por otra parte, la clasificación sólo se refiere al grupo de pegmatitas que en nuestro esquema correspondería a los tipos 3 y 4.

Guinsbourg (1960, pág. 113) agrupa a las pegmatitas en tres tipos diferenciados por su mineralogía, estructura, edad y características geoquímicas específicas (contenido de oligoelementos, importancia y tipo de reemplazo, etc.). Esta clasificación, además de ser esencialmente descriptiva, toma en cuenta factores tales como profundidad, edad, tipo y composición de los intrusivos asociados, que no sólo son difíciles de determinar, sino que, como lo muestran las descripciones de muchos autores, varían también considerablemente en distintas partes del mundo. Además, en la composición del grupo más profundo, que correspondería a los tipos 1 y 2 de nuestra clasificación, asigna a los fenómenos de asimilación de la roca de caja un papel mucho más importante que el que la mayoría de los especialistas actuales está dispuesta a admitir.

Brotzen (1959) propone distinguir cuatro estadios principales en un proceso genético esencialmente continuo, a cada uno de los cuales corresponde un tipo de pegmatita con una mineralización característica distribuida más o menos regularmente en la secuencia zonal. Los tipos y la serie resultantes son bastante similares a las de las clasificaciones ya mencionadas de Solodov y Guinsbourg. El aspecto más destacado en esta clasificación, sin embargo, es que el proceso pegmatógeno en que se basa está caracterizado por la evolución de asociaciones o grupos paragenéticos que mantendrían su identidad a través de todo o de gran parte del proceso, y que se forman en un cierto orden dentro de los cuerpos individuales. Una de las ventajas importantes de este enfoque es que las secuencias mineralógicas que se establecen en la clasificación se refieren fundamentalmente a la marcha del proceso pegmatítico manifes-

tada en las diferencias de mineralización entre distintos tipos de pegmatitas, mientras que en las clasificaciones anteriores más usadas —en especial la de Fersman y la de Cameron et al. reflejan principalmente el curso del proceso dentro de pegmatitas individuales. Como resultado, la clasificación de Brotzen permite agrupar más adecuadamente los cuerpos que están estrechamente relacionados desde el punto de vista genético, pero que presentan diferencias mineralógicas considerables, en especial en el contenido de minerales accesorios. Además, como no establece límites rígidos entre los tipos, ya que éstos se basan en divisiones de un proceso genético continuo, la clasificación tiene una flexibilidad que le permite incluir fácilmente las formas transicionales o atípicas.

No obstante, y a pesar de los aspectos positivos señalados en lo que se refiere a sus líneas fundamentales, creemos que el trabajo que estamos comentando tiene algunas limitaciones serias, particularmente en los criterios usados para caracterizar las unidades paragenéticas.

En este trabajo trataremos también de explicar la génesis de los cuatro tipos principales de cuerpos que hemos descrito antes, como el producto de estadios sucesivos del proceso pegmatógeno. Para ello seguiremos en líneas generales el esquema de Brotzen, pero introduciéndole las modificaciones que juzgamos necesarias para salvar las limitaciones a que nos hemos referido.

Brotzen diferencia en el proceso pegmatógeno las siguientes unidades paragenéticas: 1 — zona granitoide (borde); 2 — zona de granito gráfico; 3 — zona pegmatoide; 4 — borde del núcleo (core margin); 5 — reemplazos alcalinos; 6 — mica del borde del núcleo y 7 — productos de alteración.

Las unidades 2 y 3 son las más importantes desde el punto de vista genético y, en nuestra opinión, han sido diferenciadas en base a criterios discu-

tibles. La división en zonas de granito gráfico y pegmatoide se basa evidentemente en el esquema genético de Fersman que distingue —después de la fase epimagnética propiamente dicha— una fase pegmatítica, durante la cual se forma el granito gráfico¹, seguida de una fase pegmatoide caracterizada por una textura irregular de grano grueso. La fase pegmatítica propiamente dicha correspondería al final de la etapa epimagnética, y la pegmatoide a la etapa pneumatolítica, dentro de la cual aparece a continuación la fase hipercrítica (fluída-hidrotermal de Niggli) (Fersman 1931, vol. I, pág. 53-57). Estas fases son el resultado del esfuerzo de Fersman por distinguir, en base a consideraciones esencialmente teóricas, una serie de etapas fisicoquímicas a lo largo de una escala de temperatura y presión en la marcha general del proceso pegmatítico.

La dificultad de asignar un significado genético preciso a las unidades mencionadas, se pone claramente de manifiesto en los hechos siguientes. La zona de granito gráfico, como lo reconoce también Brotzen (1959, pág. 42), no es constante, aún dentro de un mismo tipo de cuerpos. A veces falta totalmente, y en otros casos está representada solamente por algunos cristales dispersos. Además, en esos casos, su presencia o ausencia no va acompañada por otros cambios significativos en las pegmatitas. En los distritos argentinos es muy común encontrar cuerpos sin granito gráfico, sobre todo en los tipos 1 y 2, pero con todos los demás caracteres —zonalidad, mineralogía, etc.— iguales a los de los que lo

¹ Es importante tener en cuenta que los dos autores a quienes nos estamos refiriendo denominan granito gráfico indistintamente al intercrecimiento de cuarzo y microclino y al de cuarzo y plagioclasa. En todas sus descripciones incluyen en el granito gráfico a las zonas externas de cuarzo y plagioclasa características de muchas pegmatitas de nuestro tipo 1.

poseen bien desarrollado. Parece muy probable, entonces, que la textura gráfica se origine bajo ciertas condiciones de cristalización, no siempre presentes, que son independientes de la composición global del material que está consolidando, y que no influyen en otros aspectos de la evolución del sistema, por lo menos en la medida en que pueda determinarse con nuestros conocimientos actuales.

En cuanto a la zona pegmatoide, debemos señalar primero que Fersman usa el término pegmatoide en dos contextos distintos: como término textural para denominar, siguiendo a Evans (Fersman, 1931, vol. 1, pág. 139) "facies de grano grueso de rocas ígneas que tienen hábito pegmatítico, pero que difieren de pegmatitas propiamente dichas por la ausencia de granito gráfico", y como término genético en el sentido a que ya nos hemos referido antes; Brotzen lo usa principalmente con este último significado y denomina zona pegmatoide a la parte de las pegmatitas comprendida entre dos límites que, en su opinión, representan discontinuidades en la marcha del proceso genético: el punto donde el granito gráfico deja de formarse, y la zona de transición ("core margin") entre el núcleo y la zona pegmatoide. Así delimitada, la zona pegmatoide incluye unidades de composición y textura muy diversas: desde zonas de textura granitoide compuestas casi exclusivamente por plagioclasa y cuarzo, hasta zonas de textura porfirítica con microclino o espodumeno como componentes principales. Estas variaciones en la naturaleza de la denominada zona pegmatoide —especialmente en lo que se refiere a composición— es evidente que corresponden a etapas distintas del proceso genético, porque van siempre acompañadas por cambios muy marcados en la zonalidad, en el tipo y abundancia relativa de los minerales esenciales, y en la composición e importancia cuantitativa del reemplazo.

Los problemas que acabamos de señalar, y que se originan en la dificultad de establecer con precisión las características fisicoquímicas del proceso pegmatógeno, son los que han contribuido a que la mayoría de los autores modernos hayan abandonado el sistema de Fersman en favor de clasificaciones y esquemas genéticos basados en los cambios globales de composición del sistema pegmatítico, reflejados principalmente en la secuencia de asociaciones de minerales esenciales. Con variaciones de énfasis en uno u otro aspecto del problema, ésta ha sido la base de los trabajos de la mayoría de los investigadores de la escuela americana actual y de gran parte de los autores rusos contemporáneos, como Vlasov, Solodov y Guinsbourg.

Teniendo en cuenta las observaciones precedentes, en este trabajo hemos preferido utilizar criterios mineralógicos para dividir las asociaciones paragenéticas comprendidas entre la formación de la zona marginal y las asociaciones típicas del borde del núcleo. Las asociaciones paragenéticas que distinguiremos para describir todo el curso del proceso pegmatógeno son, en el orden en que se forman en los cuerpos individuales, las siguientes:

1. Asociación marginal
2. Asociación de plagioclasa
3. Asociación de microclino
4. Asociación de albita
5. Asociación de espodumeno
6. Borde del núcleo
7. Reemplazos de Na, K y Li
8. Núcleo de cuarzo

En nuestro esquema no hemos diferenciado las asociaciones que Brotzen denomina "mica del borde del núcleo" ("core margin mica") y que considera una unidad paragenética especial. Esta unidad comprende agregados de muscovita y cuarzo con algo de albita, que llevan frecuentemente como accesorios, granate, topacio, casiterita, tantalita y microlita. En las pegmatitas con litio

el componente principal suele ser lepidolita. Como ese mismo autor destaca, la posición paragenética de esta unidad es algo indeterminada. En algunos casos está directamente relacionada con el reemplazo sódico, y en otros puede ser en parte anterior o posterior a éste. De cualquier manera, tanto por su distribución espacial y su composición mineralógica, como por el intervalo del proceso genético en que se forman, estas asociaciones muestran siempre una estrecha conexión con las originadas en las fases de reemplazo alcalino, por lo que hemos preferido incluirlas en este último grupo paragenético. Sólo con estudios más detallados de nuestras pegmatitas será posible decidir si se justifica considerarlas como un grupo paragenético aparte.

Las asociaciones 2, 3, 4 y 5 se definen en base al mineral que caracteriza ese estadio de la evolución genética, lo que no significa necesariamente que el mismo sea dominante cuantitativamente. Todas las asociaciones paragenéticas, con excepción de la 7, corresponden morfológicamente a zonas o grupos de zonas, es decir, a unidades de distribución restringida dentro de los cuerpos. Las unidades de reemplazo, en cambio, si bien son mucho más abundantes en las proximidades de los núcleos, pueden encontrarse en cualquier posición. Las unidades 6 y 7, tanto por su ubicación espacial como por su mineralogía, son a veces difíciles de distinguir entre sí.

Durante el curso del proceso pegmatítico, unas unidades paragenéticas sustituyen regularmente a otras. En las partes internas de cada tipo, van apareciendo, en diversos grados de desarrollo, las asociaciones paragenéticas que caracterizarán el tipo siguiente. En términos generales, podemos decir que la evolución de cada cuerpo pegmatítico, evidenciada en su estructura interna, indica el sentido general de la marcha del proceso que origina los diferentes grupos de pegmatitas.

A continuación caracterizaremos brevemente a cada una de las asociaciones paragenéticas enunciadas.

Asociación marginal: Esta asociación, que corresponde a la zona marginal, la hemos descrito en detalle en trabajos anteriores, de manera que sólo nos ocuparemos someramente de sus variaciones a lo largo de la serie. Se distingue por su pequeño espesor —desde 1 ó 2 milímetros hasta unos pocos centímetros— por su textura granítica o aplítica, y por la tendencia de los cristales a orientarse perpendicularmente a los contactos. Un carácter destacado de esta unidad es la relativa constancia de su composición en términos de minerales esenciales. En los tres primeros tipos de la serie está compuesta por plagioclasa, cuarzo y muscovita, notándose sólo una disminución en el porcentaje de este mineral en el tipo 3. En el tipo 4, la muscovita también es escasa y aparece algo de microclino. En los minerales accesorios se nota una variación mayor. En los dos primeros tipos de la serie los minerales más comunes son topacio, biotita, vermiculita, granate, apatita y turmalina, siendo estos dos últimos mucho más abundantes en el tipo 2. En el tipo 3 no se encuentra biotita, aumentan la turmalina y la apatita y aparecen minerales nuevos, como berilo, casiterita y tantalita-columbita. En el tipo 4 el conjunto de minerales accesorios es muy similar al anterior, pero aparecen las variedades coloreadas de turmalina y aumentan las proporciones de casiterita y tantalita-columbita.

Asociación de plagioclasa: Esta asociación paragenética comprende todas las zonas que contienen plagioclasa cuya composición varía aproximadamente entre An 5 y An 25. Es característica de los tipos 1 y 2, y aparece siempre en la parte externa de los cuerpos, a continuación de la zona marginal. Se puede dividir en dos subtipos. El primero, que es característico del tipo 1, está compuesto por un interrecimien-

to de grano fino a grueso de plagioclasa y cuarzo. Las proporciones en que estos minerales se encuentran —plagioclasa 60-70 %, cuarzo 30-40 %— es notablemente constante en todos los cuerpos. El mineral accesorio más importante es la muscovita, que en algunos casos puede constituir hasta el 5 % de la zona, y que tiene tendencia a aparecer en fajas densas adosadas a los contactos de la misma. En menor cantidad aparecen biotita, granate y monazita.

El segundo subtipo es genéticamente posterior al anterior, y aparece como zona intermedia en el tipo 1 de pegmatitas y como zona externa característica del tipo 2. Está compuesto por microclino, cuarzo y plagioclasa, en proporciones variables, pero con predominio en general de los dos primeros. La textura es irregular, y varía entre granitoide y porfirítica, siendo los cristales de microclino los más desarrollados. Al contrario de lo que sucede en el subtipo anterior, la composición media puede variar considerablemente, tanto dentro de un mismo cuerpo, como entre diferentes pegmatitas de un mismo grupo. El contenido de sodio de la plagioclasa aumenta en dos sentidos: hacia el interior de las unidades en los cuerpos individuales, y del tipo 1 al 2 en la serie paragenética. En esta unidad es muy frecuente el granito gráfico¹, que aparece siempre en el borde externo de la zona, y cuya textura se hace más gruesa e irregular hacia el interior de los cuerpos. La muscovita, lo mismo que en el subtipo anterior, es el mineral accesorio más importante. Se encuentra también biotita, granate y monazita. La apatita y la turmalina, que en el subtipo de cuarzo y plagioclasa son raras, aparecen ahora como componentes característicos.

¹ En este trabajo, lo mismo que en los anteriores del autor, denominamos granito gráfico solamente al intercrecimiento regular de cuarzo y feldespato potásico.

Asociación de microclino: Esta representa la asociación paragenética de mayor importancia, no solamente porque aparece en los cuatro tipos de cuerpos, sino también porque en la mayoría de ellos es la de máximo desarrollo volumétrico. Está compuesta por microclino perítico y cuarzo, y es de grano grueso a muy grueso. El microclino aparece en cristales subhedrales o anhedrales, a veces de gran tamaño, y el cuarzo ocupa los espacios entre los mismos.

No obstante la constancia de sus caracteres fundamentales, que la hace fácilmente reconocible en todos los cuerpos, esta unidad presenta variaciones apreciables a lo largo de la serie paragenética. En el tipo 1, el feldespato potásico constituye generalmente el 50-60 por ciento del volumen de la unidad. Esta proporción aumenta en los otros tipos, hasta alcanzar el 80-90 % en el tipo 3, en el cual también muestra su mayor desarrollo el granito gráfico. La cantidad de plagioclasa contenida en la pertita es siempre de alrededor del 20 %. En las zonas centrales el feldespato potásico es frecuentemente gris, mientras que en las partes periféricas predomina el rosado.

Una característica notable de esta asociación, es su pobreza en minerales accesorios. Además de muscovita, que aparece en toda la serie, aunque raramente en concentraciones grandes, el único mineral frecuente es la turmalina, que se encuentra casi siempre en los tipos 2 y 3, especialmente en este último. En muy pequeñas cantidades se notan a veces los minerales accesorios característicos de la zona del borde del núcleo.

Asociación de albita: Esta unidad paragenética se encuentra en algunos cuerpos del tipo 3, y en la mayoría de los pertenecientes al tipo 4. En algunas pegmatitas del grupo mencionado en primer término se presenta como una zona de albita sacaroides, a veces muy potente, ubicada en el contacto con el

núcleo. Los minerales accesorios más característicos son: berilo, casiterita, tantalita-columbita y fosfatos de manganeso, hierro y litio. Las pegmatitas en que aparece esta unidad, si bien presentan las características generales de las del tipo 3 —zonación, minerales accesorios, etc.— son más pobres en potasio que el término medio del grupo. Desde el punto de vista de su composición global, representan un grupo de transición entre los tipos 3 y 4. En nuestro país se encuentran pegmatitas con esta unidad paragenética en San Luis, especialmente en el grupo denominado Independencia Argentina.

En el tipo 4 la asociación de albita se presenta con caracteres diferentes. Contiene casi siempre una considerable proporción de cuarzo, que puede llegar hasta el 60 ó 70 %, y la albita es laminar —cleavelandita— y de grano fino a grueso. Los minerales accesorios más frecuentes son muscovita, en cristales escasos y chicos, turmalina —que incluye a veces las variedades coloreadas—, apatita, columbita-tantalita, casiterita y berilo.

En el trabajo de Cameron et al. (1949, tablas 1 y 5) las zonas externas de cuarzo y plagioclasa de las pegmatitas sin litio (tipos 1 y 2 de nuestra clasificación) se consideran equivalentes a la unidad que estamos describiendo de las pegmatitas líticas. En nuestro esquema evolutivo, por el contrario, las dos unidades corresponden a etapas distintas del proceso genético. Esta suposición se basa no solamente en el hecho de que aparezcan en cuerpos de composición disímil, sino también, y fundamentalmente, en las notables diferencias que presentan entre sí. En las pegmatitas del tipo 1 la composición global es muy constante, constituyendo siempre la plagioclasa el 60-65 % de la zona. Esta regularidad de la composición es tan universal, que llevó a Fersman a considerar, basándose en trabajos de Vogt y Niggli, que esas unidades, si bien no pueden ser consideradas co-

mo una mezcla final eutéctica de los constituyentes principales, “corresponden a una línea eutéctica (más exactamente cotética) de la cristalización simultánea del cuarzo y los feldespatos” (Fersman, 1931, pág. 100). En las pegmatitas del tipo 4, por el contrario, la composición es muy variable, llegando la plagioclasa a constituir, en algunos casos, sólo el 30 % de la zona. La composición de las plagioclasas y el conjunto de minerales accesorios, como hemos visto, son también distintos.

La ubicación de la asociación que estamos considerando en la secuencia genética presenta algunos problemas. En las pegmatitas argentinas con unidades que contiene espodumeno, se la encuentra como zona externa, rodeando a las portadoras de minerales de litio —pegmatitas La Rosada, María del Huerto y Cema (V. Angelelli y C. A. Rinaldi, 1963). Esta es también la posición en que aparece el algunas pegmatitas descritas por Cameron et al. (1949) en EE. UU. (pegmatitas Edison Spodumene, Bob Ingersoll N^o 1, Hardesty Homestead y Buckhorn). En estos cuerpos, por lo tanto, y en las pertenecientes al grupo 3 que ya hemos mencionado, estas zonas aparecen después de las zonas de microclino y antes de las unidades con silicatos de litio.

En otros cuerpos, sin embargo, esta asociación aparece en una relación algo distinta. En la pegmatita San Elías (Herrera, 1963, pág. 48) se encuentra una zona de cuarzo y albita rodeando una unidad con microclino, cuarzo y plagioclasa (albita). Una disposición similar se observa en algunos cuerpos descritos por Cameron et al. (1949) y en otros estudiados por Jahns (1953) y Solodov (1960). En todos estos casos, a diferencia de lo que sucede en las pegmatitas antes mencionadas, la zona de albita precede a unidades con microclino. Estas zonas con feldespato potásico, sin embargo, son diferentes de las que corresponden a la asociación paragenética 3 ya descrita. En esta última, como ya

hemos dicho, los componentes esenciales son microclino y cuarzo, constituyendo el primero entre el 80 y el 90 % del volumen. En las unidades a que nos estamos refiriendo la proporción de feldespato potásico es mucho menor, y siempre existe albita, en proporciones que pueden llegar hasta el 70 %. La cantidad de albita contenida en el feldespato potásico en intercrecimiento peritítico —alrededor de 10 %— es menor que la que se encuentra en el tipo 3. Además, los principales minerales accesorios que contienen —litiofilita, ambligonita, lepidolita, casiterita— son los típicos de las pegmatitas con litio y se encuentran raramente en la asociación paragenética 3. Existe, además, un importante grupo de pegmatitas líticas —como Cabeza de Novillo, La Totora y La Viquita (Herrera 1963, pág. 67)— con zonas externas de la composición que acabamos de describir, que no presentan zonas de albita y cuarzo. Todo esto sugiere que ambas unidades constituyen variaciones de una asociación paragenética única que aparece en los estadios finales de la fase potásica propiamente dicha o en las iniciales de la fase lítica.

Asociación de espodumeno: Este grupo paragenético se encuentra en el tipo 4, y se caracteriza por contener espodumeno en una proporción que oscila, en las pegmatitas argentinas, entre el 10 y el 30 % del volumen. En la mayoría de los cuerpos que presentan esta unidad, los grandes cristales de espodumeno están rodeados por una matrix de cuarzo y albita de grano mucho más fino. Con menos frecuencia, se encuentra también microclino entre los minerales esenciales. Los cristales de espodumeno están en muchos casos orientados perpendicularmente a los contactos, y en un caso (Reflejo del Mar) oblicuamente al mismo.

Los minerales accesorios más característicos son ambligonita, apatita, triplita, tantalita-columbita, manganotantalita y berilo.

Borde del núcleo: La existencia de una asociación, o de asociaciones mineralógicas típicas del borde del núcleo, ha sido reconocida implícitamente por muchos autores, sobre todo en relación con la distribución del berilo dentro de los cuerpos pegmatíticos. Brotzen, en el esquema evolutivo ya citado, distingue una unidad paragenética del borde del núcleo (core margin) “marcada por la aparición de cristales individuales que se proyectan en el núcleo de cuarzo desde la zona pegmatóide, o están completamente rodeadas por cuarzo” (Brotzen 1959, pág. 45). Considera además conveniente, por razones químicas, restringir el concepto de borde del núcleo a los minerales que se forman después de haber cesado el crecimiento del microclino. Se trata, por lo tanto, de un grupo paragenético originado por cristalización primario al terminar la formación de las zonas periféricas de las pegmatitas y antes de comenzar la cristalización del núcleo de cuarzo.

En las pegmatitas argentinas del tipo 3, y en mucho menor medida en las del tipo 4, aparecen unidades compuestas por berilo y cuarzo oscuro acompañados frecuentemente por triplita, apatita y tantalita-columbita, que pueden asignarse a ese grupo paragenético. En las de los tipos 1 y 2, es probable que pertenezcan a esa unidad algunos intercrecimientos de grano fino de cuarzo oscuro y biotita, y pequeñas concentraciones de sulfuros. No obstante, las unidades portadoras de berilo mencionadas en primer término, y que han sido descritas por el autor en trabajos anteriores (Herrera, 1963, pág. 63; 1964, págs. 47 y 48) se presentan con mucha frecuencia asociadas espacialmente con cuerpos típicos de reemplazo, por lo que su ubicación en el grupo paragenético del borde del núcleo es todavía algo dudosa.

Debe tenerse en cuenta que el problema más importante con que se tropieza muchas veces para distinguir estas unidades, es la dificultad de dife-

renciarias de las de reemplazo, debido a que estas últimas alcanzan su mayor desarrollo en las proximidades del núcleo. Los caracteres diagnósticos del reemplazo no siempre aparecen con suficiente claridad como para hacer segura su distinción con unidades que, como las del borde del núcleo, son también casi siempre de grano más fino que el de las zonas que las rodean, tienen una distribución espacial muy semejante, y presentan algunos minerales accesorios que se encuentran igualmente en los cuerpos de reemplazo. Para llegar a determinar con precisión los caracteres del grupo paragenético del borde del núcleo, diferenciándolo del originado por las fases posteriores de reemplazo, será necesario estudiar con más detalle los cuerpos originados por este último proceso y ubicados fuera de las zonas más próximas al núcleo. El estudio deberá incluir especialmente las asociaciones mineralógicas distintivas, los hábitos cristalográficos predominantes en los minerales accesorios y la determinación cualitativa y cuantitativa de oligoelementos.

Reemplazos de Na, K y Li: Este importante grupo paragenético aparece solamente en los tipos 3 y 4 de nuestra clasificación. Las unidades de reemplazo, a diferencia de lo que sucede en las correspondientes a otros grupos paragenéticos, no tienen una distribución espacial limitada. Se encuentran en todas las zonas de los cuerpos, aunque son mucho más frecuentes y mejor desarrolladas en las de microclino y cuarzo, especialmente en los sectores internos de las mismas. En el tipo 3, el mineral predominante en el reemplazo es la albita, que se presenta prácticamente siempre como cleavelandita en láminas que tienen 1 ó 2 milímetros de espesor y hasta 10 centímetros en su dimensión mayor. En muchos casos, las masas de cleavelandita contienen cuarzo o muscovita clara o algo verdosa. Varios autores (Fersman 1931, pág. 256; Brotzen 1959, pág. 48) señalan que es muy fre-

cuente encontrar también albita sacaroide en las unidades de reemplazo. En las pegmatitas argentinas examinadas por el autor esta forma de la albita es muy escasa en los cuerpos de reemplazo, predominando ampliamente la variedad cleavelandita.

El mineral accesorio más característico asociado con la albita de reemplazo en el tipo 3 es la casiterita, y con menor frecuencia se encuentran también granate, tantalita-columbita, apatita, triplita y litiofilita.

En las pegmatitas del tipo que estamos considerando, es también muy común el reemplazo del microclino por muscovita.

En los cuerpos del tipo 4, el reemplazo sódico potásico se manifiesta con las mismas características que en el tipo anterior, y además por el reemplazo de gran parte de los cristales de espodumeno por agregados compuestos por sericita y muscovita y, en menor proporción, por minerales del grupo de las arcillas (Herrera, 1963, pág. 61). En estas pegmatitas aparece además la fase lítica de reemplazo, representada esencialmente por cuerpos compuestos por lepidolita y cleavelandita que se han originado, por lo menos en parte, por reemplazo de las zonas adyacentes (Herrera, 1963, pág. 69). Se observa también algún reemplazo de microclino por espodumeno, pero en muy pequeña escala, ya que la mayor parte de este último mineral parece haberse originado por cristalización primaria. Los minerales accesorios pertenecientes con seguridad a esta fase, determinados hasta ahora, son ambligonita, elbaíta y manganotantalita.

Núcleos de cuarzo: Esta unidad paragenética, que aparece siempre en la última etapa de la formación de los cuerpos, presenta características similares en toda la serie. Sólo varían los minerales accesorios, que aparecen en cantidad muy reducida y ubicados casi siempre en los bordes externos. Esta variación es la misma que ya ha sido

descripta para las zonas más internas de los cuerpos.

