

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

SUMARIO

<u>ANGEL V. BORRILLO, El proceso geotectónico de la consolidación.....</u>	<u>5</u>
<u>JORGE A. MORENO, Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico Superior en la Cuenca del Noroeste Argentino, con especial mención de los subgrupos Balbuena y Santa Bárbara.....</u>	<u>9</u>
<u>KITARO HAYASE Y CÉSAR R. PROZZI, Génesis de yacimientos de sillimanita de Tacuil, en el Departamento Molinos, provincia de Salta, República Argentina.....</u>	<u>45</u>
<u>EVALDO L. KOTHNY, Hacia una mejor comprensión de la mercurimetría..</u>	<u>63</u>
<u>RAFAEL F. J. VALENCIA Y ALBERTO B. LAGO, Relación suelo-geomorfología en el Valle Calchaquí, Provincia de Salta, República Argentina..</u>	<u>71</u>
<u>GEOL. EILIR EVANS MORGAN.....</u>	<u>86</u>
<u>LUISA MARÍA VILLAR, Petrogénesis del complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Mendoza, República Argentina.....</u>	<u>87</u>
<u>DR. FRANCISCO JOSÉ RAMÓN TORRES (1922-1969).....</u>	<u>100</u>
<u>BRIAN J. J. EMBLETON, Nuevos estudios paleomagnéticos del Neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina.....</u>	<u>101</u>
<u>ELDA C. DI PAOLA Y HUMBERTO G. MARCHESI, Relaciones litoestratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, provincia de Neuquén, República Argentina.....</u>	<u>111</u>
<u>ISIDORO B. SCHALAMUK, Contribución al conocimiento de los fosfatos de las pegmatitas de Cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba, República Argentina.....</u>	<u>121</u>
<u>COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS.....</u>	<u>138</u>
<u>NOTA AL DIRECTOR.....</u>	<u>140</u>
<u>INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACIÓN DE ORIGINALES.....</u>	<u>142</u>

BUENOS AIRES

REPUBLICA ARGENTINA

1969

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



Z824-ZF8-QLPU

Imprenta Coni S. A. C. I. F. I., Perú 684, Buenos Aires.

Inscripta en el Registro de la Propiedad Intelectual bajo el número 1.036.841

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

TOMO XXV

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1970

EL PROCESO GEOTECTONICO DE LA CONSOLIDACION

POR ANGEL V. BORRELLO

RESUMEN

Se analiza en la presente nota el alcance de la consolidación tectónica y su aplicación en la clasificación de los episodios geotectónicos desarrollados en el territorio argentino desde los tiempos precámbricos.

ABSTRACT

This paper presents an analysis on tectonic consolidation, applying the concept in the classification of geotectonic episodes developed in the Argentine territory since the precambrian times.

La idea de la consolidación fue originalmente vertida en la escuela geotectónica moderna por H. Stille (1940). La consolidación como proceso fue definido por el gran investigador germánico (*op. cit.*, p. 655) expresando simplemente que constituye la conversión de los dominios geosinclinales al estado cratónico. Equivale entonces al cese del régimen geosinclinal por la orogénesis (tectogénesis y orogénesis, respectivamente) y a la rigidificación de la estructura al alcanzar ésta el término de su historia geotectónica. La consolidación es el arribo definitivo de la cratogénesis. Como evento geosinclinal es el extremo opuesto al momento que, superada la anorogénesis, se inicia en la corteza una historia completa de magnitud geosinclinal. La consolidación es la finalización de una evolución geotectónica con la cual dejan de acontecer los episodios casienterocratónicos y los propios del finivulcanismo, para enunciar tan sólo los que enmarcan los cuadros terminales del esquema tectónico fundamental del propio H. Stille (*op. cit.*).

Definición y ejemplo de la consolidación pueden encontrarse en los trabajos del autor (Borrello 1961, p. 332 y 1969, p. 172, 175) partiendo del sentido dado al término por el nombrado autor europeo. En su trabajo más reciente (1969) quien esto escribe ha hecho extensivo el concepto de la consolidación al término de cada una de las eras tectónicas que fueran discernidas como motivo del estudio sistemático de los geosinclinales. El criterio extensivo se impone en el examen de toda evolución geosinclinal a partir del desenvolvimiento de las grandes cadenas paleoólicas, no obstante el hecho de que en el trascendente estudio de H. Stille (1940), si bien que claramente definido como concepto esencialísimo no fue sino aplicado el criterio para los más grandes eventos de la historia geológica de la corteza. El presente análisis crítico del problema tiende a dar justa validez al fenómeno geológico de la consolidación, para lo cual es viable aplicarlo no sólo como H. Stille lo hiciera a lo largo de los lapsos geotectónicos mayores de la historia terrestre, sino

específicamente al cierra, clausura, o finalismo de cada una de las eras tectónicas que se estudian genéricamente sobre los continentes actuales. De esta manera es más claro entender después el sentido de conexo y subsiguiente proceso que ocurre inexcusablemente: el de la regeneración tectónica, debido por igual al autor alemán mencionado, y que encierra como forma de rehabilitación cratónica al dominio geosinclinal.

En el trabajo de H. Stille sobre mudanzas (*sic*) en el magmatismo del Globo terrestre (1940) y sobre las deformaciones de la corteza (1955) se advierte fácilmente que los caracteres de los llamados *Protogeico* (Prealgonkiano), antes de los 820 m a, y *Neogeico* (Assyntico-Neoídico), después del mismo término cronológico, fueron paralelamente alineados con una *antigua consolidación* y una *nueva consolidación*. Entre ambas media la gran *regeneración algonkiana* que se designara a la vez como "*Algonkian Umbruch*", es decir el cambio total del régimen estructural entre las dos historias mayores de la corteza del Geoide.

No obstante la definición original (Stille, 1940, p. 655) sobre el tema de la consolidación es precisamente el otro, es decir y como se anotara (*cf. supra*), el tope geotectónico de toda estructura geosinclinal al establecerse en su medio la rigidez posorogénica que implica la consolidación. Así comprendido el aserto no retiene las reservas que surgen de la limitante aplicación como proceso circunscripto a las dos grandes divisiones mayores de la historia de la Tierra. Es más, en todos los trabajos de H. Stille (*op. cit. ibid.*) tanto en el Protogeico como en el Neogeico se admiten sucesivas regeneraciones tectónicas, a saber: poslauréntica, posalgonkiana, posassyntica, poscaledónica y posvarisica. Se debe entender, como se viera (*cf. supra*) que la regeneración ha sido posible de un determinado desarrollo sólo después de haber acontecido, y es-

pecíficamente, un proceso de consolidación estructural.

De esta manera al proporcionarse el esquema de la evolución geotectónica del territorio argentino (Borrello, 1969, p. 172) han sido estrictamente establecidas las consolidaciones y las regeneraciones tectónicas determinadas en la historia estructural de las cuatro cadenas geosinclinales que se suceden del Atlántico a los Andes, en orden sucesivo y de acuerdo a la progresión que se menciona:

CADENA ARQUÍDICA

Sierras Septentrionales, Provincia de Buenos Aires.

CONSOLIDACION AZULIANA (Penokeana) (-1.700 m.a.).

REGENERACIÓN POSAZULIANA

CADENA PROTOÍDICA

Puna-Cordillera Oriental, Sierras Pampeanas-Sierras Traspampeanas.

CONSOLIDACION PUNEÑA (-600 a -530 m.a.).

REGENERACIÓN POSPUNEÑA (assyntica).

CADENA PALEOÍDICA

Precordillera-Cordillera Frontal-Bloque San Rafael-Cordillera Patagónica antigua.

CONSOLIDACION CUYANA (kimeriana (-180 m.a.).

REGENERACIÓN POSCUYANA

CADENA NEOÍDICA

Cordillera Principal-Cordillera Patagónica y Fueguina (hasta Antartandes neoídicos).

CONSOLIDACION ANDINA (pasadé- nica) (-500.000 a.).

REGENERACIÓN POSANDINA

Singulares ejemplos de consolidaciones tectónicas contactadas por coberturas primarias de seguidas estructuras geosinclinales se observan en el norte argentino sobre la quebrada de Humahuaca y hacia la del Toro, Jujuy y Salta, entre la base infracámbrica y el Cámbrico miogeosinclinal. En Salta al norte del sector de La Caldera en el Km 1647,5 sobre el acceso a Jujuy de la ruta nacional 9 la relación indicada sobresale en el cuadro geológico regional. Otros casos referenciables son evidentes en el sur de Mendoza (alto río Salado) entre el dorso cratonizado paleoídico del zócalo y la cobertura jurásica del geosinclinal neoídico. Además en Santa Cruz el perfil de Bahía La Lancha (lago San Martín) muestra el substratum de flysch paleoídico recubierto por el manto sedimentario neoídico, que comienza en el área con la depositación de las vulcanitas jurásicas, de expansión regional considerable.

Un aspecto importante es la duración del lapso de la posconsolidación. Sin embargo, aunque fuese en realidad prolongado el tiempo que demande el advenimiento de una nueva regeneración, ésta es el acontecimiento regularmente de continuidad que se cumple en estructuras geosinclinales normales. Las zonas recesivas no ofrecen la prosecución geológica del caso y ocurren traslados tardíos para la formación de ulteriores coberturas. Así se ha comprobado que no siempre existe directa sucesión entre la consolidación y la rehabilitación tectónica en áreas de semejante naturaleza. Mediando un lapso considerable la "rehabilitación" (pararrehabilitación, en realidad dado que la secuencia es cratónica y no geosinclinal) de un zócalo consolidado puede tardíamente alcanzar un recubrimiento ulterior. Esta recesividad, se observa por ejemplo en el

sector del río Percey, al sudoeste de Esquel, Chubut, donde el flysch paleoídico asoma oculto en su techo por sedimentitas neógenas bajo notoria transgresividad. En la Puna, el basamento precámbrico suele observarse sobrepuesto a la vez por terrenos del Grupo Salta (Cretácico).

El término consolidación-regeneración es siempre menor que el que rige los procesos en el lapso regeneración-consolidación. En este último es en los que tienen lugar los ciclos geosedimentarios: vacuidad, flysch, molasa y neomolasa; geoestructurales: embriotectónicos, tectónica geosinclinal y tectónica de fondo-tafrotectónica; y geomagmáticos: ofiolitización, plutonismo, secuevulcanismo (con interplutonismo asociado) y finivulcanismo. En suma, tres ciclos fundamentalmente configuran los caracteres de toda una era tectónica.

Debe quedar claramente expresado que el límite estructural primario entre la consolidación y la regeneración tectónica, es una discordancia primitiva y genérica que coincide con un plano mayor de las tectónicas superpuestas, en los procesos de evolución geosinclinal continua.

La consolidación, por último, es un fenómeno general, continental. La regeneración tectónica, en cambio, es sólo parcial, ya que en subsidencia generalmente una parte, la marginal del campo rígido continental establecido por la cratogénesis, es la que pasa a la movilidad geosinclinal.

Se agrega como consecuencia una definición actualizada de consolidación. Seguramente servirá para la labor futura de todo investigador dedicado a los problemas de la geotectónica moderna.

CONSOLIDACIÓN. (*Al.* Konsolidation; *Fr.* Consolidation; *In.* Consolidation). Voz utilizada por H. Stille desde 1940 para indicar la condición por la cual una estructura geosinclinal de evolución completa, plegada e izada en elemento

de anexión continental, pasa al dominio cratónico. Una consolidación indica el término de un ciclo geotectónico y cierra la historia de una era tectónica determinada. Su techo es superficie de discordancia extensiva y límite de contacto primario entre tectónicas superpuestas. *SIN.*: Cratonización, Rigidificación; *ANT.*: Regeneración tectónica.

Las historias geotectónicas hemicíclicas, v. gr.: la Caledónica del hemisferio norte, la Neoídica del hemisferio sur (Argentina y Chile entre los paralelos 32° y 38° de lat. sur) sobre el flanco argentino, no ofrecen verdaderas consolidaciones al término de su molasización (devónico en el primer caso; málmica en el segundo). El régimen de "red beds" que comprenden dichas molasas son propias de orogénesis prematuras, sin consolidación absoluta, al punto que sobre las molasas aludidas sigue directamente la depositación sedimentaria y el magmatismo conexo de

un nuevo hemiciclo, hasta que con el mismo se alcanza a la postre la definida y verdadera cratonización continental y la posterior rehabilitación del proceso de una nueva era, ligada a una regeneración tectónica de inequívoco régimen geosinclinal.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Borrello, A. V., 1963. Nomenclatura Geosinclinal y Geotectónica conexas. *An. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires.* II, p. 323.
- Borrello, A. V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. *An. Dir. Nac. Geol. Min.*, XIV. Buenos Aires.
- Stille, H., 1940. *Einführung in den Bau Amerikas.* G. Borntraeger. Berlín.
- Stille, H., 1946. Mudanzas en el magnetismo de nuestro Globo. (1940, trad.). *Est. Geol. Inst. Invest. L. Mallada*, 4, p. 7.
- Stille, H., 1955. Recent deformations of the Earth's crust in the light of those or earlier epochs. *Sp. Pap., Geol. Soc. Amer.*, 62, p. 171.

Recibido el 10 de octubre de 1969.

ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA DEL CRETACICO SUPERIOR EN LA CUENCA DEL NOROESTE ARGENTINO, CON ESPECIAL MENCION DE LOS SUBGRUPOS BALBUENA Y SANTA BARBARA

Por JORGE A. MORENO

RESUMEN

El presente trabajo es una síntesis estratigráfica y paleogeográfica de toda la sección que abarca el Cretácico en la cuenca del noroeste argentino, conocido como Grupo Salta (Turner, 1960) y que constituye una unidad litoestratigráfica similar al "Sistema de Salta" de Brackebusch (1891).

Se introducen algunas innovaciones con respecto a los nombres de las formaciones, adoptando algunos, que si bien no han sido publicados hasta la fecha, son de uso corriente dentro de la empresa Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Se denomina Subgrupo Balbuena a un conjunto de sedimentitas identificadas anteriormente como "Horizonte Calcáreo Dolomítico". Además se da a conocer en detalle la presencia de una nueva formación, Formación Olmedo, que ocupa la parte superior del Subgrupo Balbuena y que ha sido atravesada por pozos en la región del chaco salteño. Se trata de una potente sección de arcilitas, limolitas y lutitas gris negruzcas con intercalaciones arenosas, reconocidas por primera vez en el pozo S.B.x-1 (Balbuena).

Las formaciones que integran el Subgrupo Balbuena: Lecho, Yacoraite y Olmedo han sido estudiadas en detalle. Se ha elaborado una serie de planos que pretenden ser una contribución al mejor conocimiento de la paleogeografía del Cretácico Superior. Se confeccionaron cortes transversales y longitudinales completados con datos obtenidos en las perforaciones de los pozos.

Del análisis de toda esta información surge la evidencia de una extensa cuenca con sedimentos marinos y litorales bien definidos en el Yacoraite, que luego van paulatinamente adquiriendo las características propias de una cuenca cerrada o con muy escaso aporte temporal de agua marina durante la deposición del Subgrupo Santa Bárbara.

En general el Subgrupo Balbuena se presenta medianamente arenoso e intercalado por lutitas bituminosas en abundancia variable. Estas lutitas en la porción nororiental se concentran en la parte superior y constituyen la Formación Olmedo.

La Formación Santa Bárbara, en una amplia extensión de la cuenca subdivisible a su vez en tres unidades formacionales bien distintas, es elevada al rango de Subgrupo, integrado por las Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera. Estos nombres reemplazan respectivamente a las primitivas designaciones de "Margas Coloradas Inferiores", "Margas Verdes" y "Margas Coloradas Superiores".

SUMMARY

This paper is a synthesis of the stratigraphy and also the palaeogeography of the Upper Cretaceous to Danian sediments of northwest Argentina known as the Salta Group (Turner, 1960). New field and subsurface evidence has made this revision necessary. The classical units which have been in use since Bonarelli (1921), with names referring to their lithology, are renamed according to geographic localities in which they occur, insofar this had not been done previously.

The sequence starts with postorogenic sediments, due to the intracretaceous diastrophic events, the Pirgúa Fm. These in turn are followed by beds of marine and littoral-marine nature, which appear as the Lecho, Yacoraite, and Olmedo Fms., each one being a particular facies of sand, limestone and dolomite, and black shale with salt, respectively. The age of these beds probably is Campanian to lower Maestrichtian. Finally sediments of dominant "red-bed" type prevail, which from bottom to top are the: Mealla, Maíz Gordo, and Lumbrera formations, of maestrichtian to danian age.

An unconformity separates this cycle from the overlying tertiary continental intraorogenic beds.

1. INTRODUCCION

La presente síntesis de la Cuenca Neocretácica del noroeste argentino fue elaborada por disposición de las autoridades de la Gerencia de Exploración de YPF., como parte de los estudios de valoración de cuencas del país.

Los terrenos neocretácicos del noroeste argentino fueron estudiados por diversos autores: Brackebusch (1883) los denominó "Formación Petrolífera o Sistema de Salta", o Grupo Salta como lo llamó Turner (1960); le siguió Bonarelli (1913) y luego Hagerman (1933), quien efectuó un prolijo trabajo en la Sierra de Santa Bárbara. Posteriormente Schlagintweit (1937) propuso la nomenclatura que se usa en la actualidad con algunas modificaciones.

En Bolivia Steimann (1904) trabajó en la que denominó Formación Puca, cuyos terrenos en parte corresponden a los del neocretácico de la cuenca del noroeste argentino, que son una extensión de la sección superior de la Cuenca del Puca de Bolivia.

La cuenca neocretácica se encuentra ubicada dentro de la zona comprendida por los paralelos 22° al norte y 26° 30' al sur y los meridianos 66° 30' al oeste y 62° al este. Se continúa hacia el norte en Bolivia y Perú como asimismo hacia el noreste, donde penetra algo en el chaco paraguayo.

Una serie de perfiles especialmente levantados en escala 1 : 25.000 a lo largo y ancho de toda la zona en estudio, que abarca extensas áreas de las Prov. de Salta y Jujuy, como asimismo el norte de Tucumán, suministraron los datos

que fueron luego elaborados estadísticamente, (Ortiz y Cellini, 1968).

Con esta información básica, se confeccionaron para la mayoría de las formaciones, planos isopáquicos, de litofacies, de normas tecto-sedimentarias, y de años de sedimentación efectiva.

Además fueron construidos dos cortes regionales esquemáticos: uno nort-sur y otro este-oeste, basados en perfiles de superficie y algunos pozos.

Los límites esbozados para la cuenca son aproximados. El borde occidental es el más firmemente apoyado. El borde oriental está inferido de perfiles sísmicos y de los datos aportados por algunas perforaciones.

Las localidades geográficas citadas en el texto, aparecen en la figura 1.

Este estudio trata con preferencia sobre la parte media y superior del Grupo Salta, es decir, el Subgrupo Balbuena, integrado por las Formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo, y el Subgrupo Santa Bárbara con las Formaciones Mealla, Maíz Gordo y Lumbrera.

En cuanto a la Formación Pirgúa, los datos que se poseen son esporádicos y fragmentarios, razón por la cual no se ha efectuado de ella un estudio minucioso.

La pila sedimentaria del Grupo Salta se encuentra apoyada en forma discordante sobre diferentes términos del Paleozoico y en algunas partes sobre rocas Precámbricas. Hacia las márgenes, en especial en el borde oriental, sus formaciones respectivamente sobrepasan a sus predecesoras inmediatas y finalmente al sustratum paleozoico; pero en los bordes oeste y sur de la cuenca, tal relación no se pone de manifiesto,

Normalmente es posible diferenciar con toda claridad el límite inferior y superior de esta secuencia. Las diferencias litológicas son tan notables como para no dar lugar a confusión, aun cuando el pase a los sedimentos terciarios supstantes se produzca en forma aparentemente transicional. El límite inferior siempre está definido por la discordancia que la separa de las unidades más antiguas.

Los espesores medidos son muy variables. Pueden alcanzar valores máximos del orden de 3500 m, en aquellos lugares donde existe un potente desarrollo de la Formación Pirgua, debido al prerrelieve cuyas partes deprimidas esta última debió rellenar.

Con respecto al Subgrupo Balbuena los mayores espesores medidos fueron registrados en pozos perforados en el extremo noreste, en una facie totalmente distinta de las hasta ahora conocidas en superficie.

2. VARIACIONES DE FACIES

Tal como ocurre en la cuenca del Puca en Bolivia, los deslindes de las facies del Grupo Salta son paralelos a los contornos de la cuenca neocretácica en la porción argentina.

Puede observarse en los planos adjuntos (figs. 5 y 7), el rápido reemplazo sedimentario, que se produce en sentido este-oeste. Los depósitos cambian su granulometría, pasando de un predominio psamítico en los bordes a sedimentos pelíticos con alto contenido de carbonatos organógenos y rocas de origen netamente químico en el centro de la cuenca.

En cambio en sentido longitudinal,

en forma similar a lo que ocurre en la cuenca del Puca (Russo, 1965), las características litológicas se mantienen con escasas variantes por largas distancias.

Los aportes detríticos provienen de todos los bordes con un predominio manifiesto de las porciones de relieve prominente emergido, que existieron al sur y al oeste.

3. SUBDIVISIONES DEL CRETACICO SUPERIOR (GRUPO SALTA)

El Grupo Salta (Turner, 1960) constituye una unidad litoestratigráfica que corresponde a lo que Brackebusch (1891) llamó "Sistema de Salta". Comienza con sedimentos netamente continentales, los conglomerados y areniscas rojizas de la Formación Pirgua, que culminan en una secuencia marina que duró todo el tiempo de deposición del subgrupo Balbuena, que presenta variaciones evidentes reguladas por el caudal de agua marina y el aporte detrítico desde los bordes de la cuenca.

Durante el tiempo de deposición del Subgrupo Santa Bárbara, con la excepción de la Formación Maíz Gordo, que tiende hacia un ambiente litoral marino, las características litológicas propias de lutitas rojas, más la presencia de yeso y anhidrita en las Formaciones Lumbrera y Mealla, evidencian una cuenca cerrada de régimen continental con escasa y esporádica influencia marino-litoral.

La siguiente subdivisión resulta del intento de adecuar a las normas en materia de estratigrafía, los nombres de las unidades reconocidas en el Grupo de Salta.

PERIODO	EDAD	GRUPO	SUBGRUPO	FORMACION
CRETACICO SUPERIOR	Daniano	S A L T A	Santa Bárbara	Lumbrera (M.C.S)
	Maestrichtiano			Maíz Gordo (M.V.) Mealla (M.C.I)
	Campaniano		Balbuena	Oimedo Yacoraité Lecho
	Santoniano Coniaciano			Pirgua

Los fundamentos serán expuestos a medida que se analice cada Grupo, Subgrupo o Formación.

Esta nomenclatura se presenta con dificultades de aplicación en las facies proximales, especialmente del Subgrupo Santa Bárbara, donde es difícil y a veces hasta imposible, reconocer las distintas formaciones.

De acuerdo a esta subdivisión se puede efectuar una correlación con Bolivia y Paraguay según el cuadro de la figura 2.

Como se desprende de la comparación de los planos adjuntos de litofacies tricomponentales (figs. 5 y 7), y de las relaciones arena/arcilla + margas (figs. 10, 11 y 12), cerca de los bordes de cuenca referidos respectivamente a cada formación, se presentan variaciones apreciables entre éstos y los límites hasta donde es posible individualizar con claridad a cada unidad.

En general el ambiente de deposición de los sedimentos del Subgrupo Balbuena, considerando la fauna fósil, es relacionable con un mar de escasa profundidad, que al retirarse, posiblemente hacia fines del Campaniano, ha dado origen a evaporitas, encontradas por primera vez en la perforación de Balbuena.

4. FORMACION PIRGUA (fig. 4)

4-1. Nombre y localidad tipo.

Esta formación se identificaba con el nombre de "Areniscas Inferiores" (Bonarelli 1913). Vilela (1956), propuso el nombre de Formación Pirgua, considerando que el perfil tipo de la misma se encuentra en el cerro Pirgua, cercano a la localidad de Alemania, Prov. de Salta.

Los espesores varían considerablemente y en cortas distancias se encuentran valores completamente dispares, lo que pone en evidencia un pronunciado pre-relieve, que esta formación debió rellenar. En las zonas deprimidas se depositaron potentes espesores de sedimentos. En cambio en las partes elevadas del substratum, la deposición fue escasa, y en algunas áreas, el Subgrupo Balbuena yace directamente sobre Paleozoico o Precámbrico.

4-2. Litología (fig. 3)

La litología es poco variable; se trata por lo general de areniscas rojizas y pardo rojizas, en partes blanquecinas y amarillentas, medianas a finas, cementadas por material arcilloso y silíceo, que paulatinamente se torna calcáreo

hacia el techo de la formación. Además existen algunas intercalaciones arcillosas pardo rojizas, algo micáceas.

Normalmente esta sección comienza con un conglomerado basal cuyos componentes varían según el substratum. Los clastos presentan aristas muy pronunciadas, denotan escaso arrastre; son de tamaño variable y algunos pueden llegar a tener hasta 0,70 m de diámetro medio.

Hacia arriba el conjunto se torna arenítico; los granos poseen un grado de madurez más avanzada y una selección definida. La estratificación predominante es maciza o poco marcada, aunque es frecuente encontrar niveles con definida estratificación entrecruzada del tipo torrencial.

Además, cerca de la base de las areniscas se observan en algunas localidades, como por ejemplo en la quebrada de Las Conchas, filones y mantos de rocas efusivas basálticas (Ruiz Huidobro, 1949). Estas manifestaciones ígneas han provocado por leve metamorfismo algunas alteraciones locales. El espesor de estos filones y mantos es variable, pudiendo llegar a tener hasta 20 m de potencia.

4-3. Relaciones estratigráficas y edad

La Formación Pírgua se apoya discordantemente sobre distintos términos del Paleozoico o bien sobre el Precámbrico, (Ruiz Huidobro, 1955). En muchas localidades su base no está expuesta, lo que torna difícil obtener un adecuado número de puntos de control para establecer las variaciones de espesor.

El pase al Subgrupo Balbuena suprayacente, se define por las areniscas gris blanquecinas de cemento calcáreo que componen la Formación Lecho. Como este pasaje es transicional, a veces es difícil definir este límite con exactitud.

Si bien la relación Subgrupo Balbuena/Formación Pírgua, de acuerdo a los datos que se poseen es aparentemente

concordante, no debe excluirse la posibilidad de que pudiera existir en algunas localidades una suave discordancia en el tope de la Formación Pírgua. Esta apreciación está basada en el cambio brusco de ambiente de sedimentación que se produce en algunos casos, al pasar de esta formación al Subgrupo Balbuena.

Los sedimentos Pírgua corresponden al menos en parte, al Cretácico Superior; los anuros encontrados por Ibáñez (1960). *Salteña Ibañezi* en la quebrada de Las Conchas, y los huesos de dinosaurios hallados en El Brete, por Danieli y Porto (1968), así lo confirman.

Estos hallazgos permiten paralelizar a la Formación Pírgua con las Areniscas de Toro Toro de Bolivia, a las que Russo (1965) ubica en el Turoniano Superior a Senoniano Inferior.

Un análisis profundo de la Formación Pírgua permitirá develar muchas de las incógnitas estratigráficas que aún encierra. Se encuentran en vías de ejecución estudios encaminados a resolver estos problemas, como asimismo determinar la probable representación sedimentaria de fases orogénicas dentro de su secuencia.

5. SUBGRUPO BALBUENA (Fig. 5)

5-1. Nombre y localidad tipo

Para este conjunto sedimentario antes identificado como Horizonte "Calcáreo-Dolomítico" (Bonarelli, 1913), se propone utilizar el nombre de Subgrupo Balbuena, debido a que en él son discernibles tres unidades formacionales bien distintas y predominantemente marinas, atravesadas por el pozo S.B. x-1 (YPF), Balbuena, Dpto. Rivadavia, Provincia de Salta. El Perfil completo incluye a lutitas negras, que aquí se denominan Formación Olmedo.

5-2. *Secuencia*

En la parte inferior se encuentra un conjunto de areniscas de espesor variable de color gris blanquecino que integran la Formación Lecho. Continúan en sentido ascendente margas, limos y calcáreos de color siena claro y amarillo grisáceo que representan la Formación Yacoraité. Por último, siguen lutitas y arcilitas grises negruzcas y negras que contienen cristales de sal, que constituyen la Formación Olmedo.

5-3. *Espesor, extensión y facies*

Los espesores son variables. El valor máximo, 900 m fue registrado en el pozo S.LO. x-1 Lomas de Olmedo, (YPF, 1967 b), En el pozo S.B. x-1, Balbuena, se atravesaron 870 m, (YPF, 1966 b). Los valores medidos en superficie hasta ahora, no han superado en mucho los 400 m según muestra el plano isopáquico de la figura 5.

Su extensión es de 84.700 km² aproximadamente.

La curva de espesor de 0 m (fig. 5) muestra un estrecho brazo de mar por el cual la transgresión pacífica neocretácica penetró en la parte noroeste del actual territorio argentino. Este brazo se ensancha en forma rápida a la altura del paralelo 23°, en coincidencia con la porción de mayor espesor de Lomas de Olmedo y alrededores.

De acuerdo a los datos obtenidos en superficie y en el subsuelo, resulta sorprendente y más en una posición de borde de cuenca, el espesor de 1100 m que le asigna Turner (1964) en el flanco occidental de la sierra de Cochino.

En la parte media la cuenca sufre un estrechamiento, que coincide con una disminución apreciable del espesor de estos depósitos, lo que hace suponer la presencia de un elemento positivo o umbral responsable de la menor deposición de sedimentos con respecto a las porciones adyacentes. Esta situación no influyó sin embargo sobre las facies,

que se mantienen con características similares en una amplia región. Hacia el sur los bordes se abren nuevamente y los espesores vuelven a lograr mayor potencia para alcanzar valores de hasta 400 m.

Las facies se desarrollan más o menos paralelamente a los bordes de la cuenca.

En el borde occidental principalmente, predominan las arenas gruesas con feldespato en la zona del cerro Tintín (fig. 5) en coincidencia con un relieve adyacente muy marcado. Lo mismo ocurre en el sureste, en la zona del río Candalaria, cerca del límite entre Tucumán y Salta.

Hacia el centro de la cuenca, el contenido pelítico y carbonático aumenta considerablemente, hasta que este último predomina netamente.

En las localidades donde ha sido detectado en el subsuelo, el Subgrupo Balbuena presenta modificaciones con respecto a sus afloramientos. Los elementos pelíticos representan una elevada proporción; además las rocas de origen químico son diferentes en su composición con respecto a las conocidas en superficie, debido a las abundantes manifestaciones salinas: halita, anhidrita y yeso.

5-4. *Relaciones estratigráficas*

Generalmente descansa en forma concordante o pseudoconcordante sobre la Formación Pirgúa, por transición gradual de las areniscas rojizas y rosadas de ésta, a las areniscas gris blanquecinas con cemento calcáreo de la Formación Lecho. Donde falta el Pirgúa este subgrupo se asienta directamente sobre Paleozoico o bien sobre Precámbrico, como ocurre en la zona del Angosto de Perchel en la quebrada de Humahuaca, y en el centro y sur de la Provincia de Salta (Ruiz Huidobro, 1968).

El techo del Subgrupo se define por las primeras margas rojo violáceas de la Formación Mealla (Margas Coloradas

Inferiores) del Subgrupo Santa Bárbara, con la cual también es concordante.

5.5. *Edad y Correlación*

El Subgrupo Balbuena contiene una fauna, especialmente la Formación Yacoraite, que permite ubicarlo en el tiempo, incluso por correlación con Bolivia, en el —Campaniano— Maestrichtiano (Russo, 1965).

En el cuadro estratigráfico comparativo de la figura 2 se paraleliza el Subgrupo Balbuena con la parte inferior de la Formación El Molino, de Bolivia.

Esta paralelización ha sido confirmada por Leanza (en Aceñolaza 1968), quien estudió y correlacionó algunos niveles hasta la frontera de Bolivia, en los que determinó ejemplares de *Pucalithus* y *Gasteroclupea branisai*, ambos reconocidos en Bolivia.

5.6. *Sedimentación y normas tecto-sedimentarias*

Del estudio de las diferentes columnas, se obtuvieron los valores de tiempo de sedimentación efectiva (Sonder, 1956).

Las curvas de mayor cantidad de años (fig. 9), coinciden con las áreas donde las rocas carbonáticas tienen mayor espesor, como ocurre en el extremo meridional de la cuenca.

El plano de normas tecto-sedimentarias (fig. 6) combinado con el de litofacies (fig. 5), permite deducir con cierta aproximación, las características del área de aporte.

Evidentemente el borde occidental estaba definido por una zona circundante de cordones montañosos de relieve pronunciado, que dio origen a sedimentos arqueorotípicos (Sonder, 1956).

El límite oriental también está marcado por un arqueorotipo, pero probablemente aquí el relieve perimetral ha sido más suave, por cuanto las arenas son maduras, de grano más fino, fuertemente calcáreas y también por la

presencia acentuada de margas arenosas y limosas.

Hacia el centro de la cuenca, la asociación litológica define una deposición de mar playo, típico de los cratotipos, característica que predomina en un área extensa (fig. 6).

Además se observan franjas propias de plataformas suavemente inestables, con deposición de sedimentos calcáreos o de arcillas, que permiten definir a esas zonas como talatotipos y oscilotipos.

Desde Laguna de La Brea - Yuto, comienza a insinuarse hacia el norte, una franja decididamente undante, coincidente con un espeso desarrollo de pelitas y areniscas, que se extienden hasta Lomas de Olmedo y Bermejo.

6. FORMACION LECHO

6.1. *Nombre y localidad tipo*

Esta formación, conocida como "Areniscas Calcáreas" (Schlagintweit, 1941) o "Xi" (Hagerman, 1913), fue luego designada Formación Lecho por Turner (1964).

La localidad tipo se encuentra ubicada en la quebrada de Lecho, en el flanco oriental de la serranía de los Siete Hermanos, Dpto. de Yavi, Provincia de Jujuy.

6.2. *Litología* (fig. 3).

Fundamentalmente está integrada por areniscas de variada granulometría y madurez. En Siete Hermanos frente a Yavi, son areniscas finas, cuarzosas, con cemento calcáreo. En la base presentan un fino conglomerado acentuadamente lenticular. El color varía del gris blanquecino al amarillento. Presenta bancos con estratificación entrecruzada y algunas finas intercalaciones arcillosas de color verde. En el sur de Salta, en el cerro Tintín, estas areniscas, regularmente compactas, son gruesas a congló-

merádicas, angulosas y moderadamente cuarzosas, con abundante feldespató rosado. Incluyen rodaditos de granito y pegmatitas, como asimismo de cuarcitas verdes.

En las estribaciones septentrionales de la serranía de Santa Bárbara, se presentan areniscas gruesas, calcáreas, gris blanquecinas, en partes verdosas. Hacia arriba son finas, cuarzosas, con cemento calcáreo, blanquecinas, bien seleccionadas y de una acentuada madurez.

En el pozo S. B. x-1, Balbuena la sección se presentó integrada por areniscas gris blanquecinas, de cemento calcáreo, grano medio a grueso, subredondeado, con finas intercalaciones de arcilita gris oscura.

6-3. *Espesor y extensión*

El espesor varía desde escasos metros hasta aproximadamente 570 m, determinados en el pozo S. B. x-1, Balbuena, (YPF, 1966).

Comúnmente el término medio es de 120 m. o algo menos en la serranía de Santa Bárbara; al norte de Yavi, tiene una potencia de alrededor de 40 m.

Como ya se ha mencionado, esta formación se extiende por casi toda la cuenca, aunque en algunos lugares resulta difícil diferenciarla de la Formación Yacoraite, cuando esta se torna arenosa.

6-4. *Relaciones estratigráficas*

La Formación Lecho se sobrepone concordantemente o pseudoconcordantemente a los terrenos de la Formación Pirgúa. El pase es transicional y la presencia de un conglomerado cerca de la base, en algunos parajes podría insinuar la presencia de una leve discordancia.

Cuando falta la Formación Pirgúa se asienta discordantemente sobre Paleozoico.

El límite superior a veces es difícil de precisar, en especial en los bordes de la cuenca. Se lo define cuando se en-

cuentra el primer banco calcáreo con estratificación regular y paralela de la Formación Yacoraite suprayacente, tal como ocurre en la sierra de Santa Bárbara.

6-5. *Edad y correlación*

Esta unidad se asigna al Campaniano dada su estrecha relación con la Formación Yacoraite que posee fósiles de esa edad.

Los restos hallados en la Formación Lecho son escasos y difícilmente determinables. En la sierra de Siete Hermanos se han encontrado algunos restos de bivalvos.

7. FORMACION YACORAITE

7-1. *Nombre y localidad tipo*

El nombre de Yacoraite fue utilizado por Groeber (1952) para describir el conjunto de sedimentos descriptos bajo la designación de "Horizonte Calcáreo Dolomítico", nombre dado por Bonarelli (1913) a las calizas de Vitiacua (Mather, 1922) y más tarde extendido erróneamente a todo el ámbito de Salta y Jujuy, situación que ha sido aclarada por Leanza (1969).

El perfil tipo se describe en la quebrada de Yacoraite (Groeber, 1952), al sur de la estación Uquía (FCGB), afluente occidental del río Grande en la quebrada de Humahuaca.

Groeber incluyó en la base del perfil "areniscas calcáreas amarillentas y grises" que corresponderían a las capas de la Formación Lecho; pero vista la extensión de esta última, es preferible restringir el término de "Yacoraite" a la sección que entre otros muestra un dominio de bancos calcáreos.

7-2. *Litología (fig. 3)*

Está constituida principalmente por calizas dolomíticas, calizas oolíticas, calizas arenosas y areniscas calcáreas ama-

rillentas, con intercalaciones margosas, verdosas y amarillentas, y finas capas de lutitas negras intercaladas.

Hagerman (1932), en la serranía de Santa Bárbara y Cachipunco, describe bancos de calizas que alternan con margas de color gris violáceo. Las margas están poco consolidadas. Además se encuentran calcarenitas oolíticas amarillentas y rojo violáceas con abundantes intercalaciones de biostramos algáceos, *Pucalithus*, y calizas limosas rojo violáceas y amarillas en bandas alternantes. Entre éstos se intercalan limos arenosos muy calcáreos, rojo violáceos con estructuras ondulíticas y estratificación entrecruzada, que en partes alternan con limos calcáreos gris verdosos, con algo de yeso fibroso. Las descripciones de Hagerman han sido ampliadas y detalladas con observaciones de Ortiz y Cellini (1968), las que fueron empleadas para la síntesis estadística que se presenta en este trabajo.

En la comarca de Puesto Quemado, al oriente del cerro Tintín, Ortiz y Cellini comprobaron que el Yacoraité está casi totalmente formado por areniscas calcáreas y cuarzosas, compactas, bien estratificadas, de color gris amarillento, con finas intercalaciones de bancos de *Pucalithus* y calizas oolíticas, y por delgados bancos de lutitas grises y verdosas, con abundantes y diminutas hojuelas de mica en los planos de estratificación. En alternancia se encuentran además calizas bien estratificadas con óndulas.

Hacia el noreste del cerro Tintín, en la zona de Sancha, esta formación vuelve a tomar un carácter netamente calcáreo, que se manifiesta en una alternancia de calizas oolíticas, amarillo-verdosas y calizas gris-amarillentas bien estratificadas, que contiene gastrópodos. Se intercalan bancos de margas bien estratificadas, de color verde claro.

En los alrededores de Tres Cruces se encuentran calizas oolíticas amarillentas con algunos restos de gastrópodos e intercalaciones de margas verdosas. Ade-

más existen algunos capas de lutitas negras de escaso espesor. En esta zona, en Barro Negro (fig. 1), se han comprobado manifestaciones superficiales de petróleo pesado.

En las cercanías de Yavi afloran los sedimentos más septentrionales de la Formación Yacoraité en la Argentina. Allí se encuentran en su mitad inferior, una sucesión de calizas oolíticas grises, bien estratificadas. En la porción superior predominan areniscas, areniscas calcáreas y margas amarillentas y verdosas. Entre las calizas se intercalan numerosos bancos con gastrópodos y ostras, como asimismo el clásico *Pucalithus*.

En el pozo S.B. x-1, Balbuena, (YPF, 1966 b) se atravesaron 133 m de sedimentos pertenecientes a esta formación. Están integrados por margas y calizas arenosas gris-amarillentas y amarillo-verdosas. Las margas están medianamente consolidadas y presentes venillas de yeso diseminadas en su masa. Además, se intercalan bancos de espesor variable de margas arenosas gris oscuras, de fractura irregular y de areniscas gris-oscuras de grano fino, con cemento calcáreo.

7.3. Espesor y extensión

El espesor medio es de aproximadamente 150 m, pero muy variable en toda la extensión de la cuenca.

En el arroyo Cajón (fig. 1), cerca de la confluencia de los ríos Arias y Guachipas, Nessosi (1948) midió 280 m de Formación Yacoraité, que probablemente es uno de los mayores espesores conocidos. Turner (1964) ha medido 800 metros en la sierra de Cochino y 300 m para la Formación Lecho. Estos potentes espesores llaman la atención por ser completamente anómalos, con respecto a los espesores medidos en el resto de la cuenca.

En el arroyo San Isidro, afluente del río Iruya, Russo (1954) midió 20 m y en la quebrada del Cianzo, y algo más

al sur de aquella localidad, determinó 50 m de espesor.

La extensión es similar a la de la Formación Lecho; ambas se han desarrollado en el momento de máxima expansión de esta ingresión marina pacífica.

7.4. Edad y correlaciones

Como se expresó anteriormente, esta sección contiene fósiles. Algunas de las clasificaciones de los ejemplares recogidos tuvieron como consecuencia apreciaciones diversas, con respecto a su edad. En fecha más reciente, se pudo determinar la edad correcta, debido al hallazgo de ejemplares de *Gasteroclupea branisai* y de *Pucalithus*, ambos reconocidos en Bolivia como pertenecientes al ciclo Campaniano - Maestrichtiano (Leanza 1969). Según Aceñolaza (1968), también han sido reconocidos en la Argentina, con lo cual quedaría aclarada y comprobada su edad neocretácica, más exactamente Campaniana.

8. FORMACION OLMEDO

8-1. Nombre y localidad tipo

Esta formación ha sido reconocida en el subsuelo por los geólogos de Y.P.F. del norte. Su nombre proviene de la localidad donde esa empresa perforó el pozo S.LO.x-1, Lomas de Olmedo, a 30 km al este de la Estación La Estrella del Ferrocarril General Belgrano, Departamento Orán, en la Provincia de Salta (YPF, 1967 b).

El conjunto está constituido por una sucesión de arcilitas, limolitas y lutitas gris oscuras, areniscas grisáceas y en la parte alta, por típicas evaporitas como sal, yeso y anhidrita en ese orden ascendente.

8-2. Litología (fig. 3).

En sentido descendente la Formación Olmedo comienza con arcilitas y limo-

litas grises oscuras, compactas, semiduras, con cristalitas de sal y yeso. Tanto en la porción central de la cuenca, como en el sondeo S.B.x-1, Balbuena, comienza con un nivel de sal de más o menos 20 m de espesor, con finas intercalaciones de arcilitas negras y restos de materia orgánica. Además existen algunas pocas areniscas blanquecinas de grano medio, que se intercalan cerca de la base de la formación.

En el sondeo S.Be. x-1, Bermejo, (YPF, 1967 a), ubicado a 70 km al sur de Balbuena, el tramo superior es similar al del pozo S.B.x-1; pero luego siguen hacia abajo margas y arcilitas micáceas pardo rojizas, en partes gris y gris oscuras con muy escasas intercalaciones de areniscas finas, gris claras y cristalitas de sal y yeso.

En los pozos perforados en Saladillo de la Brea (YPF, 1936-1937), la formación se manifiesta con lutitas grises y gris oscuras, con venillas de yeso, como asimismo, finas intercalaciones de margas oscuras micáceas, también atravesadas por venillas de yeso. Además se intercalan areniscas gris oscuras de grano fino, duras, compactas, de cemento calcáreo y finamente micáceas. Fueron hallados algunos restos carbonosos indeterminados.

En Lomas de Olmedo se perforaron limolitas y arcilitas gris verdosas con cristalitas de sal y yeso. Continúa hacia abajo una capa de sal con restos orgánicos y finas intercalaciones arenosas; y algo debajo de ésta un manto de sal de 100 metros de espesor; en el mismo sentido vuelven a encontrarse nuevamente arcilitas y limolitas gris negruzcas, que en partes manifiestan una leve reacción calcárea y que contienen además una regular cantidad de yeso. En la base del tramo predomina el carácter psamítico, con areniscas gris claras de grano fino a mediano, subangulosos, con cemento calcáreo.

8-3. Relaciones estratigráficas

La Formación Olmedo se apoya concordantemente sobre la Formación Yacoraite.

Si bien el pase es bastante nítido, en escala regional mantiene una relación de reemplazo de facies, ya que de arcilitas y lutitas grises se pasa lateralmente a margas y calizas bien manifiestas del Yacoraite (fig. 14).

El techo está definido por el cambio litológico de las arcilitas y limolitas con sal, yeso y anhidrita, a margas y lutitas rojo violáceas de la base de la Formación Mealla perteneciente al Subgrupo Santa Bárbara, con la que mantiene una relación de concordancia.

8-4. Espesor y extensión

Los espesores medidos en los distintos sondeos, hasta ahora han resultado variables. El valor máximo registrado es de 900 m en Lomas de Olmedo. En Bermejo se midieron 600 m, pero no se terminó de atravesar la sección, en tanto que en Balbuena sólo se perforaron 120 m y se penetró en la Formación Yacoraite. En el pozo J.B.9, Saladillo de la Brea (Jujuy), se verificaron 150 metros, (YPF, 1936-37).

La extensión comprobada hasta ahora abarca un área de aproximadamente 3.000 km².

8-5. Edad y correlación

El contenido fosilífero encontrado hasta ahora en la formación no permite ubicarla dentro de una edad precisa; pero dado que hay un reemplazo lateral de facies con la Formación Yacoraite, según lo expuesto en el párrafo 8-3, su posición cronoestratigráfica es Campaniana.

El contenido fosilífero que se ha podido separar en el laboratorio, no ha resultado de mucho valor. Las formas vegetales corresponden a restos carbonizados y macerados, indeterminables.

En Lomas de Olmedo fueron hallados restos orgánicos que según el informe del Laboratorio Petrotécnico de YPF (Bald's, E. D., en YPF, 1967 b) corresponden a una "estructura quitinosa interna que recubriría las paredes de las cámaras de un foraminífero de un tipo que puede hallarse sólo después del Jurásico".

En testigos extraídos del pozo S.B. x-1, Balbuena, se pudo comprobar la presencia de ostrácodos y de foraminíferos, que aún no han podido ser clasificados.

Los estudios palinológicos hasta el momento no han aportado ningún dato de interés.

9. SUBGRUPO SANTA BARBARA

(fig. 7)

9-1. Nombre y localidad tipo

La designación Santa Bárbara, con rango de formación, fue adoptada por Vilela (1956) para identificar al conjunto de sedimentitas que constituyen a las "Margas Multicolores" de Bonarelli (1913). Pero si se considera que sus tres unidades clásicas, las "Margas Coloradas Inferiores", "Margas Verdes" y "Margas Coloradas Superiores" (Schlagintweit - 1941), respectivamente "Wi", "Ws" y "V" de Hagerman (1933), dentro de la mayor parte de la cuenca son perfectamente reconocibles y cartables en superficie, e identificables sin dificultad alguna en el subsuelo, cumplen con el requisito para merecer el rango de formación, por lo que correspondería considerar a cada una de estas tres unidades como tal. Para cumplir con las especificaciones del código de nomenclatura estratigráfica, los geólogos de YPF afectados a tareas del norte, reemplazaron las primitivas designaciones con los siguientes nombres geográficos: "Margas Coloradas Inferiores" = Formación Mealla "Margas Verdes" = Formación Maíz Gordo; y

“Margas Coloradas Superiores” = Formación Lumbrera.

Pero en las partes marginales de la cuenca, debido al progresivo enarenamiento, estas unidades pierden identidad. Entonces es conveniente mantener el nombre Santa Bárbara en forma genérica. Por lo tanto se propone aquí elevar el rango de la designación de Vilela de Formación a Subgrupo Santa Bárbara.

Este Subgrupo se integra entonces, allí donde son identificables, con las tres formaciones propuestas más arriba.

El Subgrupo Santa Bárbara generalmente está constituido por margas, arcilitas, lutitas, areniscas margosas y areniscas varicolores. Su desarrollo típico se encuentra en los cordones que integran la serranía de Santa Bárbara, Cachipunco, Centinela y Maíz Gordo, en las Provincias de Jujuy y Salta.

9-2. *Secuencia*

En secuencia ascendente comienza con la Formación Mealla integrada por margas, margas arenosas y arcilitas pardo moradas con intercalaciones de areniscas grís blanquecinas y verdosas. Continúa la Formación Maíz Gordo, que es una sucesión de margas verdes y amarillentas, gris verdosas y azuladas, con frecuentes bancos de *Pucalithus*. Mauri (1944), llegó a contar hasta 27 en el arroyo Los Noques, fig. 1. La Formación Lumbrera está constituida por margas pardo rojizas, estratificadas en bancos gruesos, como también arcilitas pardo rojizas, en partes con finas intercalaciones de areniscas de grano grueso.

9-3. *Espesor, extensión y facies*

El espesor máximo que se estima de acuerdo a la información sísmica, alcanza de 1.800 a 2.000 m, en la zona de Chirete, fig. 1, en la Provincia de Salta.

En los pozos de Balbuena, Bermejo y Lomas de Olmedo, se midieron 1.031,

1.248 y 1.262 m respectivamente. Hacia el borde suroriental de la cuenca, en la perforación de S.Tor.x-1, Tordillo, fig 1, se atravesaron 718 m (YPF, 1968); en el pozo S.Ri.es-1, Rivadavia, 300 m, (YPF, 1966 a), y en el pozo S.Ren.x-1, Renacimiento, 150 m, YPF (1967 c).

Desplazándose hacia el sur, por la depresión San Francisco-Lavayén, los espesores fluctúan entre 600 m en la zona del anticlinal del río Don Juan y un máximo de 1.200 m medidos en el río de las Conchas. Estos espesores en muchos lugares no representan a los originales debido a que la discordancia Cretácico-Terciaria elimina los términos superiores de la Formación Lumbrera, y en partes hasta la Formación Maíz Gordo. Esta discordancia se acentúa en el borde suroriental, que es un típico borde de erosión. En esta dirección el Subgrupo Santa Bárbara se extiende ampliamente sobre el Subgrupo Balbuena subyacente.

Hacia el este en la latitud del río Bermejo penetra en el Paraguay donde se desarrolla totalmente en una facie de “redbed” típica, identificada en la perforación de Pirizal, y que se extiende hacia el este, en el subsuelo, hasta la perforación de Fortín López (Padula - 1966).

El mapa isopáquico, fig. 7, en líneas generales revela que no ocurrieron modificaciones substanciales con respecto al Subgrupo Balbuena, en cuanto a extensión se refiere, salvo hacia el este, donde se produce una importante ganancia areal.

Durante este tiempo se esbozan algunas pequeñas subcuencas que indican un ligero incremento parcializado del lento movimiento de subsidencia, especialmente en el extremo sur de la cuenca, donde se encuentran espesores hasta del orden de los 1.100 m.

En su facies proximal, el Subgrupo Santa Bárbara sufre un aumento acentuado de los elementos psamíticos, que dificultan distinguir con claridad las distintas formaciones. Esta situación es

más pronunciada en la margen occidental de la cuenca.

En el subsuelo, por lo general, se mantienen los caracteres observados en superficie en las localidades típicas. En la perforación S.B.x-1, Balbuena, donde el borde de cuenca no se encuentra lejos hacia el norte, el carácter arenoso es dominante; sin embargo, las tres formaciones integrantes son perfectamente identificables.

Los planos de litofacies, figs. 7, 10, 11 y 12, muestran un acentuado paralelismo de las líneas de facies con relación a los bordes de cuenca. Esta situación es similar a la del Subgrupo Balbuena. Existe una coincidencia en la distribución de las facies. El carácter netamente arenoso en el borde occidental, se va convirtiendo en pelítico hacia el centro de la cuenca; estas pelitas a su vez incorporan paulatinamente una mayor proporción de carbonatos, transformándose en margas típicas.

Hacia el borde oriental nuevamente merma en forma progresiva la proporción calcárea para ceder lugar a arcilitas, limolitas y areniscas arcillosas. En el norte, entre Tres Cruces y Yavi, se presenta una facie margosa regularmente definida; pero hacia el borde de la cuenca la participación de calcáreo es menor.

9-4. Relaciones estratigráficas

El Subgrupo Santa Bárbara se apoya concordantemente sobre la Formación Olmedo, o bien directamente sobre Yacoraite, donde el término anterior no está desarrollado. Asimismo se lo encuentra en el subsuelo apoyando discordantemente, sobre Paleozoico.

El techo está marcado por una discordancia erosiva, a veces levemente angular, sobre la cual yacen distintos términos del Terciario.

9-5. Edad y correlación

La definición de la edad de este Subgrupo, presenta ciertas dificultades. Los

distintos estudios efectuados sobre los escasos fósiles que ha suministrado, no llegaron a resultados concluyentes.

Groeber (1952) consideraba que los Subgrupos Santa Bárbara y Balbuena constituían una sola serie de sedimentos. Recalcaba la continuidad que presentaban algunos de los fósiles hallados, como por ejemplo *Corydoras revelatus* Cock y los *Pucalithus*, que se encuentran desde el Yacoraite hasta el Terciario y desde el Yacoraite hasta la Formación Lumbrera, respectivamente.

Russo (1965) concuerda con las ideas de Groeber, siguiendo la opinión de Branisa que considera a este conjunto sedimentario como perteneciente al Campaniano-Maestrichtiano. Según estudios actualizados el Subgrupo Santa Bárbara podría extenderse hasta el Daniano (fig. 13).

9-6. Mapas de años de sedimentación y de normas tecto-sedimentarias

El mapa de años de sedimentación efectiva, fig. 9, muestra relaciones estrechas con las facies que componen la cuenca. En el oeste y sur de Salta, a una mayor cantidad de años corresponden las carbonatitas; pero a igualdad de espesores en franjes de sedimentos arenosos adyacentes, los años de sedimentación disminuyen progresivamente a medida que se acentúa el carácter arenoso, es decir que el factor "hiatus" debe aumentar considerablemente.

El plano de normas tecto-sedimentarias, fig. 8, muestra una amplia franja que se extiende desde el cerro Tintin, hasta San Antonio de los Cobres y que desde allí rodea a la ciudad de Salta y llega hasta las proximidades de Güemes, donde la norma sedimentaria define un arqueorotipo, que indica, que los sedimentos derivan de una zona de erosión con relieve acentuado en el oeste. Esta situación se repite en los alrededores de Rosario de la Frontera. Se observa que las facies se desarrollan normalmente hacia el centro de la cuenca, con las ca-

racterísticas propias de una cubeta subsidente. En posición más interna con relación a los depósitos arqueorotípicos marginales, en ambos flancos se desarrolla una franja orotípica que insinúa que la porción más exterior de la cuenca de tanto en tanto fue ascendida, con la consecuencia de que los sedimentos fueron parcialmente removidos, para ser reubicados en partes más internas de la misma.

Las partes centrales corresponden a una amplia porción subsidente o sea undatotípica.

10. FORMACION MEALLA (fig. 10)

10-1. Nombre y localidad tipo

Los geólogos de Y.P.F. emplean este nombre para los sedimentos identificados como "Margas Coloradas Inferiores", o "Wi".

El perfil más típico de esta formación aflora en las estribaciones orientales de la serranía de Maíz Gordo, en el corte del arroyo Mealla (38).

Hagerman usó esporádicamente el nombre de *Mealla*, para las "Margas Coloradas Superiores", lo que fuera su "V"; pero debe destacarse que justamente aquí es donde la Formación "V" es completamente atípica, ya que se encuentra muy erosionada, al punto de faltar la mitad superior de la misma, debido a que la discordancia Paleoceno-Terciaria, en esta parte por efectos de remoción, se manifiesta con acentuada intensidad.

El mismo Hagerman (1932) reconoce que "en el arroyo Mealla inferior la formación "V" llega más o menos a solamente 170 m". Algo más al sur siempre en la serranía de Maíz Gordo, desaparece totalmente por efectos de la erosión. Si se considera que el término medio de su espesor es de 400 m, es evidente que esta sección es muy incompleta. Por lo tanto, no resulta adecuado emplear el nombre *Mealla* en el sen-

tido de Hagerman; en cambio el arroyo Mealla presenta una de las mejores secciones de las "Margas Coloradas Inferiores" o "Wi", en coincidencia con su facies más típica, de manera que el arroyo Mealla sería la localidad tipo para esta formación y no para el "V". Consecuentemente se sugiere desestimar el nombre de *Mealla* en el sentido de Hagerman y reservarlo para la formación hasta ahora denominada "Margas Coloradas Inferiores" o "Wi". En cambio las "Margas Coloradas Superiores" o "V" de Hagerman presenta los perfiles más típicos en la sierra de La Lumbre, que es el nombre que se propone para los estratos "V".

10-2. Litología (fig. 3)

La litología es variable. En los cordones orientales de Jujuy y Salta, se encuentran en la base margas consolidadas, bien estratificadas de color pardo rojizo y pardo violáceo, con finas intercalaciones de areniscas arcillosas, bien consolidadas, de igual color, que constituyen delgadas capas de 2 a 3 cm de espesor. Luego siguen arcillas limosas y arenosas pardo rojizas, sin estratificación definida, macizas, de fractura concoidal. Dentro de estas arcillitas se encuentra yeso muy blanco que se sigue manifestando hacia arriba.

