

REVISTA

DE LA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

S U M A R I O

DANIEL A. VALENCIO, BRIAN J. J. EMBLETON Y JUAN F. A. VILAS, Reconstrucción y evolución del continente Gondwana sobre la base de datos paleomagnéticos y de la propagación de los fondos de los océanos.....	5
<u>REUNIONES CIENTÍFICAS.....</u>	<u>24</u>
J. O. KILMURRAY Y L. DALLA SALDA, Las fases de deformación y metamorfismo en el área del Cerro Valdivia, provincia de San Juan, República Argentina.....	25
<u>COMENTARIO BIBLIOGRÁFICO.....</u>	<u>40</u>
JUAN A. ROBBIANO, Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia de Chábut, República Argentina.....	41
ALFREDO N. DEL MÓNACO, Geología económica de los niveles 110 y 140 de la mina "Gonzalito" (provincia de Río Negro) República Argentina ..	57
EDUARDO J. RODRÍGUEZ, Aportes al conocimiento del eopaleozoico del flanco oriental de la precordillera, provincia de la Rioja, República Argentina. I. El problema de la edad de la Formación Gualcamayo	67
KITARO HAYASE Y PEDRO JOSÉ MAIZA, Génesis del yacimiento de caolín «Tres Picos», departamento Huiliches, provincia de Neuquén, República Argentina.....	75
ROBERTO O. TOUBES Y HUGO B. NICOLLI, Primer hallazgo de hexahidrita en la República Argentina	88
V. ANGELELLI, I. SCHALAMUK Y A. FIGGINI, Las alunitas de los yacimientos cupríferos de los distritos la Mejicana y Los Bayos, provincia de la Rioja, República Argentina	91
ALEJO BRODTKORB, Exploración geoquímica del Cerro Bayo Norte, provincia de Mendoza, República Argentina	101
JUAN CARLOS MIRRÉ, Caracterización de una comarca de metamorfismo regional epizonal de alto grado: la sierra de Valle Fértil, provincia de San Juan, República Argentina.....	113
<u>NOTAS BREVES.....</u>	<u>128</u>
<u>CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN.....</u>	<u>129</u>
<u>LEXICOGRAFÍA GEOLÓGICA.....</u>	<u>130</u>

BUENOS AIRES
REPUBLICA ARGENTINA

—
1971

REVISTA
DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

This One



SWD9-EPK-CJPO

Imprenta Coni S. A. C. I. F. L., 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 XXVI

BUENOS AIRES

REPÚBLICA ARGENTINA

1971

RECONSTRUCCION Y EVOLUCION
DEL CONTINENTE GONDWANA SOBRE LA BASE
DE DATOS PALEOMAGNETICOS Y DE LA PROPAGACION
DE LOS FONDOS DE LOS OCEANOS

POR DANIEL A. VALENCIO¹, BRIAN J. J. EMBLETON² Y JUAN F. A. VILAS¹

RESUMEN

Se analiza críticamente la información paleomagnética y la proveniente de la propagación de los fondos de los océanos asociada con los distintos continentes gondwánicos.

Se demuestra que combinadamente ambos métodos de análisis conducen a definir las posiciones y los movimientos relativos entre dichos continentes en el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico, los cuales son coherentes entre sí; la única excepción la constituye la posición de la Antártida definida a partir de sus polos paleomagnéticos Jurásicos. Ello se interpreta como una evidencia de la capacidad de cada uno de los métodos para resolver problemas paleogeográficos.

Las dos reconstrucciones Paleozoicas del Gondwana presentadas son similares y básicamente difieren en la edad de la iniciación de la fragmentación de dicho supercontinente. Ambas son parecidas a las clásicas reconstrucciones del Gondwana y particularmente una de ellas es similar a la lograda sobre la base de ajustes morfológicos; asimismo ambas son coherentes con la información geocronológica, paleontológica y climatológica disponible y sugieren la posibilidad que la Antártida haya tenido una configuración distinta de la actual hasta por lo menos el Mesozoico Inferior.

Asimismo se presentan sendas reconstrucciones geográficas válidas para el Mesozoico Inferior y para el límite Mesozoico-Cenozoico, que satisfacen los datos paleomagnéticos y de la propagación del fondo de los océanos disponibles.

De acuerdo a los datos analizados la fragmentación del Gondwana probablemente se inició en el Pérmico Inferior o en el Superior con la formación de dos grandes bloques: i) América del Sur-Africa y ii) Australia-Antártida-India, y finalizó en el Mioceno con la separación definitiva de Australia y Antártida.

ABSTRACT

A critical analysis of paleomagnetic and sea floor spreading data is presented for each of the Gondwana continents. It is shown that the two methods are coherent and permit us to reconstruct and describe the evolution of the continental units during the Palaeozoic, Mesozoic and Cenozoic. This is interpreted as evidence of the capacity of each method to resolve palaeogeographical problems. The only exception is the position of Antarctica, which is defined from sea floor spreading data alone.

Two similar geographical reconstructions, each one determined from a combination of palaeomagnetic and sea floor spreading data, valid for the Palaeozoic, are presented; the history of fragmentation of each reconstruction varies slightly.

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

² Adscripto al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

The Palaeozoic positions deduced for the continents are similar to those of the classical reconstructions and are in good agreement with the results of morphological studies. Both solutions to refitting the continents are coherent with geochronological, palaeontological and climatological data. The possibility that the morphology of Antarctica was distinct from that of present, until sometime in the Mesozoic, is implied by the palaeomagnetic data. Reconstructions are presented for the lower Mesozoic and the Mesozoic-Cenozoic boundary which also satisfy the palaeomagnetic and sea floor spreading data.

The fragmentation of Gondwanaland probably initiated in the lower Permian or in the upper Permian with the formation of two large continental blocks, i) South America-Africa and ii) Australia-Antarctica-India, and was finally completed during the Miocene with the definitive separation of Australia from Antarctica.

1-1. INTRODUCCION

Los datos obtenidos de estudios paleomagnéticos realizados con formaciones de edad Mesozoica de la República Argentina han permitido sugerir una edad para la separación de América del Sur y Africa más coherente con la información geológica y paleontológica. En efecto, sobre la base de estudios efectuados con magmatitas de la provincia de Mendoza, Valencio, 1969a y Valencio y Vilas, 1969, fue posible indicar, por primera vez a partir de datos paleomagnéticos, que América del Sur y Africa estaban aún unidas por sus actuales litorales atlánticos en el Mesozoico más bajo. Nuevos estudios realizados también con lavas del sector extraandino de Mendoza, permitieron revalidar esta interpretación, Vilas, 1969, y sugerir que aún en el Triásico Superior dichas masas continentales formaban una única placa, Valencio, 1969b. Las rocas con las cuales fue realizado el último de los trabajos citados, pertenecen a la Formación Potrerillos, Valencio, 1970. De acuerdo a Harrington, 1953, la edad de estas rocas es Triásica Superior. Recientemente otros autores, sobre la base de restos fósiles de floras y faunas, han sugerido para la Formación Potrerillos una edad que oscila entre el Triásico Medio y el Triásico Superior (Stipanovic y Bonetti, 1969 y Valencio, 1970). Luego de acuerdo a la edad que se acepte para esta formación, sólo será posible afirmar, sobre la base de datos paleomagnéticos, que América del Sur y Africa formaron un único

bloque hasta el Triásico Medio o hasta el Triásico Superior. Información paleomagnética obtenida de formaciones Mesozoicas de distintos países de América del Sur, confirman que en el Triásico, esta masa continental estaba aún unida al Africa, Creer et al, 1969a.

Estudios realizados con muestras obtenidas en diferentes localidades del Grupo Paganzo, Provincias de San Juan y La Rioja, permitieron definir dos nuevos polos paleomagnéticos de edad Pérmica para América del Sur, Creer et al, 1969b.

Sobre la base de todos los datos paleomagnéticos disponibles, dando particular énfasis a la información más arriba mencionada, Vilas y Valencio, 1970a, han sugerido una reconstrucción e historia de la fragmentación del continente Gondwánico, en la cual se intenta armonizar dicha información con la lograda a partir de la hipótesis de la propagación de los fondos de los océanos.

Con posterioridad a este trabajo, Valencio y Vilas, 1970, a partir de los resultados obtenidos de un estudio paleomagnético realizado con lavas de la formación Chon-Aike, provincia de Santa Cruz, indicaron que probablemente la separación de este continente respecto del Africa comenzó en el Jurásico bajo. Asimismo, Embleton, 1970a, efectúa una revisión de los polos Pérmicos de América del Sur logrados a partir de los sedimentos rojos del Grupo Paganzo, sugiriendo que el camino polar más probable entre el Paleozoico más alto y el Mesozoico Inferior común

a América del Sur y Africa, es el definido sobre la base de la información del primero de estos continentes, interpretación que es avalada por los datos surgidos del estudio de lavas intercaladas en dicha formación, Embleton, 1970b.

Estas nuevas evidencias si bien no modifican la ya citada reconstrucción paleogeográfica lograda para el continente Gondwánico, aportan datos de interés en lo que se refiere a su fragmentación, y justifican de por sí un nuevo análisis de la información disponible.

Por otra parte, las diferentes características fisiográficas y geológicas presentes entre los sectores de la Antártida situados hacia ambos lados de las montañas Transantárticas, indujeron ya a Du Toit, 1917, a subdividir este continente en dos, Oeste y Este; nuevas evidencias han llevado entre otros a Schopf, 1969, ha sugerir que la Antártida del Oeste puede estar constituida por fragmentos continentales de diferentes orígenes, los cuales estaban situados en el Paleozoico en posiciones diversas, y que su presente configuración sería el resultado de procesos acaecidos en el Terciario más bajo. Asimismo estudios paleomagnéticos, aún no publicados, sugieren que Antártida del Oeste y del Este están desvinculadas estructuralmente (*Progress in Geophysics, Nature*, vol. 225, págs. 121-122).

Una de las principales indeterminaciones en los intentos de reconstrucción del Gondwana, radica en la incertidumbre existente en la edad geológica de ciertas formaciones comparadas de los distintos continentes, problema éste que debe ser encarado sin demora y hace aconsejable realizar, cuando ella sea posible, dataciones radimétricas de las formaciones estudiadas paleomagnéticamente.

Luego si se aceptan algunas divergencias menores en cuanto a las edades de las formaciones comparadas se refiere, y se tiene en cuenta la posibilidad de dividir a la Antártida, es posible inten-

tar sobre la base de datos paleomagnéticos una nueva reconstrucción del Gondwana (sugerida por B. J. J. E.), y compararla con la lograda previamente.

En este trabajo se analizarán pues, las reconstrucciones paleogeográficas del continente gondwánico que mejor se ajustan a la información paleomagnética y de propagación de los fondos de los océanos disponibles actualmente; asimismo se bosquejarán los distintos episodios cronológicos que condujeron a la fragmentación del Gondwana, propios de cada una de las reconstrucciones presentadas.

2.1. DATOS PALEOMAGNETICOS DE LOS CONTINENTES GONDWANICOS

En el Cuadro 1 se han resumido todos los polos paleomagnéticos pertenecientes a América del Sur, Africa, Australia, India y Antártida utilizados en este estudio. Es criterio generalizado en las reconstrucciones paleogeográficas basadas en estudios paleomagnéticos sólo utilizar información de primera calidad. Luego se ha adoptado aquí el criterio de sólo utilizar aquellos polos obtenidos de estudios en los cuales: i) se ha verificado la estabilidad de la remanencia magnética de las muestras utilizadas mediante técnicas de laboratorio adecuadas: campos magnéticos alternos decrecientes para rocas ígneas y altas temperaturas para las sedimentitas; ii) se ha utilizado un número adecuado de muestras; y iii) se han cumplido los requerimientos teóricos, actualmente aceptados, necesarios para eliminar la componente no dipolar del campo magnético terrestre; sólo bajo esta condición el polo paleomagnético obtenido coincide con el geográfico.

En el análisis no se han considerado aquellos polos cuyos círculos u óvalos de confianza, dentro de los cuales se encuentra el polo con una probabilidad del 95 %, tengan radios o semiejes

mayores de 15°; sin embargo se han exceptuado de esta regla, aquellos casos en los cuales el polo considerado es el único representativo de un continente dado para un cierto período geológico. Sin embargo, no escapa al criterio de los autores que no es razonable fundamentar interpretaciones sobre la base de datos únicos, que no han sido convenientemente corroborados por estudios ulteriores; esto hace recomendable la realización de estudios paleomagnéticos suplementarios cuando éste sea el caso, condición que parece prevalecer para los distintos continentes considerados en el Paleozoico Inferior.

Cada polo paleomagnético utilizado ha sido indicado por medio de las iniciales de la masa continental a la cual pertenece seguido por un número que lo individualiza; con esta convención ha sido representado en las distintas figuras que acompañan al presente trabajo.

Opdyke, 1964a, sobre la base de estudios paleomagnéticos realizados con sedimentitas de la formación Eccca, presentó el polo de edad Pérmica Inferior del Africa que durante varios años fue utilizado en todas las reconstrucciones paleogeográficas. McElhinny y Opdyke, 1968, subdividieron este polo en otros dos, Galula y Songwe, a los cuales asignaron edad Carbónica Superior y Pérmica Inferior, respectivamente. En una de las reconstrucciones del continente Gondwánico lograda considerando estos polos (Vilas y Valencio, 1970a), el nuevo polo Pérmico del Africa forma una población con la mayoría de los de igual edad de Australia, mas ningún polo Pérmico de América del Sur integra esta agrupación. Esto tendría una sola explicación: que aún no ha sido hallado el polo de América del Sur coetáneo a este grupo. Sin embargo, para este continente se dispone de detallados estudios en formaciones del Paleozoico más alto del Grupo Paganzo de la Argentina (Embleton, 1970 a y b), y de la Formación Piaui de Brasil,

(Creer, 1964a), ver Cuadro I. Los resultados de estos estudios sugieren que el camino polar común más probable Paleozoico Superior-Triásico Inferior, relativo al bloque América del Sur-Africa, es el definido por los polos del primero de estos continentes, y pondrían cierta incertidumbre en la validez del polo Songwe propuesto para el Africa. Esta interpretación estaría avalada por las siguientes circunstancias (McElhinny et al 1968): i) no está claro que el polo Songwe sea más joven que el de Galula; y ii) no es evidente que al dividir el polo original Eccca, se hayan cumplido las condiciones necesarias para eliminar la componente no dipolar del campo geomagnético en cada uno de los nuevos polos Galula y Songwe; además el círculo de confianza de este último es mayor de lo normalmente aceptado. Por todo ello es que hasta tanto no se disponga de nuevas evidencias se considera que el polo Pérmico-Carbónico más representativo para el Africa es el correspondiente a la formación Eccca sin dividir, propuesto por Opdyke, 1964a, y éste es el presentado en el Cuadro I y el utilizado en las reconstrucciones que acompañan a este trabajo.

2-2. INFORMACIÓN PROVENIENTE DE LA PROPAGACIÓN DE LOS FONDOS DE LOS OCÉANOS.

Varios autores han sugerido la posibilidad de una deriva continental Cenozoica; así lo han indicado, sobre la base de datos paleomagnéticos, para América del Sur, Briden, 1967a y Vilas y Valencio, 1970b; para Antártida, Creer, 1965 y para Australia, Irving, 1964.

Los estudios paleomagnéticos han puesto en evidencia que el campo magnético terrestre ha experimentado aperiódicos cambios de polaridad en el pasado. Investigaciones combinadas, paleomagnéticas y radimétricas, realiza-

das con lavas provenientes de distintas localidades geográficas, han permitido definir un cuadro de estratigrafía magnética válido para los últimos 4.6 millones de años (Cox, 1969; Valencio et al, 1969 y 1970).

La interpretación sobre la base de este cuadro de las anomalías magnéticas simétricas registradas hacia ambos lados de las cordilleras oceánicas, ha dado fuerte apoyo (Vine, 1966 y Pitman y Heirtzler, 1966), a la hipótesis de la propagación de los fondos de los océanos a partir de las fosas centrales de dichas cordilleras (Hess, 1965; Dietz 1961 y 1966), asociada a la cual se sugiere una deriva continental Cenozoica.

De acuerdo a esta interpretación los trenes simétricos de anomalías magnéticas positivas y negativas registradas hacia ambos lados de las fosas centrales de ciertas cordilleras oceánicas, corresponderían a franjas de lava paralelas a las mismas, cuyo magnetismo remanente es de polaridad normal y reversa, respectivamente; esta remanencia fue adquirida por las lavas miles o millones de años antes, en el momento que fluían a lo largo de dicha fosa central, centro común tanto de la efusión como de la división y propagación del fondo del océano. Luego la edad de una efusión dada, y por lo tanto de la anomalía magnética correspondiente, se puede determinar a partir del cuadro de estratigrafía magnética mundial.

Los desplazamientos continentales vinculados a este proceso tuvieron que ser de tal naturaleza que no deformaron los paquetes sedimentarios presentes en las cuencas y márgenes continentales; para ello ha sido necesario que los continentes se hayan desplazado como bloques casi perfectamente rígidos. Además en los bloques de corteza oceánica no se ha registrado la presencia de grandes deformaciones o por lo menos ellas no han sido puestas en evidencia por los estudios fisiográficos de los fondos oceánicos. Luego los desplazamientos Cenozoicos pueden ser descriptos

por la rotación de bloques rígidos de corteza y manto superior que como casquetes esféricos han girado alrededor de polos de rotación dados. Así el movimiento de un punto cualquiera de una placa esférica rígida estaría materializado por arcos de circunferencia centrados en el polo de rotación respectivo; de este modo todos los puntos de un mismo bloque tendrían igual velocidad angular y los bloques respectivos sólo sufren deformaciones a lo largo de las crestas de las cordilleras oceánicas centrales, donde el movimiento se origina, y en las fosas oceánicas y áreas de mayor compresión donde dos o más bloques convergen en su movimiento. Resultado del primero de estos procesos, son los desplazamientos relativos presentes entre sectores adyacentes de las cordilleras oceánicas, las cuales definen las trazas de las fallas transformadas cuyas trayectorias permiten inferir el polo de rotación del movimiento que las originó.

Por otra parte en una misma placa la velocidad lineal de propagación es máxima para todos sus puntos situados a 90° de su polo de rotación y mínima (prácticamente cero), para sus puntos próximos al mismo. Luego las velocidades de propagación, determinadas sobre la base de la distancia presente desde una anomalía magnética hasta la fosa central de la cordillera oceánica, y de la edad de la misma definida utilizando el cuadro de estratigrafía magnética, permiten determinar también cuáles son los polos de rotación de una placa continental dada.

Así, a partir de las trazas de las fallas que desplazan la cordillera del Atlántico Central y de las velocidades de propagación presentes, Morgan, 1968, ha indicado que el desplazamiento Cenozoico, de América del Sur relativo al África se realizó alrededor de un polo de rotación situado a los $62^\circ \pm 5^\circ$ S y $144^\circ \pm 2^\circ$ E, con una velocidad máxima, respecto a dicha cordillera de $1,8 \pm 0,1$ centímetro/año; por su parte

Heirtzler et al, 1968 y Dickson et al, 1968, sobre la base de las velocidades de propagación únicamente, indicaron que este movimiento se realizó teniendo como polo de rotación a uno situado a los 70° S y 115° E.

Morgan, 1968, a partir de las direcciones de las fracturas que desplazan la cordillera oceánica Pacífico-Antártico y de las velocidades de propagación presentes, indicó que la Antártida tuvo un movimiento de rotación en el sentido de las agujas del reloj en el Cenozoico, en relación con el bloque del Pacífico, alrededor de un polo situado a los 71° ± 2° S y 118° ± 5° E, con una velocidad máxima, respecto a dicha cordillera, de 5,7 ± 0,3 centímetros/año; Heirtzler et al, 1968, asignan para este polo las coordenadas 70° S 118° E con una desviación standard de 4,5°.

Le Pichon y Heirtzler, 1968, sobre la base de las anomalías magnéticas registradas hacia ambos lados de la sección de la cordillera central del océano Indico que va desde Tasmania hasta la zona de fractura de Amsterdam, han indicado que la separación de Antártida respecto de Australia debió haber ocurrido en el Terciario Inferior, merced a un movimiento, de sentido nortesur prácticamente, que separó a ambos continentes en más de 30°, cuyo polo de rotación está situado a los 26°N 21°E (desviación standard 5,1°).

Morgan, 1968, ha indicado que la India y Australia actualmente están situadas en el mismo bloque rígido, por su parte Le Pichón y Heirtzler, 1968, han sugerido que la India tuvo también como polo de rotación a aquel situado a los 26° N 21° E, alrededor del cual se desplazó con relación al Africa a partir del Eoceno.

2-3. TÉCNICAS DE ANÁLISIS EMPLEADAS.

Las reconstrucciones paleogeográficas logradas a partir de datos paleomagnéticos, presentadas en este trabajo, fue-

ron obtenidas utilizando la técnica de los casquetes esféricos descrita por Creer, 1964b y 1967. En nuestro caso se utilizó un globo terrestre de 48 centímetros de diámetro; usando el mismo como base se construyeron casquetes esféricos de celuloide de igual radio de curvatura; sobre uno de estos casquetes se dibujó el contorno de uno de los continentes gondwánicos y sus polos paleomagnéticos respectivos (Cuadro 1); así se construyeron sendos casquetes para América del Sur, Africa, Australia, India y Antártida. Las reconstrucciones presentadas se lograron desplazando dichos casquetes sobre el globo base hasta conseguir que ciertos polos coetáneos de los distintos continentes formen una población adecuada. Luego se obtuvieron fotografías de cada una de las reconstrucciones logradas las que sirvieron de base para cada uno de los dibujos presentados.

En cuanto a las reconstrucciones obtenidas a partir de datos provenientes de la propagación de los fondos de los océanos, la técnica empleada fue la misma utilizada por Vilas y Valencio, 1970a. Para ello se utilizó una red estereográfica; mediante ella se dibujaron los contornos de los continentes analizados en sus posiciones actuales y a partir de los polos de rotación correspondientes (ver sección 2-2), se deshizo el desplazamiento Cenozoico realizado por los mismos, hasta lograr superponer las anomalías magnéticas simétricas registradas hacia ambos lados de la cordillera oceánica con la traza actual de la misma.

Particular referencia debe hacerse aquí en cuanto a la reconstrucción lograda para Australia y la Antártida. Para el primero de estos continentes la información paleomagnética disponible es suficiente para definir su posición respecto a América del Sur y Africa. Sin embargo, lo mismo no ocurre para Antártida. En efecto, los únicos polos paleomagnéticos que podrían ser utilizados para obtener su posición en rela-

ción a los otros continentes gondwánicos, son los correspondientes al Jurásico (Cuadro 1). Luego no es posible definir su posición relativa a dichos continentes en el Paleozoico, ni aún hacerlo sin ambigüedades en el Mesozoico, períodos claves para las reconstrucciones paleomagnéticas propuestas. Por otra parte, es criterio predominante, considerar que la separación relativa entre Australia y Antártida debió ocurrir en el Mesozoico Superior o en el Terciario. Tomado esto como punto de partida, Vilas y Valencio, 1970a, discuten cuáles son las posibles posiciones relativas entre Australia y la Antártida, válidas hasta el Jurásico, logradas a partir de la información paleomagnética de ambos continentes, concluyendo que las mismas son incompatibles con la información geológica y geocronológica disponible. Los mismos autores reconstruyen las posiciones de estos continentes teniendo en cuenta los movimientos relativos Cenozoicos postulados para los mismos por Morgan, 1968, Heirtzler et al, 1968, y Le Pichon y Heirtzler, 1968 (ver Sección 2-2). Las posiciones relativas de Australia y Antártida así logradas son las indicadas con detalle en la Figura 6 y esquemáticamente en las Figuras 1 a 5. Las mismas son similares a aquellas obtenidas por ajuste morfológico cuantitativo (Sproll y Dietz, 1969), son coherentes con la información geocronológica disponible (Halpern, 1968), y sugieren que Australia y Antártida formaron un único bloque continental antes del Oligoceno-Eoceno, Vilas y Valencio, 1970a. Sin embargo en la Figura 6 puede observarse que la vinculación propiamente dicha entre estos dos continentes se esboza únicamente a través de los sectores de Victoria y Tasmania, en Australia, y Victoria Land, en Antártida, mientras que una separación se insinúa entre el resto de la costa meridional Australiana y la de Adélie y Wilkes Land en Antártida. Este gran engolfamiento debe haber sido resultado de procesos anteriores a la deriva Cenozoi-

ca definida por propagación del fondo del Océano Indico y quizá su origen pueda ubicárselo en el Mesozoico y aún antes. Llama la atención que los no muy numerosos datos de la propagación del fondo del Océano Indico conduzcan a una reconstrucción coherente con los distintos tipos de evidencias conocidos; sin embargo sería ilógico pensar que la reconstrucción lograda para Australia y Antártida sea la definitiva. Esta reconstrucción es la considerada como válida en el presente trabajo; sin embargo queda aún pendiente de dilucidación la discrepancia entre los escasos datos paleomagnéticos disponibles para la Antártida y los provenientes de la propagación de los fondos de sus océanos aledaños.

3-1. ANALISIS DE LA INFORMACION DISPONIBLE

Una de las principales indeterminaciones en la interpretación de los datos resumidos en el Cuadro 1 reside en la incertidumbre acerca de la edad geológica de ciertas formaciones analizadas.

Las dos reconstrucciones Paleozoicas del continente Gondwánico presentadas en este trabajo, las que mejor se ajustan a la información paleomagnética y de propagación de los fondos de los océanos disponible, han sido logradas operando con la flexibilidad permitida por esta indeterminación. Como se verá, ambas reconstrucciones, parecidas entre sí, son muy cercanas a aquella presentada por Du Toit, 1917; sin embargo ambas difieren en cuanto a la historia de la fragmentación del Gondwana.

3-2. EL CONTINENTE GONDWÁNICO EN EL PALEOZOICO.

Reconstrucción 1:

La edad geológica del polo paleomagnético de Africa Af4, obtenido de estudios realizados con muestras provenien-

tes de la formación Dwyca, ha sido objeto de discusión. Inicialmente se asignó a esta formación edad Carbónica Superior (Nairn, 1960), más sobre la base de estudios recientes no publicados, realizados por Plumstead y citados por

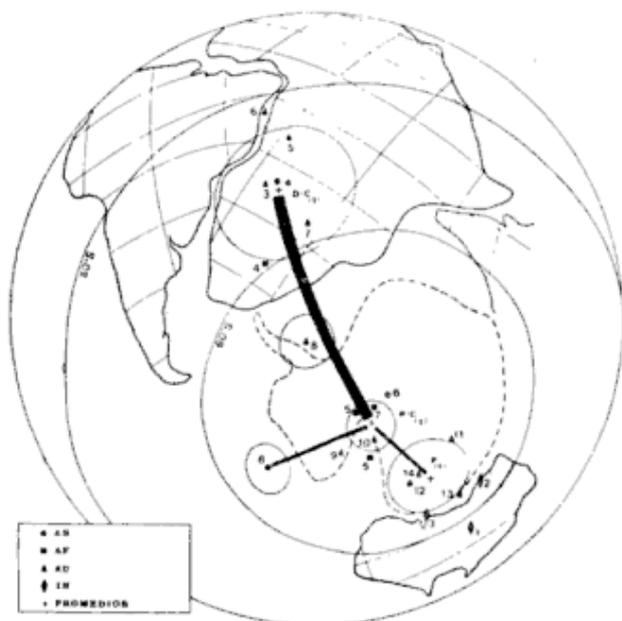


Fig. 1. — El continente Gondwana en el Paleozoico, Reconstrucción 1; la misma está basada en el agrupamiento simultáneo de: i) los polos Permo-Carbónicos de América del Sur con los Carbónicos Superiores de Australia y el Permo-Carbónico de Africa, y ii) los polos Triásicos de América del Sur con los Mesozoicos de Africa. Los polos correspondientes a los distintos continentes han sido individualizados por símbolos adecuados que reemplazan a las respectivas abreviaturas, Cuadro 1. Las distintas poblaciones formadas están indicadas en el Cuadro 2. La curva de desplazamiento polar común a los continentes gondwánicos en el Paleozoico es la indicada por trazo más grueso; las restantes corresponden a las placas América del Sur-Africa y Australia-Antártida-India.

McElhinny y Opdyke, 1968, su edad podría ser Carbónica Inferior y quizás, aún Devónica Superior. Según sea la edad correcta de esta formación en la reconstrucción presentada (Fig. 1), la posición del polo de Australia Au7 es cronológica o no.

Esta reconstrucción se ha logrado buscando simultánea e independientemente, el mejor agrupamiento posible de los polos Permo-Carbónicos de Amé-

rica del Sur (AS5, a AS7), con los Carbónicos Superiores de Australia (Au 9, Au10) y con el polo Permo-Carbónico Superior de Africa (Af5) y el de los polos Triásicos de América del Sur (AS9 a AS13), con los Mesozoicos de Africa (Af6 a Af14). Logrados los distintos agrupamientos, se calculó el polo promedio de cada uno de ellos utilizando el método estadístico de Fisher, 1953, dando a cada polo individual peso unitario; los polos promedios están resumidos en el Cuadro 2, estando referidos a las actuales coordenadas del Africa.

En la reconstrucción obtenida, Figura 1, las posiciones relativas de América del Sur, Africa y Australia están bien determinadas y son fijas entre sí. Obsérvese que en dicha reconstrucción existe espacio suficiente para ubicar a la Antártida en la posición relativa a Australia definida por propagación de los fondos de los océanos (ver sección 2-3; Vilas y Valencio, 1970a), sin necesidad aparente de dividirla.

En cuanto a la posición de la India, en esta reconstrucción, fue lograda agrupando sus polos Pérmicos y Carbónico Superior (In1 a In3), con la población Pérmica de Australia (P₁₁, Cuadro 2), integrada por los polos Au11 a Au14. Esta posición si bien se ajusta a las clásicas reconstrucciones del continente Gondwánico, es provisoria pues se carece de polos de la India de edad Paleozoica Media e Inferior que permitan su definición unívocamente.

Como puede verse en la Figura 1, además de los polos Pérmicos de América del Sur que integran la población Permo-Carbónica (P-C₁₁), va definida, existe otro polo de igual edad, el As8, fuera de dicho grupo, el cual estaría definiendo el camino polar Paleozoico Superior-Triásico Inferior más probable, común para América del Sur y Africa (sección 2-1).

En la Figura 2 se han representado las posiciones que los polos Mesozoicos de los distintos continentes Gondwáni-

CUADRO 2

Polos promedio de las distintas poblaciones definidas en el presente trabajo; cuando la población está integrada por polos de más de un continente, el promedio está referido a las coordenadas de África; si solo intervienen polos de un continente el promedio está referido a las coordenadas de dicho continente. σ_{95} representa el radio del círculo alrededor del polo dentro del cual se halla el mismo con una probabilidad del 95 %.

Período	Reconstrucción 1 (figs. 1 y 2)			Reconstrucción 2 (figs. 3 y 4)		
	Polos utilizados (Cuadro 1)	Posición Polo promedio Lat. Long. σ_{95}	Polo Nombre	Polos utilizados (Cuadro 1)	Posición Polo promedio Lat. Long. σ_{95}	Polo Nombre
Devónico Superior	AS4			AS4		
	Af4	15°S 20°E 12°	D-C(1)		15°S 12°E 12°	D-C(2)
	An 3, 5, 6, 7.			An 3, 5, 6, 7.		
Permo-Carbónico...	AS 5, 6, 7.			AS 5, 6, 7.		
	Af5	35°S 60°E 4°	P-C(1)	Af5	35°S 61°E 4°	P-C(2)
	An 9, 10.			An 11, 12, 13, 14.		
Pérmico	An 11, 12, 13, 14.	42°S 129°E 7°	P(1)	—	—	—
	AS 9, 10, 11, 12, 13. (Tr)			AS 9, 10, 11, 12, 13. (Tr)		
	Af 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14. (M)	63°S 79°E 4°	M (Af)-Tr (AS)(1)	Af 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14. (M)	63°S 79°E 4°	M (Af)-Tr (AS)(2)
Mesozoico	An 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21. (M)	53°S 151°E 5°	M (An)(1)	An 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21. (M)	53°S 151°E 5°	M (An)(2)
	In 6, 7, 8. (Jr)	14°S 115°E 7°	J (In)(1)	In 6, 7, 8. (Jr)	14°S 115°E 7°	J (In)(2)

cos tienen sobre la reconstrucción Paleozoica lograda. Como puede observarse todos los polos de Australia (Triásico Inferior a Cretácico Superior, polos Au15 a Au21), forman una población distinta de la formada por todos los polos del Africa (Triásico Inferior a Cretácico Superior, polos Af6 a Af14),

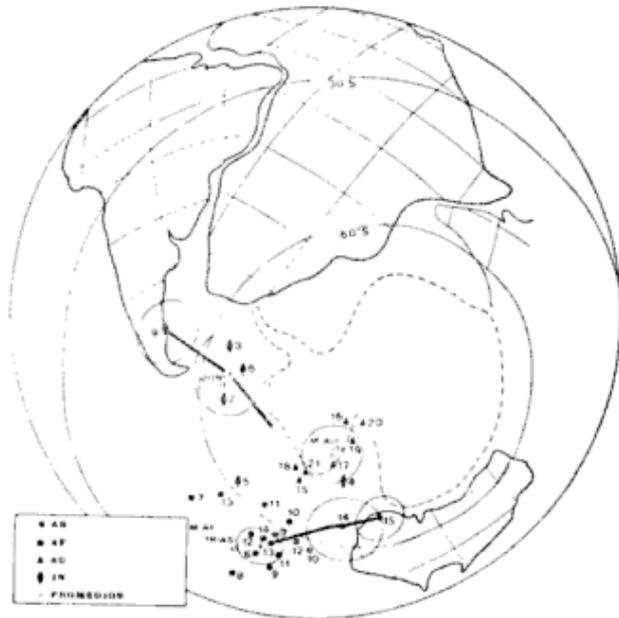


Fig. 2. — Representación de los polos Mesozoicos de los distintos continentes gondwánicos (Cuadro 1), sobre la Reconstrucción 1 (Paleozoica). Las distintas poblaciones definidas están indicadas en el Cuadro 2. Las curvas de desplazamiento polar representadas son las correspondientes a América del Sur e India.

y los polos Triásicos de América del Sur (Triásico Inferior a Superior, polos AS9 a AS13), Cuadro 2. Luego se deduce que las posiciones relativas de los bloques América del Sur-Africa y Australia-Antártida mostrados en la Figura, no eran válidos ya para el Mesozoico Inferior, y que para ese entonces ya se habían producido las primeras fragmentaciones del Gondwana. En cuanto a la India se puede observar que no está claro que sus polos Triásicos (In4 e In5), formen un grupo independiente o bien pertenezcan a la población de Australia.

Existen dos posibilidades para intentar fijar la edad de la primera frag-

mentación del Gondwana, las cuales surgen de buscar él o los polos del bloque América del Sur-Africa coetáneos a las de la población Pérmica de Australia ($P_{(1)}$): i) que dichos polos sean los de la población Permo-Carbónica P-C₍₁₎ (implica que el bloque América del Sur-Africa mantuvo la posición indicada en la Figura 1 hasta fines del Pérmico), o ii) que el polo AS8 sea el buscado. Cualquiera de estas posibilidades que sea válida para dar lugar al movimiento relativo involucrado entre los bloques América del Sur-Africa y Australia-Antártida-India es necesario considerar a la Antártida dividida, y que su sector Oeste no ocupara en ese entonces una posición similar a la actual.

Teniendo en cuenta todo lo expresado anteriormente se deduce que el inicio de la destrucción del hipotético Gondwana tuvo que producirse en el Pérmico Inferior con la formación de dos bloques: América del Sur-Africa y Australia-Antártida-India.

Por último es de hacer notar el distinto comportamiento de los polos Mesozoicos de Africa y Australia con respecto a los de América del Sur e India: mientras los primeros forman sendas poblaciones independientes, válidas para todo el Mesozoico, los correspondientes a los continentes mencionados en último término definen sendas curvas de desplazamiento polar a partir del Triásico (Figura 2).