DIAGRAMA PARAGENÉTICO Y DE CLASIFICACIÓN

El diagrama de la figura 1, construido sobre el diagrama básico de Brotzen muestra, en forma muy esquemática, la secuencia de asociaciones paragenéticas que acabamos de describir y la ubicación dentro de ella de los cuatro tipos en que hemos dividido a las pegmatitas. De acuerdo con la hipótesis de que las pegmatitas se originan por la cristalización de un líquido residual magmático, la secuencia paragenética representa la evolución del sistema según un orden decreciente de temperatura, tanto en el sentido en que se disponen los tipos, como en el que indica el orden de cristalización en cada uno de ellos. En el diagrama se señala también la ubicación genética de cada uno de los grupos pegmatíticos estudiados por el autor. Es evidente que el esquema paragenético que presentamos es sólo una primera aproximación muy imperfecta, y que se necesitarán muchos estudios de detalle para llegar a tener un panorama completo del proceso. Creemos, sin embargo, que el reunir toda la información recogida en un cuadro coherente, aún con las imperfecciones señaladas, tiene la utilidad de proporcionar una base de discusión y de orientar el trabajo de otros investigadores, al poner en evidencia los muchos problemas que todavía aguardan solución.

Para interpretar correctamente el significado del diagrama se deben tener en cuenta los puntos siguientes:

1. La mayoría de los minerales registrados, sobre todo los accesorios, suelen aparecer, aunque por lo general en cantidades muy pequeñas, en algunas de las unidades en que no figuran en el diagrama. El criterio que hemos seguido es el de ubicarlos en la asociación o en las asociaciones paragenéticas en las cuales se encuentran más frecuente-

mente y en mayor abundancia. No debe olvidarse, además, que la inclusión de un mineral en una determinada unidad paragenética se realiza en base a su forma más común de presentación en decenas de cuerpos similares. Esto quiere decir que en pegmatitas individuales el mineral puede ser muy escaso o faltar totalmente en la unidad correspondiente. El cuarzo, que es común a todas las asociaciones, no ha sido incluido para no complicar innecesariamente el gráfico.

2. Para ubicar los minerales en el diagrama, el autor se ha basado casi exclusivamente en sus observaciones personales. La razón es que la mayoría de los trabajos publicados en el país han sido efectuados con criterios distintos —casi siempre económicos o mineralógicos— de los seguidos por el autor. Debido a esto, muy raramente se hacen estimaciones cuantitativas de los minerales presentes en los cuerpos, o se indica con exactitud su ubicación dentro de los mismos. Por otra parte, aún en los casos en que se da esta última información, los datos son generalmente insuficientes para identificar con certeza la asociación paragenética en la que se encuentra el mineral, sobre todo en las pegmatitas de los tipos 3 y 4 que son las que presentan estructura y mineralogía más complejas.

3. Casi todos los distritos han sido incluidos en el diagrama en dos posiciones. Ellas representan la composición media predominante de cada uno de los extremos de la parte de la serie genética representada en el distrito.

4. La posición de cada distrito en el diagrama representa la evolución paragenética del grupo de pegmatitas estudiado, y no de cada cuerpo en particular. En algunos de éstos pueden faltar términos de la secuencia. Un ejemplo típico lo constituyen las pegmatitas del tipo 4 de San Luis, algunas de las cuales, como ya hemos señalado, no tienen la asociación de cuarzo y albita,

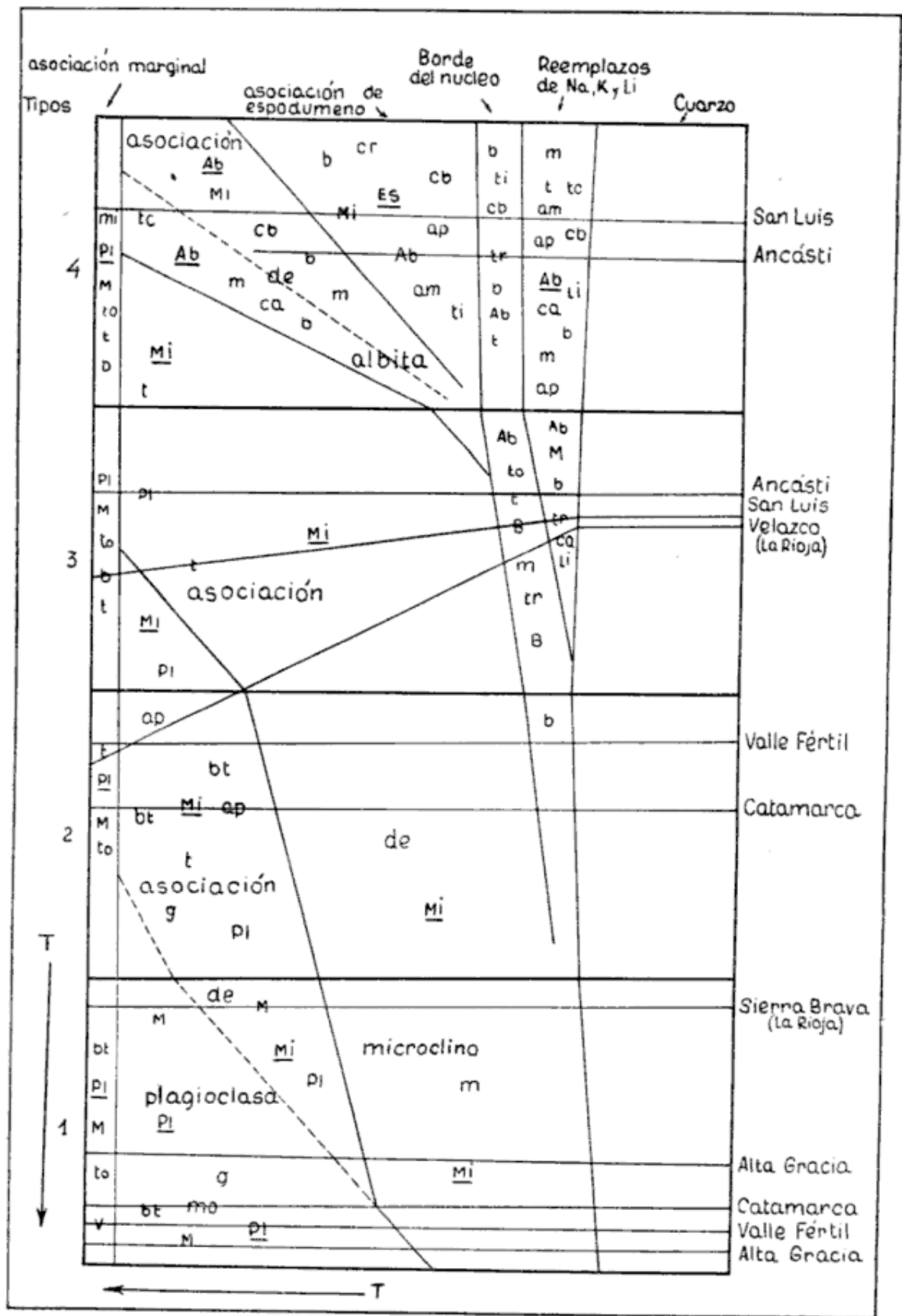


Fig. 1 — Esquema paragenético de las pegmatitas de los principales distritos argentinos. (Diagrama básico de Brotzen, 1959) : Ab, albita ; Pl, plagioclasa ; Mi, microclino ; M, muscovita ; Bt, biotita ; B, berilo ; T, turmalina (schorlita) ; Te, turmalinas coloreadas ; Ap, apatita ; Es, espodumeno ; Am, amblygonita ; L, lepidolita ; G, granate ; Mo, monazita ; Bi, bismuto ; Cb ; columbita-tantalita ; Li, litioflita ; Tr, triplita ; Ca, casiterita ; To, topacio ; V, vermiculita.

Ab — Predominante Ab — Importante ab — Accesorio

comenzando la secuencia con la asociación albíta, cuarzo, microclino.

El esquema paragenético y de clasificación que presentamos, aunque se basa en las características de las pegmatitas argentinas, se puede aplicar también a otros distritos pegmatíticos del mundo. Sin pretender hacer una revisión completa de la bibliografía existente, podemos tomar como ejemplo algunas de las descripciones más completas publicadas en los últimos años, y que cubren una amplia gama de tipos de cuerpos.

En los EE. UU. las pegmatitas de los estados del Sudeste (Cameron et al., 1949, pág. 63) pertenecen en su mayoría al tipo 1, con transición al tipo 2 como lo demuestra la existencia en casi todas ellas de zonas de microclino y cuarzo con plagioclasa y la ausencia, en algunas, de zonas de cuarzo y plagioclasa sin microclino. Las pegmatitas de New England son casi todas del tipo 1, con excepción de la primera, que pertenece al tipo 4. En ambos distritos el único producto comercial importante—fuera del microclino y del cuarzo—es la muscovita, como sucede en los distritos del mismo tipo en nuestro país. Los cuerpos de Black Hills, South Dakota, abarcan una gama de composición mucho mayor que los anteriores. El grupo más numeroso es el de las pegmatitas con minerales de litio, que corresponden a la base de nuestro tipo 4, como lo indica la presencia, en la mayoría de ellas, de una zona de pertita y cuarzo antes de las unidades con silicatos de litio (Cameron et al., 1949, tabla 5, pág. 89). Otro grupo, compuesto por los cuatro primeros cuerpos de la tabla, pertenecen al tipo 2. Las pegmatitas New York, Earl Lode, Punch y Old Mike, finalmente, parecen representar formas de transición entre los tipos 3 y 4.

Si tenemos ahora en cuenta las consideraciones que hicimos (pág. 212) sobre la ubicación de las zonas de plagioclasa y cuarzo, resulta fácil verificar

que la evolución genética—reflejada en la secuencia de asociaciones mineralógicas— de las pegmatitas de los distritos de EE. UU. que acabamos de citar, concuerda con nuestro cuadro paragenético. En los distritos Petaca New England y en los de los estados del Sudeste, la concordancia es perfecta. En el grupo de las pegmatitas líticas de Black Hills se encuentra la única desviación notable, representada por la aparición, en dos de los cuerpos (Giant-Volney y Hugo), de zonas de microclino y cuarzo después de las unidades portadoras de litio.

En su cuadro paragenético y de clasificación Brotzen (1959, pág. 56) incluye un grupo de pegmatitas suecas cuya gama de composición abarca los cuatro tipos de nuestra clasificación. Aunque, como ya se ha dicho, este autor usa criterios algo distintos de los nuestros para distinguir las unidades paragenéticas, su esquema demuestra claramente que la evolución de los cuerpos mencionados concuerda con la que hemos establecido para los de nuestro país.

La clasificación de Guinsbourg incluye tres tipos a los cuales atribuye distintas profundidades de formación. Si bien este autor no da detalles de zonación, de su descripción de los caracteres geoquímicos, mineralógicos y estructurales (Guinsbourg, 1960, pág. 113) se desprende que el primer grupo (“deep seated pegmatites”) corresponde a los tipos 1 y 2 de nuestra clasificación, el segundo grupo 3 (“pegmatites from average depths”) a nuestro tipo y el tercero (“shallow seated pegmatites”) al tipo 4.

SECUENCIA DE LAS ASOCIACIONES MINERALÓGICAS

Teniendo en cuenta la discusión precedente sobre las características del proceso pegmatógeno, y las observaciones efectuadas sobre la estructura interna de varios grupos de cuerpos, hemos confeccionado la tabla 1, que

TABLA 1

Secuencia generalizada de las asociaciones mineralógicas de los principales distritos pegmatíticos argentinos

	ALTA GRACIA	VALLE FERTIL	SIERRA BRAVA	LA RIOJA	SAN LUIS	CATA-MARCA	ANCASTI
(1) plagioclasa cuarzo con o sin muscovita	×	×	×				
(2) microclino cuarzo plagioclasa	×	×	×	×	×	×	
(3) microclino cuarzo	×	×	×	×	×	×	×
(4) albita cuarzo					×		
(5) albita microclino cuarzo					×		
(6) microclino albita-cuarzo espodumeno					×		×
(7) microclino cuarzo espodumeno					×		×

muestra la secuencia generalizada de las asociaciones mineralógicas primarias —en términos de minerales esenciales— que caracterizan la evolución de las pegmatitas de nuestro país. Este cuadro presenta ciertas modificaciones

con respecto a los que hemos publicado anteriormente sobre algunos de los distritos registrados en el mismo. En primer lugar, no se han incluido las asociaciones que caracterizan a la zona marginal, al núcleo de cuarzo y a las

unidades de albita-lepidolita. En lo que se refiere a la zona marginal, es muy probable que su composición esté, en la mayoría de los casos, fuertemente influenciada por la interacción entre el líquido magmático y la roca de caja. Los indicios principales en ese sentido son su relativa uniformidad de composición a través de toda la serie de tipos, el carácter transicional del contacto con la roca de caja que se observa en muchos casos —especialmente en los cuerpos alojados en granito— y la composición de la plagioclasa, en la que se registra con frecuencia un brusco aumento del componente cálcico en relación con las zonas adyacentes. Además, la introducción de ciertos minerales en la roca de caja —particularmente muscovita, turmalina, topacio y plagioclasa— indica también un activo intercambio en la zona de contacto. En otros cuerpos, como lo señalan Cameron et al. (1949, pág. 28) la zona marginal parece tener una composición similar a la global de la pegmatita y puede ser interpretada como un borde congelado (“chilled margin”). Es evidente, por lo tanto, que la composición de la unidad mencionada no es solamente la resultante del curso “normal” de la cristalización del líquido pegmatítico, sino que depende también de las condiciones fisicoquímicas particulares que imperan en el área del contacto con la roca de caja. El núcleo de cuarzo no ha sido registrado en la secuencia de la tabla porque no tiene una posición definida en el curso del proceso pegmatógeno. Como es bien sabido, es siempre la última unidad primaria que se forma en los cuerpos, cualquiera sea el tipo a que éstos pertenecen. Su aparición, en consecuencia, parece estar más relacionada con las condiciones que prevalecen en la fase final de la cristalización de las pegmatitas individuales, que con una fase determinada del proceso genético total. En cuanto a las unidades de albita-lepidolita creemos, por las razones ya expuestas en un trabajo anterior (He-

rrera, 1963, pág. 69) que se forma en la fase de reemplazo alcalino. Otros autores atribuyen también este origen a unidades de composición similar (Hutchinson, 1959, pág. 1540; Jahns, 1953, pág. 1104; Brotzen, 1959, pág. 48).

Otra modificación que se nota con respecto a los cuadros anteriores, es la separación de la asociación de plagioclasa y cuarzo de las pegmatitas de los tipos 1 y 2, de la correspondiente al tipo 4. Las razones en que se apoya esta diferenciación han sido ya expuestas al tratar los grupos paragenéticos (pág. 212).

Debe tenerse presente también, que en la secuencia no se han incluido algunas asociaciones que aparecen con poca frecuencia, y que hemos considerado como variaciones de alguno de los términos fundamentales de la misma. En algunas pegmatitas del grupo 4, por ejemplo, se encuentra una zona de albita, cuarzo y espodumeno que puede considerarse una variación de la asociación 6 cuyo contenido en microlino varía entre límites muy amplios. En las pegmatitas de los grupos 1 y 2 se observa a veces la presencia de subzonas muy ricas en muscovita acompañada por cuarzo, con feldespato o sin él. Estas unidades han sido asimiladas a las asociaciones 1 y 2.

La secuencia establecida muestra claramente que la evolución general del sistema pegmatógeno está caracterizada por el papel que juegan los cationes Ca, Na, K y Li en las distintas fases del proceso. Volveremos sobre este tema al tratar el punto siguiente.

Es interesante comparar la secuencia de la tabla 2, con la establecida por Cameron et al. (1949, pág. 61) para los principales distritos pegmatíticos de EE. UU. Los cuatro primeros términos de esta última coinciden exactamente con los tres primeros de la nuestra, con la única diferencia de que nosotros hemos suprimido una asociación al no tomar en cuenta las zonas marginales. Las asociaciones 5 a 7 corresponden a

unidades con espodumeno que presentan esencialmente la misma composición que las registradas en nuestra secuencia. La asociación 8, que aparece con seguridad en una sola pegmatita, está compuesta por lepidolita, plagioclasa y cuarzo, y es probable que sea similar a las unidades que hemos considerado originadas por reemplazo. La 9 y la 10 —cuarzo-microclino y microclino - plagioclasas - micas de litio-cuarzo— son asociaciones que no han sido encontradas por el autor en nuestras pegmatitas, pero que no alteran apreciablemente el carácter de la secuencia. Por otra parte, la primera de las asociaciones mencionadas ha sido determinada en una sola pegmatita y la segunda en dos, (Cameron et al. 1949, pág. 68). La última asociación corresponde al núcleo de cuarzo. En resumen, la comparación entre las dos secuencias de asociaciones mineralógicas demuestra que el curso del proceso genético fue muy similar. Esta comprobación es particularmente significativa, porque en ambos casos la secuencia ha sido construida sobre la base de estudios realizados en grupos de distritos pegmatíticos distribuidos sobre grandes áreas, y ubicados en ambientes geológicos muy diversos.

LA COMPOSICIÓN DE LAS PEGMATITAS

La secuencia de asociaciones mineralógicas de la tabla 2, muestra claramente que la evolución general del proceso pegmatógeno está determinado esencialmente por el papel que juegan el Na, el K y el Li, en las distintas etapas del proceso. Cada uno de los tipos de pegmatitas que hemos diferenciado, por lo tanto, está caracterizado por la proporción en que esos metales alcalinos intervienen en su composición.

Como es bien sabido, es muy difícil establecer con exactitud la composición global de pegmatitas zonales mediante la extracción de muestras representativas, debido principalmente a la textu-

ra extremadamente gruesa e irregular, y a las variaciones de composición determinadas por la estructura zonal. Otra característica que complica el problema es que los minerales accesorios, aun aquellos que se encuentran predominantemente en una zona determinada, no se distribuyen uniformemente en la misma, sino que, en la mayoría de los casos, aparecen en concentraciones dispuestas en forma totalmente irregular. Como consecuencia de estas dificultades se han efectuado muy pocas determinaciones completas de composición de pegmatitas, y casi todas ellas limitadas a los tipos portadores de litio y metales raros. En nuestro país, en particular, no se han publicado datos sobre composición global de esos cuerpos.

Los problemas que hemos señalado, sin embargo, se simplifican mucho si en lugar de determinar la composición total de los cuerpos, se trata solamente de estimar la variación en el contenido relativo de los metales alcalinos ya mencionados. En este caso sólo es necesario establecer el contenido relativo medio de tres minerales —plagioclasa, microclino y espodumeno— los cuales, además de encontrarse casi siempre en proporciones superiores al 10 %, se distribuyen más o menos regularmente en zonas.

Teniendo en cuenta la importancia que tiene el conocer, aunque sea en forma muy aproximada todavía, la composición global de nuestras pegmatitas, en este trabajo hemos intentado calcularla para cada uno de los tipos en que las hemos dividido¹. Para

¹ Las pegmatitas que se usaron para los cálculos de composición son las siguientes: tipo 1: María Inés, Santi Spíritu, Santa María, La Chiquita y La Codicia I, todas de Alta Gracia, Córdoba; tipo 2: Payahuaico y Martita de Catamarca, y Manto Rosado de Valle Fértil, San Juan; tipo 3: Majada Oeste, de Ancasti, Catamarca, San José y Paso Grande de San Luis, y El Resuello en la Sierra de Comechingones; tipo 4: La Viquita y San Luis II de San Luis y Reflejo del Mar, de Ancasti, Catamarca.

ello hemos partido de los supuestos siguientes: *a*) la totalidad de los elementos Na, K y Li se encuentra en los minerales esenciales que componen las zonas —plagioclasa, microclino y espodumeno—. Estos minerales además constituyen, junto con el cuarzo, prácticamente la totalidad del volumen de los cuerpos. En el caso de la albita se incluye también la que se encuentra en las unidades de reemplazo; *b*) en las pegmatitas utilizadas para el cálculo —todos cuerpos tabulares o lenticulares muy alargados— el volumen relativo de las zonas es proporcional a sus potencias medias. El peso específico es igual para todas las zonas; *c*) la composición media de los cuerpos no varía apreciablemente en las partes no visibles de los mismos. Esta hipótesis, que indudablemente implica un cierto grado de riesgo, se basa en los caracteres de la estructura zonal observados en decenas de pegmatitas en distintas etapas de exploración. Cabe destacar, por otra parte, que el mismo criterio ha sido utilizado por Jahns (1953, pág. 1098) para cálculos similares.

Basándonos en los criterios expuestos hemos estimado el volumen relativo de las zonas, la moda de cada una de ellas y, con esta información, la moda de los cuerpos. Debido a que no disponíamos de análisis de los minerales de las pegmatitas examinadas, se calculó el porcentaje de álcalis — K_2O , Na_2O y Li_2O — en base a la composición teórica de los mismos (Dana 1949). Para calcular la cantidad media de albita contenida en el microclino se hicieron mediciones micrométricas en 30 cortes delgados de pertita. En las pegmatitas sin litio se determinó un porcentaje medio de albita de alrededor de 20 %, y en las litíferas de 10 por ciento.

El cálculo de la moda de las zonas se realizó principalmente por estimación visual, complementada con algunas mediciones para verificar los resultados. Es indudable que este método

sólo permite una aproximación relativamente grosera, pero la consistencia de los resultados obtenidos y su concordancia —como veremos más adelante— con los datos de composición hallados por otros autores, hacen suponer que los mismos reflejan la composición de los tipos estudiados con una aproximación razonable. Debe tenerse en cuenta, también, que los errores inherentes a los métodos e hipótesis utilizados inciden más sobre los resultados en lo que se refiere a contenido total de los álcalis que en lo que hace a la relación en que se encuentran entre ellos, siendo esta última información la más importante en este caso. Esto obedece, sobre todo, a la dificultad de evaluar con certeza el volumen relativo de los núcleos de cuarzo, debido a la frecuente discontinuidad de los mismos y al hecho de que estas unidades, por su escaso interés económico, son las menos exploradas. Las zonas en las que se encuentran los otros componentes que tomamos en consideración, en cambio, son las más continuas y regulares, y las más descubiertas por el laboreo minero. Estos factores, unidos al conocimiento de la estructura interna de los cuerpos, facilita el cálculo del volumen relativo de las zonas.

En la figura 2 se registran las variaciones en el contenido de los principales álcalis en los cuatro tipos de pegmatitas que hemos diferenciado. Se incluye también el OCa, pero se trata exclusivamente del contenido en las plagioclasas. Como puede verse, el contenido de K_2O crece más o menos regularmente entre los tipos 1 y 3, para disminuir rápidamente en el tipo 4, en el cual se registra un fuerte aumento en la cantidad de Li_2O y uno menor en la de Na_2O . Si se comparan los gráficos 1 y 3, se ve que si bien el contenido de Na_2O cambia relativamente poco a través de toda la serie —entre 1,8 % y 3 % aproximadamente— la cantidad de plagioclasa libre varía mucho. Los tipos 1 y 2 presentan zonas con oligoclasa como

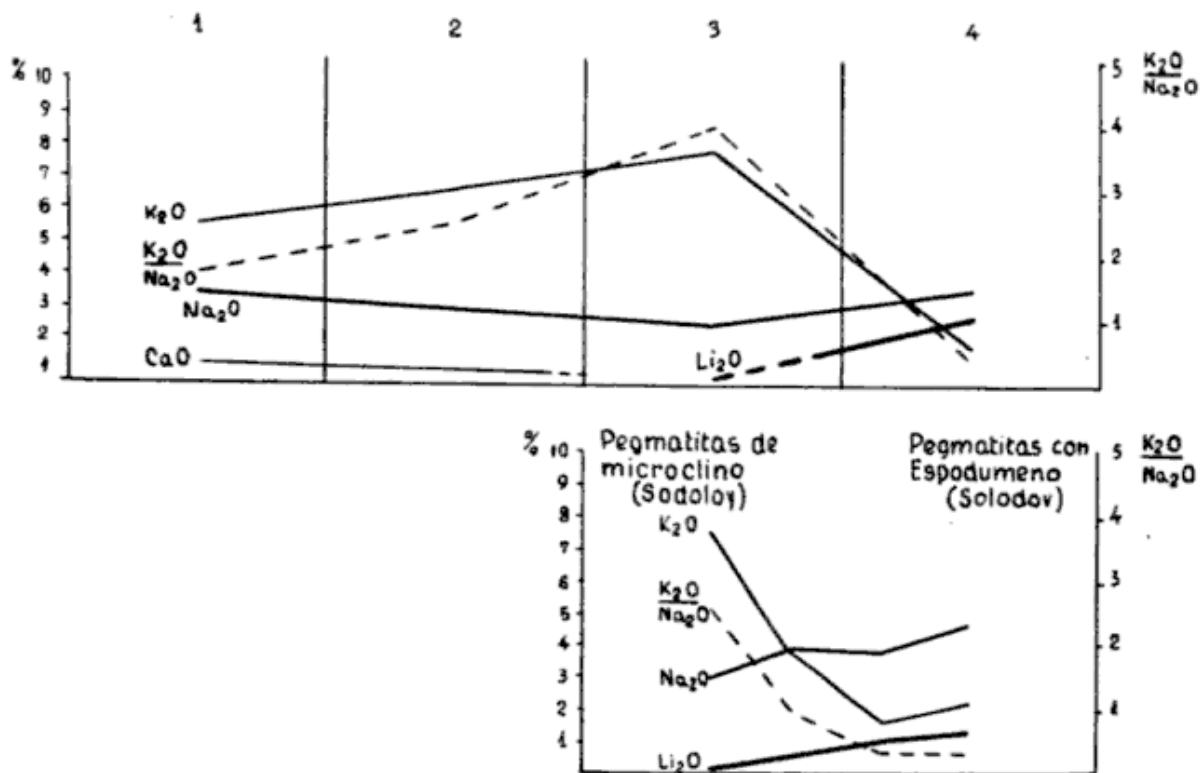


Figura 2. — Variaciones en el contenido de álcalis de grupos representativos de pegmatitas argentinas pertenecientes a distintos tipos. En la parte inferior del gráfico se registran los valores obtenidos por Solodov (1959) para grupos de pegmatitas que corresponden a los tipos 3 y 4 de nuestra clasificación.

componente importante y el tipo 4 es siempre rico en albita. En el tipo 3, por el contrario, se encuentra muy poca plagioclasa libre (Herrera, 1964, pág. 52, tabla I). Estas diferencias se deben a que en las pegmatitas con mucho feldespato potásico la mayor parte de la plagioclasa se encuentra en el microclino, en intercrecimiento perfitico. Las pegmatitas del tipo 4 son tan ricas en albita libre porque tienen muy poco microclino y, además, porque la cantidad de albita contenida en este mineral es mucho menor que en los otros tipos.