La parte superior está constituida por areniscas limosas muy calcáreas, de color pardo rojizo, que varía a grís verdoso en el contacto con las margas verdes suprayacentes.

Hasta la latitud del arroyo Los Noques, fig. 1, la sucesión litológica descrita no varía fundamentalmente. Se trata siempre de una sucesión de margas y margas arenosas pardo rojizas y rojo violáceas de fractura concoidal, con un espesor de 5 a 7 m por banco. Cerca de la base existen algunas margas verdes intercaladas.

Hacia el sureste de Salta, en el límite con Tucumán, el carácter arenoso se acentúa notablemente.

En la porción del arroyo Garrapatal (Schlagintweit, 1936), afloran arcillas margosas pardo violáceas, compactas, de fractura irregular, con finas intercalaciones de areniscas amarillentas de grano fino. En el cerro Tintin es difícil individualizar a esta formación, debido a la constitución uniforme del conjunto formado por areniscas. En el arroyo Isonza, la Formación Mealla está constituida por 230 m de areniscas conglomerádicas rojas, con finas intercalaciones margosas. La misma situación ocurre en el río Capillas (Báez, 1950). En Tres Cruces tiene un carácter arcillo-margoso bien acentuado. En el subeuelo, de la porción oriental de Salta y Jujuy, estos terrenos fueron comprobados en la mayoría de los pozos perforados. Generalmente son muy arcillosos, salvo en el pozo S.B.x-1 y S.Tor.x-1 Tor-dillo (fig. 1) donde son francamente arenosos. Algunos de los niveles arenosos pueden correlacionarse por largas distancias.

10-3. *Espesor, extensión y facies*

El espesor de la Formación Mealla oscila alrededor de los 200 m. Indudablemente no es uniforme, puesto que en superficie se han medido máximos que alcanzan algo más de 400 m en el río Las Conchas (Mauri, 1948).

En el pozo J.B.3 de Laguna de La Brea en Jujuy, se atravesaron 542 m de sedimentos correspondientes a esta formación, y según rastreos efectuados con medios sísmicos hacia el oriente, no sobrepasa en mucho a este espesor.

El plano de la fig. 10, muestra una distribución de sedimentos, que del centro de la cuenca hacia los bordes se van enarenando progresivamente.

Una extensa franja próxima al borde occidental, tal como ocurre para el Subgrupo Balbuena, está compuesta totalmente por areniscas. Además, a la altura de San Pedro de Jujuy, existe un borde de erosión perfectamente definido por el hecho de que la línea de

espesor 0 m, corta a las líneas de relación de facies, las que pierden el paralelismo que mantiene más al sur con el borde de la cuenca.

La franja próxima al borde oriental inferido por líneas sísmicas, es arcillosa. En los pozos perforados en este sector, aún es posible distinguir a esta formación, a pesar de presentarse en facies arenosa.

La asociación de lutitas, margas rojas y areniscas blanquecinas y la presencia de abundantes elementos de evaporitas, como yeso y anhidrita, permiten inferir que durante el tiempo *Mealla* toda comunicación con el mar estuvo interrumpida y la cuenca era del tipo cerrado.

10-4. *Relaciones estratigráficas*

El límite estratigráfico entre la Formación Mealla y la infrastante Yacoraite, queda definido por el último banco superior de caliza de la segunda, allí donde no está desarrollada la Formación Olmedo. En cambio, donde esta última está presente, este límite queda definido por la última capa de arcillitas con sal de roca o el tope del último banco superior de sal de roca de la Formación Olmedo, cuando esta sección evaporítica se encuentra bien representada.

El pasaje del Subgrupo Balbuena a la Formación Mealla se opera por transición rápida. Ambas formaciones son concordantes y en ningún lugar fue posible observar indicios de discordancia, excepto cuando la Formación Mealla se apoya sobre Paleozoico.

El techo de la formación queda definido por la aparición de las primeras margas verdes intercaladas por finas guías de caliza con *Pucalithus*. La relación con la Formación Maíz Gordo suprayacente es perfectamente concordante.

10-5. *Edad y correlación*

De acuerdo con lo ya expuesto anteriormente en la descripción del Sub-

grupo Santa Bárbara, la Formación Mealla es referible al Maestrichtiano.

Los restos fósiles encontrados son escasos. Los más comunes son finos bancos con *Pucalithus* intercalados, especialmente cerca de la base y del techo de la formación (fig. 13).

11. FORMACION MAIZ GORDO (fig. 11)

11-1. Nombre y localidad tipo

Se propone este nombre en reemplazo de los nombres "Margas Verdes" o "estratos Ws". La designación de Maíz Gordo deriva de la sierra homónima, ubicada en el límite entre Salta y Jujuy.

El perfil tipo se encuentra en el arroyo Los Salteños, donde esta formación se presenta en afloramientos casi continuos, que permiten apreciar en detalle su desarrollo, a pesar de estar afectada por dislocaciones en el techo.

11-2. Litología (fi. 3)

Las exposiciones en el arroyo Los Salteños, de abajo hacia arriba, muestran limos margosos verdes, luego margas verdoso amarillentas con delgadas intercalaciones de yeso y finos bancos de caliza con *Pucalithus* y calizas oolíticas. Estas características se extienden ininterrumpidamente hasta el techo.

En el río Los Gallos se mantiene la composición netamente margosa de los sedimentos. En el sector de San Pedro, El Quemado, la litología no difiere mucho de la expuesta en el arroyo Los Salteños, aunque los calcáreos y calizas oolíticas son menos abundantes. El resto del perfil está compuesto por margas verdes y areniscas calcáreas, amarillo verdosas.

Hacia el sur en el arroyo Cajón y en el río Juramento cerca de su confluencia con el río Guachipas, la parte inferior está constituida por un conjunto

de margas arenosas verdes y amarillentas con delgadas intercalaciones de calizas con *Pucalithus* y lutitas gris oscuras. Hacia arriba siguen areniscas verdes y grises. A medida que aumentan las psamitas, los bancos de caliza disminuyen. Simultáneamente se establece una relación de lenticularidad entre las areniscas y las margas.

En la zona de Alemania esta formación está representada por areniscas gris verdosas con intercalaciones arcillosas violáceas y verde oscuras. En la base normalmente se encuentra una arenisca conglomerádica rosada, con tonos grisáceos.

En la cuenca del río Tonco, la Formación Maíz Gordo, está constituida por areniscas gris claras y verdosas.

En la sierra de Lumbrera está formada por margas verde amarillentas, bien estratificadas, con intercalaciones frecuentes de bancos con *Pucalithus* y algunas areniscas blanquecinas poco compactadas.

En el norte de Jujuy, en la zona de Tres Cruces, la Formación Maíz Gordo está representada por margas y arcilitas verde azuladas que hacia el tope gradualmente son más arenosas y por areniscas verde azuladas y blanquecinas.

En el subsuelo nororiental de Salta, predominan las margas verdes, arcilitas verdes, compactas, de fractura irregular, con escasas intercalaciones arenosas de color gris. Hacia el borde de la cuenca, tanto en Balbuena como en Tordillo, la formación está enarenada casi totalmente. Se trata de areniscas blanquecinas y verdosas, medianas, friables, regularmente seleccionadas, con cemento calcáreo y finas intercalaciones de arcilitas rojo violáceas y verdosas.

11-3. Espesor, extensión y facies

De los espesores determinados en las diferentes localidades de superficie y subsuelo se obtiene un término medio

de aproximadamente 150 m. Existen espesores mayores que coinciden con facies más arenosas, como por ejemplo en los afloramientos al occidente del río Guachipas.

En la zona de Saladillo de La Brea y Lomas de Olmedo esta unidad alcanza algo más de 300 m de espesor.

La conformación de la cubeta durante la deposición de la Formación Maíz Gordo, en líneas generales es similar a la de las formaciones neocretácicas precedentes.

No es sencillo el trazado de los bordes formacionales debido a que en las franjas marginales enarenadas no es siempre posible identificar a la formación por su techo y base.

En esta unidad se incrementan las pelitas a pesar de que a lo largo de casi todo el borde occidental las arenas exceden el 50 %. Más al norte en la quebrada de Humahuaca, predominan elementos pelíticos (fig. 11).

La franja marginal oriental se presenta con características similares a las descritas anteriormente. A la altura de Trancas y río Candelaria, dominan netamente las arenas; en cambio hacia el norte se aprecia un visible aumento de las sedimentitas arcillosas.

En el subsuelo se mantienen las condiciones de superficie, con respecto a la composición, desarrollo vertical y variantes de la litología, según la posición que ocupen los pozos dentro de la cuenca.

11-4. Relaciones estratigráficas

El techo y la base de la Formación Maíz Gordo están perfectamente definidos por un cambio litológico apreciable. Durante la época en que se depositaron estos sedimentos, seguramente se reactivó el hundimiento de la cuenca que provocó un nuevo avance de las aguas que originó la deposición

de calcáreos y pelitas con abundante material de hierro al estado ferroso.

La base se define por la presencia de las primeras margas verde azuladas, con finas intercalaciones de calizas con *Pucalithus*; en tanto que el tope se delimita cuando desaparecen los sedimentos antes descriptos y comienzan a aparecer margas pardo rojizas de la formación suprayacente. La relación con la Formación Mealla infrayacente y la Formación Lumbrera suprayacente, es de perfecta concordancia. Cuando la Formación Lumbrera falta por remoción, sobre el Maíz Gordo se apoyan discordantemente las sedimentitas del Terciario.

11-5. Edad y correlación

Maíz Gordo es de todo el Subgrupo Santa Bárbara, la sección con mayor riqueza fosilífera. Se encuentran aquí *Pucalithus*, escamas de peces y élitros de coleópteros, como también restos vegetales macerados indeterminables. De acuerdo a Hagerman (1932) en la sierra de Santa Bárbara fueron hallados restos de un pez y huevos de insectos. En la porción de La Poma se hallaron gasterópodos en niveles de margas verdes de esta formación. Recientemente se han encontrado restos óseos en la zona del arroyo Clavizan (Danieli, C y Porto, J, 1968). Debido a la relación concordante de la Formación Maíz Gordo, con terrenos maestrichtianos por un lado y las conclusiones de Cockerell (1925) quien se pronunció en favor de una edad Terciaria de estos sedimentos y los suprayacentes de la Formación Lumbrera de acuerdo a lo que sugerirían los restos de insectos estudiados por él, por el otro, la edad de la Formación Maíz Gordo podría establecerse como Maestrichtiano-Daniana. Según Russo (1965) es correlacionable con el tramo superior de la Formación El Molino, en Bolivia (fig. 13).

12. FORMACION LUMBRERA
(fig. 12)

12-1. *Nombre y localidad tipo*

Se propone adoptar este nombre para identificar a las "Margas Coloradas Superiores" o "V" de Hagerman (1933).

Esta formación se encuentra muy desarrollada en la serranía de la Lumbrera, de la cual toma su nombre.

Contiene en su mitad inferior a la Franja Verde que es un excelente nivel guía, cuyo desarrollo areal es extenso. Cuando falta, probablemente es porque ha sido eliminada por erosión.

El perfil tipo aflora en el arroyo de Achi, en el faldeo oriental de la sierra de la Lumbrera, en Salta.

En el arroyo Las Lejías, algo más al norte del arroyo antes nombrado, el perfil de esta formación es similar.

12-2. *Litología* (fig. 3)

Los afloramientos de la sierra de la Lumbrera, están constituidos por margas pardo-rojizas, bien estratificadas en el tramo inferior. Hacia arriba se encuentra la "Franja Verde" integrada por margas y lutitas verdes, negruzcas y amarillentas. Por último hacia el techo, siguen margas pardo rojizas, pero con la característica propia de presentar fractura concoidal. En general en esta formación aumenta la proporción de arena.

En la cuenca del río Juramento, al oeste de Lumbrera, las margas pardo-rojizas levemente arenosas son macizas; revelan fractura concoidal y contienen finas intercalaciones calcáreo-arenosas de color gris y blanquecino. Aquí también la *Franja Verde* se presenta con margas verdes y amarillentas, lutitas verdosas oscuras bien estratificadas en capas delgadas, con restos de élitros de insectos y restos vegetales mal conservados. Hacia la base de la formación, las margas pardo-rojizas se tornan algo

más arenosas que en el tramo superior, intercalándose varios niveles de areniscas de color rojo ladrillo.

Hacia el sur, cerca del límite entre las Provincias de Tucumán y Salta, estos depósitos se hacen más arenosos y limosos. Aparecen limolitas rojizas, micáceas, con intercalaciones de areniscas finas de color rojo bermellón. En el borde occidental, dentro de una faja que llega casi hasta la altura del paralelo 23°, existe un predominio de arenas más acentuado que en las formaciones descritas anteriormente. En el río Colorado afloran arcilitas, limolitas y margas arenosas pardo-rojizas bien estratificadas. El tramo superior es netamente arenoso, lo cual dificulta reconocer el pasaje al Terciario. Siguiendo por el borde occidental hacia el norte, en Tres Cruces, se reconocen margas idénticas a las ya descritas; pero las que yacen cerca del tope de la sección se presentan enarenadas. En la Mina La Española se encuentran margas y arcillas rojizas alternando con finos bancos de areniscas amarillentas hasta blanquecinas, de cemento calcáreo, bien estratificadas y duras.

En el borde oriental de la cuenca, en el arroyo Los Noques, esta formación está constituida por margas pardo-rojizas y moradas, bien estratificadas, con intercalaciones delgadas de areniscas amarillentas, calcáreas y duras.

En el subsuelo de la zona de Saladillo de La Brea, se comprueba un aumento del material arenoso que llega a superar a las pelitas. Este se pierde hacia las Lomas de Olmedo donde la sección nuevamente es margosa y similar a la del pozo S.Be.x-1, Bermejo.

En Balbuena se pone de manifiesto el borde de la cuenca por el aumento sensible de areniscas y limolitas.

12-3. *Espesor, extensión y facies*

Los espesores generalmente varían de acuerdo con la intensidad con que la discordancia Cretácico-Terciaria, afec-

tó la parte superior de la formación, fig. 12.

Esto ocurre en la franja próxima al borde oriental, según puede apreciarse en la figura.

Los espesores medidos en la mitad austral alcanzan un valor máximo de alrededor de 600 m, que coincide con un incremento de las arenas. En el subsuelo, particularmente en la franja oriental, donde la formación se puede identificar, se pudo estimar espesores hasta de 800 m.

La extensión de esta formación es la mayor para todo el Cretácico Superior del noroeste argentino: 86.300 km² aproximadamente. Esta apreciación deriva inclusive de los registros sísmicos avalados por perforaciones en el chaco salteño en Rivadavia y Renacimiento, donde se apoya directamente sobre Devónico en forma discordante.

Como se ha visto anteriormente, la granulometría de los sedimentos en el borde oriental, da la idea de una suave morfología circundante, fig. 12. Contrariamente a lo observado en aquel borde, en la margen occidental el incremento de las psamitas da la impresión de que debía haber un relieve más pronunciado que rodeaba el perímetro de la cubeta en esa porción, en tanto que en el centro de la cuenca las facies son decididamente pelíticas.

12.4. Relaciones estratigráficas

Cuando la Formación Lumbrera, dentro de la sucesión normal en las partes centrales de la cuenca, se apoya concordantemente sobre la Formación Maíz Gordo, el pase se ubica en la última marga verde superior de la formación infrastante. Este cambio litológico se identifica fácilmente, pero se torna confuso si se presenta en facies arenosa.

El techo se define claramente al penetrar en los sedimentos terciarios suprayacentes menos consolidados, formados a expensas de los elementos neocretácicos, y que presentan la particulari-

dad de disgregarse en forma de grumos, en contraposición a las sedimentitas del Subgrupo Santa Bárbara que se rompen en trozos concoideo-tabulares. Además, el color rojizo del Terciario Subandino contrasta con los ligeros tonos violáceos de los terrenos de Lumbrera. En algunas partes son fácilmente identificables pequeños rodados de las formaciones infrastantes que confirman la presencia de la discordancia Cretácico-Terciaria. En el subsuelo del llano oriental, se comprobó con sismica apoyada por pozos, que la Formación Lumbrera se encuentra definida por dos discordancias claramente visibles que la separan del Paleozoico y del Terciario Subandino, respectivamente.

12.5. Edad y correlación

Si se acepta la paralelización que efectúa Russo (1965) con la Formación Santa Lucía de Bolivia, la Formación Lumbrera resulta ser de edad Maestrichtiana superior o Daniana (fig. 13).

Los restos fósiles que contiene son escasos y todos se encuentran en los sedimentos correspondientes a la Franja Verde. Generalmente se trata de restos de insectos y vegetales, como asimismo algunos ostrácodos que también han sido hallados en la Formación Santa Lucía.

Cockerell (1925), estudió los insectos y les asignó al igual de los restos similares encontrados en Maíz Gordo, una edad terciaria.

13. HISTORIA GEOLOGICA

El Grupo de Salta reúne en su conjunto los testimonios de los acontecimientos que se sucedieron durante el lapso que media entre los movimientos intercretácicos y los primeros impulsos del diastrofismo terciario.

Los disturbios intercretácicos, que se manifiestan como desplazamiento de bloques en sentidos contrapuestos sobre

fracturas de gran ángulo, originaron un relieve en cuyas depresiones se acumuló el detrito proveniente de la denudación de las partes sobreelevadas contiguas, proceso sedimentario que generó la Formación Pírgua. Las irregularidades de los bordes de la cuenca Pírgua, las fuertes variantes de espesor registradas sobre trechos cortos y las características de los sedimentos, son prueba suficientes de que se trata de depósitos pos-orogénicos. La Formación Pírgua, se apoya con manifiesta discordancia sobre su yaciente proterozoico o paleozoico. En muchas partes del complejo de las sierras de Santa Bárbara, esta Formación se inicia con potentes conglomerados. Estos, entre Alemania y Cafayate, ocupan aproximadamente la parte media de la sección, asociándose con mantos y filones basálticos. Evidentemente los conglomerados señalan una fuerte reactivación del relieve circundante, a raíz de nuevos levantamientos. Existe así la posibilidad, de que la discordancia Pírgua, Paleozoico-Proterozoico, representaría a la fase *Austriaca-Oregoniana* y que la potente sección conglomerádica, sería la consecuencia de los movimientos subhercínicos.

Hacia el final del tiempo Pírgua la región alcanzó su estado de nivelación, y su hundimiento permitió el avance del mar desde Bolivia, a través del actual valle de Humahuaca y la parte oriental de la Puna, derramándose sobre una vasta plataforma relativamente estable. El retrabajo del material arenoso de las partes más altas del Pírgua, condujo en muchos lugares a la sedimentación de la Formación Lecho, que muy probablemente es el producto de limpieza del material poco seleccionado de la infrastante.

Paulatinamente continuó durante el Campaniano el descenso, que posibilitó la instalación de un régimen marino, que dio origen a nuevos depósitos con características marinas y litorales, que se constituyeron en tres facies princi-

pales que responden en sus características esenciales a las Formaciones Lecho, Yacoraite y Olmedo (fig. 14). La máxima extensión de esta transgresión marina fue alcanzada a fines del Campaniano.

Entre las sierras del complejo de Santa Bárbara y el borde occidental de la platea brasílica, se produjeron hundimientos que dieron lugar a ambientes de sedimentación marina más profundos, con dominio de la facies de lutitas negras características de la Formación Olmedo (fig. 14).

La mayor de estas depresiones corresponde a la parte más profunda de la zona comprendida entre los pozos de Lomas de Olmedo, Bermejo y Balbuena.

En el extremo meridional se insinúan algunas depresiones, que a medida que avanzó el tiempo se delimitaron con mayor claridad.

En la plataforma occidental dominó la sedimentación calcárea que adquirió una importancia máxima en el borde inestable contiguo a las depresiones del este.

Probablemente hacia fines del Campaniano o comienzos del Maestrichtiano, se produjo la retirada del mar supracretácico, que dejó depósitos de sal en las cuencas orientales cerradas, para ceder el dominio a un régimen de características terrestres del tipo "capas rojas" de la Formación Mealla. Las guías de yeso que contiene esta formación sugieren su deposición bajo condiciones de un clima cálido y temporariamente seco. Luego, algunos leves avances temporales de aguas salobres, dieron lugar a la sedimentación de la Formación Maíz Gordo, y de la "Franja Verde" de la Formación Lumbrera.

La Formación Maíz Gordo representa la tendencia a un régimen similar al del Subgrupo de Balbuena; pero no se conocen hasta el momento depósitos francamente marinos dentro de la misma, la que parecería responder más bien a un régimen de aguas salobres, de

un ambiente litoral-lagunar. Pero ya para el tiempo en que se inició la sedimentación de la Formación Lumbrera, con la que epiloga el ciclo neocretácico en el noroeste, se reinstaló un régimen de condiciones similares al de Mealla, que se interrumpió solamente durante la sedimentación de la "Franja Verde".

Por último la regresión fue total y el ciclo epilógó con sedimentos netamente continentales en el Daniano. Estos terrenos fueron luego afectados por la discordancia eoterciaria.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales por haberle permitido publicar este trabajo. Además, desea dejar constancia de su reconocimiento a los colegas que le brindaron sus consejos durante la ejecución del mismo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., 1968. Geología Estratigráfica de la región de la Sierra de Cajas, Dpto. Humahuaca, Pcia. de Jujuy. — Rev. de la Asoc. Geol. Arg. Tomo XXIII, n° 3, pág. 207/222, Bs. As.
- Ahlfeld, F. y Branisa, L., 1960. Geología de Bolivia. — Instituto Boliviano de Petróleo, La Paz, Bolivia.
- Báez, C., 1947. Observaciones Geológicas de las cabeceras del Valle Calchaquí, al norte del Río Las Conchas. YPF. Informe inédito.
- Báez, C., 1948 a. Informe geológico de las zonas de Metán y Rosario de la Frontera, Salta. YPF. Informe inédito.
- Báez, C., 1948 b. Relevamiento geológico de las cuencas de los Ríos Colorado, Seco y Piedras, Dpto. Orán, Salta. YPF, informe inédito.
- Báez, C., 1950. Estudio geológico de la Qda. del Toro. YPF. Informe inédito.
- Bonarelli, G., 1913. Las Sierras Subandinas del Alto y Aguaraquí. An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral y Min. VIII, 4, Bs. As.
- Bonarelli, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte, Pcia. de Salta y Jujuy. An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral. y Min., XV, 1, Bs. As.
- Bonarelli, G., 1927. Fósiles de la Fm. Petrolífera "Sistema de Salta". Bol. Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba, 30: 51-115.
- Brackebusch, L., 1883. Estudios sobre la F. Petrolífera de Jujuy. Ac. Nac. de Ciencias, Córdoba. Bol. V, 137-252.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la Rep. Arg. Esc. 1:1.000.000. Gotha.
- Cockerell, T. D. A., 1925. Tertiary Insects from Argentina. U. S. Nat. Museum. Proc. LXVIII, 2062, Washington, 1-5.
- Danieli, C. y Porto, J., 1968. Sobre la extensión austral de las Formaciones Mesozoico-Terciarias de la Provincia de Salta, limítrofe con Tucumán. Actas de las IIIas. Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo I, pág. 77-90.
- Groeber, P., 1952. Geografía de la Rep. Argentina. Mesozoico, Tomo II, Primera Parte, Bs. As.
- Hagerman, T., 1933. Informe preliminar sobre el levantamiento geológico del Dpto. Santa Bárbara en la prov. de Jujuy. Bol. Inf. Petrol. X, N° 107, Bs. As.
- Harrington, H., 1962. Paleographic Development of South America. A.A.P.G. Vol. 46, n° 10.
- Herrero Ducloux, A., 1941. Reconocimiento geológico de la Cuenca de Metán. YPF. Informe inédito.
- Ibáñez, M. A., 1960. Informe preliminar sobre el hallazgo de anuros en las Areniscas Inferiores de la Quebrada de las Conchas, Prov. de Salta, Argentina. Univ. Nac. Tucumán, Act. Geol. Lilloana III, Tucumán.
- Jakulica, D., 1948 a. Estudio geológico de la zona del C° Colorado, Dpto. Metán y Rosario de la Frontera. YPF. Informe inédito.
- Jakulica, D., 1948 b. Estudio geológico en la zona de la Sierra de La Lumbrera. YPF. Informe inédito.
- Jakulica, D., 1949. Estudio geológico del faldeo occidental de la Sierra de Sta. Victoria y zona adyacente entre Puesto del Marqués y Tres Cruces. YPF. Informe inédito.
- Leanza, A. F., 1969. Sistema de Salta, su edad, sus peces voladores, su asincronismo con el Horizonte Calcáreo Dolomítico y con las Calizas de Miraflores y la hibridez del Sistema Subandino, Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIV, N° 4, Buenos Aires.
- Mather, K. F., 1922. Front Ranges of the Andes between Santa Cruz, Bolivia and Embarcación. Bull. Geol. Soc. Amer., XXXIII, 703-764.
- Mauri, E. T., 1944. Estudio geológico de la zona comprendida entre el Río de Los Gallos y el Río del Valle al este de la Sierra del Centinela. YPF. Informe inédito.
- Mauri, E. T., 1946. Estudio geológico entre Río del Valle, Cabeza de Buey y Río de Las Cañas-Lumbrera. YPF. Informe inédito.
- Mauri, E. T.; Báez, C. y Jakulica, D., 1946. Reconocimiento geológico en las zonas de la Qda. del Toro y Estación Unquillal, Salta. YPF. Informe inédito.
- Mauri, E. T., 1947. Reconocimiento geológico

- en el ex-Territorio de Los Andes. YPF. Informe inédito.
- Mauri, E. T., 1948. Observaciones geológicas en el SW de la Prov. de Salta. YPF. Informe inédito.
- Nessosi, D., 1947. Estudio geológico en los Dptos. Rosario de la Frontera y Candalaria. YPF. Informe inédito.
- Nessosi, D., 1948 a. Estudio geológico de los Dptos. Sta. Victoria y Yavi. YPF. Informe inédito.
- Nessosi, D., 1948 b. Reconocimiento geológico en el Dpto. Cachi, Salta. YPF. Informe inédito.
- Nessosi, D., 1948 c. Estudio geológico de la cuenca del Río Juramento, desde la confluencia de los Ríos Arias y Guachipas hasta el puente de la ruta nacional. YPF. Informe inédito.
- Nieniewski, A. y Wleklinski, E., 1950. Contribución al conocimiento del anticlinal de Zapla, Prov. de Jujuy. Rev. Asoc. Geol. Arg. V, n° 4, pág. 169/203.
- Ortiz A. y Cellini, N., 1968. Informes mensuales Año 1968 de la Comisión Geológica n° 6, YPF, inédito (Buenos Aires).
- Padula, E., 1966. Contribución al conocimiento de la llanura Chaco-Paraguaya y sus posibilidades petroleras. YPF. Informe inédito.
- Ruiz Huidobro, O., 1949. Estudio geológico de la región de los cerros Quitilipi y Pirgua. Depto. Guachipas, Salta. Rev. Asoc. Geol. Arg. IV, n° 1, pág. 40/75.
- Ruiz Huidobro, O., 1955. Tectónica de las hojas Chicoana y Salta. Rev. Asoc. Geol. Arg. X, n° 1, pág. 7/43.
- Ruiz Huidobro, O., 1968. Descripción geológica de la hoja 7a, Salta-Salta y Jujuy. Inst. Nac. de Geol. y Minería. Boletín 109, Bs. As.
- Russo, A., 1946/47. Levantamiento geológico de la cuenca del Río Rosario u Horcones, y del curso principal del Río Tala. YPF. Informe inédito.
- Russo, A., 1948 a. Levantamiento geológico en la cuenca del Río Calchaquí, Dpto. Molino, Salta. YPF. Informe inédito.
- Russo, A., 1948 b. Levantamiento geológico de la cuenca del Río Sta. Cruz. YPF. Informe inédito.
- Russo, A. 1954. Levantamiento geológico en los Dptos. Orán, Iruya y Sta. Victoria. YPF. Informe inédito.
- Russo, A. y Rodrigo, L., 1965. Estratigrafía y Paleogeografía del Grupo Puca en Bolivia. Boletín Inst. Boliviano del Petróleo, Vol. 5, n° 3-4, pág. 5/51. La Paz, Bolivia.
- Schlagintweit, O., 1935. Observaciones geológicas entre el C° Calilegua y la Sierra de Zapla. YPF. Informe inédito.
- Schlagintweit, O., 1936 Informe geológico entre San Pedro de Jujuy y el Río Negro. YPF. Informe inédito.
- Schlagintweit, O., 1937. Observaciones estratigráficas en el Norte Argentino. Bol. de Inf. Petroleras. Año XIV, n° 156. Bs. As.
- Schlagintweit, O., 1941. Correlación de la Caliza de Miraflores en Bolivia con el Horizonte Calcáreo Dolomítico del Norte Argentino. Univ. Nac. de La Plata. Notas del Museo, VI, Geol. 14-137-354.
- Sonder, E. A., 1956. Mechanik der Erde Schweizerbartsche Verlagsbh. Stuttgart.
- Steinman, G.; Höck, H., 1904. Zur Geologie des Südöstlichen Boliviens - Centralblatt für Min., Geol. und Pal., Stuttgart, 1-4.
- Turner, J. C. M., 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada. Rev. Asoc. Geol. Arg. XIII, n° 1-2, págs. 15/40.
- Turner, J. C. M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Sta. Victoria, Salta y Jujuy. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba, 41.
- Turner, J. C. M., 1964 a. Descripción geológica de la Hoja 2 b La Quiaca - Jujuy. Inst Nac. de Geol y Min., Bol. 103, Bs. Aires.
- Turner, J. C. M., 1954 b. Descripción geológica de la Hoja 2 c, Sta. Victoria, Salta y Jujuy. Inst. Nac. de Geol. y Min. Bol. 104, Bs. Aires.
- Vilela, C., 1951. Acerca del hallazgo de Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado geológico. Rev. Asoc. Geol. Arg. VI, n° 2, págs. 101-107.
- Vilela, C., 1956. Descripción geológica de la Hoja 7 d Rosario de Lerma (Salta). Bol. Div. Nac. Geol. y Minería n° 84, Bs. Aires.
- Vilela, C., 1961. Algunos rasgos particulares de La Geología de Iruya (Salta-Jujuy). Rev. Asoc. Geol. Arg. XV, n° 34, págs. 119/144, 119/144.
- Y.P.F., 1936-1937. Legajos de los pozos J. B., Laguna de La Brea, Prov. Jujuy.
- Y.P.F., 1966 a. Informe terminación pozo S. Ri. es-1, Rivadavia, Prov. de Salta. Archivo YPF.
- Y.P.F., 1966 b. Informe terminación pozo S. B. x-1 Balbuena, Prov. de Salta. Archivo YPF.
- Y.P.F., 1967 a. Informe terminación pozo S. Be x-1, Bermejo, Prov. de Salta. Archivo YPF.
- Y.P.F., 1967 b. Informe terminación pozo S. LO. x-1, Lomas de Olmedo, Prov. de Salta. Archivo YPF.
- Y.P.F., 1967 c. Informe terminación pozo S. Ren. x-1, Renacimiento, Prov. de Salta. Archivo YPF.
- Y.P.F., 1968. Informe terminación pozo S. Tor. x-1, Tordilla, Prov. de Salta. Archivo YPF.

Recibido el 12 de enero de 1970.

CUENCA DEL NOROESTE ARGENTINO
INDICE DE LOCALIDADES

- 1 SIERRA SETE HERMANOS (en Chile)
- 2 MANA A ESPANOLA
- 3 TRES CRUCES
- 4 A CONDOR
- 5 BARRIO NEGRO
- 6 D. DE HUIRAHUAS
- 7 RIO SANTA CRUZ
- 8 RIO COLORADO
- 9 RIO DE LAS PIEDRAS
- 10 POZO JCA + 1
- 11 " JB 7
- 12 " JB 8
- 13 " JB 10
- 14 " JB 3
- 15 " JB 1
- 16 " JB 1
- 17 " JB 5
- 18 NORTE DE LA SIERRA DE LA RONDA
- 19 PISCUNO
- 20 POZO EL QUEMADO (5500)
- 21 A YAGUANJO
- 22 A GARRAPATA
- 23 POZO EL GUARAZIC (1900)
- 24 " MORALITO (1500)
- 25 " MORALITO (ULTIMANO)
- 26 " 28-U-1
- 27 " 28-U-1
- 28 " 28-U-2
- 29 A MEJILLA
- 30 A MAIZ GORDO
- 31 A COCORAJO
- 32 A LOS SARTIROS
- 33 A LOS GALLOS
- 34 RIO LOS GALLOS
- 35 BARRAS DE LA CUESTA DEL ACAZ CON EL RIO CALCHAQUI
- 36 POZO N° 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50
- 37 RIO SECO
- 38 GORRANQUO SOLA
- 39 RIO DEL VALLE (A LOS HOGUES)
- 40 Q TOTIBAL
- 41 RIO CAPILLAS
- 42 A GONZALEZ
- 43 EXTREMO W CORTE P-P (INFORME B/1)
- 44 CONFLUENCIA DE LOS RIOS CALCHAQUI Y LAS CONCHAS
- 45 POZO CORRIET
- 46 POZO CANELARIA (1500)
- 47 RIO DE LAS FIBRAS
- 48 RIO DE LAS CARMAS
- 49 POZOS 281-U-1
- 50 POZO 289-G-1



PREPARED Dr. Jorge Negro

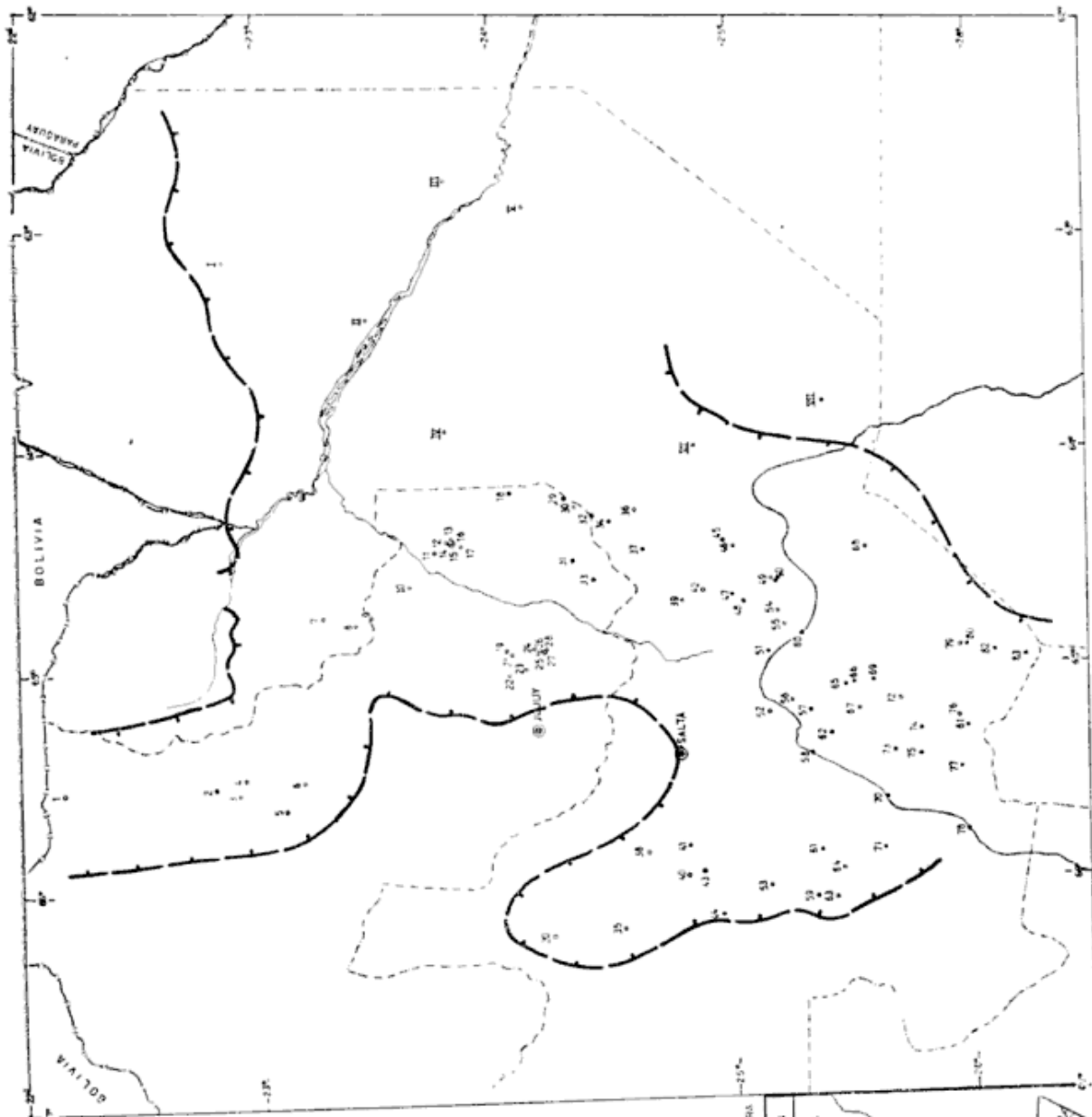


Fig. N° 1

CUADRO ESTRATIGRÁFICO COMPARATIVO ENTRE ARGENTINA, PARAGUAY Y BOLIVIA							
EPOCA	EDAD	Norte Argentino J. Moreno - 1969		Bolivia Andina A. Russo - 1965		Paraguay E. Padula - 1966	
		Fm. Lumbreira	Fm. Maiz Gordo	Facies distal	Facies proximal		
CRETACICO SUPERIOR	Daniano			Santa Lucia	Santa Lucia	Tacurú Sup ?	
	Maestrichtiano					Cajones	
	Campaniano				El Molino	El Molino	
Santoniano				Chaunaca		Falta	
Coniaciano				Aroifilla (Parte Sup.)	Toro - Toro		Tacurú

Fig. N° 2

PERFIL TIPO DE LA CUENCA NEOCRETACICA

ESCALA 1: 10.000

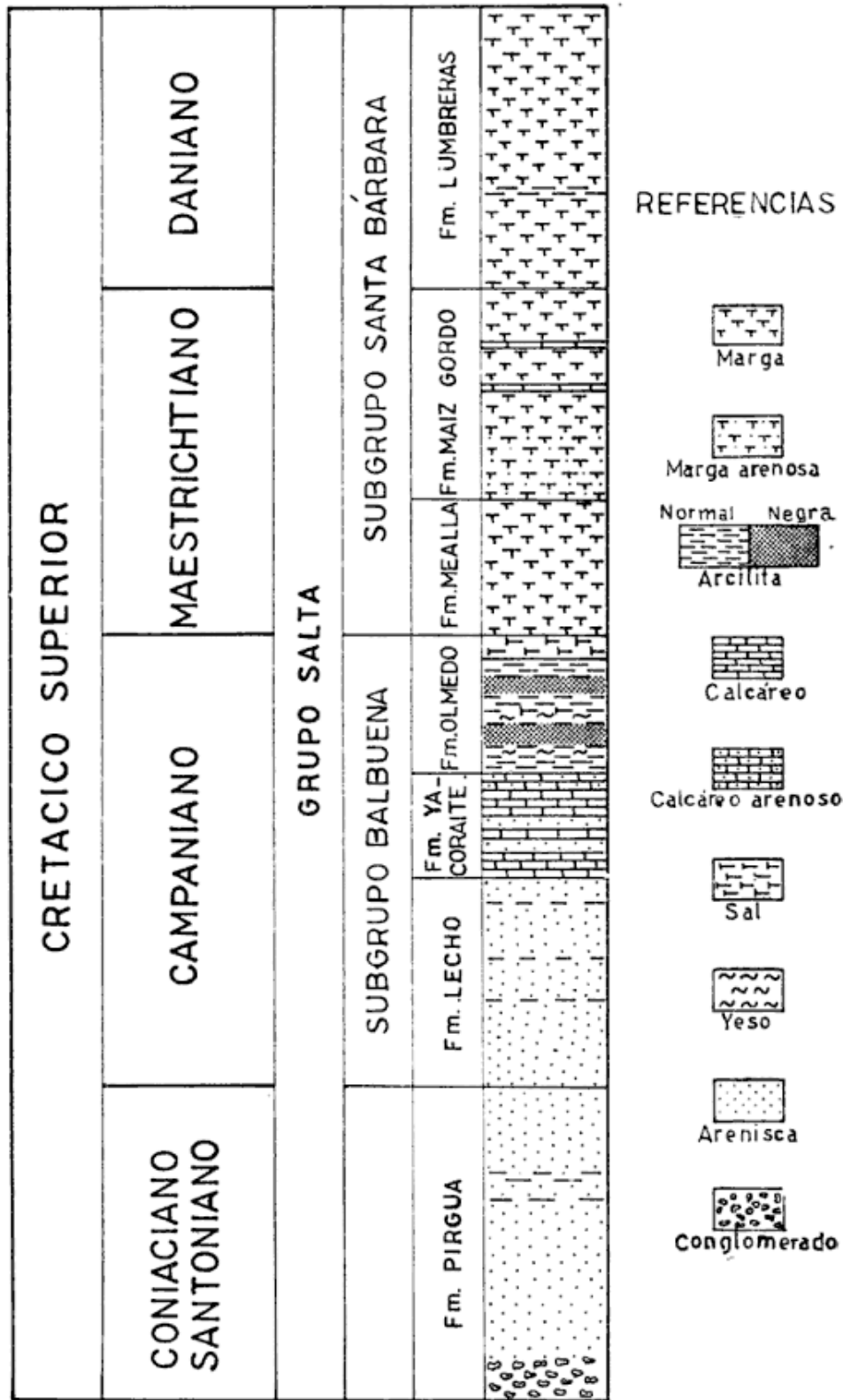


Fig. N° 3



Fig. Nº 4 - 7

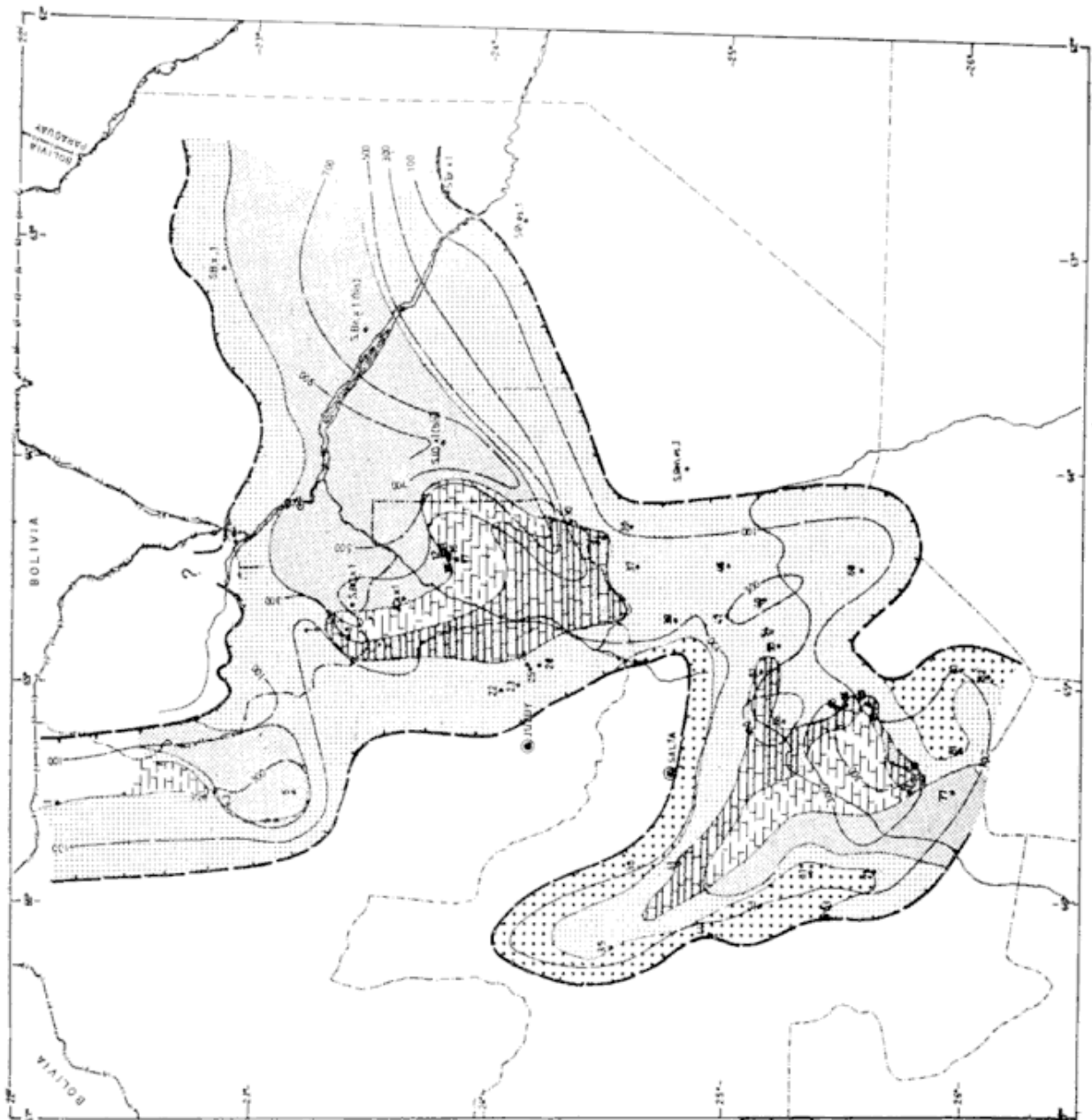


Fig. N° 5



Cuenca del Noroeste Argentino

PLANO DE LITOFACIES

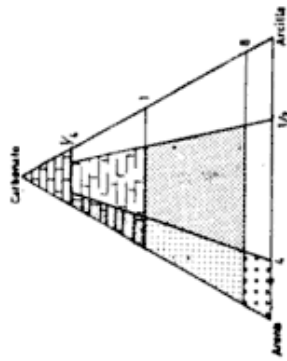
Subgrupo BALBUENA

(Fm. Ormeño, Yacastiche Cal. Dol. y Fm. Lecho)

Referencias

-  Probable borde de cuenca
-  Contornos isopáquicos

Preparó Dr. Jorge Moreno
Dibujó O. Marrogh Bernard



ESCALA GRÁFICA

Cuenca del Noroeste Argentino
PLANO DE NORMAS TECTOSSEDIMENTARIAS
Subgrupo BALBUENA
 (En Olmedo, Yacoraipé (Hle. Cal. Da.) y Lucho)

Referencias

 Probable borde de cuenca

Preparó Dr. Jorge Moreno

Dibujó O. Mörrogh Bernard

ESCALA GRÁFICA



Normal	Tecto-origenales
1	1. Faltas
2	2. Tumbos
3	3. Ductiles
4	4. Ondulados
5	5. Hacia el top
6	6. Derrape
7	7. Archivos

Sander E. A. 1956

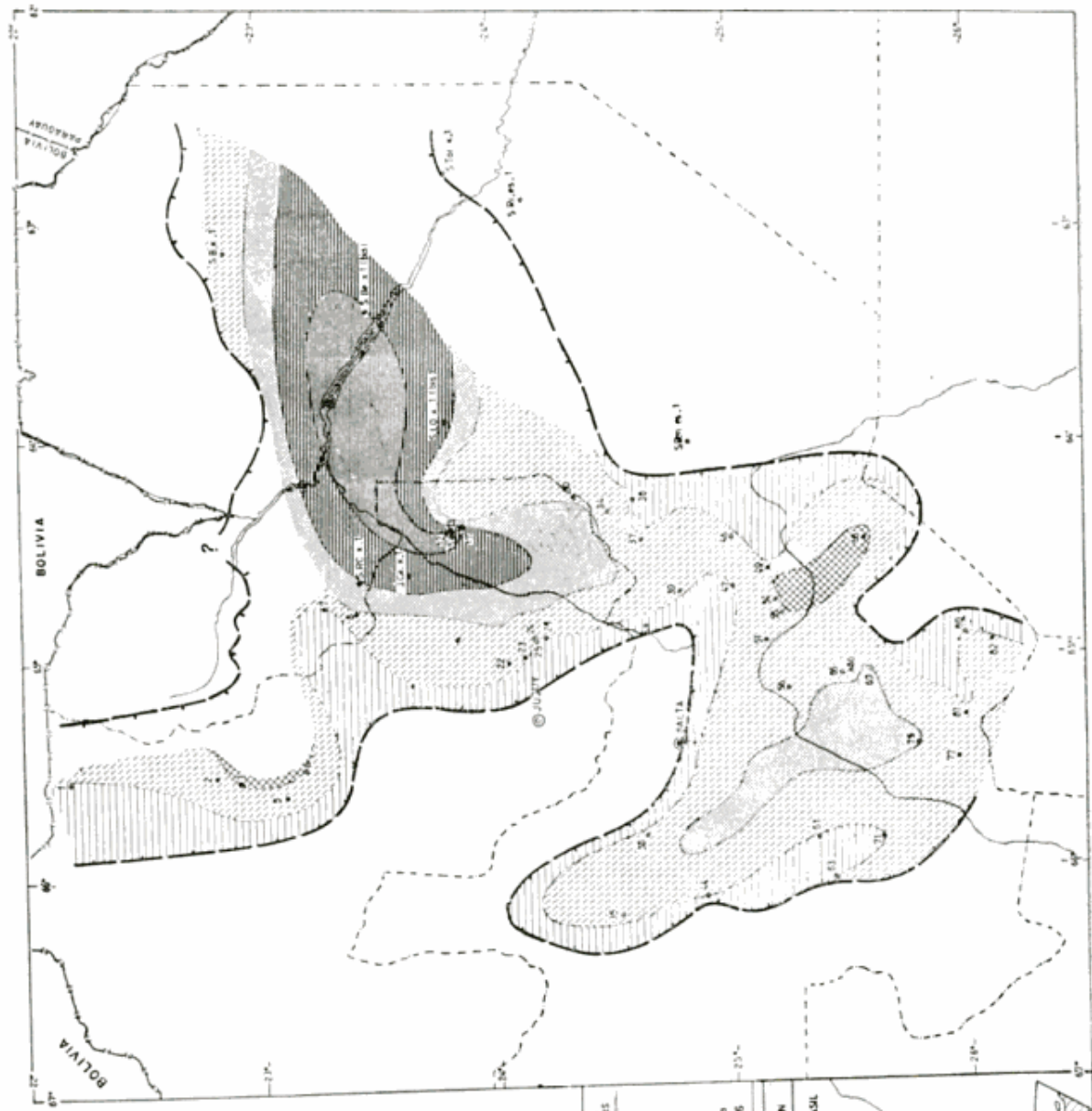
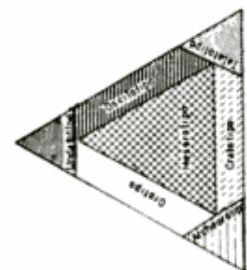


Fig. N° 6

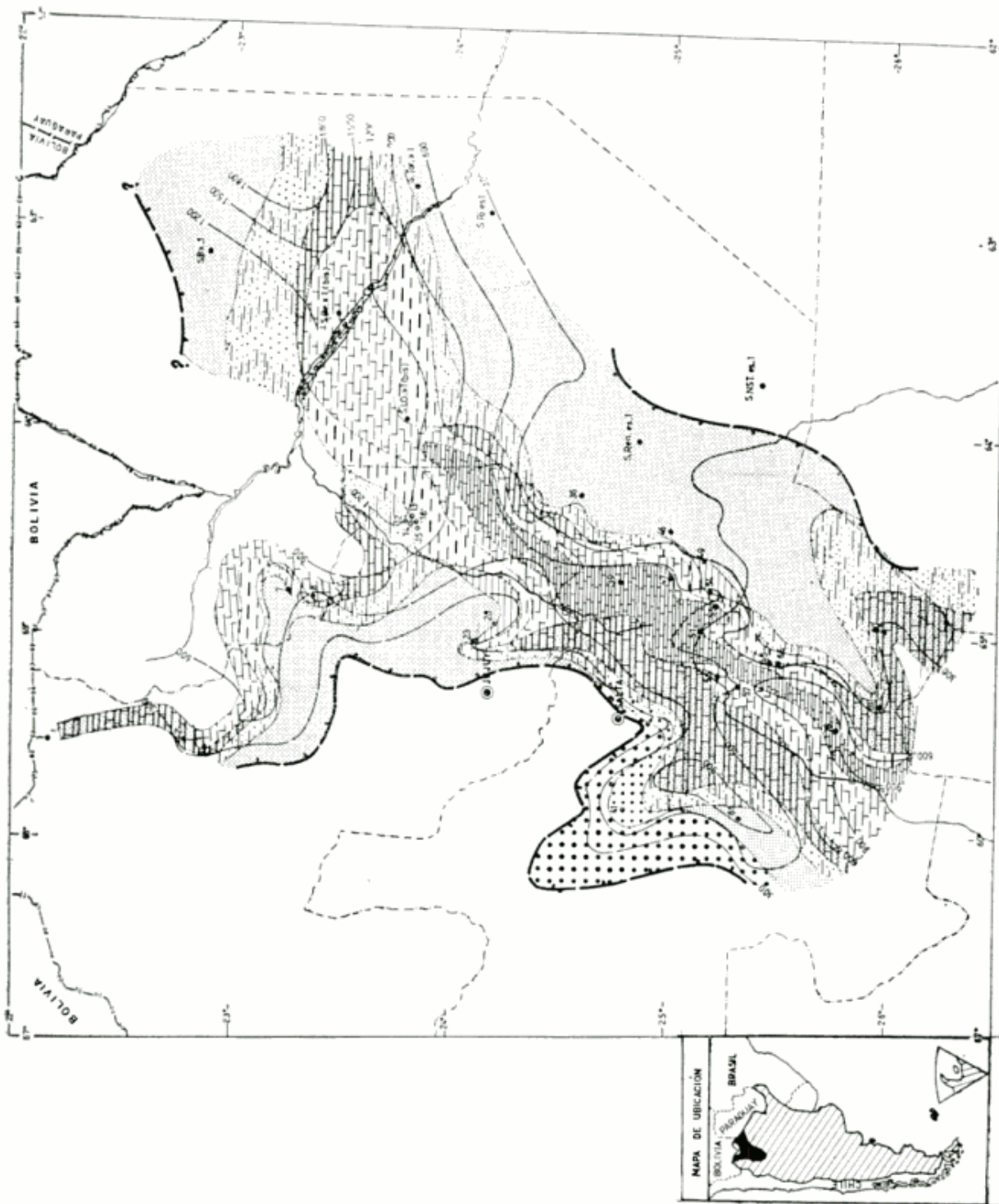




Fig. N° 7

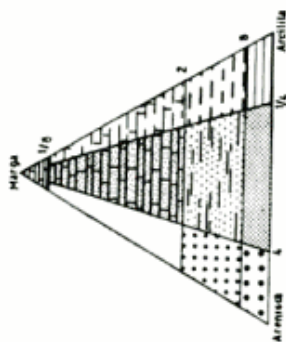
Cuenca del Noroeste Argentino
PLANO DE LITOFACIES

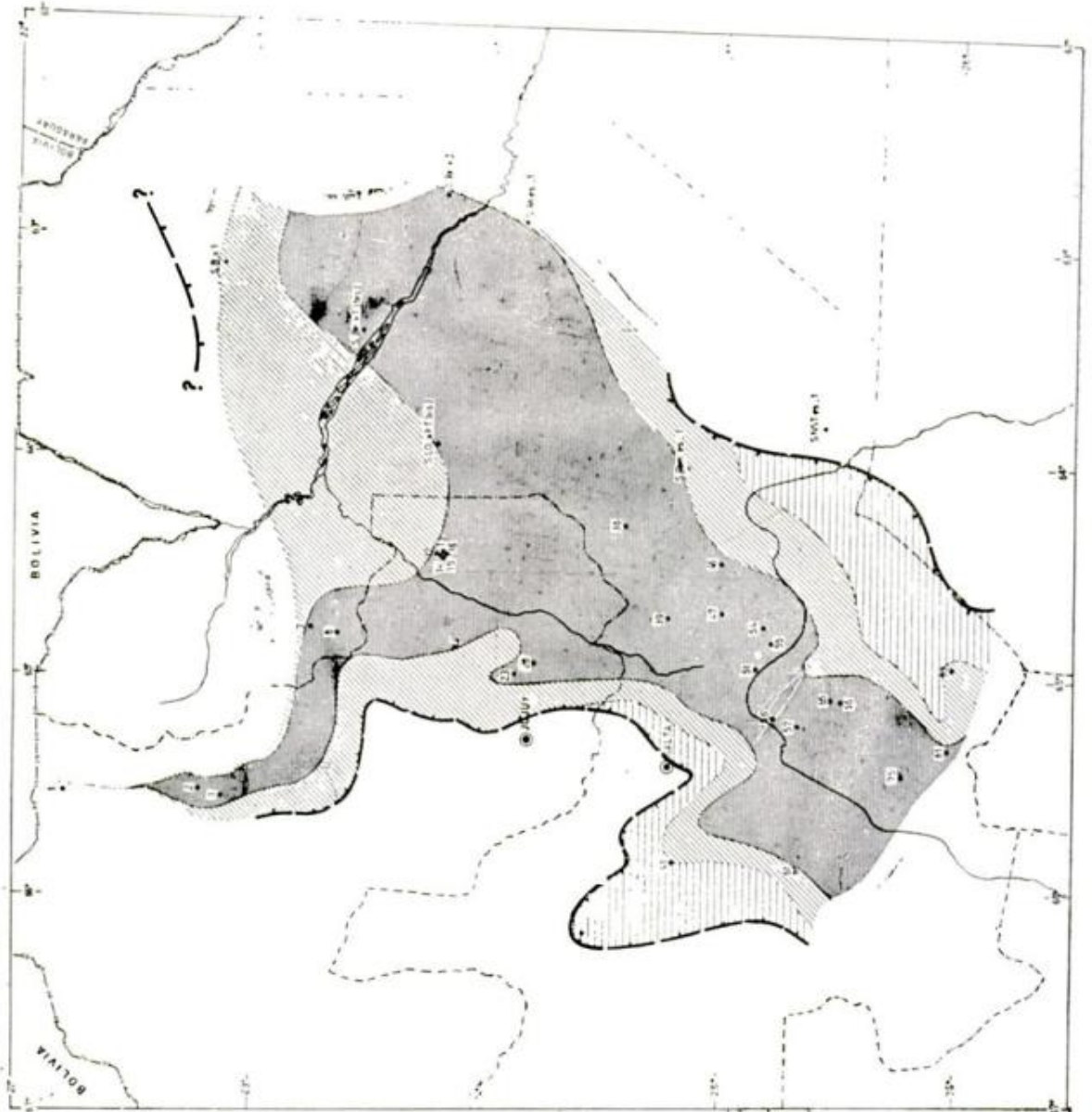
Subgrupo SANTA BARBARA
(Fm. Lumbrena, Mat. Gorda y Melilla)