La reconstrucción Paleozoica lograda para América del Sur y Africa es similar a la obtenida por ajuste morfológico de sus litorales Atlánticos por medio de computadoras electrónicas, Bullard et al, 1965; asimismo la reconstrucción total del Gondwana es parecida a la obtenida por Smith y Hallam, 1970, ajustando los contornos de 500 brazas de las plataformas epicontinentales (1000 brazas para la Antártida), de los distintos continentes y es coherente con las edades radimétricas conocidas (Halpern, 1968).

Reconstrucción 2:

A igual que en el caso anterior según sea la edad aceptada para la formación Dwyca la posición del polo Au7 es cronológica o no.

Esta reconstrucción Figura 3, está basada en el agrupamiento de los polos Pérmicos de Australia (Au11 a Au14), con los polos Pérmicos y Permo-Carbónico de América del Sur (AS5 a AS7) y con el polo Permo-Carbónico del Africa (Af5); asimismo se tuvo particular cuidado en lograr un buen agrupamiento de los polos Mesozoicos del Africa con los Triásicos de América del Sur. Los polos utilizados para cada grupo, así como también el polo promedio de cada uno de ellos (referido a las coordenadas actuales de Africa), están indicados en el Cuadro 2.

Como puede observarse en la Figura 3, en esta reconstrucción no existe espacio suficiente para la Antártida sin dividir de acuerdo a su posición lograda por propagación del fondo de los océanos; en efecto, si bien la superposición es poca, existe entre la península Antártica y la plataforma epicontinental del Africa. Por lo tanto para aceptar esta reconstrucción debemos admitir otra configuración para la Antártida en el Paleozoico (ver sección 1-1), o bien que por lo menos la actual península Antártica es de formación reciente.

La ubicación de la India en el marco formado por los demás continentes Gondwánicos, se logró acercando sus polos Pérmicos y Carbónico Superior a la población Paleozoica Superior P-C₍₁₎, base de la reconstrucción; sin embargo esta posición de la India ofrece mayores objeciones que la lograda para la Reconstrucción 1.

En la Figura 4, se han representado todos los polos Mesozoicos de los diferentes continentes Gondwánicos, tomando como base la Reconstrucción 2, válida para el Paleozoico. Los polos Mesozoicos de Australia forman una población M(Au)₍₂₎ netamente dis-

tinta de la lograda con los polos de igual edad de Africa y los polos Triásicos de América del Sur, M(Af)-Tr (AS)₍₂₎; ello sugiere que las posiciones relativas de los continentes indicada en la Figura 3 no eran válidas ya para el Mesozoico Inferior. Por otra

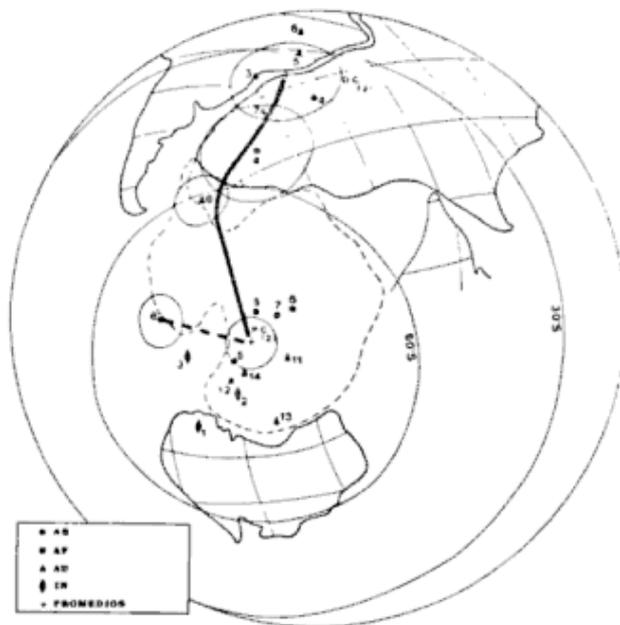


Fig. 3. — El continente Gondwana en el Paleozoico, Reconstrucción 2; la misma se basa en el agrupamiento simultáneo de: i) los polos Pérmicos y Permo-Carbónico de América del Sur con los Pérmicos de Australia y el Permo-Carbónico de Africa, y ii) los polos Mesozoicos de Africa con los Triásicos de América del Sur. Las distintas poblaciones así formadas están indicadas en el Cuadro 2. La curva de desplazamiento polar de trazo continuo es la correspondiente al Gondwana en el Paleozoico: la restante es la representativa del camino polar Permo-Triásico común al bloque América del Sur-Africa.

parte la presencia del polo Pérmico de América del Sur, AS 8, fuera de la población básica P-C₍₁₎ (Figura 3), estaría indicando que la primera fragmentación del Gondwana debió haber ocurrido, probablemente, en el Pérmico Superior.

Una comparación entre las Figuras 2 y 4, sugiere que el movimiento relativo entre los bloques continentales América del Sur-Africa y Australia-Antártida-In-

dia, ocurrido en el Mesozoico Inferior, debió haber sido mayor en el caso de la Reconstrucción 2 que en el de la 1.

El polo Triásico Inferior de la India (In4), está más relacionado con la población Mesozoica de Australia, M (Au) (2), que con la de Africa-América del Sur M(Af)-Tr(AS) (2), Figura 4,



Fig. 4. — Representación de los polos Mesozoicos de los diferentes continentes gondwánicos (Cuadro 1), sobre la Reconstrucción 2. Las poblaciones definidas están indicadas en el Cuadro 2. Las curvas de desplazamiento polar dibujadas corresponden a América del Sur e India.

lo cual sugeriría que Australia, Antártida e India habrían formado un único bloque continental hasta el Triásico Inferior.

Las reconstrucciones Paleozoicas 1 y 2 son muy parecidas entre sí; la diferencia principal radica en la posición del bloque Australia-Antártida en relación con el de América del Sur-Africa; una discrepancia menor sería la posición lograda para la India respecto de Africa. Comparadas con la reconstrucción morfológica presentada por Smith y Hallam, 1970, puede observarse que ésta es más próxima a la Reconstrucción 2 que a la 1, hecho avalado fun-

damentalmente por la posición relativa de la Antártida. Asimismo la Reconstrucción 2 se ajusta bien a la información radimétrica disponible para los distintos continentes involucrados, (Hálpérn, 1968).

Ambas reconstrucciones coinciden en indicar un desplazamiento muy fuerte del polo (más de 45°), con relación al Gondwana desde el Paleozoico Inferior al Pérmico .

3.3. EL CONTINENTE GONDWÁNICO EN EL MESOZOICO INFERIOR.

Para lograr la reconstrucción de las posiciones de los distintos continentes en el Mesozoico Inferior se tomó como base el polo promedio de la población formada por los polos Mesozoicos del Africa y los polos Triásicos de América del Sur (M(Af)-Tr(AS), Cuadro 2). Sobre él se superpusieron las poblaciones de polos Mesozoicos de Australia M(Au), y los polos Triásicos de India; luego la reconstrucción lograda (fig. 5), sería válida para una época del Triásico posterior a la supuesta separación de la India del bloque Australia-Antártida (Triásico Inferior). La indeterminación de las posiciones de los distintos bloques continentales (América del Sur-Africa, Australia-Antártida e India), en cuanto a longitud geográfica se refiere, fue en parte eludida teniendo en cuenta las posiciones que los mismos debieron tener en el inicio del episodio de deriva continental asociado a la propagación del fondo de los océanos.

En la Figura 5 puede observarse con claridad el ya mencionado diferente comportamiento de los polos Mesozoicos de Africa y Australia respecto a los de América del Sur e India (sección 3-2); a partir del Mesozoico Inferior los continentes mencionados en último término comienzan a desplazarse respecto a Africa y al bloque Australia-Antártida (tal como lo indican sus respecti-

vas curvas polares), mientras éstos conservan sus posiciones relativas hasta fines del Mesozoico. Más precisamente se deduce que el bloque Australia-Antártida-India se subdivide en dos en el Triásico: i) Australia-Antártida y ii) India, mientras que el bloque América del Sur-Africa comenzaría a fragmentarse probablemente en el Jurásico bajo.

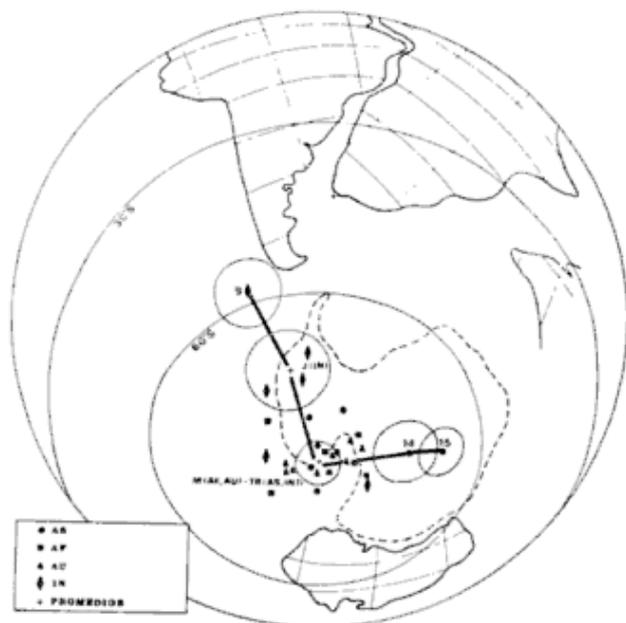


Fig. 5. — Reconstrucción tentativa de las posiciones de los distintos continentes gondwánicos en el Triásico de acuerdo a los datos paleomagnéticos y a los de la propagación del fondo de los océanos. Las curvas de desplazamiento polar indicadas corresponden a América del Sur e India.

Obsérvese que las posiciones de la India en el Paleozoico Inferior (figs. 1 ó 3), y en el Mesozoico Inferior (fig. 5), son coherentes entre sí e indican una posición de la misma entre Africa y Antártida acorde con la sugerida por Smith y Hallam, 1970.

3.4. EL CONTINENTE GONDWÁNICO EN EL MESOZOICO SUPERIOR-CENOZOICO INFERIOR.

Los datos paleomagnéticos disponibles permiten conocer que tanto América del Sur como el Africa habían alcanzado ya en el Mesozoico latitudes

muy próximas a las actuales y sugerir que probablemente los primeros procesos de su separación tuvieron lugar en el Jurásico Inferior (Valencio y Vilas, 1970), hecho que coincide bastante bien con ciertas evidencias geológicas (Stonley, 1966).

Por otra parte la información proveniente de la propagación del fondo del océano Atlántico sugiere que en el Cenozoico estos continentes tuvieron movimiento relativos entre sí alrededor de polos de rotación bien definidos (sección 2-2). Si este movimiento se revierte hasta que las anomalías magnéticas simétricas registradas a mayor distancia de la cordillera Atlántica central se superpongan, se obtiene la distancia relativa presente entre esas masas continentales cuando dichas anomalías surgieron como tales; en este caso, de acuerdo al cuadro de reversiones del campo magnético terrestre, ello ocurrió hace unos 70 millones de años, Heirtzler, et al. 1968. Si fijamos ahora la paleolatitud de estas masas continentales sobre la base de la información paleomagnética se obtiene la reconstrucción indicada en la figura 6, Vilas y Valencio 1970a, la cual satisface simultáneamente datos paleomagnéticos y de propagación del fondo de los océanos.

Las posiciones relativas entre Australia y Antártida ya fueron discutidas (sección 2-3); las mismas fueron obtenidas sobre la base de la información de la propagación del fondo del océano Indico, e involucraban no considerar los polos paleomagnéticos Jurásicos disponibles para la Antártida. En la Figura 6 la latitud del bloque Australia-Antártida fue obtenida a partir de los datos paleomagnéticos de Australia (Vilas y Valencio, 1970a), en cuanto a su posición longitudinal, indeterminada dada las particularidades del método paleomagnético, es sólo tentativa, y fue lograda teniendo en cuenta que el camino de deriva futuro fuese mínimo y recordando las similitudes en la Geología de América del Sur, Africa y An-

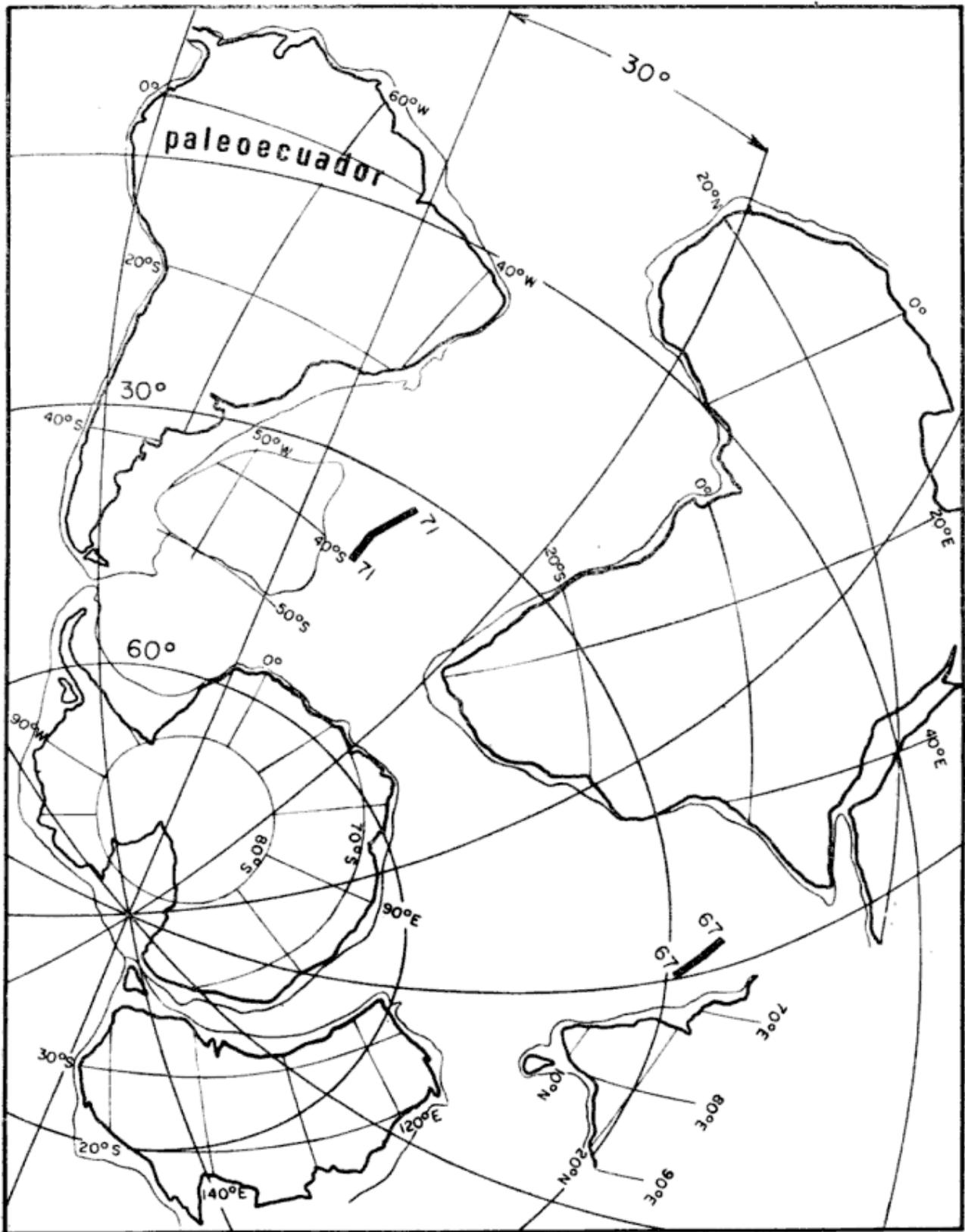


Fig. 6. — Reconstrucción de las posiciones tentativas de los continentes gondwánicos válida para la Transición Mesozoica-Cenozoica, basada en datos paleomagnéticos y los de la propagación del fondo de los océanos. Los trazos gruesos indicados en los océanos Atlántico e Indico representan las posiciones de sus cordilleras oceánicas centrales, hace 71 y 67 millones de años, respectivamente. Obsérvese que entre América del Sur y la cordillera central Atlántica existe suficiente espacio para ubicar a la Cuenca Argentina.

CUADRO 3

Esquema comparativo de los probables episodios de la fragmentación del Gondwana de acuerdo a la interpretación de los datos paleomagnéticos y de propagación de los fondos de los océanos

Reconstrucción 1 (figs. 1 y 2)		Reconstrucción 2 (figs. 3 y 4)							
Unidad Continental		Unidad Continental							
1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Plioceno									
Mioceno.....	↑								
Oligoceno.....	A. del Sur	Australia	India	Africa	Antart.	A. del Sur	Australia	India	Africa
Eoceno.....	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
Paleoceno.....									

TERCIARIO

Plioceno									
Mioceno.....	↑								
Oligoceno.....	A. del Sur	Australia	India	Africa	Antart.	A. del Sur	Australia	India	Africa
Eoceno.....	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
Paleoceno.....									

MESOZOICO

Cretácico	A. del Sur	Australia-Antártida	India	Africa		A. del Sur	Australia-Antártida	India	Africa
Jurásico	A. del Sur (?)	Australia-Antártida	India	Africa (?)		A. del Sur (?)	Australia-Antártida	India	Africa (?)
Triásico (Super...)	A. Sur-Africa	Australia-Antártida	India (?)			A. Sur-Africa	Australia-Antártida	India (?)	
(Infer...)	A. Sur-Africa	Austral. Antárt. India				A. Sur-Africa	Austral. Antárt. India		

PALEOZOICO

Pérmico { Super .. }	A. Sur-Africa	Austral. Antárt. India				A. Sur-Africa	Austral. Antárt. India		
{ Infer... }	A. Sur-Africa	Austral. Antárt. India				Gondwana			
Carbonífero { Super. }	Gondwana								
		Medio.							
		Infer. }							

tártida avalada recientemente por nuevos descubrimientos fósiles (Barrett y Baillie, 1968).

Sobre la base de la propagación del fondo del océano Indico a partir del Ridge Carlsberg, ha sido postulado un movimiento relativo entre Africa e India (Sección 2-2); si se revierte este desplazamiento hasta hacer coincidir las anomalías magnéticas simétricas registradas a mayor distancia del mismo (edad 67 millones de años), se obtiene la separación presente entre la India y Africa en ese entonces; si ahora se fija la latitud de India en función de sus datos paleomagnéticos se obtiene la reconstrucción final reflejada en la Figura 6. En esta figura se bosquejan pues las posiciones relativas entre los continentes Gondwánicos en el Mesozoico más alto —Cenozoico más bajo que surgen de armonizar la información paleomagnética y de la propagación del fondo de los océanos disponibles (Vilas y Valencio, 1970a).

Por último en el Cuadro 3 se ha tratado de representar esquemáticamente los distintos procesos de fragmentación del Gondwana de acuerdo al análisis de la información disponible y discutida en el presente trabajo; el mismo tiene por única finalidad una rápida comparación de los episodios cronológicos que produjeron la desintegración del Gondwana según se considere la Reconstrucción 1 o la 2. Como puede observarse la única diferencia reside en la edad del proceso por el cual se produjo la primera desintegración del Gondwana.

4-1. CONCLUSION

El método paleomagnético, basado en la dirección de la remanencia magnética de las rocas, bajo la suposición de que en promedio el campo magnético terrestre es dipolar, axial y geocéntrico, permite definir las posiciones de los diferentes continentes Gondwánicos y sus movimientos relativos al polo, en el Pa-

leozoico, Mesozoico y aún en el Cenozoico.

La propagación de los fondos de los océanos, avalada y cuantificada merced al cuadro de estratigrafía paleomagnética definido por el sentido del vector remanencia de las rocas, ha sugerido cuál ha sido el movimiento relativo entre los continentes Gondwánicos en el Cenozoico.

El análisis de toda la información publicada hasta el presente en ambas de estas ramas de las Ciencias de la Tierra, ha demostrado que las posiciones y movimientos relativos de los distintos bloques continentales Gondwánicos desde el Paleozoico Medio hasta el Cenozoico Alto, deducidos según ambos métodos, son coherentes entre sí y se complementan para definir una probable historia de la fragmentación del super-continente Gondwánico. Ello de por sí avala la hipótesis en juego. Más si a ello se suma que las reconstrucciones paleogeográficas logradas son muy próximas a las clásicas del Gondwana y que de por sí dan explicación lógica y única al gran cúmulo de observaciones (geológicas, paleontológicas, paleobotánicas, morfológicas, climatológicas, geocronológicas, oceanográficas, magnetométricas, y sistológicas), realizadas en los cinco continentes Gondwánicos actuales y en sus mares aledaños, las cuales de otra forma serían muy difíciles de armonizar, se pone en evidencia la bondad y universalidad de los métodos de análisis empleados, únicos que permiten cuantificar las posibles posiciones relativas entre los continentes después de la desintegración del Gondwana.

La única discrepancia entre estos métodos radica en la posición de la Antártida en relación a los demás continentes; para dilucidar si ella es aparente o no, es necesario realizar estudios paleomagnéticos con rocas de dicho continente de edad Paleozoica y Mesozoica; además si estos estudios se realizan con rocas coetáneas pertenecientes a sus sectores Este y Oeste, se

podrá disponer de datos de singular interés que permitan valorar si la Antártida tuvo o no en esas eras geológicas igual configuración que en nuestros días.

Divergencias menores en cuanto a la edad geológica de las formaciones se refiere, permiten bosquejar dos reconstrucciones paleogeográficas del Gondwana válidas para el Paleozoico Superior (Figs. 1 y 3); la diferencia entre ambas es de menor importancia y radica fundamentalmente en la posición relativa del bloque Australia-Antártida en relación con los demás continentes Gondwánicos. Sin embargo ellas difieren en cuanto a la edad de la primera fragmentación del supercontinente, Cuadro 3. De acuerdo a una de las reconstrucciones este proceso se inició en el Pérmico Inferior, mientras que según la otra comenzó probablemente en el Pérmico Superior; como resultado del mismo surgieron dos grandes bloques continentales: i) América del Sur-Africa y ii) Australia-Antártida-India.

Las dos reconstrucciones Paleozoicas logradas sugieren que la Antártida tuvo que tener una configuración distinta a la actual en tiempos anteriores al Pérmico; la postulada división de este Continente en dos sectores, Este y Oeste, en tiempos pre-Cenozoicos, podría justificar esta interpretación. Ya en el Triásico, el movimiento relativo habido entre los distintos bloques gondwánicos, dejó suficiente espacio para que la Antártida fuera tomando su aspecto continental actual.

Con miras a resolver la indeterminación que no permite lograr unívocamente ni la reconstrucción Paleozoica, ni la evolución posterior del Gondwana, es recomendable que cuando ello sea posible, se realicen estudios tendientes a definir las edades radimétricas de las formaciones estudiadas paleomagnéticamente provenientes de los distintos continentes que originariamente lo integraron.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su sincero agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Royal Society de Gran Bretaña, quienes de diverso modo hicieron posible este trabajo.

Asimismo desean agradecer al Sr. Vecchio por su gentil colaboración en la preparación de la mayoría de los dibujos presentados.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Athavale, R. N., Radhakrishnamurty, C. y Sahasrabudhe, P. W., 1963. *Palaeomagnetism of some Indian rocks*. Geophys. J., 7, 304-313.
- Barrett, P. I. y Baillie, R. J., 1968. *Triassic amphibian from Antarctica*. Science, 161, 460-462.
- Boesen, R., Irving, E. y Robertson, W. A., 1961. *The palaeomagnetism of some igneous rock bodies in New South Wales*. J. Proc. Soc. N. S. W., 94, 227-232.
- Briden, J. C., 1967 a. *Recurrent continental drift of Gondwanaland*. Nature 215, 1334-1339.
- 1967 b. *A new palaeomagnetic result from the lower Cretaceous of east-central Africa*. Geophys. J., 12, 375-380.
- 1968. *Palaeomagnetism of the Ntonya ring structure, Malawi*. J. Geophys. Res. 73, 725-733.
- Bröck, A., 1967. *Palaeomagnetic result from the Hook Intrusives, Zambia*. Nature, 216, 359-360.
- 1968. *Palaeomagnetism of the Nuanetsi igneous province and its bearing upon the sequence of Karroo igneous activity in southern Africa*. J. Geophys. Res., 73, 1389-1397.
- Bull, C. e Irving, E., 1960. *Palaeomagnetism in Antarctica*. Nature, 185, 834-835.
- Ballard, E. C., Everett, J. E. y Gilbert Smith, A., 1965. *The fit of the continents around the Atlantic*. Phil. Trans. Roy. Soc. A., 258, 1088, 41-51.
- Clegg, J. A., Radhakrishnamurty, C. y Sahasrabudhe, P. W., 1958. *Remanent magnetism of the Rajmahal Traps of north-eastern India*. Nature, 181, 830-831.
- Cox, A., 1969. *Geomagnetic reversals*. Science, 163, 237.
- Creer, K. M., 1962. *Palaeomagnetic data from South America*. J. Geomag. Geoelect., 13, 154-165.

- 1964 a. *Paleomagnetism and the results of its application to South America rocks*. Bol. Paranaense de Geografía, n° 10-15, 93-138.
- 1964 b. *A reconstruction of the continents for the upper Palaeozoic from palaeomagnetic data*. Nature, 203, 4950, 1115-1120.
- 1965. *Paleomagnetic data from the gondwanic continents. A symposium on continental drift*. Phil. Tran. Roy. Soc. London, A, 258, 27-40.
- 1967. *A synthesis of world wide palaeomagnetic data. Mantles of the earth and Terrestrial planets*. Interscience Publishers, London, 351-382.
- 1970. *World-wide palaeomagnetic data*. En prensa.
- Creer, K. M., Embleton, B. J. J. and Valencio, D. A., 1969 a. *Permo Triassic and Triassic Palaeomagnetic data for South America*. Earth and Planetary Science Letters, 8, 173-178.
- 1969 b. *Comparison between the upper Palaeozoic and Mesozoic Palaeomagnetic poles for South America, Africa and Australia*. Earth and Planetary Science Letters, 7, 288-292.
- Deutsh, E. R., Radhakrishnamurty, C. y Saharabudhe, P. W., 1959. *Palaeomagnetism of the Deccan Traps*. Ann. Geophys. 15, 39-59.
- Dickson, G. O., Pitman, III, W. C. y Heirtzler, J. R., 1968. *Magnetic anomalies in the South Atlantic and ocean floor spreading*. Journal Geophysical Research, vol. 73, n° 6, 2087-2100.
- Dietz, R. S., 1961. *Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor*. Nature, 200, 1085.
- 1966. *Passive continents spreading sea floors and collapsing continental rises*. American Journal Science, 264, 177-193.
- Du Toit, A. L., 1917. *Our wandering continents*. Oliver y Boyd, Edimburgo.
- Embleton, B. J. J., 1970 a. *Nuevos estudios paleomagnéticos del Neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXV, 1.
- 1970 b. *Resultados paleomagnéticos del basalto de la base de la formación La Colina (Paganzo Medio) de la República Argentina*. Revista Asociación Geológica Argentina, XXV, 347-351.
- Fisher, R. A., 1953. *Dispersion on a sphere*. Royal Soc. London Proc., Sec. A., 217.
- Gough, D. I. y Brock, A., 1964. *The palaeomagnetism of the Shawa Ijolite*. J. Geophys. Res., 69, 2489-2493.
- Gough, D. I. y Opdyke, N. D., 1963. *The palaeomagnetism of the Lupata Alkaline Volcanics*. Geophys. J., 7, 457-468.
- Graham, K. W. T. y Hales, A. L., 1961. *Preliminary palaeomagnetic measurements on Silurian sediments from South Africa*. Geophys. J., 5, 318-325.
- Green, R., 1961. *Palaeomagnetism of some Devonian rock formations in Australia*. Tellus, 13, 119-124.
- Halpern, M., 1968. *Age of Antarctic Argentine rocks bearing on continental drift*. Contribution n° 75, Southwest Center for Advanced Studies, Dallas, Texas y Earth and Planetary Science Letter, 5, 159-167.
- Harrington, H. J., 1953. *Informe inédito. Descripción Geológica de la Hoja 22c, Ranblón, Provincia de Mendoza*. Informe perteneciente a la Dirección Nacional de Geología y Minería.
- Heirtzler, J. R., Dickson, G. O., Herron, E. M., Pitman, III, W. C. y Le Pichon, X., 1968. *Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents*. Journal Geophysical Research, vol. 73, n° 6, 2119-2136.
- Hess, H. H., 1965. *Submarine Geology and Geophysics*, vol. 17, Colston Papers, Butterworths, London.
- Le Pichon, X. y Heirtzler, J. R., 1968. *Magnetic anomalies in the Indian ocean and sea floor spreading*. Journal of Geophysical Res., vol. 73, n° 6, 2101-2117.
- Irving, E., 1963. *Palaeomagnetism of the Narabeen Chocolate Shale and the Tasmanian Dolerite*. J. Geophys. Res., 68, 2283-2287.
- 1964. *The paleomagnetism and its application to geological and geophysical Problems*. J. Wiley & Sons, Inc., New York.
- Irving, E. y Green, R., 1958. *Polar wandering relative to Australia*. Geophys. J., 1, 64-72.
- Irving, E. y Parry, L. G., 1963. *The magnetism of some Permian rocks from New South Wales*. Geophys. J., 7, 395-411.
- McDougall, I., Allsopp, H. L. y Chamalauu, F. H., 1966. *Isotopic dating of the Newer Volcanics, Victoria, Australia and geomagnetic polarity epochs*. J. Geophys. Res., 71, 6107.
- McElhinny, M. C. y Wellman, P., 1969. *Polar wandering and sea floor spreading in the Southern Indian Ocean*. Earth and Planetary Science. Letters, 6, 198-204.
- McElhinny, M. W. and Opdyke, N. D., 1968. *Paleomagnetism of some Carboniferous Glacial varves from Central Africa*. Journal Geophys. Res., 73, 2, 689-696.
- McElhinny, 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.
- Morgan, W. J., 1968. *Rises, trenches, great faults and crustal blocks*. Jour. Geophys. Res., vol. 73, n° 6, 1959-1982.
- Mumme, W. G., 1963. *Thermal and alternating field demagnetisation studies on Cenozoic basalts of Victoria, Australia*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 7, 314.
- Nagata, T. y Yama-ai, M., 1961. *Palaeomagnetic Studies on the rocks of the coast of Lutzou-Holm Bay*. Antarctic Record Min. Educ. Japan, II, 945.

- Nairn, A. E. M., 1960. *A palaeomagnetic survey of the Karroo System*, Overseas Geol. Mineral Resources Gt. Bret., 1, 398.
- Opdyke, N. D., 1964 a. *The Palaeomagnetism of the Permian redbeds of South-west Tanganyika*. Journal Geophys. Res., 69, 2477.
- 1964 b. *The paleomagnetism of some Triassic redbeds from Northern Rhodesia*. J. Geophys. Res., 69, 2495-2497.
- Pitman III, W. C. y Heirtzler, J. R., 1966. *Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic ridge*. Science, 154, 1164.
- Robertson, W. A., 1963. *The palaeomagnetism of some Mesozoic intrusives and tuffs from eastern Australia*. J. Geophys. Res., 68, 2299-2312.
- 1966. *Palaeomagnetism of some Cenozoic igneous rocks from south-east Queensland*. Proc. R. Soc. Qd., 78-87.
- Robertson, W. A. y Hastie, L., 1962. *A palaeomagnetic study of the Cynet alkaline complex of Tasmania*. J. Geol. Soc. Australia, 8, 259-268.
- Schopf, J. M., 1969. *Ellsworth Mountains position in west Antarctica due to sea-floor spreading*. Science, 164, 63-66.
- Smith, A. G. y Hallam, A., 1970. *The fit of the southern continents*. Nature, 225-; 139-144.
- Sproll, W. P. y Dietz, R. S., 1969. *Morphological continental drift fit of Australia and Antarctica*. Nature 222, 345-348.
- Stipanovic, P. N. y Bonetti, M. I. R., 1969. *Consideraciones sobre la cronología de los terrenos Triásicos Argentinos*. La estratigrafía del Gondwana. Coloquio de la UICG, Buenos Aires, 1-15 de octubre de 1967, 2, UNESCO, París, 1081-1119.
- Stoneley, R., 1966. *The Niger Delta region in the light of the theory of continental drift*. Geological Magazine, 103, 5.
- Stott, P. M., 1963. *The magnetisation of the Red Hill dike, Tasmania*. J. Geophys. Res. 68, 2289-2297.
- Turnbull, G., 1959. *Some palaeomagnetic measurements in Antarctica*, Artic, 12, 151-157.
- Valencio, D. A., 1969 a. *El paleomagnetismo de una formación magmática del Suroeste de la provincia de Mendoza*. Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas. Tomo II, 375-396.
- 1969 b. *El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico Superior, Grupo de Cacheuta, Provincia de Mendoza*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, 3, 191.
- 1970. *The significance of the palaeomagnetic data from Mesozoic and Cenozoic rocks of South America*. Proceedings of the Second Symposium on the Stratigraphy and Paleontology of the Gondwanic System. En prensa.
- Valencio, D. A. y Fourcade, N. H., 1969. *Estudio paleomagnético y petrográfico de algunas formaciones Cenozoicas de las Islas Shetland del Sur*. Contribución del Instituto Antártico Argentino, n° 125.
- Valencio, D. A. y Vilas, J. F., 1969. *Age of the separation of South America and Africa*. Nature, 223, 1353-1354.
- 1970. *Palaeomagnetism of some middle Jurassic lavas from South-East Argentina*. Nature, 225, 5229-, 262-264.
- Valencio, D. A., Linares, E. y Creer, K. M., 1969. *El paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos Terciarios y Cuaternarios de Mendoza y Neuquén*. Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas. Tomo II, 397-415.
- 1970. *Palaeomagnetism and K-Ar ages of Cenozoic basalts from Argentina*. Geophysical Journal, Royal Astr. Soc., vol. 19, 2, 147-164.
- Verma, R. K. y Pullaiah, G., 1967. *Palaeomagnetism of Tirupati sandstones from Godavary Valley, Indian*. Earth Planetary Sciences Letters, 2, 310-316.
- Vilas, J. F., 1969. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético de algunas formaciones Triásicas del Sudoeste de Mendoza*. Actas IV Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires. En prensa.
- Vilas, J. F. y Valencio, D. A., 1970 a. *Palaeogeographic reconstructions of the Gondwanic continents based on palaeomagnetic and sea-floor spreading data*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 7, pp. 397-405.
- 1970 b. *The recurrent Mesozoic relative drift of South America and Africa*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 7, pp. 441-444.
- Vine, F. J., 1966. *Spreading of the ocean floor: new evidence*. Science, 154, 1405.
- Wellman, P., McElhinny, M. W. y McDougall, I., 1969. *On the polar wandering path for Australia during the Cenozoic*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 18, 371-395.
- Wensink, H., 1968. *Paleomagnetism of some Gondwana red beds from central India*. Palaeogeog. Palaeoclim. Palaeocol., 5, 323-343.
- Wensink, H. y Klootwijk, C. T., 1968. *The palaeomagnetism of the Talchir Series of the Lower Gondwana System, central India*. Earth Planetary Science Letters, 4, 191-196.
- Zijderveld, J. D. A., 1968. *N. R. M. of some intrusive rocks from the Sor Rondane Mountains, Queen Maryland, Antarctica*. J. Geophys R., 73, 3773-3781.

Recibido el 14 de julio de 1970.

REUNIONES CIENTIFICAS

En los meses de abril y mayo de 1972 se realizará en Johannesburgo, República de Sudáfrica, el X Simposio Internacional sobre la Aplicación del Cómputo en la Industria Minera, evento organizado en esta oportunidad por el Instituto Sudafricano de Minería y Metalurgia, con la colaboración del Consejo Sudafricano de Investigaciones Científicas e Industriales y el Consejo Sudafricano de Automatación y Computación. Los temas a tratarse abarcarán el campo de las matemáticas, estadísticas y operaciones investigativas y técnicas de la computación aplicadas al estudio de las áreas en exploración y a proyectos evaluativos, análisis financieros, planificación, control de producción, procesamiento y comercialización de minerales. Las personas interesadas en participar o presentar trabajos podrán solicitar información más detallada dirigiéndose a The South African Institute of Mining and Metallurgy, P. O. Box 61019, Marshalltown, South Africa, o bien al Dr. Hugo N. Lucero, Obispo Ceballos 476, Córdoba, Argentina.

La Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas ha resuelto realizar su 6ª Reunión Científica en el mes de abril de 1971. La sede para dicha Reunión será la ciudad de Mendoza, Argentina. Se constituirá un Comité de Contribuciones que tendrá a su cargo todo lo concerniente a los trabajos a presentarse, los que se clasificarán en: *a)* Informes por Invitación; *b)* Comunicaciones Científicas, y *c)* Comunicaciones de Actividades. Como en ocasiones anteriores, un ejemplar de GEOACTA reunirá una síntesis de las actividades científicas, culturales y sociales de la Reunión.

La 2ª Reunión Argentina de Paleobotánica y Palinología se llevará a cabo en la ciudad de Corrientes, Argentina, en la primera quincena de julio de 1971, auspiciada por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura de la U.N.N.E. Esta 2ª Reunión, cuya duración será de cinco días (fecha precisa a fijar), tendrá por objeto la presentación de los resultados que se alcancen en los estudios del material de la colección Federico Furtz, contemplándose además la posibilidad de realizar Reuniones de Comunicaciones o Simposios sobre temas de Paleobotánica, Palinología y Estratigrafía conexas.

LAS FASES DE DEFORMACION Y METAMORFISMO
EN EL AREA DEL CERRO VALDIVIA,
PROVINCIA DE SAN JUAN, REPUBLICA ARGENTINA

POR J. O. KILMURRAY Y L. DALLA SALDA¹

RESUMEN

El sector del Cerro Valdivia (provincia de San Juan), se caracteriza por las distintas fases de deformación y metamorfismo que han afectado un complejo sedimentario integrado por un conjunto de rocas psamíticas y pelíticas. Se han reconocido dos episodios principales de plegamiento y dos movimientos secundarios en base a las estructuras analizadas. Los dos episodios principales de deformación condujeron a la formación de un modelo de interferencia de estructuras que se manifiesta en las formas estudiadas en el campo. Los dos episodios secundarios se refieren a eventos tardío orogénicos que condujeron a la formación de estructura sde planos acodados y corrugaciones que intersectan superficies y lineaciones S1, S2, L1 y L2.

Se han hallado en el área evidencias de penetraciones de rocas básicas (diabasas) que han sido ulteriormente metamorfoseadas en dos episodios. Se han reconocido dos tipos de anfibolitas una con estructura lineada y otra de carácter maciza; en las variedades metasedimentarias se estudiaron estructuras planares y lineares que responden a las distintas fases de deformación.

El metamorfismo que afectó el área de referencia es de tipo regional dinamotérmico, y el grado alcanzado en el complejo deformado es compatible con la facies de esquistos verdes dentro de las subfacies con granate en el primer episodio y biotita y clorita en los restantes.

ABSTRACT

This paper deals with the study of the metamorphic history and phases of deformation at Cerro Valdivia area. Two main episodes of folding and two secondary movements have been recognized according to the structures studied. Regional metamorphism took place during the episodes concerned. Textural and mineralogical evidence related to the movements has been found in schists, amphibolites and pegmatites. Strongly lineated amphibolites were formed during the F1 stage of folding; garnet growth and pegmatitic intrusions are also refered to the same episode.

The second deformation F2, produced an interference pattern with the structures of the F1 phase. Finally, the episodes F3 and F4 were referred to late orogenic events that formed crinkles and kink planes which intersected F1 and F2 structures.

The metamorphic grade attained during the episodes belongs to greenschist facies, within garnet, biotite and chlorite subfacies.

¹ Cátedra de Petrología de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

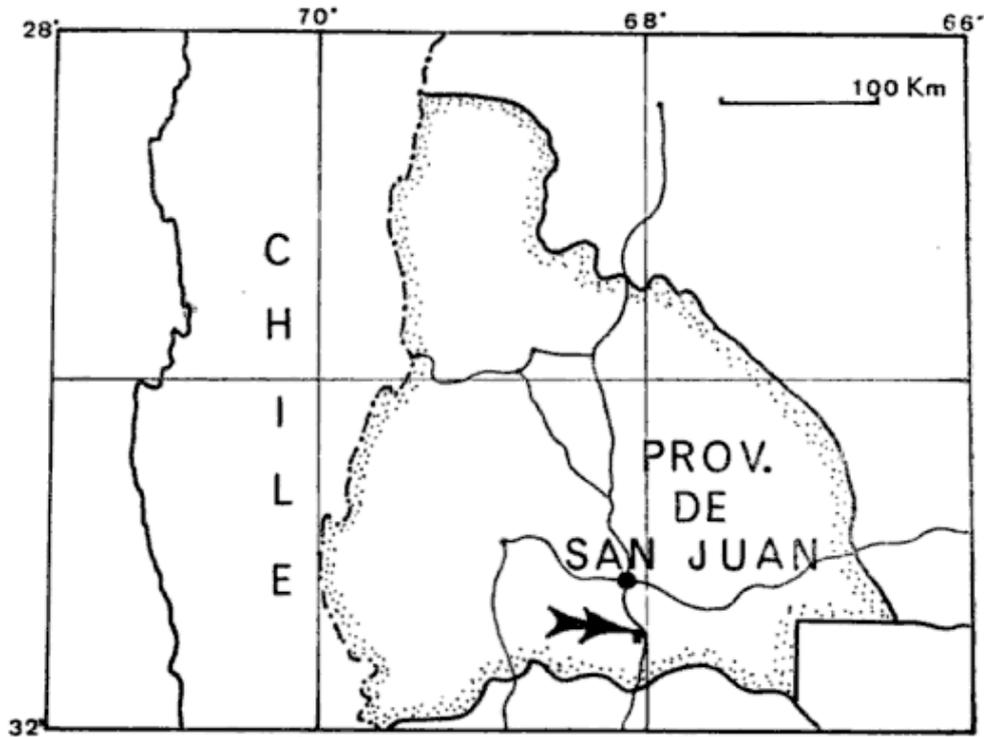


Fig. 1. — Mapa de ubicación. →→ Cerro Valdivia

I. INTRODUCCION

El área de estudio, ubicada en la provincia de San Juan, aproximadamente 40 km al sur de la ciudad capital e inmediatamente al oeste de la ruta nacional N° 40, constituye un cerro de baja altura aislado en el paisaje geomórfico circundante. Las rocas que lo forman son principalmente metamorfitas del denominado basamento o cristalino y algunas sedimentistas de edad paleozoica y terciaria. Las rocas metamórficas se distribuyen en la parte central y norte del mismo, mientras que las sedimentarias ocupan la parte sur, con escasos remanentes dispersos en el sector noreste del área de referencia.

La región fue estudiada por distintos autores, entre ellos Steiglitz (1914), quien efectuó observaciones referentes a la petrografía de la Precordillera, Sierra de Pie de Palo e incluyendo al Cerro Valdivia. Alascio (1941), realizó las observaciones geológicas más específicas sobre las rocas del basamento y las formaciones sedimentarias paleozoicas

y terciarias, reconociendo asimismo las características tectónicas complejas de los grupos de rocas del basamento. Rrolleri (1969), puntualiza en sus observaciones geológicas, realizadas en el valle de Matagusanos y la región entre San Juan y Jocolí, que la línea estructural que une los cerros Valdivia y Salinas constituye el borde occidental de un graben compresional orientado en el sentido norte-sur. Asimismo, el mismo autor destaca a través de las observaciones de González Bonorino, que el cerro Valdivia constituiría una parte de las estribaciones más occidentales de las Sierras Pampeanas.

En el presente trabajo se analiza con detalle la composición litológica y estructural, especialmente en lo referente a las fases de deformación y metamorfismo regional dinamo-térmico basado en las más modernas investigaciones realizadas en áreas de plegamiento superpuesto y polimetamorfismo de cinturones orogénicos en otras regiones del mundo.

R E F F E R E N C I A S

	CUATERNARIO
	TERCIARIO
	PALEOZOICO
	BASAMENTO
	ESTRUCTURAS DE DOMOS
	ESTRUCTURAS DE CUBETA
	LINEACION MINERAL (DIOTITA O CUARCO SERICITA)
	LINEACION COLUMNAR
	TRAZAS DE ESQUISTOSIDAD
	PLIEGUES ANTICLINALES
	PLIEGUES SINCLINALES
	ESQUISTOSIDAD
	CONTACTO ENTRE FORMACIONES
	FALLAS
	CONTACTOS ENTRE ZONAS
	CORRUGACIONES Y PLANOS ACODADOS

0 300 m.
ESCALA

(BASE MOSAICO AEROFOTOGRAFICO)
I.F.T.A.

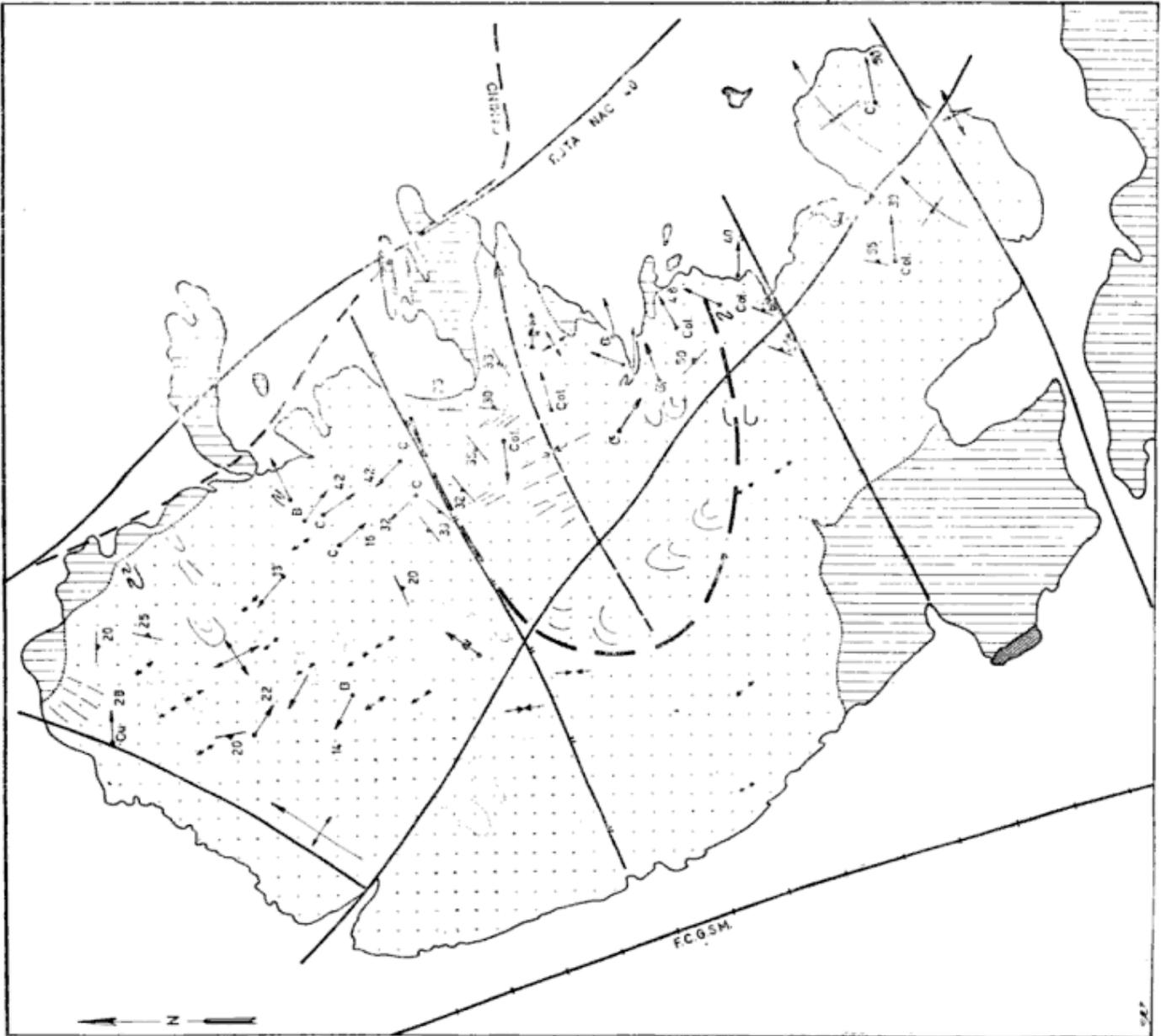


Figura 2

II. CARACTERES GENERALES DE LOS AMBIENTES METAMORFICOS SUJETOS A SUPERPOSICION DE MOVIMIENTOS

Las modernas investigaciones geológicas sobre la historia de la deformación de los cinturones orogénicos en diversas regiones del mundo han permitido demostrar, a través de los trabajos fundamentales de Ramsay (1958, 1962, 1967), la existencia de un gran número de ambientes geológicos que han estado sujetos a deformaciones sucesivas en varios estadios o fases. Estos fenómenos se producen en un evento que comprende varios períodos o episodios tectónicos a los cuales se asocian estadios metamórficos de variable intensidad y que actúan sincrónicamente o posteriormente a la deformación. De este modo, se obtienen modelos de interferencia de plegamientos y superposición de grados metamórficos.

Uno de los modelos más representativos, según Ramsay (op. cit.) es aquel dado por la intersercción de dos direcciones tectónicas formando ángulos entre 0 y 90° entre los ejes de plegamiento y ángulos entre planos axiales que también varían entre los valores antes citados. El resultado es un conjunto de formas en domos y depresiones generalmente elípticas cuyos ejes representan las direcciones tectónicas principales. El grado metamórfico alcanzado durante los episodios de deformación es variable; destacándose además fenómenos de deformación en áreas sedimentarias no metamorfoseadas, según lo indica Ramsay (op. cit.) a través de las observaciones de de Sitter, en la región de Marruecos.

Dentro de terrenos metamórficos se han reconocido modelos de este tipo en la región de Monar en los Highlands de Escocia, Ramsay (1962), donde afloran rocas de la Formación Moine y cuyo grado metamórfico varía desde mediano a alto. Sturt & Harris (1961) distinguieron tres episodios principales de plegamientos con evidencias estructurales y mineralógicas en el área de Perth-

shire, Escocia. Johnson (1962), estudió fenómenos de polimetamorfismo asociados a fases de deformación en varios episodios en la región de Banff, Escocia. Dalziel & Brown (1965), investigaron el crecimiento de minerales metamórficos en dos episodios de deformación en rocas de la Formación Moine en el S. W. de Escocia. Asimismo, uno de los autores, del presente trabajo, Kilmurray (1965), realizó estudios de polimetamorfismo asociados a fenómenos de deformación en la Formación Moine de la isla de Mull, en el S. O. de Escocia.

III. EL AREA DEL CERRO VALDIVIA

1. CARACTERES ESTRUCTURALES

En la posición estudiada se destaca la superposición de dos movimientos principales cuyas evidencias han quedado impresas en las estructuras y en las asociaciones mineralógicas de los tipos litológicos investigados. Del análisis de las distintas estructuras observadas se infieren dos movimientos principales y dos movimientos secundarios, que han generado formas de tipo diverso y que se ordenan y describen a continuación:

a) *Las estructuras de la Fase F1.* — Los pliegues de esta fase de deformación están caracterizados por estructuras cuya longitud de onda varía desde decímetros a escasos metros. Son de tipo isoclinales, apretados y algunos de tipo Chevron. Se observan otros pliegues de tipo similar, en venas deformadas de cuarzo. Coincidiendo con los ejes de estos pliegues se observa una marcada lineación mineral de biotita en el sector meridional del cerro, fig. 1. Los polos de los planos axiales de dichos pliegues se orientan en el sentido NE-SW e inclinan con alto ángulo hacia el este, variando de sentido a lo largo del cuadrante NE. De igual modo, la lineación tanto mineral como de agregados (biotita, cuarzo, columnas y rodillos), fig. 3b y 3d se disponen en una faja que se extiende en el cuadrante SE.

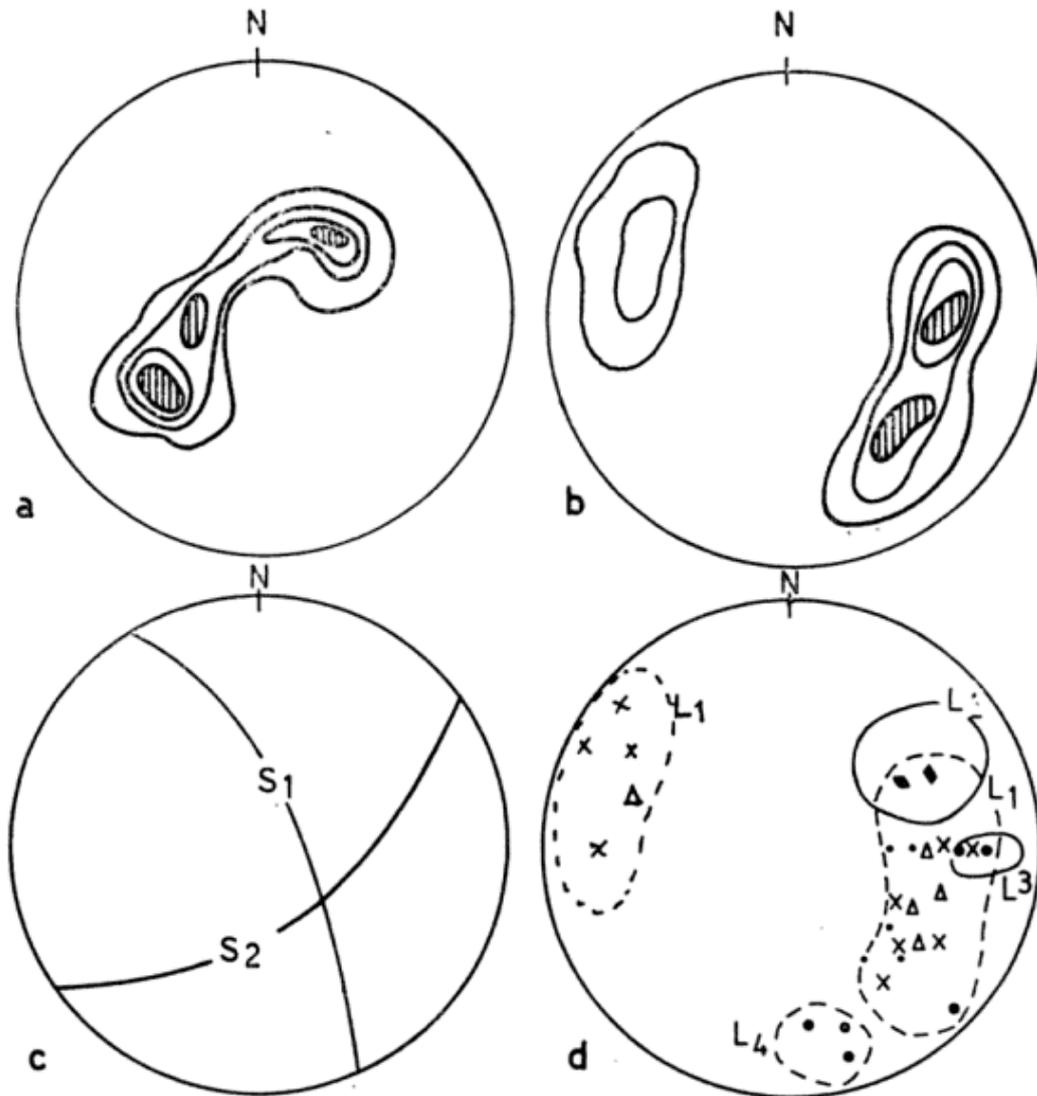


Fig. 1. — S_1 , plano S correspondiente a la fase F_1 ; S_2 , plano S correspondiente a fase F_2 ; L_1 , campo de lineaciones de fase F_1 ; L_2 , campo de lineaciones de fase F_2 ; L_3 , campo de lineaciones de fase F_3 ; L_4 , campo de lineaciones de fase F_4 ; ●, ejes de corrugaciones; △, columnas; ●, lineación mineral de cuarzo; ×, lineación mineral de mica; ▨, rodillos de cuarzo.

Como componente general de los planos axiales medidos, se estima un rumbo de planos axial S_1 entre 60 y 20° oeste y una inclinación entre 80 y 90° este, fig. 3c.

b) *Las estructuras de la Fase F_2 .* — Se destaca una estructura mayor de tipo sinforme cuyo plano axial se orienta en sentido NE-SW y con un hundimiento de eje en la dirección NE. Dentro de la estructura mayor se reconocen pliegues de diversa magnitud. En el sector septentrional de la misma, se destaca un pliegue sinclinal de gran amplitud y

cuyo plano y eje coinciden con la orientación de los elementos de la estructura mayor. Asociado a estos pliegues mayores se observan estructuras menores en forma de corrugaciones y lineaciones de agregados, representados por columnas que inclinan entre 30 y 50° al E. NE. En la porción meridional de los afloramientos estudiados, se destacan formas de domos y depresiones originadas por la superposición de la Fase F_1 y los pliegues de la segunda generación F_2 . Las estructuras resultantes se disponen en forma alineada según sus ejes

mayores, fig. 2, en la dirección NE-SO; en el mismo sector se han estudiado lineaciones minerales y de agregados que se oponen a las direcciones de las estructuras de deformación F2. Dichas lineaciones están dadas por láminas de biotita y cuarzo de formas elongadas en la dirección NO-SE y columnas y rodillos de agregados cuarzo-micáceos. El modelo de interferencia resultante corresponde al estudiado por Ramsay (1967), en áreas sujetas a plegamientos superpuestos y se estima que el ángulo entre los ejes de deformación oscila entre 60 y 70° alfa y el ángulo entre los planos axiales de las estructuras superpuestas beta = 90°.

c) *Las estructuras de las Fases F3 y F4.* — Dentro de estas fases se reconocen pliegues de gran amplitud, de formas abiertas y corrugaciones que se orientan en sentido aproximadamente E-O, L3 fig. 4f, y se vinculan a movimientos de planos de falla de la Fase F3. De igual modo, se observan planos acodados que intersectan lineaciones y corrugaciones, fig. 4d, que deben correlacionarse con movimientos de planos de falla y originan lineaciones L4 cuya orientación es en sentido NO-SE. Se destacan además lineaciones columnares de clivaje en rocas de filón cuarzo-feldespáticas que revelan el estado frágil del material sujeto a deformación. Fenómenos de este tipo fueron investigados por uno de los autores, Kilmurray (1969) en el área del Cerro del Corral (Sierras Australes de la Prov. de Bs. As.) y se vinculan a movimiento tardío-orogénicos en áreas plegadas.

IV. PETROGRAFIA

1. CARACTERES LITOLÓGICOS GENERALES.

Se reconocieron dos unidades o grupos litológicos fundamentales; el grupo central, Fig. 5, referido a la estructura mayor, caracterizado por una roca altamente esquistosa y de naturaleza cuarzo-micácea, en adelante esquistos cuarzo micáceos. Dentro de esta por-

ción se observan sólo filones de cuarzo fuertemente deformados con estructuras de boudinage, fig. 4c. La otra porción que bordea a la anterior está caracterizada por rocas esquistosas de naturaleza clorítica a anfibólica, rocas macizas de composición plagioclasa-anfibol en forma de intercalaciones de espesor variable, rocas esquistosas cuarzo feldespáticas y filones deformados de aplitas, pegmatitas y cuarzo. Esta unidad se denomina en adelante grupo de los esquistos clorítico-biotíticos, anfibolitas y rocas de filón e inyección.

Según Alascio (1941), se distinguen seis grupos fundamentales de rocas en base a su coloración y composición. El grupo 1 o de las cuarcitas, el grupo 2 o de las micacitas, el grupo 3 de características semejantes al anterior de variable tonalidad, el grupo 4 o "grupo de la cima" formado por rocas granatíferas, el grupo 5 o grupo de las rocas oscuras y el grupo 6, que forma intercalaciones claras en las metamorfitas anteriores. Los grupos 1, 2 y 3 forman la unidad central del presente estudio y los grupos 4, 5 y 6 la unidad litológica de los esquistos clorítico-biotíticos con intercalaciones de anfibolitas y pegmatitas.

Es de destacar que en las observaciones realizadas por Steiglitz (1914), se citan las siguientes variedades litológicas en un perfil SO-NE: "esquistos de actinolita, esquistos de muscovita, gneis con granate, anfibolita con granate, micaesquisto con granate, gabro de sauseri ta, pegmatitas y gneis-granito con granate". La litología descrita por este autor permite ser correlacionada con la observada por él mismo en la parte S.O. de la Sierra de Palo, que Steiglitz (op. cit.), generaliza como unidades correspondientes "a la clase de Sierras compuestas por pizarras cristalinas".

2. LOS TIPOS DE ROCAS.

En base a las características litológicas expuestas anteriormente se reconocen los siguientes tipos de rocas dentro

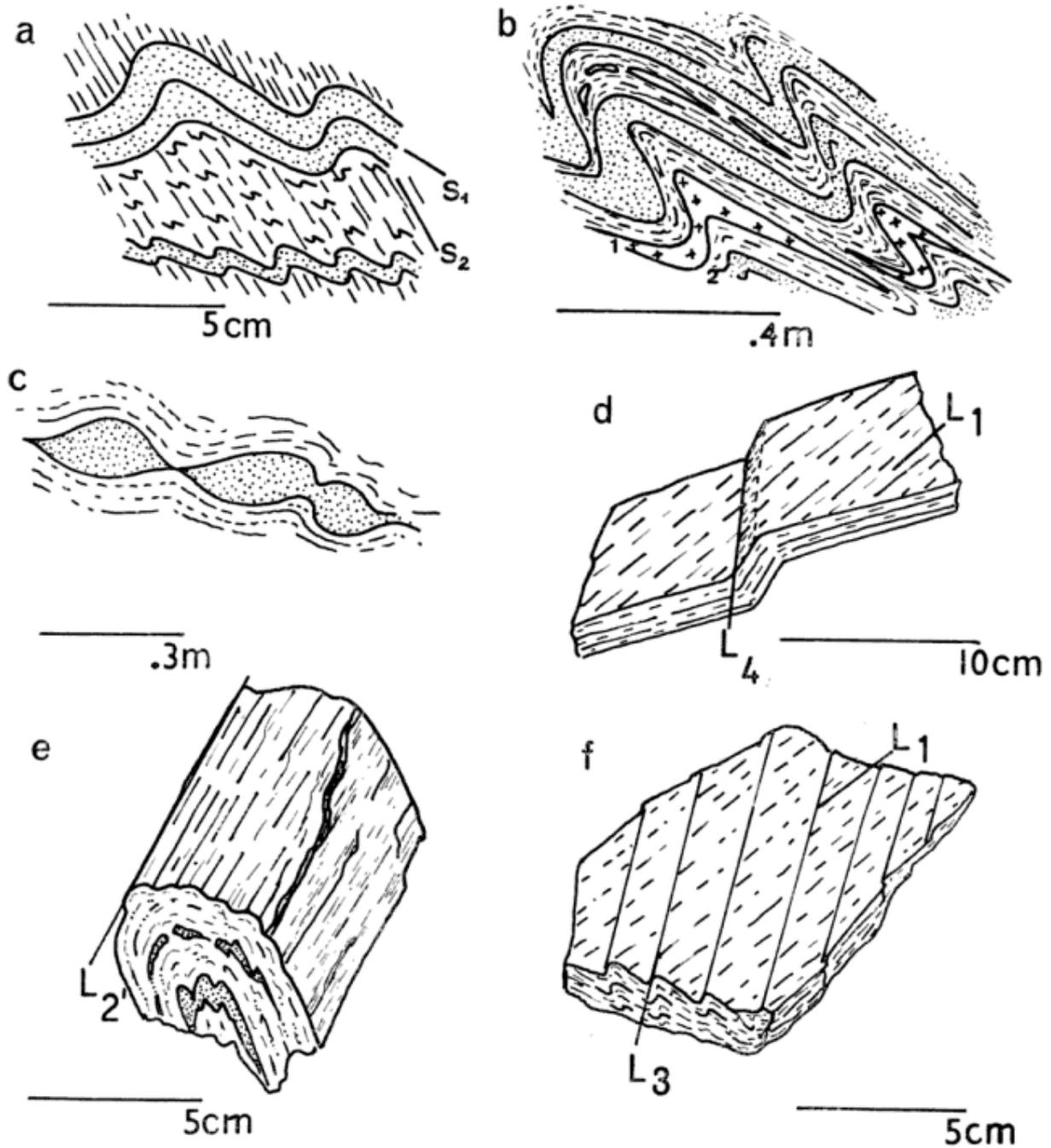


Fig. 4. — *a*, micropliegues en esquistos cuarzo-muscovíticos S_1 , superficie de esquistosidad de la fase F_1 , S_2 , clivaje superficie S_2 ; *b*, pliegues menores de la fase F_2 . En punteado se ha representado capas cuarcíticas y en rayado fino esquistos inyectados (2). Con cruces (1) se destacan filones de pegmatitas deformadas; *c*, estructuras en boudinage de la fase F_2 . En punteado se observa cuarzo de vena y en rayado esquistos cuarzo-muscovíticos; *d*, plano acodado de la fase F_1 que intersecta una lineación mineral de la fase F_1 ; la superficie de esquistosidad es S_2 y la roca es un esquisto cuarzo-muscovítico; *e*, lineación columnas en esquistos biotíticos, con rodillos de pegmatitas, pertenecientes a la fase F_2 ; *f*, lineación dada por corrugación de la superficie S_2 que da lugar a la formación de ejes L_3 y que intersectan lineaciones minerales de la fase $F_1 = L_1$.

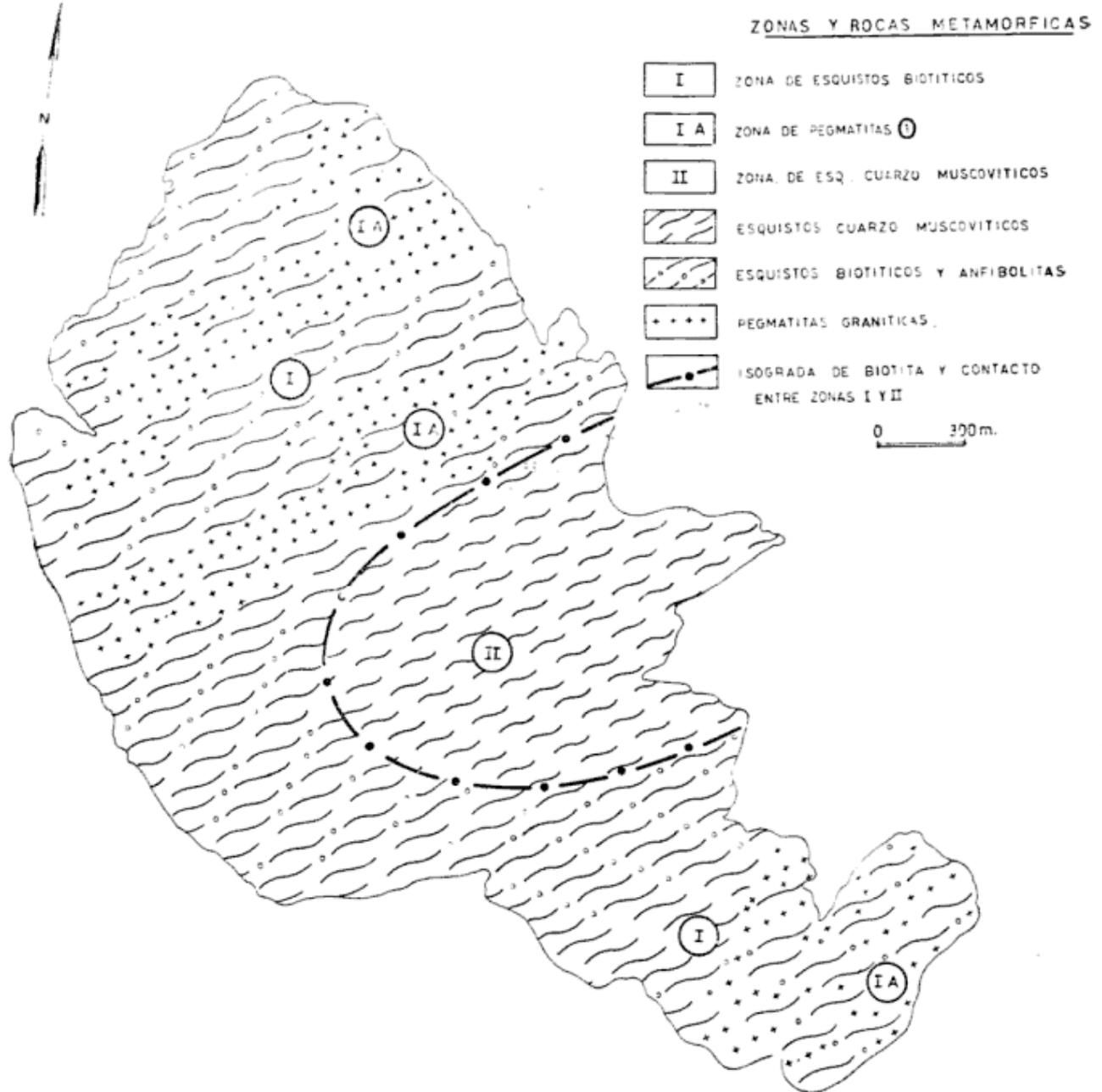


Figura 5

de los grupos fundamentales analizados:
a) Esquistos cuarzo-muscovíticos, **b)** Esquistos clorítico-biotíticos, **c)** Anfibolitas y **d)** Rocas graníticas de filón e inyección.

a) Los esquistos cuarzo-muscovíticos. Este grupo de rocas está representado por un conjunto de metamorfitas que presentan una estructura planar muy marcada dada por la disposición preferida y paralela de granos de cuarzo alargados y laminillas de muscovita y clorita. Figs. 4d y 4f. Generalmente pre-

sentan colores grises, grises verdosos y rosados. Presentan dos fenómenos de lineación, uno altamente penetrativo dado por la alineación paralela de rodillos formados por agregados de cuarzo y mica y otra por corrugaciones que en la superficie de esquistosidad determinan dos direcciones preferenciales. Hay variedades de roca que poseen mayor cantidad de componentes granulares que permiten una distribución de los mismos formando estructuras columnares.

Presentan textura lepidoblástica a granoblástica, la primera dada por la disposición paralela de las laminillas de muscovita en folias de 200 a 400 micrones de espesor, en las que se observa abundante material opaco formado por hematita y magnetita formando "pseudoporfiroblastos" envueltos por la matriz cuarzo-micácea. La textura granoblástica está dada por agregados de cuarzo que presentan contactos interpenetrados y formas elongadas orientadas normalmente o con un ángulo mayor de 45° con respecto a la esquistosidad. Asociados a los granos de cuarzo se observan escamillas de muscovita con la misma orientación. Dentro de las folias micáceas se observa una deformación de los paquetes de muscovita que dan lugar a la formación de micropliegues o corrugaciones, cuyos planos resultan normales a la esquistosidad general de la roca. Los cristales mayores de cuarzo, que forman parte de la textura granoblástica y cuyo tamaño oscila entre 300 y 400 micrones, poseen una marcada extinción ondulante y láminas de Böhm, impartiendo así a la roca una franca estructura cataclástica. Dentro de las folias de muscovita es también dable observar algunas concentraciones de turmalina y algunos agregados de titanita. El tamaño de los agregados es superior a los 500 micrones. En otros sectores de las preparaciones se observan manchas o agregados de un material laminar coloreado de tono castaño-rojizo que se han identificado como minerales del grupo de las arcillas.

Se han reconocido además variedades porfiroblásticas con granate que presenta gran desarrollo y características texturales muy particulares. En una de las muestras analizadas se pudo determinar que el porfiroblasto observado estaba constituido por un agregado de granate en forma de venillas e islas irregulares asociado a cuarzo en forma de mosaico homogéneo. Este agregado cuarzo-granate se encuentra rodeado por la matriz muscovítica cuarzosa en forma envolvente; para su mejor iden-

tificación se realizó una separación del agregado con granate y fue posteriormente investigado por difracción de Rayos X, clasificándose como *Espesartina*.

b) *Esquistos clorítico-biotíticos*. Se caracterizan por presentar una estructura esquistosa dada por la disposición planar y paralela de los individuos de mica. En general es de colores grises a verdosos oscuros, presentan porfiroblastos de granates de formas redondeadas y hay variedades de rocas que presentan acumulaciones locales de granate, algunos de hasta 3 mm de diámetro y de formas euhedrales a subhedrales. Otras variedades presentan agregados de colores violáceos en forma de escamas cuyo tamaño oscila entre 1 y 2 mm implantadas en una matriz clorítica-cuarzosa.