En el gráfico hemos incluido también la relación K_2O/Na_2O porque su valor es uno de los elementos más característicos de cada tipo. Como ya hemos señalado antes, el contenido total de álcalis puede variar mucho, aún en pegmatitas del mismo tipo, debido a las diferencias en el porcentaje de cuarzo, pero la relación indicada oscila entre límites bien definidos para cada tipo. En algunos cuerpos que representan formas intermedias entre los tipos 3 y

4, la relación K_2O/Na_2O puede ser similar a la que caracteriza al tipo 1, pero en este caso la composición y la distribución de la plagioclasa dentro de los cuerpos es distinta. En el tipo 1 aparece siempre limitada a las zonas periféricas y su composición oscila entre albita media y oligoclasa cálcica, mientras que en el tipo 4 la plagioclasa es albita sódica —generalmente cleavelandita— y se encuentra en todas las unidades.

En el mismo gráfico hemos incluido también las variaciones del contenido de los mismos álcalis en los cuatro tipos en que Solodov divide a las pegmatitas graníticas portadoras de metales raros (Solodov 1959, pág. 785). Esta secuencia de tipos corresponde al intervalo de nuestra serie comprendido entre los tipos 3 y 4. Prescindiendo de las variaciones menores de las formas intermedias, los gráficos demuestran la notable similitud de las composiciones. Las diferencias más visibles —aunque poco importantes— son las de los porcentajes de Na_2O y Li_2O ; pero las relacio-

TABLA 2

Contenido de álcalis de grupos representativos de pegmatitas argentinas pertenecientes a distintos tipos

	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Tipo 1 (Solotov)	Tipo 4	Tipo IV (Solotov)	Pegmatita San Luis II
K ₂ O	desde hasta	5,5-7	4,5-10,7	5,5-10,1	0,7-2,4	—	
	Pro- medio	6	7,3	7,5	1,3	2	0,9
Na ₂ O	desde hasta	2,3-2,6	1,4-2,4	2,7-3,5	1,8-3,8	—	
	Pro- medio	2,4	1,8	3	3	4,5	3,5
Li ₂ O	desde hasta	—	—	0,01-0,05	1,5-2,4	1,1-1,5	
	Pro- medio	—	—	—	2	1,3	2,4
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	desde hasta	2,1-2,9	3,1-4,5	2-3,3	0,4-1,3	—	
	Pro- medio	2,5	4	2,5	0,43	0,5	0,25

nes cuantitativas entre los contenidos de los álcalis, y el sentido en que varían las composiciones son esencialmente los mismos.

La tabla 2 muestra los porcentajes medios y extremos de álcalis contenidos en los grupos de pegmatitas examinadas para cada tipo. Se incluyen también los porcentajes correspondientes a los dos tipos extremos de la serie de Solodov, los que son equivalentes a nuestros tipos 3 y 4.

En la última columna de la tabla hemos consignado los resultados de los análisis de una muestra representativa de la pegmatita San Luis II los que, como puede verse, son muy similares a los valores medios hallados para las pegmatitas del grupo 4. Este cuerpo, que hemos descripto someramente en un trabajo anterior (Herrera, 1963, pág. 51) está compuesto esencialmente por espodumeno, cuarzo, albita y microclino. Su característica más interesante, sin embargo, es que se trata de una masa de grano fino —los cristales de espodumeno, que son los mayores, miden entre 2 y 5 centímetros— y de composición uniforme en toda la parte reconocida, lo que permite determinar su composición mediante el análisis de muestras con una exactitud muy difícil de obtener en los otros cuerpos. En nuestra opinión, este cuerpo se originó a partir de un fluido de composición equivalente a la de los que generan las pegmatitas con litio “normales” de la zona y que, debido probablemente a la pérdida de volátiles producida por fracturación de la roca de caja, cristalizó sin desarrollar la zonación y la textura gigante típicas de las otras pegmatitas. La similitud entre los porcentajes de álcalis contenidos en este cuerpo y los determinados para las pegmatitas del grupo 4 tienden a corroborar esta hipótesis, al mismo tiempo que constituye una demostración indirecta de la confiabilidad de los métodos utilizados para determinar la composición de ese grupo de cuerpos.

Resulta también de sumo interés comparar la composición de la pegmatita San Luis II con la de la pegmatita North Lacorne, de Quebec, Canadá, descripta por D. Derry, (1959 pág. 101, tabla II). Este último cuerpo presenta las mismas características que el de San Luis; el grano es fino; los componentes esenciales son espodumeno, microclino y albita, y los cristales de espodumeno están orientados perpendicularmente a los contactos. Además, esta pegmatita aparece también en un distrito donde los otros cuerpos portadores de litio son “normales”. La composición de los dos cuerpos, como puede verificarse en la tabla 3, es prácticamente la misma.

Los datos que acabamos de exponer referentes a los tipos 3 y 4 de nuestra clasificación, son una evidencia más de que la composición global de las pegmatitas de tipos equivalentes es muy similar en distintas partes del mundo, a pesar de la diversidad que sugieren las descripciones de forma, zonación, granulometría, minerales accesorios, etc.

En lo que se refiere a los tipos 1 y 2, es más difícil evaluar la significación de los resultados obtenidos, debido a la

TABLA 3

	San Luis II	North Lacorne pegmatite (D. Derry, 1950)
SiO ₂ (%)	73,8	73,05
Al ₂ O ₃ (%)	17,2	17,21
Na ₂ O (%)	3,5	5,02
K ₂ O (%)	0,9	0,79
Li ₂ O (%)	2,4	1,64
CaO (%)	0,2	1,29
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,25	0,29

* Análisis efectuados por B. L. de Lafaille. Laboratorio de Análisis de Rocas. CNICT-FCEN.

falta de datos sobre composición global de estos cuerpos en la literatura que hemos podido examinar. Este hecho es una consecuencia de la tendencia general en todos los investigadores del mundo a centrar los estudios de detalle en las pegmatitas portadoras de elementos raros, por el mayor interés económico y científico que ofrecen. No obstante, se han publicado datos parciales sobre composición, que tienden a confirmar los hallados por nosotros. Para el cálculo de composición del tipo 1 de nuestras pegmatitas estimamos que las zonas externas de cuarzo y plagioclasa, excluyendo la muscovita, contienen aproximadamente un 63 % de oligoclasa (Herrera, 1961, pág. 27). Fersman (1931, tabla VI, pág. 96) da valores que oscilan entre 62,5% y 69,1% para pegmatitas de composición similar de varias partes del mundo.

Cabe señalar, además, que las pegmatitas del tipo 1 que hemos utilizado para nuestros cálculos presentan condiciones sumamente favorables para la determinación modal, porque han sido muy bien expuestas por trabajos de explotación y exploración, y porque exhiben una notable regularidad, tanto en la forma de los cuerpos como en la distribución de las zonas.

En las pegmatitas del tipo 2, en cambio, las condiciones son distintas. Se trata en general de cuerpos con zonas más irregulares y de composición más variable y que, en la mayoría de los casos, han sido relativamente poco reconocidas. En consecuencia, los valores de composición obtenidos están sujetos a un margen de error posible mayor que en los otros casos. Los hemos registrado, sin embargo, porque son valores intermedios entre los de los tipo 1 y 3, coincidentes con la posición transicional del grupo que sugieren otros caracteres que ya hemos descrito, tales como tipo de zonación, composición de las plagioclasas, minerales accesorios, distribución areal, etc.

Consideraciones sobre el mecanismo genético

Partiendo de la hipótesis de que las pegmatitas se originan por la cristalización de flúidos magmáticos residuales, la secuencia de tipos que hemos expuesto en este trabajo indica cómo esos flúidos van cambiando de composición en el transcurso del proceso genético. Este proceso, si bien es esencialmente continuo, no se desarrolla de manera uniforme sino por "saltos" sucesivos de composición, como lo demuestra el hecho de que las pegmatitas con composiciones intermedias entre las que caracterizan a los cuatro tipos descritos son relativamente escasas¹. En nuestros distritos, esto es particularmente notable en los tipos finales de la serie. Casi todas las pegmatitas del tipo 4 contienen más de 10 % de espodumeno y el porcentaje de Li_2O varía aproximadamente entre 1,5 % y 2,5 %. Los escasos cuerpos de composición intermedia entre los tipos 3 y 4 se caracterizan por un aumento considerable en el contenido de Na_2O y una disminución correlativa en el de K_2O , mientras que el litio se encuentra en los mismos minerales y en la misma proporción aproximadamente que en el tipo 3. Aún en la pegmatita San Elías (Herrera, 1963) cuya composición es típicamente intermedia y que contiene unidades con lepidolita y amblygonita, el porcentaje de litio es muy bajo en relación con el de las pegmatitas con espodumeno. Entre los tipos 2 y 3 sucede algo similar, aunque el salto de composición es menos marcado que en el caso anterior. La transición más gradual se observa entre los tipos 1 y 2,

¹ Solodov (1959, pág. 790), para explicar el desigual enriquecimiento en elementos raros de las pegmatitas de nuestros tipos 3 y 4, expone la idea de una introducción *espasmódica* de los flúidos pegmatógenos. Compara este proceso con el sugerido por algunos autores rusos, como S. S. Smirnov, V. A. Nevskii y A. V. Korolev, para explicar la formación de los distintos tipos de yacimientos hidrotermales.

en los que las formas intermedias son relativamente abundantes.

Otro hecho que hace suponer que los diferentes tipos de pegmatitas se forman por emisiones sucesivas de flúidos de diferente composición, es la distribución zonal de los mismos. En efecto, en la mayoría de los distritos del mundo donde varios tipos de cuerpos están presumiblemente asociados con un intrusivo, los mismos aparecen dispuestos en zonas bien diferenciadas en relación con el cuerpo ígneo. Las pegmatitas ricas en sodio y litio son casi siempre periféricas, las potásicas ocupan una posición intermedia y las que contienen oligoclasa y microclino son las más próximas a los intrusivos. Entre los distritos en los cuales se observa más claramente una disposición de este tipo se pueden mencionar Eight Mile Park, Colorado (Heinrich, 1948), Namaqualand (Gevers, 1936), Turquestan Range (Strelkin, 1938), Yellowknife-Beaulieu Area, Northwest Territory (Rowe, 1954), West Hawk Lake (Stockwell, 1933) y Preissac Lacorne, Quebec (Rowe, 1954). En otros distritos no existe una relación más o menos evidente con cuerpos intrusivos, pero las pegmatitas de los distintos tipos aparecen también separadas espacialmente. Este es el caso de las pegmatitas de Catorama y de las de Córdoba y San Luis. En el distrito mencionado en primer término las pegmatitas de los tipos 1 y 2 se encuentran en las sierras de Ambato, Humaya, Gracián y Fariñango, mientras que las de los grupos 3 y 4 se disponen en una faja de rumbo NNE en el borde occidental de la sierra de Ancasti. En Córdoba y San Luis los cuerpos de los dos primeros tipos ocupan una faja que comienza en la zona de Alta Gracia y se extiende hacia el SE alcanzando el sector norte del borde occidental de la sierra de Comechingones. Hacia el sur, en el mismo borde de la sierra comienzan a aparecer pegmatitas de transición entre los tipos 2 y 3, y de este último grupo. Los cuerpos de los

tipos 3 y 4 se encuentran en la sierra de San Luis y en una faja que se extiende aproximadamente entre Villa Dolores y Cosquín, y que es paralela a la que forman los dos primeros tipos de la serie. En algunos distritos, finalmente, se encuentran juntos cuerpos de distintos tipos, pero en estos casos las relaciones transgresivas indican que los cuerpos sódico-líticos son posteriores a los potásicos los que, a su vez, preceden a los de oligoclasa-microclino.

Aunque es evidente, como señalan muchos autores, que la composición de las pegmatitas que se forman depende de la composición inicial del magma, los hechos que hemos mencionado indican que la aparición de cuerpos de composición global distinta no implica necesariamente que los magmas que los originan sean de composición diferente. En efecto, la disposición zonal significa que el tipo de pegmatita aflorante dependerá, en gran medida, de la profundidad a que haya consolidado el cuerpo intrusivo, y de la erosión subsecuente. Si ésta ha sido muy intensa, es posible que sólo afloren las pegmatitas de los tipos 1 y 2, mientras que si el intrusivo se encuentra todavía a una profundidad considerable pueden aflorar sólo los cuerpos sódico-líticos. Por otra parte, para que se formen todos los tipos de pegmatitas que hemos descrito —aún partiendo de una composición inicial adecuada del magma— deben darse otros factores concurrentes. En particular, los sucesivos cambios de composición deberán coincidir con condiciones generales, especialmente tectónicas, que permitan la separación y la inyección en las rocas circundantes de los flúidos pegmatógenos que se generan. Si en parte del proceso no se producen esas condiciones favorables, podrían faltar algunos de los tipos o, más probablemente, aparecerían tipos mixtos, con composiciones equivalentes a la combinación de dos o más tipos "normales". Las pegmatitas de la Sierra de Velazco, que como puede verse en el gráfico de la

figura 1, presentan caracteres correspondientes a los tipos 2 y 3 de la serie, son probablemente un ejemplo de ese mecanismo. Además, la circunstancia de que esos cuerpos muestren indicios de haber cristalizado dentro de la cámara magmática, en una masa ígnea todavía en proceso de cristalización (ver pág. 6) tiende a confirmar la explicación que acabamos de exponer. En el esquema paragenético de Brotzen (1959, pág. 56) aparecen también grupos de cuerpos de composición mixta.

En la mayoría de los distritos pegmatíticos del mundo, sin embargo, la predominancia de los tipos más o menos "puros" indica que el período de evolución de los líquidos pegmatógenos coincide generalmente con condiciones tectónicas que favorecen la eyección periódica de esos flúidos.

En nuestra opinión, entonces, la información disponible sugiere que todos, o la mayor parte de los cuerpos de composición granítica, pueden originar en la fase final del proceso de cristalización la serie de tipos de pegmatitas que hemos expuesto en este trabajo. La aparición de toda la serie o de parte de ella dependería más de la existencia de condiciones tectónicas favorables durante el período pegmatógeno, que de diferencias en la composición inicial de los magmas. Las diferencias de composición que se reflejan en las pegmatitas consisten generalmente en un mayor o menor enriquecimiento en ciertos elementos raros, que dan lugar a variaciones en el tipo y cantidad de minerales accesorios presentes. Estas variaciones en el contenido medio de elementos raros en pegmatitas de la misma composición global, son siempre de carácter regional, y posiblemente reflejan diferencias en la historia genética de los magmas madres.

En base a las consideraciones precedentes, podemos examinar brevemente el caso de los distritos pegmatíticos de Catamarca y de Córdoba y San Luis,

que son los más importantes dentro del ámbito de las Sierras Pampeanas. En estos distritos, las pegmatitas de los mismos tipos tienen características muy similares, incluyendo las asociaciones de minerales accesorios, lo que sugiere una marcada uniformidad en la composición de los magmas madres. Por otra parte, tanto en Catamarca como en Córdoba y San Luis, la distancia que separa los grupos de pegmatitas de distintos tipos indica que la distribución de los mismos no se origina en una zonación con respecto a centros comunes de emisión. Lo más probable, es que los distintos tipos de cuerpos estén asociados a centros de emisión diferentes. En nuestra opinión, en consecuencia, la explicación más acorde con los hechos observados es la siguiente: *a)* los cuerpos pegmatíticos de los distintos tipos se originaron por emisiones sucesivas de líquidos residuales cuya composición cambiaba a medida que se enfriaba la cámara magmática; *b)* el proceso fue esencialmente similar en todos los centros de emisión; *c)* la distribución actual de los distintos tipos de cuerpos ha sido determinada por la profundidad original de los focos magmáticos, y por la erosión subsecuente.

En los distritos Sierra Brava, de La Rioja y Valle Fértil, de San Juan, aparecen solamente pegmatitas de los tipos 1 y 2, con algunos cuerpos de transición al tipo 3 en Valle Fértil. En ambos casos, el mecanismo genético no parece ofrecer diferencias apreciables con el que hemos descrito antes. No obstante, la presencia de monazita como mineral accesorio importante en las pegmatitas de Valle Fértil indica un enriquecimiento en tierras raras mayor que en los otros distritos que hemos considerado, lo que sugiere la presencia de un magma de historia genética algo distinta que en los casos anteriores. Para extraer conclusiones definitivas en ese sentido, sin embargo, será necesario investigar en detalle la distribución de oligoelementos en todos los distritos.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Angelelli, V. Rinaldi, C. A. (1963). *Yacimientos de minerales de litio de las provincias de San Juan y Córdoba*. Comisión Nacional de Energía Atómica de la Rca. Argentina, Inf. N° 91, Buenos Aires.
- Brotzen, O. (1959). *Outline of mineralization in zoned granitic pegmatites*. — Geologiska Föreningens, Stockholm Förhandlingar, N° 496.
- Cameron, E. N., Jahns, R. H., Mc Nair, A. N. and Page, L. R. (1949). *Internal structure of granitic pegmatites*. — Econ. Geol. Monograph 2.
- Dana, E. S. (1932). *A Textbook of mineralogy*, John Wiley and Sons, Inc. N. York.
- Derry, D. R. (1950). *Lithium-bearing pegmatites in Northern Quebec*. — Econ. Geol., Vol. 45, N° 2.
- Fersman, A. E., (1931). *Les pegmatites*, Acad. Cienc. URSS. Traduc. al francés. Univ. de Lovaina, Bélgica, 3 vol.
- Gevers, T. W. (1936). *Phases of mineralization in Namaqualand pegmatites*. — Geol. Soc. South Africa, Trans., Vol. 39, 331-378 (citado por Heinrich, 1948).
- Guinsbourg, A. E. (1960). *Specific geochemical features of the pegmatitic proces*. International Geological Congress, Part XVII, Copenhagen, 1960.
- Heinrich, E. W. (1953). *Zoning in pegmatite districts*. — Amer. Mineral. Vol. 38, p. 68-87.
- Herrera, A. O. (1958). *Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Valle Fértil (Provincia de San Juan)*. — Contr. Cient. Fac. Cien. Ex. y Nat., Univ. Bs. Aires, Vol. II, N° 1.
- (1961). *Estructura interna de las pegmatitas micacíferas de Alta Gracia (Prov. de Córdoba)*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XVI, N° 1-2.
- (1963). *Las pegmatitas de las Sierras de San Luis. Estructura interna, mineralogía y génesis*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XVIII, N° 1-2.
- (1964). *Las pegmatitas de la provincia de Catamarca. Estructura interna, mineralogía y génesis*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., tomo XIX, N° 1.
- Hutchinson, R. W. (1959). *Geology of the Montgarry Pegmatite*. — Econ. Geol., vol. 54.
- Jahns, R. H. *The genesis of pegmatites (II). Quantitative analysis of lithium-bearing pegmatite, Mora County, New Mexico*. — Amer. Miner., Vol. 38, p. 1078-1112.
- Rowe, R. B. (1954). *Pegmatitic lithium deposits in Canada*. — Econ. Geol., Vol. 49, N° 5.
- Solodov, N. A. (1959). *Geochemistry of rare-metal granite pegmatites*. Geochemistry, traducción de Geokhimiya, de la Acad. Cienc. URSS., publicada por The Geochemical Society, N° 7, p. 778-792.
- Solodov, N. A. (1960). *Distribution of alkali metals and berillyum in the minerals of a zoned pegmatite in the Mongolian Altai*. Geochemistry, traducción de Geokhimiya de la Acad. Cienc. URSS., public. por The Geochemical Society, N° 8, pp. 874-885.
- Stockwell, C. H. (1933). — *The genesis of pegmatites of Southeast Manitoba*. — Roy. Soc. Canada, Trans. 3 d. Ser., Vol. 27, 37-51, (citado por Heinrich, 1953).
- Strelkin, M. F. (1938). *On the problem of the tin-bearing pegmatites*. — Acad. Sci. URSS., Bull. Sci. Math. Nat., Ser. Geol. Vol. 5, 463-488, (citado por Heinrich, 1953).

Manuscrito recibido en abril de 1965.

HEULANDITA AUTIGENICA EN FORMACIONES MESOZOICAS DE NEUQUEN Y RIO NEGRO

Por ELDA CRISTINA DI PAOLA

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

RESUMEN

Zeolitas autigénicas forman el cemento de la mayor parte de las sedimentitas mesozoicas que se encuentran en los alrededores del Co. China Muerta (Neuquén) y a lo largo de la margen derecha del río Limay, en la zona del Bajo de Ortiz (Río Negro). El estudio de estas zeolitas reveló la existencia de heulandita, estilbita y analcima, de las cuales la primera es cuantitativamente la más importante. El análisis de difracción de polvo de rayos X, puso de manifiesto que la heulandita presenta dos tipos de diagramas, coincidentes respectivamente con los de las zeolitas de Héctor California, y Prospect Park, New Jersey, y que en la literatura son referidos respectivamente a clinoptilolita y heulandita. Los análisis químicos, de ATD y de difracción de alta temperatura, como asimismo el valor del índice β (1.493 ± 0.002), efectuados sobre concentrados de zeolitas de los dos tipos, indican sin embargo, que en ambos casos se trata de heulandita.

ABSTRACT

Authigenic zeolites cement the greater part of the Mesozoic sedimentary rocks occurring in the vicinity of Cerro China Muerta (Neuquén) and along the right bank of the Rio Limay, at Bajo de Ortiz (Rio Negro). Heulandite is by far the most abundant, but stilbite and analcite are also present. X-ray powder diffraction of heulandite shows two types of diagrams, similar respectively to those of the zeolites from Hector, California, and from Prospect Park, N. Jersey, which are usually given in the literature as characteristic of heulandite and clinoptilolite, respectively. Chemical analyses, DTA and high-temperature diffraction, as well as the β refractive index (1.493 ± 0.002) indicate however that both zeolites are heulandite.

INTRODUCCION

La presencia de zeolitas como material intersticial autigénico en rocas sedimentarias y piroclásticas es un hecho conocido, descrito por numerosos autores cuyos trabajos han sido reseñados y compilados por Deffeyes (1959), Deer, Howie y Zussman (1961) y Teruggi y Andreis (1963).

En la República Argentina se han hallado zeolitas en diversas formaciones: en el complejo porfírico de Santa Cruz (Zuffardi, 1944), en el Chubutia-

no (Casanova, 1931; Vilela, 1952; Teruggi, 1962), en el Santacruceño (Colloncureño) (F. González Bonorino, 1944), en las Tobas de Sarmiento (Mason y Sand, 1960), en sedimentos triásicos y terciarios de Mendoza (Yussen, 1936; Casanova, 1939; Baldwin, 1944), en la formación terciaria Río Salí (Bossi y Siegel, 1963), en tobas de la serie andesítica, en Río Negro (González Bonorino, 1944).

En el curso de un estudio acerca de las relaciones estratigráficas entre las formaciones mesozoicas del Bajo de Or-

tiz, provincia de Río Negro, y de los alrededores del Co. China Muerta, provincia de Neuquén, encontramos que en la mayoría de los niveles las zeolitas constituyen el cemento principal de las sedimentitas. El estudio de las mismas reveló la existencia de *heulandita*, *estibita* y *analcima*.

El tema del presente trabajo se refiere a las relaciones petrográficas y características mineralógicas de la heulandita, que es cuantitativamente la más abundante de las tres. La petrología y relaciones estratigráficas de las formaciones del Bajo de Ortiz y del Co. China Muerta son objeto de un estudio por separado.

ESTRATIGRAFIA Y LITOLOGIA

Bajo de Ortiz. En esta localidad, situada sobre la margen derecha del río Limay frente a la desembocadura del arroyo Pichi Picún Leufú (fig. 1a) aflora desde el borde superior de la terraza un conjunto de areniscas rojizas y anaranjadas con estratificación entrecruzada, seguidas hacia abajo por areniscas, limolitas y arcilitas que alternan con bancos de calizas fosilíferas, oolíticas y margas laminadas; en la base hay un grueso estrato (21 m) de areniscas rojas con estratificación diagonal, entre dos bancos de brechas conglomerádicas. El espesor total es aproximadamente de 90 metros. Una colada de basalto cubre parcialmente el área. La edad de esta formación, según Groeber (1953) sería titonense, debido al hallazgo, en las calizas, de *Trigonia* referidas a *T. Carrincurensis* L. y *T. Groeberi* Wea. Las areniscas y limolitas arcillosas son deleznales, porosas, de grano subredondeado medianamente seleccionadas, y compuestas por litoclastos de riolitas y tobas de textura vitroclástica y esferulítica y cristaloclastos de cuarzo ígneo, de plagioclasas sódicas y sódicocálcicas. Hay además ortoclasa alterada, sanidina y microclino, que predominan por separado a niveles distin-

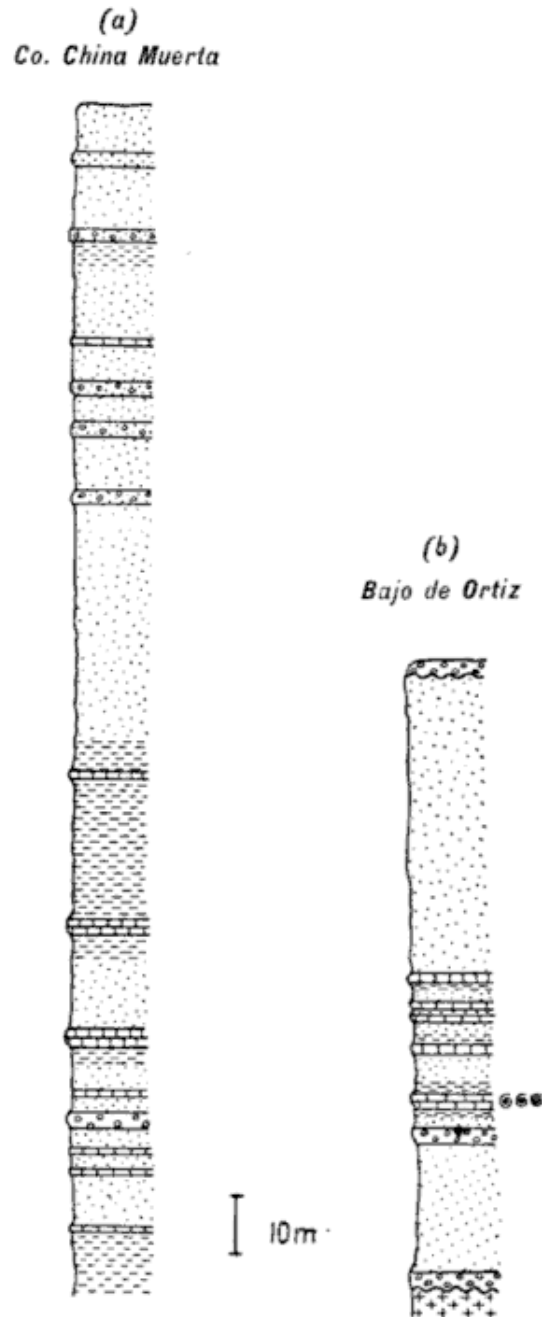


Fig. 1. — Perfiles generalizados de las formaciones en el Co. China Muerta (a) y Bajo de Ortiz (b). Alternancia de conglomerados y brechas (con círculos), areniscas (punteado), lutitas y limolitas (líneas cortadas), y calizas. El símbolo de fósil indica el nivel con *Trigonia* en el Bajo de Ortiz. En la base del perfil (b), granito.

tos. Los minerales pesados son escasos. Los clastos están rodeados por una película de montmorillonita de unos 3 micrones de espesor. Las arcilitas están compuestas por montmorillonita bien cristalizada con vitroclastos diseminados.