Referencias

-  Probable borde de cuenca
-  Contornos isopéagmicos

Preparó Dr. Jorge Moreno
Dibujó O. Morregh Bernard





CUENCA DEL NOROESTE ARGENTINO
PLANO DE NORMAS TECTOSEDIMENTARIAS
Subgrupo SANTA BARBARA
 (Fm. Lumbrales, Maiz (Grito y Molle))

Referencias
 Probable límite de cuenca

Preparó Dr. Jorge Moreno
 Dibujó O. Merregh Bernard



Lecto sedimentarias	Normas									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	Cratolito									
2	Fanatismo									
3	Distritivo									
4	Unigrupos									
5	Multiples									
6	Cratolito									
7	Acroposico									

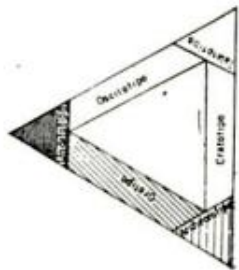
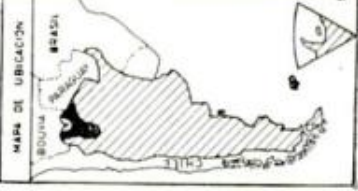
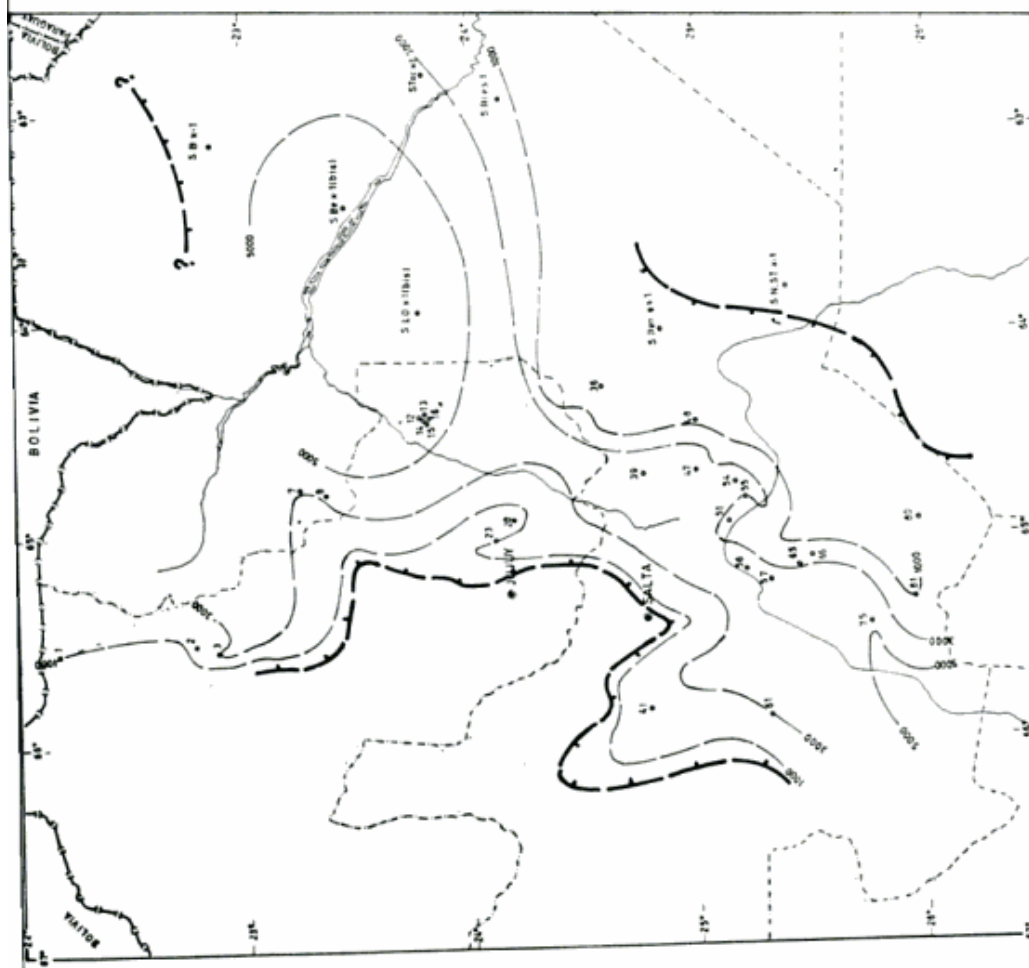
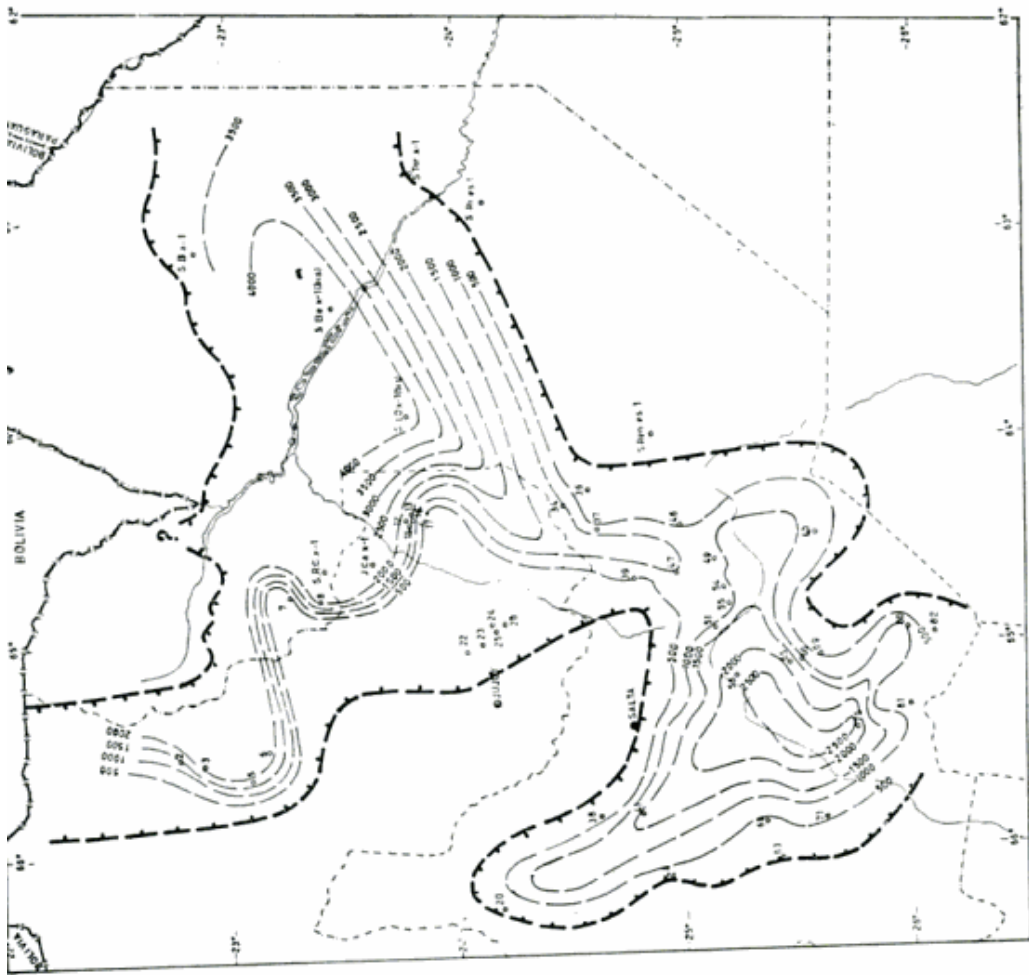


Fig. N° 8





Cuenca del Noroeste Argentino

PLANOS DE AÑOS DE SEDIMENTACION (MAXIMO)

Subgrupo BALBUENA

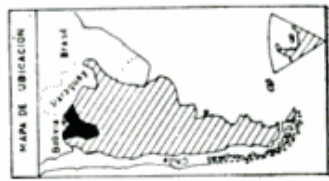
Subgrupo SANTA BÁRBARA

Referencias

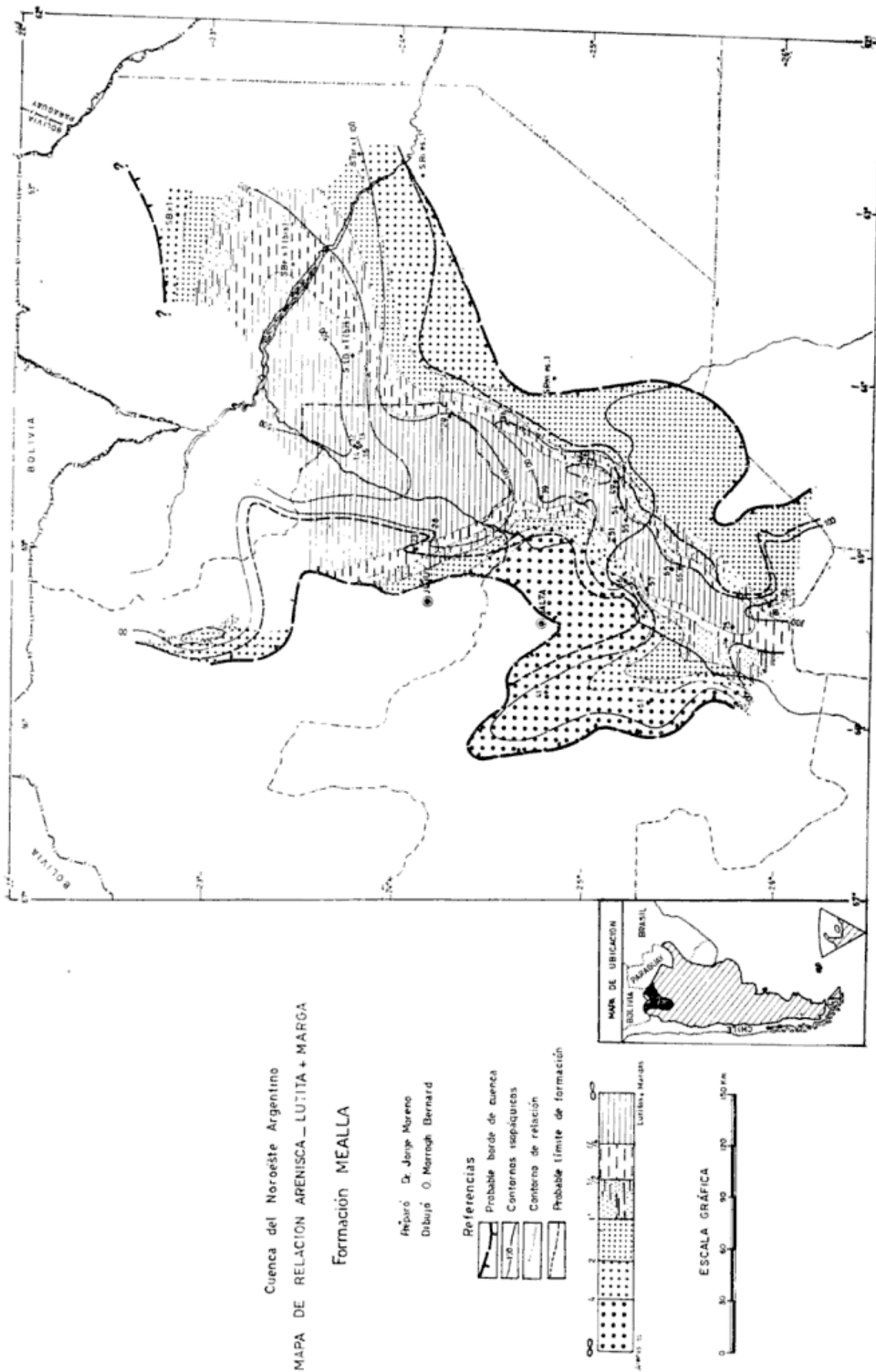
-  Probable borde de cuenca
-  Líneas de años



Clase y terminación correspondiente	Velocidad de Erosión máxima expresada en metros por año
Complanaradas	1 - 500
Geoplicas	afijas/metro
Arreolitas	afijas/metro
Amesitas	400 - 2000
Lufitas	afijas/metro
Calizas	800 - 6000
Dolomitas	2000 - 10000







Preparó Dr. Jorge A. Moreno - Dib. O. Morrough Bernard - L. H. Díaz - Diseño geológico de Expansión del Norte



Cuenca del Noroeste Argentino
 MAPA DE RELACION ARENISCA - LUTITA + MARCA
 Formación MAIZ GORDO

Preparó: Dr Jorge Moreno
 Dibujó: O Morrogh Bernard

Referencias

-  Probable borde de cuenca
-  Probable límite de formación
-  Contornos isobátmicos
-  Contornos de relación

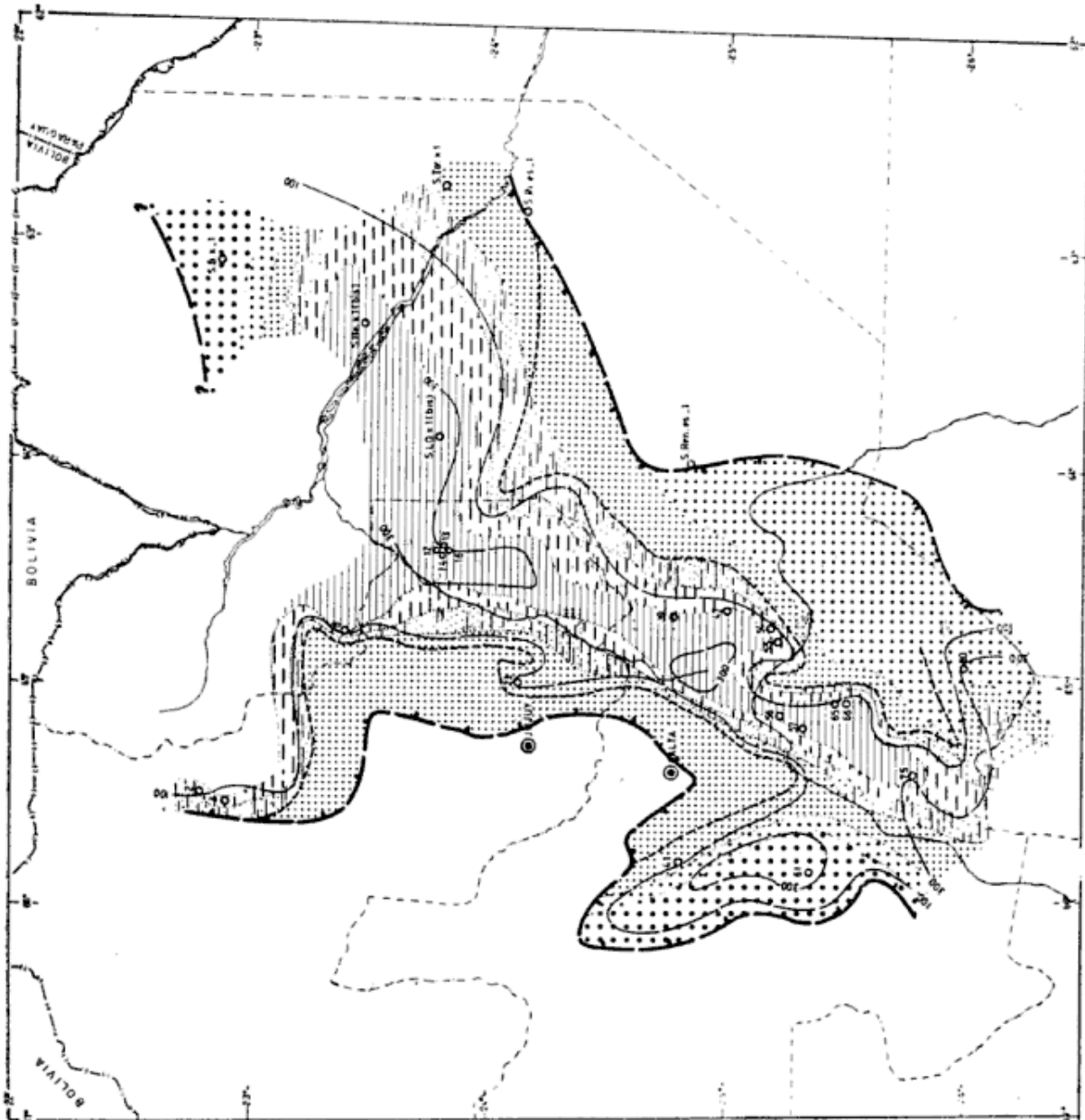
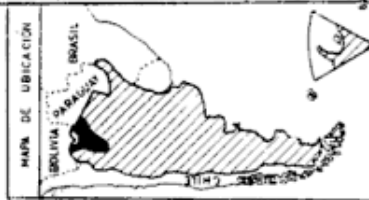
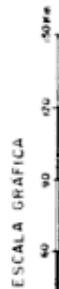
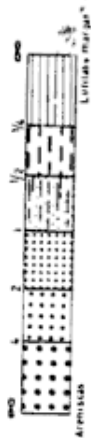


Fig. N° 11

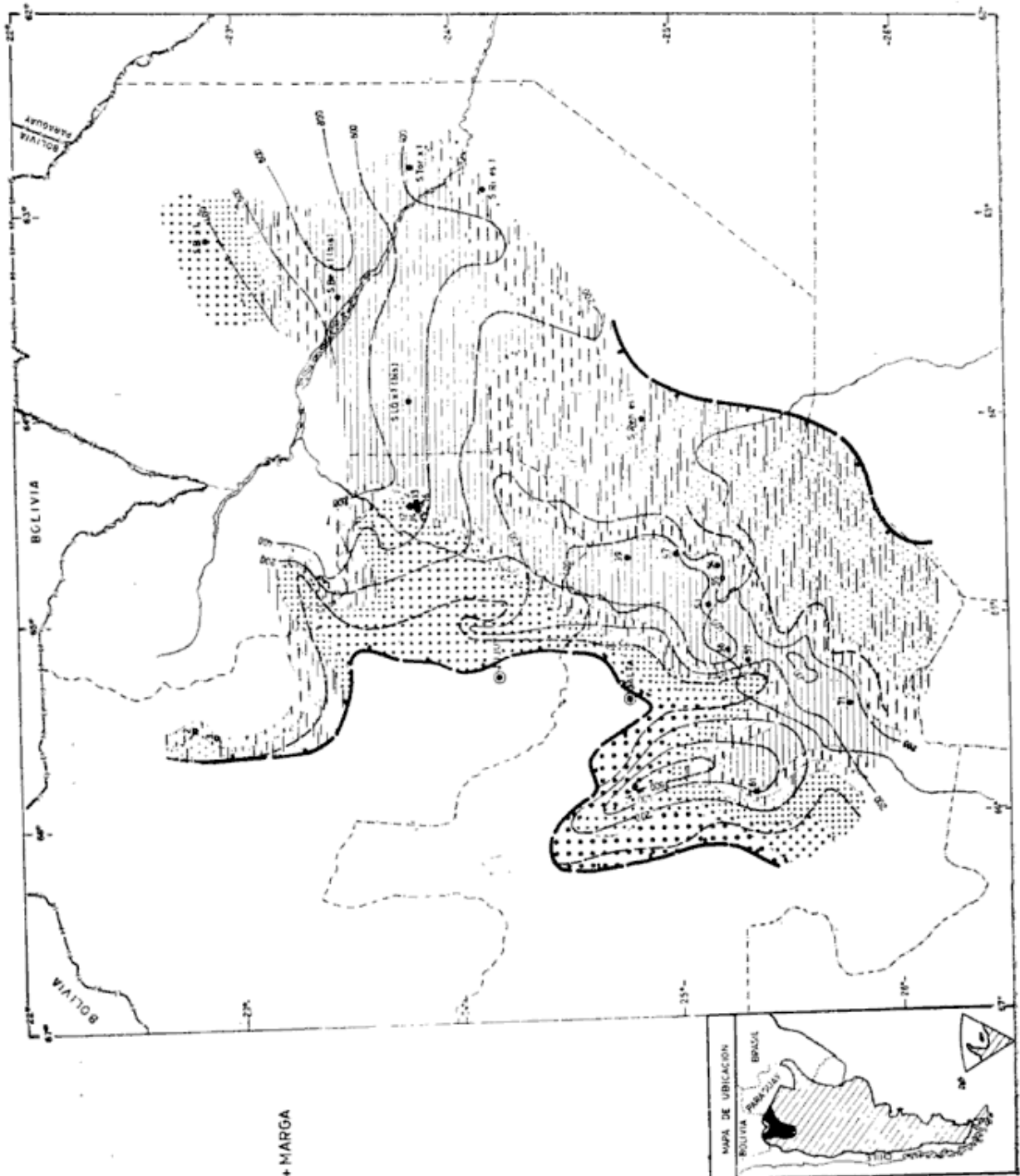


Fig. Nº 12

Cuenca del Noreste Argentino
MAPA DE RELACION ARENISCA - LUTITA + MARGA
Formación LUMBRERA

Preparó: Dr. Jorge Moreno
Dibujó: O. Marnogh-Bernard

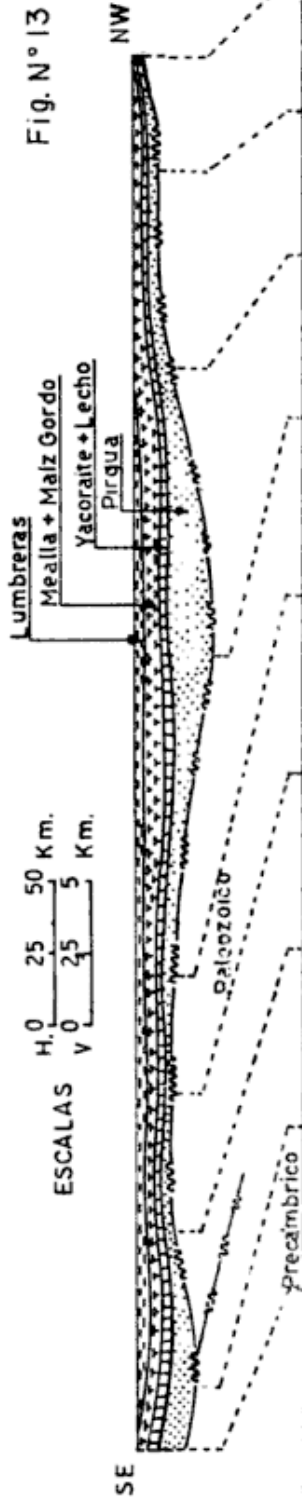
Referencias

- Probable borde de cuenca
- Probable límite de formación
- Contornos isopachos
- Contornos de relación



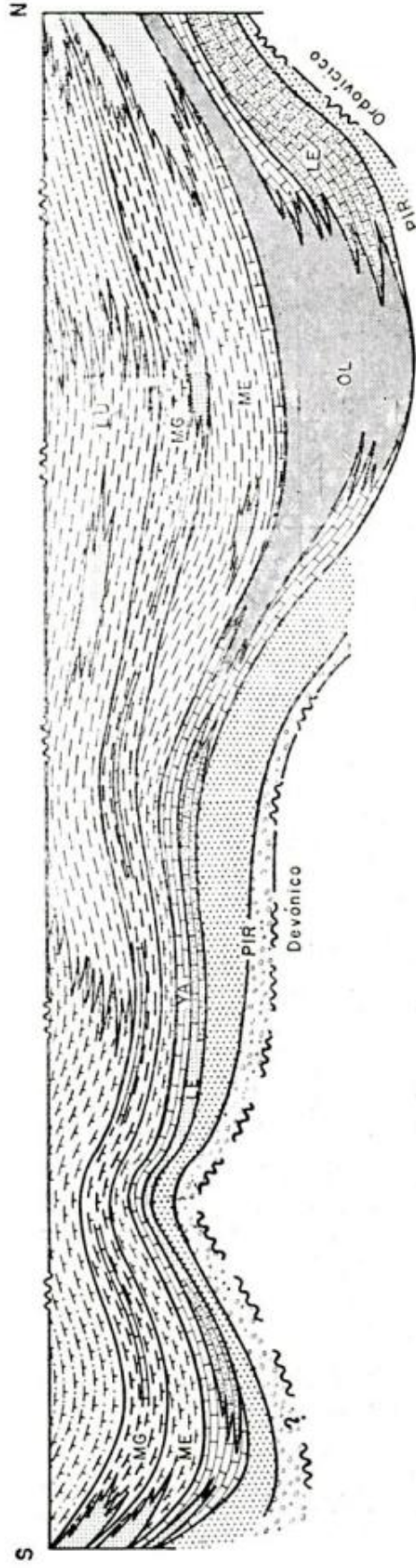
ESCALA GRAFICA

CORTE ESQUEMATICO Y CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR ENTRE RUPAKASA (BOLIVIA) Y CABECERAS DEL RIO TALA (ARGENTINA)

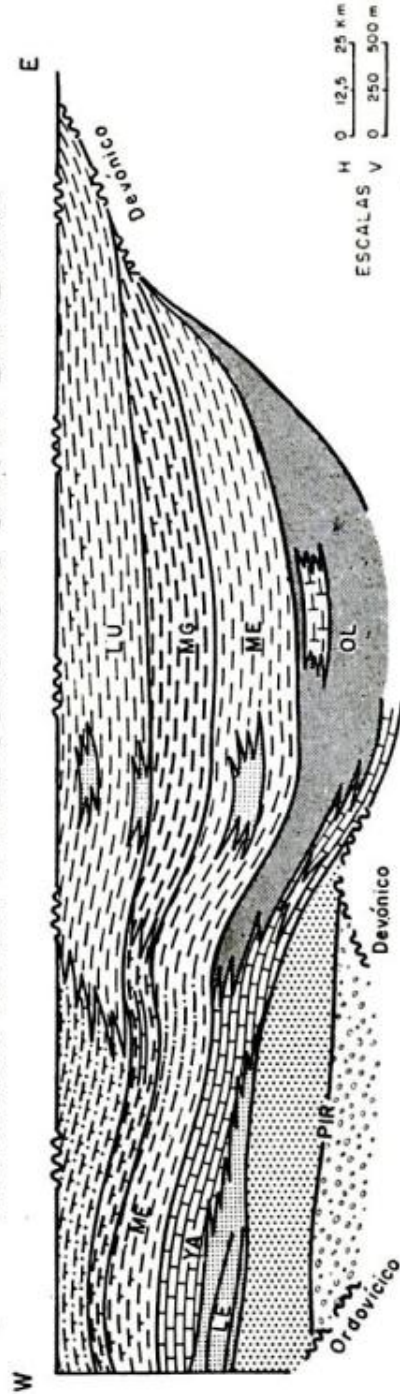


Época	Edad	Cabecezas Rio Tala	A° Paulo	A° Colorado	A° Los Noques	A° Membrillo	Río Colorado	Mina La Española	Sierra de 7 Hermanos	RupaKasa
		Salta Argentina Russo 1946/47	Salta Argentina Hagerman 1932	Salta Argentina Hagerman 1932	Salta Argentina Mauri 1944	Jujuy Argentina Hagerman 1932	Salta Argentina Baez 1948	Jujuy Argentina 1949	Jujuy Argentina Nesossi 1948	Bolivia Russo 1965
CRETACICO SUPERIOR	Daniano	Lumberas (290 m)	Lumberas (260 m)	Lumberas (520 m)	Lumberas (330 m)	Lumberas (400 m)	Lumberas (120 m)	Lumberas		
	Maestr.	Maiz Gordo (255 m)	Maiz Gordo (167 m.)	Maiz Gordo (160 m.)	Maiz Gordo (215 m.)	Maiz Gordo (160 m.)	Maiz Gordo (120 m.)	Mailla (250 m)		
		Mealla (245 m.)	Mealla (180 m.)	Mealla (100 m.)	Mealla (103 m.)	Mealla (280 m.)	Mealla (120 m.)	Mealla (250 m)		
	Camp	Yacor + Lecho (180 m.)	Yacor + Lecho (230 m.)	Yacor + Lecho (140 m.)	Yacor + Lecho (213 m.)	Yacor + Lecho (250 m.)	Yacor + Lecho (200 m)	Yacor + Lecho (260 m.)	El Molino (51 m)	
Santonian	Pirgua (1000 m?)	Pirgua (500 m)	Pirgua (400 m.)	Pirgua (450 m.)	Pirgua (1700 m.)	Pirgua (300 m.)				
			P A L E O Z O I C O							
			P R E C A M B R I C O							

CORTE ESQUEMÁTICO LONGITUDINAL DE LA CUENCA NEOCRETÁCICA
REFERIDO AL TOPE DEL SUBGRUPO SANTA BÁRBARA



CORTE ESQUEMÁTICO TRANSVERSAL DE LA CUENCA NEOCRETÁCICA
REFERIDO AL TOPE DEL SUBGRUPO SANTA BÁRBARA



- REFERENCIA
ESTRATIGRÁFICA
- LU : Lumbreira
 - MG : Maíz Gordo
 - ME : Mealla
 - OL : Olmedo
 - YA : Yacoraite
 - LE : Lecho
 - PIR: Pirgua

LITOLÓGICA VER FIG. Nº 3

Fig. Nº 14

GENESIS DE YACIMIENTOS DE SILLIMANITA DE TACUIL, EN EL DAPARTAMENTO MOLINOS, PROVINCIA DE SALTA, REPUBLICA ARGENTINA

POR KITARO HAYASE¹ Y CESAR R. PROZZI¹

RESUMEN

Esta información es la segunda parte de la serie de estudios sobre génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil, departamento Molino, provincia de Salta, Argentina. Probablemente los materiales originales de la roca de caja de estos yacimientos fueron sedimentos arcillosos, que se convirtieron en un esquisto micáceo cuarcífero por efecto de intenso metamorfismo termo-dinámico. Por el estudio efectuado resulta claro que la cantidad de feldespato en la roca de caja es mucho menor que en el gneis de este distrito y que la cantidad de muscovita en el gneis es a su vez mucho menor que la de la roca de caja. La sillimanita se puede hallar en todas las secciones delgadas de la roca de caja y de las venas lenticulares de cuarzo sin excepción; pero este mineral no puede reconocerse en el gneis. Estos fenómenos pueden explicarse por la siguiente hipótesis.

- 1^a La actividad hidrotermal se asoció con el metamorfismo termodinámico, que actuó en el área del esquisto; pero no en el área del gneis.
- 2^a Como el feldespato no permanece estable a alta presión del agua caliente, pero sí pueden existir en tal condición la muscovita la sillimanita, el primero se descompuso por la actividad hidrotermal, mientras que los segundos pudieron mantenerse estables.

La sílice y los álcalis se disolvieron en la solución hidrotermal mucho más que la alúmina, a partir de los feldespato, lo que causó la concentración de alúmina en las partes restantes. La mineralización de la primera etapa, no fue suficientemente alta en temperatura y presión del agua, como para la cristalización de sillimanita; pero sí fue suficiente para la cristalización de muscovita, estauroлита, turmalina y almandina. En la segunda etapa de la mineralización la temperatura y la presión del agua fueron suficientes como para que cristalizara sillimanita. Luego la sílice que disuelta en la solución hidrotermal cristalizó como cuarzo formando las venas lenticulares. Esta solución hidrotermal no necesita ser considerada como de origen magmático porque el agua intersticial de los sedimentos originales puede convertirse en una solución hidrotermal, cuando los sedimentos sufren un metamorfismo termo-dinámico.

ABSTRACT

This report is the second part of the serial studies on the genesis of the sillimanite deposits in Tacuil, departamento Molinos, provincia de Salta, Argentina. The original materials of the country rock of these sillimanite deposits are thought to be pelitic sediments, which were converted into the schist by a great thermodynamic metamorphism. It has become clear that the amount of feldspar in the country rock is much smaller than that in the gneiss of this district and the quantity of muscovite in the gneiss is quite less than that in the country rock. Sillimanite can be found in all thin sections of the country rock or of the lenticular quartz veins without any exception but this mineral can not be recognized in the geniss. This phenomena can be explained by the following hypothesis.

¹ Del Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina.

- i) A hydrothermal activity was associated with the thermodynamical metamorphism in the parts of the schists area but not in the gneiss area.
- ii) As feldspar can not be stable at the high pressure of hot water but muscovite and sillimanite can exist under such a condition, the former was decomposed by the hydrothermal activity though the latter two minerals could exist in stable.

Silica and alkalies dissolved into the hydrothermal solution much more than alumina from feldspars, which caused the concentration of alumina in the remaining parts. The hydrothermal activity of the first step was not sufficiently high in temperature and in water pressure to crystallize sillimanite but enough for the crystallization of muscovite, staurolite, tourmaline and almandine. In the second step of the mineralization the temperature and the water pressure went up sufficiently to be able to crystallize sillimanite. The silica which was dissolved into the hydrothermal solution crystallized as quartz forming the lenticular quartz veins. Such a hydrothermal solution does not need to be considered the magmatic origin because the interspatial water of the original sediments can become a hydrothermal solution when the sediments suffer from a thermo-dynamical metamorphism.

I. INTRODUCCION

Los autores del presente trabajo ya han informado sobre la génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil, departamento Molinos, provincia de Salta, como primera parte, en las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas en Comodoro Rivadavia, Hayase y Prozzi (1966); el resumen es como sigue.

En 1963, uno de los autores, Hayase, encontró los depósitos de sillimanita en Tacuil, departamento Molinos, Salta. La sillimanita se encuentra como venas irregulares en el esquistó micáceo cuarífero en concordancia con la esquistosidad de la roca, como masas lenticulares en venas lenticulares de cuarzo que están en concordancia con la esquistosidad de la roca, y como granos, motas y venillas finas en la roca, y como abuntes rodados en los faldeos de los valles y en los depósitos de terrazas. La génesis de los yacimientos de sillimanita se considera como sigue: 1ª) La roca original sufrió un metamorfismo regional de tipo termodinámico. 2ª) La segregación de sílice dio origen, por metamorfismo, a las venas de cuarzo. 3ª) En este caso algunos líquidos, por ejemplo, solución hidrotermal, puede contribuir al movimiento de sílice y otros compuestos. El agua intersticial de la roca original puede convertirse en tal solución hidrotermal por acción del metamorfismo

termodinámico. 4ª) Como consecuencia de la segregación de sílice las partes restantes de la roca de caja se enriquecieron en alúmina. 5ª) La sillimanita se formó en estas partes ricas en alúmina en alta presión y temperatura por acción termodinámica.

Esta información es la segunda parte de la serie de estudios sobre dichos yacimientos de sillimanita, especialmente la relación entre los minerales y su génesis. Los yacimientos de sillimanita están situados cerca del cerro Blanco y del cerro Gordo, que se levantan en el límite entre las provincias de Salta y Catamarca (fig. 1).

La roca de caja de estos yacimientos es un esquistó micáceo-cuarífero.



Escala : 0 a 50 y 100

Fig. 1. — A : Distrito de Cerro Blanco
B : Distrito de Barrancas

CUADRO I

Formas de presentación de minerales

Mineral	En esquisto	En las venas de cuarzo	En los rodados de sillimanita	En gneis
Muscovita.....	Bastante	Bastante	Bastante	Poca
Biotita.....	Bastante	Poca	Poca	Bastante
Feldespató.....	Poca	Poca	?	Bastante
Estauroлита.....	?	?	Existe	No
Granate.....	Existe	?	Existe	No
Turmalina.....	Existe	Existe	Existe	No
Sillimanite.....	Bastante	Bastante	Bastante	No

Los autores del presente trabajo adjudican la génesis de estos yacimientos de sillimanita, a la acción del metamorfismo termo-dinámico que causó la segregación de sílice, formando las venas lenticulares de cuarzo, y la concentración de alúmina y cristalización de sillimanita.

Existen muchos diques de pegmatita en el esquisto micáceo cuarcífero en discordancia con la esquistosidad de la roca. A ambos lados de estos diques, frecuentemente pueden hallarse zonas de greisen constituidas por cuarzo, turmalina y poca cantidad de muscovita y apatita. Estos diques de pegmatita y las zonas de greisen se consideran los productos de una actividad ígnea posterior a la sillimanitización ¹.

Como ya se ha informado anteriormente, el gneis tiene una extenso contacto con el esquisto micáceo cuarcífero, situado hacia el oeste, pudiendo existir entre ambas rocas una zona intermedia de transición, menor de un metro; en dicho gneis no se ha reconocido todavía ningún yacimiento de sillimanita.

¹ Sillimanitización: significa la cristalización de sillimanita en la roca ya existente durante el proceso de metamorfismo.

II. FORMAS DE PRESENTACION DE MUSCOVITA, BIOTITA, FELDESPATO, ESTAUROLITA, GRANATE, TURMALINA Y SILLIMANITA

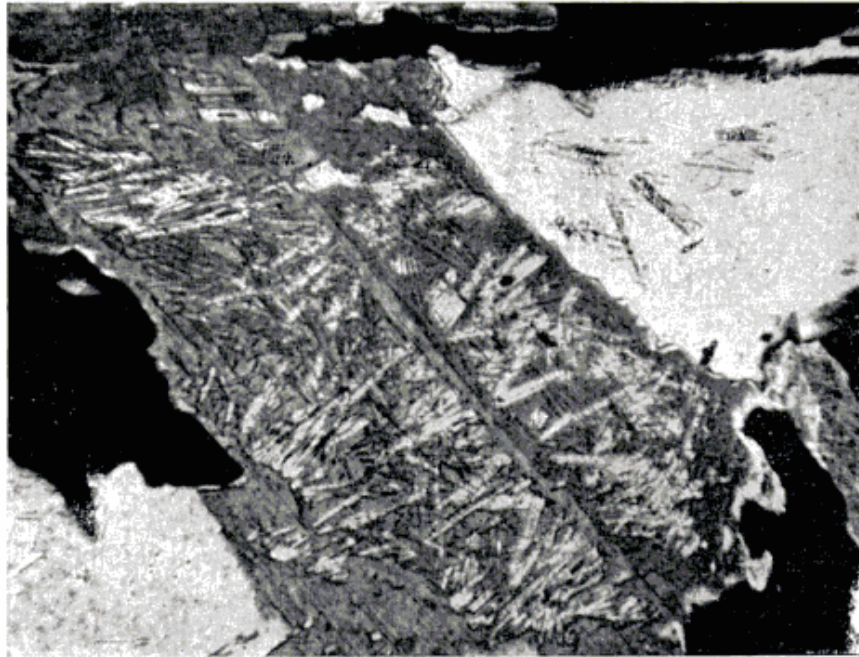
En el cuadro I se indican las formas en que se presentan la muscovita, biotita, feldespató, estauroлита, granate, turmalina y sillimanita en la roca de caja, en las venas lenticulares de cuarzo, en los rodados de sillimanita y en el gneis.

Muscovita, biotita, granate, turmalina y sillimanita pueden hallarse en la roca de caja, especialmente muscovita, biotita y sillimanita que se hallan sin excepción. El feldespató se puede reconocer a veces en la roca de caja pero su cantidad es pequeña.

En las venas lenticulares de cuarzo se pueden hallar muscovita, sillimanita y también poca cantidad de biotita y de feldespató.

La turmalina aparece en los diques de pegmatita y también en las zonas de greisen; la turmalina de este tipo se considera como el producto de la actividad pegmatítica, después de la sillimanitización como ya se ha dicho.

En el gneis no han sido encontrados aún sillimanita, granate, estauroлита ni turmalina.



Escala : 0 a 0.5 mm

Fig. 2. — Distribución de sillimanita en muscovita. Con analizador. Los cristales aciculares son sillimanita, los cristales que alojan sillimanita son muscovita

Los autores del presente trabajo realizaron un estudio de estos minerales con el objeto de deducir algunas ideas sobre la génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil.

2.1. *Muscovita*

La muscovita puede hallarse en la roca de caja, en las venas lenticulares de cuarzo y en los rodados de sillimanita. Este mineral también se puede reconocer en el gneis, pero la cantidad es relativamente pequeña. Los cristales aciculares y agregados tipo fieltro de sillimanita se pueden ver, muy fácilmente, en los cristales de muscovita de la roca de caja, de las venas lenticulares de cuarzo y de los rodados de sillimanita. Microscópicamente se observan los siguientes fenómenos:

1. A veces algunos granos de feldespato o de biotita se pueden reconocer en grandes cristales de muscovita, que están cerca unos a otros mostrando casi la misma orientación

óptica. Este fenómeno indica que estos granos son los restos de un cristal de feldespato o de biotita corroído parcialmente por muscovita.

2. La cantidad de feldespato y de biotita es mucho menor que la de muscovita en las venas lenticulares de cuarzo y en los rodados de sillimanita.
3. A veces la distribución y la orientación de los cristales de sillimanita en muscovita muestran algunas relaciones con las direcciones cristalográficas de muscovita. Por ejemplo, las áreas de distribución de cristales de sillimanita a veces están limitadas por los clivajes de la muscovita y cerca de los bordes de los cristales de muscovita hay muy pocos cristales de sillimanita, como se muestra en la figura 2.
4. Los cristales aciculares de sillimanita a veces muestran diseños triangulares como se muestra en la figura 2. Un fenómeno similar ha sido descrito por Chinner (1960) para los

cristales de sillimanita en biotita, para quien tales diseños triangulares indican la descomposición de biotita en sillimanita. Las cadenas tetraédricas y octaédricas de exígeno dispuestas trigonalmente en las capas alternadas de mica, actúan como núcleo para el crecimiento de las cadenas octaédricas y tetraédricas de la estructura de la sillimanita. Esta hipótesis se puede también aplicar al caso de la muscovita.

5. A veces los cristales de muscovita están atravesados por venillas de sericita, en las que se asocian muy íntimamente cristales de sillimanita.
6. Los cristales de muscovita a veces muestran formas corroídas por cuarzo.

2.2. Biotita

La biotita es uno de los constituyentes principales del esquisto y del gneis; pero la cantidad de este mineral es pequeña en las venas lenticulares de cuarzo y en los rodado de sillimanita. Microscópicamente pueden reconocerse los siguientes fenómenos:

1. A veces se hallan restos de biotita cercanos unos de otros en un gran cristal de muscovita; muestran casi la misma orientación óptica.
2. Los restos de biotita se pueden reconocer también en los agregados tipo fieltro de sillimanita. En tal caso, a veces los haces de cristales aciculares de sillimanita de color castaño pueden hallarse cerca de los restos de biotita, mostrando sus elongaciones más o menos paralelamente a los clivajes de biotita. El color pleocroico, paralelo a su elongación es pardo oscuro, y perpendicular a la misma en castaño débil; estos son similares a los de biotita. Tal pleocroismo de sillimanita fue descrito por Chinner (1960). Deer *et al* (1963) y por Winchell (1951).
3. A veces los cristales aciculares de

sillimanita se pueden encontrar en los cristales de biotita; pero la cantidad es mucho menor que en la muscovita o en el cuarzo.

4. Los diseños triangulares de cristales de sillimanita en biotita, descritos por Chinner (1960), no han sido reconocidos en este caso.

2.3. Feldespto

Algo de feldespto puede encontrarse en el esquisto micáceo cuarcífero y en las venas lenticulares de cuarzo. Prácticamente se observaron 23 secciones delgadas de la roca de caja, de las venas lenticulares de cuarzo, y de los rodados de sillimanita; pero el feldespto se pudo reconocer solamente en 8 secciones delgadas y la cantidad de feldespto en 6 de éstas fue menor del 16% en volumen, aunque los cristales de sillimanita pudieron hallarse en las 23 secciones sin excepción.

Los cristales de feldespto en la roca de caja y en las venas lenticulares de cuarzo se consideran como ortoclasa, microclina y plagioclasa rica en sodio respectivamente, a causa de los siguientes fenómenos:

1. Los cristales de feldespto que no muestran la macla polisintética, tienen débilmente menor refringencia que el bálamo.
2. Los cristales de feldespto que muestran la macla polisintética, tienen los siguientes valores de refringencia:

$$\alpha \cong 1.531$$

$$\gamma \cong 1.543$$

3. Algunos cristales de feldespto muestran textura de microclina.
4. Todos los cristales de feldespto tienen 2 V grande, mayor que 70° (-).

A veces el feldespto está corroído por muscovita, sillimanita o cuarzo, y las venillas de sericita a veces atraviesan los cristales de feldespto con silli-

manita. Los cristales de sillimanita incluidos en feldespato, son menos frecuentes que en muscovita o en cuarzo.

Los feldespato del gneis son: microclina, ortoclasa, plagioclasa ácida y mimerkita. Sus cantidades están más o menos en el siguiente orden:

Plagioclasa ácida \cong Microclina >
Ortoclasa > Mimerkita

2.4. *Estauroлита*

La estauroлита ha sido reconocida en algunos rodados de sillimanita, como cristales subhedrales de color amarillo castaño; su tamaño es hasta de 10 mm. Frecuentemente se asocian con cristales de turmalina y de granate incrustados en un rodado de sillimanita, en una zona anular alrededor de un centro de sillimanita blanco. Como los cristales de estauroлита se asocian con los cristales fibrosos de sillimanita muy íntimamente, la separación de estos dos minerales es considerablemente difícil. Al microscopio pueden encontrarse los siguientes fenómenos: (cuadro II).

El cuadro III muestra los datos de difracción de rayos X de estauroлита coleccionada de rodados de sillimanita, que

coinciden con los de estauroлита típica. Los datos también indican que esta muestra de estauroлита contiene una cierta cantidad de sillimanita y de mica.

Microscópicamente se observan los siguientes fenómenos:

1. Los cristales de estauroлита frecuentemente muestran formas irregulares, probablemente debido a corrosión por sillimanita o por muscovita, ya que algunos granos de estauroлита se muestran a veces cercanos unos a otros en los cristales de sillimanita o de muscovita, mostrando casi una misma orientación óptica, como se ve en la figura 3, lo que sugiere que estos granos de estauroлита son los restos de un cristal único que fue reemplazado parcialmente por sillimanita o muscovita.
2. Se encontraron abundantes cristales de sillimanita, no solamente fuera de los cristales de estauroлита, sino también dentro de los cristales de este mineral; pero los cristales de sillimanita dentro de los cristales de estauroлита son generalmente menos que los que existen fuera de dichos cristales.

CUADRO II

Propiedades ópticas de estauroлита

Propiedad	Estauroлита en los rodados de sillimanita
Forma de cristal	No clara
Macla	No se observa
Clivaje	Algunos cristales muestran un clivaje paralelo a extinción
Pleocroísmo	// a X' = amarillo débil, // a Z' = amarillo
Refrigencia	Mucho más alta que la de sillimanita
Birrefringencia	Más o menos 0,012
Carácter óptico	Biáxico
2 V	Bastante grande
Inclusiones	Pocas excepto sillimanita

CUADRO III

Difracción de rayos X de estaurolita en Tacuil

d (Å)	I/I ₀		d (Å)	I/I ₀
10,04	18	M	2,396	93
8,34	15		2,372	67
7,10	23		2,357	48
5,37	8	S	2,291	11
4,98	7	M	2,266	20
4,16	37		2,205	10
3,56	19		2,145	5
3,53	12	?	2,106	41
3,41	38	S	2,061	6
3,36	31	S	1,996	7
3,32	11	M	1,980	88
3,241	24	M	1,967	48
3,066	11		1,779	10
3,005	69		1,748	12
2,855	14		1,708	10
2,829	27		1,679	7
2,769	60		1,663	10
2,692	100		1,614	5
2,597	12	M	1,604	21
2,547	36		1,572	5
2,460	6	?	1,541	14
2,421	8	?		

S, Sillimanita; C, Cuarzo; M, Muscovita.

Condiciones de difracción de rayos X: Anticátodo Cu, Filtro Ni, 30 KV, 15 mA, multiplier X16, time const. 2 sec., slits 1°-0,3 mm -1°.

3. Frecuentemente, algunos cristales de sillimanita están limitados exactamente por los bordes de los cristales de estaurolita o cerca de sus márgenes, aunque algunos cristales extienden sus elongaciones atravesando los contornos de los cristales de estaurolita. Pero no hay ninguna evidencia de que la orientación de los cristales de sillimanita esté controlada por la presencia de los cristales de estaurolita.

Según estos resultados se puede considerar que la estaurolita habría cristalizado antes de la sillimanitización.

2.5. Granate

Los cristales de granate, casi todos euhedrales, de color negro castaño, se hallan en el esquisto micáceo cuarcífero y en los rodados de sillimanita. El tamaño de los cristales de granate llega hasta 20 mm. Los siguientes fenómenos pueden observarse al microscopio.

1. Ningún cristal de sillimanita ha sido reconocida dentro de los cristales de granate.
2. Algunas inclusiones se pueden hallar en los cristales de granate, pero la cantidad es pequeña.
3. A veces las venillas de un mineral fibroso, parecido a clorita, que frecuentemente están manchadas de color castaño, están atravesando los cristales de granate. Estas venillas se consideran como un producto de alteración del granate.

El cuadro IV muestra los datos de difracción de rayos X del granate de Tacuil. Según estos datos, este granate pertenece al tipo almandina. Hay poca cantidad de cuarzo y de algún otro mineral contenido en esta muestra ¹.

Según estos datos, se puede considerar que este granate, almandina, había ya cristalizado antes de la sillimanitización, pero después ha sido alterado parcialmente en algún mineral fibroso, a lo largo de fracturas en el mismo.

2.6. Turmalina

Hay dos clases de turmalina: el primer tipo se encuentra en el esquisto o en los rodados de sillimanita; el segundo tipo se puede hallar en las zonas de

¹ Algunas líneas de difracción de rayos X coinciden con las de pirofillita.



Escala : 0 a 0.5 mm

Fig. 3. — Restos de estauroлита. Con analizador. Los cristales aciculares son sillimanita.
E : Estauroлита ; M : Muscovita

CUADRO IV
Datos de difracción de rayos X
de granate de Tacuil

d (Å)	I/I ₀		d (Å)	I/I ₀
4,73	1		1,600	5
4,08	1		1,543	7
3,36	1 C		1,441	2
3,09	1 P ?		1,290	2
2,882	5		1,260	4
2,590	10		1,231	1
2,457	1		1,073	4
2,357	4		1,056	2
2,263	3		1,022	1,5
2,106	4		0,964	1
2,045	1		0,952	1
1,872	4,5		0,949	1
1,665	4		0,938	2

C, Cuarzo ; P, Pirofillita.

Condiciones de difracción de rayos X : Debye-Scherrer camera, dia. 114,6 mm, anticátodo Cu, Filtro Ni, 40 kV, 18 mA.

greisen o en los diques de pegmatita. Las propiedades ópticas de estas turmalinas son las siguientes: (cuadro V).

El cuadro VI muestra los datos de difracción de rayos X y de las turmalinas de Tacuil. Según estas propiedades ópticas y los datos de difracción de rayos X, los dos tipos de turmalinos de Tacuil se cree que pertenecen a la serie "schorlita-dravita".

Microscópicamente los siguientes fenómenos pueden observarse en las turmalinas.

1. La turmalina del primer tipo, encontrada en los rodados de sillimanita o en la roca de caja, tiene forma de euهدral o subهدral, con color negro, pero frecuentemente muestra formas corroídas por sillimanita o muscovita.
2. La turmalina del segundo tipo, hallada en la zona de greisen, muestra forma anhedral muy irregular y frecuentemente la forma de venillas, lo que sugiere que la turmalina de

CUADRO V
Propiedades ópticas de turmalinas

Propiedad	Turmalina en roca de caja (Primer tipo)	Turmalina en zona de greisen (Segundo tipo)
Forma de cristal.....	Prismática	Irregular
Clivaje.....	No se reconoce	No se reconoce
Refringencia.....	$N_o \cong 1,647$ $N_e \cong 1,625$	$N_o \cong 1,656$ $N_e \cong 1,633$
Birefringencia.....	Más o menos 0,022	Más o menos 0,023
Carácter óptico.....	Uniaxial negativo	Uniaxial negativo
Elongación óptica.....	Negativa	No clara
Extinción.....	Paralelo a la elongación	No clara
Pleocroísmo $X' = (E)$	Amarillo verde débil, amarillo pardo débil, verde gris débil, verde débil	Violeta débil, azul débil, castaño débil, gris débil, amarillo débil, verde débil
Pleocroísmo $Z' = (0)$	Verde oscuro, amarillo verde oscuro, verde azul, verde, pardo verdoso	Azul oscuro, pardo oscuro, verde gris, pardo verdoso oscuro, verde débil, pardo amarillento débil

este tipo rellenó los espacios intergranulares o fracturas entre los cristales de cuarzo.

3. En el primer tipo, a veces una escasa cantidad de cristales de sillimanita pueden reconocerse en los cristales de turmalina, pero en el caso del segundo tipo, ningún cristal de sillimanita se asocia con turmalina.
4. Cuando los cristales de sillimanita se asocian con turmalina del primer tipo, a veces los cristales aciculares de sillimanita terminan exactamente en los bordes de los cristales de turmalina y la cantidad de los cristales de sillimanita incluidos en el cristal de turmalina es mucho menor que los que existen fuera de los cristales de turmalina.
5. Hay una tendencia que muestra que la distribución y la orientación de los cristales de sillimanita están controlados por la existencia de los cristales de turmalina.
6. En el caso de la turmalina del segun-

do tipo, una pequeña cantidad de escamas de muscovita y de mineral fibroso fino se asocian con los cristales de turmalina, rellenando los espacios intergranulares del cuarzo.

7. A veces, abundantes inclusiones bastante grandes de cuarzo y muscovita pueden hallarse en los cristales de turmalina del segundo tipo.

Según los resultados descritos, la turmalina del primer tipo probablemente había ya cristalizado antes de la sillimanización, y la turmalina del segundo tipo cristalizó durante la greisenización, reemplazando muscovita, feldespato, biotita, etc., después de la sillimanización.

2.7. Sillimanita

Microscópicamente, la sillimanita ha sido encontrada en todas las secciones delgadas del esquisto micáceo cuarífero, de las venas lenticulares de cuarzo,

CUADRO VI

Datos de difracción de rayos X de turmalinas

Turmalina en roca de caja (Primer tipo)				Turmalinas en rocas de greisen (Segundo tipo)			
d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I/I ₀
6,37	42	2,312	12	6,41	54	2,351	12
4,99	35	—	—	5,00	20	2,307	7
4,62	10	—	—	4,61	20	2,265	7 ?
4,23	65	—	—	4,24	46	2,241	7 C
3,99	55	2,210	7	3,99	43	—	—
3,48	100	2,187	10	3,48	100	2,189	12
3,348	31 C	2,162	12	3,348	72 C	2,164	12
3,015	8	2,123	20 C	3,015	8	2,125	30 C
2,957	90	2,092	6	2,957	86	2,088	8
2,891	5	2,056	15	2,900	7	2,056	16
2,720	5 ?	2,045	55	—	—	2,045	22
2,673	7 ?	2,021	8	—	—	2,024	12
2,620	6	1,992	5	2,620	7	2,000	7
2,579	75	1,975	6 C	2,579	74	1,980	10 C
2,493	7	1,916	47	2,486	13	1,924	26
2,460	8 C	1,901	7	2,456	12 C	1,907	7
2,396	26	1,877	17	2,393	13	1,875	13
2,375	22	1,850	9	2,382	15	1,854	7

C, Cuarzo. Condiciones de difracción de rayos X: anticáodo Cu, filtro Ni, 30 KV, 15 mA, multipler X16, time const. 2 sec., slits 1° - 0,2 mm - 1°, scanning sp. 2°/min., chart sp. 20 mm/min.

y por supuesto, de los rodados de sillimanita sin excepción; pero no puede reconocerse en el gneis de este distrito. Los siguientes fenómenos se pueden hallar con el microscopio en las secciones delgadas.

1. Los agregados tipo fieltro de sillimanita frecuentemente muestran formas meandrosas o sinuosas.
2. Frecuentemente, los cristales aciculares de sillimanita están distribuidos aproximadamente paralelos entre sí, mostrando una distribución parecida a fluidal en los cristales de

muscovita o de cuarzo. Tal distribución de los cristales de sillimanita, generalmente se continúa sin interrupción desde los cristales de muscovita, hasta los cristales de cuarzo que los alojan.