Presentan una franca textura lepidoblástica dada por la disposición preferida de cristales de clorita en dos direcciones. Se observan abundantes cristales de granate con formas redondeadas a subhedrales sin evidencias de alteración; en otros casos hay un marcado efecto de diaforesis observándose trozos de cristales en forma de islas implantadas en una matriz de naturaleza clorítica y calcárea. Se identificaron abundantes cristales de apatita con forma redondeada y diseminados en toda la preparación. Los minerales claros están formados por una plagioclasa y cuarzo en una relación aproximada 1:1. Como mineral opaco se observa magnetita en forma de granos irregulares y calcita en manchas aisladas o lentes dentro de paquetes de clorita. Algunos individuos de clorita presentan colores anomálicos de interferencia semejantes al grupo de la peninita; estos minerales no poseen segregaciones de calcita en su interior y se interpretan como el resultado de dos generaciones de clorita durante las etapas del metamorfismo.

Por último se reconocen metamorfitas con porfiroblastos de albita que poseen inclusiones alineadas y deformadas, que evidencian relictos de una fá-

brica anterior. En dichas muestras se observa la rotación de los individuos de albita que se hallan envueltos por una matriz biotítico-muscovítica, destacándose además corrugaciones de la matriz micácea y crecimiento de cloritas en forma de laminillas que se orientan a 45° de las estructuras deformadas y en núcleos dispuestos al azar.

c) *Las anfibolitas.* Se distinguen dos variedades esenciales en base a su estructura: c1. Planares; c2. Macizas.

c1. — Dentro de esta variedad se observan rocas con esquistosidad bien marcadas dada por la disposición paralela y planar de los individuos de anfíbol y una lineación mineral puesta de manifiesto por la presencia de laminillas elongadas de biotita en una sola dirección preferencial y cuya longitud no excede los 3 mm. Dentro de este grupo se observan rocas dispuestas en forma lenticular, formadas por agregados de anfíbol con núcleos de epidoto. El contenido de minerales claros es muy bajo, en el orden del 5 %.

Presentan al microscopio una textura porfiroblástica, dada por la presencia de cristales mayores de biotita, cuyo tamaño oscila entre 2 y 3 mm. La matriz de anfíbol es de tipo nematoblástica y está dada por la presencia de prismas de hornblenda orientados en una dirección dominante. Los cristales de biotita incluyen anfíbol, titanita y rutilo; algunas de las inclusiones se encuentran alineadas en forma de trenes o hileras de inclusiones. Se destaca además una orientación en dos direcciones en las secciones cortadas perpendicularmente al eje de fábrica b megascópico. La matriz está compuesta esencialmente por un anfíbol poco pleocroico, verde pálido, tipo hornblenda; este mineral se halla acompañado por cantidades subordinadas de epidoto incoloro a ligeramente verdoso del tipo clinozoisita. Se destacan igualmente granos anhedralmente de calcita distribuidos en forma irregular dentro de la roca.

Los minerales claros, que son los menos abundantes en las rocas analizadas, oscilan dentro de las secciones delgadas entre 5 y 20 %; están formados esencialmente por cuarzo y plagioclasa, esta última determinada como Oligoclasa Básica. Hay variedades de anfibolitas planares que se diferencian de las anteriores por presentar un anfíbol fuertemente pleocroico de tipo hornblenda verde, presentan inclusiones de apatita y magnetita los porfiroblastos de biotita, y abundante magnetita y epidoto distribuidos en una matriz de naturaleza más clara que las anteriores. La plagioclasa de la matriz ha sido determinada como Oligoclasa ácida.

Las variedades lenticulares están formadas esencialmente por hornblenda, plagioclasa, cuarzo y abundantes concentraciones de epidoto de tipo clinozoisita y pistacita. Se diferencia de las anteriores por presentar una matriz de minerales claros con evidentes signos de acción cataclástica y laminillas de clorita distribuidas en la parte clara.

c2. — Este tipo está formado por rocas con estructura maciza, de colores más claros, de grano grueso a mediano y sin evidencias de orientación mineral. Están compuestas esencialmente por plagioclasa y anfíbol.

Al microscopio son rocas de textura granoblástica en partes poikiloblástica. Compuestas esencialmente por un anfíbol incoloro a débilmente coloreado del grupo tremolita actinolita, escasas escamillas de biotita y abundante granos de epidoto dispuestas al azar o en agregados granulares finos asociados a plagioclasa. Esta última fue identificada como albita An5 - An15. Algunas muestras presentan otra generación de anfíbol, determinado como tremolita, que se presenta en forma de fibras aisladas. Como minerales accesorios importantes se encuentra apatita, titanita y rutilo.

d) *Rocas graníticas de filón y de inyección resultantes.* En esta categoría se reconocen una serie de rocas de co-

lores rojizos a grises oscuros con una estructura esquistosa poco a bien marcada. Presentan en algunos casos una distribución de los elementos componentes formando columnas, fig. 4e. Dentro de las mismas se destacan cristales mayores de plagioclasa de hasta 3 mm en una base fina de color gris claro a rosado. Dentro de las columnas se destacan planos de esquistosidad replegados y de grano fino. Se reconocen además variedades filonianas de grano grueso compuestas esencialmente por individuos de feldespato rosado y cuarzo, con segregaciones de epidoto en forma de venas o manchas irregulares y laminillas de muscovita dispersas o formando planos.

Algunas muestras se caracterizan por presentar una textura granoclástica marcada. Dentro de la roca se reconocen dos partes, una de grano fino constituida por una matriz cuarzo-feldespática con textura de mortero y otra de grano grueso formada por agregados de cuarzo y plagioclasa. Dentro de la matriz se observan folias replegadas discontinuas, compuestas por muscovita y porfiroclastos de plagioclasas con maclas polisintéticas curvadas y fracturadas y abundante material micáceo en forma de inclusiones. Asimismo, se observan porfiroclastos de cuarzo con intensa extinción ondulante y láminas de Böhm, cuyo tamaño oscila entre 2 y 3 mm. Hay otros individuos menores de cuarzo con un tamaño entre 200 y 400 micrones. En forma aislada se distinguen cristales de feldespato potásico y en proporción muy subordinada dentro de la matriz algunos cristales anhedrales de granate.

Por sus características texturales y mineralógicas se las clasifica como cataclasitas granodioríticas.

Otras rocas presentan caracteres de deformación menos intensos que las anteriores, los fenómenos de cataclasis se observan en el cuarzo en forma de extinción ondulante y bordes con suturas de presión. El carácter más saliente de

estas muestras es que presentan cristales anhedrales de plagioclasas con abundantes inclusiones de muscovita distribuidas al azar dentro de los granos o agrupadas en la parte central de los cristales. Por sectores se observan concentraciones de muscovita y en menor proporción biotita sin ningún grado de orientación preferencial. Asociados a estos agregados micáceos se distingue epidoto del tipo clinozoicita-pistacita en forma de granos anhedrales y de tamaño desigual.

Otras variedades dentro de este grupo de rocas, presentan texturas granoclásticas con sectores de deformación que se pone de manifiesto en una franca textura de mortero. Se destacan zonas oscuras de clorita (peninita) asociadas a calcita a través de sus planos de clivaje y en otros sectores reemplazando a la matriz de mortero en forma de venas irregulares. Se observaron cristales de rutilo en forma de agregados irregulares vinculados a clorita. Los cristales mayores de plagioclasa, que exceden los 500 micrones de tamaño medio, presentan fracturaciones transversales irregulares que desplazan las partes del cristal deformado y rellenos de calcita. La plagioclasa estudiada ha sido medida como Andesina ácida.

Finalmente, existen variedades de roca de grano grueso, que se caracterizan por su textura granuda hipidiomorfa, con desarrollo de cristales de plagioclasa en forma de individuos mayores rodeados por anillos de biotita o epidoto, este último se encuentra también en agregados mayores por sectores dentro de las preparaciones investigadas. Los cristales de plagioclasa presentan además abundantes inclusiones de muscovita diseminada y sin orientación preferencial. En proporción subordinada se halló microclino y asociaciones mirmequíticas en bordes de cristales mayores de plagioclasas; el cuarzo es intersticial y se halla por sectores formando mosaicos de granos con suturas de presión y extinción ondulante.

V. PETROLOGIA

Las rocas analizadas se dividen en tres grandes categorías de acuerdo a su composición mineralógica y a la roca de la cual derivan: (1) Metasedimentitas derivadas de psamitas cuarcíferas con escasas cantidades material pelítico y feldespático. (2) Rocas intrusivas metamorfoseadas de naturaleza básica (metabasitas) y (3) Rocas de filón cuarzo-feldespático y de inyección.

Dentro del primer grupo se reconocen los esquistos cuarzo-muscovíticos que se caracterizan por la abundancia de cuarzo en forma de granos xenoblásticos y folias delgadas intercaladas de muscovita. Hay variedades porfiroblásticas con cristales de granate que han sufrido metamorfismo retrógrado y muestran evidencias de reemplazos de cuarzo y clorita. La formación de este mineral se vincula a la fase F1 de deformación que dio lugar al desarrollo de almandino; posteriormente durante la fase F2 se produjo el reemplazo del granate originario G1 que se halla implantado en una nueva matriz micácea S2. Las evidencias texturales de las fases F3 y F4 se encuentran en las corrugaciones y planos acodados que deforman los planos S anteriores (S1 y S2). Durante la fase post-F2 el granate almandino da lugar a la formación de espesartina en forma de venillas irregulares rodeadas por un mosaico de cuarzo que no muestra evidencias de deformación mecánica; se distingue asimismo, abundante óxido de hierro (magnetita) distribuido en venillas dentro del agregado cuarzo-granate y éste a su vez se halla rodeado por una matriz de muscovita y cuarzo. Este fenómeno se interpreta como un efecto de nucleación de la molécula de espesartina sobre un granate previamente deformado. Las facies metamórficas alcanzada en el primer episodio F1 se estima como perteneciente a la de esquistos verdes subfacies con almandino. La del segundo episodio F2, dentro de la misma facies subfacies biotita y la del tercero y cuarto

compatibles con la formación de clorita. Las variedades litológicas con biotita y clorita presentan porfiroblastos de granate y albita, esta última con trenes de inclusiones de minerales opacos. Los porfiroblastos de granate presentan evidencias de metamorfismo retrógrado, dado por una pseudomorfosis de clorita según granate cuando el reemplazo ha sido total, mientras que en otros se destacan islas de granate encerradas en clorita y finalmente individuos sin evidencias de diaforesis. De esta manera se oncluye que aquellos cristales que presentan fenómenos de metamorfismo retrógrado se han formado en la etapa F1 y se designan como (G1), mientras que aquellos que no presentan alteración se han desarrollado en una etapa post-F2 y se han nucleado sobre granates (G1) o sobre superficies S2 deformadas y se designan como (G2).

Dentro del grupo de rocas intrusivas básicas metamorfoseadas se distinguieron dos tipos esenciales, las de aspecto macizo que revelan caracteres de fábrica similares a los productos intrusivos y poseen una paragénesis de rocas básicas derivadas probablemente de diabasas. La ausencia de estructuras orientadas dentro de las metamorfitas estudiadas nos indica su condición de intrusivas en una etapa post-tectónica que debe correlacionarse con la fase F2 de deformación; la asociación mineralógica de esta facies es tremolita, albita, epidoto, biotita, siendo su mineral indicador la biotita. El otro tipo de rocas está dado por metamorfintas planares cuya estructura y paragénesis difieren de las del primer grupo y están representadas por la asociación: hornblenda, oligoclasa básica, epidoto, granate, biotita, clorita, cuarzo. Se diferencia del grupo anterior por la presencia de una plagioclasa más básica, hornblenda en lugar de tremolita-actinolita y fundamentalmente por poseer granate (G1) parcial o totalmente transformado en clorita. Estos caracteres unidos a su fábrica nos indican que estas rocas han sufrido los efectos de deformación de la fase F1

y un metamorfismo de grado mediano, cuya intensidad está dada por la presencia de una marcada lineación penetrativa megascópica (biotita). La fase F2 afectó las estructuras anteriores y alteró parcialmente la mineralogía de las rocas de la fase F1, como se desprende de las observaciones de las estructuras lineares y planares deformadas y los efectos de diaforesis en el granate almandino. El grado metamórfico alcanzado en este caso nunca pudo ser menor que biotita, ya que este mineral no presenta evidencias de diaforesis en los individuos que se orientan según las estructuras F1.

El primer tipo de anfibolitas puede ser clasificado como ortoanfibolitas (metabasitas) por sus condiciones de fábrica y yacencia, mientras que el tipo de rocas planares puede ser del tipo orto o para y su clasificación definitiva será posible cuando se dispongan de los análisis correspondientes que permitan su mejor interpretación. Inicialmente los autores se inclinan por clasificar estas rocas como ortoanfibolitas, derivadas de rocas ígneas básicas en forma de coladas o filones capa.

Las rocas ordenadas en el tercer grupo se caracterizan por su composición mineralógica y su fábrica, dentro del mismo se reconocen rocas graníticas que han penetrado en un conjunto de metamorfitas cuyo grado era compatible con la facies de esquistos verdes, subfacies con granate y cuya evidencia ha quedado impresa en las folias de mica y en los relictos de almandino dispersos en la roca. La introducción o granitización se produjo en una etapa post-tectónica, y estos materiales, en parte de filón y de naturaleza cuarzo-feldespática fueron posteriormente deformados durante una fase posterior dando lugar a la formación de estructuras cataclásticas. Dichas estructuras están evidenciadas en la fracturación, granulación, curvamiento y desarrollo de texturas de mortero, observándose además una parcial recristalización de la matriz de molienda poniendo de relieve la

temperatura relativamente baja del sistema sujeto a deformación. Las rocas resultantes pueden ser clasificadas como cataclasitas granodioríticas, aplitas y pegmatitas.

En líneas generales puede afirmarse que la diferenciación pegmatítica de carácter granítica se originó en una etapa post-F1 y dio lugar a la formación de venas y esquistos inyectados. Durante la fase F2, aún en ciertas condiciones de plasticidad se produjo la deformación del complejo penetrado y culminó con manifestaciones tardías pegmatíticas de grano grueso en una fase post-F2. Tanto las rocas inyectadas como las metamorfitas presentan evidencias de un efecto cataclástico intenso que se pone de relieve en la granulación, interpenetración y formación de láminas de deslizamiento en los granos de cuarzo. A estos efectos de deformación deben sumarse por supuesto los de las fases F3 y F4 que se efectúan en condiciones de temperatura más bajas y un mayor grado de fragilidad del material sujeto a deformación.

Como síntesis de los procesos de deformación y metamorfismo que afectaron el área del Cerro Valdivia, se expone el siguiente esquema generalizado (ver cuadro 1).

Se postulan de este modo, dos episodios principales de deformación y metamorfismo que dieron lugar a la formación de rocas metasedimentarias y metamorfitas derivadas de rocas básicas intrusivas. El grado alcanzado en el primer episodio fue compatible con las facies de esquistos verdes subfacie granate y culmina con la formación de esquistos inyectados. El grado alcanzado en el segundo episodio corresponde a la misma facies pero no se observa el desarrollo de granate almandino. Este episodio es eminentemente cataclástico en lo que a deformación se refiere y permitió el desarrollo de asociaciones con biotita-muscovita en las rocas pelíticas. Al final de este episodio y en una etapa post-tectónica se produjeron intrusiones de rocas básicas con asociaciones

CUADRO 1. — Esquema generalizado de los episodios de deformación y metamorfismo de acuerdo a las evidencias analizadas

Fase de deformación	Estructuras	Grado metamórfico	Intrusiones o actividad magmática	Evidencias mineralógicas y texturales
—	Estratificación	—	coladas básicas o filones capa?	—
F1	Esquistosidad : S1 Lineación : L1	Mediano	—	Texturas lepidoblásticas y nemátoblásticas. Lineación : biotita. Crecimiento de granate almidino
Post-F1	—	Mediano	Filones de pegmatitas Inyecciones cuarzo-feldespáticas	Feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, restos de folias S1 (muscovita). Desarrollo de biotita y muscovita
F2	Esquistosidad : S1 deformada por S2, pliegues menores, corrugaciones : L2	Bajo	—	Biotita y Muscovita. Efectos cataclásticos y deformación de estructuras S1
Post-F2	Macizas	Bajo	Filones de rocas básicas	Anfiboles, albita, epidoto, en rocas básicas Albita en porfiroblastos sobre S2, en derivadas de rocas pelíticas
F3	Corrugaciones : L3 que deforman S1 y S2	Bajo	Filones de pegmatitas	Feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, epidoto Crecimiento de espesartina sobre (G1)
F4	Planos acodados locales, L4 que deforman L1, L2 y L3	Bajo	—	Diaforesis en granate G1, clorita. Desarrollo de clorita en planos y en agregados dispersos
				Fracturas de folias de cuarzo y muscovita

mineralógicas de bajo rango. El episodio F3 afectó localmente la fábrica F2 y el grado metamórfico alcanzado está dado por el crecimiento de clorita en algunos planos mecánicamente inducidos y en forma estática. Finalmente el cuarto episodio F4, se refiere a movimientos de ajuste de bloques que podríamos definir como una etapa tardio-orogénica y está representado por la formación de planos acodados de yacencia local y que deforman estructuras de las fases anteriores, revelando asimismo el estado frágil y relativamente frío del sistema sujeto a deformación.

Futuros estudios en detalle permitirán establecer con mayor número de datos y análisis las variaciones de facies metamórficas en función de la composición inicial de las rocas transformadas en los distintos episodios tectónicos investigados.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al doctor Mario E. Teruggi la lectura y corrección del manuscrito. Dejamos constancia de nuestro agradecimiento al licenciado Luis Gallino Rivero por su valiosa colaboración en las tareas de campaña y al doctor M. Iníiguez Rodríguez por la realización de análisis de granates por difracción de rayos X. Agradecemos asimismo, a los señores C. A. Tremouilles y C. R. Tremouilles por la confección de mapas y gráficos.

REFERENCIAS

- Alascio, B. G., 1941. *Observaciones geológicas en el Cerro Valdivia*. Rev. Centro de Estud. Doct. Cs. Nat. Bs. As. Apéndice N° 5, pp. 1-52.
- Dalziel, W. D. y Brown, L. R., 1965. *Ehe structural dating of the sillimanite grade metamorphism of the Moines in Ardgour (Argyll) and Moidart (Inverness-Shire)*. Scot. J. Geol. v. 1, part 3 pp. 304-312.
- Johnson, M. R. W., 1962. *Relations of movement and metamorphism in the Dalradians of Banffshire*. Trans. Edinb. Geol. Soc. v. 19, 1.
- Kilmurray, J. O., 1965. *Polymetamorphism of the Moine Series in the Ross of Mull, Argyllshire*. Sheffield Univ. (inéd.).
- 1969. *Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar, Sierras Australes de la Prov. de Buenos Aires*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIV, 3, pp. 239-252.
- Ramsay, J. G., 1958. *Superimposed folding at Loch Monar Inverness-shire and Ross-shire*. Quart. J. Geol. Soc. v. 113, pp. 271-307.
- 1962. *The geometry and mechanism of formation of similar folds*. Journ. Geol. v. 70, pp. 309-327.
- 1967. *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw Hill, London.
- Rolleri, E. O., 1969. *Rasgos tectónicos generales del Valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocolí, Prov. de San Juan, Rep. Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIV, 4, pp. 408-412.
- Stieglitz, O., 1914. *Contribución a la petrografía de la Precordillera y del Pie de Palo*. Bol. n° 10, Direc. Gen. Min. Geol. e Hidrol., Bs. As.
- Sturt, B. A. y Harris, A. L., 1961. *The metamorphic history of the Loch Tummel area, Central Perthshire, Scotland*. Liverpool and Manchester Geol. J. v. 2, part 4.

Recibido el 21 de julio de 1970.

COMENTARIO BIBLIOGRAFICO

VILELA, CÉSAR R. *Hidrogeología*. Inst. Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Opera Lilloana XVIII, 1970.

La idea que ha movido al autor a entregar esta obra a consideración de los colegas y estudiantes universitarios fue motivada por el hecho de que no hay suficiente literatura en español sobre este tema. En efecto, escasos son los libros, y más aún las publicaciones, que se han escrito en este idioma; por lo que esta obra viene a llenar una sentida necesidad en el campo de la investigación de las aguas subterráneas.

El libro está dividido en 12 capítulos, de los cuales el segundo está dedicado a explicar el ciclo hidrológico y su balance; con referencia a la precipitación, el escurrimiento, la infiltración y la evapotranspiración.

Las aguas libres y confinadas han sido tratadas en sendos capítulos muy bien ilustrados —algunas figuras muestras ejemplos argentinos— que facilitan y permiten entender el significado de las leyes que rigen su presencia, movimiento y distribución. Este tema ha sido escrito con la misma claridad con que lo expusieron originalmente Meinzer y Tolman; prestigiosos geólogos norteamericanos que sentaron las bases de la hidrología moderna.

En otros capítulos el autor se ocupa de las propiedades físicas de los sedimentos y de las aguas subterráneas.

La dinámica de los acuíferos se desarrolla en el capítulo XI, donde se dan detalles de los ensayos de bombeo y de la hidráulica de pozos; conforme a las descripciones que da Todd en su conocido libro de hidrología del agua subterránea.

De todos los métodos aplicados a la prospección geofísica de las aguas subterráneas, este libro trata solamente aquel método que se ha considerado hasta el presente como el más apropiado para la localización de acuíferos, es decir, el método de resistividad eléctrica.

Este tema tan específico ha sido escrito por el señor Mario Klein de un modo tan sencillo, que facilitará a los interesados en esta especialidad la adquisición de los conocimientos básicos necesarios para comprender los reales alcances de la prospección geoelectrica. Luego de dar unas nociones fundamentales, el autor entra de lleno en el tema explicando las ventajas e inconvenientes de los dispositivos geométricos utilizados (Wenner, Schlumberg, etc.); del instrumental necesario; de los métodos operativos y, finalmente de la interpretación que se debe dar a los resultados obtenidos.

La hidrogeoquímica se ha desarrollado de un modo muy general, aunque se dan detalles de las sustancias en solución, de los tipos de agua para riego y de la representación de los análisis químicos. En relación con el tema, pero en capítulo separado, se ocupa el autor del origen y clasificación de las aguas termominerales, apoyando las ideas que Herrero Ducloux, Castagny y Schoeller exponen en sus conocidos tratados.

Finalmente, se agrega un breve glosario que facilitará la lectura de este libro que, a no dudarlo, será muy bien recibido en la Argentina y en los países de habla española. — Oscar J. Ruiz Huidobro.

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO ESTRATIGRAFICO DE LA SIERRA DEL CERRO NEGRO, PAMPA DE AGNIA, PROVINCIA DE CHUBUT, REPUBLICA ARGENTINA

POR JUAN A. ROBBIANO¹

RESUMEN

La presente contribución considera la estratigrafía de las sierras del Cerro Negro (Pampa de Agnia) en la Provincia del Chubut.

Se hace un análisis detallado de las secuencias expuestas dividiéndolas en unidades litoestratigráficas, definiéndolas de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica en vigencia. Se efectúa la diagnosis de nueve unidades preterciarias.

RESUME

Le present travail est relatif a la stratigraphie de la chaîne du Cerro Negro (Pampa de Agnia) dans la Province du Chubut.

Il y est fait une analyse détaillée des diverses sequences, elles mêmes divisées en unités lithostratigraphiques suivant le Code de Nomenclature Stratigraphique en vigueur. Il a été ainsi mis en évidence neuf unités pretertiaires.

I. INTRODUCCION

Como parte de un amplio programa de trabajos organizados por la Gerencia de Exploración de Y.P.F. para el noroeste de la provincia del Chubut, durante los primeros cinco meses del año 1968, se relevó una serie de perfiles estratigráficos en las sierras del Cerro Negro, mal nominadas sierras de Pampa de Agnia, por cuanto los lugareños emplean tal nombre para el cordón ubicado al oeste de la laguna de Agnia.

El área revisada, se emplaza en el departamento de Paso de Indios, provincia del Chubut, hallándose circunscripta entre los meridianos 69° 18' y 69° 36' oeste y los paralelos 43° 41' y 44° 06' Sud.

¹ Geólogo de la Gerencia de Exploración de YPF.

Con la finalidad de definir las diversas entidades litoestratigráficas expuestas en la comarca, se relevaron con plancheta tres perfiles transversales a las sierras y dos complementarios, lo cual permitió obtener un detallado conocimiento de las entidades aflorantes y sus relaciones.

II. ESTRATIGRAFIA

La columna estratigráfica del área, está conformada por diez unidades características, habiéndose definido con criterio formacional nueve de ellas, mientras que la restante carece de la diagnosis estratigráfica pertinente, por cuanto su estudio escapaba al alcance de este trabajo.

Para la definición de las unidades litoestratigráficas descriptas, se han se-

guido las normas del Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Las unidades reconocidas en la región son:

Granito Catreleo
Formación Menuco Negro
Formación El Córdoba
Formación Lomas Chatas
Formación Puntudo Alto
Formación Cajón de Ginebra
Formación Cerro Carnerero
Formación Cañadón Puelman
Formación Cerro Fortín
Terciario

GRANITO CATRELEO:

Antecedentes: Piatnitzky (1936-1946), mencionó por vez primera rocas graníticas en las inmediaciones de Catreleo. Posteriormente Suero (1946), Feruglio (1949), Herbst (1966), Ugarte (1966) y Stipanovic (1967), en sendos trabajos indican la presencia de rocas graníticas en el área de la quebrada El Córdoba, asignándolo indiscriminadamente al Precámbrico, salvo Ugarte que lo ubica en el Pérmico alto. Lesta (1969) indica una edad eopaleozoica para el Granito Catreleo.

Area de distribución. Se halla circunscripta a una superficie de afloramientos de no más de medio kilómetro cuadrado, en el curso medio y superior de la quebrada. El Córdoba.

Sección tipo. Se expone aguas arriba de la quebrada El Córdoba.

Descripción litológica. Stock de granito rosado, textura granuda, holocristalina, hipidiomorfa; el cuerpo aparece atravesado por venas de cuarzo y escasas venillas de fluorita. Intruye sedimentitas constituidas por areniscas cuaríticas verde oscuras, que conservan claros relictos de estratificación con un espesor aproximado de 135 metros.

Relaciones estratigráficas. Cubierto discordantemente por las Formaciones

Menuco Negro, El Córdoba y Puntudo Alto.

Correlaciones y edad. Con respecto a las areniscas intruidas por el granito, se estima que eventualmente podrían corresponder a las sedimentitas de la zona del cerro Fofó Cahuel que Volkheimer (1964) incluye dentro de la Formación Cushamen, asignada por dicho autor, con dudas, al Precámbrico.

A la luz del conocimiento actual, resulta sumamente difícil llegar a una ubicación temporal definida, creyéndose conveniente asignarlas al Eopaleozoico, hasta tanto nuevas informaciones permitan una ubicación más precisa.

Para la ubicación cronológica del granito, deberán considerarse los siguientes hechos: está cubierto indubitablemente mediando discordancia, por la Formación Menuco Negro (Carbónico-Pérmico). El cuerpo aparece intruyendo sedimentitas cuya exacta edad se desconoce, pero se hallan circunscriptas al Eopaleozoico. Por lo tanto, el granito queda circunscripto a un ciclo magmático precarbónico, el cual podría corresponder a las "Plutonitas Pos-Silúricas" de Stipanovic et al (1968).

FORMACIÓN MENUCO NEGRO:

Antecedentes. Herbst (1966), refiere bajo la denominación de Formación La Tranquera, una secuencia sedimentaria que posiblemente sea la que se considera actualmente bajo la nominación del epígrafe. La desestimación de la nomenclatura propuesta por Herbst se basa en la falta de definición diagnóstica estratigráfica (falta de representatividad del nombre, sección tipo, espesor, etcétera).

Area de distribución. Se encuentra confinada a una reducida superficie de afloramientos ubicados sobre el Granito Catreleo, en la margen izquierda del Cañadón Catreleo.

Sección tipo. Se ha identificado sobre la margen derecha de la quebrada El Córdoba.

Descripción litológica. Secuencia constituida por conglomerados polimícticos pardo grisáceos, clastos de granitos, micacitas, cuarcitas, cuarzo y areniscas cuarcíticas verdes; tamaño variable desde partículas a bloques de 40 cm, mala selección, subangulosos a subredondeados, matriz arenosa, cemento síliceo. Cuarcitas, finas, grisáceas, macizas, muy consolidadas. Areniscas finas, verde claras, incluye clastos mayores de cuarcitas, feldespato, cuarzo, micas, concreciones calcáreas esféricas a subsféricas. Fangolitas conglomerádicas, con clastos análogos a los del conglomerado basal.

Caracteres bioestratigráficos. Constituyendo núcleo de concreción se halló un espécimen que fuera atribuido en forma preliminar por A. J. Amos al género *Nuculopsis*? E. Musacchio (comunicación verbal) indica el hallazgo de un ejemplar de *Connularia* sp., cuyo exacto lugar de extracción se desconoce.

Espesor. El máximo espesor medido, coincidente con la sección tipo considerada es de 86 m.

Relaciones estratigráficas. Se apoya mediano discordancia sobre el Granito Catreleo. Se observa relación de discordancia angular en su techo, donde se le superponen las Formaciones El Córdoba y Puntudo Alto.

Correlaciones. La secuencia ofrece particularidades que la asemejan con el "Sistema de Tepuel, sección inferior" expuesto en Languiño (Suero 1951) y El Molle (Perrot 1960).

Edad. Westfaniano. Pérmico inferior.

FORMACIÓN EL CÓRDOBA

Antecedentes. Designada por Suero (1946) como "Serie Porfirítica Liásica; complejo inferior", ese autor señala que está compuesta por "conglomerados y brechas volcánicas, cuyos rodados y bloques están cementados por toba porfirítica".

Area de distribución. La Formación El Córdoba se presenta restringida al sector central de la sierra del Cerro Negro. En la sierra de Cajón de Ginebra, aparece configurando el núcleo de un anticlinal existente 8 kilómetros al norte del Cajón de Ginebra chico.

Sección tipo. Ha sido identificada en la cabecera de la quebrada El Córdoba y tramo superior del Cañadón del Medio.

Descripción litológica. Entidad compuesta por espesos bancos pséfíticos, macizos, clastos sin selección, tamaño variado, desde 60 cm hasta partículas, constituido casi esencialmente por rocas porfiríticas. Clastos angulosos a subangulosos, aglutinados por matriz arenosa tobácea; coloración pardo grisácea. Los depósitos de esta secuencia se caracterizan por su caótica disposición; sin embargo, en el corte de esta formación expuesto en el Cañadón Mallín Redondo, se observan camadas paralelas con algunas intercalaciones psamíticas delgadas. Un carácter distintivo e importante para la identificación de la entidad en secciones dudosas, lo constituye la existencia de escasos rodados de granitos y micacitas.

Caracteres bioestratigráficos. No se evidencian.

Facies y ambiente deposicional. Corresponde a una facies de neto régimen continental, representada por típicos fanglomerados. Las condiciones de deposición representan esquemas pedemontanos o de conos de deyección, habiéndose observado la existencia de paleocañadones, como el que puede verse claramente en el curso medio del Cañadón de la Menta.

Espesor. La potencia medida en la sección tipo es de 181 m. En el perfil Cañadón Puelman - Cañadón Cerro Negro, se midió el máximo espesor aflorante: 247 m. Otros espesores, incompletos por no exponerse la base de la formación, se midieron en Cañadón Ma-

lín Redondo 206 m, Cañadón Verde 149 m.

Relaciones estratigráficas. Se dispone discordantemente sobre la Formación Menuco Negro y Granito Catreleo, fenómeno observable aguas arriba de la quebrada El Córdoba, siendo tal sector el único de la comarca, donde se expone la sección basal de la formación. El techo de la secuencia se halla afectado por discordancia de erosión, disponiéndose sobre ella la Formación Lomas Chatas o Puntudo Alto.

Edad. La ubicación temporal de la formación resulta por el momento incierta; es por ello que se postula una edad aproximada y en modo alguno concluyente, sobre la base de que: se dispone mediando discordancia, sobre la Formación Menuco Negro; está cubierta mediando discordancia de erosión, por la Formación Lomas Chatas o Puntudo Alto, a los que se ubica en el Toarciano Aaleniano. En síntesis está limitada por el Pérmico inferior en la base y por el Liásico superior en la cúspide.

Considerando la composición litológica de la formación y teniendo en cuenta la existencia de ciclos efusivos de porfiritas, agrupados en la "Formación Los Menucos" (Stipanovic et al. 1968) en el área del "Macizo Nordpatagónico", para la que consignó una edad Triásica inferior, y que la Formación El Córdoba responde a erosión y remoción de masas de porfiritas que presumiblemente puedan equipararse con aquella formación, la edad queda restringida al Triásico medio a superior, hasta el Pliensbachiano.

FORMACIÓN LOMAS CHATAS:

Intecedentes. Como primera referencia a depósitos liásicos en el área de la sierra del Cerro Negro, debe mencionarse a Piatnitzky (1936-1946), quien denominó a la formación del epígrafe como "Liásico marino". Feruglio (1941-1949), hace mención en la Sierra del Cerro Negro, a depósitos que denominó

"serie marina Liásica" o "Sedimentos Liásicos marinos". Suero (1946) incluyó bajo la denominación de "Facies Oriental del Liásico" los afloramientos de tal edad, expuestos en la comarca objeto de análisis. Ultimamente, Herbst (1966) en un intento de normalización de la nomenclatura estratigráfica de la sierra del Cerro Negro, instituye el nombre de Formación Osta Arena para la secuencia llamada aquí Formación Lomas Chatas. La redefinición de la entidad, se basa en los argumentos citados precedentemente, al tratar este ítem para la Formación Menuco Negro.

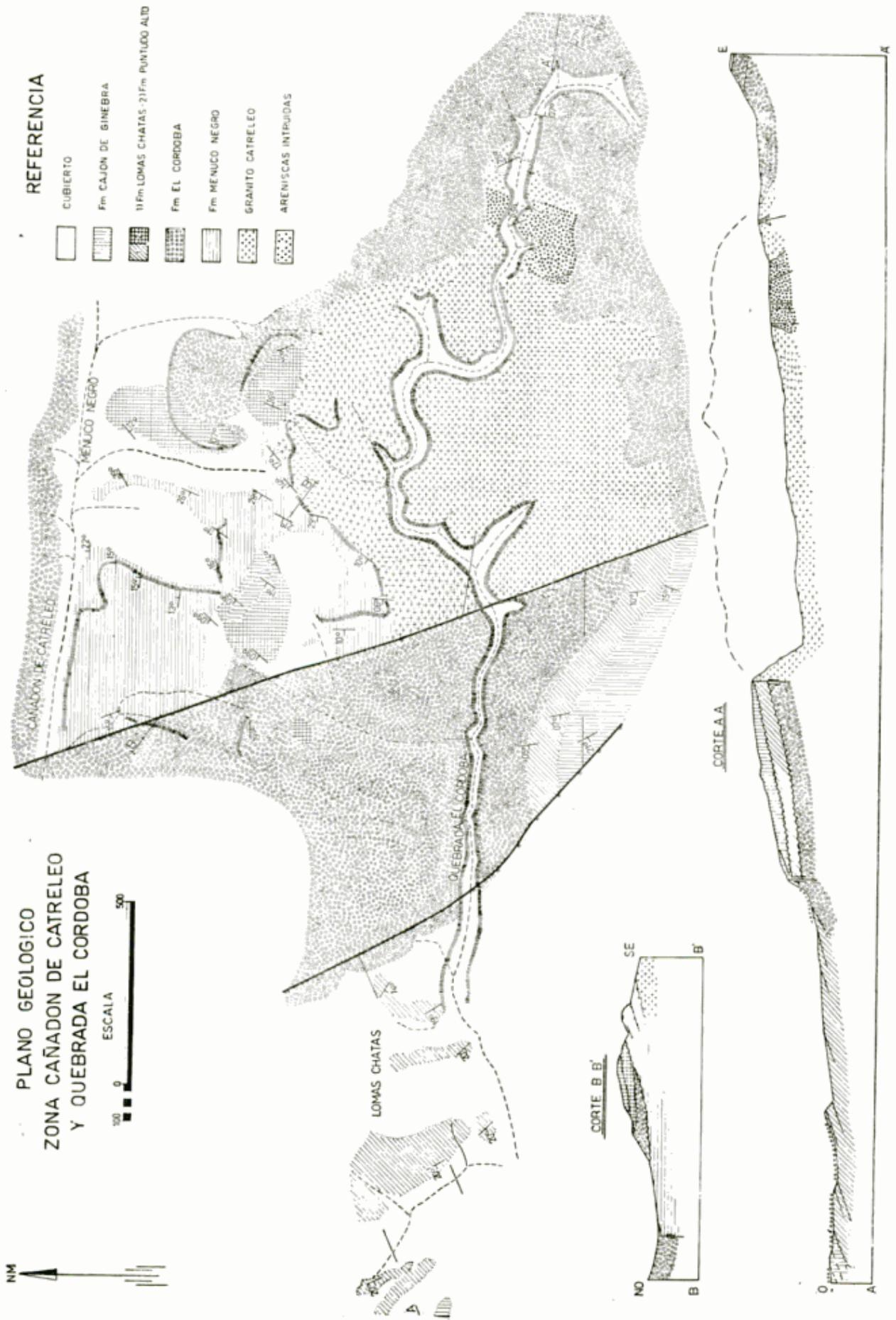
Area de distribución. En la sierra del Cerro Negro, la formación se halla circunscripta a dos fajas de disposición meridional, en correspondencia con la estructura anticlinal de las secuencias expuestas, en las sierras precitadas.