El cemento común a todas las rocas clásticas es heulandita (lám. Ia) la que en parte ha reemplazado al vidrio volcánico (lám. Ib); la calcita está presente en distintas proporciones en casi todos los niveles. Las calizas, formadas por oolitas simples, tienen cantidades variables de micro y macrofósiles, y escasos clastos minerales; la matrix es de calcita con zeolita intersticial (lám. Ic).

En la fracción clástica de las brechas conglomerádicas basales intervienen fragmentos de pastas volcánicas ácidas y de rocas graníticas. El cemento varía según las secciones y puede ser de sílice, calcita, caolinita y óxido de hierro.

Co. China Muerta. Localidad situada en la vecindad de la intersección del arroyo del mismo nombre con la Ruta Nacional 40. El perfil (fig. 1 b) tiene 200 m de espesor y está formado por conglomerados, areniscas y limolitas arcillosas color rojizo, en parte gris verdoso, alternados entre sí; en la porción inferior hay siete niveles de caliza gris de grano fina, de poco espesor (0.5 m), intercaladas en las rocas clásticas. En esta zona abundan diques y filones de basalto.

La edad de este conjunto, que está ubicado entre los Estratos con Dinosaurios y los sedimentos marinos del ciclo Andico, no ha sido determinada con precisión. Por semejanzas litológicas, Roll (1939) lo equiparó a la formación del Bajo de Ortiz.

Las rocas clásticas del perfil de esta localidad presentan características texturales semejantes a las del Bajo de Ortiz, pero con algunas diferencias marcadas: los litoclastos más abundantes, son de traquibasaltos y andesitas, mientras los fragmentos de riolitas son menos frecuentes; las plagioclasas varían de andesina a labradorita; la fracción de pesados es muy importante en toda la columna y está compuesta casi exclusivamente por diópsido y magnetita; hornblenda verde y parda, moscovita,

biotita, apatita, granate y zircón aparecen esporádicamente. La arcilla que tapiza los clastos es, como en el Bajo de Ortiz, montmorillonita, pero en algunos niveles predomina la vermiculita. El cemento es de zeolita con calcita subordinada.

Las calizas están formadas por calcita pulverulenta en la que se observan sombras de vitroclastos. El vidrio volcánico está concentrado en algunos niveles discontinuos.

LAS ZEOLITAS. DISTRIBUCION Y MODO DE PRESENTARSE

En ambas columnas sedimentarias las zeolitas son el principal cemento. La variedad predominante en todo el espesor es *heulandita*; *estilbita* y *analcima* están presentes en algunos niveles en cantidades subordinadas, hasta 30 % aproximadamente. La heulandita es visible a ojo desnudo en las rocas clásticas, ocupando espacios intergranulares y formando pátinas y sobrecrecimientos superficiales. Generalmente tiene color anaranjado, con tonalidades rojizas a parduscas. En las calizas de grano fino forma venillas muy finas y agregados de no más de 1 mm de espesor.

En corte delgado la heulandita asume características distintas según el tipo de roca. En las rocas clásticas forma cristales tabulares intersticiales, con clivaje bien desarrollado, color castaño rojizo de tonos variables, generalmente más fuerte en los bordes. El tamaño de los cristales oscila generalmente entre 35 y 40 micrones (lám. 1a).

En las rocas del Bajo de Ortiz la zeolita intersticial ha reemplazado a algunos de los vitroclastos (lám. 1b). También es común el reemplazo parcial o total por zeolitas de los cristalo-clastos en las rocas de ambas localidades.

En los niveles vitroclásticos del Co. China Muerta la zeolita forma una trama de venillas isoorientadas, que abar-

can áreas de hasta varios milímetros. Los vitroclastos y cristaloclastos encerrados en la trama están también en parte zeolitizados y pigmentados marginalmente por óxidos de hierro.

En las calizas del Co. China Muerta la zeolita rellena venillas y forma agregados de cristales tabulares concentrados en espacios elongados o esferoidales. También se la encuentra diseminada en la masa finamente cristalina del carbonato. En las calizas oolíticas asume la forma de mosaico intersticial, ocupando poros entre los oolitas o bien en la matriz de calcita de grano grueso (lám. 1c).

La zeolita es más abundante en las rocas clásticas que en las calizas; en aquéllas llega a constituir hasta el 40% de las rocas. Las brechas basales del Bajo de Ortiz no contienen zeolitas.

En los 40 m superiores del perfil del Co. China Muerta la heulandita está íntimamente asociada con estilbita, la que muestra agregados fasciculares de cristales tubulares de elongación negativa. En los 20 m inferiores del mismo perfil, analcima débilmente refringente reemplaza la porción central de feldspatos y está asociada con heulandita incolora, en el reemplazo de la periferia de los mismos. En las calizas del Bajo de Ortiz la analcima ocupa intersticios.

El resto de la asociación mineralógica cementante que acompaña a las zeolitas en las areniscas lo constituyen montmorillonita, que recubre clastos y vitroclastos; esporádicamente vermiculita, que forma nódulos y estrías dentro del mosaico de heulandita, y calcita, que reemplaza y cementa parcialmente la fracción clástica.

MÉTODOS DE ESTUDIO

Las muestras fueron disgregadas y tamizadas en húmedo por malla de 0.4 mm. De la fracción menor se separaron las zeolitas por gravedad, mediante una

mezcla de bromoformo y querosén deshidratado, de densidad 2.20, lavándose luego con alcohol. La zeolita así obtenida fue analizada con rayos X, utilizando la técnica de difracción de polvo. Se estudiaron ocho concentrados del Co. China Muerta, y siete concentrados del Bajo de Ortiz. Una muestra de la primera localidad, y tres de la segunda, se sometieron a análisis térmico diferencial y, además, se calentaron a temperaturas crecientes, para estudiar su comportamiento con rayos X. Dos de las muestras fueron analizadas químicamente. Las determinaciones ópticas y observaciones petrográficas se hicieron sobre numerosos cortes delgados y en grano suelto.

RESULTADOS OBTENIDOS

Análisis roentgenográfico. Las muestras analizadas por difracción dieron dos tipos distintos de diagramas, correspondiendo el primero (Cuadro 1, I) a los ocho concentrados del Co. China Muerta y a dos del Bajo de Ortiz, y el segundo (Cuadro 1, II) a los cinco concentrados restantes del Bajo de Ortiz (fig. 2).

En el diagrama I el pico correspondiente al espaciado 8.94 Å es mucho más pronunciado que los restantes; por el contrario, en el diagrama II todos los picos tienen mayor intensidad relativa; la reflexión correspondiente a 8.97 Å es poco más intensa, y en algunos casos igual que la de 3.96 Å. También es considerablemente más elevado el pico 2.98 Å (fig. 2).

Los diagramas roentgenográficos (I) y (II) concuerdan, respectivamente, con los obtenidos por Mumpton (1960) utilizando heulandita de Prospect Park, N. Jersey (EE. UU.), y clinoptilolita de Héctor, California (EE. UU.), y que Deer, Howie y Zussman (1963) dan como característicos para cada una de estas especies de zeolita.

CUADRO 1

Valores de espaciados de heulandita obtenidos por difracción de Rayos X

Equipo Phillips. 36 kV, 20 mA, Cu K α					
Diagrama (I)			Diagrama (II)		
d \AA	I/I $_0$	Índice *	d \AA	I/I $_0$	Índice *
8.91	10	020	9.0	10	020
7.94	\ll 1	002	7.94	1	002
6.82	\ll 1	110 ?	6.82	1	110 ?
6.61	\ll 1	$\bar{1}10$	6.66	1	$\bar{1}10$
5.26	\ll 1	$\bar{1}12$	5.27	2	$\bar{1}12$
5.10	\ll 1	112	5.14	2	112 ?
4.67	1	130	4.67	3-2	130
4.35	\ll 1	040, $\bar{1}13$	4.38	1	040, $\bar{1}13$
3.96	2	004	3.98	10-7	004
3.91	2-3	$\bar{1}32$	3.91	3-5	$\bar{1}32$
3.85	\ll 1	132	3.85	1	132
3.43	\ll 1	202, 220	3.44	3-2	202, 220
3.40	\ll 1	114	3.41	2	114
3.19	\ll 1	$\bar{2}22$	3.18	3-2	$\bar{2}21$
3.14	1	222	3.13	2	222
3.08	\ll 1	$\bar{2}03$	3.09	1	$\bar{2}03$?
2.98	3-2	060, 152	3.04	1	?
2.79	1	062	2.98	8-5	060, 152
2.73	1	204	2.88	1	?
2.64	\ll 1		2.81	3	?
2.53	\ll 1		2.73	2	$\bar{2}04$
2.44	\ll 1		2.68	1	
			2.44	1	

* Índices según ASTM 13-196.

Comportamiento térmico: Cuatro muestras, dos del tipo I (Ch.M. 235 y B.O. 6), y dos del tipo II (B.O. 14 y 27), fueron sometidas a análisis térmico diferencial, en las siguientes condiciones: temperatura inicial 20°C, final 800°C, velocidad de calentamiento 10°C por minuto, sensibilidad 1/1.

Tres de los diagramas obtenidos (fig. 3), uno perteneciente a la heulandita tipo I (B.O. 6), y los otros a la tipo II (B.O. 14 y 27), dieron curvas semejantes, con un pico endotérmico pronunciado entre los 330-350°C, y dos picos menores —a veces sólo insinuados—, a los 260°C y 150-170°C respec-

tivamente. En la cuarta muestra (Ch. M. 235) los picos principales caen en 450°C y 250°C.

Muestras de tipo I (Ch.M. 235 y 31) y tipo II (B.O. 14 y 23) fueron sometidas a temperaturas escalonadas y examinadas con rayos X. Los resultados obtenidos no son coherentes: en las muestras del tipo II se observó cierta modificación de la estructura (heulandita B) a los 220°C y 2 horas de calentamiento, con partición de la reflexión 8.97 Å en dos (9.0 y 8.43 Å), mientras que las muestras de tipo I permanecieron inalteradas hasta los 350°C, temperatura en la que se obtuvieron dos picos de intensidad fuerte con espaciados de 8.8-8.9 y 8.2-8.3 Å. Los picos restantes son, en general, débiles, y hay restos de la estructura primitiva.

A los 450°C y 12 horas, el comportamiento de las muestras difiere poco; en una de ellas (Ch.M. 31) la red ha quedado completamente destruida. En las restantes quedan algunos picos débiles en las inmediaciones de los siguientes ángulos 2θ : 9-10° y 28-30°.

Propiedades ópticas: Los índices de refracción se midieron en zeolitas poco pigmentadas y de grano apropiado, en láminas de clivaje 010. La diferencia entre α y β está dentro del límite de error de las mediciones. El valor medio de β determinado en las muestras Ch.M. 20 y 23 y B.O. 6 y 12 fue 1.493 ± 0.002 . La muestra B.O. 27, cuyo roentgenograma es del tipo II, dio un valor de $\beta = 1.497 \pm 0.004$.

Para las determinaciones del ángulo de los ejes ópticos se utilizó una platina universal Leitz de cuatro ejes, objetivo UM3 y segmentos de índice 1.516. Se midieron entre 5 y 8 individuos por preparación, en cuatro niveles del perfil Co. China Muerta y dos del de Bajo de Ortiz. En las muestras del primero, sobre un total de 26 mediciones, 18 se agrupan en el rango 72-80°, 4 en el rango 50-56°, 2 en 87° y 2 en 62-64°. En el segundo perfil, sobre 10 mediciones, 8 se agrupan en el rango 62-68° y

DIAGRAMA II
Heulandita BO.14
Bajo de Ortiz - Río Negro

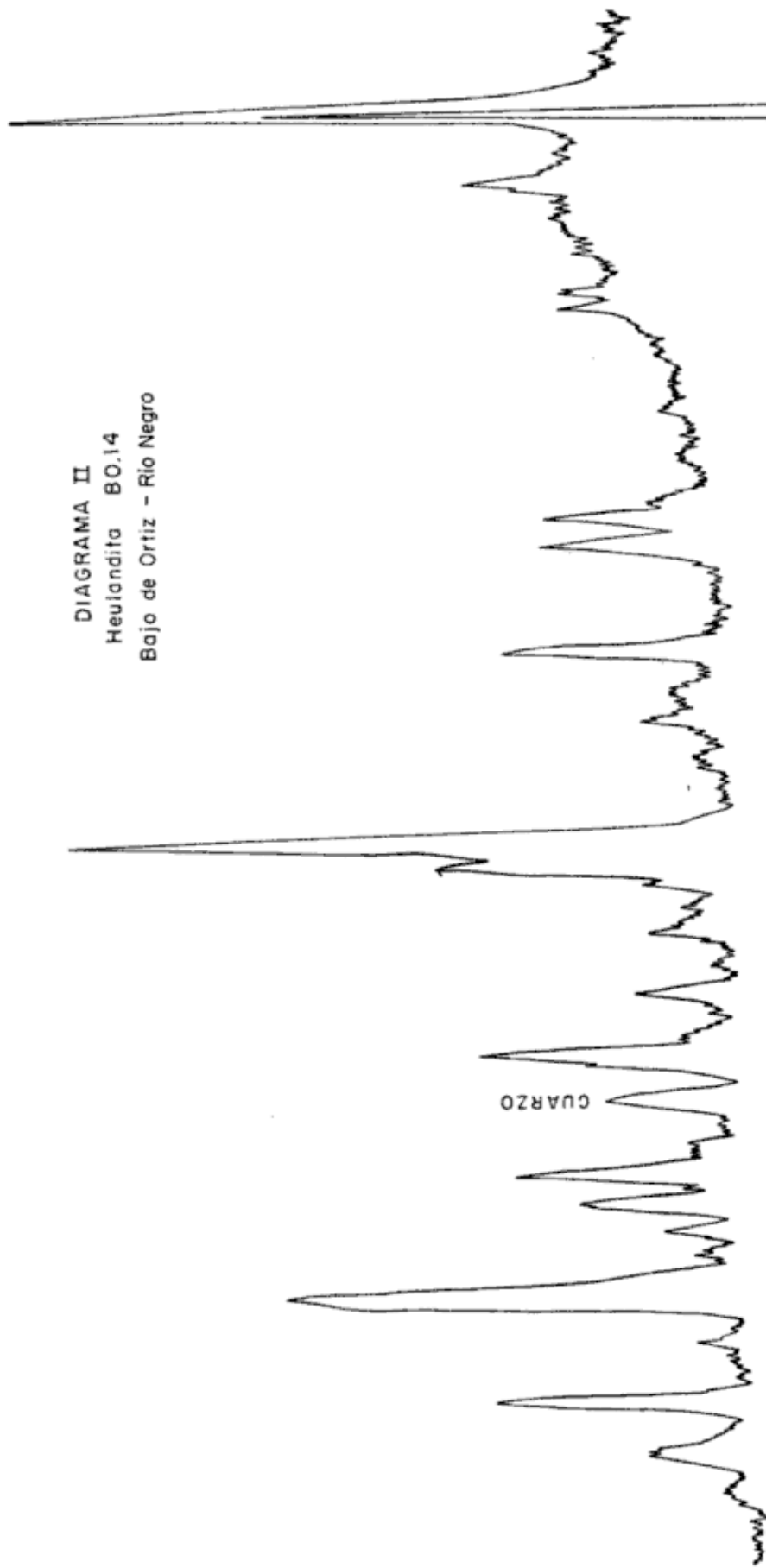


DIAGRAMA I
Heulandita Ch. M. 235
Co China Muerta - Neuquen

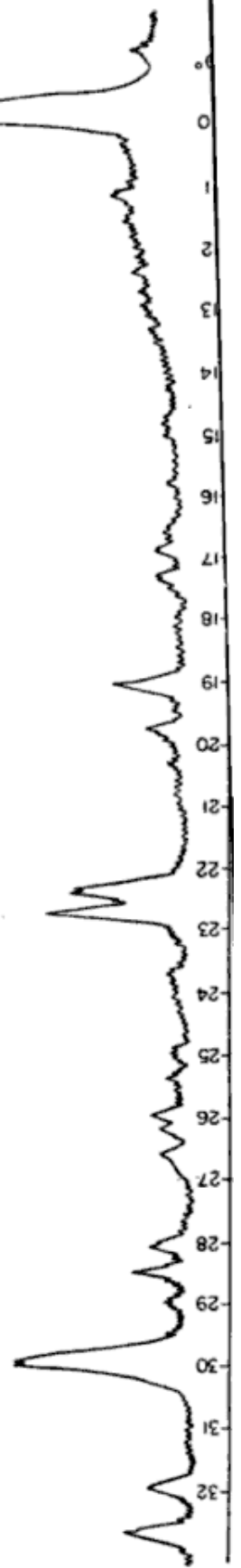


Fig. 2. Diagramas de difracción de rayos X de Heulanditas, tipos I y II

2 en 54° . El error probable sería, según Munro (1963), de $5-6^\circ$. El mineral es en todos los casos de signo óptico positivo.

Composición química: Para los análisis químicos (Cuadro 2) se seleccionaron dos muestras, una del Co. China Muerta (Ch.M. 235) cuyo diagrama de rayos X es de tipo I y otra del Bajo de Ortiz (B.O. 14) cuyo diagrama es de tipo II; este último muestra alrededor

identificación se basó en los picos 5.61 \AA (211) 3.43 \AA (400) y 2.92 \AA (332), de intensidad 8, 10 y 8, respectivamente*.

TRABAJOS PREVIOS SOBRE HEULANDITA Y CLINOPTILOLITA

La heulandita y su variedad clinoptilolita han sido citadas en muchas oportunidades, y sus características ópticas, térmicas, roentgenográficas, etc.,

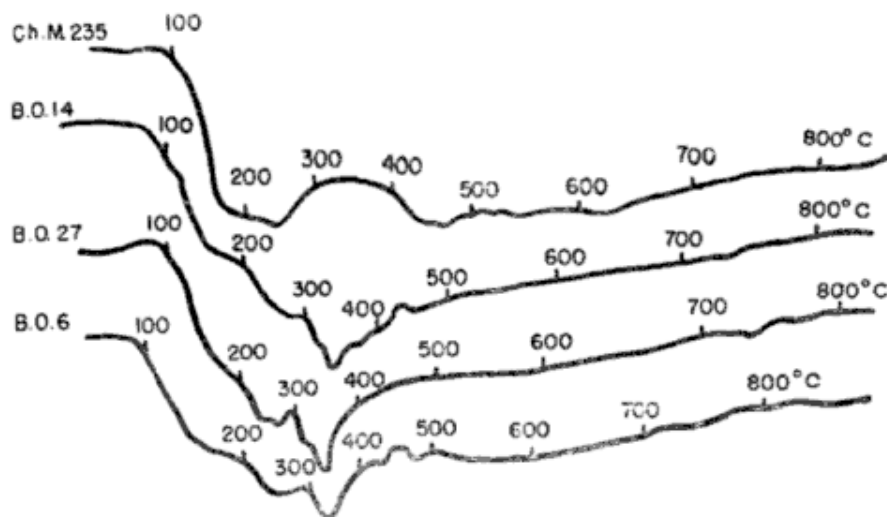


Fig. 3. — Diagramas de análisis térmico diferencial de cuatro concentrados de heulandita

de 5 % de cuarzo, cifra que ha sido deducida del análisis del Cuadro 2. Los resultados obtenidos acusan moderadas diferencias; la principal en la proporción de Na y K, que es mayor en la muestra del Bajo de Ortiz. La suma de cationes divalentes Ca, Sr, Mg (Cuadro 3) es semejante, aunque ligeramente mayor en la muestra de Co. China Muerta. Las proporciones fundamentales (sílice/alúmina; base/alúmina/sílice) están dentro del rango característico de heulandita.

Estilbita: En las muestras analizadas la estilbita ha sido hallada asociada con heulandita, de modo que su identificación se ha efectuado sobre la base de algunas reflexiones no comunes. Los valores obtenidos son los del Cuadro 4.

Analcima: Esta zeolita también fue hallada asociada con heulandita. Su

no siempre bien aclaradas, han provocado cierta confusión en la literatura.

Schaller (1932) propuso el término clinoptilolita para un mineral de Wyoming (EE. UU.) que Pirsson (1890) había descrito como mordenita. Este mineral es monoclinico, con hábito tabular semejante a heulandita, y composición química similar a la ptilolita ($10 \text{ SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 (\text{Ca}, \text{K}_2, \text{Na}_2) 0.7\text{H}_2\text{O}$), pero con extinción oblicua. Hey y Bannister (1934) estudiaron el material original con rayos X y lo identificaron como heulandita, interpretando que la clinoptilolita de Schaller era "esencialmente una heulandita rica en sílice". Desde entonces, y a pesar de la ambigüedad existente acerca de las propiedades específicas de la

* Los índices hkl según Deer, Howie y Zussman (1963).

CUADRO 2

Análisis químicos de heulandita y clinoptilolita de distintas localidades

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60.79	56.31	57.28	56.8	61.7	69.41
Al ₂ O ₃	13.89	16.70	17.76	16.6	15.32	10.59
Fe ₂ O ₃	1.10	0.85	—	tr.	3.03	0.08
FeO.....	0.18	0.08	—	—		0.00
MnO.....	0.03	0.02	—	—		0.01
MgO.....	0.85	1.48	—	tr.	1.45	0.19
CaO.....	5.54	3.81	7.18	5.8	3.06	0.41
SrO.....	0.27	1.05	—	2.0		—
Na ₂ O.....	1.41	2.51	2.95	1.6	0.44	4.4
K ₂ O.....	0.40	1.39	—	0.8	2.81	1.92
H ₂ O+.....	10.97	11.37	15.42	12.45	2.88	6.85
H ₂ O.....	4.56	4.17		3.3		6.08
TiO ₂	0.08	0.07				0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.02		0.01		0.00
CO ₂	—	0.28				0.00
Total.....	100.01	100.12	100.59	99.4		100.00

1. Heulandita (tipo I), Co. China Muerta, Ch. M. 235, Neuquén, Rca. Argentina. Anal. B. Lafaille.
2. Heulandita (tipo II), Bajo de Ortiz, B.O. 14, Río Negro, Rca. Argentina. Anal. B. Lafaille.
3. Heulandita, basalto amigdalóide, Lanakai Hills, Hawaii (Dunham, 1933). Anal. A. S. Eakle.
4. Heulandita, Cape Blomidon, Nova Scotia. (Coombs et al., 1959). Anal. J. A. Ritchie (incluye Ba 0.05, Pb 0.015, Ag 0.015, Sn 0.01).
5. Heulandita, Ucrania, URSS. (Shumenko, 1963), (incluye pérdida por ignición 7.76).
6. Clinoptilolita, Cañadón Hondo, Chubut, Rca. Argentina (Mason y Sand, 1960). Anal. H. B. Wiiks.

CUADRO 3

Átomos por celda unitaria y relaciones moleculares de heulandita

	Tipo I Ch. M. 235	Tipo II B. O. 14
Si.....	28.22	26.62
Al.....	7.60	9.29
Mg.....	0.58	1.05
Ca.....	2.76	1.90
Sr.....	0.06	0.28
Na.....	1.25	2.30
K.....	0.22	0.82
O.....	72.00	72.00
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	7,5	5,6
Base/Al ₂ O ₃ /SiO ₂	1:1:7,5	1:1:5,6

CUADRO 4

Valores de espaciados de estilbita obtenidos por difracción de Rayos X

Equipo Philips, 36 kV, 20 mA, CuKα		
dÅ	I	hkl*
9.1	9	001, 020
5.4	2	221, 202, 200
4.68	7	220, 222
4.30	3	311, 312
4.08	10	041, 132
3.74	4	203
3.41	5	113, 402
3.20	5	403
3.03	7	422, 152
2.79	3	314, 351

clinoptilolita, numerosos autores han mencionado la presencia de heulandita y clinoptilolita en rocas sedimentarias y piroclásticas.

Deffeyes (1959) hizo un resumen estadístico de la presencia de zeolitas en sedimentos, concluyendo que la manera más segura de identificar clinoptilolita y heulandita es por su comportamiento térmico y por análisis químicos.

Mumpton (1960) propuso una redefinición de los términos heulandita y clinoptilolita, y puso de manifiesto que entre los diagramas de polvo de rayos X de clinoptilolita de Héctor, California, y la heulandita de Prospect Park, N. Jersey, existen diferencias tales que hacen posible su distinción: esencialmente, reflexiones más intensas y espaciadas algo mayores para la clinoptilolita. También señala Mumpton que el criterio más decisivo para distinguir entre ambas es su comportamiento en difracción de alta temperatura, ATD y termogravimetría: heulandita se transforma a los 230°C en "heulandita B", a los 350°C se torna amorfa, y en la curva de ATD presenta un pico endotérmico en la vecindad de 300°C; clinoptilolita a su vez, permanece estable hasta los 700°C y su curva de ATD presenta reacción endotérmica de deshidratación a bajas temperaturas. Esto difiere en parte con los resultados obtenidos por Koizumi (1953) y Koizumi y Kiriyama (1953). Según estos autores la heulandita modifica su red cristalina entre los 300 y 400°C, y comienza a destruirse a los 500°C. Químicamente se diferencian por la relación molecular base: alúmina:sílice, que es 1:1:6 para heulandita y 1:1:10 para clinoptilolita sin términos intermedios conocidos; y por el cociente molecular $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ igual a 5.5-6.5 y 8.5-10.5 respectivamente (Mumpton, 1960). Clinoptilolita sería, para Mumpton, "el miembro rico en sílice del grupo estructural de la heulandita que contiene cationes monovalentes antes que divalentes".