3. Como ya se ha dicho, los cristales de sillimanita a veces muestran los diseños triangulares en los cristales de muscovita.
4. Abundantes escamas finas de sericita se asocian a veces intimamente en los cristales de sillimanita; tales escamas de sericita se orientan, por

lo común, aproximadamente paralelas a las agujas de sillimanita en los cristales grandes de muscovita, de feldespato o de cuarzo. Este fenómeno sugiere que la sericita y la sillimanita cristalizaron muy íntimamente.

5. A veces se puede hallar que los bordes de los granos de cuarzo están limitados por los agregados de cristales de sillimanita, lo que indica que algunos cristales de cuarzo cristalizaron después de la cristalización de la sillimanita.
6. No se sabe con seguridad si la cantidad de sillimanita en muscovita es menor que en cuarzo; pero usualmente los cristales de sillimanita son más frecuentes en los cristales de cuarzo que en los de muscovita.
7. Como ya se ha dicho en el primer informe sobre los yacimientos de Tacuil, se pueden hallar masas de sillimanita blanca bastante pura en las venas lenticulares de cuarzo, mientras que la sillimanita de las venas irregulares en la roca de caja mues-

tra color castaño sucio, causado por la contaminación de biotita, etc.

3. Los fenómenos mencionados arriba sugieren que una cantidad considerable de sillimanita cristalizó en relación con la cristalización del cuarzo, aunque se cree que el cuarzo lo hizo generalmente poco después de la cristalización de la sillimanita.

III. COMPOSICION MINERALOGICA DEL ESQUISTO MICACEO CUARCIFERO Y DEL GNEIS

Los autores midieron la composición mineralógica de la roca de caja y del gneis con una platina de integración. El cuadro VII muestra los resultados de estas medidas.

Según estos resultados pueden reconocerse los siguientes fenómenos:

1. La cantidad de feldespato en el esquisto es muy irregular y mucho menor que en el gneis.

CUADRO VII

Composición mineralógica del esquisto micáceo cuarcífero y del gneis

Roca	Número de muestra	Componentes minerales (% en peso)					
		Cuarzo	Feldespato	Muscovita	Biotita	Sillimanita	Apatita
Roca de caja ¹	01220966	38,8	5,5	25,5	24,7	5,5	—
	02220966	36,0	0,7	15,1	14,2	33,4	0,6
	03220966	46,5	16,0	15,3	20,4	1,8	—
	01270966	48,5	3,4	1,1	17,8	28,8	0,3
	03270966	51,0	6,0	21,7	20,0	1,3	—
Gneis.....	M2	58,6	31,4	0,2	9,6	—	0,2
	M3	47,3	47,0	1,0	4,7	—	—
	M4	34,9	42,3	1,0	21,8	—	—
	M10	46,0	41,4	1,3	10,9	—	0,4

¹ Solamente se midieron los esquistos pobres en sillimanita.

CUADRO VIII

Composiciones químicas del esquistó y del gneis

Roca	Número de muestras	Composición química (% en peso)						Total
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	(Apatita)	H ₂ O	
Roca de caja.	0,120966	64,7	16,8	6,2	10,3	—	2,0	100,0
	02220966	60,7	28,3	3,2	6,0	0,6	1,2	100,0
	03220966	71,7	11,9	6,4	8,6	—	1,4	100,0
	01270966	68,2	21,0	2,4	7,5	0,3	0,6	100,0
	03270966	72,2	12,2	5,4	8,5	—	1,7	100,0
	Promedio		67,50	18,44	4,72	8,15	—	1,40
Gneis.....	M2	82,5	6,8	6,2	4,0	0,2	0,3	100,0
	M3	79,9	9,5	8,5	1,9	—	0,2	100,0
	M4	70,5	10,3	9,3	9,1	—	0,8	100,0
	M10	77,2	9,2	8,2	4,6	0,4	0,4	100,0
	Promedio		77,50	8,95	8,05	4,90	—	0,42

Estos valores se calcularon con las fórmulas siguientes : Feldespato, $KAlSi_3O_8$; Muscovita, $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$; Biotita, $KFe_2AlSi_4O_{10}(OH)_2$; Sillimanita, Al_2SiO_5 .

2. La sillimanita puede encontrarse en el esquistó sin excepción, pero este mineral no ha sido reconocido aún en el gneis.
3. La cantidad de muscovita en el gneis es mucho menor que en el esquistó micáceo cuarcífero.
4. Tanto en el esquistó como en el gneis, se halla una apreciable cantidad de biotita.

El cuadro VIII muestra las composiciones químicas del esquistó y del gneis, obtenidas mediante cálculo sobre la base de la composición mineralógica de estas rocas.

La figura 4 muestra el diagrama ternario de $SiO_2 - Al_2O_3 - (K_2O + FeO + CaO + H_2O)$, conforme con las composiciones químicas del esquistó y del gneis, mostradas en el cuadro VIII.

Según esta figura, el contenido de alúmina en el esquistó es algo mayor

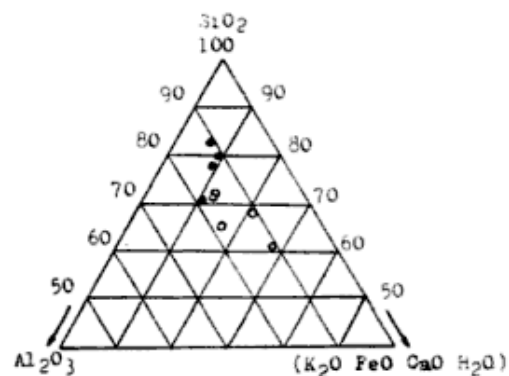


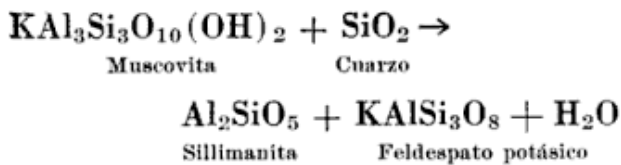
Fig. 4. — Composiciones químicas de esquistó y de gneis. ○ : Esquistó ; ● : Gneis

que en el gneis. Pero este fenómeno no permite afirmar que la composición química de la roca original del esquistó micáceo cuarcífero fue más rica en alúmina originalmente que el gneis, porque las medidas de la composición mineralógica del esquistó solamente se hicieron sobre los esquistos pobres en sillimanita y no se efectuaron sobre las

partes de las venas lenticulares de cuarzo.

IV. CONSIDERACIONES

1. En el primer informe sobre la génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil, se manifestó que los problemas de la falta de sillimanita en el gneis y del mucho menor contenido de feldespato en el esquisto micáceo cuarcífero en comparación con el gneis, quedaban sin resolver. Prácticamente, la cantidad de feldespato en el esquisto micáceo cuarcífero es mucho menor que en el gneis y la sillimanita no se puede hallar en el gneis, como se ha dicho en el capítulo III al tratar de la composición mineralógica del esquisto y del gneis.
2. Se puede considerar comúnmente que cuando la sillimanita cristaliza por la descomposición de la muscovita, puede formarse feldespato potásico, juntamente con sillimanita como sigue:



En esta reacción se puede calcular el volumen de cada mineral como sigue:

CUADRO IX
Volumen del mineral

Mineral: }Muscovita + Cuarzo → Sillimanita + Feldespato			
Volumen (142)	(22)	(50)	(108) }

Este cálculo indica que el volumen del feldespato potásico tiene que ser más del doble del volumen de sillimanita, si esta reacción es completa, aun cuando la roca original

no haya contenido nada de feldespato.

3. Pero como ya se dijo, la cantidad de feldespato en las menas de sillimanita o en las rocas de caja, rica en sillimanita, es mucho menor que la de sillimanita.
4. Frecuentemente, la sillimanita se presenta sin estar asociada a gran cantidad de feldespato, según lo siguiente:
 - i) Brink 1960, informó que la sillimanita se encuentra en un esquisto micáceo, que estaba formado por biotita, andalusita, sillimanita y cuarzo principalmente, en las zonas del metaformismo de contacto de la región Vila Real-Sabrosa Vila Pouca de Aguiar, en el norte de Portugal. Pero la ocurrencia de feldespato en este esquisto se limitó solamente a una zona angosta a lo largo del contacto con granito.
 - ii) Según Mukhorjee 1965, alrededor de la región Rajhar-Ponchi, Bihar, India, se pueden hallar varios esquistos de rocas khondalíticas como sigue: esquisto cuarcífero grafitico sillimanítico; esquisto cuarcífero grafitico almandínico sillimanítico; gneis cuarcífero grafitico sillimanítico. En comunicación personal a uno de los autores del presente trabajo, le informó que el feldespato está generalmente ausente en estas asociaciones de los esquistos; pero raramente se halla microclino solamente en la zona de contacto con las rocas khondalíticas con los intrusivos graníticos.
 - iii) Singh y Misra 1953 informaron que la sillimanita de Rewa y de Assam en India, se forma en esquisto cuarcífero sillimanítico.

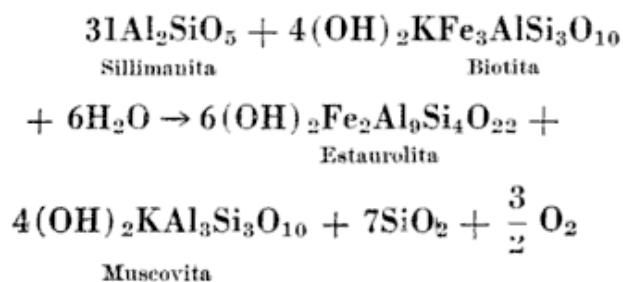
se disuelven mucho más que la alúmina.

Por eso aunque la roca de caja original de los yacimientos de sillimanita de Tacuil contuvo mucho feldespato y biotita, si hubo actividad hidrotermal, causada por el metamorfismo termodinámico, casi todos los feldespatos y algo de biotita pudieron descomponerse y cristalizar sillimanita y muscovita.

12. Como ya se ha informado, la turmalina, estaurolita y almandina en la roca de caja o en las menas de sillimanita, se cree que cristalizaron antes de la sillimanitización.
13. Se considera que los cristales de sillimanita que se hallan en los cristales de turmalina o de estaurolita, cristalizaron por la descomposición de los minerales que los alojan.
14. Se observa, a veces, en los rodados, una zona central de sillimanita pura que hacia afuera presenta algunas impurezas que disminuyen la calidad del mineral. En el límite entre ambas zonas aparece una aureola anular de minerales tales como granate, estaurolita y turmalina. Esta distribución sugiere que estos minerales han cristalizado en relación con la sillimanitización.
15. Según Deer et al 1963, la estaurolita es un producto común del metamorfismo regional y es característico particularmente del esquisto de grado medio derivado de sedimentos arcillosos. En tales esquistos, la estaurolita se asocia con granate almandina, muscovita, cianita y cuarzo. Este es un componente de los gneises, pero no frecuentemente. La estaurolita se forma también en el metamorfismo regional de grado algo menor, y en esta paragénesis frecuentemente se asocia con cloritoides. Esta expresión indica que la estaurolita es

un producto del metamorfismo de los sedimentos arcillosos.

16. Deer et al 1963 también expresaron que la estaurolita pudo ser reemplazada por sillimanita o almandina.
17. Billings 1937 refiere lo siguiente: Los porfiroblastos de sillimanita en una pasta de cuarzo, muscovita y biotita, fueron reemplazados por agregados e cristales finos e estaurolita y e muscovita y la reacción retrógrada posible puede ser como sigue:



Esta reacción puede aplicarse inversamente para la cristalización de sillimanita, a partir de estaurolita y muscovita.

18. Snelling 1957 afirma que el almandina puede cristalizar a partir de muscovita y clorita, por metamorfismo.
19. Según deer et al 1963, el almandina es el granate típico del esquisto granatífero, resultante del metamorfismo regional de los sedimentos arcillosos y el mismo se produce a partir de la descomposición de la mica, para dar granate y feldespato potásico y a partir de la reacción de estaurolita con cuarzo, para dar granate y cianita o sillimanita.
20. La cantidad de sillimanita incluida en muscovita es generalmente mucho que en feldespato o en biotita. Este fenómeno sugiere que la proporción de Al_2O_3 a SiO_2 en estos minerales, proporción molecular de Al_2O_3 a SiO_2 en muscovita es 1 : 2, y en biotita y en feldespato alcalino es 1 : 6, es uno de los fac-

tores importantes que contribuyeron a facilitar la cristalización de sillimanita, consumiendo los componentes de minerales que la alojan.

21. Las cantidades de sillimanita incluidas en la estaurolita, turmalina y en granate muestra una clara relación con la proporción molecular de Al_2O_3 a SiO_2 en los mismos, la proporción molecular de Al_2O_3 a SiO_2 en estaurolita es 9:8, en turmalina es 1:2, y almandina es 1:3, que es bastante similar a la del caso de muscovita, biotita y feldespato alcalino.
22. La fig. 5 muestra la relación entre el contenido de alúmina en feldespato y en (muscovita + sillimanita) del esquisto micáceo cuarcífero y del gneis. Según estos datos resulta claro que el contenido de alúmina en (muscovita + sillimanita) crece con la disminución del contenido de alúmina en feldespato. Este fenómeno sugere que los feldespatos han sido reemplazados por muscovita y sillimanita, consumiendo los componentes de los mismos durante las etapas de mineralización.
23. Frondel y Collette 1957 sintetizaron turmalina (schorlita) usando

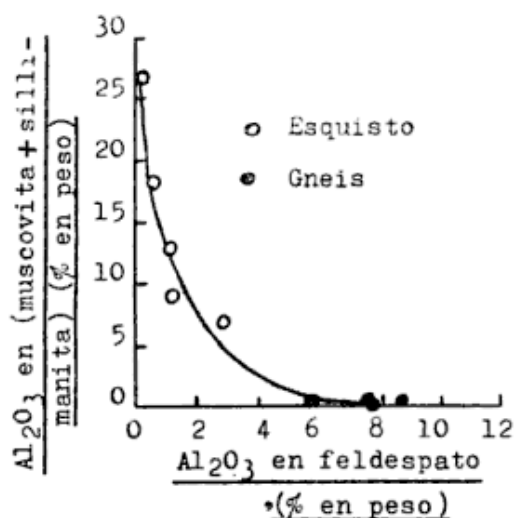


Fig. 5. — Contenidos de alúmina en feldespato y en (muscovita + sillimanita)

temperaturas y presiones de $350^{\circ}C$ y 2000 bars a $550^{\circ}C$ y 700 bars. Michel-Lévy 1949 también informó que las turmalina de varios colores se obtuvieron a $500^{\circ}C$ y 500 kg/cm² de presión del agua.

24. Según Yoder y Eugester 1955 la muscovita puede ser estable a menos de $650^{\circ}C$ cuando la presión del agua es mayor que 1000 atm.
25. Coes, 1955, sintetizó almandina a $900^{\circ}C$ y 10000 atm., pero Yoder 1955 estableció claramente que la almandina puede ser estable a menos de $785^{\circ}C$ aún a presión atmosférica.
26. Abundante cristales de almandina se asocian íntimamente con andalucita en las zonas de granate-andalucita de Sierra Grande, provincia de Río Negro, Argentina, como el producto de un metamorfismo de contacto por un intrusivo granítico¹. Este fenómeno indica que la almandina puede cristalizar en condiciones similares de cristalización de la andalucita, que requiere más baja temperatura y más baja presión que las de sillimanita como se muestra en la fig. 6.
27. Según Richardson et al 1969, las áreas estables de sillimanita, andalucita y cianita se muestran en la fig. 6. Las áreas estables de almandina, muscovita, etc. y las condiciones de experimentos para la síntesis de turmalina, muscovita, almandina etc. se muestran también en misma figura. Según esta figura, es evidente que la sillimanita puede cristalizar a temperatura bastante alta y alta presión de agua; pero la turmalina, almandina, muscovita, etc. pueden cristalizar a menor temperatura y más

¹ El Sr. Edgardo Gelós, del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, está realizando su tesis sobre metamorfismo de contacto en Sierra Grande.

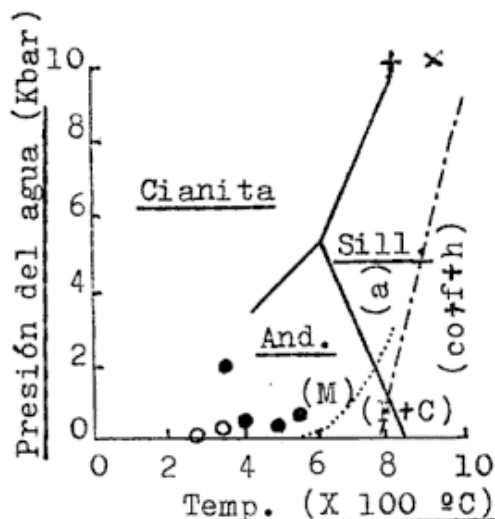


Fig. 6. — Areas estables y condiciones de minerales sintéticos. —: Richardson et al (1969); -.-: Límite del área estable de almandina (a) y cordierita (co) + fayalita (f) + hercinita (h): Yoder (1955-a);: Límite del área estable de muscovita (M) y feldespato (F) + corindón (C): Yoder y Eugster (1955); Sill.: Sillimanita; And.: Andalucita; ●: Turmalina: Michel-Lévy (1949), Frondel y Collette (1957); ○: Muscovita: Morey y Chen (1955), Morey y Fournier (1961); +: Almandina: Coes (1955); ×: Estauroлита: Coes (1955).

baja presión que las del área estable de sillimanita. Además se observa que el feldespato potásico no es estable en alta presión del agua.

V. CONCLUSIONES

Según las consideraciones citadas anteriormente, se pueden formular las siguientes conclusiones sobre la génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil.

1. El material original de la roca de caja de los yacimientos de sillimanita pudieron ser sedimentos arcillosos.
2. Estos sedimentos arcillosos sufrieron un metamorfismo termodinámico, siendo transformados en un esquist micáceo cuarcífero.
3. En la primera etapa del metamorfismo se desarrolló actividad hidro-

termal; la temperatura y la presión del agua no fueron suficientes para cristalizar sillimanita, pero sí para la cristalización de estauroлита, turmalina, almandina y muscovita. Dicha actividad produjo la descomposición de la biotita y el feldespato, disolviéndose sílice, alcalis, MgO, FeO y alúmina, a partir de los cuales cristalizaron los minerales mencionados. Como la sílice se disolvió mucho más que la alúmina, la misma fue concentrada en las partes residuales, formando minerales ricos en alúmina como muscovita, boehmita, etc.

4. Luego la temperatura y la presión del agua fueron más altas y la sillimanita cristalizó en las partes con concentración de alúmina y por la descomposición de muscovita y de los restos de biotita y feldespato. Algo de sillimanita también cristalizó dentro de estauroлита y turmalina, consumiendo los componentes de los minerales que la alojan.
5. Finalmente el SiO₂ disuelta en la solución, cristalizó como cuarzo, reemplazando algo de muscovita, que incluía cristales de sillimanita. Dicha sillimanita no fue reemplazada, pasando como inclusión a los cristales de cuarzo.
6. De estas reacciones resultaron la segregación de sílice, que dio lugar a las venas lenticulares de cuarzo, formándose las masas de sillimanita en estas venas, y los granos de sillimanita y las venas irregulares de sillimanita en la roca de caja.
7. La solución hidrotermal indicada no necesita ser considerada como de origen magmático, porque el agua intersticial en los sedimentos originales puede convertirse en una solución hidrotermal, cuando los sedimentos originales sufren un metamorfismo termo-dinámico.
8. La actividad hidrotermal no pudo actuar suficientemente en el área

del gneis de este distrito, lo que motivó que se mantuviera el feldespato sin disolverse por dicha solución hidrotermal, así como la falta de cristalización de sillimanita y de muscovita en el gneis.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su profundo agradecimiento al doctor Juan C. Uriburo y a los señores Ricardo Dávalos, Carlos Sanjuan y E. Sanjuan por todas las atenciones dispensadas cuando ellos visitaron la mina de sillimanita en Tacuil.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Billings, M. P., 1937. Regional metamorphism of Littelton-Moosilauke area, New Hampshire. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48, pp. 463-564.
- Brink, A. H., 1960. Petrology and ore geology of the Vila-Sabrosa Vila Poucedo-Aguiar region, Northern Portugal. *Comunicações dos Serriços Geológicos de Portugal*, tomo XLIII, pp. 9-140.
- Chapman, C. A., 1952. Structure and petrology of the Sunapee Quadrangle, New Hampshire. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 63, pp. 381-425.
- Chinner, G. H., 1960. The origin of sillimanite in the Glen Clova, Angus. *Journal of Petrology*, vol. 1, pp. 312-323.
- Coes, L., 1955. High pressure minerals. *Ceramic Abstract*, vol. 38, p. 298.
- Deer, W. A.; R. A. Howie & J. Zussman, 1963. *Rock forming minerals*; vol. 1, p. 158, pp. 121-126, vol. 3, p. 69.
- Frondel, C. & R. L. Collette, 1947. Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₂BO₃ solution and its implications in rock metamorphism. *Amer. Miner.*, vol. 32, pp. 680-681.
- Folk, R. L., 1947. The alteration of feldspar and its products as studied in the laboratory. *American Journal of Science*, vol. 245, pp. 388-394.
- Hayase, K. y C. Prozzi, 1966. Génesis de los yacimientos de sillimanita de Tacuil (Salta), parte 1. *Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, tomo 2, págs. 151-171.
- Kimura, M., 1964. On refractory raw material of South Africa Republic. *Refractories (Japan)*, pp. 8-17 (en japonés).
- Michel-Lévey, M., 1949. Synthèse de la tourmalin et de la Jéréméiéwite. *Camp. Rend. Acad. Sci. Paris*, vol. 228, pp. 1814-1817.
- Morey, G. W. & J. M. Hesselgesser, 1951. The solubility of some minerals in superheated steam at high pressure. *Econo. Geol.*, vol. 46, pp. 821-835.
- Morey, G. W. & W. T. Chen, 1955. The action of hot water on some feldspars. *Amer. Miner.*, vol. 40, pp. 996-1000.
- Morey, G. W. & R. O. Fournier, 1961. Decomposition of microcline, albite and nepheline in hot water. *Amer. Miner.*, vol. 46, pp. 638-699.
- Mukherjee, A. D., 1965. Occurrence of graphite around Bhusaria, Palamau district, Bihar. *Bull. of the Geological Society of India*, vol. 2, n° 1, pp. 9-13.
- Richardson, S. W.; M. C. Gilbert & P. M. Bell, 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria. The aluminum silicate triple point. *Amer. Jour. Science*, vol. 267, pp. 259-272.
- Singh, U. B. & M. L. Misra, 1953. Study of Rewa and Assam Sillimanite as glass furnace refractories. *The Refractories Journal*. April 1953, pp. 140-147.
- Smirnov, V. P., 1915. On the question of the influence of humus compounds on the character of the weathering of aluminosilicates. *Kharkov*, (M. A. 2-377).
- Snelling, N. J., 1957. Notes on the petrology and mineralogy of the Barrovian metamorphic zones. *Geological Magazine*, vol. 94, pp. 297-304.
- Tilley, C. E., 1926. On garnet in pelitic contact zones. *Mineralogical Magazine*, vol. 21, pp. 47-50.
- Winchell, A. N., 1951. *Elements of Optical Mineralogy*; vol. 2, pp. 520-521, 522-523, 465-469.
- Yoder, H. S. & H. P. Eugster, 1955. Synthetic and natural muscovites. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, vol. 8, pp. 225-280.
- Yoder, H. S., 1955 a. Almandite garnet stability range. *Amer. Miner.*, vol. 40, p. 342 (abstract).
- Yoder, H. S., 1955 b. Role of water metamorphism. *Geol. Soc. Amer.*, Special paper, vol. 62, pp. 505-523.

Recibido el 23 de mayo de 1969.

HACIA UNA MEJOR COMPRESION DE LA MERCURIMETRIA

POR EVALDO L. KOTHNY

Lafayette - California - EE. UU.

RESUMEN

Se presenta una revisión bibliográfica del ciclo natural del mercurio, procedimientos analíticos y equilibrio entre las tres fases. Se describen procesos físicos y químicos y se exponen nuevos datos y teorías que se relacionan con la concentración y dispersión del mercurio. Se explica un método analítico rápido cuya sensibilidad es de 0.01 partes por millón de mercurio.

ABSTRACT

A bibliographic review about the cycle of mercury in nature, analytical procedures, and equilibrium between the three phases is presented. Physical and chemical processes, and new data and theories related to the concentration and dispersion of mercury are presented. A new brief analytical procedure with a sensitivity of 0.01 parts per million is explained.

INTRODUCCION

Los niveles de concentración del mercurio en la naturaleza y su interpretación son el objeto de la mercurimetría.

Los datos anteriores a 1929, año en que apareció la ditizona (1), habían sido obtenidos por engorrosos métodos de coprecipitación macroanalítica.

Desde que Saukov anunció en 1946 (2) las teorías relacionadas con la dispersión geoquímica del mercurio, la mercurimetría se desarrolló intensamente mediante el uso de la espectrometría (3, 4, 5, 6). Debido a que la medición directa carece de suficiente sensibilidad (7), una separación y concentración por amalgamación es generalmente necesaria (4, 8).

Algunos métodos de extracción emplean complejos coloreados (9, 10, 11, 12)

¹Se mantiene en este trabajo los números entre paréntesis, correspondientes a cada cita bibliográfica, para evitar la repetición de largas, reiteradas y compuestas referencias. — *La Dirección de la Revista.*

que sirven directamente como métodos espectrofotométricos. Pero la mineralización de las muestras y separación de las interferencias es todavía uno de los jalones más difíciles en la determinación del mercurio, debido a la volatilidad de sus compuestos (13, 14).

EL MERCURIO EN LA ATMOSFERA

Las soluciones acuosas evaporan fácilmente su mercurio metálico (15, 16); pero también las soluciones acuosas del sulfuro, óxido, cloruro y complejos húmicos, pierden mercurio por arrastre con vapor de agua. Para el sulfuro, la volatilidad es una función logarítmica dependiente de la humedad relativa. Así por ejemplo a 25° C en aire seco la presión equivale a 0,1 microgramo de Hg por metro cúbico; en aire saturado con vapor de agua, la presión equivale a 5 microgramos de mercurio por metro cúbico. Para el complejo mercuríco-cisteína, la humedad relativa tiene me-

nor influencia y la presión equivalente es de 2 microgramos de mercurio por m^3 en aire seco y de 13 microgramos de mercurio por m^3 en aire saturado con vapor de agua, a $25^\circ C$. El óxido de mercurio tiene una presión equivalente a 2 microgramos por m^3 a $25^\circ C$. Los compuestos menos volátiles de mercurio son el pirofosfato (17) y el fluoruro.

POLVO ATMOSFÉRICO.

En un ambiente conteniendo 20 microgramos/ m^3 de polvo atmosférico y 0,06 microgramos/ m^3 Hg, la concentración en el polvo atmosférico, en el rango de 40 a 60 % de humedad relativa a $25^\circ C$, se encontró como término medio 800 partes por millón de mercurio. Los cálculos permitieron establecer la posibilidad de la presencia del mercurio como sulfuro.

SUELOS.

La adsorción del mercurio por fuerzas Wan der Waals en superficies se encontró de 1,0 mg por m^2 . En los suelos una muy pequeña proporción del mercurio se halla combinado en la biotita (cuadro I) y en la barita (18, 19). Suponiendo un tamaño medio de 10 a 100 micrones para las partículas en la tierra arcillosa, el cálculo del equilibrio con la atmósfera dio una correspondencia casi teórica con el complejo mercurio-cisteína (u óxido) en muestras superficiales. Este dato se corroboró en ensayos con solventes orgánicos.

AGUA Y EPIGÉNESIS.

La solubilidad del mercurio metálico en agua destilada es de 47 microgramos por litro en equilibrio con oxígeno del aire. La solubilidad aumenta en presencia de halogenuros y oxidantes, pero disminuye en presencia de azufre elemental, que generalmente existe libre

en la tierra como resultado de la actividad microbiana anaeróbica. Especialmente debajo de la línea de fluctuación máxima de la napa de agua no se encontró mercurio gaseoso y muy poco del metal disuelto (cuadro I).

Tres aniones existen en la naturaleza que pueden complejar el mercurio y aumentar la solubilidad del sulfuro en condiciones de bajo Eh: el ioduro (20) ($3 \times 10^{-4} M I^-$ aumenta la solubilidad del HgS a $2 \times 10^{-7} M$); el monosulfuro alcalino (21, 22), cuya concentración depende fuertemente del pH (para $Na/Hg = 4$, el log de los mg/litro Hg que se disuelven del HgS es igual a: $1,37 \times pH - 14,3$); la cisteína, que puede considerarse un componente del humus ($10^{-2} M$ cisteína aumenta la solubilidad del HgS a $10^{-5} M$). El óxido, los cloruros y sulfatos, sólo pueden tener importancia local durante dispersiones secundarias, pues la adsorción de productos de hidrólisis a pH 5 a 7 sobre hidrólisis de Fe o Al, puede llegar a 25 ppm de Hg. Debido a esta circunstancia, concentraciones mayores de mercurio sólo viajan cuanto más algunas decenas de metros hasta equilibrarse con los suelos circundantes (23). En las aguas superficiales, aproximadamente la mitad del mercurio se encontró como complejo orgánico, un tercio como sulfosal alcalina y un sexto en forma catiónica (23). En general puede decirse que en aguas superficiales el cociente de concentración agua/suelo es de 6×10^{-4} .

BIOGÉNESIS.

Algunas plantas perennes (24, 25) y los árboles en general, concentran el mercurio hasta 100 veces (26). De ahí que la descomposición de hojas en los bosques, incremente de 2 a 5 veces el nivel del mercurio en la capa superficial, produciendo a veces anomalías erróneas de muestreo (18, 26). Los peces (2) y otros organismos (27) y órga-

nos (28, 29) también tienen capacidad concentradora. Como un resultado del ciclo de la biosfera, los sedimentos que se depositaron debajo de la zona de reducción son más ricos en sulfuros, materia orgánica detrital y metales absorbidos (30).

DIAGÉNESIS.

Los sedimentos primeramente se compactaron y sufrieron un aumento de temperatura moderado, que luego provocó la extrusión de soluciones salinas concentradas y calientes. Estas soluciones fueron capaces de disolver sulfuros de Hg, Fe, Sb, As, y otros metales (Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Sn, Bi, Te, Au, Mo, W) (21, 31, 32, 33, 34, 35, 36). Al mismo tiempo, la materia orgánica que en su proceso fermentativo había producido sulfuro ferroso, sufrió un proceso de hidrólisis, liberando ácido sulfhídrico y otros productos. Las aguas calientes en su reacción sobre feldespatos y carbonatos, generaron aguas hipotermales alcalinas que pueden contener bicarbonatos, sulfhidratos, anhídrido carbónico, amoníaco, metano, hidrógeno y algunos hidrocarburos (21). Durante el escape por fisuras y dilución con aguas telúricas se pudo producir una separación cromatográfica (37) de los sulfuros, carbonatos, etc. La última etapa de esta separación, fue la deposición del cinabrio y minerales accesorios tales como dolomita, ópalo, pirita, ceras y otros hidrocarburos (38), dickita (39), datolita (40), y boratos. Las soluciones alcalinas, sin embargo, no habían podido depositar Pb, Ag, ni tampoco habían transportado los típicos indicadores magmáticos tales como Li, Be, y F.

Si en cambio el emplazamiento se produjo como última manifestación de cámaras magmáticas muy alejadas, el mineral a veces no es HgS. El mercurio puede encontrarse acompañando al Pb, Ag, sulfato de bario, pirita arsenical y antimonita (35, 41).

FORMACIÓN DEL CINABRIO.

Se puede teoretizar que en la mayoría de las deposiciones del cinabrio, las aguas sulfoalcalinas se diluyeron con aguas telúricas conteniendo complejos húmicos del mercurio, de manera que la cristalización se produjo en condiciones de sobresaturación en forma lenta. En ausencia de complejos orgánicos, no se pudo observar la formación de cinabrio y sólo pudo precipitar metacinabrio negro. En deposiciones que ocurren en la actualidad, se pudieron observar además otros procesos: el sulfuro precipitaba por oxidación con aire o por acidificación con anhídrido carbónico de las soluciones sulfoalcalinas. En tales casos el metacinabrio precipitaba primero y ciertas impurezas (Fe, Zn, Se) retardaban la conversión; pero el orden de deposición no cumple una regla, habiendo casos en que ambas variedades precipitaban simultáneamente (22).

FORMACIÓN DEL HALO DE MERCURIO.

El agua puede haber transportado químicamente parte del metal para formar enriquecimientos o aureolas secundarias. Los halos se forman por oxidación supergénica y gradiente térmico (42) de las aureolas primarias y secundarias y se pueden observar a través de más de 300 metros de lastre por extensiones de 0.3 a 3 km. La característica de difusibilidad gaseosa del mercurio, el cambio estacional del nivel del agua y los cambios de presión horarios y diarios, bombean el vapor de mercurio a gran distancia del foco primogénico (43), a veces a lo largo de fallas, fracturas y conformidades (2) y los halos pueden haberse modificado por intensa mezcla por erosión de las rocas y sedimentos accesorios. Eventualmente la humedad y el oxígeno fijan parte del mercurio gaseoso en las partículas arcillosas, manteniendo un equilibrio (véase Suelos). Halos de mercurio se han observado en mineralizaciones de Ag,

Zn, Pb, Sb, Cu, W, Mo, Au, Nb, Ta y ciertas pegmatitas (26, 32, 43, 48).

MUESTREO.

El muestreo (6, 14, 49) que se precisa para la mercurimetría no necesita efectuarse en una red tan angosta como para Cu, Pb, Zn, o Mo, debido a la difusibilidad del metal. Una red espaciada unos 300 metros es adecuada. La profundidad de muestreo se halla debajo de la zona A-1, o sea debajo de la capa de humus. Como el halo está prácticamente constituido por mercurio metálico adsorbido, las muestras extraídas pueden perder una gran parte del mismo por secado a temperatura ambiente. Por eso es conveniente tomar las muestras húmedas y mantenerlas en recipientes plásticos con tapa hermética de polietileno.

PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS.

Muchos métodos utilizan una mineralización ácida. Si no se emplea reflujo, una parte del metal se pierde por volatilización. La pirólisis es buena para la separación del metal en ausencia de materia orgánica; pero en su presencia, parte del mercurio es retenido con los pirógenos. Estos pirógenos, y también ciertos hidrocarburos, vapor de agua, ozono y polvo atmosférico, interfieren con la línea de 253,7 nm utilizada para la medición en instrumentos de absorción atómica. Una concentración por amalgamación sobre superficies de metales nobles, no separa las interferencias causadas por pirógenos y algunos hidrocarburos pesados. Estos, en cambio, pueden eliminarse si se hacen pasar los vapores desprendidos por un horno conteniendo un catalizador de oxidación, por ej. óxido de cobre.

Para que el método elegido sea de utilidad, la sensibilidad debe ser por lo menos de 0,01 ppm. Si la sensibilidad es de sólo 0,3 ppm, entonces la mercuri-

metría no tendría valor y sería lo mismo que utilizar el halo de otros metales, como por ejemplo Zn ó Pb (43).

MÉTODO RÁPIDO DE ANÁLISIS GEOQUÍMICO (11, 50).

Se prepara una solución concentrada que luego se diluye para obtener la solución absorbadora con la que se trabaja. Solución concentrada: Disolver 2 gramos de bromato de potasio, 5 gramos de bromuro de potasio y 3,5 gramos de ioduro de potasio en 100 ml de agua destilada. Solución absorbadora: mezclar 5 ml de solución concentrada con 20 ml de ácido clorhídrico 5 M y 20 ml de etilenglicolmonometil éter y aforar a 100 ml con agua destilada. Esta solución se puede usar hasta 2 semanas. Procedimiento: pesar $2 \pm 0,1$ gramo de muestra húmeda sin cernir, echar en un tubo de ensayo, cubrir con 3 ml de solución absorbadora, digerir unos minutos a temperatura ambiente, filtrar por un papel de porosidad media, permitir que todo el líquido pase por el filtro antes de agregar 2 enjuagues de 2 ml de solución absorbadora. El filtrado se decolora con una pizca de bisulfito, pero no debe agregarse un exceso demasiado grande. Agréguese 3 gotas de violeta cristal al 1% en etilenglicol monometil éter, agítese y agréguese 5 ml de tolueno libre de azufre. Mezclar invirtiendo el tubo de ensayo suavemente 20 veces. Con una pipeta con pera de goma quitar la capa de tolueno y filtrarla por papel de porosidad media, de 7 cm de diámetro, directamente dentro de la cubeta del espectrofotómetro. Medir la absorbencia a 600 nm. Si la célula utilizada fue de 10 mm, el valor hallado multiplicado por 7 dará los ppm de mercurio (u oro) de la muestra. Si se desea compensar por la presencia de oro, las muestras para el blanco se calcinan al rojo sombra (600-800° C), con lo que se volatiliza la totalidad del mercurio.

CUADRO I
Abundancia natural

Aire oceánico	0,6 × 10 ⁻³ µg/m ³	(7)
Aire continental.....	1-3 × 10 ⁻³ »	(15)
Aire urbano (San Francisco Bay).....	3-8 × 10 ⁻³ »	(7)
Aire de laboratorio (Berkeley).....	60-5000 × 10 ⁻³ »	
Aire sobre zonas mineralizadas	1-80 × 10 ⁻³ »	(45, 46)
Aire industrial, máximo recomendado	50 µg/m ³	
Vapor de fumarolas volcánicas	2-200 »	(54)
Gases de combustión (18 % CO ₂ de carbón con 0,3 ppm Hg)	40 »	
Agua superficial, sobre mineralizaciones.....	0-10 µg/litro	(16)
Agua subterránea, sobre mineralizaciones	60-100 »	(31)
Agua superficial, zonas volcánicas.....	0,5-8 »	(20, 51)
Agua superficial, areniscas (Mioceno).....	0-12-0,15 µg/litro	
Agua subterránea en una mina de Hg	0,05 »	
Agua oceánica	0,01-0,3 µg/m ³	(2, 43)
Agua de lluvia.....	0,2 »	(2)
Granito, serpentina, sulfuros ígneos, pegmatitas, areniscas.....	0,01-0,09 ppm	(18)
Sedimentos del Mioceno (Lafayette).....	0,05-1,0 »	
Pórfiros.....	2-3 »	(51)
Rocas efusivas.....	0,31-1,2 »	(52)
Formación Merthen, California (efusiva).....	0,25-0,55 »	
Serpentina (The Geysers, California).....	0,00-0,06 »	
Pizarras oscuras.....	0,2-0,4 »	(18)
Carbones	0,01-10 y más ppm (varias)	
Sulfato de bario.....	0,5-250 ppm	(18, 19)
Yeso y anhidrita	0,1-16 »	(24)
Bitumen.....	5-3000 »	(55)
Fracción biotítica de granodiorita (lake Tahoe, California)	0,8 »	
Depósitos pneumatolíticos	0,01-1 »	(2)
» hipotermales.....	0,01-10 »	(2)
» mesotermales	0,1-1000 »	(2)
» epitermales.....	1-10000 y más ppm	(2)

RESULTADOS

La concentración límite fue de 0,01 ppm. El rango útil fue de 0,1 a 20 microgramos para 5 ml de tolueno y la exactitud del método propuesto fue del 20 %. La equivalencia con métodos de

digestión ácida a reflujo o con separación por calcinación era del 80 %. Valores elevados pudieron correlacionarse con alto contenido de sustancia orgánica. Los mismos resultados se obtuvieron con muestras cernidas por malla 30

CUADRO II
Perfiles sobre zonas mineralizadas

Distancia	Hg en muestra superficial
<i>Silver Creek, Crystal Mountain, Washington, USA. (Mineralización de Ag)</i>	
100 metros río arriba	0,2 ppm
Cerca boca de mina	30 »
100 metros río abajo	20 »
300 » »	50 »
800 » »	2,5 »
1500 » »	1,0 »
<i>Calico, Yermo, California, USA. (mineralización de Ag)</i>	
Cerca boca de mina	6,2 » (prom. de 3 valores)
800 metros río abajo	0,57 »
1600 » »	0,21 »
3200 » sobre el llano	0,31 »
A varios kilómetros sobre el llano	0,06 »
<i>Vallejo, Benicia, California, USA (mineralización de Hg)</i>	
300 metros al este de la falla	0,0n » (prom. de 3 valores)
200 » »	0,1 » »
100 » »	0,2 » »
Sobre la falla	0,6 » »
100 metros al oeste de la falla	0,2 » »
200 » »	0,1 » »
300 » »	0,0n » »
<i>The Geysers, Sonoma, California, USA. (provincia del mercurio)</i>	
Sobre la falla	11 » (prom. de 6 valores)
3 kilómetros de la falla	5 » (» de 2 »)

tanto como 200. Digestiones ácidas en las que se libera cloro elemental, han dado valores elevados debido a la formación de compuestos clorados orgánicos, que dan una reacción similar con el violeta cristal. Algunos de los resultados han sido incluidos en los cuadros I y II.

**LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO**

1. F. J. Welcher, 1955. *Org. Analyt. Reagents III*, 511. Van Nostrand, New York.
2. A. A. Saukov, 1953. *Geochemie*, Verlag Technik, Berlin.
3. E. A. Sergeev, 1961. *Internat. Geol. Review*, 3, (2), 93.

4. W. W. Vaughn and J. H. McCarthy, Jr., 1964. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501 D, D 123.
5. W. W. Vaughn, 1966. U. S. Geology Survey Report 540.
6. M. Dall'Aglio et al., 1966. L'Industria Mineraria, XVII, 391.
7. S. H. Williston, 1968. Jour. Geophys. Res. 73 (22), 7051.
8. H. Brandenberger and H. Bader, 1967. Helv. Chim. Acta 50, 1409.
9. R. Vanossi, 1948. Anal. Asoc. Quím. Arg. 36, 93.
10. M. D. Morris and L. R. Whitlock, 1967. Anal. Chem. 39 (10), 1180.
11. E. L. Kotny, 1969. The Analyst 94 (1116), 198.
12. F. N. Ward and J. B. McHugh, 1964. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 501 D, D 123.
13. J. C. Merodio, 1961. Anal. Asoc. Quím. Arg. 49, 225.
14. M. Dall'Aglio and R. Gragnani, 1966. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A. LXXIII, 553.
15. S. H. Williston, 1968. Comunicación personal.
16. M. Dall'Aglio, 1966. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A; LXXIII, 577.
17. Fr. Pat., 1965. 1.402.090 junio 11, 1965; Appl. abril 29, 1964. C. A. 63, 12719 g.
18. Jack Green, 1959. Bull. Geolog. Soc. America 70. Geochemical Table for 1959.
19. E. Preuss and H. Ziehr, Z., 1965. Erzbergbau Metallhüttenw. 18 (3), 124 (1965); C. A. 64, 13922 f.
20. M. A. Karasik et al., 1965. Geokhimiya 1965 (1), 117; C. A. 62, 7499 a.
21. G. F. Becker, 1888. Geology of Hg deposits of the Pacific Slope - U. S. Geol. Survey.
22. F. W. Dickson and G. Tunell, 1959. American Mineralogist 44, 471, ibidem. American Jour. Sci. 256, 654, 1958.
23. A. G. Dvornikov, 1968. Dokl. Akad. Nauk. SSSR 178 (2), 446, 1968; C. A. 68, 80357 p.
24. M. A. Karasik, 1964. Byul. Nauchn. Tekhn. Inform. Min. Geol. i Okhrany Nedr. SSSR, 1962 (1), 60, C. A. 60, 11761 h.
25. I. Hauskrecht, J. Hajduk, 1966. Biología (Bratislava), 21, 9, 676.
26. H. V. Warren, R. E. Delavault, J. Barakso, 1966. Econ. Geol. 61, 1010.
27. Chem. Engineering, 1966, 45 (Diciembre 19, 1966).
28. M. M. Joselow, L. J. Goldwater, S. B. Weinberg, 1967. Arch. of Environm. Health 15 (1), 64.
29. State of Calif., 1960. Dept. of Publ. Health, report 35 (mayo 17).
30. U. P. Fedorchuk, 1961. Geochemistry (10), 1010.
31. V. N. Znamirovskii, 1967. Sov. Geol. 9 (12), 11, 1966; C. A. 66, 57758.
32. R. L. Erickson et al., 1964. U. S. Geol. Survey Bull 1198 A, 26 pp.
33. P. A. Christopher, 1966. Econ. Geol. 61 (5), 897.
34. N. G. Tyurin, 1965. Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geol. 30 (8), 40 (1965); C. A. 63, 12922 g.
35. M. A. Karasik et al., 1967. Sov. Geol. 7 (10), 66 (1964); C. A. 67 92687 p.
36. G. A. Bulkin, O. N. Lepilin, 1965. Geokhimiya 1964 (11), 1193; C. A. 62, 3817 c.
37. A. S. Ritchie, 1966. Advances in Chromatography 3, 119.
38. W. W. Bradley, 1918. Quicksilver resources of California. Calif. State Mining Bureau.
39. A. F. Gorovoi, 1968. Dopov. Akad. Nauk Ukr. RSR, Ser. B 1968, 30 (7), 619; C. A. 69, 98348 s.
40. N. N. Makarov and R. G. Sizova, 1967. Zap. Vses. Mineral. Obschest. 96 (3), 336 1967; C. A. 67, 92697 p.
41. G. M. Utekhin and I. R. Belous, 1967. Zap. Vses. Mineral. Obschest 95 (6), 665 1966; C. A. 66, 67820.
42. M. A. Karasik, L. I. Gerasimova, 1967. Dokl. Akad. Nauk. SSSR 173 (4), 919 1967; C. A. 67, 23899 x.
43. J. H. McCarthy et al, 1969. Geol. Survey Circ. 609.
44. N. A. Ozerova, 1959. Geochemistry 7, 793.
45. S. H. Williston, 1964. Eng. and Mining Jour. 165 (5), 98.
46. H. E. Hawkes and S. H. Williston, 1962. Min. Congr. Jour. 48 (12), 30.
47. F. Kishimoto et al., 1965. Kozan Chishitsu 13 (5), 243, 1963; C. A. 62, 10231 e.
48. Matti Tavela. Div. of Mines and Geol. of California, comunicación personal.
49. H. E. Hawkes and J. S. Webb, 1962. Geochemistry in Mineral Exploration, Harper and Row, N. York and Evanston.
50. Chem. and Eng. News, 1969. Abril 14, pág. 37.
51. B. Z. Zantashvili, 1965. Geokhimiya 1966 (3), 357; C. A. 64, 17267 b.
52. N. V. Buturlinov, V. A. Korchemagin, 1968. Geokhimiya 1968 (5), 640; C. A. 69, 21055 m.
53. M. K. Pakter et al., 1968. Khim. Tverd. Topl. 1967 (6), 145; C. A. 68, 71081 s.
54. N. Kh. Aidinyan, N. A. Ozerova, 1967. Sovrem. Vulkanizm. (Moscow, Nauka), 1, 249 1966; C. A. 66, 31061 n.
55. M. A. Kashkai, T. N. Nasibov, 1968. Geokhimiya 1968 (9), 1132; C. A. 69, 108745 k.

Recibido el 15 de Junio de 1969.

ADDENDA E CORRIGENDA A LA LISTA DE SOCIOS

En el N° 4 del Tomo XXIV, pág. 419 y siguientes, dice:

Cavalié, Casimiro (no comunicó su dirección postal). Ahora es: Yapeyú 73, dep. 8 P. B. Cap. Fed.

De Alba, Enrique, Libertador 2887, Florida. Léase Libertad 2887, Florida.

De la Motta, Héctor, Salta 672 Y. P. F. Godoy Cruz, Mendoza. Actualmente es French 2262, 2° B, Capital Federal.

Fuschini, Mario Carlos (no comunicó su dirección postal). Actualmente es Rivadavia 530, San Luis.

González Uriarte, M., actual dirección postal: Corrientes 78, Bahía Blanca.

Guichon, Martín E., actual dirección postal: Calle 64 N° 619, dep. 2, La Plata.

Kerlleñevich, Sara C., Las Heras 185, Bahía Blanca, su dirección actual es: INTA, C. C. 128, Paraná (Entre Ríos).

Leguizamón, María A. 60 N° 781 La Plata, ahora: María A. Leguizamón de Auriemma, Av. Sarmiento y 25 de Mayo, Block D, piso 3° dep. A. San Miguel de Tucumán.

Prozzi, César R., actual dirección postal: Córdoba 686, Bahía Blanca.

Raposo, Emilio, Italia esq. 9 de Julio, Cipolletti, Río Negro, actualmente calle Chile 939, Mendoza.

Rivas Rochea, Carlos H. Léase Rivas Roche.

Valencia, Rafael, F., Av. Quintana 16, 7° O. Léase French 2741, 7° G. '

Valdiviezo, Alberto, Chile 939, Neuquén. Debe leerse: Chile 939, Mendoza.

OTRAS

El Correo ho devuelto las siguientes Revistas, por las causas que se indican:

Pedro Kolomi, Complejo Pico Truncado C. C. 467, Comodoro Rivadavia, con la inscripción: ausentóse.

Oscar Revérberi, Martín I. Omar 350, 2° E San Isidro, con la anotación Mudose.

Roberto Kreimer, sin ninguna indicación.

Héctor García, Las Heras 1333, Vicente López, con inscripción ilegible.

Hebe Perel, Chiclana 231, Bahía Blanca, con observación ilegible.

RELACION
SUELO-GEOMORFOLOGIA EN EL VALLE CALCHAQUI
PROVINCIA DE SALTA, REPUBLICA ARGENTINA

POR RAFAEL F. J. VALENCIA¹ Y ALBERTO B. LAGO²

RESUMEN

El conocimiento de la geología y de la geomorfología del Valle Calchaquí es esencial para la comprensión de los suelos de esa región. Se estudiaron las características geomorfológicas y se analizó la geología, a fin de establecer las relaciones entre éstas con los suelos.

Se da una breve reseña de la geología del valle y se establecen las unidades geomorfológicas, sobre las cuales se basa la descripción de los suelos.

Teniendo en cuenta que el área se encuentra bajo un clima árido, esto induce a la aplicación de términos geomorfológicos particulares adecuados a esas condiciones de clima y apartarse por consiguiente y en cierta medida, de los esquemas clásicos tradicionales. Dichos términos pueden ser sin alguna duda, modificados. Se ha pensado que la terminología particular utilizada, permitirá una mejor comprensión de las formas del paisaje.

Los suelos de dicha región son predominantemente Aluviales. Otros son Sierozems, con un horizonte Al incipiente. La influencia del material originario y del relieve son muy evidentes como factores de formación de los suelos. Esto permite establecer con claridad la génesis de los mismos.

Este trabajo surgió como un estudio colateral al levantamiento de los suelos del Valle Calchaquí, que se realizó recientemente a través de un convenio entre el Gobierno de la Provincia de Salta y la Universidad Nacional de La Plata.

Se ha considerado oportuno dar a conocer las informaciones obtenidas sobre la relación suelo-geomorfología de la región, con el objeto de ofrecer una contribución, aunque modesta, a ese tipo de investigaciones.

ABSTRACT

A knowledge of the geology and geomorphology of the Calchaquí Valley is essential to an understanding of its soils.

With this in mind a study of the different geomorphic units as well as an analysis of the geology of the area was made. A resume of the geology is given and the relationship between the geomorphic units is discussed.

Since the climate of the area is arid, it has been necessary to establish some local terms for geomorphic units that differ from the classic terms in use in geomorphological literature. This has been done for the purpose of obtaining a clearer understanding of the various land forms.

Most of the soils of the area are Alluvial. Some of them are Sierozems with a thin Al horizon.

The influence of the parent material and landforms as important factors of soil formation is very evident. Through their analysis the genesis of the soils was established.

¹ Director y Profesor Titular del Instituto de Pedología de la Facultad de Ciencias, Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata.

² Investigador Asociado.

CARACTERISTICAS PRINCIPALES DEL AREA

El Valle Calchaquí o los Valles Calchaquíes (400 km²), como se los conoce vulgarmente, se encuentra ubicado en el sector centro-sur del territorio de la provincia de Salta. Forma parte de un conjunto de valles que nacen en la Puna. A través de este valle, corre el río Calchaquí, que se origina en el nevado de Acay. En el lugar conocido bajo el nombre La Confluencia, este río se une al Santa María para dar nacimiento al de Las Conchas. En la figura 1 se indica la ubicación geográfica del área estudiada.

La región estudiada se encuentra ubicada dentro de la provincia fitogeográfica del Monte, caracterizada por un tipo de vegetación xerófita formada por especies herbáceas, arbustivas y algunos árboles de bajo porte, tales como algarrobos (*Prosopis alba*, *Prosopis nigra*), chañar (*Geoffroea decorticans*), churqui (*Acacia Caven*), etc.

El clima es de tipo desértico, con lluvias que oscilan entre 150 a 200 milímetros anuales y temperaturas medias anuales que varían entre 12° C en la Poma y 18° en Cafayate.

BREVE RESEÑA GEOLOGICA

Si bien es cierto que el conocimiento de la geología del valle es de fundamental importancia en relación con la génesis de los suelos, no es propósito en este capítulo, incluir una descripción de la misma, sino más bien dar una breve reseña de las principales formaciones geológicas conocidas, particularmente las del Cuartario. Lamentablemente no se han hecho descripciones suficientemente completas de estas formaciones.

Se muestra en el cuadro 1, la estratigrafía del Valle Calchaquí. Se han omitido algunos detalles, por no consi-

derarlos de fundamental interés en relación con este trabajo. Por ejemplo, se distinguieron varias secciones de las Formaciones Santa Bárbara y Pirgua que no constan en el cuadro citado.

PRECÁMBRICO

Complejo Metamórfico. — Está constituido principalmente por filitas, pizarras, gneiss y esquistos. Constituye la formación predominante del área.

Se presenta en toda la extensión del valle, en ambos flancos del mismo, a excepción de la zona comprendida entre Angastaco y Palo Pintado, donde el cauce del río corre encajonado entre formaciones terciarias.

Rocas intrusivas. — Constituyen cuerpos batolíticos principalmente de granito rosado y en menor cantidad elementos mesosilícicos. En el sector norte del valle, se presenta entre Palermo y la Angostura, destacándose el ubicado a la altura de Rancagua, sobre la margen derecha del río. Reaparecen entre San Carlos y Tolombón, en forma de potentes cuerpos, particularmente sobre la margen derecha y específicamente a la altura de la localidad de Cafayate.

CRETÁCICO

Formación Pirgua. — Está constituida, fundamentalmente por areniscas arcillosas de coloración rojiza intensa; se presenta entre La Poma y Palermo, sobre ambas márgenes del río. En el sector oriental, aflora como resultado de una falla de corrimiento que se pierde bajo los materiales del Cuartario y en la parte occidental en discordancia con las formaciones precámbricas.

Esta formación, se presenta en reducida extensión y formando pequeñas áreas aisladas, desde las localidades indicadas hasta San Carlos, donde aflora sobre la margen izquierda, emergiendo entre potentes sedimentos del Cuartario.

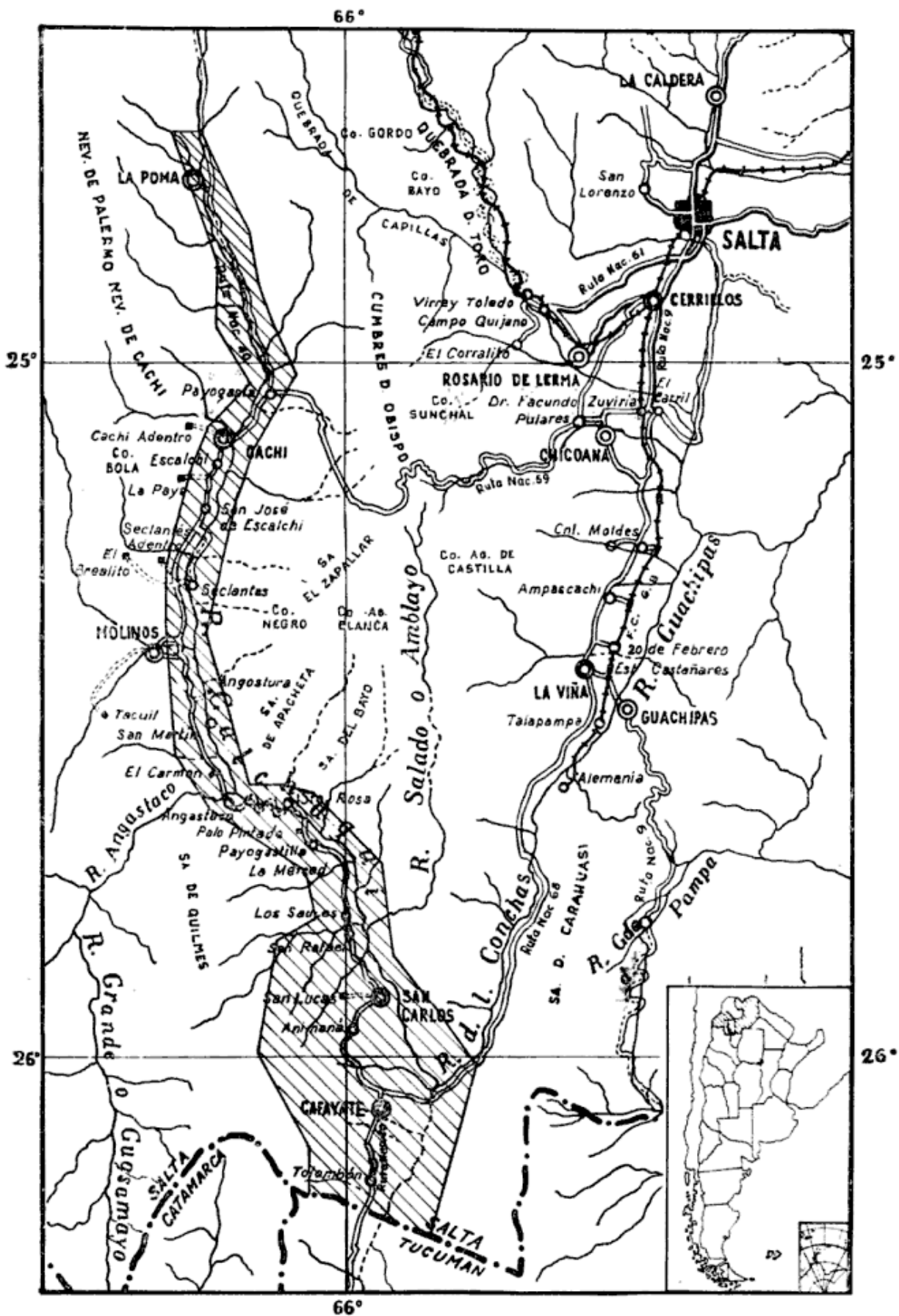


Fig. 1. — Mapa de ubicación

Formación Yacoraite. — Está constituida principalmente por caliza de color amarillento, en gran parte oolítica, con intercalaciones arenosas y ocasionalmente tobíferas. La mayor influencia de los materiales de esta formación, sobre los suelos del valle, se observa en el sector de La Poma y Palermo, donde se relaciona estrechamente con la Formación Pirgua.