En la sierra de Cajón de Ginebra, la entidad se dispone dentro del campo de Criado, en un trecho de 5 km de afloramientos parcialmente cubiertos, desde las proximidades de la tapera de Casanova (ubicada 8 km al norte del Cajón de Ginebra Chico) hasta cerca de la tapera de Criado.

Sección tipo. Se identifica sobre la quebrada El Córdoba.

Descripción litológica. Constituida por areniscas grano mediano, regular a mala selección, matriz arcillo tobácea, colores verdosos, amarillentos hasta azulados, conglomerados de granulometría variada, clastos subredondeados, prolados y discoidales, constituidos generalmente por porfiritas, cuarzo y tobas, en menor porcentaje estos dos últimos componentes; la matriz es generalmente arenosa.

En el curso medio del cañadón Puelman, sobre su margen izquierda, se exponen depósitos rítmicos, granuloclasificados en sentido vertical, con psefitas en la base, pasando a areniscas y fangolitas. En estas últimas, se observan estructuras de deformación singénicas, por efecto de carga sobre una masa hi-



droplástica (convolutas). En el corte expuesto se cuentan cuatro ciclos; lateralmente se evidencia un brusco cambio litológico hacia los depósitos de plataforma. La génesis de este cuerpo está conectado evidentemente con corrientes de alta densidad.

Espesor. La potencia media en la sección tipo es de 284 m. En cañadón Verde 118 m; cañadón Puelman 346 m cifra que responde a un sector del perfil no afectado por fracturas; cañadón Mallín Redondo 45 m.

Caracteres bioestratigráficos. La formación en todo su desarrollo, provee de abundantes faunas de amonites, pelecípodos, braquiópodos, corales, equinodermos y restos vegetales carbonizados, actualmente bajo estudio. Hasta tanto se cuente con la diagnosis pertinente, se transcriben los especímenes consignados por Piátnitzky (1946), Suero (1946) y Feruglio (1949), para la parte investigada.

En el perfil cañadón Puelman, Feruglio consigna:

Trigonia sp.
Corales
Rhynchonella sp.
Pseudomonotis substriata
Apis sp.
Coeloceras sp.

En la margen derecha del cañadón Puelman Piátnitzky indica:

Pinna sp.
Trigonia sp.
Velopecten velatus
Cytherea sp.
Natica cf. *philippii*
Nautilus sp.
Harpoceras subplanatum
Coeloceras sp.
Gryphaea sp.
Amussium personatum
Pleuromya liásica
Pholadomya cf. *fidicula*
Astarte sp.
Pleurotomaria sp.

Lytoceras francisci
Rhynchonella sp.
Terebratula domeykoana
Pecten textorius
Ctenostreon sp.
Goniomya proboscidea
Hildoceras cf. *copiapense*
Harpoceras subplanatum
Sphaerocoeloceras trochiforme
Deroceras subarmatum

El mismo autor (Piátnitzky, 1936) enumera para la vertiente occidental de la sierra del Cerro Negro, los géneros y especies que se detallan a continuación. Inmediaciones de Pto. Osta Arena (ahora Estancia C. Meschio).

Vola bodenbenderi
Rhynchonella sp.
Astarte sp.
Pecten sp.
Harpoceras subplanatum
Coeloceras (Peronoceras)
fibulatum commune.

Inmediaciones del cerro Negro, al sudeste del Puesto Asseff (posiblemente corresponda al cañadón del Cerro Negro).

Inoceramus dubius
Trigonia sp.
Pecten textorius
Pecten torulosus
Entolium disciforme
Velopecten velatus
Phylloceras aff. *nilssoni*
Hildoceras (Briodiceras)
copiapense
Harpoceras subplanatum
Sphaerocoeloceras trochiforme
Prodactylioceras aff. *davoci*
Coeloceras sp.

Suero (1946) indica para la sierra de Cajón de Ginebra, en las inmediaciones del puesto Casanova las siguientes faunas:

Oxynoticeras sp.
Trigonia sp.
Vola bodenbenderi

Es menester aclarar, que la diagnosis indicada por Suero no reviste carácter definitivo, por lo que las determinaciones, sobre todo en cuanto al género *Oxynoticeras* deberá ser considerada con las precauciones pertinentes.

Facies y ambiente deposicional. Tanto la asociación sedimentaria como la biológica, evidencian un ambiente de deposición marino, nerítico litoral. Esta formación engrana lateralmente con la Formación Puntudo Alto, de neto carácter continental, portadora de excelentes floras. Tal engranaje se observa claramente en el cañadón del Medio y cañadón Verde, donde niveles con *Otozamites* y *Sagenopteris* se intercalan con capas portadoras de invertebrados marinos. Independientemente de las irrefutables observaciones efectuadas en esas localidades, se deben considerar que tienen: idéntica posición en secuencia para ambas entidades; en casi todos los niveles portadores de invertebrados marinos, se hallan abundantes restos de tallos.

Relaciones estratigráficas. Mediando discordancia de erosión se asienta sobre la Formación El Córdoba. Se cita como áreas adecuadas para la observación de tal fenómeno el curso medio del cañadón Verde y en las inmediaciones de la tapera de Criado, 3,5 km al sudeste del cañadón Mallín Redondo. Con menor nitidez se la observa en la quebrada El Córdoba. El límite estratigráfico superior es también discordante, siendo tal relación difícil de visualizar en observaciones localizadas. En el área de la quebrada El Córdoba se manifiesta un adelgazamiento de formación, entre los espesores medidos sobre la margen izquierda de la quebrada y el aflorante en la porción de Lomas Chatas. Abrupto cambio litológico se manifiesta en la Formación Cajón de Ginebra que la suprayace, conformada por gruesas camadas psefíticas.

Correlaciones. Es factible homologar los depósitos aquí considerados, con

aquellos señalados por Perrot (1960), en las inmediaciones del paraje El Molle y que asignara al Liásico. Idéntica posibilidad de correlación existe con tidad bajo el ítem "Facies Oriental del salitral de Ferrarotti y valle del río Génoa, a los que Feruglio (1949) otorga edad Liásica.

Edad. Toarciano-Aaleniano.

FORMACIÓN PUNTUDO ALTO

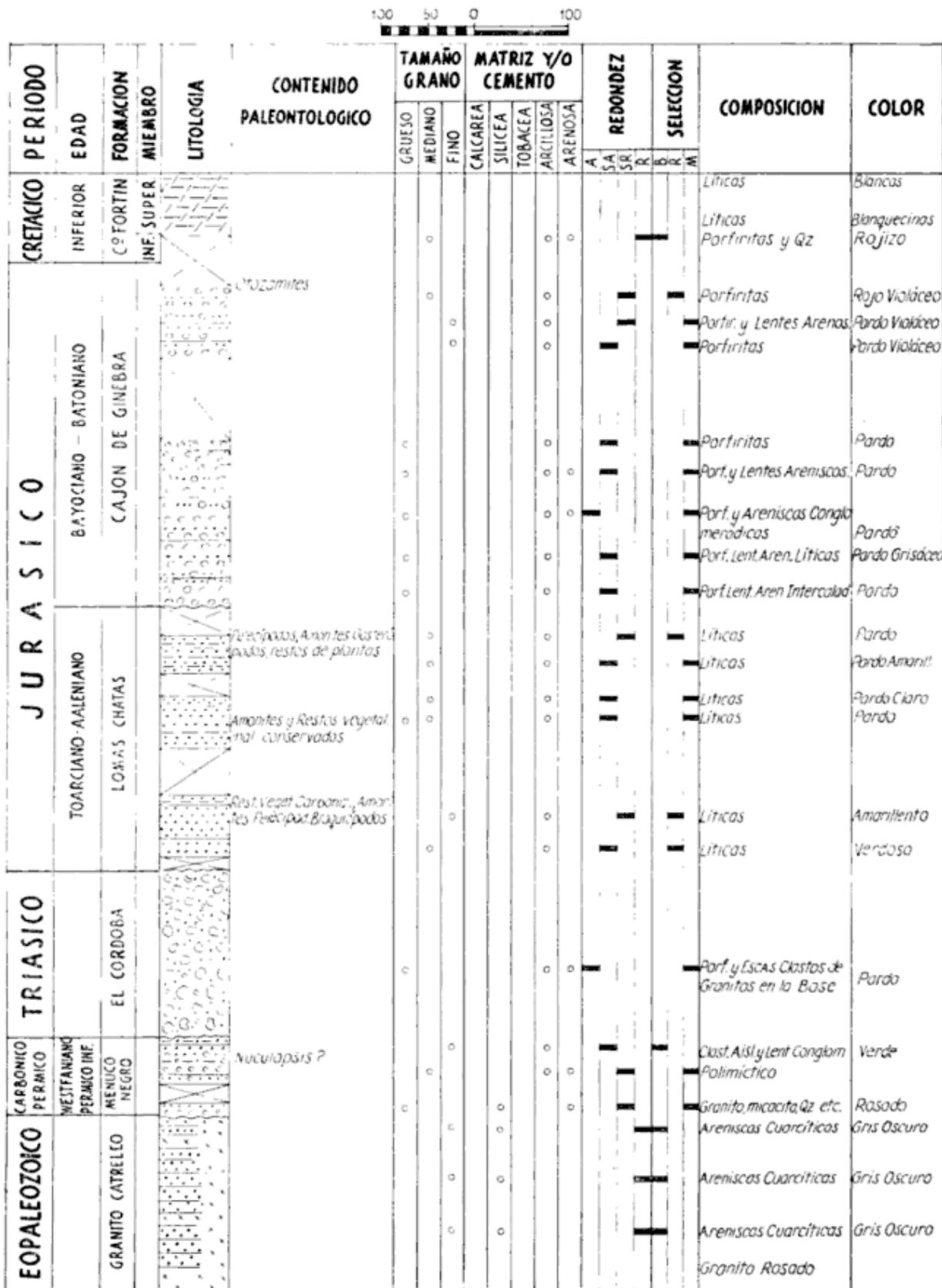
Antecedentes. La primera referencia se debe a Suero (1946), quien describió sedimentitas asimilables a esta entidad bajo el ítem "Facies Oriental del Liásico". Más recientemente Herbst (1966-1968), instituye el nombre de Formación Puntudo Alto, nominación que no cumple con las especificaciones del Código de Nomenclatura Estratigráfica. Se mantiene la denominación propuesta por Herbst, definiéndola de acuerdo con las estipulaciones del Código, por cuanto su localidad tipo se expone en las inmediaciones del cerro Puntudo Alto, rasgo geográfico característico en la comarca.

Area de distribución. Se localiza en el cañadón de La Menta, adyacencias del cerro Puntudo Alto y en la margen derecha de la quebrada El Córdoba. Como lenguas interdigitadas con la formación Lomas Chatas, se la reconoce en el cañadón del Medio y en el cañadón Verde.

Sección tipo. Identificada en las inmediaciones del cerro Puntudo Alto, en corte expuesto en el cañadón de La Menta.

Descripción litológica. Formación biotemática.

Miembro A: constituido por tobas riolíticas y tufitas, portadoras de clastos de cuarzo, feldespatos rosados y porfiritas. En los niveles basales se observan escasos rodados de granito. En forma esporádica se exponen bolsones de reducida dimensión de carbón arcilloso.



Provincia del Chubut, zona Sierra del Cº Negro, Qda. El Córdoba (Cn. del Medio)
Perfil columnar

Miembro B: psamitas blanquecinas, amarillentas, medianas, matriz tobácea, clastos de cuarzo, feldespatos, muscovita, selección mediana; limolitas tobáceas, blanquecinas y conglomerados polimícticos, mala selección, clastos de porfiritas, tobas y escasos granitos.

Espesor. El estratotipo formacional se presenta con una potencia de 93 m, de los cuales 50 m corresponden al miembro A y los restantes 43 m pertenecen al miembro B. En la margen derecha de la quebrada El Córdoba se midieron 25 m.

Caracteres bioestratigráficos. La secuencia proporciona abundantes restos florísticos, tanto en su localidad tipo, como en la quebrada el Córdoba o en las lenguas interdigitadas con la facies marina. Hasta tanto se conozca la diagnosis de las floras colectadas, se transcriben los especímenes descritos por Herbst (1966).

Equisetites sp.

Cladophlebis sp.

Thaumatopteris sp.

Coniopteris meschiana n. sp.

Scleropteris vincei Herbst

Ginkgoites cf. *digitata* ABgt.)

Sagenopteris rhoifolia Presl.

Otozamites albosaxatilis Herbst

Otozamites hislopi (Oldh.) Feist.

Otozamites cf. *hislopi* (Oldh.)

Feist.

Otozamites cf. *oldhami* Feist.

Otozamites chubutensis n. sp.

Otozamites sueroi n. sp.

Elatocladus conferta (Oldh.) Halle

Brachyphyllum sp.

Facies y ambiente deposicional. Corresponde a un ambiente continental, con pasaje lateral a sedimentitas marinas, fenómeno expuesto en el cañadón Verde y cañadón del Medio.

Relaciones estratigráficas. Las relaciones de yacencia son de discordancia, claramente expuesta en la margen derecha de la quebrada El Córdoba. En

esa localidad, la Formación Puntudo Alto, se dispone transgresivamente sobre el Granito Catreleo, Formación Menuco Negro y Formación El Córdoba. Su techo se halla truncado por una discordancia de erosión, que lo separa de la Formación Cajón de Ginebra. Tal efecto se manifiesta claramente en la quebrada El Córdoba y se evidencia notoriamente en el cañadón de La Menta, en el que se muestra un incremento en el espesor de por lo menos 70 m en el flanco occidental del anticlinal allí existente, con respecto al espesor medido en el flanco oriental del mismo. Es menester aclarar que un fenómeno análogo se observó en la quebrada El Córdoba para la Formación Lomas Chata.

Correlaciones. Es factible paralelizar esta entidad con las sedimentitas descubiertas por Cazaubón (1947) en el Cordón de Esquel, en las proximidades del arroyo Martínez. Suero (1953) indica en los alrededores del cerro Pirámide, en la porción oriental de la Sierra de Languiño, sedimentitas con floras análogas a las halladas en la Formación Puntudo Alto.

Edad. Toarciano - Aaleniano.

FORMACIÓN CAJÓN DE GINEBRA

Antecedentes. Piátnitzky (1946) señaló para la Sierra del Cerro Negro (Pampa de Agnia), una "Serie Conglomerádica (M)", la cual corresponde a la considerada bajo la denominación del epígrafe. Posteriormente Suero (1946) describe para la Sierra de Lonco Trapial, una secuencia a la que llama "Serie Porfirítica Liásica complejo inferior" la cual equivale a la formación ahora propuesta. El mencionado autor, en el mismo trabajo, refiriéndose al área de la sierra del Cerro Negro, indica la existencia de una "Serie Porfirítica Postliásica" que ahora se desglosa en tres entidades formacionales: Formación El Córdoba, Formación Cajón de Ginebra y Formación Cañadón Puelman.

Area de distribución. Amplio desarrollo. presenta en la sierra de Cajón de Ginebra y sector norte de la sierra del Cerro Negro.

Sección tipo. El estratotipo formacional se expone en la sierra de Cajón de Ginebra, en el curso inferior del cañadón Mallín Redondo.

Descripción litológica. Compuesta por conglomerados medianos a gruesos, en parte caóticos, clastos subangulares a subredondeados de porfiritas, estratificación grosera, color gris verdoso hasta morado; intercala niveles de limolitas y areniscas medianas a gruesas, líticas.

Son comunes estructuras de corte relleno y estratificación diagonal, sobre todo en la sierra de Cajón de Ginebra.

Espesor. En la sección tipo se midieron 640 m. En el cañadón del Medio 390 m y en el cañadón Verde + 169 m.

Caracteres bioestratigráficos. En los niveles superiores de la entidad, aflorantes en el curso inferior del cañadón del Medio, se halló una flora compuesta exclusivamente por Otozamites.

Facies y ambiente deposicional. Exclusivamente terrígena, representando un cambio manifiesto respecto a las secuencias infrayacentes. Observaciones efectuadas en la sierra de Olte, Lonco Trapial y río Chubut medio, han permitido concluir que existe un engranaje lateral y vertical entre las Formaciones Cajón de Ginebra, Cerro Carnerero y Cañadón Puelman. Responden a un mismo ciclo deposicional vulcanosedimentario, donde centros efusivos de distribución localizada, están condicionando la génesis de las entidades clásticas que conforman las formaciones Cerro Carnerero y Cajón de Ginebra. Todas estas formaciones integran el grupo de Lonco Trapial (Lesta y Ferello 1969).

Relaciones estratigráficas. Mediando discordancia erosiva se apoya sobre la Formación Lomas Chatas o la Formación Puntudo Alto. Discordancia angu-

lar, la separa de la Formación Cerro Fortín, evento claramente visible en el cerro homónimo.

Correlaciones. Es posible paralelizar esta entidad con las "Capas del Cerro Guadal" (Suero 1946) que se exponen al noroeste de la laguna del Mate. Existe también la posibilidad de correlación con la "Formación continental jurásica" de Feruglio (1949).

Edad. Bayociano Batoniano.

FORMACIÓN CERRO CARNERERO:

Antecedentes. Piatnitzky (1946) hace mención por vez primera en la región, a depósitos atribuibles a esta unidad, y que denominara "Serie Conglomerádica (M)". Suero (1946) postuló para esta secuencia la nominación de "Estratos del Cerro Carnerero", mientras que Feruglio (1949) los denominó "sedimentos continentales jurásicos". Últimamente Herbst (1966, 1968) instituye el nombre de "Formación Cerro Carnerero" la que carece de una adecuada diagnosis. Se mantendrá aquí esa nomenclatura adaptándola al Código de Nomenclatura.

Area de distribución. Se circunscribe al flanco oriental de la sierra del cerro Negro, en el cerro Carnerero, alcanzando los alrededores del Puesto Doña Rosa en el cañadón Verde.

Sección tipo. Se identifica en la margen izquierda del cañadón Puelman, sobre el flanco occidental del cerro Carnerero.

Descripción litológica. El estratotipo formacional se compone de: toba cristalina roja con cristales de biotita, cuarzo hialino y feldespatos; tobas blancas líticas; areniscas y limolitas verdosas hasta moradas, líticas, matriz arcillo-tobácea; intercalados en diversas posiciones de la columna aparecen conglomerados, clastos subredondeados, mala selección, de porfiritas (95%), pórfidos y cuarzo, tamaño variable entre 40 cm

hasta 1 cm, matriz arcillo tobácea. El porcentaje de conglomerados se incrementa notoriamente hacia el techo, en detrimento de las psamitas. Estructuras de corte y relleno y estratificación diagonal, son comunes en esta entidad.

Espesor. En la sección tipo se midieron 366 m. En el cañadón Verde afloran 178 m.

Caracteres bioestratigráficos. Troncos y restos vegetales carbonizados indeterminables. Piátnitzky (1936) mencionó restos de *Estheria* y de un saurópodo posteriormente determinado por Cabrera (1947) como *Amygdalodon patagonicus*. Estos hallazgos fueron posteriormente citados por Feruglio (1949).

Facies y ambiente deposicional. Corresponde a un régimen continental típico, con pulsaciones que se manifiestan por una alternancia de psamitas y pséfitas. Se remite al ítem facies de la formación precedente.

Relaciones estratigráficas. Se dispone pseudoconcordantemente sobre la Formación Lomas Chatas. Mediando discordancia angular, es cubierta por la Formación Cerro Fortín, fenómeno visible aguas abajo del cañadón Verde.

Correlaciones. Se remite al ítem correspondiente de la Formación Cajón de Ginebra.

Edad. Bayociano - Batoniano.

FORMACIÓN CAÑADÓN PUELMAN

Antecedentes. Suero (1946) indicó para esta región un conjunto de conglomerados y vulcanitas que denominó "Serie Porfirítica Postliásica", que como ya se indicara precedentemente se ha desglosado en tres entidades formacionales. Feruglio (1949) mencionó específicamente a esta formación bajo el nombre de "Vulcanitas jurásicas". Más recientemente Herbst (1966) crea la nominación de "Formación Puelman" para el complejo aquí descripto, sin hacer

la diagnosis pertinente. Stipanovic et al. (1968) distinguen dos secuencias: una, inferior, vulcanítica que denominan "Formación Pampa de Agnia" y otra superior, sedimentaria, a la que nombran "Formación Puelman o Cañadón Asfalto".

Deberá desestimarse la igualdad entre esas formaciones por cuanto la Formación Cañadón Puelman es eminentemente vulcanítica, mientras que la Formación Cañadón Asfalto, está conformada por sedimentitas y se halla separada de las vulcanitas por relación de discordancia. Se mantendrá aquí la denominación propuesta por Herbst (1966) efectuando la definición pertinente.

Area de distribución. Circunscripta al sector centrooccidental de las sierras del Cerro Negro, extendiéndose desde el cañadón del Corral, hasta las inmediaciones del cañadón Verde.

Sección tipo. Expuesta en el cañadón Puelman.

Descripción litológica. Conformada por coladas de andesitas, con fenocristales de plagioclasas y anfíboles, alveolos rellenos por calcita, venillas de óxidos de hierro y minerales de cobre. Son comunes las estructuras de fluidalidad. Tobas grises andesíticas, cristales de biotita y clastos de andesitas. Tobas ignimbríticas violáceo-rosadas, cristales de biotita, plagioclasas, y clastos de andesitas. Aglomerados volcánicos andesíticos con estructura fluidal. Conglomerados caóticos gris azulados hasta verdosos, clastos de andesitas (97 %) de 20 cm hasta 0,5 cm y cuarzo, matriz tobácea. Mantos de pórfidos cuarcíferos, color rosado hasta violáceo. Diques de esta roca aparecen intruyendo las secuencias subyacentes.

Espesor. El espesor aflorante en el cañadón Puelman es de 104 m, mientras que en el cañadón de la Laguna la potencia es de 175 m.

Caracteres bioestratigráficos. Troncos silicificados.



PERIODO	EDAD	FORMACION	M.EMBRO	LITOLOGIA	CONTENIDO PALEONTOLOGICO	TAMANO GRANO						MATRIZ Y CEMENTO		SELECCION	COMPOSICION	COLOR						
						GRUESO	MEDIANO	FINO	CALCAREA	SILICEA	TOBACEA	ARCILLOSA	ARENOSA				A	SR				
																			R	M		
CRETACICO	INFERIOR	Cº FORTIN	INFERIOR												Oz LITICOS	BLANCAS						
																		Oz PORFIDOS, PORFIRITAS TOBAS ENTRECRUZADAS - CUARZO FELDSPATICAS ENTRECRUZADAS FRAGMENTOSAS	PARDO PARDO ROJO MORADO			
JURASICO	BAYOCIANO - BATONIANO	CAÑADON PUELMAN			TRONCOS SILIFICADOS											AGLOMERADOS VOLCANICOS	GRIS VIOLACEO					
																			PORFIDO CUARCFERRO	VIOLACEO		
																				AGLOMERADOS VOLCANICOS VENILLAS DE OZ Y OXIDO DE HIERRO	VIOLACEO	
																				PORFIDO (Oz BIOTITA FATO)	ROSADO VIOLACEO	
																				CORNIFICADAS	NEGRUZO MORADO VERDOSO	
	TOARCIANO - AALENIANO	LOMAS CHATAS				INVERTEBRADOS MARINOS Y RESTOS CARBONOSOS											PORFIRITAS Y TOBAS PORFIRITAS	VERDE PARDUZO ROSADO Y MORADO				
																				LITICOS Oz FATO BIOTITA	ROSADO VERDE MORADAS	
																					LITICOS LITICAS ENTRECRUZADAS	MORADAS
																					LITICAS ENTRECRUZAMIENTO	PARDO VERDOSO
																					PORFIRITAS	PARDO VERDOSO
TRIASICO ?	EL CORDOBA				INVERTEBRADOS MARINOS Y RESTOS CARBONOSOS											LITICAS	PARDO VERDOSO VERDOSO					
																				LITICAS	PARDO VERDOSO	
																					COQUINA, CALCAREOS FELDESPATO Y LITICOS	VERDOSO
																					LITICAS CORTE Y RELLENO	PARDO
																					LITICAS CORTE Y RELLENO	VERDOSO

Provincia del Chubut, zona flanco oriental Sierra del Cº Negro, Cañadón Verde-Cañadón de la Laguna. Perfil columnar

Facies y ambiente deposicional. Se remite al ítem correspondiente de las Formaciones Cerro Carnerero y Cajón de Ginebra.

Relaciones estratigráficas. Insensiblemente se pasa de la Formación Cerro Carnerero a esta entidad. Aparece cubierta mediando discordancia de ángulo, por la Formación Cerro Fortín.

Correlaciones. Es equivalente a la sección inferior del "Complejo de Olte" de Feruglio (1949), expuesto en el río Chubut medio. Perrot (1960) describe en el paraje El Molle, una sección vulcanítica que denomina "Serie Porfirítica o Serie de Agnia", semejante a la formación que se describe. Análogo parangón es factible realizar con el llamado "Chon Aikense", por Stipanovic y Reig (1956).

Edad. Bayociano - Batoniano.

FORMACIÓN CERRO FORTÍN

Antecedentes. Se deben a Piátnitzky (1936-1946) las primeras referencias a sedimentitas de esta entidad en la comarca, habiéndolas designado como "Serie supracretácica". Posteriormente Suro (1946) y Feruglio (1949), emplean la denominación de "Chubutiano o Chubutense" para secuencias que ahora se aglutinan bajo la nominación del epígrafe.

Area de distribución. Se encuentra ampliamente desarrollada en el flanco oriental de la sierra de Lonco Trapial, Cajón de Ginebra y sierra del Cerro Negro. Merece destacarse el hecho de que en el flanco occidental de las sierras, no afloran sedimentitas pertenecientes a esta entidad.

Sección tipo. Se expone desde el cerro Fortín hacia el este, en el meridión de la sierra de Lonco Trapial.

Descripción litológica. Formación bitemática.

Miembro inferior: conformado por

conglomerados polimícticos gruesos y medianos, clastos de granitos, granodioritas, cuarzo, migmatitas, andesitas, basaltos, tobas y calizas, aglutinados por matriz arenosa, buen redondeamiento, mala a regular selección, estratificación gruesa; en ciertas localidades se observan clastos imbricados y estructuras de corte y relleno. La coloración varía entre el pardo amarillento y el pardo rojizo. Areniscas conglomerádicas y areniscas medianas a finas, líticas, estratificación diagonal, estructuras de corte y relleno. Presentan tonalidades claras, dentro del pardo.

Miembro superior: tobas líticas, cristales de biotita, colores morados, verdes, rojizos o blanquecinos, tobas arenosas, bancos fragmentosos de tufitas, clastos de tobas y escasas porfiritas, tobas limolíticas y delgadas capas de arcilitas verdosas y blanquecinas. Rocas silíceas de grano fino se intercalan entre las tobas. Remata el miembro con una sucesión de areniscas limolíticas y tobas de colores rojizos y blancos.

Espesor. En el sector inferior del cañadón Puelman se midieron 345 m. En el cañadón de La Laguna + 68 m y en el cañadón del Medio + 74 m.

Caracteres bioestratigráficos. Troncos petrificados. En los términos basales del miembro inferior, en el cerro Fortín, se halló una flora en regular estado de conservación, actualmente bajo estudio. Nidos de véspidos y moldes de raíces, son comunes en el miembro superior.

Facies y ambiente deposicional. Responde a una típica sedimentación continental, correspondiendo a un ciclo sedimentario, de amplio alcance en la Patagonia.

El miembro inferior de carácter psamopsefítico, pone de manifiesto un régimen de deposición fluvial de alta energía, evidenciado por conglomerados con fábrica imbricada, estructuras de corte y relleno y psamitas, con estratificación diagonal.

El miembro superior, de neto carácter piroclástico, presenta tanto tobas primarias, como de redepósito. La ausencia de clásticos gruesos y medianos, salvo escasas intercalaciones de psamitas en el techo del miembro, revelan un fundamental cambio en las condiciones ambientales, en las que comienza a tener relevancia la actividad vulcanítica, representada por productos piroclásticos primarios y de redepósito. El origen de estas piroclastitas debe aún ser dilucidado, por cuanto se desconocen los centros que pueden haber constituido su foco de origen.

Relaciones estratigráficas. Se dispone mediando discordancia angular fuerte sobre la Formación Cajón de Ginebra o la Formación Cañadón Puelman. Mediando análoga, relación está cubierta por sedimentitas asignables al Terciario.

Correlaciones. Es factible paralelizarla con el "Chubutiano", que Suero (1946) cita en los alrededores del cerro Ferrarotti. Es posible ubicar esta unidad dentro del denominado "Grupo Chubut", nomenclatura propuesta por Lesta (1966), para adecuar el alcance del término "Chubutiano" al Código de Nomenclatura Estratigráfica. A la luz del conocimiento actual, resulta difícil llegar a sincronizar la Formación Cerro Fortín, con algunas de las entidades que Lesta (op. cit.) considera dentro de su "Grupo Chubut".

Edad. Hasta tanto se efectúe la diagnosis de la flora del cerro Fortín, se la ubica tentativamente en el Cretácico inferior.

TERCIARIO:

Debido a la superficialidad con que se revisaron las sedimentitas del Terciario aflorantes en la comarca, no se hace la diagnosis estratigráfica pertinente. Es una secuencia compuesta por arcilitas negras, arcillas bentónicas, tobas porcelánicas, arcilitas pardo claras con nódulos de manganeso y hierro;

se hallaron nidos de escarabeidos, véspidos y restos de mamíferos. Corresponde al "Casamayorensis" de Pascual (1963).

III. RASGOS ESTRUCTURALES Y DIASTROFISMO

Como carácter relevante en la comarca, se destaca la existencia de una estructura de arrumbamiento norte-sur, coincidente con la sierra del Cerro Negro. Es un anticlinal asimétrico, cuyo flanco más tendido corresponde al ala oriental. El pliegue se halla complicado por varias fracturas longitudinales cuyo efecto sumado al ascenso o descenso del eje de la estructura, está condicionando la situación de las diversas formaciones, dentro del ámbito de las sierras.

Perteneciendo al alineamiento estructural positivo de la sierra del Cerro Negro, en la sierra del Cajón de Ginebra, se expone otra gran estructura, elongada en sentido septentrional, cuyo cierre sur está conformado en depósitos de la Formación Cajón de Ginebra.

Hacia el este, se observan tres pliegues suaves, simétricos, conformados en las sedimentitas de la Formación Cerro Fortín.

Diferente magnitud e incidencia han tenido los movimientos diastróficos que afectaron la comarca.

A las primeras fases del ciclo Variscico o Hercínico se asimila el movimiento que provocó la discordancia entre el Granito Catreleo y la Formación Menuco Negro. Sobre estas dos entidades se dispone mediando ligera discordancia angular, la Formación El Córdoba, de edad algo incierta; los movimientos responsables de tal discontinuidad se asimilan en forma tentativa a la fase Austral (Stipanovic et al. 1968).

Las secuencias liásicas ocupan un relieve elaborado sobre la Formación El Córdoba o la Formación Menuco Negro, correspondiendo tal evento a la oro-

genia Dunlap, denominada fase Sureña por Stipanovic et al. (op. cit.).

Posteriormente, mediando discordancia, se depositó el ciclo Bayociano-Batoniano, sobre las Formaciones Puntudo Alto y Lomas Chatas, correspondiendo tales movimientos a la fase Languineo del esquema de Stipanovic et al. (1968). Fuerte discordancia angular presenta la Formación Cerro Fortín en su base, correspondiendo a los movimientos de la fase Kimmérica posterior. Stipanovic et al. (op. cit.) denominan estos movimientos fase Santa Cruz.

Suave angularidad presenta la discordancia que separa las secuencias terciarias de la Formación Cerro Fortín, debiendo consignarse el efecto de tal discordancia, a movimientos acaecidos entre el Cretácico superior y el Paleoceno.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su reconocimiento: a las autoridades de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, por permitir la publicación de esta contribución, a los doctores Roberto Ferello, Pedro Lesta y Edgardo O. Rolleri, por las opiniones y surencias efectuadas; especial agradecimiento al Licenciado Carlos Nakayama por la valiosa colaboración prestada durante la ejecución del trabajo.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Cazaubón, A. J., 1947. *Una nueva flórmula jurásica en el Cordón de Esquel en el Chubut meridional*. R.A.G.A. II, 2. Buenos Aires.
 Feruglio, E., 1949. *Descripción Geológica de la Patagonia*, I. YPF. Buenos Aires.
 Herbst, R., 1961. *La flora Liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia*. Ameghiniana. R.A.P.A. IV, 9. Buenos Aires.
 — 1968. *Las floras liásicas Argentinas con consideraciones estratigráficas*. Actas III Jornadas Geológicas Arg. I. Buenos Aires.

Lesta, P., 1968. *Estratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge*. Actas III Jornadas Geol. Arg. I. Buenos Aires.
 — 1969. *Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia*. IV Jornadas Geol. Argentinas (en prensa).
 Lesta, P. y Ferello, R., 1969. *Geología de la Porción extraandina de la Prov. del Chubut y Norte de la Prov. de Santa Cruz*. Centenario de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Simposio de Geología Regional (en prensa) Córdoba 1969.
 Pascual, R., 1963. *Un nuevo Condylarthra Mammalia de edad Casamayorensis*. Ameghiniana, R.A.P.A. IV. Buenos Aires.
 Perrot, C., 1960. *Estudio geológico de las inmediaciones del paraje El Molle a Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XV. 1-2. Buenos Aires.
 Piatnitzky, A., 1936. *Estudio geológico de la región del río Chubut y río Genoa*. B.I.P. 137. Buenos Aires.
 — 1946. *Relaciones estratigráficas de la región del río Chubut*. B.I.P. 259. Buenos Aires.
 Stipanovic, P. N. y Reig, O. A., 1957. *El Complejo Porfirico de la Patagonia Extraandina y su fauna de anuros*. Acta Lilloana, I. Tucumán.
 — 1967. *Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXII, 2. Buenos Aires.
 Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C., 1968. *Las formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes*. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXIII, 2. Buenos Aires.
 Suero, T., 1946. *Reconocimiento de la zona comprendida entre el A° Géneo y el río Chubut (Dto. Tehuelches, Paso de Indios y Languineo) Chubut*. Inédito Y.P.F. Buenos Aires.
 — 1953. *Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut*. Rev. Asoc. Geol. Arg. VIII, 1. Buenos Aires.
 Ugarte, F., 1966. *La cuenca compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia Meridional*. Anales. Univ. Patagonia San Juan Bosco. 2. Cs. Geol. I, 1. Comodoro Rivadavia.
 Volkheimer, W., 1965. *Bosquejo Geológico del NO. del Chubut extraandino (Zona Gastre-Gualjaina)*. Rev. Asoc. Geol. Arg. X, 1. Buenos Aires.