Mason y Sand (1960) estudiaron una clinoptilolita en material de Cañadón Hondo, Chubut, Rep. Argentina, cuyo diagrama roentgenográfico coincide con el de la clinoptilolita de Héctor, California; pero, a diferencia de Mumpton, ellos proponen que la clinoptilolita sea definida como una "zeolita con estructura de heulandita en la cual los átomos de Na + K por unidad de celda predominan sobre el calcio". Además, la sustitución de Na y K por Ca disminuye el valor de los índices de refracción; beta nunca sería mayor que 1.485 en clinoptilolita, ni menor que 1.488 en heulandita.

Shumenko (1963) estudió zeolitas en sedimentos cretácicos de Ucrania, cuyos diagramas roentgenográficos, estabilidad térmica e índices de refracción, concuerdan con los de las clinoptilolitas de Mumpton y de Mason y Sand, pero que clasificó como heulandita debido a la relación sílice/alúmina (6.86) y su comportamiento con el ATD. Shumenko encontró que las heulanditas de hábito tubular producían una nueva fase a los 650°C, y que las de hábito en barra preservaban su estructura hasta los 800°C. Los índices de refracción medidos por este autor varían entre $1.483-1.486 \pm 0.003$.

Ames (1960) encontró que, en soluciones con gran concentración de cationes competidores (competing cations), la clinoptilolita es altamente selectiva para el Cs y actúan como tamiz para dicho catión, y postuló que quizás, sobre la base de sus propiedades de intercambio de bases, puede ser considerada como una especie por separado dentro de las zeolitas.

GENESIS

Para explicar el origen de las zeolitas en rocas sedimentarias se han propuesto tres tipos de procesos (Teruggi y Andreis, 1964): hidrotermales, sedimentarios y diagenéticos submetamórficos a metamórficos. Las zeolitas sedi-

mentarias están prácticamente siempre asociadas con cenizas volcánicas, aceptándose que el vidrio sería el material original a partir del cual se formarían zeolitas en un medio acuoso muy alcalino. Estas condiciones son reunidas por dos ambientes: el marino y el palustre o lacustre.

En nuestro caso, de las observaciones de campo se excluye la posibilidad de que las zeolitas hayan sido formadas por procesos hidrotermales o metamórficos. Por el contrario, la asociación con vidrio volcánico y montmorillonita concuerda con los casos de zeolitas sedimentarias citadas en la literatura mundial (Bramlette y Posnjak, 1933).

El ambiente de formación de las sedimentitas del Bajo de Ortiz ha sido mixto, marino de aguas someras durante la deposición de las calizas, como lo atestiguan la asociación paleontológica y las estructuras sedimentarias (oolitas calcáreas, ondulitas), y fluvial costanero durante la sedimentación de las areniscas (estratificación entrecruzada, ondulitas).

Con respecto a las formaciones del cerro China Muerta, el ambiente ha sido indudablemente subácueo, lagunar y fluvial, como lo ponen de manifiesto las calizas, la estratificación entrecruzada en cubeta y la presencia de abundantes microfósiles (comunicación verbal de la licenciada Delia Becker).

La paragénesis de los minerales autigénicos de ambas columnas sedimentarias está siendo estudiada en detalle por la autora.

CONCLUSIONES

Los diagramas roentgenográficos de heulandita que hemos designado tipo I y tipo II concuerdan respectivamente con los diagramas obtenidos por Mumpton (1960), utilizando heulandita de Prospect Park, N. Jersey, y clinoptilolita de Hector, California.

Los análisis térmicos diferenciales de

las muestras B.O. 1-4 y 27 (tipo II) y B.O. 6 (tipo I) indican un comportamiento similar al de la heulandita de Prospect Park, pero difieren en cambio de los de la heulandita de Paterson, N. Jersey (Mason y Sand, 1960), de Ucrania (Shumenko, 1963) y de Chichi-Shima, Islas Ogasawara (Koizumi, 1953), que, a su vez, tampoco concuerdan entre sí.

La destrucción de la red cristalina a los 450°C pone de manifiesto la semejanza de las zeolitas de ambas localidades con el comportamiento térmico atribuido a la heulandita por Mumpton (1960), diferenciándose, en cambio, en la temperatura de aparición de la llamada "fase B" (Milligan y Weiser, 1937; Koizumi, 1953), que oscila alrededor de los 350°C en la heulandita de tipo I y 220°C en la del tipo II.

La composición química de las muestras analizadas se asemeja a las de heulandita de distintas localidades (cuadro 2), por su contenido en sílice y alúmina; en la muestra tipo I la cantidad de $Ca + Mg + Sr$ en átomos por celda unitaria es mayor que $Na + K$, en el tipo II se encuentran en proporciones semejantes.

Los valores determinados en láminas de clivaje (010) para los índices de refracción α y β (1.493 ± 0.002) están dentro del rango de índices de heulandita proporcionados por Deer, Howie y Zussman (1963).

Nuestros resultados concuerdan con los obtenidos por Shumenko (1963), y demostrarían que el diagrama de polvo de rayos X de la clinoptilolita de Hector, California (Deer, Howie y Zussman, 1963), o el de la clinoptilolita de Cañadón Hondo, Chubut (Mason y Sand, 1960) no son privativos de esta variedad, sino que, por el contrario, se presentan a menudo en heulanditas que por el resto de sus propiedades no pueden ser consideradas clinoptilolitas.

El vidrio volcánico y los fragmentos de pastas vítreas ácidas parecen ser el material a partir del cual se formaron

las zeolitas, por la acción diagenética de aguas alcalinas, a bajas temperaturas. La existencia de un medio ácuco está corroborada, en las sedimentitas estudiadas, por la litología, las estructuras sedimentarias y los restos fósiles.

AGRADECIMIENTOS

La autora agradece a la Dra. Beatriz L. de Lafaille, del Laboratorio de Análisis de Rocas del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNBA, por los análisis químicos; al Dr. Guillermo Cetrángolo, del Laboratorio de Sedimentología de la misma Facultad, por sus consejos y ayuda en la realización de diagramas de A.T.D.; al Sr. Cohen Arazi, de la Facultad de Química de la Universidad de La Plata, por el análisis térmico diferencial de varias muestras, y al Dr. F. González Bonorino por su asesoramiento y lectura del manuscrito.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Ames, L. L. 1960. *Cation sieve properties of clinoptilolite*. — Amer. Miner. 45, 689-700.

Astm, 1960. *Special Technical Publication 48-M2*.

Baldwin, J. L. 1944. *Tupungato oil field. Mendoza, Argentina*. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 28, 1455-1484.

Bossi, G. E. y F. R. Siegel, 1963. *Nota preliminar sobre la arcilla de la formación Río Salí, provincia de Tucumán, Argentina*. Resumen para Jorn. Geol. Arg., 1963.

Bramlette, M. N. and E. Posnjak, 1933. *Zeolitic alteration of pyroclastics*. — Amer. Miner. 18, 167-171.

Casanova, M. 1931. *Apuntes petrográficos sobre los terrenos atravesados por los pozos de Comodoro Rivadavia y sus alrededores*. — Contr. a la 1ra. Reunión Nac. de Geogr. (Y. P. F.), 1-40, Buenos Aires.

Casanova, M. 1939. *Mineralogía óptica*. Apuntes mimeografiados, Y. P. F., Buenos Aires.

Coombs, D., A. D. Ellis, W. S. Fyfe and A. M. Taylor, 1959. *The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses*. — Geochim. et Cosmochim. Acta 17, 53-107.

Deer, W. Howie, R. and J. Zussman, 1963. *Rock Forming Minerals*. IV. J. Wiley and Sons, Inc., Nueva York, EE. UU.

Defreyes, K. S. 1959. *Zeolites in sedimentary rocks*. — Jour. Sed. Petrol. 29, 602-609.

Dunham, K. C. 1933. *Crystal cavities in lavas from Hawaiian Islands*. — Amer. Miner. 18, 369.

González Bonorino, F. 1944. *Descripción geológica y petrográfica de la hoja 41b-Río Foyel (Territ. Río Negro)*. — Bol. Direc. Minas Geol. Hidrol. n° 56, 1-124.

Groeber, Pablo, 1959. *Geografía de la República Argentina*, III, 2da. parte. Supracretácico. GAEA, Buenos Aires.

Hey, M. y F. Bannister, 1934. *Studies on zeolites. Part. VI. «Clinoptilolite», a silica-rich variety of heulandite*. — Miner. Mag. 23, 556-559.

Koizumi, M. 1953. *The differential thermal analysis curves and the dehydration curves of zeolites*. — Mineralog. Jour., 1 (1), 36-47.

Koizumi, M. y R. Kiriyaama, 1953. *Structural changes of some zeolites, due to their thermal dehydration*. — Sci. Rep. Osaka Univ., n° 2, 67-85.

Mason, B. and L. B. Sand, 1960. *Clinoptilolite from Patagonia. The relationship between clinoptilolite and heulandite*. — Amer. Mineral. 45, 341-350.

Mumpton, F. 1960. *Clinoptilolite redefined*. — Amer. Mineralog. 45, 331-369.

Munro, M. 1963. *Errors in the measurements of 2V with the Universal Stage*. — Amer. Mineral. 48, 308-323.

Pirsson, L. V. 1890. *On mordenite*. — Amer. Jour. Sci., ser 3, 40, 232.

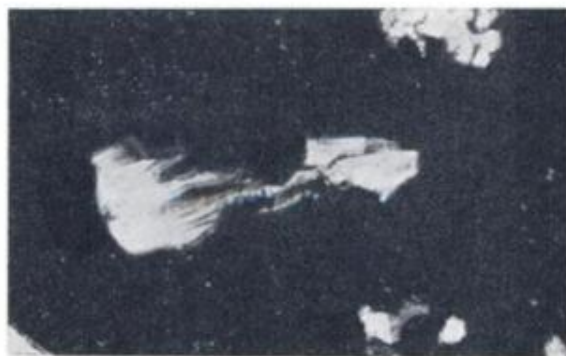
Roll, A. 1939. *La cuenca de los estratos con Dinosaurios al S. del río Neuquén*. Informe inédito, Y. P. F. Buenos Aires.

- Schaller, W. T. 1932. *The mordenite-ptilolite group; clinoptilolite, a new species.* — Amer. Mineral. 10, 305-308.
- Shumenko, S. I. 1964. *Varieties of authigenic sedimentary heulandite in the upper cretaceous of the Ukraine.* — Doklady Akad. Nauk SSSR, Earth Science Sections, 1-1, 144-146.
- Teruggi, M. E. 1962. *Sobre la presencia de analcima sedimentaria en el Chubutiano del codo del río Senguier (Chubut).* — Rev. Museo La Plata, Sec. Geol. V. 193-217.
- Teruggi, M. E. y R. R. Andreis, 1963. *Revisión de las zeolitas con especial referencia a su importancia sedimentológica.* — Revista Asoc. Geol. Arg. XVIII, 73-95.
- Vilela, R. 1952. *Descripción geológica de la hoja 48 c. Eusanche Sarmiento (Gob. Militar Comodoro Rivadavia).* Inédito Dir. Nac. Min., Buenos Aires.
- Yussen, J. C. 1935. *Resumen de un estudio petrográfico del pozo Y. P. F. n° 1, de Cachenta, Mendoza.* — Bol. Inform. Petrol. febrero, 43-64.
- Zuffardi, P. 1944. *Descripción de algunas rocas de la región de los lagos Argentino y Viedma.* — Bol. Acad. Ciencias Córdoba, XXXVII, 209-255.

Manuscrito recibido en agosto de 1965



a



b

a, Arenisca con mosaico intersticial de heulandita. Nótese la película de montmorillonita en los bordes de los clastos. Muestra B. O. 27, Bajo de Ortiz, Río Negro. Nicoles cruzados. Aumento, $\times 100$; b, Vitroclasto zeolitizado. Muestra B. O. 12, Bajo de Ortiz, Río Negro. Arriba nicoles cruzados, abajo paralelos. Aumento, $\times 100$.



c



d

e, Caliza oolítica, con heulandita intersticial. Muestra B. O. 16, Bajo de Ortiz, Río Negro. Nicoles cruzados. Aumento, $\times 100$; d, Cristales tabulares de heulandita en cavidades de caliza de grano muy fino. Muestra Ch. M. 26, Co. China Muerta, Neuquén. Nicoles cruzados. Aumento, $\times 100$.

HIDROGEOLOGIA DEL VALLE DEL TOBA

Por CARLOS MARIA URIEN *

Instituto Nacional de Geología y Minería

RESUMEN

El Valle del Toba es un madrejón abandonado, en el borde occidental de las Huayquerías de San Carlos, que fue rellenado y sepultado por sedimentos fluviales del Pleistoceno superior y Holoceno (formaciones El Chillante y El Zampal).

De este valle se extrae agua para riego, que en un primer momento se suponía de origen meteórico local; sin embargo, el régimen hidráulico del área, como las escasas precipitaciones descartan esa idea. Los estudios detallados, del área y región vecina, señalan un juego de fracturas, relacionadas con la gran falla del Totoral, en la zona de Capiz, por donde se infiltra agua subterránea, proveniente del vecino graben de Tunuyán, hacia dicho valle. Se dan datos hidráulicos de los pozos, tales como su ubicación y las relaciones entre sí, que comprueban dicha teoría.

RÉSUMÉ

La Vallée du Toba est un meandre abandonnée, dans le bord occidental des Huayquerías de San Carlos, qui a été rempli et enseveli par des sédiments fluviaux du Pléistocène supérieur et Holocène (Formations El Chillante et El Zampal).

On extrait de cette vallée de l'eau pour irriguer; au début on a supposé que cette eau était d'origine météorique local; le régime hydraulique de la zone, aussi bien que les précipitations limitées, rejettent cette idée.

Les études détaillées de la zone et région voisine, marquent un jeu de fractures, lesquelles sont en relations avec la grande faille du Totoral, dans la zone de Capiz par où s'infilte de l'eau souterraine provenant du graben voisin de Tunuyán vers cette vallée.

On donne des renseignements hydrauliques des puits, ainsi que leur emplacement et relations entre eux, lesquelles confirment cette théorie.

INTRODUCCION

En febrero de 1963 se realizaron los trabajos correspondientes al estudio hidrogeológico del Valle del Toba, por cuenta de la Dir. Nac. de Geología y Minería, actual Instituto Nacional de Geología y Minería. Se permaneció 18 días en la zona, efectuando el levantamiento geológico y el censo de pozos en una extensión de 1.050 km² aproximadamente.

El presente trabajo tiene por fin realizar un estudio en detalle sobre el problema que plantea la génesis de las aguas subterráneas en este valle abandonado.

El Dr. Polanski, quien anteriormente

(1963) estudiara esa región adyacente, dirigió este estudio, revisando los trabajos de campo y supervisando, posteriormente, los de gabinete.

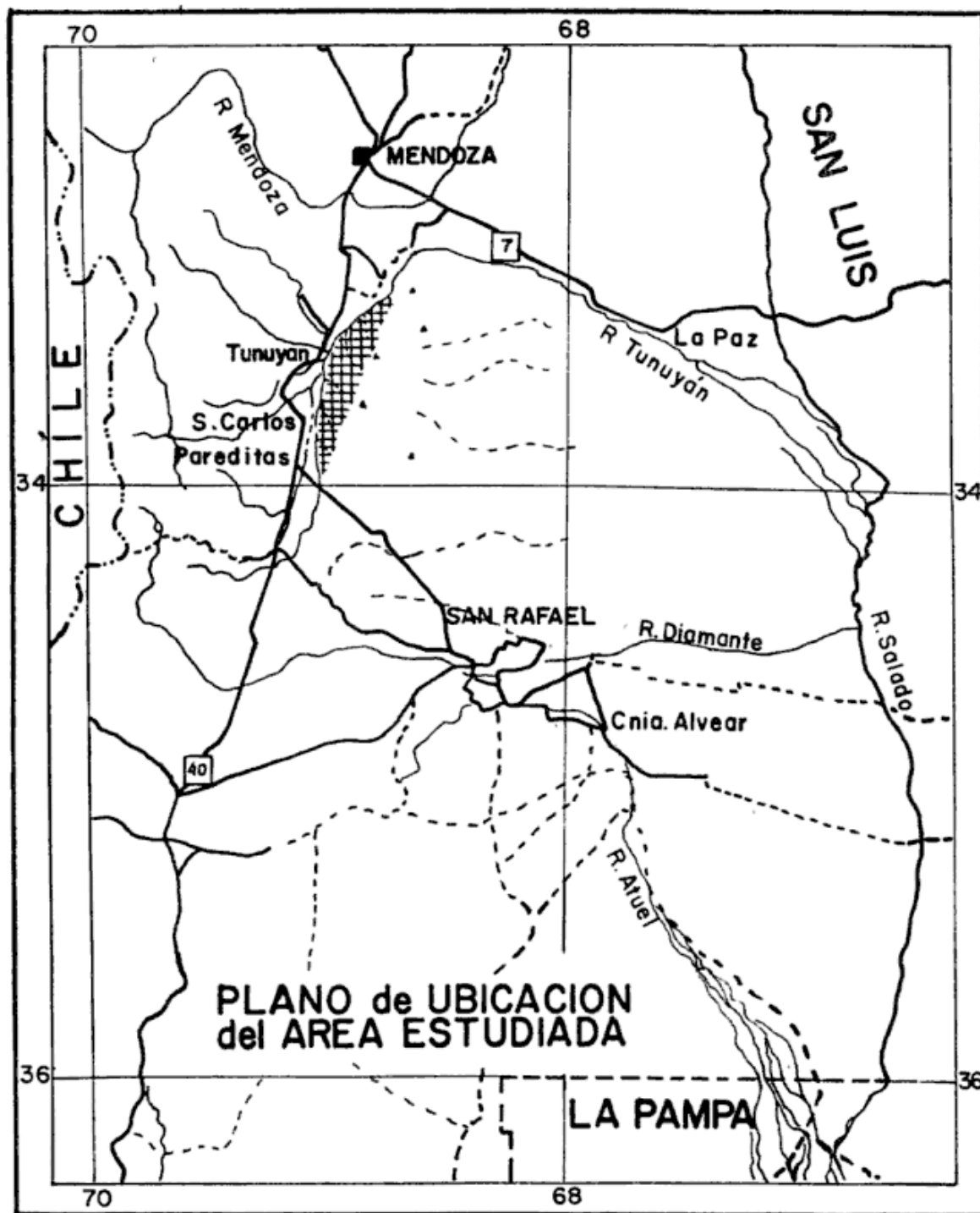
Las tareas ejecutadas fueron las siguientes:

Levantamiento geológico de las formaciones aflorantes, en escala 1:100.000, con el apoyo de planchetas topográficas de I.G.M. Este mapeo fue corregido con fotografías aéreas de la región, tomadas por la compañía Spartan Air Service, existentes en la Dirección de Catastro de la Prov. de Mendoza. Posteriormente el mapeo fue completado con nuevas observaciones de campo de los lugares que anteriormente no había sido posible ubicar.

* Actualmente, S. H. Naval. Montes de Oca 2124, Bs. As.

Parte del estudio de las estructuras se completó con la consulta de informes inéditos existentes en Y.P.F. y por medio de las fotografías aéreas.

Censo de pozos. Se realizó un reconocimiento de todas las chacras con pozos de agua y luego se reunieron los informes de perforación, provistos por:



Se recolectaron muestras de los sedimentos de superficie de suelos y arenas, como también de algunos de los perfiles levantados. Estos fueron tamizados y se tomaron, en particular para este informe, las medianas.

a) Perforistas; muchos de los perfiles de los pozos aún no registrados fueron suministrados directamente por ellos.

b) Dirección de Hidráulica de la Provincia de Mendoza; se consultaron ar-

chivos, en los cuales se obtuvieron los perfiles litológicos y análisis químicos de sus aguas.

Posteriormente se realizó la compilación de datos obtenidos, correlacionó pozos y perfiles, pasándose, por último, al informe final.

Expreso mi profundo agradecimiento al profesor Dr. Jorge Polanski, quien guió gran parte de mis estudios y en particular este trabajo. También agradezco al Dr. Oscar Ruiz Huidobro, profesor de Hidrogeología, quien me asesoró en varios pormenores de la especialidad durante las tareas de gabinete, y al Dr. Lapidus, del Inst. N. de Geología y Minería, quien autorizara la realización de este estudio.

Hago extensivo mi agradecimiento a los Dres. Armando, Nessossi y Fernández, de la Dirección de Minas de Mendoza, y al Dr. Perinetti, de Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Godoy Cruz), quienes me brindaron su amistosa colaboración en el transcurso de los trabajos en esa provincia.

I. ESQUEMA GENERAL

1.1. GEOGRAFÍA

En la sección media de la provincia de Mendoza se encuentra una región conocida por las Huayquerías de San Carlos, del Tunuyán, o bien Huayquerías del Este. Ella está ubicada entre los $33^{\circ} 25'$ y $34^{\circ} 15'$ de latitud sur y entre los meridianos de 69° a 68° de longitud oeste. Es una región sumamente árida, arenosa, con un paisaje de mesones disectados por la erosión y tierras malas, Huaycos o mal país.

Es paisaje típicamente del ambiente árido, donde aparentemente la vida sería suprimida. No obstante, algunos agricultores se instalaron en su sección occidental, que presenta un extenso valle abandonado, Valle del Toba, que se adosa al borde oeste de las Huayquerías y tiene 70 km de longitud por 4 a 6 km de ancho y superficie de 350 km².

Su aspecto es en general llano, con pequeñas ondulaciones medianosas cubiertas por vegetación.

El valle está limitado al oeste por los ríos San Carlos y Tunuyán y una cadena medianosa conocida como Cordón del Toba. Su límite oriental lo da una cadena de mesones que se disponen en dirección aproximada, NNE-SSW, con una elevación promedio de 1.100 m s/n.m., siendo la del valle de 850 a 900 m. Los principales cerros de esta cadena son: cerro Bola, al norte; cerro Pampa Muerto, Negro, en su sección media; cerro Rincón de las Huayquerías, Negro de Capiz, Divisadero del Cardal y Barda de la Salada, al sur. Son de forma chata y prácticamente se hallan continuados en un cordón poco accidentado.

El Cordón del Toba, que aparenta representar un gran médano continuo, es en realidad una sucesión de guadales, de características semejantes a las de la porción oriental del valle, que se halla a unos 80 m por encima del Valle del Toba. Tiene una fisonomía monótona, interrumpida por alguno que otro montículo, o bien por los zanjones de los arroyos que lo disectan.

Continuando al sur, a la altura de San Carlos, hasta Pareditas, existe otro médano, conocido por "Médano de Casas Viejas", que bordea la parte sur del valle del Toba; éste es alargado y está orientado de norte a sur.

Los arroyos que descienden al valle de las Huayquerías corren por profundos zanjones, son de tipo intermitente y sólo portan agua en forma de "crecidas", causadas por las raras pero torrenciales lluvias estivales.

El clima es seco y caluroso; las precipitaciones escasas. A pesar de ello el valle se halla cubierto por vegetación, que le da un aspecto de "estepa". Esta vegetación es de tipo xerófilo, aunque en parte se observan algunas gramíneas que crecen, en general, a la sombra de las grandes matas, que las protegen de la intensa acción solar.

En este área existen actualmente tres zonas realmente habitadas, que son: al norte, los viñedos Furlotti, que cubren una gran extensión del valle. En la parte media la floreciente colonia María del Rosal, compuesta por cuatro chacras, dedicadas principalmente al cultivo de hortalizas. Al sur de la parte media, a la altura de San Carlos, existe una sola pequeña colonia.

Por último, en el lado oeste del médano de Casas Viejas, ya en el graben, existe entre él y los arroyos Aguanda y Yaucha, una serie de chacras que se extienden hasta llegar a la altura de Pareditas. En todas estas colonias se riega exclusivamente con agua de pozo, que se extrae del subsuelo.

Los caminos en la comarca son escasos; sólo cuenta con picadas realizadas por las comisiones de sísmica de YPF, actualmente en pésimo estado.

Las chacras del valle del Toba son accesibles por caminos laterales de la ruta nacional 40.

1.1.1. INFLUENCIAS CLIMÁTICAS, PRECIPITACIONES Y TEMPERATURA

La región del Toba está influenciada por un clima definitivamente árido.

Las lluvias son escasas, con un promedio de 158 mm anuales (según los datos de la estación pluviométrica más cercana, en Alto Verde). Los meses con precipitaciones más acentuadas son noviembre, diciembre y enero.

Estas lluvias estivales se producen en forma de chaparrones y tormentas, es decir, lluvias cortas y violentas, cuyas aguas escurren rápidamente sobre el suelo saturado y se pierden en los arroyos y ríos secos de la región.

La temperatura media anual es de 14°C, registrándose máximas de 48°C y mínimas de 8°C.

El "índice de aridez" de la región del Toba, calculado con la fórmula de Demartonne:

$$I = \frac{\text{Precip. anual (mm)}}{\text{Temp. media (°C)} + 10}$$

da un índice árido a muy árido, con una marcada amplitud diurna de 12°C aproximadamente.

La humedad del aire es muy baja. Los vientos predominantes son del sector este y sur, con un promedio de 4,6 m/seg.; en menor grado lo son del SW y N.

Lamentablemente no existen mediciones de evapo-transpiración; no obstante se puede comprobar, al estudiar las curvas de percolación (2.1, f) de los sedimentos de superficie, que la retención no puede ser muy alta, ya que los suelos se saturan muy rápido, particularmente en la capa superior.

Knoche y Borzacov (1957) dan mediciones de "evaporación de una superficie libre" para la región de Mendoza, que con cierta aproximación pueden ser aplicadas en el área en estudio.

La evaporación media anual es de 1,1 m, con máximas de 2,07 m en febrero y mínima de 0,37 m en marzo.

Estas características climáticas, de tipo árido, las escasas precipitaciones y la poca permeabilidad de los sedimentos superficiales, inducen a descartar la alimentación directa de los acuíferos explotables del área; es decir, las aguas aprovechables del valle del Toba no son de origen meteórico, sino alóctonas.