Formación Santa Bárbara. — Las areniscas arcillosas y margosas de colores gris verdoso y areniscas-arcillosas rojizas, son los constituyentes principales de esta formación. En las localidades de La Poma y Palermo y entre San Carlos y Corralito es donde alcanza la máxima expresión. Su influencia en el origen de los suelos es grande debido a su gran espesor y a su litología.

TERCIARIO

MIOCENO

Formación Calchaquí. — Está representada por areniscas con intercalaciones arcillosas, tobas, bancos conglomerádicos y margas micáceas. Se encuentra entre las localidades de La Angostura y Angastaco, sobre la margen izquierda del río; entre Angastaco y Palo Pintado, sobre ambas márgenes y entre Palo Pintado y San Carlos, sobre la margen derecha.

Formación Yacumisqui. — Está formada por areniscas y conglomerados de coloración rojo ladrillo. Su extensión queda restringida al flanco oriental del valle, en la localidad de Chimpa, donde los materiales que la constituyen tienen gran influencia en los suelos de ese sector.

Formación Santa María. — Constituida principalmente por areniscas, limos y conglomerados de color rojizo e intercalaciones pardo-grisáceas. Se presenta al sur de la formación anteriormente mencionada y tiene influencias similares sobre los suelos.

CUARTARIO

PLEISTOCENO

Conglomerados de El Zorrito. — Constituidos principalmente por conglomerados grisáceos muy cementados. Se presentan en los faldeos sur y oriental del cerro del mismo nombre. Carece de significación en la formación de los suelos del valle.

Conglomerados de El Paso. — Están constituidos por conglomerados polimícticos con intercalaciones lutíticas. No tienen importancia desde el punto de vista de la formación de los suelos.

Conglomerados Pardo-Rojizos. — La importancia de los materiales de esta formación, en la constitución de los suelos del área es prácticamente nula. Están constituidas por conglomerados grises y pardos polimícticos.

Aluviones aterrizados. — Constituidos esencialmente por sedimentos poco consolidados de granulometría variada. Se encuentran principalmente entre las localidades de La Poma y Cachi y son de importancia en la formación de los suelos de ese sector del valle.

HOLOCENO

Coladas basálticas. — El basalto olivínico es el principal constituyente de esta formación. Se presenta en La Poma, donde efusiones recientes taponaron el valle, lo cual determinó la acumulación de importantes sedimentos lacustres, hacia el sector norte. No tienen mayor influencia sobre la formación de los suelos de ese lugar.

Sedimentos lacustres. — Constituidos por materiales pelíticos, finamente estratificados de color gris blancuzco. Se presentan en La Poma donde su influencia en la formación de los suelos es muy escasa y próximo a la entrada de la quebrada de Las Conchas, donde tiene decidida influencia sobre los suelos de este lugar (Serie Chimpa).

Aluviones aterrazados y acumulaciones de faldeo. — Son sedimentos de granulometría variada, principalmente aglomerádicos, sin síntomas de consolidación. Se encuentran a lo largo del área en estudio y son los materiales que mayor influencia ejercen en la formación de los suelos del valle. El espesor de estos sedimentos es muy variable, dependiendo de la distancia de aporte y del paisaje que sepultan. La constitución litológica depende del elemento erosionado. Predominan materiales del Precámbrico. A medida que los materiales se alejan del lugar de aporte aumenta la selección y disminuye el tamaño de los granos. Se pasa de materiales aglomerádicos al pie de los cerros hasta sedimentos arenoso-limosos, con escasos fenoclastos en la parte distal de los extensos conos aluviales. Estas características son de fundamental importancia en la formación de los suelos del valle.

UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

Para la descripción de las unidades geomorfológicas se han empleado términos que tienen un valor local y que en cierta medida se apartan de la terminología de las obras clásicas. Esto ha sido hecho con el objeto de obtener una mejor comprensión de las formas actuales. Así por ejemplo, se ha introducido el término cubeta lacustre para indicar una forma particular del terreno, caracterizada por una depresión rellena por sedimentos finos. Indudablemente se tropieza con dificultades para la realización de este propósito, sobre todo en áreas, no pequeñas, que presentan abundante superposición de unidades. Así, la superposición de cubiertas detríticas sobre eventuales pedimentos, la cobertura de los extensos conos aluviales y bajadas que sepultan con su parte terminal a las terrazas o la constante acumulación eólica que cubre va-

riadas formas. En el cuadro 2 se indican las unidades geomórficas y los suelos que sobre ellas se desarrollan.

Como puede observarse en el cuadro 2, la distribución de las series de suelos que presentan algunas características en común, van asociadas a unidades geomorfológicas. Las series de suelos asociados a los depósitos de Pie de Monte, se caracterizan por la textura gruesa a media. Por otra parte, en las series dentro de la Terraza Fluvial, predominan las texturas medias a finas que es un aspecto diferencial de importancia en relación con la unidad anterior. En cuanto a las otras unidades, los suelos presentan características propias que los diferencian entre sí. Dentro del área de los terrenos altos (suelos muy excesivamente permeables) no se encuentran suelos con contenido de sales ni álcalis. Presentan las características del gran grupo climático Sierozem (Byles, H.; Kellog, C.; Anderson, H. y Thorp, J., 1938; Joffe, J., 1949). Por otra parte los suelos de los terrenos bajos aluviales en virtud de su posición topográfica y condiciones de drenaje más impedidos, tienen un contenido elevado de sales (Serie El Carmen) y álcali (Serie El Alamo).

AFLORAMIENTOS ROCOSOS

El paisaje de las rocas precámbricas es de grandes bloques. Sobre estas rocas se desarrolla un paisaje de faldeos amplios y poco inclinados en el este, y cortos y abruptos en el oeste. En cuanto a los cuerpos graníticos, presentan formas marcadas y no las típicas de disyunción esferoidal.

Las rocas mesozoicas están muy disecadas. Esto se debe más bien a factores tectónicos que erosivos, aunque éstos contribuyen a acentuar la disección.

Las rocas terciarias, presentan una disección más marcada y revelan mayor desgaste. El desierto árido y desprovisto de vegetación, que se presenta sobre este tipo de roca, contribuye a la forma-

CUADRO 2

Unidades geomórficas y suelos del Valle Calchaquí

	UNIDAD GEOMORFICA	SERIE (Suel.) ¹	GRANDES GRUPOS
TERRENOS ALTOS	Afloramientos rocosos	—	Litosoles
	Depósitos de Pie Monte	Angastaco Brealito Cafayate Corralito Cursos areno-pedregosos ² Cursos pedregosos ² Depósitos coluviales ² San Carlos Seclantás Tolombón	Sierozem Sierozem Sierozem Sierozem Sierozem Sierozem Sierozem
	Guayquerías	Depósitos coluviales ²	
TERRENOS DE TRANSICION	Cono-Terraza	Animaná La Angostura Santa Rosa	Sierozem Aluvial-alcalino Sierozem
	Montículo graviloso	Depósito graviloso ²	
TERRENOS BAJOS ALUVIALES	Terraza de inundación	Cachi Calchaquí Chimpa	Aluvial-salino Aluvial-alcalino Aluvial-alcalino
	Terrazas fluviales	El Alamo El Cármen La Bajada Lorohuasi Monte Redondo Payogastilla	Aluvial-alcalino Aluvial-salino Aluvial-sal.-alcalino Aluvial Aluvial-salino Aluvial
	Cubeta lacustre	El Ciénago	Aluvial-alcalino (gleizado)
DEPOSITOS EOLICOS	Dunas móviles y dunas fijas	Depósitos eólicos ² Médanos	Regosol Regosol

¹ El levantamiento de suelos fue realizado a un nivel taxonómico menor (Tipo y Fases), sin embargo, la Serie se ajusta adecuadamente a los fines de este estudio.

² Tierras Misceláneas.

Nota. — Los trabajos de carteo de suelos fueron ejecutados por personal técnico del Convenio Gobierno de Salta-Universidad de La Plata.

ción de "bad lands" cuya descripción se da más adelante.

Dentro de esta unidad geomórfica, los suelos no presentan desarrollo de perfil y corresponden al grupo de suelos Litosoles.

TERRENOS ALTOS

PIE DE MONTE

a) *Distribución*: Esta unidad geomórfica se encuentra ampliamente desarrollada en el valle, especialmente bajo la forma de conos aluviales que a menudo coalescen. Su máxima expresión la alcanzan entre San Carlos y Tolombón, donde el valle tiene su mayor extensión transversal, y fundamentalmente en el faldeo occidental. Hacia el norte de San Carlos, tanto el desarrollo longitudinal como lateral de los conos es menor, a causa del angostamiento del valle.

Hacia el sur, la mayor extensión de los conos determina su coalescencia y se forman las bajadas. Se destaca la ubicación entre Cafayate y San Carlos, en el faldeo occidental, donde coalescen los conos Yacochuya, San Antonio, Potrerillos, El Durazno, Matancillo y el sector sur del San Lucas. Como los conos, las bajadas van desapareciendo paulatinamente hacia el norte del valle.

b) *Origen*: Estas unidades se originan como resultado de la deposición hidrodinámica de materiales en las desembocaduras de los cursos de montañas. En corte transversal la estratificación es generalmente lenticular; la disminución granulométrica varía desde la parte apical a la distal. El aumento de selección se produce en el mismo sentido. Tanto los fanglomerados como los materiales más finos revelan una mayor precedencia de elementos precámbricos y en menor cantidad material más reciente.

c) *Morfología*: Los depósitos de Pie de Monte se encuentran erosionados

por los cursos de agua que descienden de las serranías. En algunos sectores, como al oeste de la ciudad de Cafayate y en las nacientes del río Yacochuya, este fenómeno es más intenso dando al paisaje una fisonomía particular de terrenos profundamente erosionados. En estudios detallados, esta región se la podría tomar como una unidad geomórfica independiente. A los terrenos de este sector se los incluyó en la categoría de Tierras Misceláneas definidas por la constitución granulométrica de los materiales que la forman.

Los arroyos que cruzan estos depósitos de faldeo, están secos la mayor parte del año; pero tienen fuerte caudal en épocas estivales. Generalmente carecen de tributarios y tienen un marcado paralelismo hasta su desembocadura.

La superficie de la bajada es ondulada en sentido paralelo al frente de montaña. La ondulación está determinada por interfluvios cuya amplitud es variable. La mayor amplitud se encuentra al sur donde los conos están más desarrollados. Los "uadis" son estrechos y poco profundos, en relación a los interfluvios.

Estas formas del relieve se conservarán en tanto no varíen las condiciones actuales de clima. Es de importancia señalar la existencia de una constante deflación que contribuye decididamente al desgaste de estos terrenos.

d) *Suelos*: Aunque más adelante se verá con más detalle los suelos del valle, se incluyen aquí algunas consideraciones directamente ligadas a la unidad. La más destacable es la granulometría y su variación en el perfil, desde los ápices hasta las partes distales. Es así que se pasa de suelos gravillosos con mátriz arenosa gruesa y substrato pedregoso, como la serie Tolombón, hasta los suelos franco arenosos en las partes terminales (Serie Cafayate) (ver figura 2).

La influencia de los materiales origi-

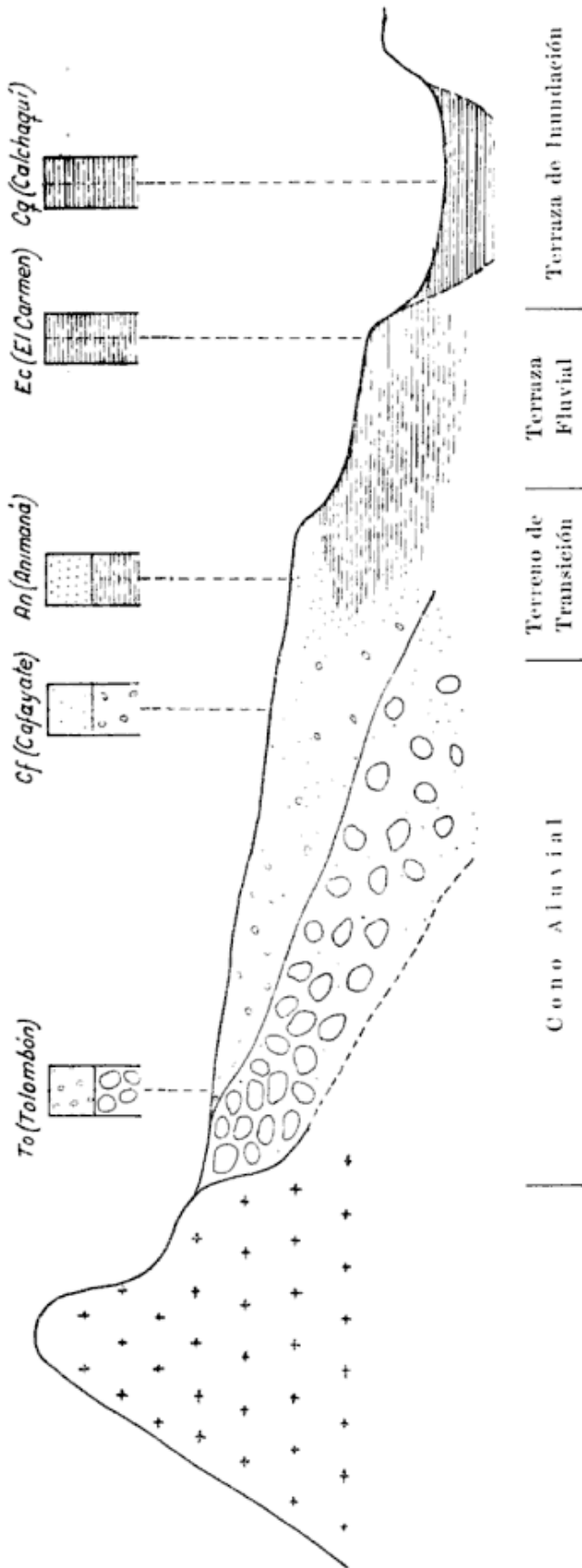


Fig. 2. — Corte esquemático de cono aluvial y terrazas, mostrando la relación suelo-formas del terreno

narios es también evidente en los perfiles que son ácidos, neutros, salinos o alcalinos. En los primeros casos la procedencia es de materiales precámbricos y en los últimos de rocas mesozoicas o terciarias. Los suelos desarrollados sobre los conos y bajadas, ocasionalmente presentan una incipiente horizontalización que expresa una mayor madurez, por lo que fueron clasificados como Sierozems.

GUAYQUERÍAS

a) *Distribución:* Esta unidad está muy restringida en el área. Se presenta sobre la margen izquierda del río Calchaquí y principalmente en Seclantás y Escalchi. Esta posición y la altura relativa mayor de la unidad, determinan que esté drenada hacia el poniente donde el río Calchaquí actúa como nivel de base local.

b) *Origen:* Los sedimentos terciarios son fácilmente erosionables. Además del relieve, contribuye a la formación de esta unidad, la falta de cubierta vegetal protectora, resultante del clima árido y de lluvias torrenciales periódicas que labran continuamente el paisaje determinando una intrincada red de drenaje.

c) *Morfología:* Las guayquerías presentan un paisaje muy disectado de interfluvios muy finos y bien definidos. Tienen abundantes surcos y cárcavas en constante comunicación. El relieve guayqueriano, desde el punto de vista cíclico, es un producto del ciclo fluvial bajo condiciones de clima árido. La presencia de este tipo de relieve, define una paisaje cíclicamente joven.

d) *Suelos:* Por las características geomórficas hasta aquí indicadas, se comprende la imposibilidad del desarrollo de suelos. Estos pertenecen al gran Grupo de Suelos Regosoles muy escasamente desarrollados. La deposición y posterior erosión de los sedimentos es un con-

tinuo proceso que lleva a la constante variación de los perfiles, momentáneamente desarrollados. Estas tierras carecen de valor agronómico.

TERRENOS DE TRANSICIÓN

El pasaje de los terrenos altos a los bajos aluviales es gradual por lo que se establece entre ellos un sector transicional, en donde los depósitos distales de Pie de Monte se traslapan sobre las terrazas fluviales. En este sector, que se definió cono-terrazza, se encuentran las series Animaná, Santa Rosa y Chimpa (cuadro n° 2). La descripción geomorfológica de esta unidad no se detalla, pues se infiere de las efectuadas en forma independiente. En cuanto a los suelos, predominan los desarrollados sobre conos, ya que éstos ocupan la parte superficial. El Montículo Graviñoso que se ha incluido en esta clase de terrenos, se describe en lugar aparte.

TERRENOS BAJOS ALUVIALES

TERRAZA DE INUNDACIÓN

a) *Distribución*: Se encuentra a lo largo de todo el valle. El río Calchaquí nace en el nevado de Acay y se une al Santa María a la altura de Cafayate. Ambos forman el río Las Conchas, que por la quebrada homónima, desagua en el valle de Lerma. En este trabajo se analiza la terraza de inundación desde La Poma hasta Tolombón, que incluye la extensión total del río Calchaquí y una mínima porción del Santa María, en su sector norte.

b) *Origen*: El valle estructural en estudio es el que controló el drenaje de las aguas en el mismo. Los ríos principales ya mencionados han formado terrazas a lo largo de su historia. La Terraza de Inundación es una típica terraza aluvial, rica en grava, arena y aluviones más finos. En la actualidad, los ríos están restringiendo la extensión

areal de su cauce como efecto del ascenso de la región, lo que permite la formación de suelos en los sectores más alejados de la línea de caudal e incluso la implantación de cultivos.

c) *Morfología*: Es poco lo que se puede agregar sobre la descripción de las terrazas de Inundación, a lo ya dicho por diversos autores. Su superficie topográfica es ampliamente familiar.

Tiene las mismas características de amplitud señaladas para las otras unidades geomórficas, es decir, mayor engrosamiento hacia el sur. El ensanchamiento es paulatino y de 30 m de ancho a la altura de La Poma, llega a 800 m en Cafayate. Este ensanchamiento gradual se ve interrumpido en los "estrechos" de Gibraltar, Rancagua y Angastaco, donde existen afloramientos rocosos adyacentes a la línea de caudal. Pese al mayor ensanchamiento en el sector sur, es al norte de Angastaco donde se encuentran cultivos al borde de la terraza actual. La escasez de área aprovechables debido a la menor amplitud del valle, obliga a los productores a utilizar toda superficie agrícolamente apta.

d) *Suelos*: Los suelos son Aluviales, con distinto grado de salinidad y/o alcalinidad. La distancia a las fuentes de origen de los sedimentos, produce una diferencia textural en el perfil que es una característica diferencial en las series descritas en esta unidad. Se pasa así de suelos arenosos (serie Calchaquí) a suelos limosos (serie Chimpa). Las series se diferencian además por su contenido salino-alcalino. Pese a las limitaciones (fundamentalmente presencia de sales y álcalis y gran susceptibilidad al anegamiento), estos suelos, son adecuadamente explotados en su mayoría con pasturas.

TERRAZAS FLUVIALES.

a) *Distribución*: Sin considerar la Terraza de Inundación descripta, son va-

rios los niveles de terrazas identificados a lo largo del valle. Se desarrollan en forma continua en ambas márgenes del río. En el sector norte, antes de llegar al ensanchamiento de San Carlos, son angostas y evidentes. En el sector sur, aunque más amplias y extensas, son de más difícil identificación debido al sepultamiento por los depósitos de Pie de Monte.

b) Origen: Las Terrazas Fluviales se han ido formando a lo largo de la historia del río Calchaquí y constituyeron sus niveles acompañando a la sucesiva elevación de la zona y a los distintos planos de agradación formados por el mencionado río. El término Terraza Fluvial, se lo adoptó porque no se puede definir a las mismas como terrazas puras de erosión o acumulación, por lo menos al nivel de generalización del presente trabajo. Ambos procesos han intervenido en forma sucesiva y en distintos lugares del valle, a medida que se fueron estableciendo las condiciones favorables de formación.

c) Morfología: En toda la extensión del valle son varios los niveles de terrazas y resulta algo dificultoso realizar correlaciones por las numerosas zonas de sepultamiento. Las correlaciones efectuadas no se describen en este trabajo por no ser de interés, al mismo. En el sector San Carlos-Tolombón, hay tres niveles sobre el faldeo occidental. Sus evidencias hacia el nacimiento son escasas, pero una vez detectadas se deduce que las mismas son cíclicas.

Las Terrazas Fluviales son en general planas. En el sector sur son más onduladas por influencia de materiales de aporte desde las cumbres. En el sector norte tienen tendencia a la concavidad. Esto determina una variación de los suelos que sobre ellas se desarrollan.

d) Suelos: Los suelos desarrollados sobre esta unidad son Aluviales, con reacción (pH) variable entre términos neutros a alcalinos. La alcalinidad de

estos suelos es siempre menor a la que se encuentra en la de Inundación. Textualmente, predominan las capas de granulometría fina, siendo ocasionales las series que presentan algún horizonte gravilloso. Son varias las características diferenciales de las distintas series que se encuentran sobre esta unidad geomórfica, pero entre ellas se destaca la textura, salinidad y/o alcalinidad y el material originario. Más adelante se da una descripción de los suelos más importantes dentro de esta unidad, que son de alta capacidad de uso agrícola, pero no muy aprovechados por los pobladores de la región.

CUBETAS LACUSTRES.

a) Distribución: Esta unidad geomórfica particular se restringe a una porción comprendida entre San Carlos y Animaná, conocida por los pobladores con el nombre de el "Ciénago". Otra similar, pero de menor extensión está ubicada en las cercanías de Tolombón.

b) Origen: Es interesante analizar la figura n° 3 para dar una idea de la posible génesis de esta unidad.

En la figura n° 3 se observa que ambas cubetas están separadas por un montículo gravilloso, que más adelante se describe. Este montículo actuó como contrafuerte a la potente acción del agua en su pasaje, fundamentalmente en el momento de apertura de la quebrada de Las Conchas, que permitió el drenaje del nivel de base local existente en la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María. La turbulencia creada en los sectores próximos al montículo, formó las cubetas por ahondamiento. Posteriormente los sedimentos arrastrados por los ríos colmataron estas grandes hoyas.

Quizás llame la atención la mayor extensión de la cubeta norte. Probablemente esa diferencia se deba al desplazamiento de la línea de caudal del río

Calchaquí, que en los últimos años es de oeste a este, es decir contrario a la ubicación de la cubeta; en cambio el Santa María desplaza su curso al poniente, lo que drena y erosiona la cu-

en su centro. La sur, tiene una superficie de 1 km². Es elongada, estando su máximo ahondamiento cercano al río Santa María.

d) Suelos: Los suelos desarrollados sobre estas unidades son Aluviales, con fuerte reacción alcalina. Existen también fuertes indicios de gleización. Se caracterizan por sucesivas capas finamente estratificadas, con marcado predominio de sedimentos pelíticos. La presencia de tanto material fino, es debida a la sedimentación producida en las aguas tranquilas de las cubetas. Existen esporádicamente algunas intercalaciones arenosas, debidas a colmatación parcial de las hoyadas. Aparte de la alcalinidad pronunciada, hay también costras salinas en superficie.

MONTÍCULO GRAVILLOSO.

a) Distribución: Como se observa en la figura 3, esta unidad está ubicada al este de la ciudad de Cafayate. Es de poca extensión. Los suelos no presentan desarrollo del perfil lo que no justifica una descripción detallada.

b) Origen: Las observaciones realizadas y el análisis de los sedimentos que componen al montículo, permiten considerar las siguientes posibilidades en cuanto a su origen: *a)* un enorme albarcón formado por la confluencia de los ríos Calchaquí y Santa María; *b)* un depósito terminal de pie de monte con intercalaciones de material fluvial. Al presente los autores consideran como más factible esta última hipótesis, aunque se estima necesario realizar estudios más detallados para confirmarlo.

c) Morfología: El aspecto de la unidad es el de un enorme montículo con abundante grava superficial, razón por la cual se lo ha denominado montículo graviloso. Su forma general es la de un "domo" con paredes abruptas hacia el noreste, causadas por la erosión del río Calchaquí. Tiene una superficie de

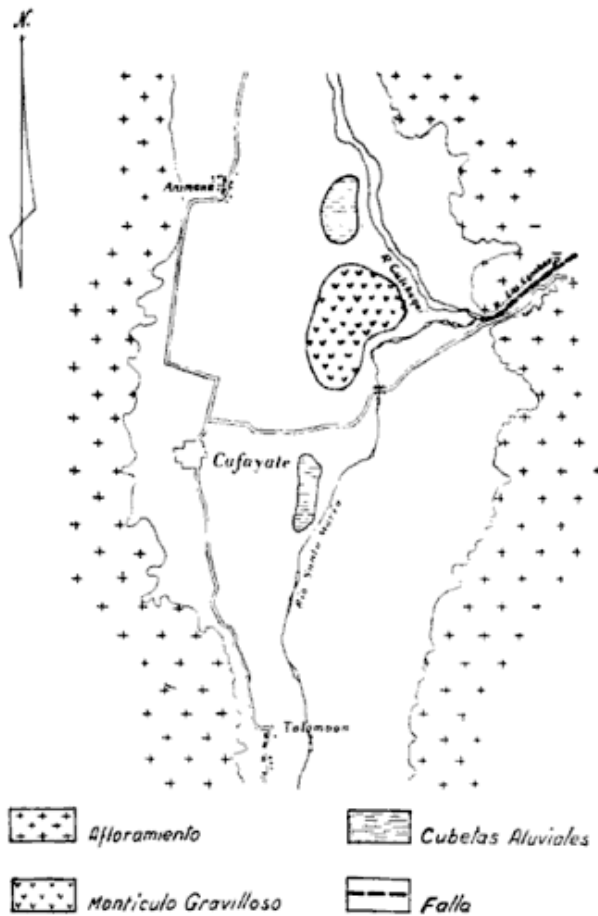


Fig. 3. — Dibujo esquemático mostrando ubicación relativa de Cubetas Aluviales y Montículo Graviloso.

beta. El desplazamiento de los ríos sería atribuible a un movimiento pivotante de reactivación de la falla de la quebrada de Las Conchas. El análisis de las fotografías aéreas permite comprobar el desplazamiento del cauce de los ríos en diversas épocas.

c) Morfología: Las Cubetas Lacustres tienen las típicas formas de un paisaje cóncavo con gran susceptibilidad a ser inundado. La napa de agua oscila entre niveles superficiales y hasta 1 ó 2 m. La cubeta norte es más extensa con una superficie aproximada de 8 km². Es circular con máximo ahondamiento

10 km² y en planta, salvo la disección noreste mencionada, es casi circular. El relieve en su parte elevada es mesetiforme chato, con un pequeño microrrelieve de montículos menores.

d) Suelos: A los suelos de esta unidad se los incluye dentro de las Tierras Misceláneas. El perfil muestra un gran espesor de material gravilloso no consolidado con matrix arenosa, que gradualmente, por pérdida de gravilla en profundidad, se va convirtiendo en arenoso grueso. El perfil es homogéneo y no se evidencian capas de cambio abrupto.

DEPOSITOS EOLICOS

DUNAS MÓVILES Y DUNAS FIJAS

a) Distribución: A estos depósitos se los clasificó en dunas móviles y fijas sobre la base de su relativo estado de consolidación. Esta diferenciación de los Depósitos Eólicos permitirá una mejor comprensión de los suelos que se han formado a partir de los mismos.

Se encuentran ubicados entre Animaná y Chimpa, en el sector amplio del valle. Depósitos individuales se observan también en San Rafael, San Felipe y Payogastilla. Las dunas móviles están cubriendo el camino que une Cafayate con Salta y su avance es continuo hacia aquella localidad. Actualmente la cubierta vegetal está formada por un monte de Algarrobos que se encuentra en vías de desaparecer, lo cual acelera el movimiento expansivo de las dunas.

b) Origen: No es muy precisa la fuente de origen de los sedimentos que constituyen a esta unidad; pero es posible que la misma esté a lo largo de todo el valle. La forma particular del valle, que es angosta hacia el norte y amplio en el sur, determina una deposición de los materiales en las áreas ensanchadas. El cuarzo es el elemento constitutivo principal de esta unidad.

c) Morfología: Las características morfológicas de las Dunas Fijas y Móviles se encuadran dentro de las que presentan estos depósitos de arena, universalmente conocidos. Por este motivo no se ha considerado necesario hacer aquí una descripción de los mismos.

d) Suelos: En las dunas fijas, el perfil de los suelos tienen las características de los suelos Regosoles, aunque muy incipientemente desarrollado, con un horizonte superficial A1 de unos pocos centímetros de espesor, debajo del cual se encuentra un espeso manto de arena, no consolidado, ni estratificado. El horizonte A1, constituye el soporte de una vegetación raquílica y rala.

En cuanto a las dunas móviles, han sido incluidas dentro de las Tierras Misceláneas. No soportan vegetación alguna, y la arena es desplazada constantemente de un lugar a otro por el viento.

SUELOS

El clima árido de la región determina que los suelos del Valle Calchaquí se hayan desarrollado a partir de materiales alterados físicamente. Presentan una estrecha relación con la unidad geomorfológica en que se encuentran. En cuanto a su composición mineral, reflejan las formaciones geológicas que los circundan. Son suelos jóvenes con escasa diferenciación de horizontes (ocasionalmente presentan un incipiente A1). Esta incipiente horizontalización se debe a que los procesos de meteorización química son débiles por la escasa humedad, a la constante renovación de materiales por aporte aluviales, a la intensidad de los procesos erosivos producidos por lluvias torrenciales, que llevan al decapitamiento y al poco aporte de materia orgánica debido a una vegetación dispersa y de poca producción de masa verde. En algunos sectores, donde los factores de formación pueden actuar de manera más constante, se iden-

tifican suelos típicos de zonas desérticas sierozems, ver cuadro n° 2).

Por sus características asociadas a las formas del relieve y composición litológica, las series se agruparon de acuerdo a la unidad geomórfica en que se encontraron. Una vez establecida la distribución por unidades geomórficas, el estudio bajo las influencias de los restantes factores formadores permite una mayor diferenciación, con lo que resultan las series determinadas y que se muestran en el Cuadro n° 3.

Establecido este criterio y analizando los suelos en relación a la geomorfología, se observa que en los depósitos de Pie de Monte, las series presentan una constitución granulométrica en los perfiles que varía gradualmente a medida que se avanza a lo largo de los conos y bajadas. Se pasa así de perfiles puramente aglomerádicos (serie Tolombón) a perfiles sumamente arenosos, con escasa gravilla y con ocasionales horizontes franco limosos (serie Cafayate). La figura n° 2 muestra los perfiles de suelos mencionados entre los cuales existen términos intermedios contemplados en el rango de variabilidad de las series.

Sobre los depósitos de Pie de Monte se observa una diferencia significativa según el material a partir del cual los suelos se formaron. Las series Tolombón y Cafayate se han formado, por ejemplo, sobre materiales provenientes del Precámbrico; la serie Corralito, con mayor influencia de materiales terciarios muestra características diferenciales opuestas a las anteriores. Estas diferencias son fundamentalmente de color, con "hues" (Munsell Color Chart) "más rojizos y mayor "value" y "chroma" y aumento de pH acompañado por abundante presencia de CO_3Ca en forma de concreciones y en la masa del perfil. Hacia el norte de Angastaco, se observa otra diferenciación que es una mátrix fina (franco arcilloso) para los aglomerados en la parte apical

y media de los conos y perfiles netamente arcillosos en sus partes terminales. Esto es debido a que aún subsistiendo la gradación, los materiales originarios son más finos desde las fuentes de origen, lo que determina una mayor diferenciación de series. Los ejemplos de esta variación con material pelítico lo representan las series Brealito y Selantás, suelos arcillosos con aglomerados en un caso y franco arcillosos en el otro.

En los terrenos bajos, donde la sedimentación ha actuado en forma más intensa, acumulando materiales provenientes de áreas distintas, los suelos son de granulometría fina a muy fina y presentan gran acumulación de sales.

En la Terraza de Inundación y en las Cubetas Lacustres donde la cantidad de agua es mayor por encontrarse la napa freática cerca de la superficie, los suelos presentan cierto grado de hidromorfismo. La serie El Ciénago, por ejemplo, está constituida por capas franco arcillosas con intercalaciones franco limosas en fina estratificación y el perfil muestra alta alcalinidad y signos de gleización.

Los suelos de la terraza actual guardan entre sí diferencias granulométricas. Son perfiles poco profundos que siempre apoyan sobre arena fluvial gruesa con gravilla.

Las terrazas fluviales presentan gran variedad de suelos cuyas diferencias fueron establecidas fundamentalmente sobre la base de la granulometría, material originario y contenido salino alcalino. Son suelos muy aptos para la explotación agropecuaria, pero aún no se aprovechan adecuadamente en la región.

GENESIS DE LOS SUELOS DEL VALLE CALCHAQUI

Las características climáticas, de vegetación, material originario, relieve y edad han actuado en forma diferente en

el origen y desarrollo de los suelos del Valle Calchaquí.

Tratándose de un clima desértico, donde las lluvias son escasas, los procesos que conducen a la diferenciación de horizontes son muy débiles. La poca cantidad de agua no penetra profundamente en el perfil, lo que impide reacciones químicas activas y lixiviación. A su vez, los meses de mayor caudal pluviométrico coinciden con los de alta temperatura, por lo que la cantidad de agua efectiva para un proceso pedogenético es baja.

Asociado al clima desértico, se encuentra un tipo de vegetación que aporta muy poca materia orgánica al suelo. Por otra parte, el continuo cambio morfológico debido a fuertes erosiones y acumulaciones que llevan a la modificación de los perfiles, es otro fenómeno responsable del estado juvenil de los suelos.

Esto permite concluir que los factores que decididamente determinan el desarrollo de los suelos en el Valle Calchaquí bajo las condiciones de clima que allí prevalecen, son el relieve y los materiales originarios.

Esta evidencia es bien detectable ya que los procesos de meteorización que actúan sobre las rocas formadoras son exclusivamente físicos que no alteran la composición litológica, aunque modifican la granulometría dando lugar así a los suelos que reflejan estas condiciones.

Por otra parte, las características del relieve del valle condicionaron la estabilidad de estos materiales. El continuo aporte y erosión de sedimentos es controlado por las formas del terreno, que permite el truncamiento o el desarrollo de nuevas capas que modifican sustancialmente y a corto plazo los perfiles.

CONCLUSIONES

1. Los depósitos de Pie de Monte (conos aluviales y bajadas) y los distintos niveles de Terrazas Fluviales son las principales unidades geomórficas del Valle Calchaquí. Estas unidades están acompañadas por otras de menor significado pero de igual implicancia pedológica. Entre estas últimas se destacan las Cubetas Lacustres, Dunas Móviles y Fijas y Guayquerías.

2. Los suelos del valle muestran claramente las características del material originario, a partir del cual se han formado. Una amplia porción del valle se encuentra pedológicamente, en el límite entre suelo y no suelo.

3. La distribución geográfica de los suelos está en relación con las unidades geomórficas.

Afloramientos

Depósito de Pie de Monte
Terrenos de Transición
Terraza de Inundación
Terrazas Fluviales
Depósitos Eólicos

Litsoles

Sierozems
Sierozems
Aluviales + alcalinos
Aluviales + salinos - alcalinos
Regosoles

4. La constante variación de perfiles, debido a continuos aportes y a la erosión, y a la escasa humedad, limitan el desarrollo de horizontes y la evolución de los suelos.

5. El establecimiento de series se basa esencialmente en la granulometría, características mineralógicas de los materiales, presencia de carbonatos, posición en el paisaje y contenido de sales o álcalis.

6. Los suelos del Valle Calchaquí, son en su mayoría azonales en todos los

términos descriptos en la clasificación del año 1949 (Thorp, J. y Smith, G., 1949). Es decir, Litosoles, Regosoles y en su mayor cantidad Aluviales. Estos últimos a su vez, salinos y/o alcalinos en la mayoría de los casos. Se presentan también algunos Sierozems. Según la clasificación de la 7ª Aproximación (USDA, 7th approximation, 1967) todos los suelos están en el orden de Entisoles y en menor proporción Aridisoles. Según esta clasificación, hay gran predominancia en el valle de Quartzpsaments líticos.

Agradecimiento. — Los autores agradecen profundamente al doctor Francisco Fidalgo la lectura del manuscrito y las valiosas sugerencias en relación con los aspectos geomorfológicos del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

1. Byers, H. G.; Kellogg, C. E.; Anderson, M. S. and Thorp, J., 1938. Soils and men. Formation of soil. Yearbook of Agriculture. USDA, USA.

2. Galván, F. A. y Ruiz Huidobro, O. J., 1965. Geología del Valle Santa María. Acta Geológica. Lilloana. Tomo VIII. Tucumán.
3. Joffe, J. S., 1949. Pedology. Pedology Publications. 2 and Edition. New Jersey. USA.
4. Ruiz Huidobro, O. J., 1956. Descripción geológica de la Hoja 8 e Chicoana (Prov. de Salta). DNGM. Boletín n° 89. Buenos Aires.
5. Thorp, J. and Smith, G. D., 1949. Higher categories of soil classification: Order, Suborder, and Great Soil Groups. Soil Science, Vol. LXVII, n° 2, pgs. 117-127. Baltimore. USA.
6. Turner, J. C. M., 1955. Descripción geológica de la Hoja 7 c Nevado de Cachi (Prov. de Salta). DNGM. Boletín n° 99. Buenos Aires.
7. USDA, 1967. Supplement to soil classification (7th approximation). Madison, USA.
8. Vilela, C. R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 7 d Rosario de Lerma (Prov. de Salta). DNGM. Boletín n° 84, Buenos Aires.
9. Vilela, C. R. y García, J., 1956 b. Descripción geológica de la Hoja 9 Amblayo (Provincia de Salta). DNGM. Inédita. Bs. Aires.

Recibido el 5 de enero de 1970.



GEOL. EILIR EVANS MORGAN

El día 5 de noviembre de 1969 dejó de existir, a las edad le 58 años, el Dr. Eilir Evans Morgan.

Nacido en Gaiman (Chubut), era directo descendiente de una de las primeras familias galesas que se radicaron en la Patagonia.

Sus estudios secundarios los realizó en Buenos Aires y luego cumplió todos los cursos de la Escuela Naval Militar, entre 1928 y 1933.

Su inquietud y preparación lo llevaron inmediatamente a incorporarse en 1934 al plantel técnico de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, a la vez que por sus deseos por aumentar sus conocimientos, siguió la carrera de Geología en la Universidad Nacional de Córdoba, graduándose en 1946.

Su actividad profesional se vio muy pronto truncada, cuando en el mismo año y por sus firmes convicciones democráticas debió abandonar YPF. Este hecho no alcanzó a mellar el temple de nuestro colega, quien desde el llano la reinició, desempeñándose en el campo privado, en el cual cumplió hasta 1956 importantes trabajos de Geología Económica, atendiendo problemas de hidrología e hidrogeología en San Juan, Salta, río Paraná, etc., a la vez que se dedicó a la explotación minera en la provincia de Neuquén.

Ya en ese tiempo nació en Evans Morgan una profunda inquietud comunitaria hacia el grupo profesional del cual formaba parte, y así, pocos años más tarde presidió durante varios períodos el Centro Argentino de Geólogos, en el cual desarrolló una intensa actividad, la que culminó con la creación del Consejo Superior Profesional de Geología, ente paraestatal del que fue su primer presidente. En igual sentido, y conseiente del potencial minero de nuestro país, propició la formación de técnicos para tales disciplinas y gestionó la creación de la Escuela Industrial N° 34.

En 1956, al procederse a reestructurar la Comisión Nacional de Energía Atómica para adecuarla al brillante campo nuclear que ofrecía la Argentina, Evans Morgan fue llamado para incorporarse a ese Organismo, en el cargo de Jefe del Servicio Minero.

Es en la Comisión Nacional de Energía Atómica donde nuestro colega encontró un campo propicio para volcar todas sus inquietudes y conocimientos, y así, desde altos puestos jerárquicos, participó activamente en el desarrollo de esta Institución, en la organización de sus sectores mineros, en la redacción de la Ley del Uranio y en los estudios de factibilidad y preinversión para las centrales nucleoelectricas de Atucha (Buenos Aires) y Los Molinos (Córdoba), el primero de los cuales mereció el Premio Olivetti, en el Quinto Congreso Argentino de Ingeniería.

Si ya grandes son los méritos que aquilatara Evans Morgan en su actividad profesional, los mismos se robustecen sensiblemente cuando se recuerdan sus elevadas condiciones humanas y morales, reconocidas por todos los que fueron sus colegas y compañeros de trabajo.

Dr. Pedro Stipanovic

PETROGENESIS DEL COMPLEJO ULTRABÁSICO
DE NOVILLO MUERTO, CORDILLERA FRONTAL, MENDOZA,
REPUBLICA ARGENTINA

POR LUISA MARIA VILLAR¹

RESUMEN

En el presente trabajo se consideran las condiciones en las que ha cristalizado el complejo ultrabásico de Novillo Muerto y sobre la base de las mismas se postula el aspecto termodinámico de la cristalización y se cuestiona el porqué de la paradoja ultrabásica. También se considera la diferenciación del complejo ultrabásico sobre la base de un sistema tetraédrico en el cual se ha reemplazado la anortita por el espinelo y la flogopita sucesivamente.

ABSTRACT

In this paper the conditions in which the ultrabasic complex of Novillo Muerto has been cristalized are considered. These support the theories of the thermodynamic aspect of the cristallization and the ultrabasic paradox. The magmatic differentiation is considered evolving in a tetrahedral system in which the anorthite has been substituted successively by the spinel and phlogopite.

En el número 3 del tomo XXIV de la Revista de la Asociación Geológica Argentina publiqué la descripción del complejo ultrabásico de Novillo Muerto (Villar, 1969). El presente artículo contiene la interpretación de la petrogenénesis de ese complejo (Villar, 1968) sobre la base de los datos experimentales.

La geología del complejo ultrabásico de Novillo Muerto es el resultado de diversos procesos geológicos y petrológicos ocurridos en distintas etapas. El conjunto de procesos petrológicos abarca:

a) Los procesos magmáticos de alta y baja temperatura, o sea todos los que

se ubican en la diferenciación magmática. Los de baja temperatura son los procesos magmáticos póstumos residuales o autometamórficos que ocurren sin aporte de material externo a la cámara magmática. Estos procesos son: serpentinización, tremolitización, flogopitización del ortopiroxeno y brucitización.

b) Los procesos de diferenciación metamórfica producidos en la zona de contacto entre las masas ultrabásicas y las rocas metamórficas de caja. Su principal mecanismo productor es el metasomatismo. En éste, por oposición a lo que sucede generalmente en los contactos de los cuerpos ultrabásicos, predomina el aporte de material externo sobre la redistribución del que se encuentra *in situ*.

¹ Publicación autorizada por las autoridades de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

Uno de los tipos de metasomatismo predominante durante la diferenciación metamórfica, es la fenitización.

CARACTERES DE LOS CUERPOS
ULTRABÁSICOS QUE CONDICIONAN
LA PETROGENESIS

Las características que condicionan el esclarecimiento de la petrogenesis del complejo ultrabásico de Novillo Muerto son:

A) La serpentización escasa de los cuerpos, o sea el predominio cuantitativo de las rocas no serpentizadas.

B) La ausencia de aureolas o efectos de metamorfismo de contacto.

C) La existencia de rocas con estructuras eutécticas indisturbadas, pegmatoides o no.

D) La existencia de una zonación magmática interna indisturbada.

E) Las estructuras y fábricas de rocas ultrabásicas que corresponden a rocas plutónicas profundas.

F) La coexistencia en las harzburgitas de olivina primaria indeformada y enstatita deformada, proveniente de la transformación de aquella.

H) La escasa cantidad de milonitas y rocas deformadas por presiones dirigidas.

I) La concentración de minerales opacos, especialmente los sulfuros de alta temperatura, en las serpentinitas; en la brucita intersticial de las rocas no serpentizadas o en la serpentina de las rocas ultrabásicas apenas serpentizadas.

Sobre la base de las características enunciadas, puede deducirse que:

A-1) Los cuerpos ultrabásicos son pobres o relativamente pobres en agua y se originaron en un magma pobre o relativamente pobre en ella.

B-1) Los contactos de los cuerpos con

las rocas metamórficas son fríos, porque no hubo afluencia de calor a ellos.

C-D-E-1) Las masas magmáticas cristalizaron y se diferenciaron *in situ*.

A y C-D-E-2) El magma originario de esas masas, se intruyó en estado fluido.

F-1) El magma originario se intruyó a gran profundidad.

F-2) Los cuerpos ultrabásicos son masas magmáticas intrusivas profundas.

G-1) La enstatita de las harzburgitas se encuentra deformada, mientras la olivina asociada en ellas no lo está, porque la transformación de la olivina en piroxeno, como cualquier proceso de este tipo, se realiza molécula a molécula. Una molécula de forsterita se transforma en una de enstatita incorporando una de SiO_2 o eliminando una de MgO .

Tanto la incorporación como la eliminación, implica aumento de volumen. La deformación que presenta la enstatita, se debe a que al formarse debió adaptarse al espacio ocupado por la forsterita. Lo cual indica que el magma cristalizó a volumen constante, por lo menos hasta los 860°C .

Por otra parte las estructuras y ocurrencias de los minerales residuales y secundarios (los primeros indeformados rellenan espacios intergranulares y algunos de los últimos deformados y coexistiendo con componentes indeformados), indican que las condiciones de volumen constante se prolongaron probablemente hasta el final de la cristalización.

H-1) El proceso de serpentización y brucitización es autometamórfico y residual, porque el agua es de origen primario ya que arrastra los sulfuros de alta temperatura inmiscibilizados (Howe, 1915) en forma líquida desde el comienzo de la cristalización hasta el final de la misma, cuando se solidificaron al cristalizar la solución acuosa final.

H-2) El cuerpo se serpentizó *in situ*.

Sobre la base de lo inferido, se postulará que:

1. El magma se intruyó en estado flúido y por lo tanto a muy alta temperatura.

2. Los contactos son fríos porque jamás hubo afluencia de calor a ellos.

3. No hubo afluencia de calor a ellos, porque el magma originó una barrera energética entre él y las cajas y porque cristalizó endotérmicamente.

COMPOSICION DEL MAGMA ORIGINAL

La teorización de la naturaleza del magma ultrabásico original, depende del origen que se le atribuya a las carbonatitas que trangreden el complejo de Novillo Muerto y a las rocas alcalinas ultrabásicas.

Si las masas de carbonatitas son foráneas respecto del complejo y del magma ultrabásico, el magma originador del complejo de Novillo Muerto sería pobre en sílice, muy pobre en aluminio, relativamente pobre en agua, muy rico en magnesio, algo menos en calcio y respecto a los contenidos de estos dos elementos, relativamente pobre en hierro ferroso y muy pobre en manganeso. Además tendría contenidos relativamente altos de cromo, hierro férrico, cobre, níquel, zinc y quizá platino. El titanio estaría típicamente ausente y probablemente el oro y el cobalto¹, así como elementos afines a las rocas ultrabásicas alcalinas: el sodio y el potasio.

El manganeso, elemento abundante en las carbonatitas, el cobalto, así como el oro y el titanio, han sido introducidos dentro de los cuerpos por el magma carbonático; aunque los dos últimos pueden haber sido aportados junto con el sodio y el potasio que contaminó parte del magma ultrabásico.

¹ Las trazas de elementos menores que figuran en este trabajo, han sido ubicados sobre la base de la composición de los minerales presentes en las rocas y basados en el análisis químico de las dunitas pegmatíticas.

La presencia de manganeso, oro, titanio, quizá tierras raras, sodio y potasio, son completamente anormales dentro del magma ultrabásico de tipo alpino, aunque son comunes en el de tipo alcalino.

El magma originador de las masas ultrabásicas de Novillo Muerto pudo haber sido ultrabásico y de tipo alpino, en cuyo caso en el curso de su cristalización, fue modificado por alcalinización.

Los orígenes del sodio y del potasio, tienen que ver con aportes alcalinos; pero también pueden haberse originado por contaminación al intruirse al magma durante las primeras manifestaciones magmáticas sódicas de ciclo geosinclinal.

También existe la posibilidad de que el sodio y el potasio sean elementos autóctonos del magma primario ultrabásico, en cuyo caso este sería alcalino. Un magma ultrabásico alcalino sería pobre en sílice y aluminio, rico en magnesio y calcio y relativamente rico en hierro ferroso, sodio y potasio y contendría titanio, hierro férrico, cromo, níquel, cobre, oro, platino y zinc. En este caso la serie de rocas de tipo alpino, se diferenciaría de la serie de rocas de tipo alcalino, a causa de la incompatibilidad entre el sodio y el cromo que se segregarían respectivamente, concentrándose en sendas fracciones del magma ultrabásico. Tanto en este caso como en el de la contaminación alcalina muy temprana, cada elemento, sodio o cromo, regiría la evolución de la diferenciación magmática y la composición de los productos de la fracción del magma en la que se encontraron concentrados.

Si las carbonatitas fuesen una fase segregada (y posteriormente autoinyectada), el magma ultrabásico primitivo sería originalmente muy rico en calcio, manganeso y anhídrido carbónico; estos elementos presentes en exceso permanecerían inmiscibles desde el emplazamiento del magma ultrabásico (probablemente asociados con H₂O u OH-)

en el que constituirían $\frac{1}{3}$ del volumen total de aquel.

A. CONSIDERACIONES FISICOQUIMICAS

El magma como sistema: El magma que estamos tratando difiere en algo de los considerados en la petrología clásica. Sus características fundamentales son pobreza en sílice y paupérrimo contenido de aluminio, elemento litófilo por excelencia. Es la ausencia del aluminio lo que aparta a este magma de una evolución y comportamiento corrientes en la petrología clásica.

La ausencia del aluminio, la pobreza en silicio y la riqueza en elementos alcalinotérreos pesados, implican un magma caracterizado por un exceso de masa catiónica frente a la aniónica y por lo tanto éste, presenta en estado fluido una entropía elevadísima. Sus grupos aniónicos y cationes se encuentran en un estado caótico máximo, antes de la cristalización.

El carácter geoquímico de este magma es también *sui generis*: el silicio es un elemento dualmente litófilo y siderófilo, mientras el magnesio y el calcio son los dos únicos elementos del grupo de los metales alcalinotérreos que presentan un carácter geoquímico dual litófilo-calcófilo. Sus comportamientos se rigen por las proporciones de oxígeno que presentan sus sistemas. Sobre la base de estos caracteres geoquímicos e intuitivamente, puede inferirse la posibilidad de que estos cationes tengan comportamientos aberrantes en el magma ultrabásico y la incompatibilidad química existente entre este y cualquier tipo de caja silícea en la cual se intruye.

B. LA PARADOJA ULTRABASICA. EL PORQUE DE LOS CONTACTOS FRIOS

El magma ultrabásico se emplaza en una cámara magmática y constituye un

sistema cerrado de tipo adiabático, que no tiene ninguna conexión térmica con la roca de caja que lo contiene. Esto sucede porque la energía interna y la entropía del magma son prácticamente infinitas comparadas con las de las cajas. En este caso el desnivel de energía o térmico entre ambos, es tan grande, que la roca de caja en equilibrio se comporta como refractaria. Esto se explica porque el calor interno del magma es tan grande, que en cualquier punto de sus contactos con las rocas de caja, sobrepasa en mucho el calor de fusión instantáneo de éstas; es decir, a la cantidad de calor que el magma suministra en cualquier instante o unidad de tiempo. Al no poder absorber este calor, lo refracta. Luego, entre el magma y la caja, se produce una barrera calórica y al ser el calor una expresión de la energía del sistema, una barrera energética.

El magma dentro de su cámara se encuentra en condiciones plutónicas sumamente profundas (de acuerdo a las estructuras observadas). Las masas magmáticas que se intruyen en estas condiciones refuerzan generalmente zonas donde una disminución de presión hidrostática causada por un desequilibrio de masa (quizá disminución), están alterando las condiciones equilibrio-presión-volumen de la corteza. Los plutones profundos restablecen el equilibrio-presión-volumen-masa de la misma, ejerciendo una vez emplazados una presión igual y de sentido opuesto a la hidrostática. Cristalizan pues a volumen constante y a presión hidrostática constante, y como en el caso de Novillo Muerto, sólo pueden ser afectados en forma limitada por presiones dirigidas de ciclos tectónicos muy posteriores a sus intrusiones; Novillo Muerto está poco o nada afectado por procesos tectónicos; cristalizó a volumen constante y presión hidrostática constante, durante casi toda su historia.

Los sistemas constituidos por los cuernos fueron adiabáticos y evolucionaron

a presión y volumen constante. Es posible que la presión hidrostática haya impedido el intercambio de materia con el exterior, cuando bajó la temperatura del sistema.

Dada su composición y condiciones fisicoquímicas, el magma cristalizó en compuestos de gran energía de ligadura y para ello tuvo que transformar toda la energía de vibración de sus átomos en energía electrostática, cristalizando en forma endotérmica.

C. LA CRISTALIZACION ENDOTERMICA

A fin de averiguar las variaciones térmicas que implican ciertas reacciones químicas y con miras a considerar las posibilidades de que se produzcan en el magma reacciones endotérmicas, se estudiaron termoquímicamente algunas reacciones moleculares afines a las de tipo iónico, que deben ocurrir en el magma ultrabásico.

El cálculo de los calores de reacción se realizó a partir de las entalpías de los compuestos o elementos a 25°C. Con estos valores específicos aplicando la ecuación de Kirkoff, se obtuvieron calores de reacción entre 500 y 1500°C.

Para una reacción:



$$\Delta H_c - (\Delta H_A + \Delta H_B) = \text{calor de reacción}$$

Siendo ΔH_0 el calor de reacción a 25°C y ΔH el que se desea calcular a una temperatura T, la ecuación de Kirkoff expresa:

$$\Delta H_T - \Delta H_0 = \int_{T_0}^T c_p dT$$

y ΔH en función del calor específico a presión constante

$$c_p = \Delta \alpha - \Delta \beta T - \Delta \gamma T^{-2}$$

$$H = H_0 + (\Delta \alpha + \Delta \beta T - \Delta \gamma T^{-2}) dT$$

$$H = H_0 + \Delta \alpha T + \frac{1}{2} \Delta \beta T^2 - \Delta \gamma T^{-1}$$

Es así como se calcularon varios calores de reacción de los ortosilicatos de magnesio y calcio. La formación de un mol de $MgSiO_3$ a 25°C implica la absorción de 0.31 Kcal y a 1553°C la absorción de 3 a 4 Kcal. El $CaSiO_3$ y el CaO presentan a 25°C, calores de formación, es decir de reacción (o sea entalpías) pequeños. Las reacciones que implican la formación de estos compuestos son levemente exotérmicas a 25°C, volviéndose levemente endotérmicas a temperaturas mayores. El calor de reacción del $CaSiO_3$ a 500°C es de +0.58 Kcal. luego la formación de un mol de metasilicato de calcio va acompañada por la absorción de 0.58 Kcal.

Comparando las entalpías de óxidos y metasilicatos de magnesio y calcio, puede observarse que son mayores las de los compuestos de magnesio que las correspondientes a los de calcio y que por lo tanto las reacciones de formación de los primeros son más fuertemente endotérmicas que las similares de los últimos, mientras que las que corresponden al hierro a las mismas temperaturas, son más exotérmicas que las del calcio.

Observando los calores de reacción de los ortosilicatos de calcio y magnesio a varias temperaturas, es posible deducir teóricamente que la cristalización de estos compuestos puede consumir todo el calor del magma. Si un mol de metasilicato de magnesio necesita entre 4 y 5 Kcal para formarse a 1553°C un metro cúbico de piroxeno absorbería miles de Kcal más.

Observaciones

Los calores de reacción del $MgSiO_3$ son: a 25°C (298° K) -0.31 Kcal; a 500°C (773° K) +1,337 Kcal; a 1000°C (1273° K) +1,522 Kcal; los calores de reacción del $CaSiO_3$ son: a 25°C (298° K) -0.21 Kcal a 500°C (773° K) +0.58 Kcal.

PROBLEMAS TERMODINAMICOS
QUE PRESENTA UN SISTEMA FORMADO
POR UN MAGMA ULTRABASICO COMO
EL SUPUESTO ORIGINADOR
DE LOS CUERPOS DE NOVILLO MUERTO

El sistema que constituye el magma ultrabásico es aislado y la cristalización un proceso adiabático que se produce a volumen y presión constantes. Estas condiciones implican un sistema termodinámicamente muy complicado.