Recibido el 2 de febrero de 1970.

GEOLOGIA ECONOMICA DE LOS NIVELES 110 Y 140 DE LA MINA "GONZALITO" (PROV. DE RIO NEGRO) REPUBLICA ARGENTINA

POR ALFREDO N. DEL MONACO¹

RESUMEN

En el presente trabajo se estudian los dos niveles más profundos de la mina de plomo y plata "Gonzalito", ubicada en la provincia de Río Negro. Se presta especial interés a la estructura del yacimiento, ya que ésta es evidentemente quien ha controlado la localización de la mineralización. Se postula una estructura en curvas y lazos cimoides, con una fractura principal alojada probablemente en un sinclinal.

Por evidencias mineralógicas y texturales el depósito se ha clasificado como mesotermal con una etapa inicial de alta temperatura.

ABSTRACT

In this paper the two deepest levels of the lead and silver mine "Gonzalito" placed in the Province of Río Negro are studied. Special attention is paid to the bed structure since it has evidently controlled the localization of the mineralization. A structure in curves and cymoid loop with a main breaking probably located in a syncline.

Due to mineralogical and textural proofs this deposits has been classified as mesothermal with an initial stage of high temperature.

INTRODUCCION

En el panorama de la minería argentina el yacimiento "Gonzalito" ocupa un lugar destacado por su producción de plomo, revistiendo así suma importancia para la economía patagónica. El único trabajo geológico conocido o de fácil acceso corresponde a Valvano (1956).

¹ Del Departamento de Ciencias Geológicas de la Fac. de C. E. y Nat. El presente trabajo constituye un resumen del realizado como opción para la obtención del título de Licenciado en Geología en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Los continuos trabajos mineros pusieron al descubierto nuevas evidencias geológicas, por lo que correspondía reestudiar dicho depósito, tratando de aportar nuevos elementos de juicio que orienten la explotación. Esta fue la finalidad del trabajo, y significa una contribución al plan de estudios que sobre "ciclos metalogenéticos" se está llevando a cabo en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Es deseo del autor dejar constancia de su agradecimiento al Dr. Raúl Zardini, director del trabajo y sugerente del tema.

EL YACIMIENTO

1. UBICACIÓN Y ANTECEDENTES

El yacimiento se ubica en el lote 3, fracción C, de la Colonia Pastoril Coronel Chilabert, en el Departamento de San Antonio Oeste, provincia de Río Negro. Dista de la ciudad de San Antonio Oeste 106 kilómetros, 75 por la ruta nacional número 3 y 31 por camino privado hacia el oeste.

En lo que respecta a antecedentes regionales, el área en que se encuentra emplazado el yacimiento sólo fue recorrida algo extensivamente por Wichmann (1927), quien realizó un bosquejo geológico de la parte oriental de la provincia de Río Negro a escala 1:500000.

La zona de Laguna Grande —en la cual se halla la mina “Gonzalito”— presenta para ese autor una litología general compuesta por granito, gneiss, filita, denominada por él Zócalo Viejo no diferenciado.

Wichmann postuló una edad Paleozoica para esas rocas, aunque aclara la posibilidad de edades mayores para algunas asociaciones en particular.

Posteriormente Croce (1952 y 1956) realizó estudios en el bajo de Valcheta y la meseta de Somuncurá respectivamente, áreas algo alejadas de la estudiada aquí, por lo que los datos que dichos trabajos aportan sólo pueden ser tomados como orientativos, aunque las edades de asociaciones similares coinciden con las dadas por Wichmann.

Resulta entonces difícil con los pocos elementos bibliográficos disponibles y dada la gran escasez de afloramientos, datar con exactitud las rocas de caja presentes en el yacimiento, ya que por analogías de composición y asociación puede ella intentarse. En este caso y dado el alto grado metamórfico de las cajas (migmatitas, anfibolitas y esquistos) puede asignarse tentativamente edad Precámbrica, aunque el autor es

conciente que “metamorfismo no es edad”.

En lo relativo a estudios de índole económico-minero, el yacimiento “Gonzalito” fue visitado en el año 1956, como se indicó en la Introducción, por Valvano, quien efectuó un informe (inédito) para la Dirección Nacional de Geología y Minería.

2. ESTADO DE LAS LABORES

En el momento que el yacimiento fue visitado por el autor (1968), la compañía explotadora no había realizado ningún pique nuevo respecto de los construidos hasta 1956. Los piques 10 y 11 eran los más utilizados para la extracción de mineral y movimiento del personal. En superficie pueden observarse muchas labores aún sin aterrizar, que muestran el intenso laboreo a que fue sometido el yacimiento en los comienzos de la explotación.

El yacimiento posee instalaciones externas importantes, que complementan las labores internas. En efecto, cuenta con dos grupos electrógenos de potencia suficiente como para suministrar energía eléctrica a la planta de concentración, talleres y población permanentemente. La planta trabaja por el método de flotación, produciendo (año 1968) aproximadamente 3.500 a 4.000 toneladas mensuales de concentrados de ley desconocida por el autor. La fundición, ubicada en la ciudad de San Antonio Oeste, produce lingotes de plomo con una pureza de 99,6 % de metal.

3. AMBIENTE GEOLÓGICO

El yacimiento se ubica en el ambiente mesetiforme patagónico, en su sector noreste, muy cercanamente a la costa del océano Atlántico.

El relieve de la zona es sumamente suave, con poca altitud sobre el nivel del mar —no más de 200 metros— presentando lomadas espaciadas de muy

poco desnivel. La disección del relieve es apenas incipiente, con cursos de aguas temporarios, efímeros.

La superficie de estos "llanos" se encuentra cubierta por detritos de variado tamaño, predominando ampliamente el material clástico grueso y muy grueso.

En una rápida observación se nota que en la litología de estos clastos abundan los esquistos micáceos a veces con granate, migmatitas, pegmatitas y cuarzo lechoso; la redondez de estos clastos mayores es marcada, no así la del material menor.

Los afloramientos son raros, saltuarios, siendo sólo conspicuos los de pegmatitas. Estos presentan un ancho máximo de hasta diez metros y una altura sobre el relieve circundante que nunca supera los dos metros; su rumbo general es este-oeste.

Las lomadas, cuyos ejes tienen rumbo aproximadamente norte-sur, constituyen los escasos afloramientos de esquistos y migmatitas. También afloran algunos diques de una roca parda porfírica (espeartita?).

Por las razones expuestas, las relaciones entre las rocas presentes debió realizarse en base a las observaciones efectuadas en las labores subterráneas o en los rajes a cielo abierto.

En las galerías se determinó una asociación de esquistos a veces granatíferos con nódulos de feldespato, anfibolita, migmatitas y pegmatitas cortadas frecuentemente por venas de variado espesor de cuarzo lechoso.

4. LAS ROCAS DE CAJA EN LA MINA

En los dos niveles mapeados se observa que el esquisto "nodular" y la anfibolita son las rocas más abundantes y en menor proporción aparecen migmatitas y pegmatitas, estas únicas representantes ígneas.

a) *Nivel 110*: en este nivel predomina el esquisto nodular sobre la anfibolita y la relación entre ambas muestra

una complejidad que se analizará más adelante.

El esquisto nodular presenta una coloración muy homogénea, con tonalidades grises y verdosas, dependiendo éstas de su proximidad a la veta. Los nódulos bien visibles habitualmente, son redondeados y con tamaños máximos de cuatro o cinco milímetros, y mínimos menores de uno. El color de ellos va desde blanco grisáceo a rosado claro, pero manteniendo su composición mineralógica de ortosa.

Posee una esquistosidad bien marcada, con rumbo general norte-sur, oscilando no más de veinte grados hacia el este u oeste y una leve inclinación hacia el sur que rara vez supera los treinta grados.

La anfibolita, oscura, verde o gris, muestra también variaciones de tonalidad, y en las proximidades de la veta muestra decoloración y piritización.

Generalmente aparece como compacta pero en algunos sectores muestra una fina esquistosidad dada por la isorientación de los minerales félicos.

La denominada migmatita es muy escasa en "afloramientos" en este nivel y se muestra como una alternancia de folias oscuras de composición similar a los esquistos y claras de composición similar a un granito.

Los diques pegmatíticos son claros, compactos, y en particular se nota una ausencia muy marcada de micas en ella. El espesor varía pero no supera el metro.

Finalmente, los diques de cuarzo son muy abundantes pero de ínfimo espesor y no aparece en ellos mineralización de sulfuros.

Ambos tipos de diques —pegmatíticos y de cuarzo— se presentan característicamente discordantes con la esquistosidad de la roca, pero algunas pegmatitas suelen aparecer como pliegues ptigmáticos con un espesor no superior a los quince o veinte centímetros.

La anfibolita y los esquistos nodulares se encuentran diaclasados en por

lo menos tres juegos, cuyos rumbos son, en promedio, N 20 O, N 20 E y ES, con inclinaciones mayores de setenta grados.

Como característica general, tanto en este nivel como en el 140, es muy difícil establecer los contactos entre el esquisto nodular y la migmatita, ya que el tamaño de los nódulos del esquisto se va haciendo progresivamente mayor hacia las vecindades de la migmatita, llegándose así a zonas en las cuales es arriesgado indicar si se está en presencia de un esquisto con grandes nódulos apretadamente dispuestos o bien de un esquisto inyectado.

Entre las coordenadas 1700 y 1800 norte, los cuerpos de anfibolita adoptan formas lenticulares delgadas con rumbo de sus ejes mayores oscilante entre N 20-30 O y espesor no mayor de seis metros, siendo discordantes con la esquistosidad; a veces se muestran concordantes y entonces los esquistos aparecen con fuerte plegamiento de variada pero pequeña magnitud.

Este comportamiento continúa hasta las inmediaciones del pique 11, a partir del cual y hacia el sur los cuerpos de anfibolita, discordantes, se engrosan notablemente para luego desaparecer.

En el último tramo sur de la llamada "galería principal", donde está ausente la anfibolita, la esquistosidad inclina en sentidos opuestos en ambas paredes de la galería, si bien este hecho es más notable en la labor inmediata inferior.

En el cortavetas que comunica las tres galerías del nivel, los esquistos nodulares aparecen sumamente replegados con cuerpos de anfibolita intercalados.

Resumiendo respecto de la anfibolita y su distribución en el nivel 110, puede indicarse que la mayor superficie de "afloramiento" la alcanza en las inmediaciones del pique 11, en una faja de aproximadamente ciento cincuenta metros de largo. El buzamiento de

los cuerpos de esta roca es de cuarenta grados hacia el sur.

b) *Nivel 140*: este nivel ha sido desarrollado casi exclusivamente desde el pique 11 hacia el sur.

La litología está compuesta por los esquistos "nodulares", observándose una pequeña lente de anfibolita en las galerías del norte del pique 11. Sin embargo, durante el último día de permanencia en la mina, mientras se realizaban tareas de avance hacia el sur, apareció en el extremo de la galería un cuerpo de esa roca proveniente del techo de la labor.

La inclinación de las esquistosidades en el esquisto "nodular" es aquí también opuesta en ambas paredes de la galería: en la pared este inclina hacia el oeste, y en la pared oeste hacia el este, con valores muy semejantes. El grado de diaclasamiento y los valores de rumbo e inclinación para los distintos juegos de estas fracturas, son semejantes a los del nivel 110.

c) *Descripción de las rocas de caja*: Se dará un resumen de las características de las rocas observadas.

i) Esquistos "nodulares": se presenta microscópicamente con una marcada esquistosidad. Su composición queda definida por biotita, muscovita, cuarzo, ortosa, oligoclasa y epidoto, y muy subordinados calcita, apatita, dumortierita, brucita y granate. Presenta foliación marcada.

En las bandas oscuras predomina biotita muy bien orientada, entre la que aparecen escasos pero grandes cristales de muscovita. Aparece alterada a clorita verde y más escasamente a anfíbol. Presenta inclusiones aciculares de rutilo y una variación considerable en cuanto a la cantidad de inclusiones de magnetita. El granate, asociado siempre a la biotita es escaso y ha crecido en algunos casos a expensas de ella.

Las bandas claras, de tamaño de grano uniforme, están compuestas por ortosa, oligoclasa sódica y cuarzo subor-

dinado, con extinción ondulada. Ortosa y plagioclasa aparecen alteradas total o parcialmente a sericita, caolín y calcita.

Los nódulos son de ortosa, bien redondeados y con escasas inclusiones de biotita y plagioclasa (oligoclasa).

Estos nódulos serían postformación o deformación de los esquistos, dado que no presentan indicios de deformación tanto morfológica como cristalográfica. Su origen debe ser por lo tanto metasomático.

Los accesorios en las bandas claras son dumortierita, apatita, calcita y brucita a veces formando nidos.

En todos los cortes de esta roca aparece sílice jaspeoidal, en proporciones variables que pueden llegar hasta un 50 % de la muestra, distribuida irregularmente o en forma de nidos conjuntamente con calcita, clorita y material sericítico. Este jaspeoide afecta como alteración hidrotermal a los esquistos nodulares; corroboraría este hecho el que la mayor cantidad de jaspeoide se observa en las muestras extraídas de la cercanía de la veta.

ii) Anfibolita: la mineralogía está representada por hornblenda, cuarzo, oligoclasa y accesorios. La textura es granoblástica decusada, con gran uniformidad en cuanto al tamaño de los componentes.

El anfíbol —hornblenda— se encuentra generalmente alterado a penninita, que puede llegar a reemplazarlo totalmente. Esta alteración es tan grande que la roca se convierte en una masa de penninita con cuarzo y oligoclasa.

Aparece aquí también sílice jaspeoidal, que junto con calcita, clorita y perowskita forman “grumos” distribuidos en toda la roca. Muestra asimismo una piritización marcada, hecho que la destaca del resto del conjunto de rocas observadas.

iii) Migmatita: la parte esquistosa de estas rocas es en todo similar a las

bandas oscuras de los esquistos “nodulares”, por lo que no se describirán aquí. Sucede algo similar con la parte claza, inyectada.

Es notable el grado de acomodación de los minerales alargados (biotita, musovita) alrededor de las fajas inyectadas, anastomosándose y flexurándose siguiendo los contornos de ellos. Estas bandas conjuntamente con las esquistosas determinan una típica textura gnéissica con folias lenticulares de límites generalmente definidos.

Estas rocas presentan con frecuencia fracturas rellenadas por calcita de grano muy fino y teñida por óxidos de hierro. Estas fracturas son posteriores a la inyección magmática, pues atraviesa a todas las especies minerales presentes y quizás se deban a los mismos esfuerzos que provocaron las fracturas mineralizadas por sulfuros.

iv) Pegmatitas: respecto a los diques ácidos pudo corroborarse lo expresado por Valvano (1956), es decir la existencia de diques de composición similar a la parte inyectada de las migmatitas —pegmatita migmatítica— y diques de leucogranito que llamaremos alaskita tal como lo hiciera Valvano. La relación entre ambos no pudo observarse.

La primera presenta coloración rosada y composición de cuarzo (con extinción ondulada), oligoclasa y microclino (ausente en la migmatita). Su posición es a veces discordante pero todos los pliegues ptigmáticos observados son de ella.

La pegmatita alaskítica, de color gris claro o blanco es siempre discordante con las restantes rocas del yacimiento. Se compone de cuarzo (con extinción normal), oligoclasa, muscovita y turmalina escasas y granate como accesorio.

El hecho de que la pegmatita migmatítica se pueda presentar como pliegues ptigmáticos y el cuarzo que forma parte de ella, presente evidentes signos de deformación, unido a la permanente discordancia de la alaskita, pueden

indicar que esta última se ha emplazado posteriormente.

5. ESTRUCTURA

a) *De la roca de caja:* Los esquistos “nodulares” y la migmatita muestran un plegamiento disarmónico. Así, existe un plegamiento de pequeña magnitud y muy irregular, observado en el cortavetas del nivel 110, y existiría otro de mucha mayor magnitud, de importancia para el alojamiento de la mineralización, deducido a partir de las inclinaciones de la esquistosidad. El núcleo del pliegue mayor estaría constituido por anfíbolita. El pliegue mayor y los menores serían de una misma generación, pero no se recogieron evidencias como para asegurarlo.

Se observó un sistema de fallas —sólo en el nivel 110— algunas de ellas muy notorias, que a veces son coincidentes y a veces normales al rumbo de las vetas.

La mayor concentración de fracturas se dispone en las inmediaciones del pique 11, entre las coordenadas 1500 y 1600 norte, y algo menos entre esta última y la 1700 norte, coincidiendo con la mayor distribución de la anfíbolita.

Dado que no se observaron indicios de mineralización en las fallas, y al mismo tiempo éstas desplazan escasamente a la veta o éstas se truncan y fragmentan contra ellas, se consideran posmineral.

Los planos de falla inclinan siempre hacia el sur, con valores que oscilan alrededor de sesenta y cinco grados.

Estas fallas no mineralizadas no afectan visiblemente la disposición de los cuerpos mineralizados.

Observando la distribución de las galerías y mineralización en el sector sur del nivel 110, se puede interpretar que la disposición en “escalón” de la mineralización puede ser debida a fracturas que desplazaron en quince metros o más las vetas. No se observaron elementos geológicos que avalen lo ante-

rior, por lo que la presencia de dichas fallas puede solamente inferirse.

Otra posibilidad es que esta distribución en “escalón” signifique una desigual distribución del mineral debido a causas estructurales imposibles de analizar con los datos que ofrece la observación. Así podrían ser cuerpos alternantes por combinación de estructuras de plegamiento y fracturas, o bien directamente por alternancia de las fracturas mineralizadas.

Con respecto a la fuerte falla observada en el pique 11, entre los niveles 110 y 140, puede indicarse que conserva un rumbo similar al de las fracturas mineralizadas de ambos niveles. Proyectando este plano de falla en el nivel 110, sería la continuación de la veta en “escalón” más oriental —siempre que esta disposición en “escalón” se deba a causas estructurales y no a fallas— mientras que en el nivel 140 representaría la veta explotada como “principal”.

b) *De la mena:*

i) Nivel 110: en este nivel se han encontrado tres vetas; las dos laterales son paralelas y la central oblicua a ellas.

Observando el mapa del nivel esquematizado en la fig. 1 se observa que las dos vetas extremas no son rectas, sino que presentan cambios de rumbo en forma de curvas cimoides; estos cambios son a su vez paralelos al rumbo de la veta “central”. Se observó que en los lugares de inflexiones la mineralización se hace más potente y aparecen fracturas menores también mineralizadas, revelando la respuesta a los esfuerzos en el cambio de rumbo.

Quedan en evidencia entonces, dos juegos de fracturas que han sido mineralizadas: una de rumbo norte-sur y la otra de rumbo N 15 E. La supuesta prolongación y unión de estas fracturas daría por resultado un lazo cimoiide de dimensiones considerables. Si bien la fracturación es continua, la minerali-



Fig. 1. — Esquema estructural del Nivel 110

zación es discontinua, relacionada seguramente con el problema estructural del espacio.

Aun cuando el diseño general se puede resolver en una única fractura, es de destacar que ella se debe a un juego de dos muy cercanas, casi verticales pero convergentes, hecho observable en todas las labores sobre veta. En la intersección de estas fracturas se alojan los cuerpos mineralizados.

Ello explica algunas particularidades de este depósito: la lenticularidad, la falta de brecha en la mena y además la alternancia de los cuerpos mineralizados y la poca extensión vertical que presentan.

2) Nivel 140: Hacia el norte del pique 11 la fractura se bifurca, correspondiendo quizás esta separación al cierre de un lazo cimoide. Hacia el sur del pique se observa que la veta mantiene un rumbo similar a la sección correspondiente del nivel superior —es decir N 15 E— quebrándose luego para tomar una dirección sensiblemente norte-sur.

Queda evidenciada nuevamente una

gran fractura con forma de curva cimoide, alojada quizás en un sinclinal, con diseño similar al nivel 110, aunque las labores están menos desarrolladas.

Puede suponerse por lo tanto, para este nivel, la existencia de mineralización en fracturas ubicadas más hacia el oeste de la veta "principal" (?), a distancias probablemente muy semejantes a las del nivel suprayacente y con recorridos similares.

3) Veta: las diferentes vetas presentan variaciones en su potencia. El ancho promedio se estima en 60 a 70 centímetros, alcanzando en algunos lugares 1,50 metros o más y en otros se diluye en delgadas guías.

En el nivel 110 alcanza el ancho máximo en las inflexiones o cambios de rumbos de las fracturas.

La discontinuidad de la veta es notable, debido a la variación que en el espacio adopta la intersección de las fracturas, en la cual se aloja la mineralización.

El tamaño de grano es en general muy constante, con un valor promedio de 0,5 centímetros para la galena y

blenda, y algo menor para el resto de los componentes.

En los dos niveles se nota un predominio de blenda sobre los restantes sulfuros. La galena en particular no es muy abundante, pero aparece en agregados muy puros acompañada por escasa pirita. Este mineral es más abundante en el nivel inferior conjuntamente con blenda, disminuyendo la galena. Indicaría esto una zonación vertical del yacimiento, o por lo menos de estos dos niveles.

La textura de la veta es compacta, con escasos pero muy grandes espacios abiertos, rellenos por yeso en cristales de hasta más de 50 centímetros de lado. Texturas típicas de escarpela o bandedado no se observaron en las labores, viéndose una textura granosa compacta, de grano fino a mediano, indicadora probablemente de un origen profundo del yacimiento, o el sector estudiado.

6. MINERALOGÍA

La observación de las muestras pulidas permitió la comprobación de la mineralogía descrita por Valvano (1956), como asimismo incrementar la paragénesis en nuevas especies. A la galena, blenda, pirita, calcopirita, cuarzo, se agregan así digenita, famatinita (?) (Cu_3SbS_4), covelina, hematita, arsenopirita, pirrotina, marcasita, siderita y goethita.

De los minerales agregados a la primitiva lista, pueden considerarse como medianamente abundantes marcasita, hematita y goethita, siendo los restantes escasos, y la famatinita dudosa, pues ópticamente es similar a luzonita (Cu_3AsS_4), y no se han realizado otros tipos de análisis para su mejor determinación.

La blenda aparece totalmente xenomorfa, siendo su reemplazo por cuarzo muy avanzado, y en menor proporción por galena. Presenta exsoluciones incoherentes de calcopirita y una tonalidad

muy oscura, indicadora de su riqueza en hierro.

La galena también muestra un avanzado reemplazo por cuarzo, en contactos muy netos, tipo caries. No hay minerales de plata, por lo que puede suponerse que se encuentran en la estructura de la galena.

La pirita es generalmente ideomorfa o con gran tendencia a ello, siendo más abundante en el nivel 140. Se muestra en dos tamaños muy disímiles: en cubos bien desarrollados, fracturados, y en pequeños cristales asociados a cuarzo jasperioida. Esto da un indicio para la existencia de dos generaciones de este mineral, siendo la primera la que presenta individuos más desarrollados. Además el mineral de mayor crecimiento siempre presenta pirrotina exsuelta en pequeñas cantidades, no así el más fino.

Finalmente el cuarzo aparece también bajo dos aspectos, bien como cristales perfectamente ideomorfos, bien como una masa de cristales diminutos, jasperiode, que corroen a los mayores y otros minerales. Predomina este último y aquí también pueden inferirse dos generaciones de cuarzo: primero los cristales mayores y luego el jasperioida. Es notoria una asociación de jasperiode con pirita de grano fino.

De los minerales por primera vez aquí citados para este depósito, arsenopirita y pirrotina exsuelta en pirita), son escasos; la marcasita es pseudomorfa de pirrotina y sólo abundante en algunos cortes.

Las pocas cavidades observadas microscópicamente se encuentran rellenas por sílice y goethita, ésta en forma de esferulitas y formada a expensas de hematita o blenda; aparece en las zonas del yacimiento donde las infiltraciones son abundantes.

Los restantes componentes aparecen escasamente —y no en todas las muestras— relleno de pequeñas venillas o como alteración de otros.

En base a los nuevos datos aportados

por el análisis efectuado, variará la clasificación del depósito aceptada hasta ahora (leptotermal).

En efecto, la presencia de arsenopiritata y pirrotina, si bien en cantidades escasas, como el hecho de que la blenda contiene mucho hierro, permiten sin duda asignar al depósito una temperatura de formación más alta que la correspondiente a los tipos leptotermales; en el presente trabajo se le clasifica como mesotermal, con un primer período de alta temperatura.

Si bien no se observó una relación directa del depósito mineral con rocas eruptivas —a las que podría responsabilizarse de la mineralización— debe suponerse que el ambiente geológico —que representa metamorfismo profundo— y la presencia de pegmatitas, está revelando una actividad eruptiva que podría conectarse con la mineralización.

Para esto debe suponerse una simultaneidad de acontecimientos, es decir metamorfismo, pegmatización y mineralización. Sin embargo, y dada la falta de elementos de juicio, también podría suponerse que la mineralización sea un acontecimiento posterior al metamorfismo y pegmatización, y que aprovechó estructuras delineadas durante esos procesos.

Se estableció la siguiente secuencia mineral válida para la zona del depósito estudiada.

Pirrotina (exsuelta)-Pirita	Famatinita (?)
Arsenopirita	Covelina
Blenda	Goethita
Galena	Marcasita
Calcopirita	Hematita
Digenita	Siderita

7. ALTERACIÓN DE LA ROCA ENCAJANTE

La alteración ha conducido a la propilitización de la caja, sobre todo de la anfibolita, efectuando en menor proporción a las restantes rocas.

La sicilificación es la alteración más

importante que acompaña a la mena (jasperoide), siguiéndole en orden de importancia cloritización (penninita), sericitización - caolinización - carbonatación, y finalmente piritización.

Estas alteraciones han llevado a que en el aspecto físico las rocas se presenten “blanqueadas” por desferrización de los minerales fémicos y agregado de materiales arcillosos, como también sumamente deleznable —aunque poco porosas— en un ancho no superior al metro desde el contacto con la mineralización.

CONCLUSIONES

El yacimiento plumboargentífero “Gonzalito” se aloja en un ambiente de mediano a alto metamorfismo —esquistos, migmatitas, anfibolita— con pegmatitas asociadas, de edad aún claramente no discernida. No presenta una relación evidente con rocas ígneas excepto la notable pegmatización de la roca de caja.

Su estructura, que puede resolverse en curvas y lazos cimoides, se debió a esfuerzos que plegaron la roca encajante en forma disarmónica; las fracturas mineralizadas —dos y subverticales— se estima se han producido por alivio de los esfuerzos compresivos que motivaron el plegamiento, es decir tensiones.

La veta más importante, desde el punto de vista de la mineralización, parece alojarse en un amplio sinclinal, a lo largo del plano axial. Teniendo en cuenta este factor como asimismo el diseño de las vetas, la compañía explotadora debe realizar todos los planes de exploración futuros siguiendo estos lineamientos estructurales, es decir que para la veta principal debe buscarse el cierre del pliegue (que buza al sur) pues muy probablemente allí cese la mineralización.

Hacia el Este del yacimiento, área aún virgen de exploración, ésta debe iniciarse en busca de posibles estructu-

ras plegadas similares a las encontradas en el yacimiento en explotación y que también pueden presentar mineralización (hacia el Oeste existen los depósitos denominados "Vicentito" y "Polito").

Desde el punto de vista genético y en relación con los minerales y texturas observados se ha clasificado al depósito como mesotermal, con una etapa inicial de alta temperatura.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

Croce, R., 1952. *Los afloramientos fluoríticos en las rocas cristalinas del Bajo de Val-*

cheta (Río Negro). Com. Mus. Nac. Bernardino Rivadavia, I, 10 (Buenos Aires).

— 1963. *El Sistema de Somuncurá, las altas sierras de Somuncurá y sus alrededores*. Com. Mus. Nac. Bernardino Rivadavia, VI, 7 (Buenos Aires).

Valvano, J., 1956. *La Mina de plomo "Gonzalito"*. Dto. San Antonio, Río Negro. Dir. Nac. Geol. y Min. (Buenos Aires) (inédito).

Wichmann, R., 1927. *Resultados de un viaje de estudios geológicos en los Territorios del Río Negro y del Chubut, efectuado durante los meses de enero hasta junio del año 1923*. Dir. Nac. de Min. Geol. e Hidrol., publ. 33 (Buenos Aires).

Recibido el 2 de de noviembre de 1970.

APORTES AL CONOCIMIENTO DEL EOPALEOZOICO DEL FLANCO ORIENTAL DE LA PRECORDILLERA, PROVINCIA DE LA RIOJA, REPUBLICA ARGENTINA

I. EL PROBLEMA DE LA EDAD DE LA FORMACION GUALCAMAYO

POR EDUARDO J. RODRIGUEZ

NOTICE

Cette notice synthétise un problème stratigraphique concernant les formations du l'Ordovicien qui affleurent au front oriental de la Précordillère, secteur de Guandacol, province de La Rioja.

Dans l'aire du Cerro Urcuschum —défilé du fleuve Guandacol, il se présentent trois formations qui, jusqu'à ce moment, ont été considérées dans cet ordre d'antiquité: Formation Gualcamayo (lutites foncées); Formation San Juan (calcaires) et Formation Trapiche (conglomérat de las Vacas et d'autres membres).

En tenant compte des observations du champ de l'aire susmentionnée, l'auteur considère que l'ordre stratigraphique doit être modifié, en plaçant à la base les calcaires, ensuite les lutites couvertes du conglomérat.

Il considère incertaine la base paléontologique et structurelle sur laquelle on fonde le concept antérieur et il propose une révision du problème sur de nouvelles bases pour définir l'âge relatif de la Formation San Juan et la Formation Gualcamayo.

RESUMEN

Esta nota sintetiza un problema estratigráfico concerniente a las formaciones del Ordovícico que afloran en el frente oriental de la Precordillera, sector de Guandacol, provincia de La Rioja.

En el área del C° Urcuschun, quebrada del río Guandacol se presentan tres formaciones que hasta ahora han sido consideradas en este orden de antigüedad: F. Gualcamayo (lutitas oscuras); F. San Juan (calizas) y F. Trapiche (conglomerado de las Vacas y otros miembros).

En base a observaciones de campo en el área antes citada, el autor considera que el orden estratigráfico debe ser modificado, colocando en la base a las calizas, seguidas por las lutitas y cubiertas por el conglomerado.

Considera insegura la base paleontológica y estructural en que se fundara el anterior concepto y propone una revisión del problema sobre nuevas bases para definir la edad relativa de la Formación San Juan y la Formación Gualcamayo.

El sector de interés (Fig. 1) se ubica sobre las márgenes del Río Guandacol unos 25 km aguas arriba del pueblo del mismo nombre, por huella transitable fuera del período de crecientes veraniegas. En el lugar de los afloramientos que nos ocupan, el río margina por el sur el promontorio del C° Urcuschun-

Piedra Blanca. En las estribaciones occidentales se ubican los yac. de Pb-Zn de Mina "La Helvecia" y "El Ingenio" y los de uranio de "Urcal" y otros.

En 1965 el autor realizó una somera revisión de la geología del C° Urcuschun a raíz de ciertas incongruencias observadas en las condiciones estableci-

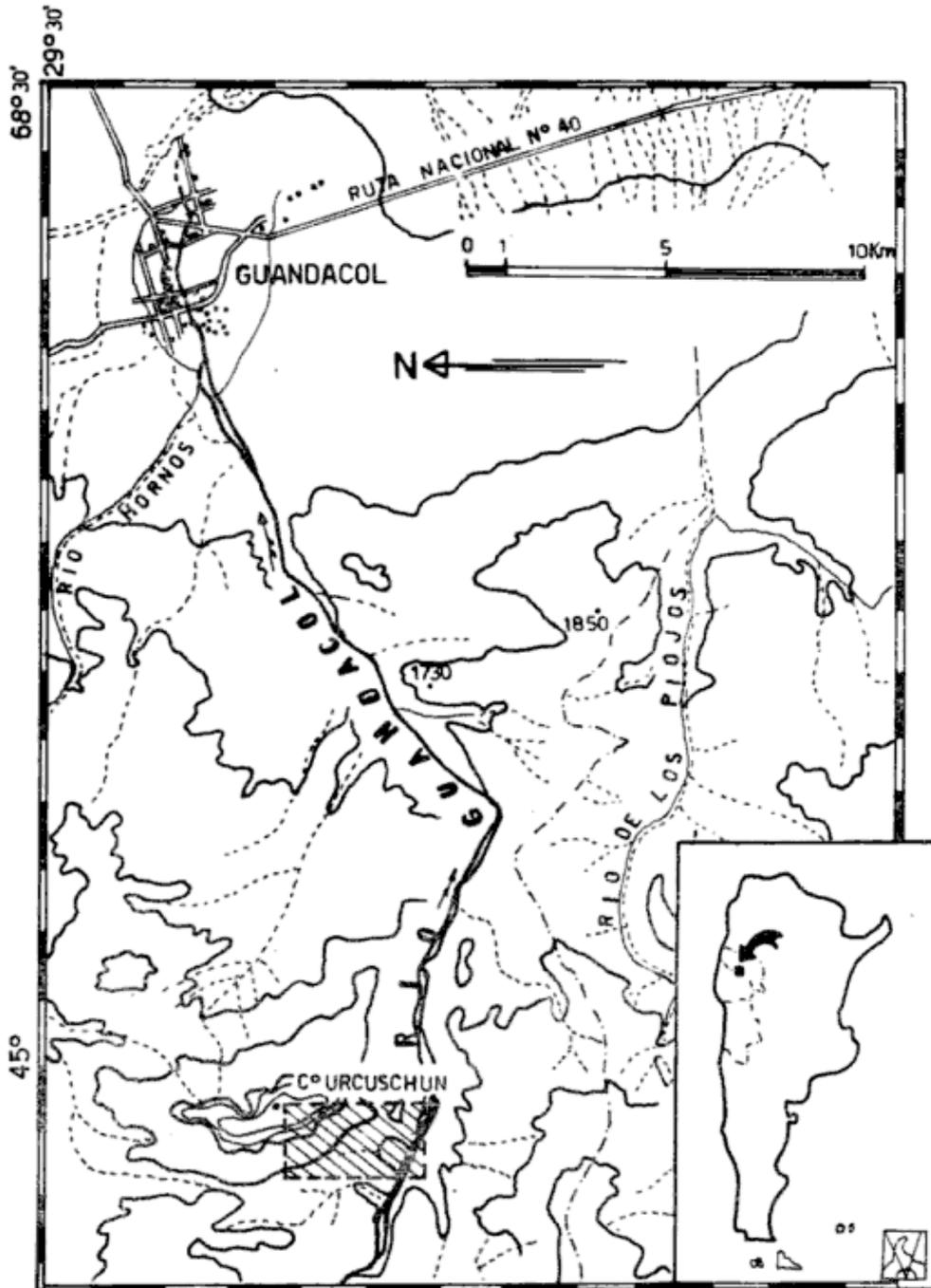


Fig. 1. — Plano de ubicación (rayado área estudiada)

das para los factores de control de la mineralización de uranio y plomo-zinc*.

De ello surgió una interpretación geológica, expuesta en informe interno de la C. N. E. A. (Rodríguez, 1965); diferente a la establecida por el autor de

* Las observaciones de campo han sido realizadas durante misiones como geólogo de la C. N. E. A.

la Hoja 17-b (Furque, 1963), a la cual se adherían otros investigadores locales.

La interpretación hasta esa fecha aceptada puede sintetizarse resumiendo los conceptos de la hoja geológica 17-b:

- 1º Existencia de un núcleo de caliza de la Formación San Juan (F. S. J.) como base de sobrecurrimiento de las lutitas de Gualcamayo, de mayor edad que las calizas, según observaciones en el terreno del autor de la

hoja y determinaciones de fósiles de ambas unidades litoestratigráficas (Arenigiano Superior para F. Lutitas de Gualcamayo y Llanvirniano Superior para F. San Juan).