1.2. ESTRATIGRAFÍA Y LITOLÓGIA

Las formaciones geológicas aflorantes en la zona en estudio son las detalladas en el cuadro I. Esta sucesión estratigráfica fue recopilada de los trabajos realizados en la región, principalmente por Polanski (1963), quien da las características de las formaciones.

1.2.1. PLIOCENO (TUNUYANENSE, SERIE AMARILLA)

Frenguelli describe a ésta como el Tunuyanense, equivalente a la Serie Amarilla de Braccacini. Esta formación constituye las Huayquerías de San Carlos.

CUADRO I
Columna estratigráfica en el área del Toba

Edad	Formación	Litología	Espesor
HOLOCENO	SEDIMENTOS HETEROGENEOS DE SUPERFICIE	Limo arenoso, grava fina, arena, limo parecido al loess redepositado.	
	MEDANOS Y GUADALES	Arena fina, arena, limo arcilloso.	2-15 m
	EL ZAMPAL	Grava y arena, limo parecido al loess, arenoso con yeso y carbonato de calcio.	10-15 m
PLEISTOCENO	EL CHILLANTE	Fanglomerado con rocas volcánicas, grava, arena cuarzosa, limo arenoso, granulado volc. redepositado, limo arenos-arcilloso.	80-100 m
	EL TOTORAL	Idem.	
	Discordancia		
	LA INVERNADA (II Nivel Pedemontano)	Fanglomerado y rodados con matriz areno arcillosa, grava y arena, limo y/o cenizas volcánicas	10 m
	LOS MESONES (I Nivel Pedemontano)	Rodados, grava y bloques fluviales.	15 m
Discordancia			
PLIOCENO	(Secc. Sup.)	Arena y limo con ceniza volcánica, idem con yeso, intercalaciones de grava y rodados	300-400 m

Dentro de la región en estudio aflora la sección superior de la Serie Amarilla, siguiéndole hacia abajo las Tobas Grises Superiores.

En esta formación está labrado el Valle del Toba; ella aflora en todo el borde oriental del valle, en la serie de cerros y mesones que dan el límite occidental de las Huayquerías.

No se observa ningún asomo del Terciario dentro del valle mismo; sólo forma el núcleo del Cordón del Toba en

el borde occidental del valle, cubierto en general por sedimentos medanosos y tan sólo en algunos cerros, en la cota de 990 m existen pequeños asomos, coronados por rodados del II^o Nivel.

Al norte del Cordón del Toba, el Tunuyanense está cubierto por sedimentos limo-arenosos de tipo eólico, que forman una línea divisoria entre el valle del Toba y el valle del río Tunuyán.

El Tunuyanense se asoma, por último, en la zona del Carrizal, cerrando al

NW el valle del río Tunuyán, fuera del área en estudio.

La constitución litológica del Tunuyanense es algo variada. En general son sedimentos arenosos con yeso y carbonato de calcio, con alternancia de bancos de cenizas volcánicas, limo, arena y rodados. Estos bancos alcanzan unos 300 a 400 metros de espesor.

Su color es pardo rojizo o amarillo ocre; de allí su denominación de Serie Amarilla. La parte superior de la superficie Terciaria se torna calcárea y mezclada con material tobáceo sumamente friable.

El presente trabajo no tiene por objeto estudiar con mayor detalle a esta formación; por lo tanto se le asigna edad supraterciaria, dada por otros autores: Frenguelli (1930), Fossa Mancini (1937), Dessanti (1946), Yrigoyen (1952-56), Polanski (1963).

1.2.2. PLEISTOCENO

a) Formación Los Mesones (1^{er} Nivel Pedemontano)

Esta formación cubre discordantemente el Terciario en una serie de mesones, en el sector occidental de las Huayquerías, como en los cerros Pampa Muerto, Divisadero Negro, Barda de la Salada, en las cotas de 1.000 a 1.100 metros aproximadamente.

Son remanentes aislados y muy disecados, de más o menos 15 m de potencia de esta formación, que constituye un nivel de agradación fluvial y se caracteriza netamente por su elevada posición hipsométrica respecto a los niveles de menor edad.

Está formada por un fanglomerado grueso, rodados, grava y arena. Los rodados poseen diversos tamaños y son de rocas andinas, andesitas y granitos principalmente. Esta formación asienta discordantemente sobre el Tunuyanense plegado y erosionado.

De acuerdo con la escala estratigráfica propuesta por Polanski (1963), esta formación se halla ubicada en el

Pleistoceno inferior; correspondería entonces al primer ciclo de agradación fluvial pleistocena.

b) Formación La Invernada (11^o Nivel Pedemontano)

Su nivel hipsométrico lo distingue de la formación "Los Mesones", que se halla en una cota 100 m más elevada. La formación La Invernada corona también en forma discordante al Terciario plegado, con una potencia de más o menos 10 m. Constituye una serie de mesetas en dirección N-S, como se observa en las inmediaciones de los arroyos secos Aguada Verde y de la Salada.

La formación La Invernada se halla en el Divisadero del Cardal, a 1.000 m de altura y en el cerro Negro de Capiz, a 990 m; este último forma un espolón en esta serie de mesones, angostando el valle del Toba. En este lugar la formación alcanza una potencia de más o menos 20 metros. En casi toda la porción oriental del Cordón del Toba esta formación corona al Tunuyanense, siendo parcialmente cubierta por sedimentos arenosos.

La Invernada se continúa finalmente al norte de la región, en el ambiente del cerro Bola, al este de los viñedos Furlotti, siempre sobre el Tunuyanense y con características iguales a las descritas en la parte austral del valle.

Su litología es muy variada; en gran parte es un conglomerado polimictico de mátrix areno-limosa, a veces cementado con CO_3Ca . Los rodados varían entre 10 y 100 cm de diámetro; muchos de ellos de basaltos provenientes de la cordillera. Intercalados en estos bancos existen lentes de grava y arena, y también ceniza volcánica.

Debido a que estos sedimentos son "producto del segundo ciclo de agradación fluvial" (Polanski, 1963, pág. 177) y por su posición geomorfológica más baja respecto a la formación Los Mesones, se le puede atribuir aproximadamente una edad correspondiente al Pleistoceno medio.

c) Formación El Chillante

Esta formación ha sido descripta por Polanski (1963) en base a perforaciones; representa el relleno del valle del Toba y también de los valles menores elaborados en el Terciario en el paraje arenoso denominado Región del Toba.

No se conocen afloramientos de esta formación y su descripción es dada en base a las perforaciones que existen en la región.

El Chillante es de origen fluvial y rellena el valle del Toba con material transportado desde la Cordillera y Huayquerías por antiguos ríos, probablemente Papagayos y/o Tunuyán; su espesor promedio máximo es de 80 m, constituido por rodados, gravas, arenas y arcilla en forma discontinua, como lo indican las perforaciones.

Es de notar la presencia de un granulado volcánico redepositado, que se observa en diversos niveles de las perforaciones. Estos bancos son de interés especial para seguir el curso del valle y la proveniencia del material contenido

en él, ya que este granulado proviene exclusivamente, según destaca Polanski, del sector del Valle Extenso de Papagayos y Yaucha.

Esta formación es de mayor interés para nosotros por contener el agua subterránea explotable.

Durante los estudios de campaña se pudieron obtener muchos datos de perforaciones que permiten una descripción más amplia de la litología de esta formación que la dada por su autor.

Las perforaciones se hallan en grupos distanciados, vidiéndose así el área en 3 zonas, de acuerdo a cada grupo:

1) *Zona Norte* (Viñedos Furlotti)

Está en el norte del valle del Toba, a la altura del km 57 de la ruta nacional 40, 16 km al este. El valle es aquí más angosto y el espesor del relleno tiene 50 m aproximadamente.

Las perforaciones están practicadas en el centro del valle; en total suman 7 y sus perfiles en general son similares.

Pozos PF 1 a 7, los espesores y litología son, de arriba abajo :

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
El Zampal	0	0,6	arena fina arcillosa
	0,6	4,4	arena fina arcillosa
	5	1	grava gruesa a rodados pequeños
	6	8	grava mediana con arcilla
	15	2,6	arena fina arcillosa
	16,5	10	grava gruesa
	26,5	4,6	cantos rodados medianos
	31	8	limo fino arcilloso con intercalaciones de grava
El Chillante	39	10	arcilla roja compactada
	49	1	arena fina, blanca * (esto es granulado volcánico retransportado)
	50	11	cantos rodados gruesos (rocas basálticas) con arena abundante mediana a gruesa
	61	3,5	arcilla roja compacta
	64,5	2	arcilla roja compacta
	66,5	3	grava mediana
Terciario	69,5	3	arcilla limosa roja

* La arena blanca es indudablemente un granulado volcánico, como el que se encuentra en otros pozos del valle.

2) *Zona media*

Abarca dos subzonas. La primera es la colonia agrícola María del Rosal (gráfico I) dentro del valle propiamente dicho.

La otra subzona está al sur del Cordón del Toba, en la localidad de Capiz, adosada al costado oeste del valle, ya sobre el borde del graben de Tunuyán, pero la relación de éstas es de suma

importancia para determinar la alimentación de agua al valle.

En la colonia María del Rosal el valle tiene 6 km de ancho. El Chillante tiene un espesor aproximado de 90 metros. Allí se han hecho cuatro pozos; sus perfiles, si bien son semejantes, no tienen un paralelismo estrecho; esto se debe a que la deposición fluvial es compleja, con cambios laterales de litología, formada por el cambio de los cauces en diferentes niveles.

Pozo P₁, ubicado en el lado oriental del valle :

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
El Zampal	0	0,2	suelo gris muy poco maduro
	0,2	19,8	arena fina, limo bien estratificado; intercalados aparecen gravas arenosas que pasan a gravas gruesas con rodados no mayores de 0,2 metros
	20	16	arena fluvial con intercalaciones de granulado volcánico redepositado, muy abundante en su parte baja
	36	2	arcilla compacta
El Chillante	38	25	arenas que varían de medianas a gruesas hasta grava fina
	63	3	arcilla arenosa con capas de arcilla plástica color gris
	66	28	arena gruesa con bancos de gravas y cantos rodados, de rocas andinas preferentemente
Terciario	94	—	arcilla y limo arcilloso pardo amarillento

Pozo P₂, coincidiría aproximadamente con el eje del valle.

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
El Zampal	0	0,4	suelo gris arenoso poco maduro
	0,4	4,6	limo arenoso bien estratificado con lentes de tosca
	5	10	arena limosa con bancos de gravilla
	15	23	bancos de arena de diferentes tamaños
	38	1	arena con granulado volcánico
El Chillante	39	24	conglomerado grueso de rocas andinas y basálticas con gravilla y arena
	63	1,5	arcilla plástica gris
	64,5	3	grava gruesa con arena
	67,5	3,5	conglomerado con rocas graníticas y porfíricas predominantemente
	71,0	20	del mismo material con alternancia de bancos arcillosos
	91	1	gravas y conglomerados

Pozo P₁, en el borde occidental del valle :

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
El Zampal	0	0,4	arena fina limosa
	0,4	14,6	arena limosa del mismo tipo que la descrita en las otras perforaciones ; aquí aparece un paleosulo algo turboso de 30 cm de espesor
	15,0	8	arena con intercalaciones de granulado volcánico
	23	15	limo arenoso, presenta intercalado un banco de 3 metros de arena gruesa
	38	7	grava gruesa
	45	15	bloques de basalto
El Chillante	60	4	grava arenosa con granulado volcánico y arcillas
	64	1	arcilla plástica gris
	65	8	gravilla y grava mediano a gruesa
	73	22	arcilla color rosa, compacta y limo arenoso conglomerádico
	95	1	arena gruesa y gravilla
	96	7	arcilla pardo amarillenta
Terciario	103	10	grava gruesa con limo arcilloso
	113	22	idem anterior con arenas intercaladas
	135	12	conglomerado con intercalaciones de arena
	147	6	limo gris verdoso compacto

Estas tres perforaciones, dispuestas en forma transversal al valle, dan una idea clara del tipo de sedimentación que hubo en éste.

En todos estos pozos se halló agua en diferentes niveles, dentro de los bancos de gravas y de arenas.

Zona Sud

El valle del Toba está decapitado en el paraje Capiz por el hundimiento relacionado con la formación del graben del Tunuyán por la falla de Cerro Negro. El sector más austral del valle del Toba (desde Capiz hasta Pareditas), está limitado del W por el médano de Casas Viejas.

En el sector sur del valle del Toba existe una sola perforación en la finca del Sr. Fontana, que no ha brindado ningún acuífero de importancia. De esta observación se deduce que la alimentación del sector medio y septentrional del valle del Toba no puede provenir del sector sur, que evidentemente que-

dó sin mayor aporte de aguas subterráneas.

En la zona de Capiz existe un engolfamiento del graben, que alimenta dos sectores del valle del Toba desde el gran reservorio de aguas subterráneas que constituye el graben de Tunuyán, por lo tanto deberíanse dar algunas características de aguas subterráneas en el borde E del graben, a lo largo del médano de Casas Viejas.

En Capiz los pozos presentan un perfil algo similar con los de la zona media. La sedimentación en esta zona fue coetánea con la de la zona media y superior, pero desconectada en cierto modo por la acción neotectónica final.

La falla del cerro Negro de Capiz, virtualmente separa al valle en dos partes, dislocando así las camadas de rodados fluviales que se continuaban desde el sur del mismo.

El Pozo P₇ en Capiz, presenta un perfil interesante; nótese en su parte superior la estrecha similitud que existe con el P₁.

Pozo P., Capiz :

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
	0	0,8	tierra vegetal arenosa
	8	2,2	limo arenoso
	3	3	arena fina
	6	10	grava mediana
	16	5	limo arcilloso
	21	11	grava fina a mediana con arena
	32	12	conglomerado con rodados y bloques
El Totoral	44	4,5	conglomerado y grava gruesa
	48,5	6	arena mediana a fina
	54,5	1	arena mediana limosa
	55,5	10	arcilla fina
	65,5	10	arena y grava
	75,5	13	arena gruesa
	88,5	35	arcilla arenosa con bancos limo arenosos
	123,5	2	arena cuarzosa
	125,5	6	arena mediana

Estos sedimentos corresponden a la formación "El Totoral"; ella rellena el graben de Tunuyán y presenta caracteres muy similares con la formación El Chillante.

Perfiles semejantes se extienden desde Capiz hacia el sur hasta Pareditas. Los pozos practicados en el borde del graben tienen un perfil similar al de las perforaciones de la zona Norte, casi siempre con un banco de granulado.

Las características de la formación en esta zona como su potencia total, son difíciles de determinar, pues las

perforaciones son escasas y están dispuestas en sentido longitudinal y sobre el borde oriental del graben¹.

Estas no indican el pasaje neto de la formación "El Tototarí" al Terciario, ya que finalizan al pasar el acuífero y tocar una base areno-arcillosa.

Sólo existe una perforación que la atraviesa y continúa en el Terciario, a la altura de Casas Viejas, entre el arroyo Aguanda y el médano; tiene 378 metros de profundidad y su perfil es el siguiente:

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
	0	10	arena fina marrón
	10	4	arena mediana
	14	3	grava mediana
	17	8	arena marrón arcillosa
	25	22	grava mediana a gruesa
	47	7	grava gruesa y arena
	54	2	arcilla
El Totoral	56	21	grava mediana a gruesa
	87	7	grava mediana a gruesa arena gruesa e intercalaciones de arcilla
	94	4	grava mediana a gruesa
	98	53	arcilla plástica
	151	34	arcilla pardo rojiza con intercalaciones areno-limosas
	185	13	arena fina
	198	40	arena fina a mediana con arcilla

¹ El Plano N° 2 muestra la ubicación de las perforaciones.

	Profundidad (m)	Espesor (m)	
	238	4	arena fina a mediana con agua
	242	5	arcilla
	247	23	arena gruesa, grava y rodados con intercalaciones arcillosas
Terciario	270	7	arena mediana con agua
	277	15	arena fina arcillosa
	293	4	arena mediana a gruesa
	297	15	arcillas
	312	6	arena gruesa y grava
	318	27	arena fina con arcilla roja
	347	3	arena mediana cuarzosa
	350	8	arcilla plástica
	358	4	conglomerado compacto
	362	6	arena
	368	10	arena arcillosa

Este pozo no está incluido en los perfiles, pues no se posee datos concretos de los acuíferos ni análisis químico de sus aguas; éste no es explotado por haberse salinizado. Ello es lógico, ya que la perforación, pasados los 198 metros, sigue en el Terciario.

El gráfico n° 2 da los perfiles de los pozos y su relación desde Capiz hasta Pareditas. Los pozos P₁₀ y P₁₃, sitso a la altura de San Carlos; P₉ en Casas Viejas y P₈ al sur de la estancia Viluco, en estas perforaciones se encuentran bancos de granulado volcánico; todas presentan bancos de material grueso, de grava y/o arena, que contiene agua.

En las proximidades de la estancia Aguanda, al sur de Pareditas, fuera del área estudiada, existe una perforación (Egea y Novalta) en la cota de 1.300 metros s.n.m., con un perfil semejante a los otros pozos. Esta perforación tiene un banco de granulado volcánico a los 10 metros de profundidad.

1.2.3. HOLOCENO

a) Formación El Zampal

Esta formación juntamente con los médanos y los sedimentos heterogéneos

de la superficie, constituye la capa superior que sepulta El Chillante. Se distribuyen en toda el área en forma discontinua, penetrando en los cañadones que descienden a las Huayquerías y formando pequeñas terrazas fluviales, cubiertas en parte por limos parecidos a loess.

La formación El Zampal aflora en casi todos los cortes de los arroyos que disectan el valle del Toba. Ella es bastante monótona en su perfil, con excepción de los puntos en que existe un paleosuelo o en engranaje lateral con los sedimentos limo-arenosos no diferenciados, en las cercanías de los médanos.

En el campo de Furlotti, zona superior del área, se practicó un antepozo de 12 metros de profundidad, de donde se recolectó material de El Zampal que fue tamizado, con los siguientes siguientes datos:

Capa superficial, arena muy fina (Md = 0,07 mm); de 5 a 12 metros, rodados y grava mediana (4 a 6 mm) de diámetro, con arena del mismo tipo que la anterior (Md = 4,2 mm); por debajo de los 12 metros, arena fina con limo arcilloso (Md = 0,1 mm).

Los sedimentos determinativos de esta formación son entonces arenas finas y limos parecidos a loess, con esporá-

dicos bancos de grava o rodados pequeños.

Parte del material fino, de color pardo rojizo, contiene carbonato de calcio, yeso y cenizas volcánicas, además del cuarzo y feldespato que son los principales componentes.

Estos sedimentos son, en su mayor parte, producto de la degradación y re-deposición del Terciario y de los niveles pedemontanos. Su coloración pardo rojiza le da un tono que muchas veces a distancia lo confunde con el Tunuyanense.

Sus barrancas, forman paredes verticales de material limoso parecido al loess típico.

El material más fino de tipo loessoides se ha generado en voladeros de los arroyos y depositado en la terraza alta del río, en otras partes, éste ha coluviado por la acción de aguas laminares y formó bancos limo-arcillosos más compactos; en gran parte se hallan mezclados con cenizas volcánicas.

Dentro de las barrancas se observan concreciones calcáreas y alternancias de lentes de gravas y arenas, a veces cementadas por carbonato de calcio.

Referente a su edad, Polanski (1963) dató Gyttia de la formación subyacente "La Estacada", que no se halla dentro del valle sino en la región cercana, de una edad absoluta de 9.625 ± 200 años; quedaría así la formación "El Zampal" ubicada dentro del Holoceno.

b) Médanos

En el valle y cordón del Toba existen acumulaciones arenosas dispuestas en dirección N-S, especialmente en su lado occidental.

El primer sector se halla en el sudoeste, formando el "Médano de Casas Viejas". Este médano comienza en un grupo pequeño de montículos de arenas algo desconectados, para continuarse con una cadena que llega hasta las inmediaciones de la Villa San Carlos, Tiene forma elongada y su altura y espesor decrece hacia el este.

El segundo sector es de mayor tamaño, se sitúa en el norte y forma el "Cordón del Toba". En realidad no es un solo médano, sino más bien, un sistema de lomadas, de médanos más o menos fijos, que cubren la estructura terciaria.

Hay múltiples porciones con voladeros o bien, verdaderos médanos menores, activos.

Este segundo grupo también se extiende hacia el naciente, suavizando así la topografía con pequeñas acumulaciones que llegan hasta el centro del valle.

Más al norte del cerro del Toba, se encuentra el tercer sector de acumulaciones eólicas. Son bajas y se extienden mucho más sobre el valle.

El material que constituye estos médanos no es una arena típica de desiertos sino limo y arena fina. Por esta razón no se les puede considerar médanos de desiertos propiamente dichos.

Mezclado con el material cuarzoso, en gran parte aportado por el vecino Terciario, hay vidrio volcánico y algo de arcilla, es de notar que la predominancia del cuarzo aumenta notablemente hacia el norte.

Estos sedimentos fueron depositados penecontemporáneamente con la última sección de la formación "El Zampal".

Las observaciones de campo aseveran tal interpretación; pues en el límite sudeste del cordón del Toba, se observa en un corte de arroyo, una intercalación entre los sedimentos de tipo limo parecido al loess y los areno-limosos; además las perforaciones en el área medio inferior (quinta Planels), muestran una alternancia similar.

c) Sedimentos heterogéneos de superficie

Litológicamente es un sedimento heterogéneo, constituido por productos de la meteorización de rocas terciarias, dando limos y arenas finas removidos por la deflación. Tienen suelos muy pobres, no maduros; a pesar de ello, en

las zonas con vegetación está más protegido y desarrollado como horizonte A. Presenta así características de suelo arenoso casi desprovisto de humus.

En los bajos, existen pequeñas cuencas cerradas centripetas, en cuyos fondos hay una gran acumulación de limo arcilloso, que ha coluviado de los depósitos superficiales circundantes, por la acción de aguas laminares. Estas cuencas forman pequeñas lagunas que al secarse se convierten en ramblones.

1.3. ESTRUCTURA E HISTORIA GEOLÓGICA DEL VALLE DEL TOBA

Los detallados estudios de geólogos de YPF, efectuados en las Huayquerías de San Carlos, han sido sintetizados por Polanski (1963). Este autor discrimina, en la región del presente estudio, cuatro fases neotectónicas que han afectado los sedimentos del terciario superior y algunos de los sedimentos de edad pleistocena.

La fase neotectónica inicial es poco visible en el área estudiada, pero el ascenso de la cordillera produce un acopio de sedimentos en la porción pedemontana, que permanece en calma tectónica durante el plioceno medio a superior. Es así que en las Huayquerías se depositaron las formaciones: Tunuyán, del Quemado, Represa y Mogotes (= Bajada Grande).

Este potente paquete de sedimentos, fue plegado durante la fase neotectónica principal, en las postrimerías del Plioceno; como producto de este movimiento, se forma y asciende el "Braquianticlinorio de los Huarpes".

La región de estudio ocupa parte del sector austral del braquianticlinorio. Esta estructura ha sido biselada por la erosión en principios del Pleistoceno. Durante la calma tectónica, en el pedemonte se depositan los fanglomerados de la formación Los Mesones, que cubren una superficie de destrucción que se adosa a la montaña, formando una gran bajada que finaliza al E. de las Huayquerías de San Carlos.

Un nuevo movimiento y esencial en este estudio, ocurre en el Pleistoceno medio, durante la fase neotectónica póstuma, que según Polanski, abovedó la planicie de destrucción de las Huayquerías de San Carlos y los remanentes de la formación Los Mesones.

Estos movimientos neotectónicos póstumos abovedan y ascienden la estructura de San Carlos, provocando el desvío de ríos (como Papagayos, Yaucha, Tunuyán), hacia el norte. Se constituye así una nueva red fluvial paralela a la cordillera.

Esta nueva red deposita durante el Pleistoceno Medio en valles extensos sedimentos del segundo ciclo de agradación fluvial, que integra la formación La Invernada. Ella guarda actualmente una destacada posición geomorfológica que controla el relieve en la cota de 990 metros s.n.m.

Después de este ciclo de agradación, se continúa el movimiento ascendente de la estructura de San Carlos; los ríos reactivan su erosión lineal y cavan nuevos valles paralelos, de dirección N-S. Es así que se genera el valle del Toba.

En la fase neotectónica final que se ubica en el "Pleistoceno superior" se hunde el graben de Tunuyán con un sistema de fallas tensionales de rumbo N-S, que desconectan al valle del Toba de la red cordillerana.

En su parte este el Graben está limitado por la falla de rumbo N-S, que se denomina "falla del Totoral". En Capiz tiene una bifurcación que forma un arco, el cual cierra en la estancia Aguanda (Pareditas), que Polanski (1963) denomina "falla del Cerro Negro de Capiz". Ella tiene especial importancia pues delimita el "Bloque de Casas Viejas", con buzamiento norte, en el cual se halla la zona norte del valle del Toba.

Ello crea una aparente desconexión en el valle del Toba, pues el río Papagayos es capturado y desviado, abandonando su curso primitivo por ese valle.

Actualmente, siguiendo la falla del Totoral, los arroyos Aguando, Yaucha y San Carlos, se han desviado hacia el río Tunuyán y colmataron así, con sus aluviones, el graben.

Además, la fractura bifurcada en Capiz, tiene gran importancia desde el punto de vista hidrogeológico; afecta los sedimentos fluviales del relleno del graben en esa porción en forma tal, que en vez de endicar el agua surgente del graben le permite percolar e infiltrarse en el valle del Toba, cosa que no ocurre en la sección norte de la falla del Totoral, que se adosa sobre el Terciario impermeable.

El hecho de que el bloque de Casas Viejas buce hacia el norte y se halle totalmente relleno, al punto de no haber evidencia topográfica, indica que los rellenos aluvionales en ese sector, en vez de crear un dique subterráneo forman un verdadero colador, sin que se llegue a desconectar el graben de la parte inferior del valle del Toba.

En el final del Pleistoceno se interrumpe el ciclo fluvial, siguiéndole un período muy árido.

Una serie de formas eólicas, de tipo medanoso, sepultan la estructura terciaria en la porción oeste del valle del Toba; además comienza a depositarse gran gran cantidad de limos parecidos al loess, originarios eólicos, de los voladeros, ramblones y playas de los ríos secos, que disectan la región.