Durante la cristalización, el magma evoluciona desde un estado fluido inicial que posee un altísimo grado de desorden, hasta un estado sólido final que comparativamente se caracteriza por un grado de ordenamiento extremo; luego en este proceso irreversible la entropía ha disminuido en lugar de aumentar. De acuerdo al segundo principio de la termodinámica que expresa que la entropía no puede ser destruida, pero sí creada (Sears, 1959, p. 131) y lo expuesto terminantemente por Sears como consecuencia del desarrollo del contenido de la mecánica estadística de Maxwell-Boltzman (Sears 1959, p. 262) "en un sistema aislado, los procesos con disminución de entropía, están prohibidos termodinámicamente hablando". Un sistema del tipo descrito para un magma ultrabásico es imposible o prácticamente imposible, porque implica la destrucción de la entropía del sistema. Si bien en un sistema aislado la entropía puede aumentar o en el límite permanecer constante, interpretando la entropía estadísticamente lo expresado por el segundo principio no es absoluto. Si un sistema se encuentra en un estado de máxima probabilidad o máxima entropía puede producirse ocasionalmente un estado en que la probabilidad y por lo tanto la entropía, sea menor que su valor máximo, "esto es probable para los pequeños cambios y altamente improbable para grandes cambios" (Sears, 1959, p. 152). Aunque estas consecuencias de la estadística de Maxwell-Boltz-

man se refieren a los gases, permiten observar las limitaciones que presentan ciertas leyes físicas en los sistemas más simples en que se constituyen los átomos y esperar limitaciones mayores para sistemas tan complicados como constituyen los magmas.

Aunque el problema termodinámico es igualmente difícil en todos los sistemas magmáticos, debe señalarse que por lo general las masas magmáticas especialmente ácidas y mesosilícicas, no constituyen sistemas aislados.

La naturaleza adiabática de un sistema constituido por un magma ultrabásico del tipo de Novillo Muerto y su evolución a presión y volumen constantes, complican increíblemente el aspecto termodinámico de la cuestión.

El esclarecimiento de la evolución termodinámica de otros sistemas ígneos plutónicos, está dificultado por la existencia de demasiadas variables termodinámicas y algunas exclusivamente geológicas. En un sistema plutónico como el que se trata aquí, las dificultades que impiden el conocimiento de la termodinámica de su evolución estriban en la presencia de demasiadas constantes: P y V y además el calor absorbido nulo ($dq = 0$) y $dS < dq/T$ y entalpía menor que 0, $dH < 0$ (aunque puede ser mayor que 0).

Estas constantes y potenciales condicionan el sistema, restringiendo las posibilidades de ubicarlo termodinámicamente a las siguientes:

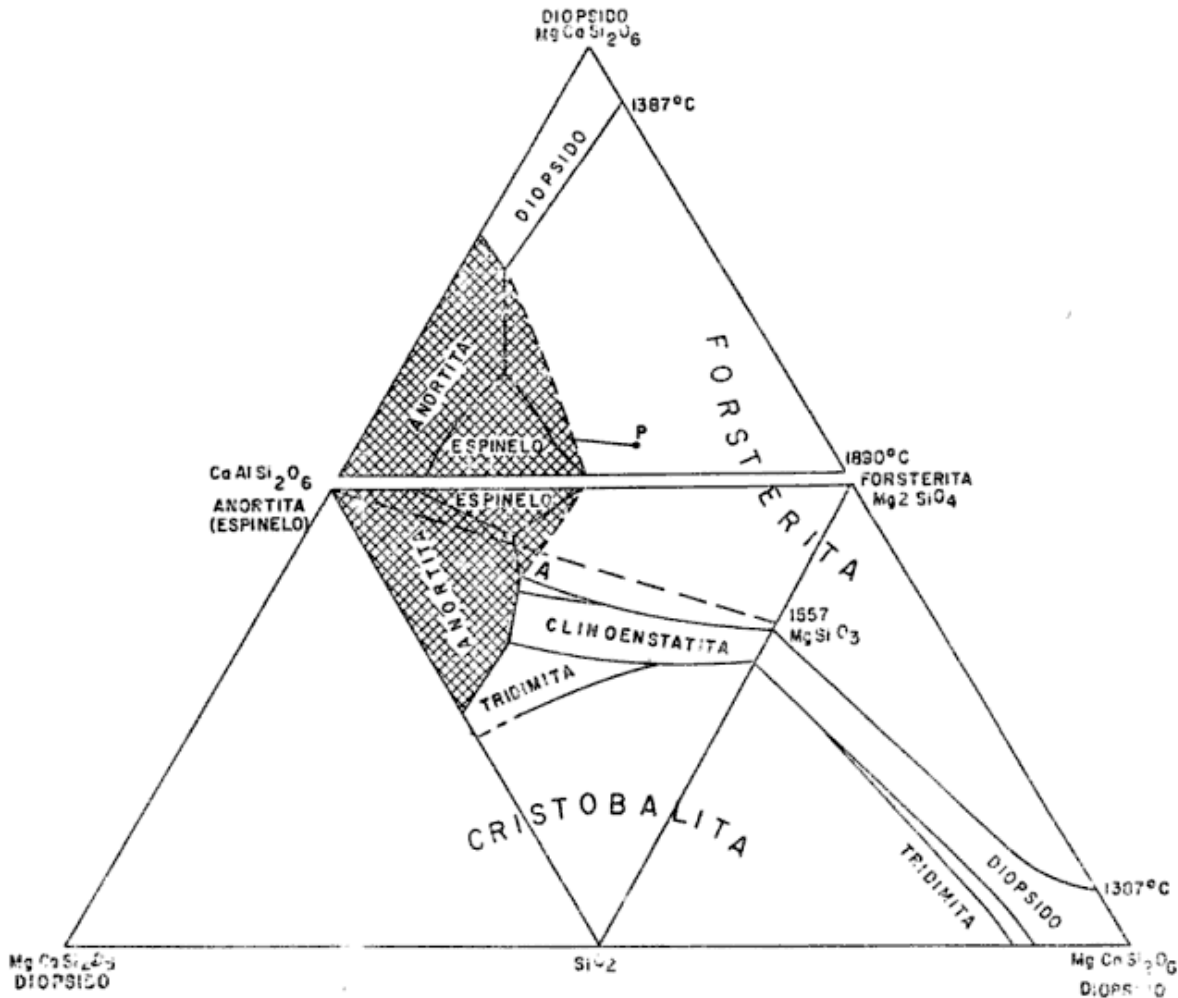
1. Que el sistema evolucione excepcionalmente a entropía constante.
2. Que su evolución vaya acompañada de una disminución de entropía desde su emplazamiento hasta su cristalización total, en cuyo caso el sistema emplazado en la cámara magmática sería sólo una porción de un sistema constituido por la misma y las fuentes del magma (o sea la zona de la corteza o de la tierra donde se ha originado o quizá el geosinclinal con el cual está conectado). Su cristalización estaría en-

LA DIFERENCIACION MAGMATICA

tonces acompañada de un aumento de entropía en dichas fuentes o geosinclinal, incrementándose así la entropía de todo el sistema.

3. Que la disminución de entropía sea aparente y que el estado final de los productos magmáticos del sistema no

El magma ultrabásico parece haberse diferenciado y cristalizado en un sistema tetraédrico diópsido-forsterita-anortita-sílice cuyo diagrama se obtuvo modificando intuitivamente el integrado por los sistemas ternarios investigados



Supuesto diagrama tetraédrico-diópsido-forsterita-spinelo sílice en el cual se muestra el tipo de ampliación que puede tener el campo de espinelo, dentro del magma ultrabásico debe reemplazar a la anortita como componente principal del sistema ternario diópsido-forsterita-anortita.

sea estable sino metaestable y estén conteniendo un gran potencial de desorden en compuestos de orden aparente. Esto parece confirmarse en algunas rocas que se alteran muy fácilmente en serpentina.

4. Que el aumento de entropía del sistema consista simplemente en la disminución de la probabilidad de que ese proceso se vuelva a repetir de acuerdo al principio geológico del uniformitarismo.

por Bowen (1914), Andersen (1915), y Osborne y Tait, (1952).

En la figura aparece el sistema tetraédrico diópsido-forsterita-espinelo-sílice que se ha obtenido reemplazando el componente anortita del sistema clásico, por el componente espinelo. Este diagrama modificado, es simplemente un esquema teórico demostrativo del tipo de sistema tetraédrico en el que

puede evolucionar un magma ultrabásico.

El complejo de Novillo Muerto está constituido por varias facies magmáticas, cada una de ellas petrográficamente homogénea, que ocupan zonas netamente diferenciadas dentro del mismo; a estas facies de rocas, se las agrupa en dos series o conjuntos: las que carecen de flogopita y presentan asociaciones mineralógicas de tipo alpino y las que contienen flogopita y por lo tanto son de tipo alialino o algo alialino.

La serie de tipo alpino está integrada por dunitas, harzburgitas, enstatolitas, wherlitas duniticas, wherlitas y serpentinitas flogopíticas. Presentan evoluciones magmáticas o sea cristalizaciones o diferenciaciones esencialmente similares o paralelas, cuyas divergencias químicas, petrográficas y mineralógicas, están causadas por la segregación mutua o sea fuga o alejamiento mutuo de dos cationes químicamente incompatibles; el Cr^{+++} y el Na^+ que se concentran en dos fracciones magmáticas respectivamente controlando y compulsando al magma, a diferenciarse a través de trayectorias fisicoquímicas paralelas y similares, aunque con características y procesos propios en cada caso.

La presencia del Cr_2O_3 junto con la escasez de sílice y aluminio amplían el campo del espinelo lo suficiente como para obtener la asociación forsterita-espinelo.

Este óxido de cromo favorece el comportamiento catiónico del aluminio, mientras la presencia del Na_2O impulsa al comportamiento aniónico del mismo; es así como en la fracción magmática alcalina, donde se concentra el sodio, el aluminio en lugar de construir espinelos (Al_2O_3 2 MgO) es disuelto por la enstatita de reacción (esto se observa en los cortes), siendo finalmente ambos transformados en un aluminosilicato típico de magmas pobres en sílice y aluminio: flogopita.

El mecanismo de diferenciación de

las series de facies magmáticas que integran zonas dentro del complejo, tanto en las de tipo alpino como alcalino, consiste en la formación dentro del magma, de sucesivos sistemas ternarios inmiscibles entre sí.

Para la diferenciación de la serie de facies de tipo alpino, un magma de composición P comienza a cristalizar en el sistema diópsido-forsterita-espinelo, separándose forsterita y enfriándose a medida que se forman y sedimentan los individuos de olivina. Continúa separándose forsterita y al llegar a la curva bivariante forsterita-espinelo-clinoenstatita (en lugar de forsterita-anortita-espinelo correspondiente al diagrama clásico) donde la forsterita reacciona con el líquido para dar clinoenstatita, ésta reabsorbe al espinelo componiendo moléculas de augita (que integran el ortopiroxeno en muy escasa cantidad) hasta que todo el espinelo es gastado, dando finalmente la asociación mineralógica forsterita-espinelo-enstatita. Al llegar aquí el cromo ha sido utilizado completamente antes de que la mezcla cristalizante alcance el eutéctico final.

Con la separación de las harzburgitas constituidas por esa asociación, se cierra un primer sistema magmático.

La fracción líquida del magma se ha enriquecido en calcio y también en aluminio y silicio, respecto de la primera mezcla cuyo ciclo de cristalización se ha completado; estos aumentos de concentraciones de calcio, aluminio y sílice, así como la ausencia total de cromo, favorecen el comportamiento aniónico del aluminio estableciéndose un segundo sistema que es el responsable de las asociaciones forsterita y diópsido, con incremento progresivo del contenido de piroxeno que fluctúa entre 5 y 100 %.

La evaluación de la zona magmática constituida por forsterita y diópsido, se desarrolla a partir de la formación de wherlitas duniticas o lo que es lo mismo, dunitas con cantidades accesorias de diópsido y cantidades subordinadas hasta accesorias de olivina.

La formación y cristalización de esta zona, no puede explicarse por el sistema diópsido-forsterita-sílice, porque el diópsido que la constituye no es una solución sólida de $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{MgSiO}_3$, sino una solución diópsido-hedenbergita; el mayor contenido de hedenbergita observado en los piroxenos es de 5 moles %. Lo anterior implica que todo el diópsido es prácticamente metasilicato de calcio y magnesio casi puro. Desde ya una mezcla de esta composición, cae fuera del campo del diagrama diópsido-forsterita-sílice.

Se supone que la formación de la zona de wherlitas y sus variaciones, es decir la cristalización de estas facies con sus subfacies, puede responder a otro tipo de sistema ternario distinto de diópsido-forsterita-sílice en el cual entre el Al_2O_3 como componente.

La serie de rocas de tipo alcalino se forma por una diferenciación magmática paralela a la que originan las rocas de tipo alpino; pero responde a sistemas en los cuales a causa de la presencia de sodio, se forma un aluminosilicato: que de alguna forma podría ser equivalente al componente anortita del tetraedro forsterita-diópsido-anortita-sílice.

De lo expuesto puede destacarse que las dunitas cromíticas cristalizan en un primer tetraedro forsterita-cromita-diópsido-sílice y se van separando por sedimentación o gravitación. Cuando todo el cromo ha sido consumido, el magma evoluciona en la curva univariante espinelo-forsterita-clinoenstatita hasta que la forsterita reacciona con todo el líquido para dar clinoenstatita, que contiene escasos moles de augita, porque reabsorbe la molécula de espinelo incorporando al Al_2O_3 .

La forsterita reacciona con el líquido para dar clinoenstatita, cuando la concentración de Cr_2O_3 es escasa o nula y existe un exceso de FeO que debe ser consumido y no puede combinarse totalmente con el Al_2O_3 . Por esto el magma evoluciona en el sentido de la for-

mación de enstatita que absorbe el FeO porque la enstatización de la forsterita es proporcional al exceso de FeO y al defecto de Cr_2O_3 respecto de aquel.

La enstatización se detiene cuando el exceso de FeO es eliminado y ésta es una razón por la cual no afecta en absoluto a las dunitas cromitíferas.

La estabilidad y la alta concentración de Cr_2O_3 son los factores determinantes de la existencia y estabilidad de la zona de dunitas; así como la ausencia del cromo y la metaestabilidad de la molécula de espinelo frente a un líquido enriquecido en sílice por la diferenciación, son los factores causantes de la facies de harzburgitas.

La causa fundamental de la formación de esta última facies, así como de la reabsorción del espinelo por parte de la enstatita de reacción, es que la ausencia del cromo impulsa al comportamiento aniónico del aluminio. Son las concentraciones de CaO y las relativas de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ y SiO_2/MgO las que determinan la formación de una zona de wherlitas. El aluminio aniónico induce al calcio a entrar en los metasilicatos estables y a formar un nuevo sistema inmiscible respecto al ya considerado en el tetraedro forsterita-espinelo-diópsido-sílice, en el cual evolucionaron las zonas de dunitas y harzburgitas, cuyos componentes serían forsterita-diópsido-aluminio y remueven el magnesio en solución.

En este sistema y a medida que disminuye la temperatura y también las concentraciones relativas de MgO/CaO y $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, aumentando el contenido de aluminio que está concentrado preferentemente en estas facies, éste afianza su comportamiento aniónico y no sólo impulsa a combinarse al calcio sino al hierro ferroso; pero mientras en el primer tetraedro que cristalizan y son segregadas las facies de dunitas y harzburgitas, el papel aniónico del aluminio reabsorbido por el piroxeno es una consecuencia del exceso de hierro ferroso (que induce a la formación

de enstatita de reacción) en el segundo sistema forsterita-diópsido-alúmina la combinación del hierro ferroso en los metasilicatos es una consecuencia de la concentración relativamente alta del aluminio y del incremento de su carácter aniónico, que redundará en aumento de su poder de atracción o conducción de cationes bivalentes, a las estructuras de los metasilicatos.

Durante la formación de rocas alcalinas, el sodio impulsa el aluminio a un comportamiento siempre aniónico (quizás a causa de su fuerte electropositividad). Mientras el cromo aumenta la energía de migración del aluminio y lo segrega de sus sistemas, el sodio lo retiene en los suyos y lo anioniza, conduciéndolo a través de la cristalización por combinaciones metaestables (como la enstatita) que a ciertas temperaturas moderadas son destruidas por el sodio mismo, para liberar el aluminio con el que forma un aluminosilicato: la flogopita definitivamente estable.

El sodio también impulsa al hierro ferroso a entrar en los ortosilicatos durante las primeras etapas de la cristalización de las mezclas en las cuales se encuentra concentrado, de tal manera que las olivinas de la serie alcalina, tanto en las harzburgitas flogopíticas como en las wherlitas micáceas, son crisolíticas. El control del comportamiento del aluminio por el sodio, induce la combinación del hierro ferroso en los ortosilicatos como una forma de sacarlo del medio a fin de que aquel (el sodio) pueda disponer en forma exclusiva del aluminio existente en la fracción ultrabásica alcalina formando un aluminosilicato. Esto ocurre porque el hierro ferroso y el sodio, tienen para la coordinación 6 radios iónicos similares, que les permiten reemplazarse mutuamente en los metasilicatos. La tendencia rectora del sodio a formar aluminosilicatos en los magmas básicos, explica que este catión obligue a la fijación tem-

peratura del hierro, a fin de que al bajar la temperatura no alcance concentraciones que disminuyan las del aluminio respecto al sodio y éste actúe como catalizador de la formación de metasilicatos de hierro y sodio, en los cuales entraría finalmente con cierto carácter anfótero.

Ausente el hierro ferroso, el sodio forma aluminosilicatos (flogopita) y metasilicatos (diópsido) que se separan y favorecen la cristalización de los primeros, porque el contenido de aluminio requerido para estabilizar el calcio en estructuras Si_2O_6 en las cuales entra también el magnesio, es catalítico.

Esto parece ser la causa por la cual la serie de rocas alpinas muestra en el diópsido un leve enriquecimiento en hedenbergita o un decremento en su contenido, de por sí escaso: las olivinas asociadas son crisolíticas y muestran un decremento en hierro paralelo al anterior, desde las wherlitas micáceas hasta las diopsiditas pegmatíticas micáceas. Los productos finales de la serie son rocas monominerales constituidas por diópsido puro.

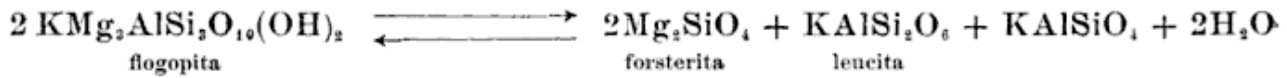
La composición mineralógica de ambas series de rocas parece indicar que la fracción magmática de tipo alpino, no se diferencia respecto al contenido de hierro ferroso, mientras las de tipo alcalino no parecen diferenciarse respecto al contenido de magnesio.

Análisis químico de una dunita harzburgítica flogopítica

SiO_2	41.6	H_2O+	0.2
Al_2O_3	1.8	H_2O-	0.8
Fe_2O_3	2.6	Cr_2O_3	0.1
FeO	7.4	NiO	0.1
CaO	2.4	MnO	no
MgO	42.8	TiO_2	no
Na_2O	0.4	Au	no
K_2O	vest.	Total	100.2

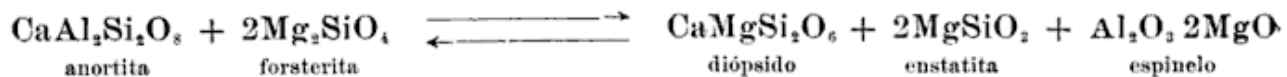
FLOGOPITIZACION DE LA ENSTATITA

La enstatita de las dunitas harzburgíticas micáceas aparece total o parcialmente, transformada en una flogopita



Esta ecuación no expresa el mecanismo de formación de la flogopita del complejo ultrabásico de Novillo Muerto; pero permite postularlo.

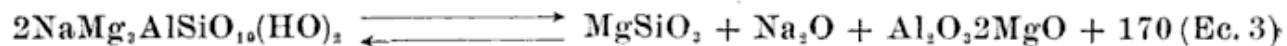
En la ecuación de Yoder y Eugster, la forsterita reacciona con la leucita y un ortoaluminosilicato de potasio y agua, para dar flogopita. En un magma ultrabásico como el originador del complejo de Novillo Muerto, no existen ni feldespatos ni feldespatoides, porque el magma carece de aluminio y sodio como para generarlos. Este presenta un



desplaza el equilibrio hacia la izquierda. La ecuación 2 implica un aumento de volumen del 7% de izquierda a derecha.

Ahora bien las dunitas harzburgíticas micáceas presentan un contenido en sodio relativamente elevado respecto a las peridotitas no micáceas (ver análisis químico) y este contenido de sodio y potasio se encuentra en la flogopita.

La única fuente posible de aluminio



Debido a la presencia del sodio el aluminio se combina con éste, el potasio y el magnesio, para dar flogopita.

En la ecuación 3 la presencia del Na₂O desplaza el equilibrio hacia la izquierda y la transformación de enstatita en flogopita implica un aumento de volumen. Como las diferencias estructurales entre ambas son muy gran-

incolora. Yoder y Eugster (1954) sintetizaron y destruyeron la flogopita a presiones de vapor de hasta 5000 bars estableciendo una curva de equilibrio univariante para la reacción (1):

escasísimo contenido en aluminio que se encuentra combinado en el espinelo (Al₂O₃ · 2MgO). Una de las características de las harzburgitas sobre la cual he llamado la atención, es que los individuos de enstatita de reacción, asimilan parcial o totalmente los cristales de espinelo que engloban (cristales éstos que constituyen bandas en las dunitas estratificadas). Por otra parte, se ha comprobado que la presencia de Na₂O en las rocas basálticas, inhibe la formación del espinelo y en la conocida ecuación (2):

en el magma de Novillo Muerto, es la molécula de espinelo.

En la porción del magma que dio origen a las dunitas harzburgíticas micáceas se concentró el sodio e inhibió la formación del espinelo, favoreciendo la de un aluminosilicato de acuerdo a lo expresado en la ecuación 2.

Como el magma ultrabásico de Novillo Muerto no contuvo suficiente aluminio ni silicio como para constituir un feldespato, el aluminosilicato originado fue la flogopita según:

des, es posible que la transformación haya producido una readaptación del espacio en la dunita, originando compresiones intercrystalinas que causaron la cataclasis de la olivina.

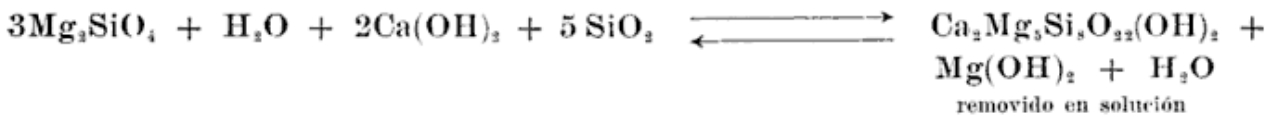
Otra de las explicaciones del origen de la cataclasis es que la facies de dunitas harzburgíticas micáceas se encuen-

tra constituyendo un pipe autointrusivo.

LOS PROCESOS AUTOMETAMORFICOS
Y RESIDUALES

Los procesos autometamórficos son los que consisten en la transformación a volumen constante de un mineral en otro, por medio de los mecanismos del metasomatismo: aporte y remoción de material. El agente de estos cambios es generalmente una solución acuosa constituida por agua magmática primaria que es segregada de las sucesivas facies magmáticas y es inyectada en las mismas, a través de fisuras y planos micro y macro estructurales.

Un mineral autometamórfico puede provenir de otro que aparezca en cualquier facies ígnea y su presencia o ausencia no cambian las características intrínsecas de las rocas.



La brucitización consiste en la transformación de un silicato ultrabásico en brucita; afecta en forma muy restringida al piroxeno del cual es el mineral autometamórfico típico.



Se denominan residuales a los procesos que conducen a la formación de minerales intersticiales por cristalización de fluidos circulantes en los espacios intergranulares de las peridotitas. La cristalización de brucita intersticial es el único proceso auténticamente residual en las peridotitas. También puede considerarse como residual al proceso que conduce a la formación de vetas transgresivas de asbesto crisotílico, en las serpentinitas.

Los minerales autometamórficos son: serpentinas, cloritas, tremolita y brucita y los procesos que los forman, son la serpentización, tremolitización y brucitización.

La serpentización es un proceso que ha originado sólo parte de las serpentinitas, ya que una porción de las mismas proviene de un líquido serpentínico primario.

La tremolitización consiste en la transformación de la olivina en tremolita, mineral que aparece como producto de aquella exclusivamente. Se encuentra localizada en las olivinas de las dunitas, ubicadas a lo largo de planos de fisuramiento compresional y en las brechadas y deformadas que se encuentran en la zona de interfaces y, su posición es siempre subsidiaria a conductos de penetración de fluidos.

Las soluciones que tremolitizan la olivina aportan calcio, silicio y agua y remueven el magnesio en solución:

La brucita aparece en zonas subsidiarias a planos de penetración de soluciones que son capaces de remover calcio y silicio y aportar agua en presencia de CO₂:

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Anderson, O., 1915. *The system Anorthite-Forsterite-Silica*. Am. J. Sci.; Vol. 39; 407-454.
- Bowen, N. L., 1914. *The system Forsterite-Diopside-Silica*. Am. J. Sc. Vol. 38; páginas 207-264.
- Howe, E., 1915. *Sulphide bearing rocks from Litchfield Conn.* Econ. Geol. X; págs. 330-347.
- Osborn, E. F. y Tait, D. B., 1952. *The system diopside-forsterite-anorthite*. Am. J. Sci.; Bowen Vol.; págs. 413-433.
- Sears, 1959. *Termodinámica*. Ed. Reverté, Barcelona.

- Villar, L. M., 1968. *El complejo ultrabásico de Novillo Muerto en la Cordillera Frontal de Mendoza*. Tesis doctoral inédita.
- 1969. *El complejo ultrabásico de Novillo Muerto, Cordillera Frontal, Mendoza*, n° 3, t XXIV, págs. 223-238.

Yoder, H. S. y Eugster, H. P. (1954). *Phlogopite synthesis and stability range*. *Geochim. et Cosmochim. Acta*; Vol. 6, páginas 157-185.

Recibido el 5 de febrero de 1970.

PREMIO ANUAL
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

En la sesión del mes de noviembre de 1969, la Comisión Directiva resolvió aprobar la moción formulada por el Presidente de la institución, relacionada con la creación del PREMIO ANUAL al mejor trabajo publicado en la Revista de la Asociación, consistente en Medalla de Oro y Diploma.

En la sesión final del mismo año del mes de diciembre, la C. D. volvió a tratar sobre el mencionado premio, aceptando la donación de cien mil pesos moneda nacional que constituirá el fondo acumulativo para hacer efectivo el premio anual, cuya reglamentación estará a cargo de una Comisión que ha de designarse próximamente.

LA DIRECCION DE LA REVISTA



DR. FRANCISCO JOSE RAMON TORRES

(1922-1969)

Cuando la experiencia adquirida en el campo había logrado completar su formación intelectual, como lo evidencian sus últimos trabajos, la vida del doctor Francisco José Ramón Torres se apagó en forma inesperada, poniendo así fin a su continuo ambular por la montaña mendocina.

Cordobés de nacimiento, había visto la luz en la ciudad de Córdoba el 17 de septiembre de 1922, lugar en que transcurrió su niñez, adolescencia y juventud.

Siguiendo su vocación por las Ciencias Naturales, comenzó los estudios superiores en la Universidad Nacional de Córdoba, obteniendo el título de Doctor en Ciencias Naturales en la especialidad Mineralogía y Geología el 28 de abril de 1951 con la tesis: "Rasgos Geológicos del Extremo Setentrional de la Sierra Pintada - Mendoza", que representa una prueba concluyente de la formación científica, teórica y práctica alcanzada.

Con anterioridad, en el año 1947, había ingresado como geólogo de la Dirección General de Ingenieros de la Secretaría de Guerra, donde supo granjearse el aprecio de sus Jefes y colegas, por su espíritu jovial, siempre una sonrisa iluminaba su rostro con eterna expresión de juventud, su andar ligero y flexible en la ciudad, revelaban el largo caminar por la llanura mesopotámica y el continuo trepar por los cerros cuyanos. Los pobladores de estos lugares lo habían visto más de una vez escudriñar en los cortes de las barrancas, o en las laderas de las montañas tratando de descubrir algún indicio que le permitiera llevar adelante su mapeo geológico.

Numerosas son las hojas geológicas a escala 1:100.000 por él levantadas en Corrientes, Entre Ríos, Misiones y Mendoza que permanecen inéditas, pero que muchas sirvieron de base para la elaboración de Cartas Geológica-Hidrológica Militar y su última campaña la realizó en la región del cerro Diamante - Mendoza.

Había logrado llegar a la enseñanza universitaria; desempeñaba el cargo de Jefe de Trabajos Prácticos de la Cátedra de Geología en la Universidad Provincial de San Rafael - Mendoza, y sentía una verdadera alegría al poder transmitir a sus discípulos lo que tanto esfuerzo le costó adquirir.

Representó al Comando de Ingenieros en las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas realizadas en San Juan y en ese momento del reencuentro con un grupo de compañeros de estudios recordó jubilosamente junto a su Profesor dilecto, de quien guardaba un grato recuerdo, el Dr. D. Juan Olsacher, los años de estudiante. Volvió a representar a la Institución en las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas realizadas en Mendoza en Abril de 1969.

Había formado su hogar, encontrando en su esposa la compañera afectiva que lo alentaba en los momentos de desaliento y en el cariño de sus hijos el incentivo para la lucha diaria.

Desaparece con Torres no solamente el geólogo, el profesor, sino también el amigo que hacía de la amistad un culto.

PAULINA QUARLERI

NUEVOS ESTUDIOS PALEOMAGNETICOS DEL NEOPALEOZOICO (PAGANZO II) DE LA REPUBLICA ARGENTINA

Por BRIAN J. J. EMBLETON *

RESUMEN

Se presentan los resultados de estudios paleomagnéticos realizados con sedimentos del Paganzo II provenientes de Los Colorados y Huaco, provincias de La Rioja y San Juan respectivamente. En la primera de estas localidades la sección estratigráfica estudiada es mayor, y permitió definir la evolución del campo magnético terrestre en el Pérmico: el polo paleomagnético sur se desplazó en ese periodo desde los $59^{\circ} 5' S - 2^{\circ} 5' W$ hasta los $74^{\circ} S$ y $52^{\circ} W$, en la red de coordenadas geográficas actual. Este resultado es anómalo cuando se lo compara con los del Pérmico de Africa. La curva de desplazamiento polar definida sobre la base de estos nuevos resultados es totalmente concordante con los datos paleomagnéticos publicados con anterioridad para América del Sur.

ABSTRACT

Palaeomagnetic data are summarised for two collections of sediments from Paganzo II (Permian age) of La Rioja and San Juan provinces: Los Colorados and Huaco. The thicker succession sampled in Los Colorados allows us to trace the evolution of the Permian geomagnetic field the south palaeopole shifting during this time from $59,5^{\circ} S - 2,5^{\circ} W$ to $74^{\circ} S - 52^{\circ} W$ on the present latitude/longitude grid. This result is anomalous when compared with the African Permian data. The polar wandering curve inferred from the new data is entirely consistent with previously published palaeomagnetic data for South America.

INTRODUCCION

Recientes reconstrucciones paleogeográficas de las posiciones de los continentes Gondwánicos antes de su deriva, válidos para el Paleozoico y Mesozoico (Creer et al, 1969a y Mc Elhinny et al, 1968), han incorporado ciertos resultados del Paleozoico Superior de Africa, los cuales aparentemente no están corroborados por los resultados paleomagnéticos de América del Sur. Por lo tanto en este trabajo se tendrá en cuenta solamente los resultados paleomagnéti-

cos obtenidos de estos dos continentes, dado que los márgenes de sus plataformas continentales parecen tener una afinidad común y ofrecen una reconstrucción única.

En la figura 1 está representada la curva de desplazamiento polar de América del Sur hasta el Triásico, mientras que en la figura 2 está dibujada la curva equivalente de Africa. La diferencia entre estas dos curvas reside en el intervalo comprendido entre el Carbonífero Superior (polo Piauí en figura 1 y polo Galula en figura 2) y el Triásico. La curva de Africa presenta una desviación significativa hacia el este durante el Pérmico (polo 2.10 Mc Elhinny et

* Adscripto al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Cien. Exac. y Nat. de la Universidad de Buenos Aires.

al, 1968, *Ecce Red Beds, Songwe*). Para América del Sur no se ha encontrado una desviación similar hasta la fecha.

aún unida al Africa durante este período geológico. Por otro lado obsérvese que la ya citada separación de las cur-

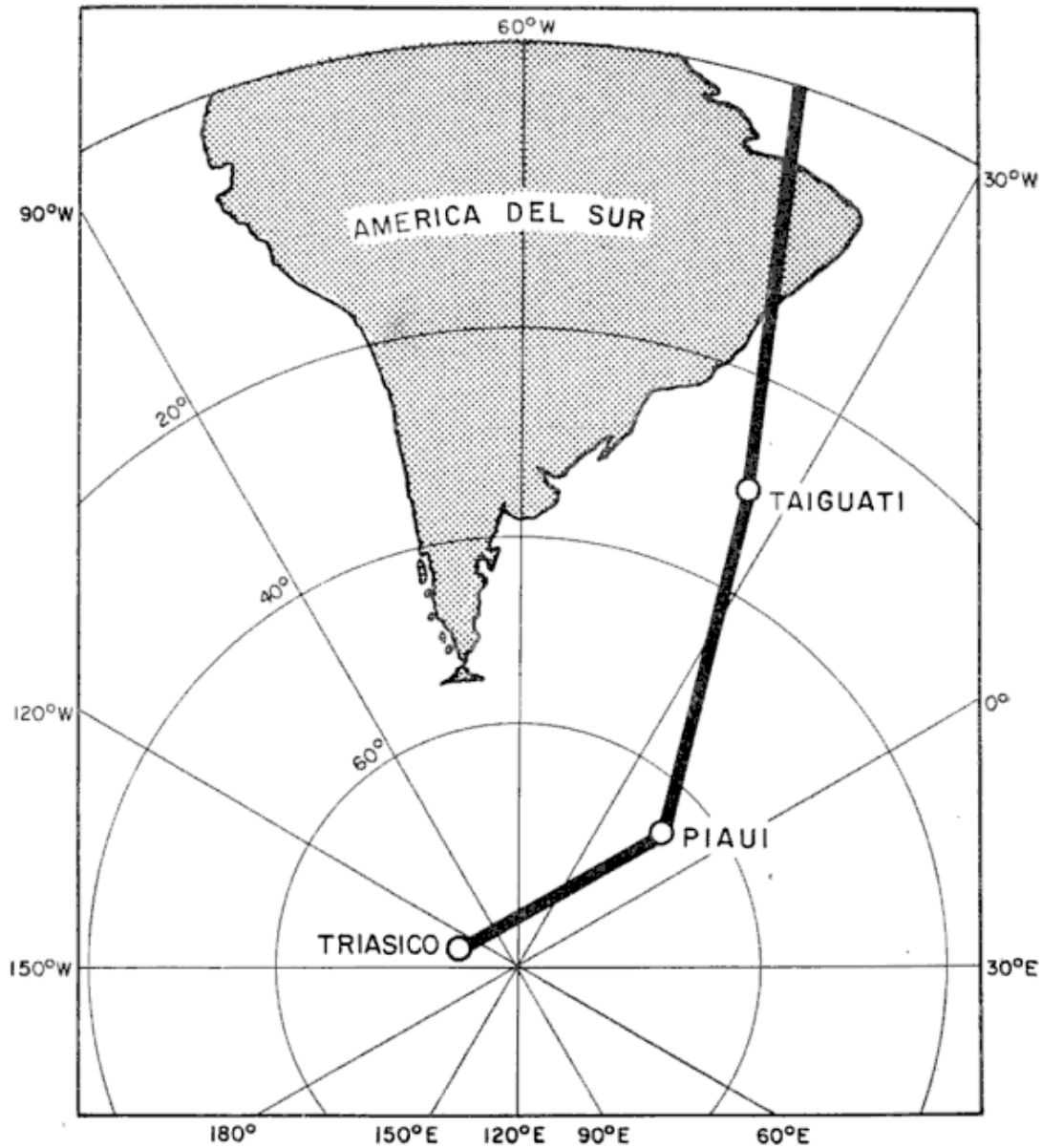


Fig. 1. — Curva de desplazamiento polar de América del Sur, válida hasta el Triásico (polos sur). Las posiciones de los polos son : Taiguati (Carbonífero Inferior-Medio ; Bolivia) $28^{\circ} \text{ S } 34^{\circ} \text{ W}$, $\alpha_{95} = 9^{\circ}$; Piaui (Permo-Carbonífero ; noroeste del Brasil) $65^{\circ} \text{ S } 13^{\circ} \text{ W}$, $\alpha_{95} = 10^{\circ}$; y Triásico (promedio de seis polos Triásicos y uno Pérmico Superior (Creer et al 1969b) $84^{\circ} \text{ S } 130^{\circ} \text{ W}$, $\alpha_{95} = 7^{\circ}$.

Estudios paleomagnéticos recientes de formaciones triásicas de América del Sur (Creer et al 1969b), han sugerido que esta masa continental estaba

vas de desplazamiento polar de ambos continentes se verifica en el sentido opuesto a la que correspondería a una deriva normal entre ellos.

SINTESIS DEL ESTUDIO
PALEOMAGNETICO DEL PAGANZO II,
LOS COLORADOS, PROVINCIA LA RIOJA

Para este estudio se recolectaron cincuenta y tres muestras orientadas de se-

terra. Todas las muestras fueron sometidas a desmagnetización por altas temperaturas con el fin de verificar la estabilidad de su magnetismo remanente y eliminar las componentes secundarias

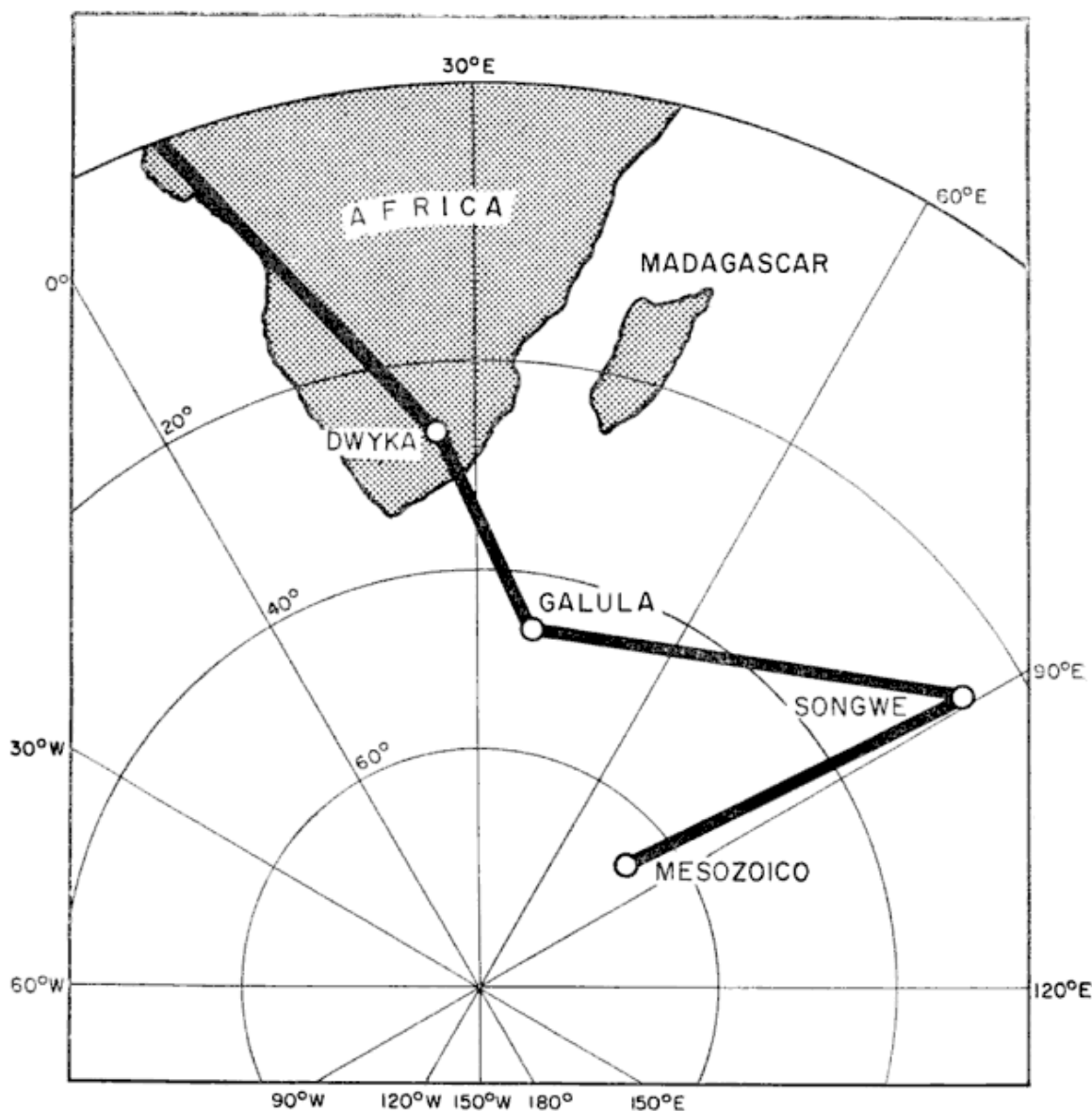


Fig. 2.— Curva de desplazamiento polar de Africa válida hasta el Mesozoico. Los polos sur indicados son : Dwyka varves (Carboníferos Inferior) $26,5^{\circ}$ S, $26,5^{\circ}$ E, $\alpha_{95} = 10,5^{\circ}$; Galula, K 3 beds (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior) $45,5^{\circ}$ S 40° E, $\alpha_{95} = 8^{\circ}$; Songwe, Ecca Red Beds (Pérmico Inferior) 27° S 89° E, $\alpha_{95} = 15,5^{\circ}$; Mesozoico (promedio de 9 polos : 2.18, 2.24, 2.32, 2.35, 2.48, 2.49, 2.50, 2.52, 2.53, Mc Elhinny et al 1968) 65° S 81° E, $\alpha_{95} = 5^{\circ}$.

dimentos compactos, color rojo ladrillo, unos pocos kilómetros al sur de Los Colorados, Provincia de La Rioja. La dirección o intensidad de la magnetización remanente de estas muestras fue medida en Newcastle-upon-Tyne, Ingla-

que pudieron haber adquirido con posterioridad a su formación. En la figura 3 están indicadas las direcciones del magnetismo remanente de cada una de las muestras antes y después de su lavado térmico; en el cuadro I están resu-

midas las direcciones promedio de estas magnetizaciones.

adquirieron una componente de magnetismo remanente secundario, bajo la ac-

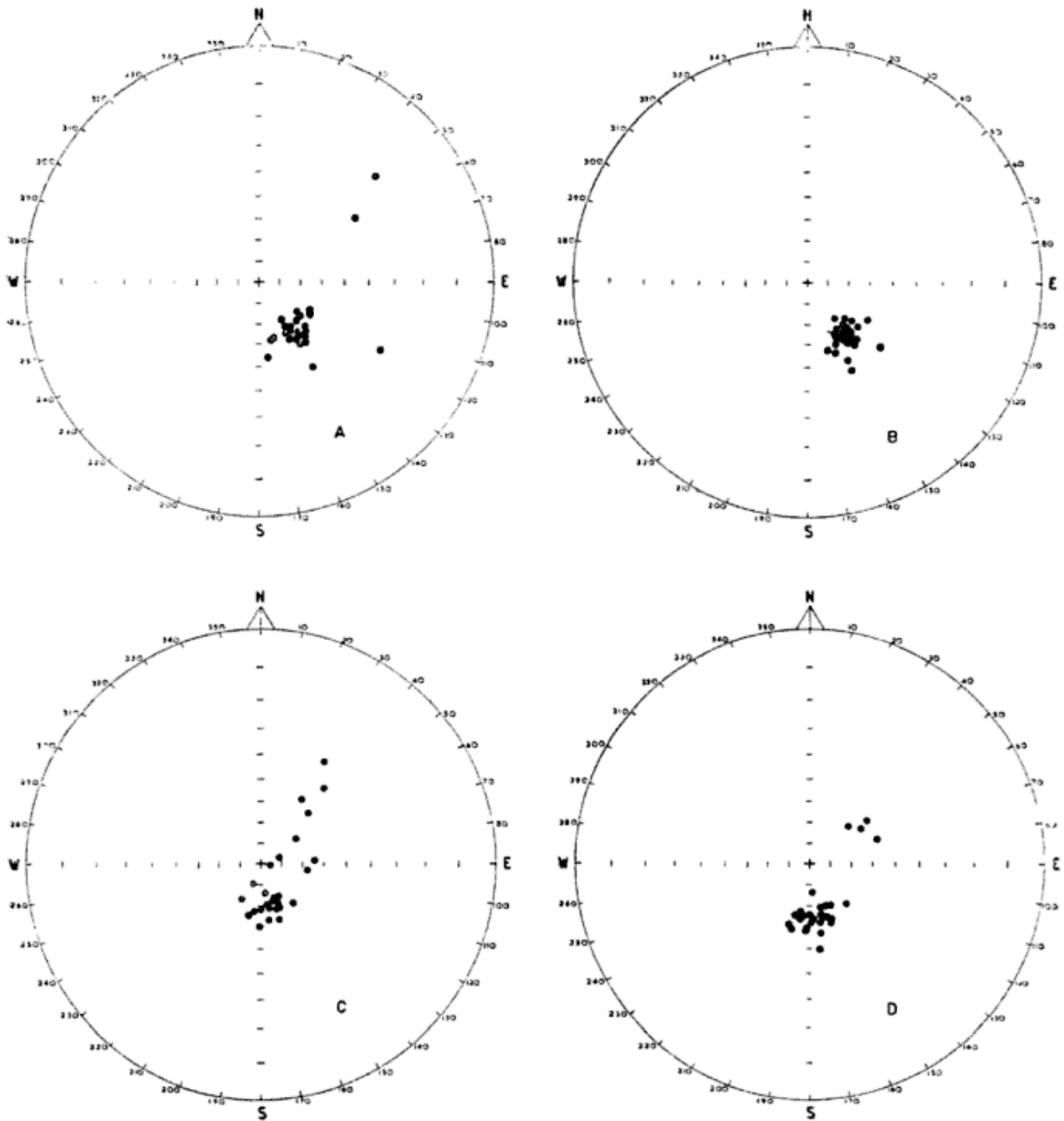


Fig. 3. — Paganzo II, Los Colorados : direcciones de la magnetización remanente referida al plano de estratificación. En A y B están representados respectivamente las direcciones promedios de la magnetización de cada una de las muestras correspondientes a los estratos inferiores, antes y después de su lavado térmico. En C y D están representados las correspondientes a los estratos superiores, antes y después de su lavado térmico, respectivamente. Todas las muestras tienen polaridad magnética reversa ; por lo tanto, de acuerdo a convención internacional, a cada una de ellas se la ha representado por un circulito negro.

La figura 4 permite observar el alineamiento presente antes del lavado térmico, el cual indica que las muestras

ción del campo magnético terrestre actual. Esta componente fue eliminada en la mayoría de las muestras ; sólo cua-

CUADRO I
Resumen de los resultados del estudio paleomagnético del Paganzo II
(Los Colorados, La Rioja)

	Direc. media de la magnetización remanente					Polo Sur				Posición estratigráfica
	Dec.	Inc.	N	α_{95}	γ	Lat.	Long.	α_{95}	γ	
n. r. m.	135,5	+59,0	26	7,0	20,0	54,5 S	6W	8,5	23,5	Estratos Inferiores
470° C	144,0	+57,0	26	2,5	8,0	59,5 S	2,5W	3,5	9,5	
n. r. m.	157,0	+73,5	27	5,0	13,5	54,5 S	45W	9,5	23,0	Estratos Superiores
470° C	174,5	+63,0	23	3,5	8,5	74 S	52W	4,5	12,5	

diferencias : Dec. es la declinación magnética ; Inc. es la inclinación magnética (negativa en el hemisferio sur para las rocas de polaridad normal) ; N es el número de muestras utilizado en el análisis estadístico de la dirección media; α_{95} es el radio del círculo dentro del cual se halla el valor medio con una probabilidad de 95 % ($P = 0,05$) ; γ es la desviación circular standard ; representa el semi-ángulo del círculo (alrededor del valor medio), que contiene alrededor del 68 % de la población.

CUADRO II
Cambio de la dirección del magnetismo remanente del Paganzo II de Los Colorados
con la posición estratigráfica

Muestras n°	Dir. media del magnetismo remanente					Polo Sur				Posición estratigráfica
	Dec.	Incl.	N	α_{95}	γ	Lat.	Long.	α_{95}	γ	
1618-1623	134,0	+57,0	6	7,5	8,5	51,5 S	2W	8,5	10,0	Estratos Inferiores
1624-1628	148,5	+53,0	5	7,0	7,5	63 S	6E	8,0	8,5	
1629-1633	151,0	+55,0	5	7,0	7,5	65 S	1E	8,5	9,0	
1634-1638	143,0	+61,5	5	5,0	5,5	58 S	11W	7,0	7,5	
1639-1643	115,0	+58,5	5	4,5	4,5	60 S	5W	5,0	5,5	
1644-1648	171,5	+65,0	5	8,0	8,5	71 S	47W	12,0	12,5	Estratos Superiores
1649-1654	184,0	+64,5	6	7,0	8,0	72,5 S	64,5W	9,5	11,5	
1665-1670	165,0	+62,0	4	11,0	9,5	72 S	29W	17,0	14,5	
1671-1674	172,5	+59,0	3	16,5	11,0	78 S	42W	22,0	14,0	
1677-1681	175,5	+62,5	5	7,5	8,0	75,5 S	54W	11,0	12,0	

tro de ellas resistieron el tratamiento, las cuales se supone que han adquirido una componente de magnetización secundaria mucho más estable. Las muestras estudiadas fueron recolectadas a intervalos regulares en una sección estratigráfica de alrededor de 300 metros. Aproximadamente en la parte media de la sucesión estudiada se manifiesta un cambio en la naturaleza del magnetis-

El rango de intensidades de las 27 muestras provenientes de la parte superior de la sucesión, está comprendido entre $1 \cdot 10^{-6}$ y $10 \cdot 10^{-6}$ Gauss con un valor medio geométrico de $3,48 \cdot 10^{-6}$ Gauss. Después del lavado térmico, las direcciones del magnetismo remanente de estas muestras son también aproximadamente paralelas entre sí, de polaridad reversa (figura 3 D); pero parecen formar una población diferente a aquella de las muestras provenientes de la parte inferior de la sucesión.

En el cuadro I están indicados los polos sur calculados a partir de estas dos distribuciones. En el cuadro II puede observarse cómo cambian las direcciones de remanencia (y por lo tanto el polo paleomagnético), a medida que la sucesión es atravesada. Nótese el cambio significativo en la dirección del vector magnético presente entre las muestras números 1643 y 1644, aunque la sucesión estratigráfica es concordante. Esta diferencia entre los vectores magnéticos promedios, es grande para ser explicada sobre la base de la variación secular del campo magnético terrestre; se considera que ella se debe a un desplazamiento polar ocurrido en el Pérmico.

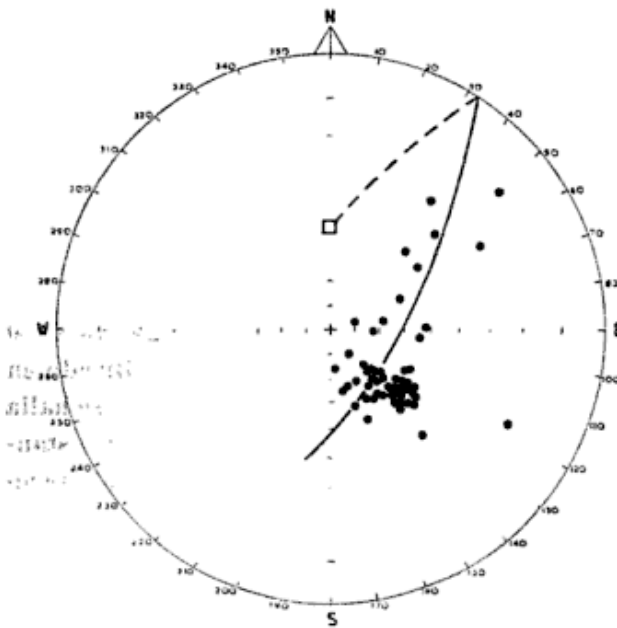


Fig. 4. — Direcciones de magnetización remanente natural (n.r.m.) de las muestras de la Paganzo II, Los Colorados, referida al plano horizontal; puede observarse el alineamiento presentes antes del lavado térmico: un círculo máximo se define entre éstos puntos y la posición del campo dipolar en el área, sugiriendo que algunas de las muestras fueron remagnetizadas en el campo actual.

mo remanente. Las muestras obtenidas de la sección inferior se caracterizan por poseer un magnetismo remanente natural de relativa alta intensidad; el espectro de su intensidad magnética está comprendido entre los $10 \cdot 10^{-6}$ y $100 \cdot 10^{-6}$ Gauss, con una media geométrica de $38,1 \cdot 10^{-6}$ Gauss. Las direcciones de la magnetización remanente de estas 26 muestras después del lavado térmico, son aproximadamente paralelas entre sí, y todas presenta polaridad reversa (figura 3).

SINTESIS DEL ESTUDIO PALEOMAGNETICO DEL PAGANZO II, HUACO, PROVINCIA DE SAN JUAN

Nueve muestras orientadas de sedimentos fueron obtenidos en Huaco, unos pocos kilómetros al norte de Jachal, San Juan. Los resultados indicados en el cuadro III y los gráficos figura 5, corresponden a los obtenidos antes y después del lavado térmico a 450° C y 650° C. La magnetización remanente de estas muestras es estable y contiene sólo componentes secundarios débiles de magnetización. Nótese que a medida que aumenta la temperatura a la cual fue realizado el lavado térmico, el polo

CUADRO III

Resumen de los resultados del estudio paleomagnético del Paganzo II, Huaco, San Juan

	Dirección media del magnetismo remanente					Polo Sur			
	Dec.	Incl.	N	α_{95}	γ	Lat.	Long.	α_{95}	γ
n. r. m.	158,5	+58,0	9	7,5	11,5	70S	12W	10,0	15,5
450° C	154,5	+57,0	9	5,5	9,0	67,5S	6W	7,0	11,0
650° C	148,0	+56,5	9	7,5	11,5	63S	4W	9,5	15,0

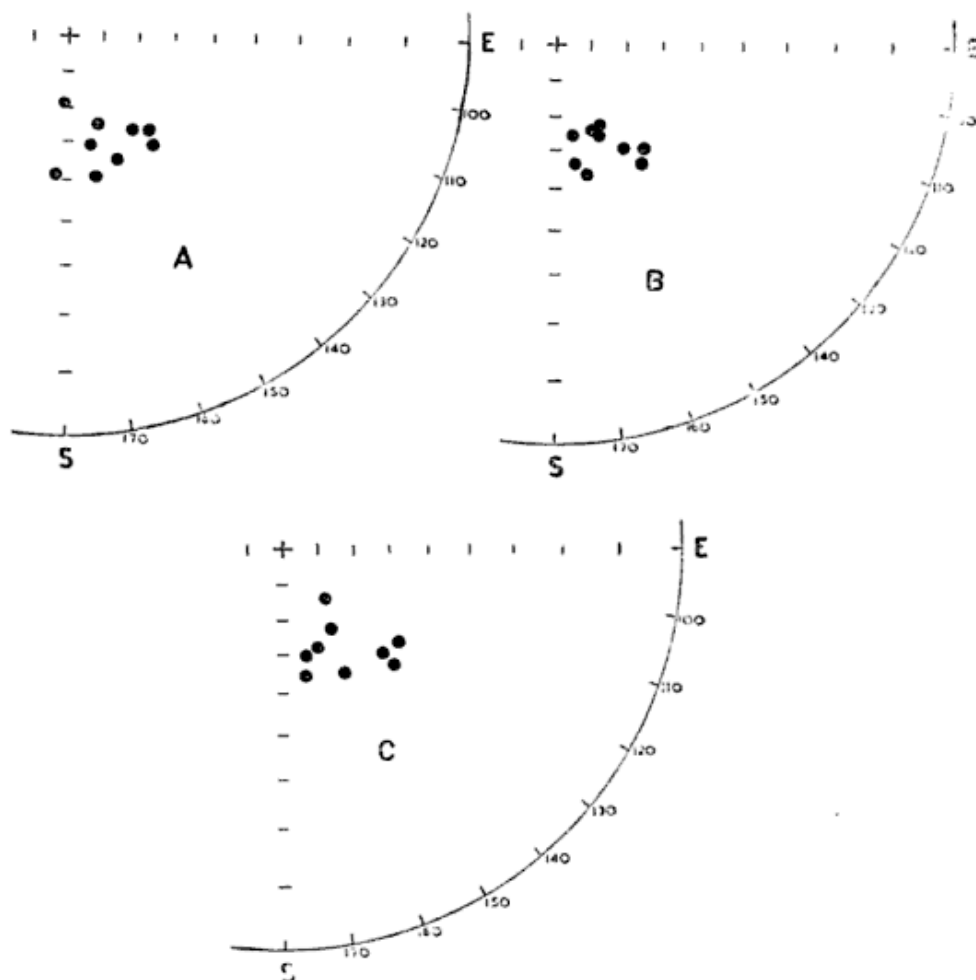


Fig. 5. — Paganzo II, Huaco; direcciones del magnetismo remanente referida al plano de estratificación. En A se han representado las direcciones antes del lavado térmico y en B y C después del lavado a 450°C y 650°C respectivamente.

paleomagnético sur se desplaza sistemáticamente desde los 70° S 12° W hacia los 63° S 40° W, es decir hacia una posición cercana al polo sur calculado a

partir de la sección inferior del Paganzo II de Los Colorados. Todas las muestras analizadas presentan polarización reversa.