- 2º Existencia de un plano de sobrecurrimiento (terciario?) por encima de las anteriores que les sobrepone el Conglomerado de las Vacas (Caradociano, según determinaciones paleontológicas).
- 3º Existencia de otro plano de sobrecurrimiento muy cercano al anterior (también terciario?) que sobrepone la Formación Panacán (Carbónico fosilífero) al citado conglomerado y a la caliza F. S. J.

En el informe interno de la C. N. E. A. antes citado se cuestionan las relaciones cronológicas y estructurales acordadas a las distintas unidades estratigráficas, especialmente las concernientes a la dupla Lutitas Gualcamayo-Calizas de F. S. J. en base a observaciones de campo de su autor localizadas en el sector del Cº Urcuschun-Quebrada del Río Guandacol.

Mediante un análisis somero de estas evidencias y una interpretación paleo-geomorfológica se concluía que "...localmente el Eopaleozoico está representado por distintas entidades estratigráficas separadas por numerosos hiatos correspondientes a ciclos de erosión..." y sobre esta base se proponía el siguiente esquema de ordenamiento estratigráfico, de abajo a arriba:

- 1º Caliza de la Formación San Juan.
- 2º Lutitas Verdes (equivalentes a las Lutitas de Gualcamayo en el cerro Urcuschun) "...sobre la caliza de la F. S. J. y en aparente transición gradual, se asienta un paquete... (de lutitas)... su relación con las calizas no son muy claras en cuanto a concordancia o discordancia (faltan observaciones) pero en todos los puntos observados, *aparecen como un término superior de la caliza*".

En el mismo informe, comentando la discrepancia interpretativa, el autor concluye:

"...de la hoja geológica parece surgir una afirmación en el primer sentido: los graptolitos indicarían una edad arenigiana y la caliza Llanvirniano-Llandeilliano...".

"Yo debo hacer constar que no obstante ello mis observaciones no coinciden con tal ordenamiento en el sector que me ocupa. Más aún en todos los puntos donde he podido observar el contacto entre las lutitas y el conglomerado de Las Vacas me ha parecido un contacto normal y concordante en la medida en que puede serlo un depósito transgresivo como lo es el conglomerado sobre la lutita. Más aún en la zona tectonizada del flanco sur del río Guandacol, la lutita aparece tectónicamente solidaria con el conglomerado de su techo".

Una visita posterior (1968) con el colega A. Belluco permitió una revisión más detallada del mismo sector y sus conclusiones fueron presentadas en las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas (Rodríguez y Belluco, 1969).

En este trabajo los citados autores confirman las bases interpretativas del anterior y amplían algunos aspectos, con el agregado del hallazgo de fósiles (Nivel D en esquema Fig. 2) dando una base estratigráfica a las unidades anteriormente esbozadas, según el siguiente cuadro (de abajo-arriba):

- 1º FORMACIÓN SAN JUAN (S. str.).
- 2º FORMACIÓN RÍO GUANDACOL (propuesta por los autores) con:
 - a) Lutitas Negras fosilíferas (Gualcamayo inclusive?).
 - b) Conglomerado de Las Vacas.
 - c) Lutitas Verdes (Lutitas de las Plantas).
 - d) Calizas Bandeadas.
- 3º FORMACIÓN CABEZA DE MONTERO (propuesta por los autores) con va-

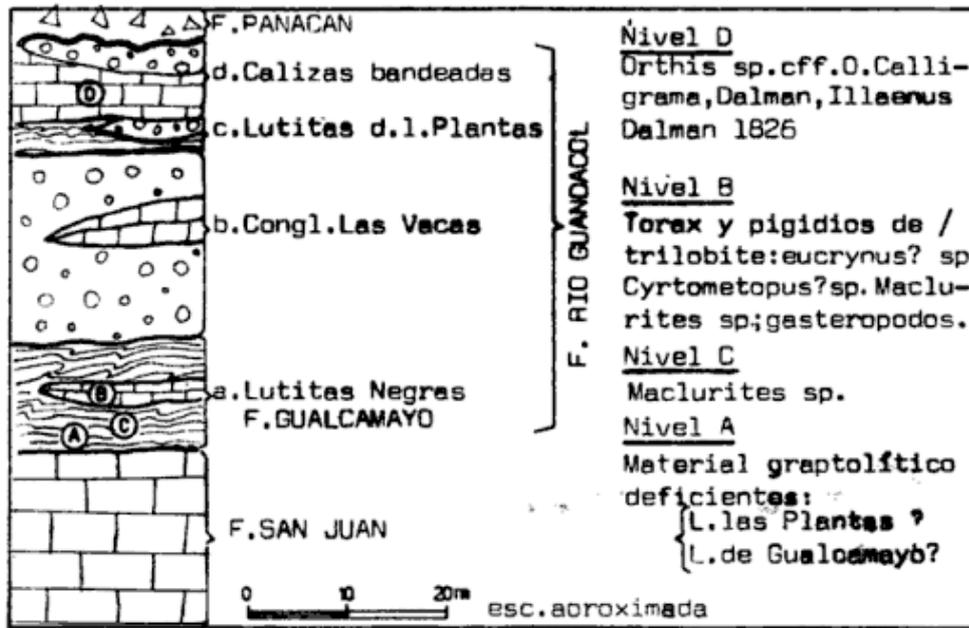


Fig. 2. — Columna estratigráfica esquemática. Sector Río Guandacol

rios miembros informales detallados en dicho trabajo.

Las siguientes formaciones presentadas no interesan para este caso.

En el perfil esquemático (Fig. 2) del informe inédito de Rodríguez ya citado, las Lutitas Negras son las que corresponderían supuestamente a las Lutitas de Gualcamayo, con abundante contenido graptolítico ya conocido por los autores anteriores.

Finalmente, una tercera visita del autor de esta nota, en 1969, le permitió obtener fósiles en los niveles A, B y C debiendo dejar constancia que los ejemplares del nivel A fueron recolectados en sitios previamente indicados en el flanco Norte por el geólogo Oggero en 1965 y en el flanco Sur por el Sr. Santos Bazán en 1969.

Lamentablemente por razones ajenas a la excelente disposición de los paleontólogos que recibieron el material en-

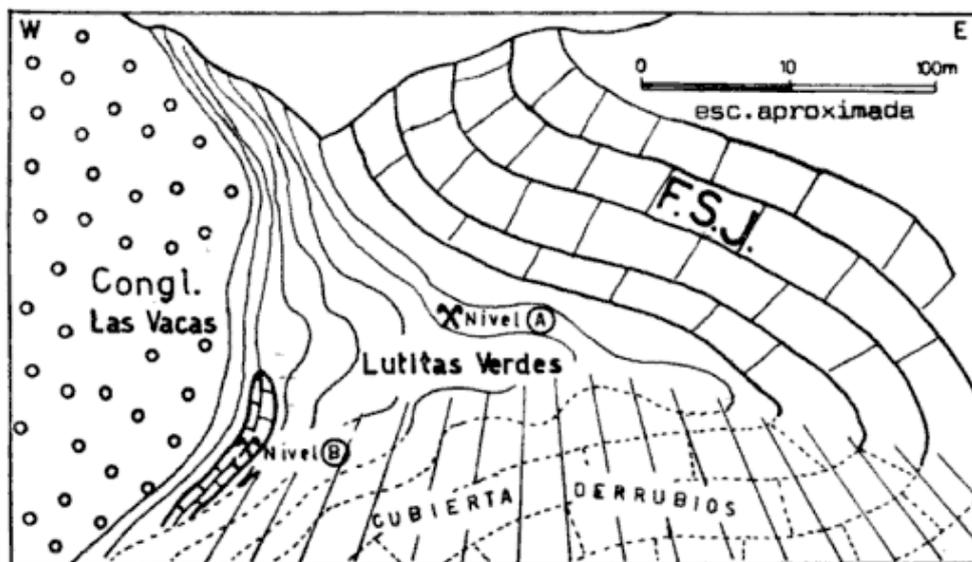


Fig. 3. — Contacto entre calizas (F. S. J.: Lutitas verdes (F. Gualcamayo) y conglomerado de las Vacas. Flanco izquierdo de la quebrada río Guandacol), (parte inf. cubierta en punteado)

viado, las conclusiones detalladas de su estudio (salvo el caso del Nivel D estudiado por la Dra. Kerlleñevich) no fueron obtenidas hasta la fecha de confección del borrador de esta comunicación (agosto/1970). En esta oportunidad logradas merced a la deferencia del colega Latorre, quien tuvo a bien resumir en una carta los resultados del análisis paleontológico realizado por la Dra. H. Castellaro. A los citados profesionales el autor expresa aquí su reconocimiento.

De los datos aportados ahora por el estudio de graptolitos provenientes de los mismos niveles que sirvieron para acordar a las Lutitas portadoras una edad anterior a las calizas, surge un indicio para sospechar de un error respecto de las edades relativas admitidas para ambos grupos: la determinación de los restos del material graptolítico del nivel A induce a suponer a los paleontólogos —aunque con la debida aclaración de inseguridad por mal conservación de los ejemplares— que las lutitas pueden ser más modernas (Lutitas de las Planta?).

Debe admitirse, según esta información, que la edad relativa acordada a las formaciones aludidas es al menos discutible o dudosa.

Por otra parte el análisis comparativo de las distintas determinaciones de fósiles provenientes de estos terrenos, ya en el ámbito regional (cuadro Fig. 4) permite descubrir inseguridades, indefiniciones y anacronismos que refuerzan la duda sobre el valor del testimonio paleontológico hasta ahora utilizado para definir las relaciones de yacencia original de los grupos discriminados.

En consecuencia, como el problema aquí planteado afecta al conocimiento estratigráfico de la base de la pila sedimentaria paleozoica en el flanco oriental de la Precordillera, se considera oportuno estimular la investigación del tema mediante este aporte.

Resumiendo el problema expuesto puede señalarse:

- 1º En ambos flancos de la quebrada del río Guandacol afloran calizas, lutitas y conglomerados que han sido identificados como constituyentes de las formaciones San Juan, Gualcaino y Trapiche (miembro Conglom. de las Vacas) respectivamente.
- 2º Estas unidades se presentan allí en sucesión aparentemente normal, en ese orden cronológico, teniendo como base a las calizas y no ofreciendo ningún indicio de que las lutitas sean más antiguas que éstas.
- 3º Siendo ésta la única localidad visitada por el autor y teniendo en cuenta que los investigadores anteriores identifican estos afloramientos con las lutitas que se continúan hacia el Sur, supuestamente por debajo de las calizas, sólo puede conjeturarse que ellas podrían también haber sido erróneamente ubicadas en la columna estratigráfica.
- 4º La primitiva correlación se ha sustentado en observaciones regionales y locales de supuestos fenómenos estructurales que habrían invertido en muchos sitios los términos, avaladas por una aparente confirmación paleontológica.

La nueva, en cambio, se basa en una observación localizada de las condiciones de yacencia, donde la posición actual de calizas y lutitas, como así también sus relaciones con el resto de las sedimentitas de la zona, podrían ser interpretadas como normales y concordantes, sin inversión tectónica. El sustento paleontológico para esta interpretación es muy reciente y poco seguro, pero existen otros antecedentes que pueden alentar esta suposición: la inseguridad de resultados que muestra el cuadro de determinaciones paleontológicas adjunto (Fig. 4).

CUADRO DE CORRELACIONES DE LA REGION PARA EL ORDOVICICO

Nº	LOCALIDAD	FÓSILES	LITOLÓGIA	COLECCION	DETERMIN	PUBLICACION	ARENIGIANO - SRODANIGIANO	LLANVILLAN - SUPER ECIIL	CARADO	URADES FORMACIONALES
1	Gda. Corridita	Graptolitos	lutitas	FURQUE	TURNER	H. 17-b				F. Gualcamayo
2	Rfo Gualcamayo	"	"	"	"	"				"
3	Gdas. de las Plantas	"	"	"	"	"				"
4	Gda. Salto Amarillo	"	"	"	"	"				"
5	Gda. Potrerillo y Cº Yansa	"	"	"	"	"				"
6	Gda. Potrerillo	"	"	"	"	"				"
7	?	"	"	RASSMUS	"	"				"
8	Gda. Rfo Guandacol Flanco N	"	"	RODRIGUEZ	CASTELLAR	inédito				F. Gualcamayo F. R. Guandacol
9	Gda. Rfo Guandacol Flanco N	trilobitos	caliza	"	"	"				F. San Juan
10	Gda. El Ingenio Cº Urcuschun	trilobitos y braquiopodos	"	RODRIGUEZ BELLUCCO	KERLENE-VICH	4as. J.G.A. t II				F. R. Guandacol
11	Confl. Gdas. Corridita y Salto Amarillo	trilob. - Pelec. y braquiopodos	"	FURQUE	HARRINGTON Y LEANZA	H. 17-b				F. San Juan
12	Cº Urcuschun	extropolación litológica	"	"	"	"				F. San Juan
13	Gda. El Ingenio Cº Urcuschun	trilobitos Illaenus, O.	"	BELLUCCO y RODRIGUEZ VICH	KERLENE-VICH	4as. J.G.A. t II				F. R. Guandacol
14	Gdas. Potrerillo y Las Plantas	trilobitos Illaenus, O.	"	FURQUE	LEANZA	H. 17-b				F. Trepiche
15	Gda. Rfo Guandacol Flanco Sur	graptolitos	lutitas	RODRIGUEZ	CASTELLAR	inédito				F. Gualcamayo y F. R. Guandacol
16	Reg. Guandacol-Jechal	variados	lut. congl. Calcares	FURQUE	Varios	H. 17-b				F. Trepiche

Observaciones:

(1) - Estas lutitas se apoyan sobre la caliza de F.S.J. en la Cda. del R. Guandacol. Anteriormente sus graptolitos les ubicaron en F. Gualcamayo y ahora dubitativamente en la F. las Plantas. En Fig. 2 constituyen la base de la Form. R. Guandacol (a) sobrepuestas por Congl. d.l. Vacas (b) + Lut. d.l. Plantas (c) + Calizas bandeadas (d).

(2) - En el terreno constituyen un término muy superior a las anteriores lutitas. Los fósiles coleccionados corresponden a las Calizas bandeadas (d).

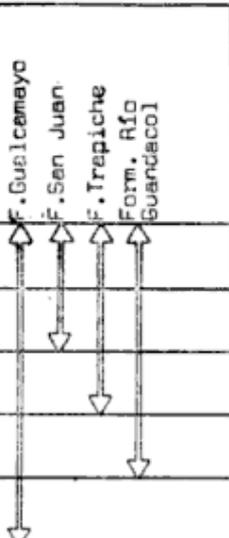


Figura 4

5º Si las Lutitas de Gualcamayo fueran más antiguas que las calizas de la F. S. J. se deduciría que ha habido una severa tectónica intra-ordovícica que produjo la inversión o sobrescurrimiento de la lutita sobre la caliza a lo largo de un frente de varios kilómetros entre las localidades de Jáchal y Guandacol. Sus relaciones con el Conglomerado de Las Vacas, que cubre a ambas, estarían probando que el fenómeno ocurrió antes del Caradociano pues no se observan entre éste y aquéllas indicios de rotura ni despegue por sobrescurrimiento.

6º Si, por el contrario las lutitas fueran más jóvenes, habría que admitir que las observaciones de estructuras tectónicas y problemas de orden paleontológico han posibilitado un error hasta ahora mantenido.

Sobre el particular puede interpretarse que la estructura visible sobre la margen Norte del río (Fig. 3) pudo ser causa de una falsa interpretación tectónica, pues muestra un sector de lutitas negras (con graptolitos del Nivel A) sumergiéndose bajo capas calcáreas a medio faldeo del cerro.

Este fenómeno, que puede haberse repetido a lo largo de la extensa corrida de afloramientos que sigue al Sur, es interpretado por el autor como un pliegue acostado, cuyo limbo inferior—oculto por derrubios— vuelve a aparecer en las proximidades del contacto con el conglomerado y caracteriza localmente las relaciones estructurales de tres conjuntos dispares: piso (caliza) y techo (conglomerado) competentes, atenuando un nivel incompetente interpuesto entre ambos (lutitas).

La transición que muestran estas lutitas hacia su techo, donde pasan paulatinamente un conglomerado de matriz lutítica, orientan a descartar, por menos probable, la hipótesis de una inversión de capas.

En referencia al diagnóstico paleonto-

lógico, no es competencia del autor de estas líneas la valoración de los factores que pudieron haber producido cierta confusión y dudas en las distintas interpretaciones presentadas en el cuadro de Fig. 4.

No obstante se permite señalar sobre el mismo discrepancias en cuanto a la asignación estratigráfica o cronológica de terrenos que contienen, por ejemplo, *Maclurites* sp. (Conglomerado de Las Vacas - Formación San Juan); *Illaenus*, *Dalman* (Llanvirniano-Caradociano), etc. *Dadman* (Llanvirniano - Caradociano), etcétera.

Quizá no sea impropio señalar que en algunos casos los supuestos fósiles - guía se corresponden más bien con una facies litológica (caliza o lutita) que con un nivel estratigráfico determinado.

Queda planteado así un tema para la revisión de la geología de la Precordillera en su sector Nor-oriental, desde el Río Guandacol al Sur.

La revisión deberá abarcar aspectos tan dispares como las condiciones de yacencia de las capas, análisis paleontológico y límites de unidades estratigráficas aplicados hasta ahora con distintos alcances (caso de Arenigiano y Llanvirniano).

Las premisas para encarar esa tarea que aporta el autor de esta nota se concretan en las siguientes alternativas:

1º La caliza de la Formación San Juan podría seguir siendo la base conocida de la pila sedimentaria paleozoica en el frente oriental de la Precordillera, siendo las lutitas de Gualcamayo parte integrante de otro ciclo sedimentario u otra facies de sedimentación sobrepuesta a la caliza (facies de flysch).

2º Las lutitas constituyen intercalaciones cada vez más importantes en la caliza, hasta llegar a sustituirla, incluyendo las hasta ahora denominadas L. de Gualcamayo, L. Negras (nivel A) de la Formación Río Guandacol y quizás en algunos sitios tam-

bién las L. de Las Plantas. Esta alternativa estaría apoyada por la presencia de varios niveles, comprobados en el C^o Urcuschun y Qda. del Río Guandacol, donde se suceden los elementos líticos antes mencionados (calizas, lutitas y conglomerados) repitiéndose en cortos tramos de la columna y cuya interpretación paleo-geomorfológica fue aportada por el autor (Rodríguez, 1969).

3^o Fuera del ámbito del Río Guandacol —C^o Urcuschun, hacia el Sur, podría admitirse la existencia de un paquete lutítico inferior a la caliza, pero por las razones expuestas en este trabajo su existencia debe ser investigada.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

1. Furque, G., 1963. *Descripción Geológica de la Hoja 17-b Guandacol, Prov. La Rioja-Prov. San Juan*. Bol. N^o 92 de la D.N.G. y M. Buenos Aires.
2. Rodríguez, E., 1965. *Informe Geológico sobre los Yacimientos Uraníferos del C^o Urcuschun (Urcal-El Infierno-C^o Urcuschun, etc.)*. Expte MP. ev. 1001/65-c/38-Div. Evaluación C.N.E.A. Inédito.
3. Rodríguez, E. y Belluco, A., 1969. *Aportes al Conocimiento de la Precordillera. Región del C^o Urcuschun, Guandacol Prov. de la Rioja*. 4as. Jornadas Geológicas Arg. II. Buenos Aires.
4. Rodríguez, E., 1969. *Bases Teóricas para la Interpretación y Prospección de Yacimientos de Uranio en la Precordillera*. 4as. Jor. to, Mendoza.

Recibido el 16 de diciembre de 1970.

GENESIS DEL YACIMIENTO DE CAOLIN « TRES PICOS », DEPARTAMENTO HUILICHES, PROVINCIA DE NEUQUEN, REPUBLICA ARGENTINA

POR KITARO HAYASE¹ Y PEDRO JOSE MAIZA²

RESUMEN

El yacimiento de caolín "Tres Picos" se halla ubicado en la reserva indígena Chilquirihuin, a unos 45 Km al NW de la localidad de Junín de los Andes (Provincia de Neuquén).

La zona mineralizada se halla emplazada dentro de una toba andesítica.

Las muestras coleccionadas fueron estudiadas por microscopio petrográfico, difracción de rayos X, termogravimetría y análisis termodiferencial, determinándose los siguientes minerales: nacrita, dickita, montmorillonita y pirofilita.

De estas investigaciones surge claramente que la génesis del depósito es producto de una actividad hidrotermal sobre la toba andesítica.

ABSTRACT

This kaolin deposit is situated in the Chilquirihuin indian reservation zone, about 45 Km northwest wards from Junin de los Andes, Neuquen Province.

The mineralized zone of this deposit exists in an andesitic tuff. The collected samples were investigated by means of the petrographic microscopy, X-ray diffraction analysis, differential thermal analysis, thermogravimetry. Nacrite, dickite, montmorillonite and pyrophyllite could be recognized in this deposit and the results of the investigation indicated clearly that this kaolin deposit was a product of a hydrothermal activity on the andesitic tuff.

I. INTRODUCCION

El yacimiento se halla ubicado a unos 45 km al NW de la localidad de Junín de los Andes y a unos 23 km del Cerro Lanín en la parte central oeste de la provincia de Neuquén, próximo a la frontera argentino-chilena.

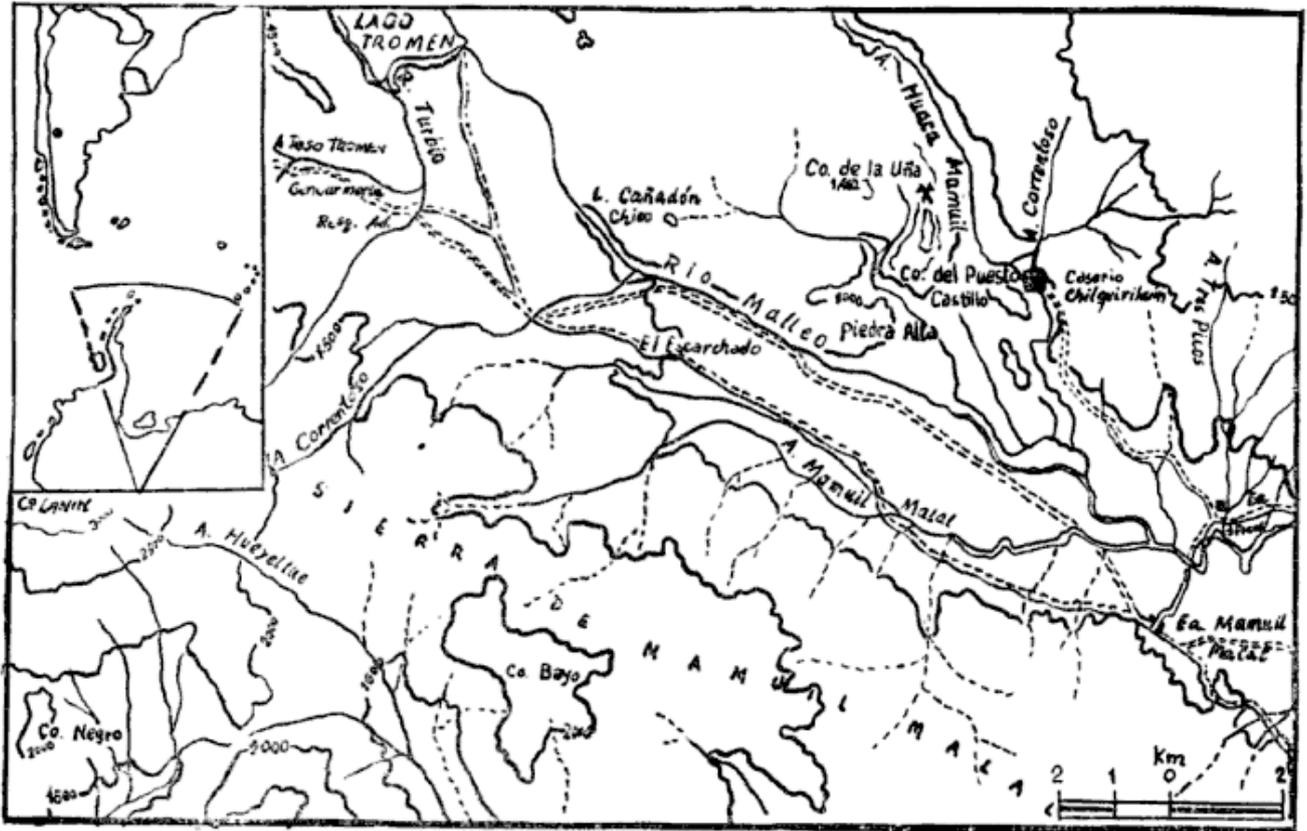
La vía de acceso más favorable para llegar a este depósito, es por el camino que conduce a Paso Tromen, que une a las localidades de Junín de los An-

des (Argentina) con Temuco y Valdivia (Chile).

Recorridos los primeros 20 km desde Junín de los Andes debe tomarse un desvío al norte, que pasa por la Estancia Tres Picos y que conduce a la reserva indígena Chilquirihuin. Los últimos 5 km son de difícil tránsito para vehículos debido a que durante el invierno la zona se cubre de nieve y durante el verano los deshielos destruyen el camino. A partir del caserío de la reserva indígena, se debe continuar a pie o a caballo por una senda que bordea a un pequeño arroyo (Arroyo Chilquirihuin). Luego de 7 u 8 km pueden verse las pequeñas escombreras de las

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur.

² Becario del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.



-  . . . Yacimiento « Tres Picos »
-  . . . Caserío de la reserva indígena « Chilquirihúin »

Fig. 1. — Plano de ubicación del yacimiento de caolín « Tres Picos »

labores realizadas en el afloramiento, en el faldeo izquierdo del valle. La altitud con respecto al nivel del mar oscila entre 1200 y 1300 metros. Figura 1.

La zona de alteración observada es de dimensiones considerables, pero debido a su reciente descubrimiento, las labores de destape y de reconocimiento de la zona mineralizada son pequeñas, limitándose a un pique y a dos trincheras.

El yacimiento se emplaza dentro de una potente capa de tobas, cubiertas por una colada de composición andesítica. Debido a la gran competencia de esta roca a la erosión, se originan angostos valles pero profundos y con faldeos abruptos y escabrosos.

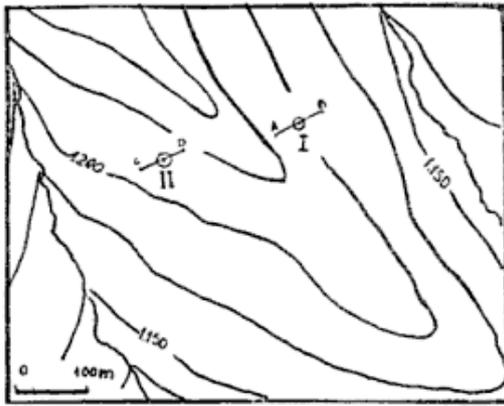
Las zonas donde ha sido erosionada la capa andesítica, presenta una coloración blanquecina rojiza debido a la alteración, principalmente caolinización

y contaminación con óxidos de hierro.

El descubrimiento del yacimiento fue debido al llamativo color blanco y sedosidad que presentaban las lanas que vendían los pobladores de la región. Ellos explicaron que estas lanas, antes de ser comercializadas, eran tratadas con un polvo blanco que extraían de las inmediaciones. Esto llevó a que algunos mineros visitaran la zona realizando las labores antes descritas; comprobándose la existencia de caolín.

El reconocimiento geológico de campo, realizado por los autores se efectuó en el mes de noviembre de 1969. En esta oportunidad se confeccionaron dos perfiles de la zona mineralizada, observándose la relación de la mineralización con la roca de caja.

Todas las muestras coleccionadas fueron estudiadas sobre secciones transparentes por microscopio petrográfico, di-



⊙ I localidad de los perfiles I y II.
 ↔ rumbo de los perfiles.

Fig. 2. — Ubicación de los perfiles I y II

fractometría de rayos X, termogravimetría y análisis termodiferencial, etc.

Para estudiar la mineralización de este yacimiento se confeccionaron dos perfiles como puede observarse en la figura 2.

El perfil I consta de dos partes, una superior, compuesta por 5 muestras

(01171169 hasta 05171169 inclusive) en las que se determinó la zonación de alteración de la roca de caja.

La segunda parte de este perfil está compuesta por las muestras 06171169 hasta la 12171169. Estas muestras fueron coleccionadas en la zona de mineralización intensa, figura 3.

El segundo perfil (perfil II), en la figura 2, está ubicado a unos 200 a 250 metros al oeste del perfil I. Las muestras que lo integran son desde la 14171169 hasta la 18171169.

II. ROCA DE CAJA

Para el estudio de las rocas de caja del yacimiento "Tres Picos" en la que se aloja la zona mineralizada, se tomaron muestras en el lugar del perfil I desde la zona que se consideró prácticamente inalterada hasta la zona perfectamente mineralizada, como se muestra en la figura 3.

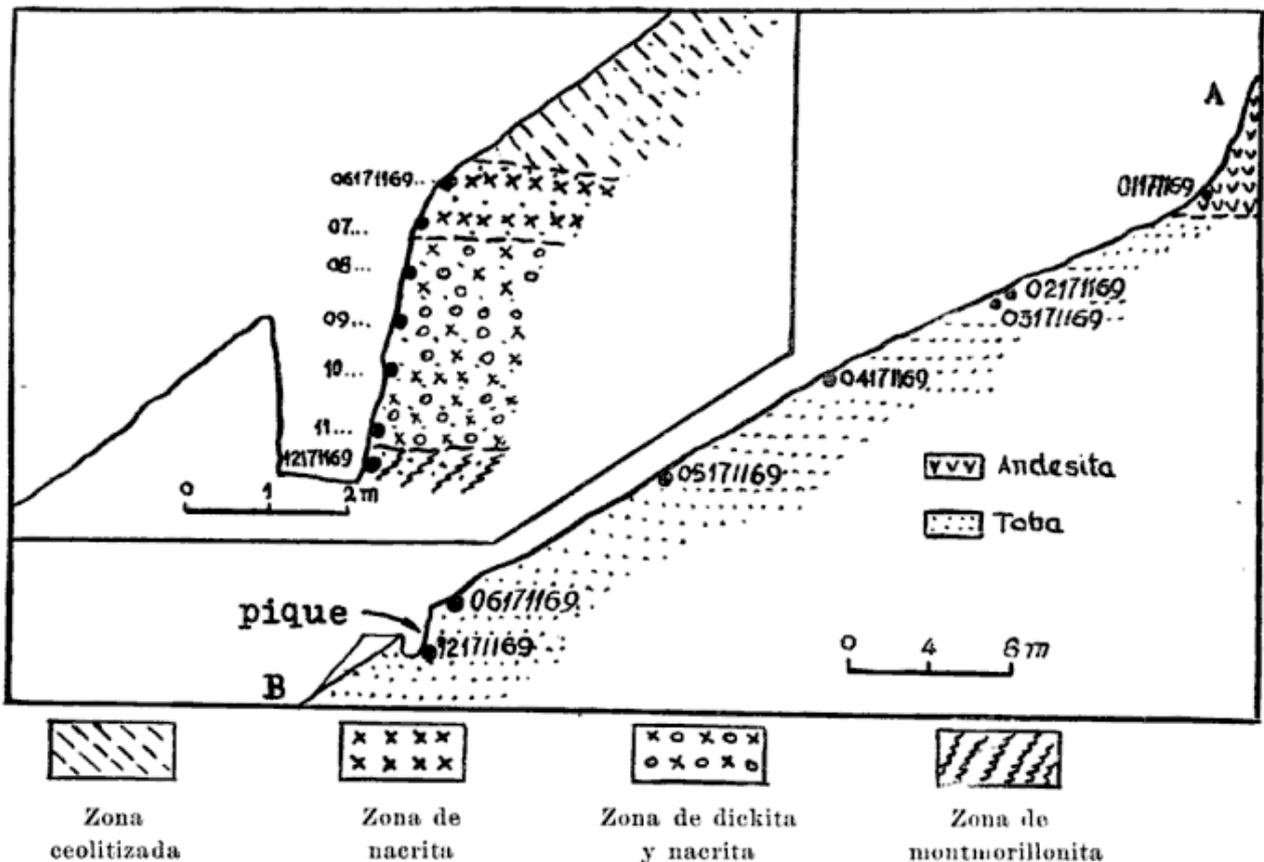


Fig. 3. — Perfil I

La muestra 01171169, color oscura, casi negra, fue coleccionada en la parte superior de la zona mineralizada, donde la alteración prácticamente no se manifiesta.

Microscópicamente está compuesta por fenocristales grandes, pero no numerosos de plagioclasa cuya composición aproximada es $Ab = 40$; $An = 60$. Los fenocristales más pequeños de este feldespato, tienen una composición de $Ab = 50$; $An = 50$; las tablillas de plagioclasa de la pasta no se pudieron determinar con seguridad debido a su tamaño, pero el índice de refracción es menor que las anteriores y débilmente mayor que el del bálsamo; se puede considerar como andesina.

Los mafitos de esta roca son augita e hipersteno.

La pasta está compuesta por tablillas de plagioclasa no orientadas, algunos microfenocristales de piroxeno de difícil determinación debido a su tamaño, algo de vidrio y algunos minerales opacos. La textura es intersertal. Por lo tanto la roca puede determinarse como andesita de dos piroxenos.

La roca se presenta casi fresca, cubriendo a la zona mineralizada.

La mineralización se emplaza en una toba andesítica. Estas rocas con alteración creciente pueden observarse desde la muestra 02171169 hasta la roca 05171169.

La muestra 02171169 es una toba andesítica débilmente alterada. La composición mineralógica es semejante a la de la roca anterior. Además de los minerales anteriormente citados, se observan dos nuevos minerales; uno de ellos es de hábito botroidal ubicado en las vesículas, aparentemente amorfo, con índice de refracción menor que el del bálsamo; puede ser una ceolita o halloisita hidratada. El otro se ubica

generalmente en el centro de las vesículas asociado con el mineral antes citado; es de baja birrefringencia índice de refracción aún menor, fibroso y muy fino. Puede ser una ceolita.

Desde la muestra 03171169 a la muestra 05171169, la roca es la misma toba que presenta un gradual aumento de alteración. En estas muestras se pueden reconocer todos los minerales antes descritos y se agrega otro, que tiene una forma tabular generalmente subhedral, con las siguientes características: clivaje en una dirección paralelo a la extinción y elongación óptica negativa. En algunos casos el clivaje se presenta levemente curvado; el tamaño de los cristales llega hasta poco más de 1 mm. El índice de refracción es bastante menor que el del bálsamo; su birrefringencia es aproximadamente 0,006 a 0,007. Basándose en estas características óptimas, el mineral correspondería a heulandita. Pero según los estudios de difracción de rayos X, el resultado es más coincidente con la estilbita o clinoptilolita.

III. MINERALES DE MENA

Los autores han estudiado varios yacimientos de caolín en las provincias de Río Negro, Chubut y Neuquén. En ellos han determinado la presencia de caolinita, dickita y nacrita.

La diferenciación de estos minerales entre sí, es imposible tanto macro como microscópicamente a pesar de presentar algunas diferencias en su estructura cristalina, debido a la pequeñez del tamaño de los cristales ya que por lo general no superan los 10 micrones.

Las diferencias de forma y tamaño de la celdilla elemental de caolinita, dickita y nacrita según Grim (1969) son las siguientes:

CUADRO 1

Caolinita	Dickita	Nacrita
a = 5,15 Å	a = 5,15 Å	a = 5,15 Å
b = 8,14 Å	b = 8,94 Å	b = 8,97 Å
c = 7,30 Å	c = 14,42 Å	c = 43,00 Å
$\alpha = 91,8^\circ$	$\alpha = 90,0^\circ$	$\alpha = 90,0^\circ$
$\beta = 104,5^\circ$	$\beta = 96,8^\circ$	$\beta \cong 90,0^\circ$
$\gamma = 90,0^\circ$	$\gamma = 90,0^\circ$	$\gamma = 90,0^\circ$

Estas diferencias estructurales permiten diferenciarlos fácilmente por difracción de rayos X. Las diferencias pueden observarse claramente en las figuras 5 y 6, y en el cuadro 2.