Se crea así un manto areno-limoso que Polanski denomina "Planicies loesicas", las cuales están constituidas por sedimentos preferentemente eólicos. Ellos terminan por colmatar al valle del Toba en el 4º ciclo agradacional (formación El Zampal).

Resumiendo: la estructura de esta región está completada por:

1. El plegamiento del Braquianticlinorio de los Huarpes.
2. Abovedamiento de la estructura peneplanizada de San Carlos con rumbo NNW.

3. Fallamiento tensional del piedemonte y creación del graben de Tunuyán en la fase final del movimiento neotectónico.

1.4. GEOMORFOLOGÍA

Polanski (1963, pág. 293) da una serie de subdivisiones geomorfológicas del área pedemontana. En el presente trabajo se analizan en particular las correspondientes a la región del Toba con las siguientes unidades:

- a) Relieve Huayqueriano elaborado en la superficie de destrucción del Terciario.
- b) Restos de una gran bajada fluvial con remanentes de la formación Los Mesones o 1º Nivel Pedemontano.
- c) Cadena de Mesones del IIº Nivel Pedemontano, formación La Invernada.
- d) Valle del Toba.
- e) Guadales y planicies eólicas.

II. HIDROLOGIA DEL VALLE DEL TOBA

1. HIDROLOGÍA SUPERFICIAL

La región estudiada corresponde a la vertiente atlántica de la Cordillera, subcuenca del Desaguadero y subregión del río Tunuyán, que es el colector principal.

El área de las Huayquerías, debido a las escasas precipitaciones, tiene una red de drenaje intermitente de arroyos secos que descienden del este por hondos cañadones, muchos de los cuales desembocan en el valle del Toba, siendo muy pocos los que llegan a desembocar en su colector principal.

Los colectores que descienden de las Huayquerías son: río Seco del Agua Verde, Aguada de los Potreros, de la Salada, del Divisadero Negro, del Chifle, de los Manantiales, Bajada de los Viejos.

Sólo los cuatro últimos alcanzarán el río Tunuyán; los demás se pierden en grandes bajos guadalosos.

Como lo indica su nombre, son ríos secos, intermitentes, con agua que circula en forma de crecidas, sólo después de las lluvias torrenciales esporádicas. No obstante, en algunos de estos arroyos se ha observado el drenaje subálveo, bastante débil.

Las precipitaciones saturan el suelo produciéndose así, un escurrimiento rápido de agua hacia los arroyos, provocándose una crecida. No obstante la violencia de la crecida, una parte del agua se insuma en el lecho del río. Sobre éste se forma luego de la creciente, un tapiz-limo arcilloso, que se seca rápidamente. Debajo de esta capa queda retenida cierta cantidad de agua. Al estar protegida por una capa muy poco porosa, el agua no se evapora rápidamente. Comienza así un lento movimiento, en forma de escurrimiento subálveo, gravitacional.

Debido a este fenómeno, los pobladores acostumbran cavar en el lecho del arroyo, "piletas" que se llenan con agua de la anterior creciente, la cual es empleada para abrevadero de la hacienda.

Concluyendo, el caudal del sistema hidrográfico del área de las Huayquerías es sumamente pobre. La mayor parte de sus aguas se pierde en guadales o bien se insume en los cauces, originando así una corriente subálvea de escasa importancia hidrológica. En conclusión, el aporte de agua meteórica en el valle del Toba es insignificante.

2. AGUAS SUBTERRÁNEAS

2.1. CARACTERES HIDROLÓGICOS DE LAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En el capítulo anterior se han dado ya las características sedimentarias de las formaciones.

Se comprobó asimismo, la existencia de acuíferos explotables solamente en

las formaciones Tunuyán y El Chillante.

a) Formación Tunuyán

Existen en esta formación pozos hechos por YPF en los cuales se ha encontrado agua; éstos son:

—H S C 1 - Huayquerías de San Carlos.

Presenta 2 acuíferos; uno entre los 90 y 100 metros, de un caudal de 200 l/h, y otro entre 130 y 131 metros (880 m s/n.m.) con un caudal de 5.000 l/h. El agua de este pozo no es apta.

—P B A 1 y 2 - Punta Barda 1 y 2

El primero tiene 2 acuíferos, uno entre los 57 y 65 metros; el otro entre los 95 y 102 metros; su caudal es de 6 m³/h y el agua es inapta por la elevada salinidad, 28 ‰, casi la del agua marina.

El segundo tiene un solo acuífero entre los 60 y 100 metros de profundidad con un caudal de 1,20 m³/h; tampoco su agua es utilizable debido a su alta salinidad: 25 ‰.

Ninguno de los acuíferos de estos tres pozos, tiene presión de agua.

Si bien las aguas saladas del Tunuyanense no entran dentro del interés de este trabajo, se hace mención de sus características en razón de que los ejes de plegamiento de la estructura terciaria son cortados oblicuamente por el valle del Toba y buzan hacia el NW, lo que da una pendiente a los acuíferos en esa dirección, favoreciendo así el movimiento de agua salada hacia el valle del Toba. Por lo tanto puede haber un pasaje de agua del Terciario a la formación El Chillante, provocando en el norte una contaminación, como lo indicaría el contraste que existe entre la composición química de las aguas de la región media con la superior. Debido a la poca distribución de pozos, no se pueden determinar áreas de progresión de la salinidad en esa zona.

b) *Formación Los Mesones y La Invernada*

El agua que estos dos niveles pedemontanos reciben es exclusivamente de tipo meteórico transitorio. No se observa zona de saturación. Por lo tanto, el agua que pueda tener, es de tipo gravitacional, que se evapora o insume para pasar eventualmente al Terciario.

Concluyendo, ninguno de estos niveles contiene agua, a pesar de que sus características sedimentarias lo permitirían.

c) *Formación El Chillante*

Todas las perforaciones hechas en esta formación han encontrado agua a diferente profundidad. La napa principal explotable está en general, por debajo de los 30 a 50 metros.

Esta se halla en sedimentos gruesos, rodados, grava y arena gruesa, granulado de pomez, con elevada porosidad, limitados entre capas de material más fino. La circulación es buena dada la permeabilidad de esta napa. La producción de los pozos es en promedio, de 120 m³/h, siendo en algunos puntos del orden de 40 m³/h a 200 m³/h.

La velocidad del flujo medio, teórica para una napa de agua, dada por la ley de Darcy es:

$$V = Ki \quad (1)$$

y el caudal de flujo está dado por

$$Q = KSi \quad (2)$$

o sea: $Q = VS$ en cm³/sg

La fórmula (1), K, representa la permeabilidad del acuífero, en este trabajo se dará a partir de valores teóricos de tablas, en base de la granulometría del sedimento; i, representa el gradiente, es decir la pendiente de la napa o de los niveles piezométricos. En (2), Q, es el caudal en m³/h y S, la sección (H × L)* del acuífero.

* H, espesor del acuífero; L, ancho del valle o acuífero.

Así, relacionando la distancia entre cada perforación, los niveles del o de los acuíferos y su permeabilidad se podrá, "teóricamente", determinar la velocidad de flujo y caudal de la napa, con cierta aproximación.

Los análisis químicos de las aguas en la formación El Chillante, indican que es apta para consumo y riego. La mineralización de algunos pozos se debe a infiltraciones del Terciario o de la capa superior salinizada.

La alimentación a esta napa, lo cual se discutirá en la sección siguiente, se debe a un flujo interno artesiano.

De acuerdo a la subdivisión hecha anteriormente, se consideran tres zonas en el valle del Toba y la zona adyacente del graben, que luego se interrelacionan.

El cuadro II da los valores hidráulicos de los pozos, observándose la relativa homogeneidad en el acuífero que se extiende en todo el valle del Toba.

1) *Zona norte*

Los pozos de esta zona presentan dos acuíferos, el primero está constituido por grava gruesa y rodados medianos en su base; el segundo por arenas gruesas y rodados.

Cuatro de los siete pozos hechos en la finca Furlotti, se explotan un promedio de 13 a 16 horas diarias; su caudal es de 180 a 200 m³/h. No se ha podido medir la depresión, pero según informe verbal, ésta no es muy grande.

El análisis químico del agua de estos pozos está dado para ambos acuíferos; tiene marcada diferencia con los de la zona media, especialmente en el contenido, con exceso de Cl⁻, SO₄⁼ y Na⁺ K⁺, y se asemeja mucho al de los pozos PBA-1 y 2. Esto sugiere alguna influencia de las aguas del Terciario en esta zona del valle, como se describió en 2.1.a). No obstante, sus aguas son aptas para riego.

El pozo PF-2 tiene un acuífero a los 66,5 metros, de 3 metros de espesor, en grava mediana, está confinado entre

CUADRO II

Pozo	ACUIFERO					Caudal extr. m ³ /h	Porosidad %	Perm. K cm/seg	Rendim. espes. Sy %	Ancho del valle L m
	N°	Espesor H m	Altura h. s/nm m	N. piezométrico						
				prof. m	h. s/nm m					
ZONA NORTE										
PF-2-3	1	14	829	-13	832	180-200	37	2,2	20	4000
	2	11	796	-18	832	180-200	20	2	25	4000
ZONA MEDIA										
P-1-4	1 y 2 no aptos para su explotación									
P-1	3	8	886	-14	934	150				4000
P-2	3	27	895	-13	937	200	40	$3,5 \times 10^{-1}$	30	4000
P-3	3	27	896	-15	937	230	25	3,5	25	4000
P-4	3	27	891	-22	933	335	40	3,5	25	4000
P-6	1	10	802	+10	937	100	40	3,5	25	—
P-7	1	18	876	+2	920		37	5×10^{-1}	25	—
ZONA SUR (GRABEN)										
P-Eg	1	18	1268	-13	1287	240	35	5×10^{-1}	20	
P-8	1	10	952	-4	1008	200	35	5×10^{-1}	20	
P-9	1	20	917	+7	982	40	35	5×10^{-1}	20	
P-10	1	25	930	-3	952	180	25	$2,5 \times 10^{-1}$	20	
P-11	2	15	926	-2	948	80	36	5×10^{-1}	20	
P-12	1	12	902	-4	1945	80	35	5×10^{-1}	20	
P-13	1	50	918	-21	934	80	30	$2,5 \times 10^{-1}$	20	
	1	10	903			?	30	4×10^{-1}	20	

dos mantos de arcilla compacta pardo rojiza, presumiéndose que se halla en el Terciario y no es extraño que también sea el causante del considerable aumento de la salinidad de las aguas.

2) Zona media

En la Colonia María del Rosal hay 5 perforaciones; todas tienen 3 acuíferos de los cuales los dos primeros, debido a su alta salinidad no son aptos para consumo.

El tercer acuífero en promedio se encuentra por debajo de los 55 metros (894 m s/n.m.) y su potencia varía de 8 a 27 m, en el eje del valle, cuyo ancho es de 4.000 m aproximadamente.

Este acuífero está constituido por arena gruesa, bancos de gravas y rodados, y en algunos se llegan a encontrar bloques basálticos igual que en pozos perforados en Capiz.

Los análisis químicos de las aguas de toda esta zona son semejantes, excepto el pozo P-1, cuya agua es prácti-

camente inapta para riego, dado que éste se salinizó al continuar la perforación en el Terciario, donde encontró acuíferos con agua salada.

3) Zona sur

En este amplio sector se ha practicado una sola perforación de 80 m de profundidad, que alcanzó una napa muy pobre de regular calidad.

El insignificante caudal del pozo, indica en forma patente que estas aguas son de origen casi local, por esta razón se supone que en la zona sur del valle del Toba faltan los acuíferos de agua potable que se manifiestan en la zona norte y media.

c) Formación El Totoral. Relleno del graben de Tunuyán

En la región de Capiz existen varias perforaciones con $+12$ y $+10$ metros de surgencia sobre la boca del pozo; además en el lugar denominado "Baños de Capiz", hay una serie de manantiales ascendentes dentro de la cota de 945 metros s/n.m. Los acuíferos de Capiz están a mayores profundidades que los de la Colonia María del Rosal. Están constituidos por arena, grava gruesa, cubiertos por una capa de arena limosa y limo; sobre ésta yacen 27 metros de aluviones del mismo tipo de los que rellenan el valle del Toba. Estos bancos aluvionales, de las dos zonas, están separados por la falla en arco del Cerro Negro de Capiz.

Existen una serie de perforaciones

que se alinean sobre el borde oriental del valle (gráfico 2).

Los sedimentos en las perforaciones de esta zona, litológicamente son prácticamente iguales a las del valle medio y superior [1.2.2 c)]. Casi todos los pozos tienen un acuífero, también artesiano, de 10 a 30 metros de potencia.

Cabe mencionar el pozo P-12, cuyo acuífero tiene una potencia de 50 metros (según la descripción del perforista) y también al pozo P-11 que tiene dos acuíferos de más o menos 12 metros a los 32 y 57 metros de profundidad.

Los niveles de los acuíferos en las perforaciones van de 902 a 296 m s/n.m., a la altura de San Carlos; en la estancia Viluco (Chilecito), 952 m s/n.m.; para seguir en Pareditas, fuera del área estudiada, a 1.262 m s.n.m. Esta última perforación se halla a 22.500 metros de los pozos P-10, 11 y 12 (San Carlos), relación que da el acuífero un gradiente de 1 a 64 (del orden de 1°). Los niveles piezométricos son muy variados, incluso en el P-9 llega a $+7$ metros sobre la boca del pozo.

El agua, en esta zona, se halla dentro de grava y arena mediana o gruesa. Los caudales varían de 80 a 200 m³/h y la composición química de sus aguas es semejante a la de la zona media.

Si se relacionan las tres áreas activas con los datos ya expresados, se puede determinar la velocidad de flujo, caudal, rendimiento teórico del acuífero y el volumen de agua que almacenarían los aluviones.

Cada área se promedia y se obtendrá:

	Zona norte	Zona media	Zona sur	Zona del Graben
Ancho del valle (m).....	4.000	4.000	2.000	—
Espesor (m).....	25	20	10	20
Porosidad (‰).....	30	30	± 30	30
Rendimiento específico (‰) .	27	24	± 23	20
Permeabilidad (cm/sg).....	2	2,2	2,2	3 × 10 ⁻

Entre las zonas norte, media y del Graben existe un gradiente i igual al:

Paréditas-San Carlos.....	$i=0,0015$
San Carlos-Cuina. M. del Rosal....	$i=0,0017$
Colonia M. del Rosal-Furlotti.....	$i=0,003$

De esta manera se tendrá para las fórmulas (1) y (2):

Zona norte-media	Zona media-Graben
$V = 2,3 \times 10^{-3} \text{ m/h}$	$V = 7 \times 10^{-3} \text{ m/h}$
$Q = 1000 \text{ m}^3/\text{h}$	—

Los pozos de la zona norte tienen una producción de $1.000 \text{ m}^3/\text{h}$. la que es bastante elevada, a este valor Q , se le debe tomar con cierto margen ya que no se han aplicado el valor de rendimiento específico, que es del orden del 20 %, es decir que el caudal disminuye así a $200 \text{ m}^3/\text{h}$, que es en realidad lo que producen los pozos

El volumen de sedimentos fluviales en todo el valle es de $11.460 \times 10^6 \text{ m}^3$; considerando una retención específica para ese tipo de sedimentos del 10 %, el almacenamiento puede ser aproximadamente $10 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Es de notar que en la zona de Capiz la producción de los pozos (real) es menor que en la Media, lo que evidencia que en esta zona la recarga es mayor que al sur.

d) Formación El Zampal

De acuerdo con las medianas obtenidas en los diferentes niveles muestreados, se obtiene una porosidad promedio del 42%, de acuerdo con las curvas teóricas de Kekis.

En gravas la porosidad es del orden de 37% y en arena del 42%, esto quiere decir que la formación "El Zampal" podría contener agua, al menos de tipo gravitacional.

Ninguna de las perforaciones practicadas acusa agua. Se podría deducir que ella percolara gravitacionalmente hasta la formación subyacente o bien fuera retenida por algunos de los

bancos más arcillosos. En conclusión, en esta formación no ha sido hallado hasta el momento ningún caudal de importancia.

e) Médanos y guadales

El constituyente de los médanos y la mayoría de las acumulaciones arenosas eólicas de la región es un complejo limo-arenoso. El valor de sus medianas varía entre 0,27 mm y 0,12 mm, es decir, arena media y arena muy fina.

Estas acumulaciones son excelente depósitos de agua, dada su alta porosidad (42%) y retención específica (12% a 31%).

El agua que estos médanos pueden recibir es exclusivamente meteórica. Ella puede ser retenida en su base o percolar a la formación terciaria subyacente.

En el Cordón del Toba, quinta de Arroyo Benegas, se ha extraído agua del médano; ésta disminuyó rápidamente hasta casi agotarse, dado que su recarga es limitada.

Es así, que si bien estos médanos pueden albergar agua en su seno, ésta es muy escasa y no permite una explotación racional, ya que las precipitaciones en la región son muy pobres.

f) Sedimentos heterógenos de superficie

Estos sedimentos finos, alternan con arenas finas a medianas y en parte con gravas finas o rodados pequeños. En los bajos o cauces de arroyos secos forman un tapiz limo arcilloso muy compacto que recubre los sedimentos aluvionales. Este material es en general muy poco permeable; no obstante conserva algo de "agua del suelo" por debajo de su cubierta compactada; ella drena hacia los bajos y/o cuencas cerradas.

En conclusión: los sedimentos de la formación "El Zampal", "Médanos y Guadales" y "sedimentos heterógenos de superficie" presentan características

que les permiten tener agua de tipo gravitacional transitorio, es decir constituyen la "zona de aireación". No obstante estos caracteres, no se ha localizado hasta el momento agua freática.

Se han hecho pruebas de "insumición" in situ y se comprobó que estos sedimentos y suelos se saturan rápidamente. Las curvas de los ensayos muestran una pendiente inicial y luego tienden a ser asintotas a la abscisa de los tiempos.

Esta experiencia fue confirmada posteriormente, un día después de haber llovido en la zona. Se produjo, al caer la tarde, un chaparrón de 15 mm (se descarta el factor evaporación durante la noche); al día siguiente se cavó una zanja y se observó humedad del suelo hasta 20 cm. Al medio día ya había una capa superficial del suelo seca. En cambio existían todavía pequeños cursos de agua que fluían por una superficie impermeabilizada por el lino arcilloso; los ramblones estuvieron tres días con agua, la que se evaporó al cabo de este tiempo dejando grietas de desecación poco profundas. Los cauces de los arroyos ya secos mostraban claramente agua subalvea infiltrada.

Se deduce así, que la infiltración en los suelos es sumamente pobre y que el agua que alimenta a estas formaciones superficiales se debe en gran parte a la influencia de las crecidas de agua y en menor grado a la acumulada en los ramblones.

2.2. CARACTERES QUÍMICOS DE LAS AGUAS DEL VALLE DEL TOBA Y EL TOTORAL

Los iones contenidos en las aguas del Chillante presentan algunos contrastes en sus concentraciones.

En la zona media y sur el ion CO_3H^- es del orden de 103 a 160 mg/l, el SO_4^{2-} de 83 a 198 mg/l y el de Cl^- llega hasta 280 mg/l.

Debe de recordarse que en los pozos del Terciario se llega a valores semejantes, en las máximas concentraciones,

y la salinidad en ellos es de unos 25 g/l, considérese que la del agua de mar es de 35 g/l.

En general, de acuerdo al contenido mineral de las aguas, en las dos áreas del Valle del Toba y el área del graben, pueden ser clasificadas como cloradas y sulfatadas normales e hipocarbonatadas, es decir, aptas para riego y consumo.

Las napas superiores en la zona media son sumamente saladas, debido a que los sedimentos superiores y superficiales del valle contienen gran cantidad de material retransportado del Terciario, que dado su contenido de yeso y sales solubles saliniza rápidamente las aguas que contengan.

3. GENESIS DE AGUA DEL VALLE DEL TOBA

3.1. ALIMENTACIÓN

La alimentación de los principales niveles acuíferos es algo compleja; se debe a infiltración en regiones donde las capas superficiales son permeables. Por lo expuesto anteriormente ello no es posible en el Valle del Toba ya que la infiltración directa es problemática dada la poca permeabilidad de los sedimentos limo-arcillosos superiores y las escasas precipitaciones en la región.

En consecuencia la zona de infiltración debe hallarse fuera del área del valle mismo.

La cuenca hidrológica del Graben de Tunuyán lindante con el Valle del Toba, tiene su zona de alimentación al pie de la cordillera, y es retenida por una "barrera" creada por la falla oriental de rumbo N-S, que limita el graben. Allí brota en una serie de manantiales y/o pozos surgentes y semi-surgentes.

3.2. RECARGA

La estructura terciaria del Cordón del Toba, que limita el valle al este, está afectada por la falla del graben;

allí existe una "barrera por fractura". En Alto Verde y Capiz de Abajo hay una serie de manantiales, signo indiscutible de tal fenómeno.

En Capiz, la fractura hace desaparecer la estructura terciaria y disloca bancos de bloques, rodados y grava arenosa. Estos sólo tienen su posición modificada y no se hallan desconectados. Se descarta así de que en Capiz se forme una "barrera" que endique el agua artesiana, por el plano de la falla, ya que allí corta bancos de material permeable que favorecen el paso del agua.

Ello induce a considerar a esa zona como el lugar donde se genera la recarga o infiltración de agua hacia el Valle del Toba.

Los niveles piezométricos de los pozos a uno y otro lado de la fractura tienen gran paralelismo, o bien, son mayores en el lado oeste, y los caudales aumentan considerablemente en la sección media superior del Valle del Toba (Cnia. M. del Rosal). Gráfico II.

Hacia el sur la falla pierde gradualmente rechazo; es por ello que no hay mayor recarga en esa zona.

En Pareditas hay también un juego de fracturas similares a las de Capiz, lo que sugiere en esa parte una recarga semejante en el acuífero.

De esta manera el grueso de la recarga corresponde a un flujo artesiano proveniente del Graben de Tunuyán, que se infiltra principalmente en la región de Capiz, dada la alteración de los bancos aluvionales; esta relación es puesta en evidencia por las alturas piezométricas en uno y otro lado de la zona fracturada, la calidad de las aguas y su flujo continuo.

Los arroyos temporarios del valle que forman playas o barreales, tienen una corriente temporaria subalvea pobre, que forma "charcos subterráneos" casi estancados, favorecidos por niveles aluviales permeables; ello crea un avenamiento sub-superficial que origina

una serie de napas pobres y saladas en los sedimentos terciarios retrabajados que constituyen, en gran parte, de la cubierta superficial.

En base a lo expuesto anteriormente, es evidente que en el Valle del Toba existe una circulación, de sur a norte, de tipo artesiano, en los sedimentos gruesos aluvionales.

4. CONCLUSIONES

Se pueden plantear las siguientes conclusiones: El Valle del Toba se halla labrado en dirección N-S en la estructura terciaria, y tiene por dimensiones: 70 km de longitud por 4 km de ancho.

Este fue rellenado en el Pleistoceno superior por aluviones y posteriormente sepultado, en un cielo árido, del Holoceno, por sedimentos fluvio-cólicos.

Dentro de los aluviones del relleno del valle existe un "flujo artesiano" en dirección hacia el norte con una velocidad de flujo aproximada de 3×10^{-3} m/h.

Estos acuíferos son alimentados en forma indirecta desde el Graben de Tunuyán por flujo interno.

La recarga del acuífero que altera la posición de los aluviones, se debe al juego de fracturas existentes en Capiz, pero no los desconecta y permite en esa porción el paso de agua del graben hacia el valle, ya que ésta posee mayor presión en el lado W de la fractura.

Los pozos perforados en el valle han obtenido agua con un caudal que varía entre 80 y 350 m³/h.

Las aguas son levemente salobres pero aptas para riego.

RECOMENDACIONES

La explotación de las aguas subterráneas de la formación El Chillante no se hace hasta el momento en forma racional, ya que no se conoce la producción del acuífero ni su distribución.

es decir su mayor potencia en todo el valle.

Para poder llegar a ello y evitar una merma en la producción en los pozos, así como su contaminación por acción de las napas saladas, se deben realizar los siguientes estudios:

- a) Geofísicos: Sondajes y perfiles geoelectricos dispuestos en forma normal al eje del valle a fin de poder conocer la exacta distribución del acuífero y la zona de mayor espesor para obtener un mejor rendimiento.
- b) Químicos: Análisis químicos sistemáticos de acuerdo a una misma técnica de laboratorio, para determinar las posibles áreas salinizadas.
- c) Hidrológicos: Ensayos de bombeo en la zona media y norte del valle y pozos de exploración en su eje, de manera tal que sea posible determinar:
 - a) rendimiento del acuífero
 - b) almacenamiento
 - c) flujo real y su dirección exacta.

De esta manera es posible determinar las áreas donde la explotación sería más racional y mejor la calidad de las aguas, ya que hay porciones donde ella es salobre por la infiltración de capas saladas de El Chillante o del Terciario.

Finalmente, si se conociera realmente la conformación del valle en su área de descarga, es decir el N-W del Cerro Bola, se puede proyectar una pantalla impermeable, subterránea, por métodos de inyección de cemento, ella puede ser fácilmente implantada en los aluviones. Esto impediría la salida de agua

del valle, encontrándose así una zona con mayor acumulación, que por consecuencia crearía una mejor explotación.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Castany, G. 1963. *Traité Pratique des eaux souterraines*. Dumod Paris.
- De Carles, E. 1912. *Ensayo geológico descripto de las Huayquerías del sur de Mendoza (Dpto. de San Carlos)*. Anál. de Museo Nacional de Historia Natural de Buenos Aires, t. XXII.
- Frenguelli, J. 1930. *Las Guayquerías de San Carlos en la Prov. de Mendoza*, Pub. 9; Dpto. Extensión Univ., Univ. Nac. Litoral, Santa Fe.
- Knoche, W. y Borzuev, V. 1957. *Clima de la República Argentina*. — Geograf. de la Rep. Argentina. Gaca, t. VI.
- Lobeck, A. 1958. *Block Diagrams*. Everson Trussel. Book C. Massachussets.
- Meizner, 1923. *Outline of ground Water Hydrology*. U. S. G. S. Washington. Water Supply. Paper 464.
- Polanski, J. 1950. *El bloque de San Rafael*. — Inéd. Dir. Prov. de Geol. y Min. de Mendoza.
- 1963. *Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno Pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza (Prov. de Mendoza)*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., t. XVII, N° 3-4.
- Todd David, K. 1960. *Ground Water Hydrology*. John Wileys. N. Y.
- Truempy, E. y Lhezz, R. 1937. *División Estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato*. — Bol. Inform. Petrol. Abril 1937.