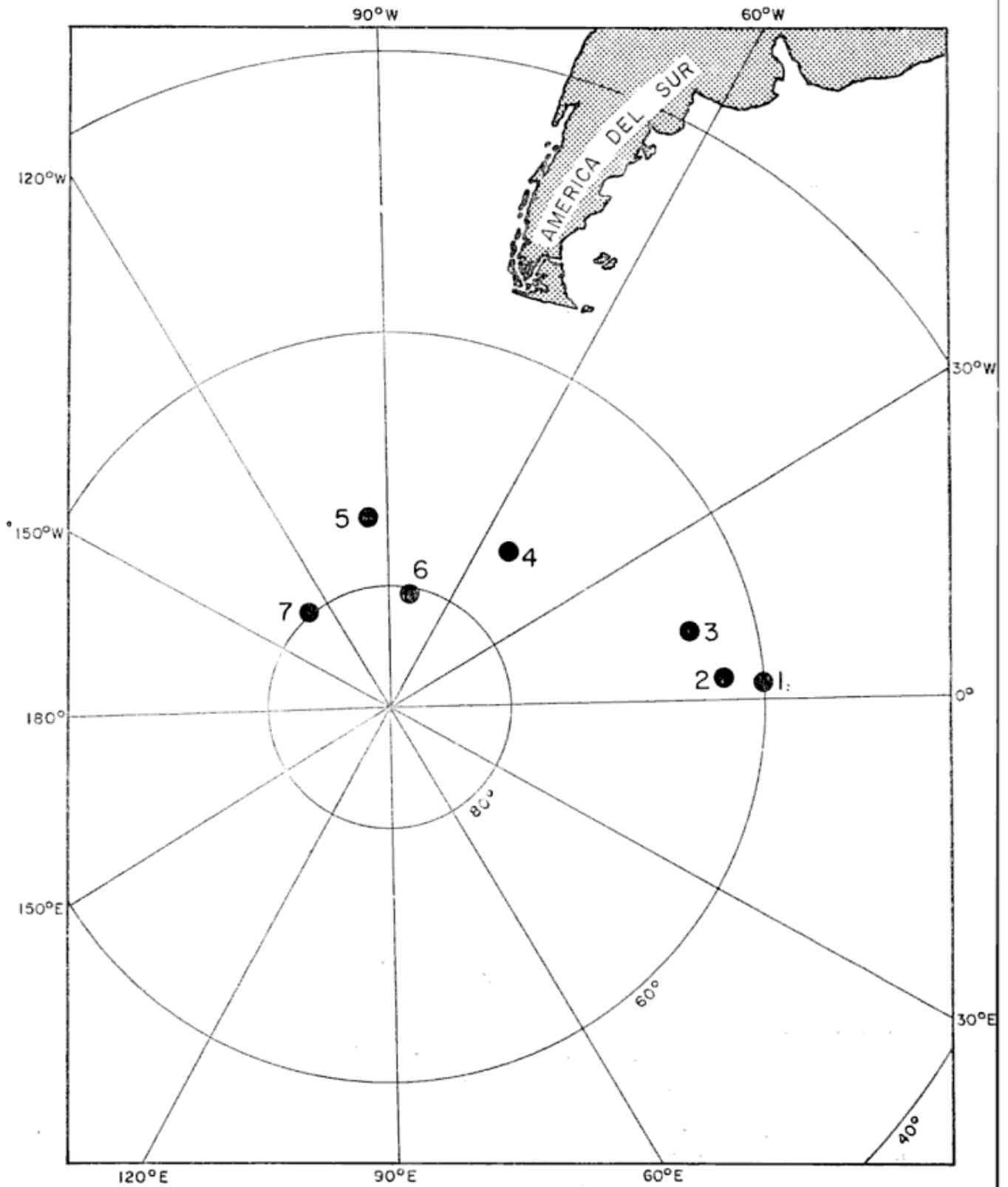


Fig. 6. — Los tres polos paleomagnéticos presentados en este trabajo : 1, Paganzo II, Los Colorados (Estratos Inferiores) ; 2, Paganzo II, Huaco y 4, Paganzo II, Los Colorados (Estratos Superiores), son mostrados en relación a los otros polos paleomagnéticos disponibles para América del Sur : 3, Piauí (Figura 1) ; 5, Triásico Superior (Uspallata) 74° S 94° W $\alpha_{95} = 14^{\circ}$; 6, Triásico Inferior (Nihuil) 81° S 78° W, $\alpha_{95} = 14^{\circ}$; 7, Triásico (Cuesta los Terneros) 80° S 132° W, $\alpha_{95} = 10^{\circ}$.

DISCUSION DE LOS RESULTADOS

De lo expuesto surge que los resultados paleomagnéticos obtenidos de los sedimentos rojos del Paganzo II son reproducibles. Se considera que los vectores remanencia, sobre la base de los cuales han sido calculados los polos paleomagnéticos sur, son primarios y reflejan la edad magnética de los sedimentos.

La gruesa sucesión estratigráfica muestreada en Los Colorados, ha permitido definir el movimiento del polo sur durante el Pérmico hacia el sur y el oeste del polo Piaui (ver figura 6). En esta figura, se muestran los tres polos sur (1, 2 y 4) obtenidos de las formaciones del Paganzo II de Los Colorados y Huaco. La edad del Paganzo II es Pérmica y los polos obtenidos de la sección inferior de Los Colorados (1), y de Huaco (2), son muy cercanos al polo de la formación Piaui del Brasil (3) (Creer, 1964); esta formación es referida normalmente al período Carbonífero-Pérmico Inferior. El polo obtenido de la sección superior de Los Colorados (4, polarización reversa), está cerca a los tres polos Triásicos determinados de lavas del Nihuil (6, Triásico Inferior), Cuesta de Los Terneros (7, Triásico) y Uspallata (5, Triásico Superior), de la Provincia de Mendoza (Valencio, 1969). Estas lavas son, predominantemente, de polaridad normal. Estos polos han sido recientemente confirmados por estudios paleomagnéticos realizados con sedimentos Triásicos (Creer et al 1969b). Dado que la sucesión estratigráfica estudiada en Los Colorados es concordante, parecería que se ha logrado un cuadro razonablemente completo del campo magnético terrestre Pérmico relativo a América del Sur.

CONCLUSIONES

En el Pérmico se ha producido aparentemente un movimiento polar. Con respecto a América del Sur el polo se ha desplazado hacia el sur y oeste a partir del Pérmico más alto y luego permaneció aproximadamente fijo hasta la finalización del Triásico. Briden, 1967, postuló un período de deriva en el Pérmico Superior; los estudios paleomagnéticos de América del Sur parecen confirmarlo. Sin embargo el camino seguido por el polo sur, en este período, de acuerdo a los estudios paleomagnéticos de Africa, es muy distinto del seguido por los de América del Sur. Como está indicado en la figura 2, el polo sur con respecto al Africa se movió hacia el este durante el Carbonífero Superior. Pérmico Inferior, hacia una posición incompatible con los resultados de América del Sur. Durante el Pérmico Superior, el polo retornó, a lo largo de un camino de dirección suroeste, hacia el grupo de polos Mesozoicos que es coincidente con los polos Triásicos de América del Sur cuando ambas masas continentales son llevadas a las posiciones que tenían con anterioridad a su deriva. La diferencia entre las dos curvas de desplazamiento polar no puede ser explicada con los datos actualmente disponibles, asumiendo que: i) todos los polos paleomagnéticos considerados representan fielmente el campo magnético Pérmico relativo a América del Sur y Africa; ii) la recolección de muestras ha sido adecuada en todos los casos; iii) el lavado magnético ha eliminado todas las componentes de remanencia secundarias, y iv) que el campo magnético terrestre en el Pérmico no fue diferente a uno dipolar, axial y geocéntrico.

Se han recolectado nuevas muestras de sedimentos de edad Pérmica de la Argentina con miras a obtener un registro paleomagnético más completo de

dicho período relativo a América del Sur. Sin embargo, sería bien recibido y de mucha utilidad una corroboración del polo Africano proveniente de los Ecca Red Beds, Songwe, dado que el ajuste de los continentes Gondwánicos, Australia por ejemplo, para la cual hay un buen registro paleomagnético Paleozoico-Mesozoico, no puede hacerse unívocamente hasta que sea resuelta la discrepancia entre las curvas de desplazamiento polar de América del Sur y Africa.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a los Profesores D. A. Valencio y K. M. Creer por las críticas realizadas al presente trabajo; a la Royal Society de Gran Bretaña y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de la República Argentina, por la ayuda financiera otorgada, y al Profesor D. A. Valencio por su ayuda en la traducción del manuscrito.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Briden, J. C., 1967. Recurrent Continental Drift of Gondwanaland. *Nature*, vol. 215, 1334-1339.
- Creer, K. M., 1964. Palaeomagnetism and the results of its application to South American rocks. *Bol. Paranaense Geografía*, 93-138.
- Creer, K. M.; Embleton, B. J. J. y Valencio, D. A., 1969 a. Comparison Between the Upper Palaeozoic and Mesozoic Palaeomagnetic Poles for S. America, Africa and Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, en prensa.
- Creer, K. M.; Embleton, B. J. J. y Valencio, D. A., 1969 b. Triassic and Permo Triassic Palaeomagnetic Data for S. America. *Earth and Planetary Science Letters*, en prensa.
- Mc Elhinny, M. W.; Briden, J. C.; Jones, D. L. y Brock, A., 1968. Geological and Geophysical implications of palaeomagnetic results from Africa. *Rev. Geophys.*, vol. 6, 201-238.
- Valencio, D. A., 1969. El paleomagnetismo de algunas Magmatitas del Triásico Superior, Grupo Cacheuta. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* XXIV, nº 3, 191.

Recibido el 11 de diciembre de 1969.

RELACIONES LITOESTRATIGRAFICAS ENTRE LAS FORMACIONES RAYOSO, CANDELEROS Y HUINCUL, PROVINCIA DE NEUQUEN, REPUBLICA ARGENTINA

POR ELDA C. DI PAOLA¹ Y HUMBERTO G. MARCHESE²

RESUMEN

En este trabajo los autores caracterizan petrográficamente y petrológicamente sedimentos continentales, con el objeto de definir las relaciones litoestratigráficas existentes entre las Formaciones Rayoso (Bajada Colorada), Candeleros y Huincul, todas ellas con características de estratos rojos. Las localidades incluidas en este estudio fueron; Quilimalal, cerro El Mangrullo, cerro Lotena, Los Candeleros, Bajada del Chocón, Plaza Huincul, China Muerta, Picun Leufú y cerro Las Horquetas. Se aplicaron criterios petrográficos-petroológicos, utilizando la proveniencia de la fracción clástica y la naturaleza de la asociación diagenética. Después de analizar las distintas posibilidades que se desprenden de dicho estudio, concluyen que:

a) la Formación Candeleros no se extiende hasta los afloramientos de Quilimalal y cerro El Mangrullo (Norte de la Dorsal);

b) que la discordancia interesenoniana es de carácter local y no ha afectado a todas las áreas.

c) que un área positiva vulcanítica mesosilícica y básica, persistió en el tiempo por lo menos desde el Neocomiano, hasta el Senoniano (Sur de la Dorsal) y por último,

d) que las relaciones entre la fracción clástica y la asociación diagenética se mantuvieron en el tiempo por haber imperado durante un gran lapso, a partir del retiro del mar Cretácico, condiciones ambientales similares (fisiográficas, climáticas, etc.).

Durante la sedimentación de la Formación Huincul participaron otras áreas de aporte.

ABSTRACT

Continental sediments of red-bed type are characterized petrographically as well as petrologically, in order to define lithostratigraphic relations between Rayoso (Bajada Colorada), Candeleros and Huincul Formations. The latter were studied at the following locations: Quilimalal, C° El Mangrullo, C° Lotena, Los Candeleros, Bajada del Chocón, Plaza Huincul, China Muerta, Picún Leufú and C° Las Horquetas. The above mentioned characterization includes criteria such as provenance of clastic fraction and nature of diagenetic association. Analysis of the several conclusions likely to be drawn from this investigation, leads to the following statements:

a) Candeleros Formation does not extend all the way to Quilimalal and C° El Mangrullo outcrops (located North of the upwarp - "Dorsal").

b) The interesenonian unconformity is present only in certain localities, being absent in others;

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

² Laboratorio Petrotécnico de Florencio Varela, Y. P. F. Dto. de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

c) at the time of deposition, at least from Neocomian up to Senonian (South "Dorsal"), there persisted a positive volcanic area of mesosilicic to basic character; and finally,

d) relationship between clastic fraction and diagenetic association remains constant throughout time. This latter phenomenon is due to the fact that for a long time after regression of the Cretaceous sea, there prevailed similar environmental conditions (physiography, climate, etc.).

At the beginning of the deposition of Huincul Formation the provenance changed.

INTRODUCCION

En este trabajo los autores caracterizan petrográfica y petrológicamente sedimentitas continentales con el objeto de definir las relaciones litoestratigráficas existentes entre las Formaciones Rayoso (= Bajada Colorada), Candeleros y Huincul. Dichas formaciones se extienden en gran parte del territorio de la provincia del Neuquén, formando parte por su coloración y sus características litológicas de las rocas sedimentarias conocidas mundialmente con la denominación de "estratos rojos" (red beds).

Es necesario hacer notar que durante el transcurso del tiempo y en diversos trabajos de índole regional, las Formaciones Bajada Colorada (= Rayoso), Candeleros y Huincul, incluyendo a la Formación La Amarga (= Huitrín), fueron mapeadas atribuyéndose los afloramientos de una a otra. Esto no es casual, sino que obedece al hecho de que todas estas sedimentitas son muy semejantes, sus tonos gradúan alrededor del color rojo, son fundamentalmente arenitas, pelitas y pæfitas, y la participación de cada una de éstas depende de la proximidad de las áreas de aporte y su persistencia. Estas rocas son características de corrientes fluviales en planicies aluviales, con excepción de los estratos de la Formación La Amarga (miembros Pichi Picún Leufú, Ortiz, Limav), que son el producto de un ambiente transicional.

De todo lo dicho se deduce que la correlación a grandes distancias se torna a menudo muy difícil y dudosa y es necesario utilizar otros elementos que ava-

len a la misma y con mayor poder de resolución.

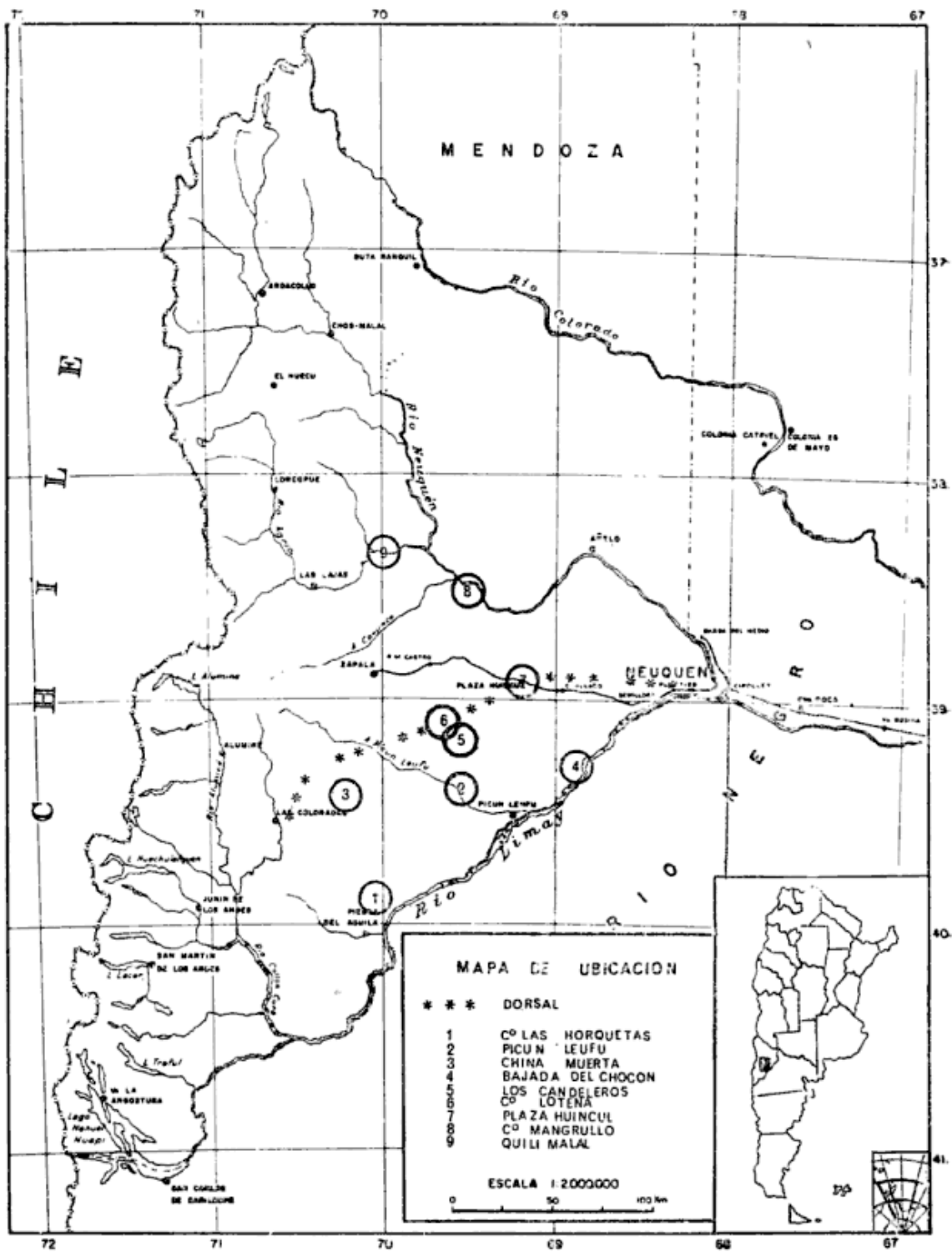
En el cuadro estratigráfico I, se encuentra la nomenclatura utilizada para las formaciones que afloran al sur de la Dorsal (elemento positivo que se extiende aproximadamente entre las localidades de Charahuilla, Cerro Granito, Huincul y Plottier) y sus "equivalentes" en la porción septentrional de la misma.

La Formación Rayoso y/o Bajada Colorada, cronológicamente anterior a la Formación Candeleros, está caracterizada por un conjunto de rocas predominantemente clásticas que sobreyacen concordantemente a las sedimentitas parcialmente evaporíticas de la Formación Huitrín. Es probable que los niveles superiores de la Formación Huitrín sean equivalentes litofaciales de la Formación Rayoso.

La Formación Candeleros fue denominada así por Keidel (Roll, 1939) debido a la forma de erosión particular que presentan las sedimentitas al sur del cerro Lotena, en Los Candeleros. Actualmente se la considera la base de las formaciones que integran el Grupo del Neuquén y por lo tanto se la ubica cronológicamente sobre la discordancia intersenoniana que se visualiza vecina al cerro Lotena.

Roll (1939) extendió los afloramientos de esta formación mucho más al sur en el cerro Las Horquetas. Di Paola (1969), asimiló esos afloramientos, por sus características petrográficas, a la Formación Bajada Colorada del área de cerro China Muerta - Bajo de Ortiz.

La Formación Huincul incluye un conjunto de rocas predominantemente psamíticas, de color pardo amarillento,



Mapa de ubicación

CUADRO I

Epoca	Norte de la Dorsal (Quili Malal)	Ambiente deposicional	Sur de la Dorsal (Co. China Muerta)	Co. Lotena
Senoniana	F. Huincul	↑ Continental Planicie aluvial ↓ Mixto restringido ↓ ↓ árido cálido ↑ Marino (nerítico) ↓	Formación Candeleros	F. Huincul F. Candeleros
	Forma ción Rayoso { Miembro superior Miembro medio Miembro inferior		Formación Bajada Colorada	
Neocomiana	Formación Huitrin		Formación { La Anarga { M. Limay M. Ortiz M. P. P. Leufú	
	Formación Agrio		Formación Agrio	Formaciones hasta valangia- nianas-hauteri- viauas

intercaladas con pelitas rojas, cuya localidad tipo es Plaza Huincul. Presentan gran homogeneidad en sus características litológicas, por lo cual pueden ser individualizadas de las formaciones infrayacentes (Candeleros, Rayoso, etc.) y de las que suprayacen (Lisandro, Portezuelo, etc.).

En todas las formaciones descriptas se encuentran representadas en mayor o menor grado, estructuras sedimentarias características de ambientes continentales fluviales: estratificación entrecruzada, estructuras de corte y relleno, marcas de corrientes, estratificación paralela, ondulitas, estratificación diagonal, grietas de desecación, estratificación torrencial, etc.

METODO DE TRABAJO

a) *De campo.*

Se realizaron perfiles y muestrearon las siguientes localidades: Quili Malal, cerro El Mangrullo, cerro Lotena, Los Candeleros, Bajada del Chocón, P'cún Leufú, Plaza Huincul, cerro China Muerta, cerro Las Horquetas, en donde las formaciones mencionadas presentan buenos afloramientos y las relaciones estratigráficas son visibles (fig. I).

b) *De gabinete.*

Se efectuaron estudios petrográficos sobre cortes delgados, se estudiaron minerales pesados y, utilizando rayos X,

los minerales de arcillas y otros que integran la secuencia diagenética. Antecedentes de estos estudios se pueden encontrar en del Vo, A., Marchese, H. *et al.*, 1966; del Vo, A., Fernández Garrasino, C., *et al.*, 1966; Marchese, H., 1967; Di Paola, E. 1969 (a, b)

El estudio de los cortes petrográficos resultó el método más eficaz y el de mayor poder de resolución entre los usados en este trabajo. El inconveniente que dificultó el mismo fue la granometría (secuencias pelíticas) y los reemplazos de los elementos clásticos por minerales diagenéticos (zeolitas, carbonatos, etc.).

Respecto del estudio de los minerales de arcillas, pudo establecerse, que en este caso podría utilizarse para efectuar zonaciones muy generales, ya que el método en sí adolece del inconveniente de no ser rigurosamente cuantitativo, sino cualitativo, habiéndose usado para la preparación de las muestras, el montaje de partículas orientadas a partir de una suspensión, lo cual ha sido objetado por Gibbs, 1968. De tal manera que sólo se determinaron en forma aproximada las proporciones relativas entre los distintos minerales, según Weaver, 1958.

Asimismo se realizaron determinaciones cuali-cuantitativas de minerales pesados, las cuales dieron como resultado que este método no es totalmente satisfactorio para diferenciar las distintas unidades, ya que las mismas variedades mineralógicas permanecen generalmente a lo largo de toda la columna estratigráfica, con características porcentuales semejantes, y las pequeñas diferencias que existen son fácilmente identificables en los cortes petrográficos.

CARACTERISTICAS PETROGRAFICAS

a) *Fracción clástica.*

Como puede apreciarse en el cuadro II, los elementos clásticos de estas rocas están constituidos por fragmentos líticos

CUADRO III

Formaciones	Localidades							
	Quili Malal	Co. El Mangrullo	Los Candeleros	Co. Lotena	Piñón Leufú	Bajada del Chorón	Plaza Huinعل	
Huinعل.....	Caol-Mt (III) ¹	III-Mt (Caol)	Mt-III (Caol)	Mt-III (Caol)	III-Mt	III-Mt	Caol-Mt-III (Interestr. 14/14Å)	
Candeleros.....	Caol-(Mt) ²	III (Caol)						
Formación Rayoso { Membro superior Membro medio Membro inferior	Interestr. 14/14Å-Mt III-Caol Caol-III							

¹ El paréntesis indica cantidades subordinadas.

² En esta localidad este nivel se correlaciona en el presente trabajo con un miembro basal de la Formación Huinعل.

y sus derivados monominerales, siendo la relación entre ambos muy evidente.

Por su composición mineralógica se las puede clasificar como orto y para arenitas líticas o feldespáticas según el predominio de uno u otro elemento.

Dentro de las arenitas líticas existen dos poblaciones bien definidas:

1) compuestas principalmente por plutonitas ácidas, metamorfitas y sedimentitas cuarzo-micáceas y, 2) por vulcanitas mesosilíceas y básicas.

En las arenitas feldespáticas se encuentran los equivalentes minerales de estas rocas: 1) feldespatos potásicos, microclino, micropertitas, asociaciones de desmezcla y, 2) plagioclasas mesosilíceas y básicas.

El cuarzo puede ser monomineral o policristalino. En términos generales predomina en las arenitas líticas provenientes de plutonitas ácidas, etc. El carácter policristalino, puede tener diversos orígenes, difíciles de identificar: agregados de rocas plutónicas, de rocas metamórficas, cuarzo de vetas, productos de disolución por presiones, cataclasis, etc.

Con respecto a las micas, la mayor cantidad y variedad (muscovita, biotita verde y parda, clorita) están en estrecha dependencia con la existencia de pelitas y metamorfitas micáceas, en la fracción clástica.

Los minerales pesados presentan la misma dependencia respecto de los fragmentos líticos: presencia de pistacita relacionada con fragmentos de plutonitas con el mismo mineral o clinopiroxenos asociados con vulcanitas mesosilíceas y básicas. El resto de los minerales pesados (granate, circón, turmalina, apatita, epidotos, opacos, etc.) como ya ha sido dicho anteriormente, no presentan mayores variaciones en la columna estratigráfica, excepto en la Formación Huincul, en el perfil de Quili Malal, donde hay mayor cantidad y variedad y en el miembro superior de la Formación Rayoso, rico en piroxenos.

b) Asociación diagenética.

De la detenida observación de los cuadros II y III, pueden extraerse ciertas consideraciones generales: en primera aproximación, existe una relación bastante directa entre la constitución de la fracción clástica y los minerales que constituyen la asociación diagenética. Esto es principalmente notable en las ortoarenitas líticas constituidas por fragmentos de vulcanitas mesosilíceas y básicas, las cuales están siempre cementadas por analcima, en tanto que en aquellas ricas en fragmentos de plutonitas ácidas, metamorfitas, etc., las zeolitas se hallan ausentes.

Con respecto a la relación entre los minerales de arcillas, de las texturas de reemplazo, surge que gran parte de ellos son de carácter diagenético, principalmente producto de la transformación de granos micáceos preexistentes; pero de ninguna manera se descarta la presencia de arcillas de origen clástico. La diferencia entre ambas surge especialmente del tamaño de grano y de su relación con minerales preexistentes: las arcillas como caolinita e illita, cuando son diagenéticas, forman mosaicos de granos interpenetrados, de varios micrones de largo, que ocupan todas las cavidades y fisuras de la roca. En el caso de la primera de ellas, su relación con la muscovita es directa, ya que en los bordes la mica bien cristalizada se transforma transicionalmente en caolinita vermicular. Por otra parte, entre las arcilla clásticas, se encuentran principalmente la montmorillonita, cuyo tamaño de grano pequeño y su estrecha relación con el pigmento férrico y otros materiales, no la hacen visible bajo el microscopio, sino que se pone de manifiesto en los análisis de rayos X.

Considerando las limitaciones existentes en la determinación de sus proporciones, parece existir una relación entre las arcillas de tres capas (illita-montmorillonita, interestratificados 14/14Å)

con materiales vulcaníticos mesosilícicos y básicos¹ en tanto que la caolinita parece predominar en aquellas rocas procedentes de plutonitas ácidas.

BOSQUEJO PETROLOGICO

La mayoría de las rocas que integran la columna estratigráfica estudiada presentan una asociación diagenética compleja, donde si bien no es difícil establecer la secuencia paragenética, no es tan claro determinar su origen.

Como ya ha sido dicho (cuadro I) la mayor parte de las sedimentitas son el producto de la deposición de corrientes normales fluviales y por lo tanto presentan las características de los depósitos de las mismas. El transporte de los detritos no fue prolongado, lo cual está indicado por sus contornos subangulosos y subredondeados.

Entre los materiales intersticiales, el primero en ingresar a la cuenca deposicional, conjuntamente con los sedimentos, fue sin lugar a dudas, el *pigmento rojo*, ya que forma una película que rodea los elastos e impregna la arcilla que también los recubre. Cuando se observa crecimiento secundario, marca el contorno primitivo del grano. Este material, desde el punto de vista ambiental, sólo indica condiciones oxidantes tanto singenéticas como posdeposicionales. Su asociación con indicadores climáticos ciertos, como es el caso de las evaporitas que se encuentran por debajo de la Formación Rayoso (Formaciones Huitrín y La Amarga), indica ambientes áridos y cálidos. Con respecto al origen del *pigmento férrico*, es incierto; pero todo hace suponer que proviene de la destrucción de la cubierta de alteración del área de aporte (suelos rojos), los cuales deben haber tenido gran distribución en las áreas

positivas de la cuenca neuquina y pueden detectarse ya en las formaciones neocomianas (Di Paola 1969), transicionales en la instauración del régimen geocrático.

La *analcima*, se encuentra asociada, a diferencia del óxido de hierro, que es ubicuo, con las sedimentitas constituidas principalmente por vulcanitas mesosilícicas y básicas. En las mismas, no sólo ocupa posición intersticial, sino que llega a reemplazar gran cantidad de elastos (Marchese, 1967). No ha sido posible observar su relación directa con vidrio volcánico, pero éste seguramente se encontraba en el área de aporte, esencialmente volcánica. Los cationes necesarios para la formación del tectosilicato alcalino pueden haber sido arrastrados por los flúidos intersticiales, en su migrar a través de tobas o arcillitas vecinas. En general la analcima está relacionada con arcillas autigénicas de tres capas (illita, montmorillonita, interstratificados 14/14 Å), minerales indicadores de ambientes con pH que oscilan entre 7 y 9.

El *cuarzo secundario* se encuentra en muchas rocas (cuadro II) en continuidad óptica con el elasto semilla, y cuando coexiste con analcima, las relaciones entre ambos indican claramente que esta última es posterior, ya que reemplaza a la sílice.

También hemos encontrado, aunque en escasa proporción, *crecimiento secundario de feldespato* (alcalinos y calcoalcalinos), el cual es más sódico que el grano primitivo. Suponemos que la etapa de formación del mismo debe coincidir aproximadamente con la de la analcima, dependiendo su precipitación del balance de cationes y de sílice y alúmina en los flúidos intersticiales. Con respecto a las *arcillas*, ya en párrafos anteriores hemos hecho la aclaración de que algunas de ellas, las de grano más pequeño, son de origen elástico y por lo tanto deben haber ingresado a la cuenca conjuntamente con

¹ Estas vulcanitas, a su vez, están generalmente asociadas con rocas micáceas (cuadro II).

el pigmento rojo. De las otras, ya hicimos mención a la illita, caolinita y una interestratificada 1:1 compuesta por dos unidades de 14 Å. Las mismas actúan como material ligante y están generalmente relacionadas con la existencia de micas clásticas.

Por último, póstuma en la secuencia diagenética, encontramos *calcita*, que reemplaza a los materiales citados y a la fracción clástica. Como en la mayor parte de la sedimentitas cretácicas de Neuquén, ello es debido a la circulación de aguas carbonatadas a través de microfisuras.

Es probable que el yeso y la *baritina*, cuando actúan como material ligante, sean también tardíos en la paragénesis.

En la secuencia mineralógica esbozada encontramos que en general durante la diagénesis (en el estadio de soterramiento poco profundo) predominaron ambientes alcalinos, excepto durante la cristalización de la sílice y la caolinita, momento en que el pH de los fluidos debió haber sido inferior a 7. Relacionamos esto, tentativamente, en parte, con la composición de la fracción clástica, pero principalmente con la pendiente por la cual circularon los líquidos connatos.

CONSIDERACIONES GENERALES

Con el estudio petrográfico-petroológico de esta área, más los efectuados por los autores (obs. cit.), en la porción austral de la cuenca, se ha integrado parcialmente la caracterización de las sedimentitas continentales de la cuenca neuquina, que preceden a la deposición del grueso de las del Grupo del Neuquén. Como consecuencia de ello, podemos hacer las siguientes consideraciones generales:

De las características que se presentan en las distintas formaciones al sur y al norte de la Dorsal, se detecta una

serie de aparentes incongruencias en el comportamiento petrológico de las sedimentitas, a saber:

1. En la porción norte de la cuenca, en los afloramientos de Quili Malal, nos encontramos ante el hecho de que los estratos que configuran el miembro superior de la Formación Rayoso, ubicada debajo de la discordancia intersenoniana, tienen las mismas características petrográfico-petroológicas que los de la Formación Candeleros, que, en los cerros Granito y Lotena, ubicados sobre la misma Dorsal, se apoya sobre la mencionada discordancia.
2. Aquellos estratos atribuidos a la Formación Candeleros que yacen sobre la discordancia, en Quili Malal, presentan características similares a las de la Formación Huincul, no presentando ninguna relación petrográfica en común con las de su supuesto equivalente sobre y al sur de la Dorsal, más que la coloración rojiza.
3. En los afloramientos del cerro El Mangrullo, los estratos cuspidales del perfil, considerados por algunos autores (Herrero Ducloux, 1946) como pertenecientes a la Formación Candeleros, tiene características petrográficas idénticas a los del miembro superior de la Formación Rayoso en la localidad de Quili Malal. El mismo autor enfatiza la suavidad de la discordancia intersenoniana en esta zona.
4. Por el contrario, al sur de la Dorsal, hemos encontrado una constancia de las características litológicas, ininterrumpidas desde las sedimentitas de la Formación La Amarga (miembros Pichi Picún Leufú, Ortiz y Limay) hasta la Formación Candeleros, en su localidad tipo y alrededores. En toda esta zona no se ha observado discordancia entre las Formaciones Bajada Colorada (equivalente de Rayoso) y Candeleros.

Desde el punto de vista estrictamente estratigráfico, es necesario hacer notar que la marcada discordancia angular que se presenta en la zona del cerro Lotena-cerro Granito, pone en contacto a la Formación Candeleros con formaciones de edad valanginiana-hauteriviana, no existiendo sedimentitas equivalentes a la Formación Rayoso.

CONCLUSIONES

1. Basados en las características composicionales comunes entre la Formación Huincul y la considerada "Candeleros" (ver cuadros I y II), que se asientan sobre la discordancia en el perfil de Quili Malal, los autores consideran que esta última es un miembro basal y local de la Formación Huincul, no habiéndose depositado sedimentos de la Formación Candeleros en esta localidad.

Entre los estudios regionales que avalan esto, podemos mencionar el realizado por Suero (1951), quien considera que "al norte de la Dorsal el Grupo de Huincul se asienta directamente sobre capas calovianas, faltando por completo el Grupo de Candeleros".

2. La coincidencia petrográfica entre el miembro superior de la Formación Rayoso, en Quili Malal y las sedimentitas asignadas a la Formación Candeleros en el cerro El Mangrullo, nos permite concluir que en esta última localidad no se presenta la Formación Candeleros y que ese miembro cuspidal puede ser asimilado al miembro superior de la Formación Rayoso.

3 a) Al sur de la Dorsal existieron dos fuentes de aporte composicionalmente distintas: una *vulcanítica mesosilícica y básica* y otra *plutónico-vulcanítica ácida*.

b) La primera de ellas tuvo influencia ininterrumpida por los menos

desde la sedimentación de la Formación La Amarga hasta la Formación Candeleros, situada al sur y sobre la Dorsal.

c) En aquellas localidades cercanas al borde de cuenca se observa contaminación con elementos plutónico-vulcaníticos ácidos (cuadro II).

4 a) Al norte de la Dorsal, el elemento mesosilícico-básico apareció tardíamente, reflejándose en la composición de los clastos del Miembro superior de la Formación Rayoso y se relaciona con la actividad tectónica que traería como consecuencia el diastrofismo causante de la discordancia intersenoniana. Este acontecimiento fue precedido, por lo tanto, por la elevación de estas áreas mesosilícico-básicas ya existentes en el sur y/o con la no comprobada participación de vulcanismo sinorogénico.

b) Los miembros inferiores y medios de la Formación Rayoso recibieron el grueso de los sedimentos de rocas ácidas.

c) Desde la deposición de la Formación Huincul (incluyendo el miembro basal morado, ex - Candeleros), las áreas de aporte variaron fundamentalmente, lo que incluye a las formaciones superiores del grupo del Neuquén (trabajo en preparación).

5. La discordancia intersenoniana, a pesar de lo acentuado de su angularidad visible en algunas localidades (cerros Granito-Lotena, Quili Malal), está realmente restringida, no encontrándose al sur de la Dorsal donde la sedimentación fue continua, con áreas de aporte relativamente estables.

6. A partir del retroceso definitivo del mar Cretácico, las condiciones ambientales imperantes, fueron continuas durante la sedimentación de estos estratos. De tal manera, la asociación diagenética, en iguales con-

diciones de soterramiento, quedó constituida por idénticos minerales, dependiendo su naturaleza en cada caso, de la composición clástica, ya que el resto de las características físico-químicas en la cuenca, permanecieron relativamente constantes.

LISTA DE LOS TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Del Vo, A., Marchese, H., Mussachio, E., Scalabrini Ortiz, J., 1966. *Estudio petrográfico preliminar de los perfiles del cerro China Muerta, El Marucho y Arroyo Picún Leufú (Prov. de Neuquén)*. Informe Inédito. Y.P.F.
- Del Vo, A., Fernández Garrasino, C., Scalabrini Ortiz, J. y otros, 1966. *Estudio petrográfico mineralógico de los perfiles 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15 China Muerta 2 y Picún Leufú*. (Comisión Geológica 2, Neuquén.) Informe inédito. Y.P.F.
- Di Paola, E., 1969, a. *Sedimentología de algunas formaciones mesozoicas de Neuquén y Río Negro en relación con su estratigrafía*. Tesis de Doctorado. UBA. Inédita.
- 1969, b. *Procesos diagenéticos en sedimentos de la República Argentina. Parte I. Formaciones Pichi Picún Leufú, Ortiz, Limay, Bajada Colorada (Prov. de Neuquén y Río Negro)*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 3, 199-210.
- Gibbs, R. 1968. *Clay minerals mounting techniques for X-ray diffraction analysis: a discussion*. Joun. Sed. Petrol., 38, 1, 242-243.
- Herrero Ducloux, A., 1946. *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino*. Bol. Inf. Petrol., 266.
- Marchese, H., 1967. *Estudio y correlación de las Formaciones Rayoso y Candeleros de los perfiles N° 43 y cerro El Mangrullo*. Prov. de Neuquén. Informe inédito. Y.P.F.
- Roll, A., 1939. *La cuenca de los Estratos con Dinosaurios al sur del río Neuquén*. Informe inédito. Y.P.F.
- Suero, T., 1951, *Descripción geológica de la Hoja 36c, cerro Lotena (Neuquén)*. Direc. Nac. de Min., Bol. N° 76.
- Weaver, C., 1958. *Geologic interpretation of argillaceous sediments. Part I. Origin and significance of clay minerals in sedimentary rocks. Part II. Clay petrology of pper Mississippian-lower Pennsylvanian sediments of central United States*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 43, 254-309.

Recibido 23/II/1970.

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LOS FOSFATOS DE LAS PEGMATITAS DE CERRO BLANCO, TANTI, PROVINCIA DE CORDOBA, REPUBLICA ARGENTINA

Por ISIDORO B. SCHALAMUK ¹

RESUMEN

Se describen las características geológicas generales de las pegmatitas de cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba, y se efectúa el estudio mineralógico de las siguientes especies del grupo de los fosfatos: triplita, apatita, metaestregita, turquesa, hureaulita, libethenita y heterosita. Se hacen también consideraciones de orden genético.

De los minerales citados los tres primeros han sido mencionados por otros autores; turquesa y hureaulita son descritos por primera vez en estas pegmatitas; libethenita y heterosita son determinados por primera vez en el país.

Para cada una de las especies mencionadas se efectúa un estudio de su asociación, características físicas y morfológicas, propiedades ópticas, composición química y espaciados de rayos X.

ABSTRACT

The general geological environment of the pegmatite of cerro Blanco, Tanti, Córdoba province is described and the mineralogical study and some genetic relations of the following mineral species of the phosphate group: triplite, apatite, tourquoise, metastrengite, hureaulite, libethenite, and heterosite, is given here.

From the above mentioned minerals three were already mentioned by other authors. Turquoise in hureaulite are described for the first time and these pegmatite, libethenite and heterosite have never been known in Argentine before. For each mineral species the mineralogical asociation, physical and morphological characters, optical properties, chemical composition and X-ray diffraction data is given.

I. INTRODUCCION

El presente trabajo tiene por finalidad aportar nuevos datos, contribuyendo al conocimiento mineralógico y relaciones genéticas de las especies minerales del grupo de los fosfatos, presentes en las pegmatitas del cerro Blanco, Tanti, provincia de Córdoba.

El estudio se efectuó sobre muestras recolectadas en una corta visita a los yacimientos por los doctores E. Linares y C. O. Latorre, y sobre otras obtenidas en una visita posterior realizada por el autor, durante la cual adquirió

información sobre la geología del área, tipo de pegmatitas, asociación mineral, etc.

Se presenta además de una breve reseña geológica del área y de los minerales principales componentes de los cuerpos pegmatíticos, la descripción de las especies del grupo de los fosfatos, se determinan sus características físicas, propiedades ópticas, análisis químicos y espaciados de rayos X. Finalmente se esboza la posible génesis de las diferentes especies minerales determinadas.

Se describen un total de siete minerales de este grupo entre las cuales, hureaulita y turquesa se señalan por primera vez en las pegmatitas estudiadas.

¹ Comisión Nacional de Energía Atómica.

En cambio libethenita y heterosita son descritas por primera vez en la Argentina. Con respecto a esta última cabe destacarse que fue mencionada por otros autores, como se verá más adelante (3, 6), que consideraron como heterosita lo que en realidad se trataba de metaestregita.

Este estudio se efectuó durante la permanencia del autor como becario de la CNEA, durante los años 1967-68 (Beca Interna, Clase "A", tipo A-2), en la ex División Mineralogía y Petrología del Servicio Laboratorios de la Gerencia de Materias Primas, actuando como responsable el Dr. Enrique Linares, Jefe del Servicio Laboratorios.

2. CONSIDERACIONES GENERALES

2.1. Ubicación

El cerro Blanco se encuentra en el departamento de Punilla de la provincia de Córdoba, unos 8 km al oeste de Tanti y 67 km al noroeste de la ciudad de Córdoba. El acceso se efectúa por la Ruta Nacional N° 20, que atraviesa el área, como puede observarse en el plano adjunto (fig. 1).

La zona presenta un relieve irregular, con lomadas suaves recortadas por quebradas, algunas de ellas profundas. La altitud media de la misma es de 1.000 m s.n.m.

La mina "El Criollo" está formada por varios reventones de cuerpos pegmatíticos, que afloran en dos grupos (Ver plano de ubicación de labores figura 2). Uno de ellos, el septentrional, comprende las labores I, II y III y los aflorantes al oeste con las labores IV y V. El segundo, al sur y separado del anterior por la R.N.N° 20, consta de diversos afloramientos irregulares, con ocho labores. Este grupo es el que presenta mayor importancia para el presente trabajo, dado que algunas de sus labores son ricas en fosfatos.

2.2. Antecedentes

Existen numerosos trabajos que hacen referencia a las pegmatitas del cerro Blanco. La presencia de dichos cuerpos es conocida desde mucho tiempo atrás. Los primeros trabajos corresponden a Stelzner (1873) quien ya menciona distintos fosfatos (apatita, triplita y describe un mineral "azul cielo"

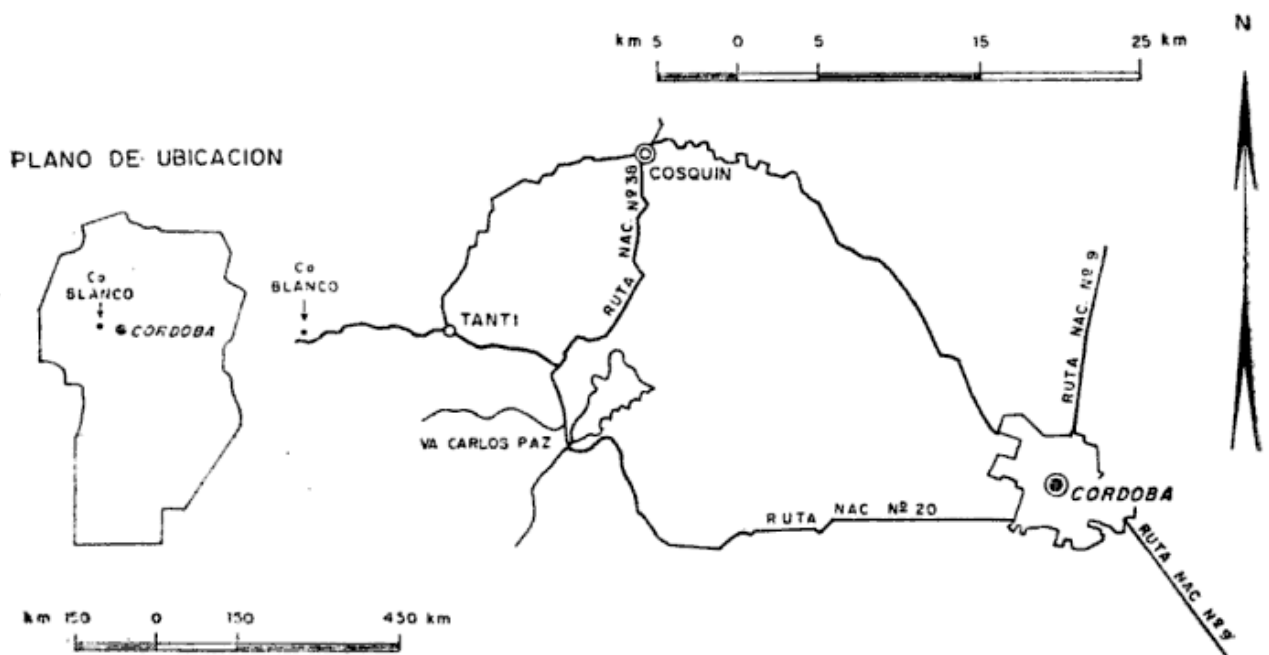


Figura 1

que considera heterosita). Bodenbender (1905), hace también algunas comunicaciones sobre distintos minerales hallados en esa área; más tarde Olsa-

conocidos hasta la fecha; Angelelli (1950), donde se hace referencia a la existencia de berilo, citándose a los demás minerales acompañantes; Kitl

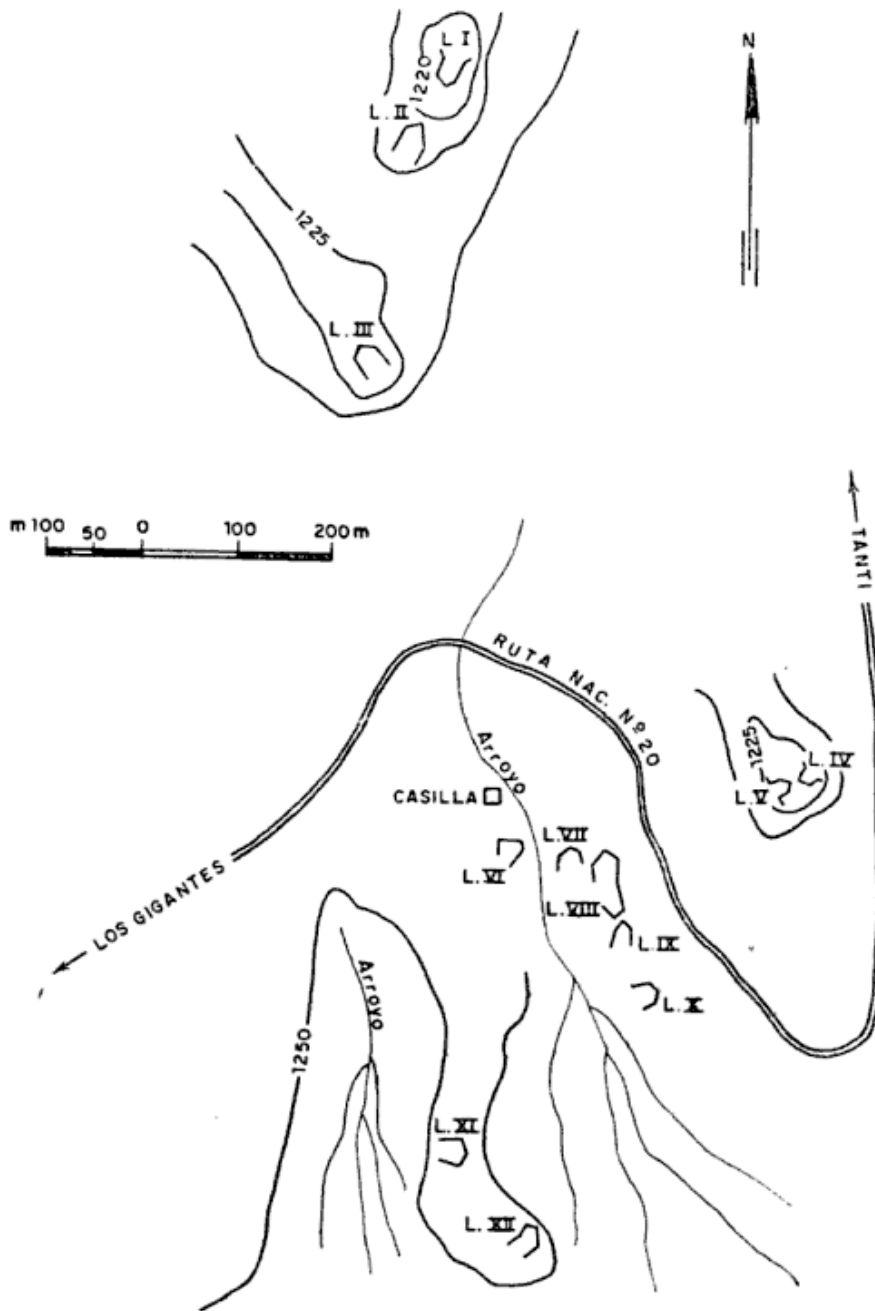


Figura 2

cher (1938) los describe más detalladamente.

Ultimamente, varios autores se han ocupado de los minerales del mencionado cerro. Entre ellos se citan los trabajos de: Ahlfeld y Angelelli (1948), en el que se describen los fosfatos

(1954), que se ocupó fundamentalmente de los fosfatos; Granero Hernández (1958), que trata de las posibilidades uraníferas de la mina "El Criollo", y más recientemente Hurlbut y Aristarain (1968), que describen el hallazgo de bermanita y Gay (1968), que indica la presencia de dufrenita.

2.3. *Las pegmatitas*

Estas rocas leucocráticas se emplazan en ambientes de rocas graníticas. Son cuerpos ovoidales, a veces elípticos que presentan pocas veces contactos definidos con el granito que los contiene. Corresponden al grupo de las pegmatitas denominadas complejas (Rankama y Sahama, 1962), por la gran diversidad y abundancia de minerales accesorios.

La estructura de ellas, en buena parte, no pudo ser verificada debido a los escombros existentes en los trabajos, que imposibilitaron una mayor observación al respecto. En determinados lugares es observable que la sucesión normal se interrumpe con nuevos aportes y es distinguible una fase de reemplazo sódico-potásico.

A pesar de lo expresado precedentemente, pudo determinarse en algunas labores, que la estructura de estos cuerpos pegmatíticos es zonal, con tres zo-

nas definidas, borde, intermedia y central o núcleo.

La zona de borde mineralógicamente está compuesta por plagioclasas, microclino y cuarzo, predominando los dos primeros. El tamaño de sus cristales es mediano aumentando hacia el interior del cuerpo. Se debe destacar que la muscovita se halla en mayor proporción que en las otras zonas.

Entre el núcleo y zona borde-externa, se extiende un área muy potente (zonas intermedias), constituido principalmente por cuarzo y microclino que forman alrededor del 65 al 70 % del volumen total de los cuerpos.

La zona central está constituida fundamentalmente por cuarzo, encontrándose además minerales accesorios dentro de los cuales cabe citar berilo, columbita-tantalita, etc.

Los minerales principales, accesorios y supergénicos, cuya distribución en las diferentes zonas de las pegmatitas se indican en la fig. 3, son las siguientes:

Minerales principales	Minerales accesorios	Minerales supergénicos
Cuarzo	Berilo	Hematita
Microclino	Columbita-tantalita	Limonita
Plagioclasas	Uraninita	Pirolusita
Muscovita	Apatita	Criptomelano
Biotita	Triplita	Autunita
	Spessartita	Torbernita
	Pirita-calcopirita	Carbonatos y sulfatos de cobre
		Libethenita
		Metaestregita
		Hureaulita
		Eosforita
		Heterosita

2.4. *Minerales principales*

2.4.1. *Cuarzo*

Ocupa una posición volumétrica importante, sobre todo en las zonas centrales. En general, se presenta en forma maciza, pero no es raro hallar drusas tapizadas con cristales grandes de este mineral. Presenta una coloración gris-rosado. Se aprecian dos generaciones, la primera seguramente formada

conjuntamente con el emplazamiento del cuerpo y otra vinculada a soluciones de carácter hidrotermal.

2.4.2. *Microclino*

El feldespato potásico que predomina es el microclino de color gris-pardo, aunque también se observa microclino pertítico, con inclusiones de hojuelas de muscovita. Dichos feldespatos se pre-

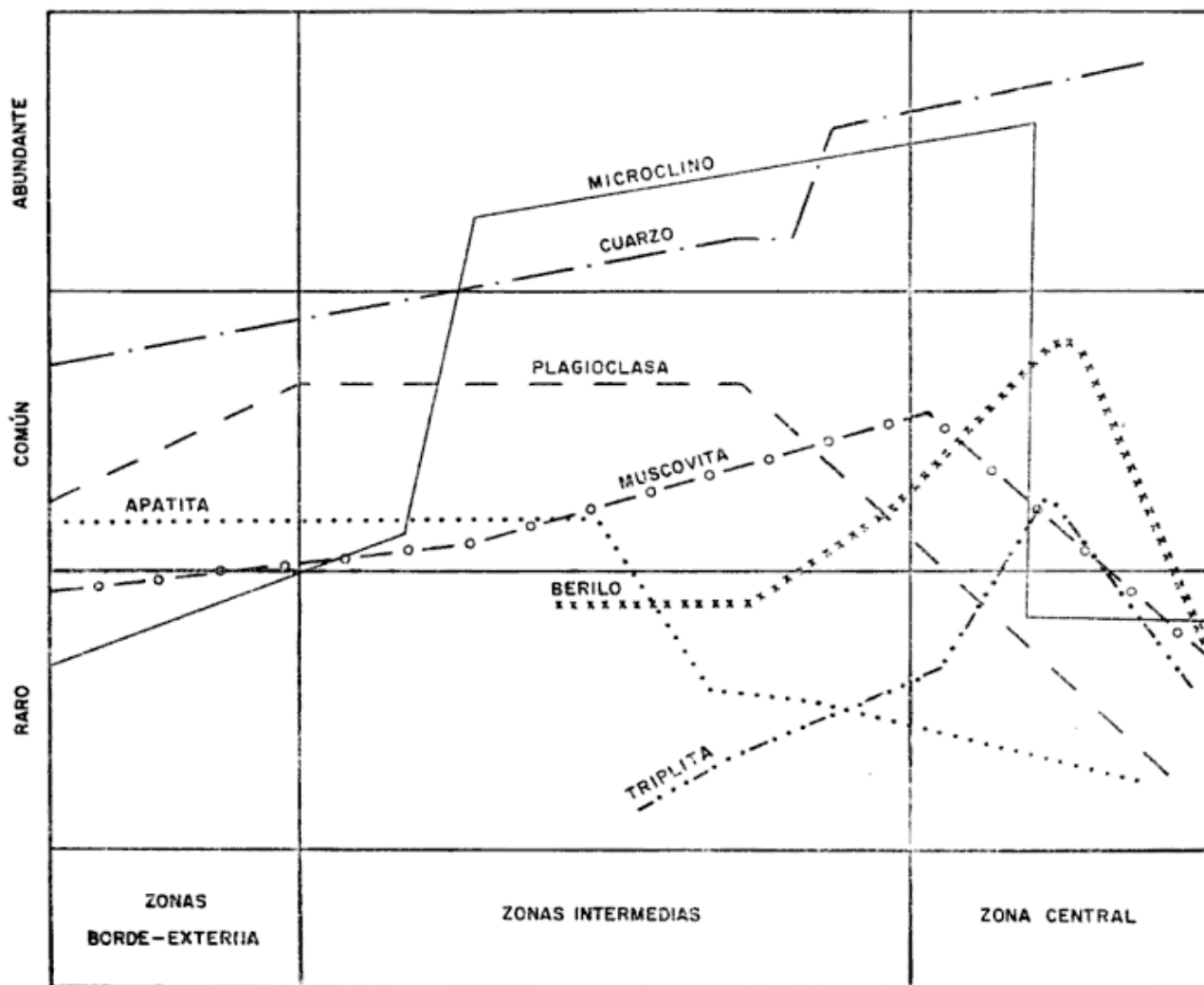


Figura 3

sentan en masas generalmente delezna-
bles. El tamaño de sus individuos se
halla preferentemente dentro de los me-
dianos (según la tabla de granulome-
tría dada por Camerón¹). Se encuen-
tran cristales euhedrales, pero princi-
palmente predominan los subhedrales y
los anhedrales. Las pertitas son bien di-
ferenciabiles, pudiéndose observar en
muchos casos a simple vista. El micro-
clino pertítico se presenta muy frecuen-
tamente con intercrecimientos de cuar-
zo formando granito gráfico.

Debido a la alteración parcial y al

* *Granulometría:* (Camerón *et al.*, 1949).

Fino	menos de 2,54 cm
Mediano	2,54 - 9,16 cm
Grueso	9,16 - 30 - 48 cm
Muy Grueso	30 - 40 cm

enriquecimiento en calcio, originado
por aportes de este elemento por las
aguas circulantes que penetran a tra-
vés de diaclasas, estos feldespatos no
son utilizables en la industria cerámi-
ca, y por lo tanto su valor económico
es reducido.

2.4.3. *Plagioclasas*

Se trata de plagioclasa ácida tipo al-
bita-oligoclasa. La coloración de estos
silicatos calco-sódicos es blanco con to-
no gris. Dichos feldespatos presentan
en determinados lugares efectos de ten-
siones y deformaciones, donde suelen
hallarse reemplazados por calcita y al-
terados en sericita. El tamaño de sus
cristales oscila entre los dos a tres cen-

tímetros, habiéndose hallado individuos de mayor magnitud.

2.4.4. *Muscovita*

Esta mica se muestra como agregados no comerciales de un color gris-verdoso. La muscovita presenta una estructura de "cola de pescado" formando paquetes irregulares de variados volúmenes distribuidos en forma errática en las zonas intermedias. Se trata de paquetes cuyas láminas forman entre sí ángulos que oscilan desde 60° a 90°. Esta forma curiosa de presentación posiblemente sea debida a fenómenos de presión durante su crecimiento. Hay que destacar la presencia de fracturas que atraviesan el núcleo y las zonas intermedias y que se hallan tapizadas por paquetes de muscovita, estando los planos de clivaje prácticamente perpendiculares a esas fracturas. En esos casos, parece evidenciarse que la muscovita fue depositada mediante el reemplazo de las paredes de la fractura por material introducido, posiblemente, después de la formación de las distintas zonas de las pegmatitas. Intercalados entre las láminas de esta mica, se encuentran minerales de uranio, del grupo de la "gummita", que provendrían de la alteración de un óxido de uranio primario (uraninita).

2.4.5. *Biotita*

Esta mica es escasa y suele hallarse en láminas diminutas, alteradas parcialmente en cloritas.

2.5. *Minerales accesorios*

2.5.1. *Berilo*

Este mineral es el principal motivo de explotación económica. Se presenta en cristales prismáticos euhedrales, llegando en algunos casos a tener dimensiones muy apreciables (tres o cuatro metros de largo y más de un metro de diámetro).

Su coloración en general es amarillo verdoso, pero presenta distintas tonalidades desde el centro hacia el borde de los individuos a modo de bandas cuyos tonos más claros y lípidos se hallan en las franjas más externas. Esta zonación observable en este aluminosilicato, se debe presumiblemente a un cambio en la composición de las soluciones que lo originaron.

La concentración mayor de berilo se halló en las labores VII y XI.

2.5.2. *Columbita-tantalita*

De las zonas centrales de los cuerpos pegmatíticos se han extraído pequeños bolsones de aproximadamente 70-80 kg de columbita-tantalita. Constituyen asociaciones de cristales prismáticos, cortos, de color negro, presentándose a veces perfectamente maclados y la distribución de estos cristales en general, es errática en la zona intermedia y central.

2.5.3. *Granate*

Este silicato que se presenta en pequeños cristales es sumamente escaso. Se trata de un mineral rojo acaramelado; por medio de un diagrama de difracción de rayos X, se determinó que pertenece al tipo de la spessartita. Los cristales que se hallaron de este mineral están parcialmente alterados en clorita, siendo observable dicha descomposición bajo el binocular y el microscopio de polarización.

2.5.4. *Apatita*

Este fluorfosfato cálcico se presenta por lo general en forma maciza; su distribución es errática, principalmente en la zona intermedia, observándose desde masas pequeñas de pocos centímetros de diámetro, alcanzando a veces, el tamaño de un puño. Su coloración es variada como veremos más adelante, variación de color que se atribuye a un

cambio en la composición de las soluciones que originaron este mineral. Algunas veces se presenta como pecas o en pequeñas guías reemplazando a la triplita y además, en diminutos cristales asociados a los agregados esponjosos de los productos de alteración.

2.5.5. *Triplita*

Esta especie fosfatada forma masas, situadas en las proximidades de las zonas centrales de las pegmatitas (labores VII y XI). Estas registran hasta 5 m de diámetro, se encuentran parcialmente alteradas y dan origen en su proceso de intemperización a la secuela de minerales secundarios. A simple vista se aprecian dos variedades: una triplita clara y otra oscura. Dentro de los minerales secundarios, que se formaron principalmente a expensas de estos fosfatos, se hallan distintas especies y variedades, pudiéndose mencionar dentro de los fosfatos: metaestregita, strengita, hureaulita, bermanita, dufrenita y heterosita, hallándose además criptomelano, psilomelano, hematita, limonita, etc. La descripción y estudio de los fosfatos, motivo de este trabajo, se reseña más adelante.

2.5.6. *Uraninita*

Se encuentran restos de este mineral radiactivo, principalmente con los paquetes de mica. Se presenta en pequeños nódulos negros, rodeados de uranofano y de oceres del grupo de la "gummita".

2.5.7. *Calcopirita*

Se presenta asociado a pirita y cuarzo, en finas guías o en granos pequeños, atravesando e impregnando los nódulos de minerales fosfatados y las masas de feldespatos.

2.5.8. *Pirita*

Más abundante que el sulfuro anterior, en individuos de hasta 8 mm de lado; se halla en pequeñas venillas o en masas de cuarzo.

2.5.9. *Otros minerales*

En la labor XII aparece tetradymita, asociado a cuarzo y muscovita, mineral éste ya mencionado en el trabajo de Ahlfeld y Olsacher (1944).

Finalmente, se señala además la existencia de fluorita fétida, sobre todo, en los cuerpos septentrionales (lab. I y II).

2.6. *Minerales supergénicos*

2.6.1. *Minerales de uranio*

Estos minerales se hallan cubriendo e impregnando a otros, como feldespato y mica; constituyen una masa mineralizada de una potencia media aproximada de 60 cm y una longitud de 3 m (labor IX).

La impregnación uranífera suele hallarse acompañada por algunos minerales de cobre, tales como malaquita, azurita y algo de calcosina. Los minerales radiactivos que la integran están representados por torbernita $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12 \text{H}_2\text{O}$, autunita $\text{Ca}(\text{UO}_2)(\text{PO}_4) \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ y uranofano $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 5 \text{H}_2\text{O}$. La primera mica uranífera, posee color amarillo verdoso, algo brillante; en cambio la segunda se presenta con un color verde amarillento más pálido y aparentemente se halla en menor proporción que la torbernita. Ambos fosfatos de uranio se encuentran en agregados escamosos; se presentan en individuos aislados, sin ninguna orientación preferencial.

2.6.2. *Minerales de cobre*

Se cita en primer término la existencia de calcosina, que se presenta como guías de hasta 10 cm de espesor, con un desarrollo de algunos metros. Entre

los minerales oxidados se determinaron: malaquita y azurita como los más frecuentes, y en menor proporción brochantita $\text{SO}_4(\text{OH})_6\text{Cu}_4$ y antleritas $\text{SO}_4(\text{OH})_4\text{Cu}_3$ identificados por difracción de rayos X. Además, cabe destacar la presencia de turquesa y libethenita, fosfatos que serán tratados más adelante.

2.6.3. *Oxidos de hierro*

Como limonita y hematita en agregados escamosos y terrosos mezclados íntimamente con minerales de manganeso.

2.6.4. *Oxidos de manganeso*

Al igual que los de hierro, forman parte de la cubierta de alteración. Los óxidos determinados son: pirolusita, con hábito acicular y criptomelano en pequeñas costras alternando o en mezcla íntima con distintos fosfatos.

2.6.5. *Otros minerales*

Asociados a los fosfatos se determinó yeso y caclín y además un fluoruro, pa-

cholita ($\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$), según Hurlbut y Aristarain (1968).

Finalmente, completando el conocimiento actual acerca de los compuestos secundarios de las pegmatitas que nos ocupan, corresponde citar, además de los que se describen en el siguiente capítulo, otros a saber: bermanita y esforita (Hurlbut y Aristarain, 1968) y dufrenita (Gay, 1968).

Resumiendo, en el cerro Blanco, encontramos la asociación característica de minerales de pegmatitas, junto a otros cuya formación corresponden a soluciones de carácter hidrotermal. A estas se suman, luego, aquellos derivados de procesos de meteorización de los anteriores, originando compuestos supergénicos que caracterizan las zonas de oxidación y enriquecimiento secundario (cementación).

3. FOSFATOS DE LAS PEGMATITAS DEL CERRO BLANCO

En el curso de esta investigación se han determinado las siguientes especies pertenecientes al grupo de las pegmatitas:

CUADRO 1

Fosfatos primarios	Fosfatos secundarios de Cu y de U	Fosfatos secundarios de Fe y Mn
Triplita { Variedad oscura Variedad clara	Libethenita Turquesa	Metaestregita Heterosita
Apatita { Verde azulada Verde pálido	Torbernita Antunita	Hureaulita

3.1. *Triplita* $(\text{Mn,Fe,Mg,Ca})_2(\text{PO}_4) \cdot (\text{F,OH})$

Este mineral aparece en masas aisladas, preferentemente de gran tamaño en forma de nódulos o bochones; de acuerdo a su color se puede diferenciar fundamentalmente dos variedades: *a*) una clara y *b*) otra oscura. Esta última variedad que presenta un color castaño claro a rosado, es la que predomina, las masas de este fosfato están atravesadas por venas más jóvenes de una triplita oscura casi opaca. La masa de triplita en general muestra megascópicamente una alteración que la tiñe ligeramente de un color gris-azulado; esta alteración en ciertas partes es muy pronunciada, llegando a constituir un material esponjoso, en el cual se halla una serie de fosfatos secundarios, de composición muy compleja, en cristales pequeños e intermezclados entre sí.

a) Triplita clara

Hábito y modo de presentarse: observaciones realizadas en varios cortes delgados, evidencian un proceso de alteración incipiente; de superficie sucia con acumulación en su masa de óxidos de hierro de color rojizo; se distinguen numerosas microfracturas rellenas en muchos casos con minerales límpidos y la presencia de pequeños núcleos de color de interferencias gris-azulado (metaestregita). En el relleno de las microfracturas se aprecia además una triplita fresca de color de interferencia castaño claro, registra cierta zonación, formando bandas dentro de las microfracturas. Esta forma de presentarse indicaría que las soluciones al circular a través de las grietas se enriquecieron de elementos formadores de esta nueva triplita, que se halla en mínima cantidad; asociado a este mineral se halla

etro de hábito tabular, a veces redondeado, muy pleocroico, biáxico negativo, alto índice de refracción; se trataría muy probablemente de un mineral del grupo de epidoto (ortita?).

Debemos destacar además, que la triplita clara es atravesada por venillas de color verde oscuro, débilmente pleocroico, biáxico negativo, este mineral suele presentarse en forma "arborescente" y de "nubes". Sobre la base de las características ópticas, se comprobó que se trata de un miembro de la serie trifilina-litiofilita. Este fosfato fue ya citado por Ahlfeld (1944), donde según dicho autor, "se halló trifilina en forma de ojos en el cuarzo junto a triplita, apatita, columbita y muscovita".

Propiedades físicas: masas compactas de brillo graso, clivaje en dos direcciones y peso específico $\sim 3,75$, dureza alrededor de 4,5, de acuerdo a la escala de Mohs. El color de la raya blanco amarillento.

Propiedades ópticas: índice de refracción moderada ($\beta \sim 1,66$); algo pleocroico, biáxico negativo y ángulo $2V$, mediano.

b) Triplita oscura

Hábito y forma de presentación en masas compactas rellenas de grietas dentro de la triplita clara, a modo de venas, las que suelen ir acompañadas de cuarzo límpido, pirita y algo de calcopirita.

Propiedades físicas de color castaño oscuro, su dureza es algo mayor de 5, de acuerdo a la escala de Mohs. Peso específico $\sim 3,80$, el color de la raya gris.

Propiedades ópticas: índice de refracción algo mayor que el de la variedad clara ($\beta = 1,68$), biáxico negativo, ángulo $2V$ mediano.

CUADRO II

Datos de diagramas de rayos X (Líneas principales)

Triplita clara Cº Blanco ¹		Triplita oscura Cº Blanco ²		Triplita castaña Sierra Branca, Brasil ³	
d. (A°)	I	d. (A°)	I	d. (A°)	I
—	—	—	—	4,27	1
3,647	d+	3,633	d+	3,62	4
3,56	d+	3,55	d+	—	—
3,42	d+	3,41	d+	3,41	2
3,24	F	3,23	F	3,23	6
3,037	MF+	3,02	MF+	3,03	8
2,866	MF	2,86	MF	2,86	10
2,83	d-	2,82	d-	2,83	1
2,73	d-	2,73	d-	2,73	1
2,68	d-	2,68	d-	2,69	1
2,61	d+	2,60	d+	2,60	2
2,50	d-	2,528	d-	2,53	1
2,47	d-	2,48	d-	2,471	1
—	—	—	—	2,377	1
2,31	d-	—	—	2,316	1
—	—	2,29	d-	2,29	1
2,21	d-	2,215	d-	2,21	2

¹ y ² Valores obtenidos con radiación Cu/Ni. Cámara 114.6 mm.

³ Valores obtenidos con radiación Fe/K α , según M. Linderberg. Am. Min. 35-1, 2, (1950).

MF: muy fuerte; F: fuerte; M: mediana; d: débil; d+: débil más; d-: débil menos.

3.2. Apatita

Hábito y forma de presentación: esta especie mineral se presenta generalmente en masas cristalinas, aunque a veces suele hacerlo en pequeños individuos, en forma de prismas hexagonales y agujas.

Se encuentra diseminado en los cuerpos pegmatíticos asociado al cuarzo y a las masas de feldespato y muscovita; también acompañando a los bochones de triplita. Megascópicamente se distinguen dos variedades: a) la de color verde pálido a verde manzana, la más

abundante y b) la de color verde azulado, en menor cantidad que la anterior, en prismas tabulares y frecuentemente asociada con turquesa.

Conclusiones: Los diagramas de rayos X revelan una escasa diferencia en los espaciados de las dos variedades; los análisis químicos en cambio, evidencian una apreciable diferencia sobre todo en la gran proporción de SiO₂ que se encuentra en la variedad verde-azulada. Este último dato hace pensar que el anión [PO₄]³⁻ pudo haber sido sustituido parcialmente por [SiO₄]⁻.

CUADRO III

Análisis químicos de las dos variedades de triplita ^{1, 2}

	Variedad oscura % ³	Variedad clara % ³
FeO.....	26,70	16,10
Fe ₂ O ₃	—	—
P ₂ O ₅	30,00	28,40
MnO.....	39,60	38,40
CaO.....	1,30	5,15
MgO ₂	Vestig.	9,25
SiO.....	0,28	1,30
Li ₂ O.....	—	—
Total....	97,88	98,60

¹ Se debe destacar que en ambas variedades se registró F, pero al no contarse con los medios necesarios, fue imposible cuantificarlo.

² Es necesario aclarar que los análisis practicados por E. Kitl (1954), en las dos variedades de triplita, no concuerdan con los presentes, sobre todo en lo que hace a la proporción de MgO y MnO.

³ Analistas, Dr. F. H. Larumbe y Dra. A. L. C. de Lavado, CNEA. y J. L. Iborras, Fac. de Química de la Universidad Nacional de La Plata.

CUADRO IV

Diagrama de rayos X

Apatita verde pálido		Apatita verde azulada	
d. (A°)	I'	d. (A°)	I'
3,41	d	3,426	d
2,85	F	2,85	F
2,79	MF	2,796	MF
2,63	d	2,69	d
2,23	d	2,24	d
1,95	F	1,94	F
1,88	d	1,88	d
1,73	d	1,84	d
—		1,77	d
—		1,74	d

Rad. Cu/ni. Cámara 114,6 mm.

CUADRO V

Composición química (en %)

	Apatita verde azulada	Apatita verde pálido
P ₂ O ₅	34,10	44,00
CaO....	46,50	47,80
MnO ...	0,90	1,50
Fe ₂ O ₃ ...	0,30	0,80
Na ₂ O...	0,40	Vestig.
SiO ₂	13,90	Vestig.
CuO....	0,30	—
Insol. ..	1,00	3,10
Total.	97,40	97,20

Analista : Dr. F. H. Larumbe, CNEA.

CUADRO VI

Diagrama de rayos X para turquesa

d. (A°)	I'	d. (A°)	I'
9,08	MF	4,16	d
6,74	MF	3,68	F
6,18	F	3,52	d
6,02	MF	3,43	F
6,12	d	3,26	F
4,82	MF	3,11	d
4,62	d	3,04	d
4,48	d		

¹ Rad. : Cu/Ni. Cámara 114,6 mm.

3.3. Turquesa [CuAl₆(PO₄)₄(OH)₈·5H₂O]

Esta especie mineral se encuentra asociada íntimamente con apatita, en zonas alejadas de los bochones de triplita; además se halla acompañada de feldespato potásico, óxidos de hierro, carbonatos, sulfatos y silicatos de cobre. Se presenta en masas arriñonadas, a veces en guías rellenando diminutas grietas de la roca que lo contiene.

Genéticamente se puede concebir que la presencia de turquesa, se debe a di-

soluciones cupríferas de superficie que actuaron sobre los feldespatos ricos en alumina y al fósforo que proviene de la apatita.

3.4. *Metaestregita* (*fosfosiderita*)
 $\text{Fe}^3(\text{PO}_4)(\text{H}_2\text{O})$

Mineral abundante como producto de alteración de la triplita, de un característico color azul violáceo y asociado íntimamente con strengita. Comúnmente se encuentra en costras recubriendo grietas de la triplita y a veces en pequeñas drusas con cristales tabulares delgados o de hábito prismático grueso. El estudio morfológico permitió identificar de acuerdo a Dana (1951) las formas: b (010), h (011), d (111), m (110), (fig. 4).

Características ópticas: según H. D. Gay (1968)

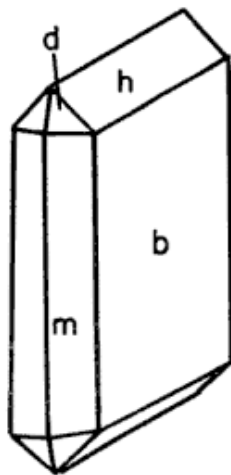


Figura 4

$\alpha = 1,691$
 $\beta = 1,724$
 $\gamma = 1,738$
 $2V (-) 62^\circ$
 $X = c \sim 4^\circ$
 $Y = b$

3.5. *Hureaulita* $(\text{Mn}, \text{Fe})_5\text{H}_2(\text{PO}_4)_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Es un producto de alteración de la triplita, variedad clara, y se encuentra tapizando grietas de este mineral, pero

CUADRO VII

Principales espaciados reticulares para metaestregita

d. (Å°)	I ¹	d. (Å°)	I ²
6,463	d	6,48	10
5,50	d stren.	—	—
4,87	d	4,88	10
4,646	d	4,67	50
—	—	4,55	5
—	—	4,48	5
4,332	F	4,327	60
—	—	4,089	20
—	—	3,96	20
3,59	d	3,592	50
3,31	M	3,32	20
3,09	d	3,052	30
2,77	MF	2,77	100
—	—	2,651	10
2,54	d	2,557	50
—	—	2,452	10
2,32	d	2,338	20
2,117	d	2,123	30
2,01	d	2,010	50

¹ Metaestregita del C° Blanco, ánodo de Cu y filtro de Ni, cámara diámetro 114,59 mm.

² Datos de A.S.T.M. (ficha N° 12-202). Anodo de Fe, filtro Mn, cámara diámetro 114,59 mm.

CUADRO VIII

Composición química (en %)

P_2O_5	34,30
Fe_2O_3	35,60
MnO_2	2,50
Al_2O_3	4,80
Na_2O	2,90
H_2O	17,90
Insol.....	2,00
Total.....	100,00

Analista: F. H. Larumbe, CNEA.

más comúnmente como bandas concéntricas, asociada a otros minerales secundarios (fig. 5), principalmente metaestregita, criptomelano y heterosita.

También aparece como cristales transparentes de color rosado a pardo rosado, en pequeños prismas de hábito tabular.

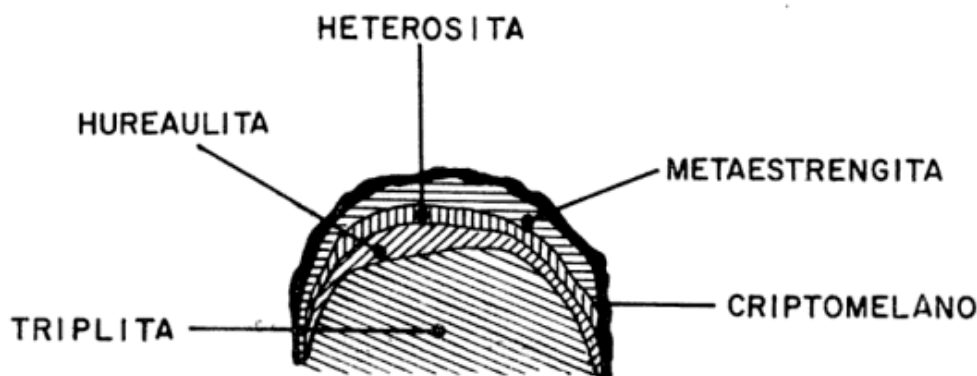


Figura 5

Propiedades ópticas

	Orientación	Biáxico negativo
$\alpha = 1,649$	X = a	
$\beta = 1,651$	Y = b	$2V \sim 74^\circ$
$\gamma = 1,598$	Z = c	

CUADRO IX

Análisis químicos de hureaulita de C^o Blanco y de La Vilate, Francia

	C ^o Blanco % ¹	La Vilate % ²
P ₂ O ₅	36,30	38,00
MnO	39,42	41,67
FeO.....	12,00	7,86
Insol.....	1,70	0,38
H ₂ O por dif....	10,60	11,98
Total.....	100,00	99,84

¹ Analista: F. H. Larumbe, CNEA.

² Dana's System of Mineralogy (1951).

CUADRO X

Espaciados reticulares para hureaulita

d. (Å)	I ¹	d. (Å)	I ²	d. (Å)	I ³
8,752	d+	8,74	80	8,70	60
7,97	M	7,98	80	8,04	70
4,646	M	4,67	40	—	—
4,483	md	4,49	40	—	—
4,076	d+	4,03	40	—	—
—	—	3,78	20	—	—
3,590	M	3,60	20	—	—
—	—	3,38	5	—	—
3,143	MF ³	3,13	100	3,136	100
2,978	d+	2,97	80	2,985	70
2,875	d	2,86		—	—
2,77	d	2,712	50	—	—
2,614	d+	2,605	60	2,630	40
2,556	d+	2,529	40	—	—

¹ Hureaulita, C^o Blanco, rad. Cu, filtro Ni. Diámetro de la cámara 114,59 mm.

² Datos de A.S.T.M. (ficha N^o 11-379). Rad. Fe, filtro Mn.

³ Principales espaciados reticulares de hureaulita, mina Santa Ana, San Luis, Argentina.

3.6. *Heterosita* (Fe^{III},Mn^{III})PO₄

Asociado al material de alteración producto de la descomposición de la tripilita, se encuentra heterosita¹; este mineral se determinó por primera vez en el país.

Se presenta en costras delgadas o en agregados cristalinos muy finos en los que no fue posible identificar las formas. Color pardo oscuro a negro.

Características ópticas:

Biáxico negativo

$\alpha \sim = 1,86$
 $\beta \sim = 1,887$
 $\gamma \sim = 1,91$

$2V \sim = 37^\circ$

Mineral muy pleocroico α , gris pardo β y γ rojo.

CUADRO XI

Principales espaciados reticulares Rad. Cu/Ni

d. (Å ^o)	I ¹	d. (Å ^o)	I ²
6,26	M	6,28	40
—	—	5,51	10
4,84	d	4,85	25
4,27	F	4,29	75
3,86	d	3,87	40
3,49	MF	3,48	100
3,06	d	3,06	25
2,94	M	2,93	50
2,74	M	2,73	75
2,52	d	2,51	10
—	—	2,43	40
—	—	2,32	10

¹ Espaciados reticulares correspondientes heterosita del C^o Blanco.

² Datos del A.S.T.M. Ficha 11-457.

³ Al respecto debe aclararse que el mineral identificado por Stelzner (1873) como "heterosita" y descripto luego por otros autores (Olsacher, 1938; Ahlfeld y Angelelli, 1948), se verificó en el curso de esta investigación que corresponde en realidad a la metaestregita.

CUADRO XII

Composición química (en %)

	Heterosita ¹	Teórica ²
Fe ₂ O ₃	28,80	26,25
Mn ₂ O ₃	24,80	26,55
P ₂ O ₅	35,30	47,55
Na ₂ O.....	2,50	—
CaO.....	3,10	—
Al ₂ O ₃	2,50	—
H ₂ O.....	3,00	—
Total.....	100,00	100,00

¹ Analista: F. H. Larumbe, CNEA.

² Composición teórica de acuerdo a Dana's system of Mineralogy (1.951).

3.7. *Libethenita* 4CuO.P₂O₅.H₂O

Hábito y forma de presentación: este fosfato señalado por primera vez en el país se encuentra tapizando pequeñas drusas de la zona de intemperización. Se presenta en cristales rómbicos bipiramidales, asociado a turquesa, apatita, malaquita, azurita, etc. Algunos individuos son perfectos con caras límpidas, otros en cambio, se observan parcialmente corroídos. Su color es verde oscuro.

El estudio morfológico nos permitió identificar de acuerdo a Dana, las formas: e (110), m (011), fig. 6.

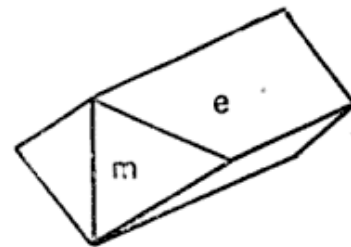


Figura 6

Propiedades ópticas:

	Orientación	Biáxico negativo
$\alpha \sim = 1,702$	X = a	$2V \sim 90^\circ$
$\beta \sim = 1,745$	Y = b	
$\gamma \sim = 1,788$	Z = c	

CUADRO XIII

Datos de diagramas por difracción de rayos X

d. (Å°)	I ¹	d. (Å°)	I ²
5,828	F	5,85	90
4,78	MF	4,81	100
4,152	md	4,11	10
3,723	M	3,69	70
2,902	F	2,92	90
2,629	MF	2,63	100
2,556	d	2,55	50
2,41	d	2,40	60
2,309	d+	2,30	60
2,066	d	2,07	40
1,964	d	1,97	20
1,914	d	1,91	20
1,862	d	1,86	40
1,813	d	1,80	20
1,708	d+	1,71	70
1,661	d	1,66	50
1,644	d	—	—
1,615	d	1,62	60
1,582	d+	1,58	70
1,546	d+	1,55	60
1,507	d	1,50	40
1,473	d	1,47	60
1,452	d	1,45	70

¹ Libethenita, C° Blanco. Rad. Cu/Ni.

² Datos de A.S.T.M. (ficha N° 8-107).

CUADRO XIV

Composición química (en %))

	1	2
P ₂ O ₅	31,70	29,31
CuO.....	63,80	66,42
H ₂ O por dif..	4,50	3,74
Total.....	100,00	99,47

¹ C° Blanco, analista F. H. Larumbe, CNEA.

² Coquimbo, Chile, de Dana's System of Mineralogy (1.951).

4. ALGUNAS CONSIDERACIONES GENÉTICAS ACERCA DE LOS FOSFATOS

4.1. Fosfatos primarios

La apatita blanco-verdosa no se halla distribuida homogéneamente en la masa pegmatítica, sino, en forma errática, hecho que sugiere su formación en una etapa separada de la cristalización de los minerales más comunes.

La apatita azul-verdosa en cambio, se considera que se ha originado en una etapa posterior, en una fase hidrotermal, debido a que se halla en cristales tabulares rellenoando pequeñas grietas, asociados a sulfuros y cuarzo; estas grietas, suelen atravesar bajo distintas direcciones las zonas centrales de las pegmatitas.

Respecto de las dos variedades de triplita ya expuestas, se opina que la formación de estas corresponderían a una generación posterior a la de la apatita blanco-verdosa.

La formación de la triplita tuvo lugar en dos etapas distintas, dando origen primeramente a la triplita clara y luego a la oscura, bajo distintas condiciones de depositación. En efecto, la variedad oscura se diferencia netamente de la otra y rellena fisuras y hasta engloba a la variedad clara; también se ha notado la presencia de triplita oscura en masas aisladas.

4.2. Fosfatos secundarios de cobre y uranio

La acción de soluciones acuosas descendentes que actuaron atacando a los fosfatos primarios, óxidos de uranio y a minerales ricos en alúmina y en cobre, originaron en la zona de mayor oxidación, turquesa y libethenita. Producto de estas soluciones mineralizantes serían también torbernita y autunita, que impregnan un área considerable de las pegmatitas.

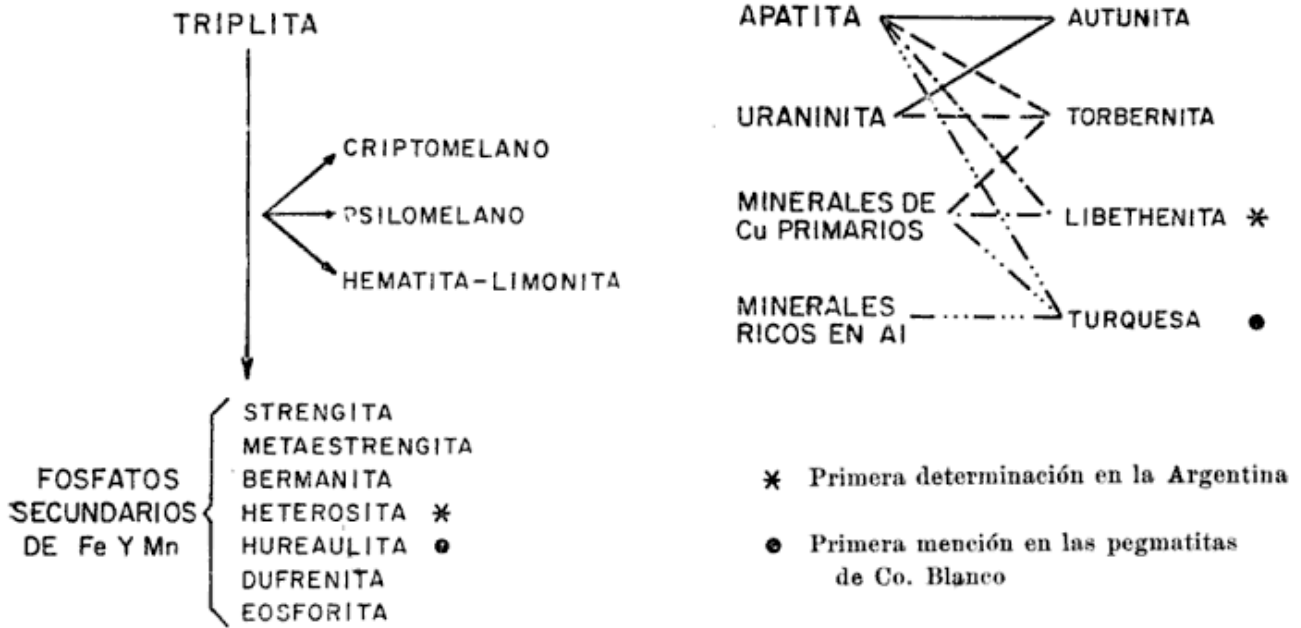


Figura 7

4.3. Fosfatos secundarios de hierro y manganeso

Se puede establecer que las complejas reacciones químicas que dieron origen a estos múltiples fosfatos, son el producto de varios factores, dentro de los cuales los principales serían:

- a) hidratación,
- b) oxidación parcial o total de iones ferrosos o manganosos, y
- c) disolución y precipitación de varios iones para formar nuevos compuestos.

Estas acciones químicas, son el resultado de las aguas meteóricas, que actuarían sobre las masas de triplita. Los dos sistemas de clivaje de este mineral, desempeñarían un importante papel en guiar el desarrollo de los productos de alteración.

Finalmente, en la fig. 7 se indica el esquema posible de alteración de los minerales primarios del grupo de los fosfatos y los supergénicos resultantes.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar hago llegar mi agradecimiento al doctor Enrique Linares, responsable de las tareas de investigación llevadas a cabo por el suscripto, el que ha puesto a mi disposición todas las facilidades de la División a su cargo, así como el oportuno asesoramiento, durante el transcurso de esta investigación.

Al Ing. Victorio Angelelli por las sugerencias y apoyo prestado. Al personal del Laboratorio de Química, por la realización de numerosos análisis químicos de las muestras estudiadas. Al señor Iborras de la Facultad de Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de La Plata, por la ejecución de algunos análisis químicos. A los doctores Lucero y Diez, de la Delegación Centro, por la colaboración prestada durante una visita al área estudiada. A los señores E. Amato y M. Martínez por la preparación de cortes delgados y preparados de rayos X, y finalmente, a las señoritas Bonneu y Basile, por la confección de las láminas.

Es propicio también agradecer al señor Próspero Molina, titular de las pertenencias mineras estudiadas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. Las especies minerales de la República Argentina. Univ. Nac. Tucumán. Ins. Geol. y Minas, Jujuy. Pub. 458.
- Angelelli, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina. I. Yacimientos metalíferos. Rev. Museo Arg. Cs. Nat. B. Rivadavia. Cs. Geol., I. Buenos Aires.
- Aristarain, L. F. y Hurlbut, C. S., 1969. Hureaulita de la Mina Santa Ana, San Luis, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XXIV, n° 1, pág. 73.
- Berman, Palache and Frondel, C., 1951. Dana's System of Mineralogy, II. N. York.
- Cameron, L. R.; Jans, R. H.; McNair, A. H. and Page, L. R., 1949. "Internal Structure of Granite Pegmatite". Econ. Geol. N° 2, pág. 16.
- Gay, H. D., 1964. "Fosfatos de las pegmatitas del cerro Blanco". Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XXIII, N° 4, pág. 279.
- Cranero Hernández, 1958. Informe sobre las posibilidades uraníferas de la mina El Criollo. Inf. inédito. CNEA.
- Hurlbut, C. S. and Aristarain, L. F., 1968. "Bermanite and its occurrence in Cordoba, Argentine". American Mineralogist. 54: 416-431.
- Kitl, E., 1954. Los fosfatos de las pegmatitas del cerro Blanco cerca de Tanti, Córdoba. Rev. Minera. Soc. Arg. de Min. y Geol. T. XXI, N° 2, pp. 39-48.
- Kitl, E., 1958. Los fosfatos secundarios del cerro Blanco, cerca de Tanti, Córdoba. Bol. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba. T. 40, pp. 285-292.
- Olsacher, J., 1938. Los minerales de las Sierras de Córdoba. Univ. Nac. de Córdoba.
- Stelzner, A., 1873. Mineralogische Beobachtungen in Gebiete der Argentinischen Republik; Tschermafz Min. Nitt 1873, p. 219.

Recibido el 31 de julio de 1969.

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

Metamorphic Petrology, Mineralogical and field aspects. Por FRANCIS J. TURNER, Editorial McGraw-Hill Book Company, 403 páginas.

Este libro ha de ser, sin duda, bien recibido por quienes trabajan en geología con los distintos aspectos del metamorfismo. Desde el punto de vista que está tratada la obra, es decir siempre teniendo en cuenta la implicancia geológica, resultará de inestimable interés no sólo para el petrólogo especializado en metamorfismo, sino para quienes trabajan en geología en general.

El enfoque dado a *Metamorphic Petrology* por Turner es geológico-mineralógico-experimental. Los innumerables ejemplos dados al tratar los distintos aspectos del metamorfismo, se traducen en una clara y objetiva exposición de los problemas, los cuales son, además, explicados desde el punto de vista mineralógico, ya sea por observación en el campo como por experimentación. Es así que el punto triple en el sistema andalusita-cianita-sillimanita es de vital importancia para asignar los parámetros presión y temperatura (en particular la presión). Sobre esta base Myashiro introdujo el concepto de facies series metamórficas, no compartido por Turner, aduciendo que el equilibrio entre andalusita, cianita y sillimanita se produciría a presiones menores que las sostenidas por otros autores. A pesar que en el sistema mencionado aun existen divergencias en cuanto a las temperatura y presión de las curvas univariantes y puntos nulivariantes, la presión sería algo más elevada que la concebida por Turner.

Las facies metamórficas son prácticamente las mismas que las anunciadas por Fyfe y Turner en 1966, pero nombrando específicamente como facies a la asociación prehnita-pumpellita-metagrauwacke.

Los capítulos 1 y 2 (págs. 1-84) son de carácter general, incluyendo numerosos ejemplos de los distintos tipos de metamorfismo. Capítulos 3 y 4 (págs. 85-171) representan la base experimental y termodinámica para explicar las distintas facies metamórficas. El capítulo 5 (172-189) se refiere a métodos de representación gráfica y nomenclatura de las facies metamórficas; los capítulos 6, 7 y 8 (190-348) son una revisión de las facies metamórficas. Aquí se incluyen facies de transición para explicar la diferencia de grados metamórficos en las fajas metamórficas (metamorphic belts) (ej. Barroviano, Buchan, Ryoque, etc.). En el último capítulo, 8, (349-386), escrito a modo de conclusión, se trata de establecer las condiciones que prevalecieron durante el metamorfismo, el significado físico de las facies de metamorfismo regional y la implicancia geológica, como ser la relación entre orogenia, plutonismo y tiempo.

En conclusión, la objetividad de esta obra y la claridad con que están expuestos los temas harán que se transforme en una obra de consulta y un texto indispensable.

Eduardo Jorge Llambías
Universidad Nacional del Sur

LAPPARENT, A. DE, 1965. *Précis de Minéralogie*. (Reimpresión). Librairie Albert Blanchard, 420 pág. París.

Este libro admirable ha desaparecido de circulación hace varias décadas y en muy pocas bibliotecas se encuentra algún ejemplar de la séptima edición, publicada por Masson et Cie entre 1920 y 1925.

La Librería A. Blanchard, que ya ha puesto en venta anteriormente una reimpresión de la *Minéralogie* de A. Lacroix y de las obras de Albert Palissy, ofrece ahora una reproducción fotográfica del *Précis de Minéralogie* de A. de Lapparent, el cual seguramente conocerá el éxito que se merece. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

GOGUEL, J., 1965. *Traité de Tectonique*. 2ª ed. Masson et Cie, 457 pág., París.

En esta segunda edición se han conservado los lineamientos de la primera (1952), aun cuando haya sido aumentada en 75 páginas. El capítulo XVI, sobre la isostasia y la noción de corteza, ha sido rehecho completamente, teniéndose en cuenta los conocimientos recientes sobre el papel posible del manto superior. El capítulo XVII, concerniente a las deformaciones orogénicas, ha servido para que el autor entable una interesante discusión sobre las comparaciones posibles entre las tectónicas alpina, hercínica y precámbrica. El capítulo XXII es enteramente nuevo y está consagrado al examen del margen de incertidumbre de las interpretaciones tectónicas y a la evolución de las ideas, terminando con consejos de prudencia. El capítulo XXIV, y último, está dedicado a la búsqueda de una explicación.

Verdaderamente, se trata de una segunda edición digna de ese nombre, corregida, puesta al día y aumentada que, a no dudarlo, conocerá idéntico éxito que la primera. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

LACOMBE, H., 1965. *Cours d'Océanographie physique*. Gauthier-Villars Ed., 392 pág., 224 figs. París.

La evolución acelerada de los métodos e instrumental correspondientes a la Oceanografía física, que ha tenido lugar en los últimos 20 años, hacía necesaria una obra, como la que comentamos, que comprendiera los nuevos conocimientos, adquiridos principalmente después de la última guerra mundial. Aun cuando sería vano esperar que un solo autor expusiera todo el contenido de esta rama de la Oceanografía, bajo una forma suficientemente simple y con una extensión bastante reducida como para no escapar a la finalidad de la obra, puede decirse que H. Lacombe, Ingeniero hidrógrafo y profesor de la cátedra de Oceanografía física en el Museo de Historia Natural, nos presenta, no lo que podría ser un tratado enciclopédico, que serviría casi exclusivamente como obra de consulta, sino el contenido de un curso, profesado en la Escuela de Aplicación del Servicio de Hidrografía de la Marina de Francia.

Como tal, el libro está dirigido a los ingenieros cultores de las ciencias naturales que poseen un sólido conocimiento de Física y Matemática, a los que proporcionará interesantes y valiosos conocimientos, no sólo desde el punto de vista de la riqueza de la documentación teórica, sino por sus aplicaciones prácticas a la navegación, a la explotación de puertos y a la investigación de los recursos naturales de la plataforma submarina.

En síntesis, se trata de una obra de enseñanza que presenta el estado actual de esta rama de la Oceanografía y que será bien recibida en países como el nuestro, donde no existen, al menos por el momento, obras de esta naturaleza, tanto por la densidad y rigor del contenido, como por su actualidad, a pesar de que su propio autor señale que no está destinada a cubrir todo el dominio de la Oceanografía física.

Una extensa bibliografía, al final de cada capítulo, en su mayor parte correspondiente a los últimos 20 años, completa la pauta del notable desarrollo alcanzado recientemente por esta disciplina de las ciencias del mar. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

DEWOLF, Y., 1965. *Intéret et principes d'une cartographie des formations superficielles*. Assoc. Public. Fac. Lettres Caen, 183 pág.

El trabajo reúne los resultados de varias investigaciones sobre la cartografía de las formaciones superficiales, llevadas a cabo en Caen, bajo la dirección de la autora, para responder a solicitudes de organismos dedicados a planeamientos integrales.

La primera parte de la obra pone en evidencia la importancia de la cartografía de las formaciones superficiales, producto de la evolución geomorfológica y punto de partida de la pedogénesis en la mayoría de los casos. La segunda parte esboza un panorama de los diversos ensayos de cartografía geomorfológica, pedológica y biogeográfica. La tercera parte está consagrada a definir los principios de una cartografía de las formaciones superficiales. Finalmente, la parte cuarta presenta algunos ejemplos de realización. Los mapas correspondientes, incluidos fuera del texto, están reproducidos en colores.

El conjunto del trabajo constituye una valiosa contribución a la definición de una geomorfología aplicada. Efectivamente, no cabe duda que los mapas de las formaciones superficiales son extremadamente importantes, tanto para la investigación geomorfológica, como para la búsqueda de soluciones a los problemas planteados por el planeamiento rural y urbano.

Los mapas son claros y constituyen un excelente testimonio de la evolución actual de la geomorfología hacia observaciones cada vez más precisas. Quizás podría haberse esperado que la parte metodológica hubiera recibido un desarrollo mayor. — *Prof. Dr. Augusto Pablo Calmels.*

NOTA AL DIRECTOR

La Plata, Febrero 4 de 1969

Sr. Director de la Revista de la AGA,
Dr. Carlos D. Storni,

S/D

Me dirijo a usted con motivo del trabajo que firma el Sr. Rofoldo M. Casamiquela en el Tomo XXIV, n° 3 de la Revista.

En dicha publicación se alude a los resultados obtenidos en dos trabajos de los cuales soy coautor, uno con el doctor Richard F. Flint (1963) y otro con el doctor Juan C. Riggi (1965).

Con referencia al primero de los trabajos mencionados, el señor Casamiquela cita en la pág. 307, 2ª columna, 1ª y 4ª línea: ...*“asomos merénicos”* ...en el *“érea Pilcaniyeu-Pichileufú”*. En las líneas 27 y 28 a su vez manifiesta: ...*“depósitos glaciales del valle de Pilcaniyeu”*. Ambas expresiones son INEXACTAS ya que no fueron descriptos en nuestro trabajo ni asomos morénicos en el área Pilcaniyeu-Pichileufú, ni depósitos glaciales en el valle de Pilcaniyeu.

Nuevamente en pág. 307, 2ª columna, líneas 12, 13, 14 y 15 manifiesta: ...*“yo sería más cauto en cuanto a las generalizaciones cronológicas”*... Más adelante en las líneas 38 y 39 dice: ...*“opino que hay exageración en las apreciaciones de aquellos autores y que es perfectamente legítimo aceptar para ellas una edad relativamente grande, tal vez equivalente de aquellas de las terrazas II ó III del valle de Huahuel-Niveo”*. Aquí deben considerarse dos aspectos a saber:

1º) Que las terrazas II y III se formaron según el señor Casamiquela durante los Interglaciales Mindel-Riss y Riss-Würm respectivamente de acuerdo a lo manifestado en pág. 301, 2ª columna, líneas 39, 40, 41 y 42 y pág. 302, 1ª columna, líneas 10, 11, 12. De esta forma la elaboración de las terrazas II y III NO PUEDEN NI DEBEN CORRELACIONARSE con sedimentos glaciales.

2º) En las páginas 31 y 34 de nuestro trabajo se explica y fundamenta por qué preferimos NO HACER CORRELACIONES; de lo contrario se hubiera agregado al Cuadro 12 (pág. 33) una columna más, correspondiente a los Drifts determinados para el área. Quizás la confusión radique en las referencias que se hacen a una posible edad pre-Wisconsin o al párrafo de la página 34 que dice: *“No se excluye la posibilidad de correlacionar las unidades de Argentina y EE. UU., AUNQUE CONSIDERAMOS QUE TAL RELACIÓN ES DIFÍCIL DE PROBAR POR AHORA”*.

Para hacer las “supuestas correlaciones” que preferimos no realizar se analizaron CINCO PARÁMETROS descriptos entre las páginas 18 y 27, utilizables en estratigrafía de edad relativa y otros SIETE (páginas 27 y 28) no aplicables a dicho fin en la zona, pero igualmente valiosos. El señor Casamiquela habla, en cambio, de Mindel, Mindel-Riss, Riss, Riss-Würm sin haber probado siquiera las glaciaciones correspondientes en el área que está investigando, ni cerca de ella. Será una nueva forma de ser “menos exagerado” y “más cauto”, pero que debo rechazar de plano por falta absoluta de pruebas.

En nuestro trabajo (Flint-Fidalgo, 1968) manifestamos dudas sobre la edad del Drift Pichileufú y no se descarta la posibilidad de que corresponda a una glaciación más antigua que la indicada por nosotros hasta el presente. Pero esto no significa que podamos hacer correlaciones o “echar mano” a las glaciaciones Riss, Illinois, etc.

En el trabajo realizado conjuntamente con el doctor Juan C. Riggi atribuimos a los Rodados Patagónicos de LA ZONA ESTUDIADA (Meseta Guenguel) ser *“la consecuencia natural de los procesos de pedimentación”* como lo manifiesta el señor Casamiquela en pág.

323. Más adelante en las CONCLUSIONES, pág. 326, párrafo 2.10, sin suministrar un solo argumento más con referencia a la Meseta Guenguel dice: "*Rechaza, del mismo modo, un presunto origen de los rodados en procesos de pedimentación, Dado el carácter de pan-patagónico de los mantos de rodados, es posible que esta conclusión (origen fluvio-glacial) pueda ser generalizada a las regiones australes (cf Fidalgo-Riggi, 1965)*". Los criterios utilizados en nuestro trabajo están claramente expresados en el texto y con referencia al tema pedimentos (glacis en la literatura de algunos países europeos) hay al menos SEIS PARÁMETROS INVESTIGADOS. La única razón esgrimida por el señor Casamiquela es "*el carácter pan-patagónico*" de los rodados por lo que, por ahora debo rechazar su conclusión en la región aludida, a la espera de fundamentos.

Los pedimentos son rasgos típicos de Patagonia pero no exclusivos. Vinculadas con la presencia de grava también existen morenas, planicies fluvio-glaciales¹, terrazas (fluviales y fluvio-glaciales), pedimentos de flanco, barras costeras, terrazas marinas y playas; todas, unidades geomórficas que hacen realmente interesante el paisaje de Patagonia y que fueron descritas parcialmente en un trabajo presentado al VIII Congreso de INQUA (1969) cuyo resumen ya fue publicado (A review of the Rodados Patagónicos problem, por Juan C. Riggi y Francisco Fidalgo).

Me he referido suscintamente y en forma exclusiva a las menciones directas que se hacen en el trabajo del señor Casamiquela con referencia a las dos publicaciones de las cuales soy coautor, sin considerar otros tópicos.

Lamento las discrepancias aquí apuntadas pero reconozco una única autoridad, LA NATURALEZA, como me enseñaron en mi paso por las aulas universitarias y por los lugares donde he estudiado y trabajado. Para su interpretación hacen falta parámetros de investigación y observaciones que deben constituir la columna vertebral de cualquier trabajo. Sin ellos sólo podrán producirse determinados géneros literarios que nada tienen que ver con la investigación geológica. — FRANCISCO FIDALGO.

¹ bajadas.

INSTRUCCIONES Y NORMAS A LOS AUTORES PARA LA PRESENTACION DE ORIGINALES

El creciente incremento de los costos de impresión de la Revista y el deseo de no reducir el número de sus páginas, ha obligado a la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, a requerir a los autores el estricto cumplimiento de las normas que se acompañan, para la presentación de sus manuscritos.

La Comisión Directiva hace saber, al respecto, que aquellos originales que no responden estrictamente a tales exigencias serán devueltos a los autores, para su adecuamiento.

1. Se recomienda que los trabajos no excedan en extensión las 30 páginas (tamaño carta), escritas a máquina. Se aceptarán trabajos más extensos cuando se disponga de espacio y/o el contenido de los mismos así lo justifique.
2. Los originales, sin excepción, deben ser escritos a máquina, a espacio normal, sobre un solo lado de la hoja.
3. Invariablemente, debe presentarse un "Resumen" en español, con su traducción en inglés, francés o alemán, recomendándose el uso del primer idioma citado.
Se recomienda que el "Resumen" no exceda las 150 palabras.
4. La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; año de la publicación; título completo de la obra; lugar de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.
5. Las citas bibliográficas deberán ser incluidas en el texto y referirse a la lista bibliográfica inserta al final de cada artículo, invariablemente.
6. Las ilustraciones deben cumplir los siguientes requisitos:
 - a) No podrán exceder, en superficie, el 10 % del total de páginas ocupadas por el texto (incluyendo bibliografía).
La Comisión Directiva sólo considerará la posibilidad de aceptar una mayor proporción de ilustraciones en casos especiales.
 - b) Los planos, mapas, perfiles, etc., deberán ser dibujados sobre papel blanco cartográfico o transparente, de buen cuerpo, con tinta china negra.
Se recomienda el dibujo a doble tamaño con respecto al de su publicación, a los efectos de obtener una reproducción y reducción adecuada.
 - c) El tamaño de las ilustraciones a publicar no debe exceder las dimensiones máximas de la caja (13,5 x 19 cm), recomendándose que se respete dicha relación de medidas.
 - d) Los planos, perfiles, mapas, etc., deben llevar invariablemente la o las respectivas escalas gráficas; no se aceptará la escala numérica.
 - e) Los planos de ubicación que comprendan parte del territorio argentino, deben incluir, invariablemente, la plantilla del país con el sector antártico argentino, dibujando en cualquier espacio libre.
 - f) En las ilustraciones lineales que deban reproducirse a igual tamaño, la altura mínima de las letras será de 1,5 mm. En caso de uso de rastras, se recomienda las de tipo abierto (mínimo 2 mm entre líneas o puntos), a los efectos de evitar el empastamiento en la impresión.

- g) Cuando los dibujos lineales se presenten a doble tamaño (para su reducción a la mitad), la altura mínima de las letras será de 3 mm, recomendándose el uso de rastras más abiertas que las señaladas en el punto anterior.
- h) Todas las letras contenidas en las ilustraciones deberán ser dibujadas con caracteres cartográficos, recomendándose el uso de letrógrafos (normógrafos).
- i) Las denominaciones de accidentes topográficos, hidrográficos, etc., (cerros, ríos, etc.), como así también sus abreviaturas, deben responder estrictamente a las normas del Instituto Geográfico Militar.
- j) En las ilustraciones lineales y especialmente en los planos y perfiles, se recomienda el mayor aprovechamiento posible de los espacios, evitándose las superficies en blanco, las que deben ser utilizadas para las observaciones, leyendas, etc.
- k) Los títulos, como "Mapa Geológico...", "Perfil transversal...", etc., sólo podrán incluirse en las ilustraciones cuando las mismas tengan espacios libres, permitiendo hacerlo sin aumentar su dimensión. En caso contrario, se colocarán a imprenta al pie de las ilustraciones.
- l) Los perfiles de largo excesivo deberán ser fraccionados y las partes resultantes ordenadas para confeccionar láminas a página entera.
- m) Las fotografías de cortes microscópicos, fósiles, etc., deberán presentar muy buen contraste y sólo deben comprender el objeto que se desea ilustrar. En los casos que corresponda, indefectiblemente deben llevar la escala gráfica.
- n) Cuando las ilustraciones se deben intercalar en el texto (no constituyendo láminas completas), se recomienda que su ancho corresponda con el de 1 ó 2 columnas.

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

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

SECCIONES ESPECIALES EN LA REVISTA DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

La Comisión Directiva de la Asociación ha resuelto que se incluyan en los números de los tomos de la Revista las NOTAS BREVES y las NOTAS AL DIRECTOR, con los siguientes propósitos y características.

NOTAS BREVES. Serán comunicaciones sobre hallazgos, descubrimientos o cualquier otro tipo de aportaciones cuyo conocimiento convenga no demorarlo, mientras se concreta y concluye la preparación de un trabajo completo. No se incluirán ilustraciones, ni transcripciones y la lista bibliográfica será mínima, limitada a lo imprescindible para el tema que se comunica. Se recomienda que la extensión de las Notas Breves, no excede de 500 palabras.

NOTAS AL DIRECTOR. Consistirán en comunicaciones breves referentes a trabajos publicados en la Revista de la Asociación, con el carácter de *addenda* o de *corrigenda*, o bien respuestas o réplicas sobre temas estrictamente técnico-científicos; pero ajustadas a extremo procedimiento y estilo dentro del respeto a los autores.

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 12 DE MARZO DE 1970
EN LA IMPRENTA CONI S. A. C. I. F. I., PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

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

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. J. C. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. HORACIO H. CAMACHO, BERNABÉ J. QUARTINO, ENRIQUE LINARES; *Vocales Suplentes:* DR. JUVENAL ZAMBRANO, LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. JORGE SCALABRINI ORTIZ.

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

COMISION DE LA REVISTA: La integran todos los miembros de la C. D. y aun puede recurrirse a consocios por especialidad.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

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

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

2) La lista bibliográfica llevará por título: "Lista de trabajos citados en el texto". Será confeccionada por orden alfabético, según sus autores y en orden cronológico cuando se citen varias obras del mismo autor. Si dos o más obras del mismo autor han sido publicadas en el mismo año, se distinguirán con las letras *a*, *b*, *c*, etc. Las respectivas citas llevarán las indicaciones siguientes: apellido completo e iniciales del nombre del autor; título completo de la obra; lugar y fecha de publicación. Tratándose de artículos aparecidos en publicaciones periódicas, se incluirá el nombre de las mismas convenientemente abreviado, con indicaciones del tomo y la página en que dicho artículo se encuentra. Se evitará el uso de términos superfluos tales como tomo, volumen; páginas, etc. A este efecto y para evitar confusiones, los números para distinguir los tomos se escribirán en caracteres romanos y aquellos referentes a las páginas en caracteres arábigos.

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

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

5) Los autores subrayarán con línea *entera* los vocablos que deban ser compuestos en bastardilla; con línea *cortada* los que deban ir en versalita y con línea *doble* los que deban ser compuestos en negrita.

La correspondencia de la Asociación deberá ser dirigida a

PERU 222, Buenos Aires (Rep. Argentina)

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

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

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

LIBRART S. R. L.

DISTRIBUIDORES EXCLUSIVOS DE LAS PUBLICACIONES
DE INSTITUCIONES Y SOCIEDADES CIENTIFICAS ARGENTINAS

Comisión de Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires

INDICE BIBLIOGRAFICO DE ESTRATIGRAFIA ARGENTINA

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

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

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

Se compone del temario siguiente:

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

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

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

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

VENTA EXCLUSIVA:

LIBRART S. R. L.

CORRIENTES 127

(EDIFICIO BOLSA DE CERALES)

BUENOS AIRES

T. E. 31 - 4368

Dirección Posta.

Casilla de Correo 5047

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. ROBERTO CAMINOS; *Tesorero:* DR. J. C. FERNÁNDEZ LIMA; *Vocales:* DR. HORACIO H. CAMACHO, BERNABÉ J. QUARTINO, ENRIQUE LINARES; *Vocales Suplentes:* DR. JUVENAL ZAMBRANO, LIC. HÉCTOR J. PÉNDOLA, DR. JORGE SCALABRINI ORTIZ.

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

COMISION DE LA REVISTA: La integran todos los miembros de la C. D. y aun puede recurrirse a consocios por especialidad.

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.