Manuscrito recibido en mayo de 1965.

ACERCA DE UNA NUEVA INTERPRETACIÓN
DE LA ESTRUCTURA DEL CARBÓNICO
EN LA CIENAGA DEL MEDIO. ESTANCIA LEONCITO.
SUD DE BARREAL. SAN JUAN

Por ARTURO J. AMOS y HUMBERTO G. MARCHESE¹
Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires

RESUMEN

La formación Leoncito de edad Carbónico medio forma un homoclinal inclinado 45° al sud que se asienta en discordancia angular sobre el Grupo Ciénaga del Medio (Devónico?). Las sedimentitas Carbónicas son truncadas al sud por una falla inversa de rumbo NNW-SSE e inclinada al SSW 65° que eleva a las rocas Devónicas? hacia el Norte, por encima de las Carbónicas. Esta interpretación difiere de las ya propuestas por Du Toit (1927), Heim (1945), Keidel (1949) y Zöllner (1950).

ABSTRACT

A new interpretation of the structure of the Middle Carboniferous Leoncito formation at Ciénaga del Medio, 3 kilometers east of Leoncito homestead is proposed based on detailed structure and sedimentary observations. The structure consists of a 45° south dipping homoclinal series resting unconformably against strongly folded and faulted graywackes, sandstones and shales (Devonian?). A NNW-SSE thrust uplifted the latter on top of the Carboniferous. This interpretation differs from that of Du Toit (1927), Heim (1945), Keidel (1949), and Zöllner (1950).

1. INTRODUCCION

Durante el relevamiento geológico en escala 1 : 25.000 del pie occidental de la Precordillera entre Sorocayense y La Pampa de Yalguaraz que se está realizando por convenio con la Dirección Nacional de Minería², han surgido varios problemas de índole estructural que nos han obligado a un estudio de mayor detalle. Esta ha sido la razón por la cual en las líneas que siguen nos propondremos reinterpretar una estructura que fue diversamente considerada

por autores anteriores desde Du Toit (1927) hasta Zöllner (1950).

La zona que es motivo de estas observaciones se encuentra en el arroyo de la Cabeceras, a 3 km al E de la Estancia Leoncito, y a unos 20 km al SE del Barreal, San Juan. Se llega a ella por el camino de Barreal al Observatorio Astronómico Yale - Columbia (Estancia Leoncito) y de allí al este por el viejo camino construido por el ejército —ahora intransitable— que unía Barreal con Maradona, al este de la Precordillera. Las sedimentitas que nos ocupan pertenecen al Carbónico medio, equivalentes a la formación Leoncito, de origen glacial, y que afloran en la margen sur del arroyo pre-

¹ Actualmente en Laboratorio Petrotécnico de Y.P.F.

² Ahora Instituto Nacional de Geología y Minería.

citado, en marcada discordancia angular sobre el Grupo Ciénaga del Medio ("Preilitico") de edad quizá Devónica.

Debemos agradecer al Licdo. Antonio Csaky y al Sr. Nello Duranti por su ayuda durante el trabajo de campo y al Dr. H. Römer por la lectura y crítica del manuscrito.

2. CONSIDERACIONES ESTRATIGRAFICAS

Afloran en el área bajo examen dos conjuntos litológicos, ampliamente reconocidos en zonas vecinas del oeste de la Precordillera. Uno de ellos, de edad incierta, pero probablemente Devónico (Amos, Baldis y Csaky, 1963), que representa el basamento de las unidades Carbónicas, es el *Grupo Ciénaga del Medio*. El otro se asienta en discordancia angular sobre el anterior, homológándose con la *Formación Leoncito* por sus caracteres litológicos.

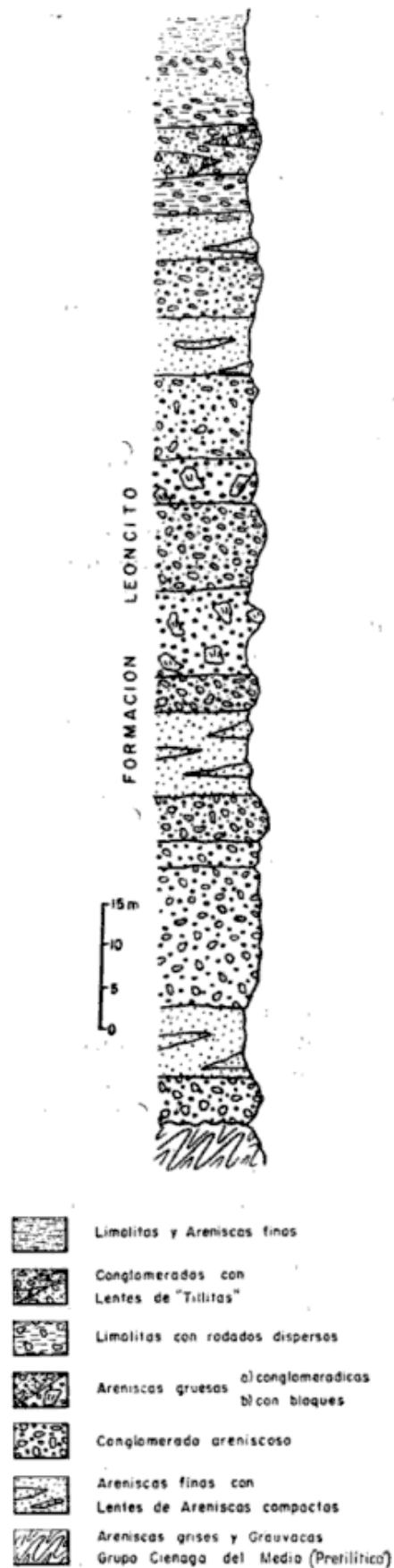
a) *Grupo Ciénaga del Medio*: En este grupo se han diferenciado tres miembros¹ bien definidos y característicos a saber:

3. Areniscas grises y grauvacas.
 2. Lutitas verdes y moradas (multicolores).
 1. Areniscas amarillentas.
- Base: desconocida.

Las características litológicas de estos miembros ya se han dado a conocer en trabajos anteriores sobre ésta y otras zonas cercanas (Amos y Rolleri, 1964; Baldis, 1964) como así también su magro contenido faunístico, que si bien de significado cronológico dudoso, permite separar a este grupo del Precámbrico.

Sólo cabe agregar que se han hallado restos de *Chondrites* en las lutitas ver-

¹ Estos miembros, quizá sean considerados en el futuro como unidades mayores, es decir formaciones.



Perfil columnar de la Formación Leoncito en la Ciénaga del Medio

des y moradas y en las areniscas grises y grauvacas. También en estas últimas se encontraron restos vermiformes atribuidos al género *Fraena* sp. (Marchese, 1964), juntamente con restos de *Scolicodonthus* y esporas.

b) *Formación Leoncito*: Esta formación, cuya localidad tipo se encuentra directamente al E. de la estancia Leoncito se asienta también aquí en discordancia angular sobre el grupo anteriormente descrito. Aflora en la margen izquierda del arroyo Cabeceras desde la Ciénaga del Medio hasta unos 3 km aguas abajo de la misma. Tanto en su extremo oriental como en el oeste se presenta en afloramientos dispersos pero guardando siempre relaciones bien definidas con su basamento.

El límite norte de los afloramientos en esta quebrada corresponde a la discordancia angular que separa a esta formación del *Grupo Ciénaga del Medio*, y cuya traza posee un recorrido casi E-W hundiéndose su plano unos 45° en dirección sur. Contrariamente su límite austral corresponde —y este es el criterio sustentado aquí— a una falla inversa de rumbo aproximadamente WNW-ESE. Otro afloramiento muy reducido de esta formación asoma en el extremo NW del área considerada, limitado al W por una fuerte fractura inversa de rumbo aproximadamente meridional.

La formación Leoncito ha sido dividida en dos miembros (Baldis, 1964), siendo el superior el más conspicuo y más desarrollado en esta zona. El inferior sólo aparece en pequeños asomos en el extremo NW del área considerada. En el mapa adjunto se ha representado a esta formación como una sola unidad.

Como ya se ha expresado, el plano de discordancia es bien notable al sur del camino que une la estancia Leoncito con la Ciénaga del Medio y puede seguirse paso a paso desde el potrero de la ciénaga (ver mapa) hacia el W. Su traza es muy sinuosa e irregular pu-

diendo ser observada a lo largo de unos 600 m. Su zigzagueo es debido a la inclinación de los planos de estratificación (SS) de las sedimentitas carbónicas y al relieve "pretilítico", que lo diferencia notablemente del contacto sur, cuya traza forma una suave convexidad hacia el N.

El perfil litológico que se esquematiza a continuación corresponde a la zona central (ver perfil AA), a la altura del dique de embalse para el Observatorio Austral Yale-Columbia.

3. RELACIONES ESTRUCTURALES

El análisis mesoscópico de la estructura del conjunto "pretilítico" es notablemente complejo y difícil de resolver en la escala elegida. Las unidades o miembros pueden ser individualizados en el terreno y su posición normal o invertida puede determinarse en el afloramiento merced a un estudio muy detallado de las estructuras sedimentarias de cada estrato. Cuando se quiere extrapolar esta información de campo a unidades en áreas cercanas, no se obtienen resultados muy halagüeños. Esto es consecuencia de la fuerte estructura de plegamiento —no precisamente armónico— que a veces muestra varias magnitudes de pliegues y de la intensa dislocación por fracturación inversa. Esto hace que muchas veces sea posible reconstruir en detalle su estructura. El plegamiento disarmónico es quizá una consecuencia directa del contraste de ductilidad de los miembros "areniscas y grauvacas y areniscas amarillentas" por una parte, y las "lutitas multicolores" por la otra. La dificultad mayor para determinar la estructura se presenta en las grauvacas, que por la falta de texturas sedimentarias hacen más difícil dilucidar su estructura tectónica.

No queremos entrar a discutir en detalle la estructura del basamento en que se apoya el Carbónico, pues no tiene mayor consecuencia sobre el tema en discusión, salvo en lo que a la discor-

dancia *Grupo Ciénaga del Medio - Formación Leoncito* se refiere. Esta discordancia se diferencia notablemente del contacto sur que es tectónico de acuerdo a las conclusiones a que se llega en este trabajo. Por otra parte, la estructura compleja del "pretilítico" ha sido asignada al Bretoniano por Keidel (1949), aunque tenemos pocas evidencias para confirmarlo.

α) *La estructura local de la Formación Leoncito.*

La disposición de las capas carbónicas en este sector de la Precordillera ha sido ya descrita por varios autores anteriores (ver bibliografía en Amos y Rolleri, 1964). La estructura local ha sido puntualizada por Du Toit (1927), Heim (1945), Keidel (1949) y Zöllner (1950), quienes llegaron a conclusiones algo distintas con respecto a esta comarca.

Las capas carbónicas poseen una estructura relativamente sencilla. Se trata de un homoclinal que se hunde unos 41° - 50° hacia el sur. Como se ha mencionado, el contacto inferior del conjunto es primario, de traza muy irregular y sinuosa, no así el contacto superior que de acuerdo al recorrido de la traza, mapeada con la mayor precisión, es ligeramente cóncava hacia el sur, tanto al este como al oeste del potrero de la Ciénaga, es decir que se trata de una falla inversa como se verá más adelante.

Los indicios más claros de los planos de estratificación (SS) lo constituyen las intercalaciones de areniscas compactas y las lentes conglomerádicas (tilitas) inclinadas al sur. La inclinación de los planos SS en las rocas de esta formación es a veces difícil de establecer, pues las limolitas son muy homogéneas, disgregándose fácilmente por la impresión de un débil clivaje de fractura que produce un juego de planos anastomosados de alta frecuencia. Esta característica produce por meteorización fragmentos de dimensiones pe-

queñas (1 a 3 cm). La presencia de rodados dispersos (véase perfil) no hace más que aumentar la fragmentación de estas rocas.

Siguiendo en la dirección de inclinación, es decir hacia el sur desde el contacto primario, o hacia arriba en la sucesión estratigráfica, se observa que en el flanco sur del valle culminan las grauvacas replegadas pertenecientes al grupo Devónico (?). Es decir que media entre los dos, o sea entre éste último y el Carbónico, un plano que inclina unos 60° hacia el sur. Este plano de contacto es mapeable, pero no hemos notado a lo largo de él o en las cercanías del punto 2465 (ver mapa) ninguna evidencia de deformación en las sedimentitas, producida por efecto del movimiento del bloque de grauvacas sobre la *Formación Leoncito*. El contacto al E del potrero es más visible aún observándose que la inclinación del plano hacia el sur llega a unos 65° . No hay duda que esta estructura representa una falla inversa que sobrepone el grupo Devónico (?) sobre las limolitas y tillitas de la *Formación Leoncito*.

En el flanco austral del valle las inclinaciones de las lentes conglomerádicas siguen siendo hacia el sur, y no se ha observado ninguna evidencia de que los planos SS inclinen en otra dirección. En este punto conviene mencionar que Keidel (1950, p. 285) entre otras cosas había ya observado la disposición de "una camada de "conglomerado"¹ a mitad de la falda, poco más o menos, se inclinan hacia el sur es decir hacia las capas Paleozoicas de mayor edad...".

Hacia el oeste la traza del plano de falla ha sido difícil de determinar y por este motivo aparece en el mapa con interrogante.

Otra característica interesante de esta porción del valle es la falla casi vertical de rumbo WNW, que pasa poco al sur del punto A. Nuevamente, hacia el

¹ Comillas de Keidel.

W de este punto la falla no ha podido ser determinada, mientras que al E desaparece bajo los sedimentos recientes de la Pampa de la Ciénaga del Medio. Esta falla pone en contacto directo al miembro de "grauvacas" con las "areniscas amarillentas", produciendo una "cuña de grauvacas", limitada al norte por la falla inversa y al sur por la falla vertical. No se ha podido establecer la naturaleza de la deformación en la intersección de ambas fracturas, ya que la falla normal es un rasgo estructural posterior, de acuerdo con las evidencias de campo.

Creemos sin embargo que, como la falla vertical no produce, aparentemente, ninguna dislocación hacia el oeste, ésta sea una falla de tipo pivotante. Por otra parte en este sector oeste pasa una falla rumbo NS (Marchese, 1964) y cuyo efecto es una considerable deformación produciendo una compleja estructura que ha sido en la escala dada, imposible de resolver.

El rechazo mínimo calculado para la fractura inversa es aproximadamente 170 m. Es posible que esta cifra sea aún mayor, pero no existiendo bancos guías en el miembro de grauvacas es difícil establecerla con mayor precisión.

b) *Otras interpretaciones de la estructura en la Ciénaga del Medio.*

A pesar de que en párrafos anteriores hemos dado una interpretación, a nuestro parecer la más lógica, de la estructura del Carbónico, y cuyo esquema está ilustrado en la figura 1, habría sin embargo otras que expondremos a continuación:

I) Considerando siempre que el plano inferior, es decir la superficie de discordancia de la *Formación Leoncito* sobre el *Grupo Ciénaga del Medio* es primario, podemos interpretar también a la estructura como un pliegue isoclinal con plano axial inclinado al SW y de rumbo aproximadamente NW-SE (fig. 2). Es obvio entonces que el limbo su-

perior del sinclinal esté invertido y, siendo isoclinal, ambos limbos serían aproximadamente paralelos e inclinados al sur. De esta manera el contacto sur representaría probablemente un plano de corrimiento de las rocas "pretilíticas" sobre el Carbónico. Hay sin embargo evidencias que no se ajustan a esta interpretación. En primer lugar, no hemos hallado signos de inversión de las capas en las cercanías del punto 2465 o a lo largo de la zona donde deberíamos encontrar el limbo invertido. En segundo lugar no se produce la repetición de ningún miembro de la formación, que de acuerdo con esta interpretación deberíamos encontrar. Por el contrario hemos podido comprobar sólo una disminución de la granulometría hacia las capas superiores del Carbónico. Este hecho unido a la no inversión de estos bancos hace que esta hipótesis sea poco probable. Más aún, estructuras de plegamiento con esta orientación, es decir casi W-E, son poco frecuentes en esta parte de la Precordillera.

II) Otra posibilidad es la ya adelantada por Du Toit (1927, fig. 4 y pág. 33), Heim (1945) y Zöllner (1950, tectonograma fig. 2, pág. 115) en la que ambos contactos del Carbónico con el *Grupo Ciénaga del Medio*, es decir el sur y norte en la Quebrada del Arroyo de las Cabeceras, representarían discordancias primarias (angulares) (ver fig. 3). En este sentido nuestras observaciones son distintas, ya que no hay evidencias que las capas en el flanco sur del valle inclinen hacia el norte, tal como se desprende de la interpretación dada por los autores antes mencionados.

III) Keidel (1949, pág. 269) interpreta el contacto tilita-Devónico en la Ciénaga del Medio como un plano de corrimiento (fig. 4) indicando que las tilitas de lo que nosotros llamamos *Formación Leoncito*, constituyen un remanente tectónico de un gran sobrecorrimiento "Hercínico" (Keidel, 1949, pág. 270). Más aún este autor considera

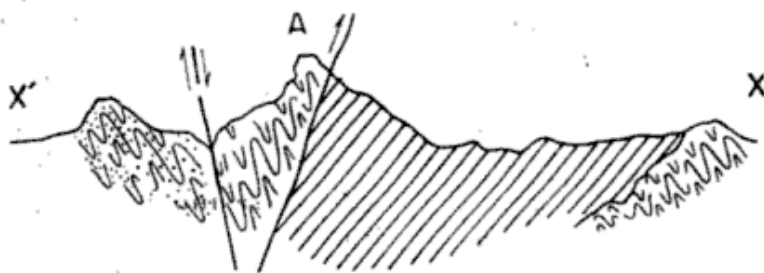


Fig. 1

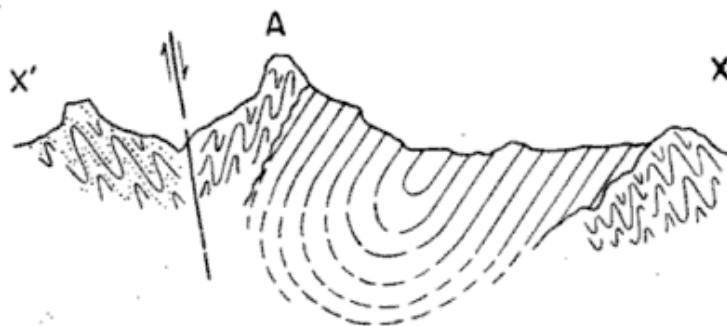


Fig. 2

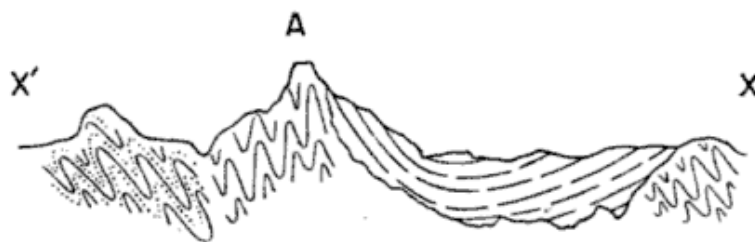


Fig. 3

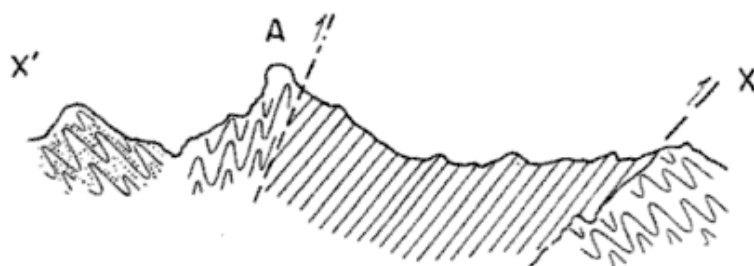




Fig. 4

 Formación Leoncito

 Areniscas Amarillentas

 Areniscas grises y Grauvacas

Perfiles esquemáticos que representan distintas interpretaciones de la estructura en la Ciénaga del Medio. 1. interpretación propuesta en este trabajo; 2, segunda interpretación; 3. interpretación según Du Toit (1927), Heim (1943), Zöllner (1950); 4. interpretación según Keidel (1949).

que las capas por nosotros atribuidas al miembro de las "Areniscas amarillentas" del *Grupo Ciénaga del Medio* son de edad Carbónica. Así, indica erróneamente, que la "tilita de la Ciénaga del Medio por causa de su mayor dislocación, se yuxtapone en sus costados lo mismo a capas idénticas a su basamento, que a capas del Paleozoico supe-

con un relieve fuerte, labrado en las rocas del *Grupo Ciénaga del Medio*. La discordancia angular está muy bien desarrollada en la quebrada de las Majaditas, en la zona del Agua de los Burros, en el Cordón del Naranjo (Fernández Garrasino 1964, Quartino y Zardini 1964), y en la zona clásica al SE de Barreal donde la *Formación El Paso* se



Vista de la falla inversa hacia el oeste en la Ciénaga del Medio

rior". Con estos argumentos y más aún considerando que la *Formación Leoncito* es de edad Carbónico inferior supone una tectónica "Hercínica" de notable magnitud.

Por otra parte lo que este autor denomina "jirones tectónicos" (op. cit. pág. 274, fig. 5), para nosotros no son más que rocas precarbónicas rodeadas por las sedimentitas de origen glacial de la *Formación Leoncito*, que afloran como consecuencia del fuerte relieve "pretilítico". Esta, es una de las zonas donde mejor se observa la superficie irregular de erosión Precarbónica

asienta en discordancia sobre el *Grupo de Hilario* (Mesigos, 1953). El *Grupo Hilario* es equivalente a nuestro miembro de "Areniscas Amarillentas".

Keidel (1949, pág. 285-286) observa que le ha sido difícil detectar la presencia de fallas en el contacto sur, y refiriéndose a lo escrito por Heim (1945, pág. 281) de quien afirma "no haber advertido el sobrescurrimiento de la "serie esquistosa filítica del Devónico" sobre tilita", manifiesta que "tal afirmación no puede referirse sino al costado sud y sudoeste y no al norte y nordeste donde... el contacto de la tilita con la

serie esquistosa filítica en el sentido de Heim, es debido a fracturas de índole común, si bien de disposición compleja". Más adelante Keidel (pág. 286), insinúa que los bancos de "pizarras y grauwacas... parecen reposar sobre la tilita de manera análoga a los jirones tectónicos...". Lo anterior indica que Keidel tenía una cierta idea acerca de la falla inversa del punto 2465, y que fuera ya mencionada en trabajo anterior (Keidel y Harrington, 1938), pero aparentemente no tenía evidencias seguras de su presencia. Lo que surge con toda claridad del escrito de Keidel es que él creía en la presencia de un corrimiento en la base del grupo de tilitas.

En conclusión, y de acuerdo a las evidencias de campo aquí descriptas, creemos que la mejor explicación de la estructura de las capas carbónicas en esta zona, es la de un homoclinal inclinado 45° al sur, apoyado discordantemente sobre las sedimentitas Devónicas. Estas, a su vez se hallan corridas, en el sector sur, sobre las anteriores por efecto de una fractura inversa inclinada al sudoeste.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J., Baldis, B. y Csaky, A. 1963. *La fauna del Carbónico medio de la formación La Capilla y sus relaciones geológicas Calingasta-San Juan*. — Ameghiniana, t. III, n° 4, págs. 123-132.
- Amos, A. J. y Rolleri, E. O. 1964. *El Carbónico Marino en el Valle Calingasta-Uspallata*. — Bol. Inf. Petrol. n° 368, Buenos Aires.
- Baldis, B. 1964. *Nota sobre la estratigrafía y estructura al Sur del Arroyo de las Cabeceiras. Estancia El Leoncito*. — Bol. Inf. Petrol. n° 365, Buenos Aires.
- Du Toit, A. L. 1927. *A geological comparison of South America with South Africa, with a paleontological contribution by F. R. Cowper Reed*. — Carnegie Inst. Washington, Pub. 381.
- Fernández Garrasino, C. 1964. *Observaciones geológicas en el norte del Códón del Naranjo y adyacencias. Estancia Leoncito. Depto. Calingasta, San Juan*. — Trab. final Licen. Fac. Cs. Ex. y Naturales. Univ. Bs. A.
- Keidel, J. 1949-1951. *Estudios sobre estructuras hercínicas en la margen oeste de la cuenca de Uspallata y la Sierra de Cepeda, frontón de la de Tontal, Prov. de Mendoza y San Juan*. — Bol. Acad. Nac. Cienc. Iª pt. 1949 XXXVIII; Iª pt. XXXIX, 1950; IIIª pt. XXXIX, 1951.
- Keidel, J. y Harrington, H. J. 1938. *On the discovery of lower Carboniferous tillites in the Precordillera of San Juan, Western Argentina*. — Geol. Mag. V. LXXV, n° 885, pág. 103-129.
- Heim, A. 1945. *Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan*. — Rev. Mus. La Plata (n. s.) Geol. 2, n° 16, pág. 267-286. La Plata.
- Marchese, H. G. 1964. *Geología de la zona situada al N. de la Estancia Leoncito (Dpto. Calingasta). San Juan*. Trab. final Licen. Fac. Cs. Ex. y Nat. Univ. Bs. As.
- Mesigos, M. 1953. *El Paleozoico Superior y su continuación Austral, Sierra del Barreal (Prov. de San Juan)*. — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. VIII. n° 2, pág. 65-109.
- Quartino, B. y Zardini, R. A. 1963. *Significado geológico del Conglomerado Carbónico del rincón de la Aguadita (zona norte del Cordón del Naranjo) San Juan*. — Bol. Inform. Petrol. n° 365, pág. 21-27.
- Zöllner, W. 1950. *Observaciones tectónicas en la Precordillera-Sanjuanina. Zona del Barreal*. — Rev. Asoc. Geol. Arg. T. V, n° 3, pág. 111-126.

Manuscrito recibido en septiembre de 1965.

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 23 DE NOVIEMBRE DE 1965
EN LA IMPRENTA Y CASA EDITORA CONI, PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

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, 1965 (próximo a aparecer)

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 4000 citas de autor con sumaria explicación del contenido bibliográfico, distribuidas en sucesivas secciones, que estuvieron a cargo de colaboradores experimentados en la materia.

Se compone del temario siguiente:

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

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

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

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

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127
(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)
BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Postal :
Casilla de Correo 5047