En las muestras coleccionadas en el depósito "Tres Picos", los autores determinaron los siguientes minerales de mena:

1. Nacrita:

Microscópicamente se presenta en agregados muy finos dispuestos en paquetes en forma de libro, el tamaño de los cristales oscila entre 0,5 a 2 micrones, el índice de refracción es:

$$N_x \cong 1,557$$

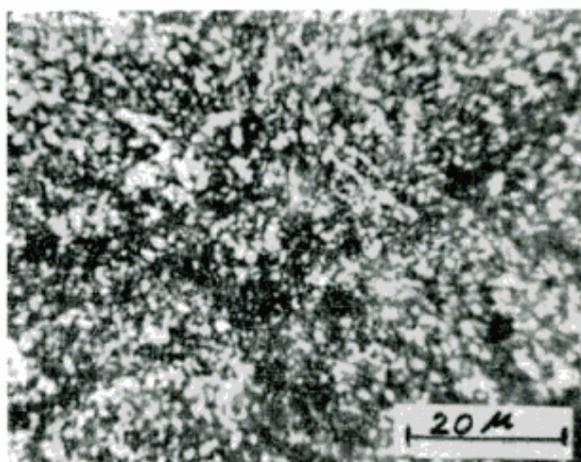
$$N_z \cong 1,563$$

$$N_z - N_x \cong 0,006$$

extinción paralela al clivaje y elongación óptica positiva. Fig. 4.

Los valores de difracción de rayos X se muestran en el cuadro 2.

Las figuras 7 y 8 corresponden a la termogravimetría y al análisis termogravimétrico de la nacrita de este yacimiento, respectivamente. Según Mackenzie (1957) estos datos son concordantes con los de nacrita típica.



× nicoles

Los cristales tabulares grandes son de dickita.
Los más pequeños son de nacrita

Fig. 4. — Microfotografía de dickita y nacrita de Tres Picos

2. Dickita:

Microscópicamente se presenta en agregados fibrosos finos, a veces radiados o de forma tabular hexagonal, su tamaño puede alcanzar hasta 6 micrones. El índice de refracción de este mineral es:

$$N_x \cong 1,558$$

$$N_z \cong 1,564$$

$$N_z - N_x \cong 0,006$$

CUADRO 2

Caolinita (1)		Dickita (1)		Nacrita (1)		Nacrita de Tres Picos		Dickita de Tres Picos (2)	
d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I	d (Å)	I
7,19	100	7,10	100	7,19	100	7,19	100	7,19	100
4,47	42	4,44	17	4,44	27	4,435	50	4,44	27
4,36	60	4,371	18	4,37	33	4,371	67	4,37	35
4,27	<1	4,267	12	—	—	—	—	4,267	55(+Q)
4,18	54	—	—	—	—	—	—	—	—
4,16	<1	4,130	26	4,14	31	4,148	61	4,130	35
4,02	4	3,957	6	3,947	7	3,965	16	3,966	10
3,847	13	3,790	17	3,790	3 (D)	—	—	3,798	26
3,750	7	—	—	—	—	—	—	—	—
3,580	91	3,580	93	3,587	89	3,587	98	3,583	93
—	—	—	—	3,477	7	3,476	24	—	—
3,398	7	3,431	9	3,418	10	3,424	26	3,437	11
—	—	3,324	1	—	—	—	—	3,348	100(+Q)
—	—	3,264	2	—	—	—	—	3,267	3
3,150	3	3,097	3	3,118	3	3,118	10	3,097	2
—	—	—	—	3,056	9	3,066	18	—	—
2,947	2	2,938	3	2,928	2	2,937	10	2,932	4
—	—	2,846	1	—	—	—	—	—	—
2,761	4	2,794	4	—	—	—	—	2,798	4
—	—	2,662	1	—	—	3,680 (D?)	2	—	—
—	—	—	—	2,568	7	2,575	13	—	—
2,565	34	2,558	11	2,560	5 (D)	—	—	2,554	16
2,530	20	2,526	2	2,533	7	2,540	19	—	—
—	—	—	—	2,523	9	2,526	19	—	—
—	—	2,506	15	2,510	9 (D)	—	—	2,506	70

Condiciones de difracción :

Anticátodo : Cu ; Filtro : Ni ; voltaje : 30 KV ; corriente : 15 mA ; Slits : 1° ; 0,2 m. m. 1° ; time constant : 2 sec. ; Multiplier : ×16 ; scanning speed : 2°/min ; chart speed : 2 cm/min. Ratemeter ×1.

(1) Datos de :

YAMAMOTO, T. : *Roseki - minerals in the western part of Japan*. Journal of the Mineralogical Society of Japan. — vol. 7, N° 4, pp. 209-231, 1965.

(2) Se omitieron las reflexiones correspondientes al cuarzo.

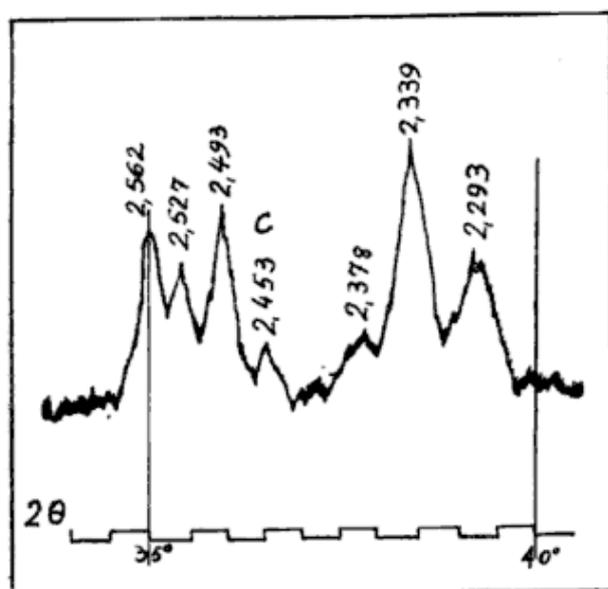
(D) ... Dickita.

(+Q) Reflexión de dickita superpuesta con la del cuarzo.

4,36 60 : indica la reflexión característica determinativa de cada mineral.

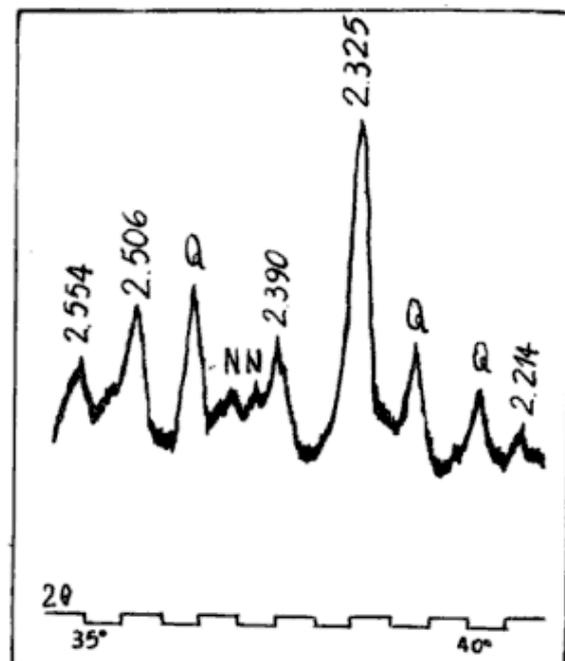
CUADRO 2 (Conc.)

Caolinita (1)		Dickita (1)		Nacrita (1)		Nacrita de Tres Picos		Dickita de Tres Picos (2)	
d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I	d (A)	I
2,499	33	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2,434	18	2,433	54	—	—
—	—	—	—	2,424	20	2,424	53	—	—
—	—	—	—	2,406	16	2,408	61	—	—
2,384	11	2,387	11	2,399	<1	—	—	2,390	18
2,339	49	2,325	35	2,325	13	2,318	10	2,325	40
2,296	27	2,296	2	2,244	3	2,252	10	2,283	14 (+Q)
—	—	2,213	5	2,218	3	—	—	2,214	5
—	—	—	—	2,210	3	—	—	—	—
2,194	5	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	2,177	1	—	—	—	—
—	—	—	—	2,114	2	2,115	6	—	—
—	—	2,104	2	2,092	3	2,097	11	—	—
—	—	—	—	2,070	3	2,074	10	—	—
—	—	2,024	2	—	—	2,038 (D?)	5	2,019	1
1,992	15	1,990	1	—	—	—	—	1,979	20 (+Q)
—	—	1,973	13	1,973	6 (D)	—	—	—	—
1,941	5	1,936	1	1,936	5	1,939	19	1,940	2
—	—	—	—	1,918	5	1,923	18	—	—
1,894	4	1,896	3	1,898	6	1,901	17	1,897	6
—	—	1,859	3	—	—	—	—	1,461	5
1,840	5	—	—	1,836	1	1,846	3	—	—
—	—	—	—	1,818	2	1,822	4	—	—
—	—	1,804	2	1,796	2	1,799	9	1,798	7
1,789	5	1,789	5	1,791	3	1,792	5	1,789	4
—	—	—	—	1,776	1	1,773	4	—	—
—	—	1,762	1	1,756	1	1,757	4	—	—
1,745	2	—	—	1,737	2	1,738	8	—	—
1,685	6	1,684	3	1,682	4	1,682	11	1,680	3
1,663	15	1,667	2	1,668	3	1,673	9	1,665	2
—	—	1,661	1	—	—	—	—	1,661	4
—	—	1,650	14	1,648	3 (D)	—	—	1,651	15
1,622	5	—	—	1,618	2	1,622	10	—	—
—	—	—	—	1,607	2	1,609	9	—	—
—	—	1,588	1	1,589	2	1,591	7	1,587	4



(a)

C cuarzo



(b)

Q cuarzo

N naerita

Fig. 5. — Gráficos parciales entre 34° y 41° de difracción de rayos X : a, Difracción de rayos X de coalinita de mina Villegas Peia. del Chubut (Hayase 1969) ; b, Difracción de rayos X de dickita de Tres Picos, Peia. del Nenquen.

extinción paralela al clivaje y elongación óptica positiva.

La dickita y la naerita en este depósito se hallan íntimamente asociadas, y como puede observarse sus propiedades ópticas son concordantes. La diferenciación se realizó por difracción de rayos X. El cuadro nº 2 muestra los datos de difracción de rayos X de la dickita de "Tres Picos".

3. Pirofilita:

Se presenta asociada con cuarzo secundario. Los cristales tienen hábito escamoso, su tamaño llega a 10 micrones, el índice de refracción es mayor que el del cuarzo, extinción paralela a la elongación y elongación óptica positiva. La birrefringencia es de 0,035 a 0,04.

Los valores de las reflexiones de rayos X se muestran en el cuadro 3.

4. Montmorillonita:

Se presenta en agregados pulverulentos muy finos, birrefringencia 0,03, con índice de refracción menor que el del bálamo y elongación positiva. El tamaño oscila entre 0,2 y 1 micrón.

Fue confirmada su presencia, en la muestra 12171169, por difracción de rayos X. La reflexión correspondiente a (001) 14,6 Å se desplaza a 16,7 Å por tratamiento con etilen-glicol.

5. Cuarzo:

En las menas de este depósito no se han observado fenocristales de cuarzo primario. La cantidad de cuarzo secundario en el perfil I no es abundante, pero en el perfil II se presenta íntimamente asociado con la pirofilita. Los granos de este mineral se disponen aislados dentro de la masa de pirofilita sin

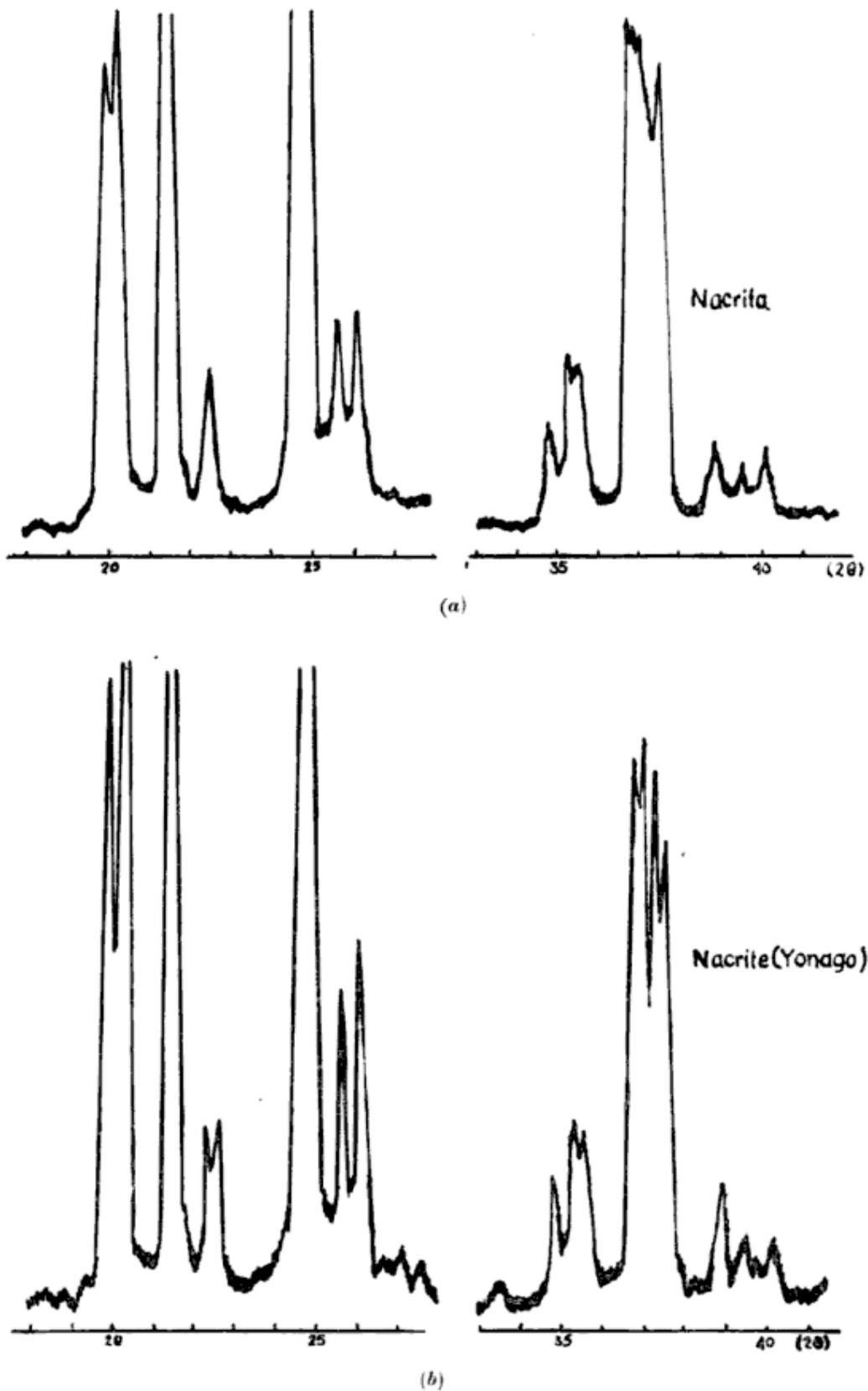


Fig. 6. — Gráficos parciales entre 18°-27° y 33°-41° de difracción de rayos X de nacrita : *a*, Nacrita de Tres Picos, Peia. de del Neuquen ; *b*, Nacrita de Yonago, Japón

CUADRO 3

IV. ZONACION

Pirofilita de Tres Picos		Pyrophyllite (Sudo, 1978)	
d (Å)	I/I ₀	d (Å)	I
9,21	70	9,12	84
4,61	42	4,55	60
4,44	39	4,40	14
4,27	25	—	—
4,23	25	4,15	9
—	—	3,27	6,2
3,071	100	3,07	100
2,986	8	—	—
2,960	8	—	—
2,565	18	—	—
2,536	29	2,54	10
2,421	25	2,43	12
2,302	6	2,30	8
2,164	8	2,17	5
2,153	10	—	—
2,083	10	2,09	5
2,065	8	2,06	7
2,056	10	—	—
1,889	6	1,889	5
1,845	13	1,851	15
1,684	6	1,692	4
1,649	10	—	—
1,643	8	1,650	9
1,638	10	—	—

Condiciones de difracción :

Anticátodo : CU ; Filtro : Ni ; Voltaje : 30 KV ; corriente : 15 mA ; slits : 1°, 0,2 mm, 1° ; time constant : 2 sec. ; Multiplier : × 16 scanning speed : 2°/min. ; chart speed ; 2 cm/min. Ratemeter × 1.

tener contactos mutuos entre sí, el tamaño de los granos de cuarzo secundario oscila entre los 2 y 10 micrones.

De los estudios realizados sobre la mineralización de este yacimiento se determinaron las siguientes zonas en cada perfil:

Perfil I (Figura 3)

- a) zona ceolitizada
- b) zona de nacrita pura
- c) zona de dickita, nacrita y cuarzo
- d) zona de montmorillonita y cuarzo.

Perfil II

El perfil II presenta dos zonas más o menos definidas: una superior con cuarzo predominante y pirofilita; y una inferior con mayor cantidad de pirofilita que cuarzo. En ambos casos el cuarzo es secundario.

V. CONSIDERACIONES

1. Como ya se ha escrito, los minerales determinados en el perfil I de este yacimiento son nacrita, dickita y montmorillonita. Además se pueden reconocer algunas ceolitas, una de ellas es probablemente heulandita.

2. En el perfil II, ubicado a unos 200 metros al oeste del perfil I se puede hallar pirofilita.

3. De acuerdo con Deer et al. (1963) y Sudo (1958) la dickita y la nacrita cristalizan en condiciones hidrotermales.

4. Según Hemley (1959), Roy y Osborn (1954) y Hemley et al. (1969) la pirofilita puede formarse a temperaturas superiores a 300° C — 350° C en condiciones ácidas.

5. La heulandita fue sintetizada por Koizumi y Roy (1960) a partir de mezclas de geles de composición CaO — Al₂O₃ — 7 SiO₂ a 250° C — 360° C con presión de H₂O de 1070 Kg/cm². Según Fyfe et al. (1958) y Coombs et al.

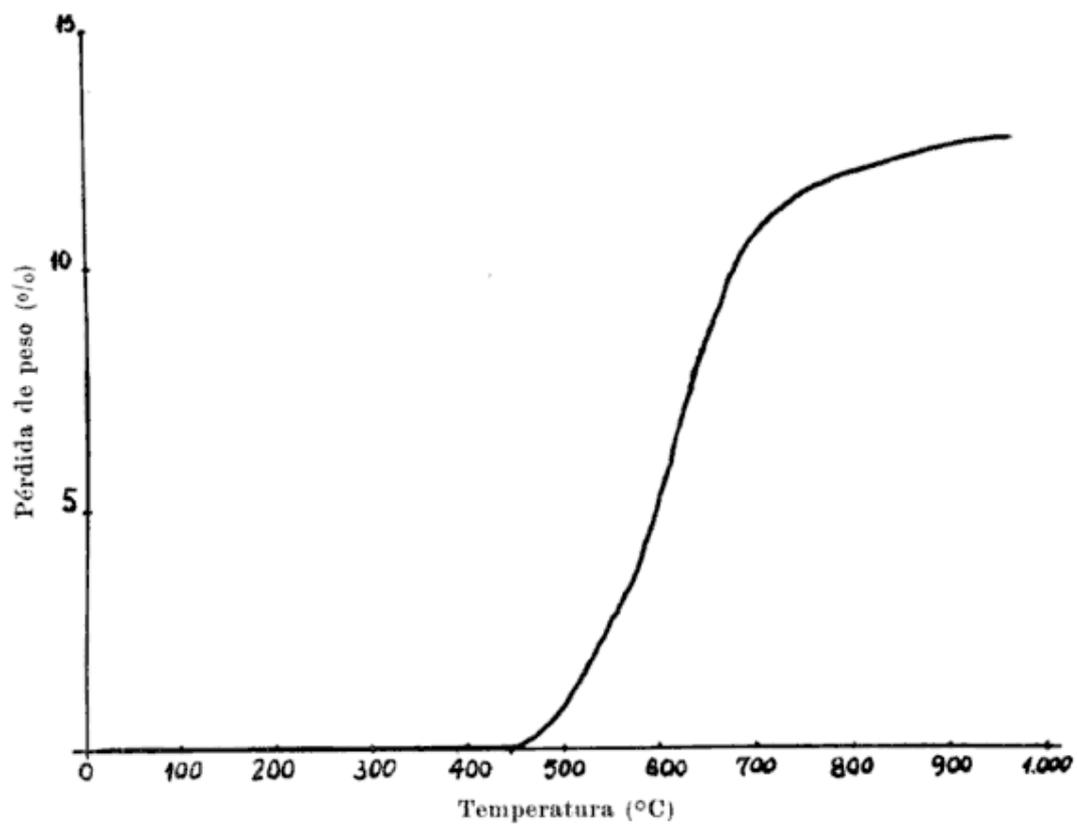


Fig. 7. — Gráfico de termogravimetría de nacrita de Tres Picos.
 Veloc. de Calen. : 10°C/min. ; Veloc. de carta : 120 mm/h

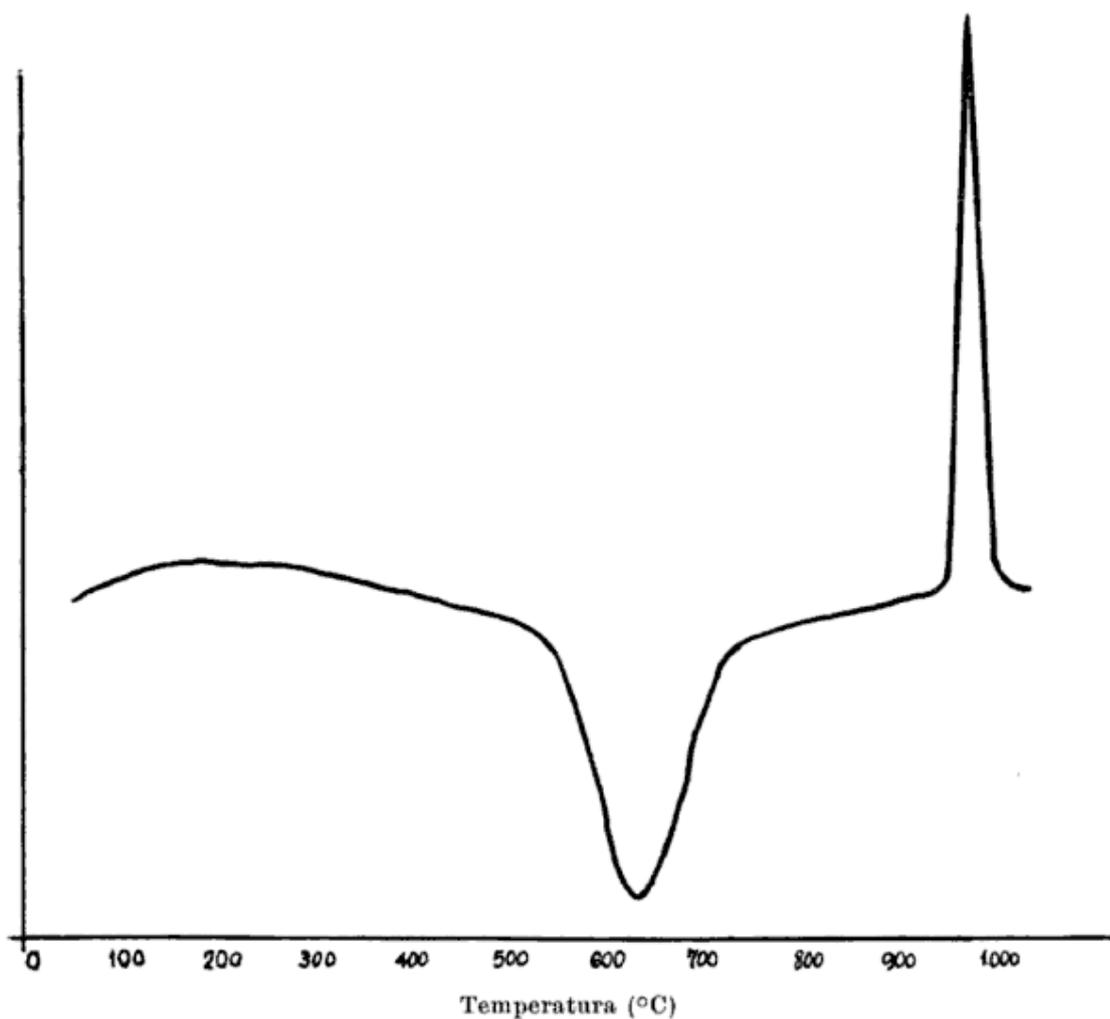


Fig. 8. — Gráfico del análisis termodiferencial de la nacrita de Tres Picos.
 Veloc. de calen. : 10 °C/min. ; Veloc. de carta : 120 mm/h

(1959) la heulandita se puede formar por recristalización hidrotermal de material amorfo a 200° C.

6. Estas consideraciones indican que el yacimiento "Tres Picos" se formó por actividad de una solución hidrotermal. La zonación de alteración de la roca de caja es muy similar a la de los yacimientos de caolín de Japón (Nagasaya et al. 1969).

7. Según Sumi (1966) la zonación de alteración de la roca de caja de este yacimiento es similar a la del distrito geotermal de Matsukawa (Japón) aunque no está presente la zona de alunita, lo que sugiere que la solución hidrotermal que forma a este yacimiento no fue tan ácida como la de los yacimientos Mina Equivocada¹.

8. El mecanismo de mineralización de este yacimiento se considera de la siguiente manera:

a) Cuando la solución hidrotermal ascendió a lo largo de los canales de la roca andesítica y llegó cerca de la superficie, la solución se mezcló con el agua meteórica.

b) El SH₂ disuelto en la solución se oxidó por el oxígeno disuelto en el agua meteórica y gradualmente se acidificó.

c) La solución hidrotermal ácida circuló por una capa de toba andesítica más porosa y alteró a la roca formando dickita y nacrita.

d) La solución se difundió a ambos lados de la capa porosa, arriba y abajo, neutralizándose su acidez para finalmente convertirse en alcalina por la incorporación de elementos alcalinos y alcalinoterreos de la roca de caja.

e) En estas condiciones de débil alcalinidad de la solución hidrotermal se formaron la montmorillonita y la ceolitas, a ambos lados de la zona de minerales de caolín.

f) A alta temperatura, la ionización de los componentes es generalmente baja, por lo tanto la acidez de la solución a temperatura alta es más débil. En este fenómeno se puede pensar para la formación de la montmorillonita en el nivel inferior del perfil I.

VI. CONCLUSIONES

1ª En el yacimiento de caolín "Tres Picos" se reconocieron nacrita, dickita, pirofilita y montmorillonita.

2ª Hay una clara zonación de alteración de la roca de caja similar a la de los yacimientos de caolín y a un distrito geotermal en Japón.

3ª Las consideraciones sugieren que la génesis de este yacimiento es producto de actividad hidrotermal.

Hasta el momento no se han hallado evidencias que indiquen una simultaneidad de mineralización entre el perfil I y el perfil II, pero si se confirma que ambas zonas se originaron por la misma mineralización, la solución hidrotermal tuvo bastante alta temperatura, cerca de 300-350° C.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por permitir la publicación de este trabajo, ya que el mismo se realizó con una beca y un subsidio otorgados por ese organismo. También agradecen al Ing. Carlos Maza de la Universidad Nacional del Sur por efectuar los análisis termo-diferenciales de los minerales de los minerales de este yacimiento. Asimismo manifiestan su agradecimiento a los señores Bonifacio Río y Ricardo Goicoechea por facilitarles los medios de transporte y guiarlos hasta el yacimiento y especialmente al Ing. Oscar Vals y al Señor Rolando Pelz por la colaboración prestada durante las campañas.

¹ Esta mina se ubica a unos 32 Km al Este de Los Menucos, Provincia de Río Negro. La información de este yacimiento se presentó para su publicación a la Sociedad Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS
EN EL TEXTO

- Brindley, G. W. and Robinson, K., 1946. *The structure of kaolinite*. Mineralogical Magazine; XXVII, 242-253.
- 1961. *The X-ray identification and crystal structure of clay minerals*. Mineralogical Society, London, 51-126.
- Coombs, D. S.; Ellis, A. D.; Fyfe, W. S. and Taylor, R. M., 1959. *The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis*. Geochim. et Cosmochim. Acta XVII, 53.
- Dana's "System of mineralogy" (1962): III, 154.
- Deer, W. A.; Howie, R. A. and Zussman, J., 1965. *Rock forming minerals*, London, Willams Clowes and Sons Ltd., III, 209.
- Fyfe, W. S.; Turner, F. J. and Verhoogen, J., 1958. *Metamorphic reactions and metamorphic facies*. Geol. Soc. Amer. Mem., LXXII, 175.
- Grim, H. L., 1969. *Clay mineralogy*, 2nd Edition; McGraw Hill Book Co.; New York, 131-137.
- Hayase, K., 1969. *Génesis del yacimiento de caolín de Mina Villegas, Pcia. de Chubut, República Argentina*. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIV, n° 1, 55-71.
- Hemley, J. J., 1959. *Some mineralogical equilibria in the system $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$* . American Journal of Science, CCLVII, 241-270.
- Hemley, J. J.; Hostetler, P. B.; Gude, A. J. and Mountjoy, W. T., 1969. *Some stability relations of alunites*. Econ. Geology, LXIV, 599-612.
- Koizumi, M. and Roy, R., 1960. *Zeolite studies. I. Synthesis and stability of the calcium zeolites*. Journal Geol. XVIII, 41.
- Mackenzie, R. C., 1957. *The differential thermal investigation of clays*. Mineralogical Society, London, 124, 370-372.
- Nagasawa, K.; Takeshi, H.; Fujii, N. and Hachisuca, E., 1969. *The clays of Japan*. Geological Survey of Japan, 24-28.
- Roy, R. and Osborn, E. F., 1954. *The system $Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O$* . Amer. Mineral., XXXIX, 853-885.
- Sudo, T., 1958. *Minerales arcillosos (en japones)*. Iwanami Book Co., Tokio, 187.
- Sumi, K., 1966. *Hydrothermal rock alteration of Matasukawa geothermal district, Iwate prefecture, Japan*. Mining Geology, XVI, 261-271.
- Yamamoto, T., 1965. *Roseki minerals in the western part of Japan*. Journal of the mineralogical Society of Japan, VII, n° 4, 209-239.

Recibido el 17 de septiembre de 1970.

PRIMER HALLAZGO DE HEXAHIDRITA EN LA REPUBLICA ARGENTINA

POR ROBERTO O. TOUBES¹ Y HUGO B. NICOLLI²

RESUMEN

Se menciona por primera vez, la presencia de *hexahidrita* — $Mg SO_4 \cdot 6H_2O$ — en la República Argentina.

El mineral, asociado a otros sulfatos, fue identificado en una muestra de la mina "Santa Elena", quebrada de la Alcaparrosa, Calingasta, provincia de San Juan.

Se dan a conocer las características físicas, espaciados de rayos-X y análisis químico del mineral.

ABSTRACT

Occurrence of *hexahydrate* — $Mg SO_4 \cdot 6H_2O$ — is mentioned by the first time for the Argentine Republic.

The mineral was identified in association with some others sulfates, in a sample from "Santa Elena" mine, Alcaparrosa creek, Calingasta, Province of San Juan.

The physical characters, X-ray data and chemical analysis of the mineral are given.

1. INTRODUCCION

Desde hace algunos años, uno de los autores (R. O. Toubes), viene realizando un estudio mineralógico de los diversos sulfatos que aparecen en la quebrada de la Alcaparroca, Calingasta, provincia de San Juan. Entre las distintas especies identificadas para la mina "Santa Elena", aparece la *hexahidrita* — $Mg SO_4 \cdot 6 H_2O$ — cuya primera mención para nuestro país se hace en este trabajo.

Según C. Palache, H. Berman y C. Frondel (1951), fue descubierta en 1910 por Jonston sobre muestras provenientes de la Columbia Británica en Canadá y su nombre hace alusión al contenido de agua.

Está indicada como producto de deshidratación parcial de epsomita (espe-

cie también identificada en la mina "Santa Elena") y, raramente, como depósito directo en lagos salados.

2. UBICACION Y RASGOS GEOLOGICOS

La muy conocida mina "Santa Elena" se ubica en la vertiente derecha de la quebrada de la Alcaparrosa que desemboca en el río de los Patos, aproximadamente un kilómetro antes de su unión con el río Castaño para formar el río San Juan y a unos siete kilómetros aguas abajo de la población de Calingasta. Para mayor claridad se incluye un mapa de ubicación de la mina.

La geología de la zona y del yacimiento han sido suficientemente descritas por V. Angelelli y R. A. Trelles (1938).

La mineralización se aloja en tres vetas principales y sus ramificaciones, con rumbo general aproximado NE-SO y

¹ Facultad de Cs. Naturales y Museo, U.N.L.P.

² Comisión Nacional de Energía Atómica.

buzamiento subvertical. Dichas vetas están contenidas, en parte en una diabasa de color verde oscuro y en parte en esquistos, cuarcitas y grauvacas, a las que se asigna una edad paleozoica superior. De las tres vetas principales se ha trabajado, en forma intermitente, la denominada Veta I o "Alcaparrosa", que aparece dispuesta en forma central respecto de las otras dos. De la misma, en un principio, se extrajeron sulfatos y, en los últimos tiempos, galena y blenda.

El mineral que nos ocupa, asociado a *fibroferrita*, *pickeringita-halotrichita*, *botriogeno* y *melanterita*, fue determinado en una muestra extraída de una pequeña labor sobre la Veta I, aproximadamente 200 m al NE de la casa de la mina.

3. HABITO Y PROPIEDADES FISICAS

La *hexahidrita* cristaliza en el sistema monoclinico, clase prismática 2/m. En la mina "Santa Elena" se presenta en huecos como pequeñas y finas agujas blancas entrecruzadas, formando un agregado irregular de tipo eflorescencia. Dichas agujas están constituidas por una asociación de cristalitos cuya forma individual es rectangular achatada (por su clivaje basal perfecto). Estos cristalitos alcanzan tamaños máximos de 0,08 x 0,05 x 0,02 milímetros, aproximadamente.

Microscópicamente son incoloros, transparentes y con extinción oblicua. Por su gran fragilidad y pequeño tamaño, sólo se pudo medir el índice de refracción correspondiente a β :

$${}^n\beta \text{ (Na } 24^\circ \text{ C)} = 1,4533$$

4. ESTUDIO CON RAYOS-X

Este estudio se realizó mediante diagramas por el método Debye-Scherrer, en cámaras de 114,6 mm de diámetro utilizando radiación de Cu y filtro de Ni.

CUADRO I. — Espaciados reticulares

	A		B	
1	5,87	d	5,86	20
2	5,47	M	5,48	60
3	5,16	M	5,14	50
4	5,01	md	5,03	10
5	4,88	Md	4,90	40
6	4,39	MF	4,43	100
7	4,19	d	4,16	30
8	4,02	F	4,04	90
9	3,60	M	3,60	60
10	3,47	d	3,46	30
11	3,40	Md	3,39	30
12	3,21	Md	3,201	40
13	3,03	Md	3,050	40
14	2,93	F	2,941	80
15	2,91	F	2,913	80
16	2,857	md	2,845	10a
17	2,788	M	2,786	50
18	2,690	M	2,690	50
19	2,588	md	2,585	20a
20	2,522	Md	2,528	40
21	2,442	md	2,443	10
22	—		2,316	20a
23	2,281	Mda	2,279	40
24	2,211	md	2,207	20a
25	2,147	mdD	2,165	10a
26	2,076	mdD	2,120	10a
27	2,010	d D	2,010	30a
28	—		1,983	10a
29	1,929	md	1,933	10a
30	—		1,908	10a
31	1,874	Md	1,880	40a
32	1,862	d	1,860	30a
33	1,813	md	1,819	10a
34	—		1,803	20a
35	1,771	md	1,768	20a
36	1,734	md	1,736	10a
37	1,695	mda	1,693	20a

Siguen algunas líneas muy débiles.

A = *hexahidrita* de mina « Santa Elena ».

B = *hexahidrita* de Boleslaw, Polonia (A. S. T. M. ficha 13-101).

MF : muy fuerte ; F : fuerte ; M : mediana ; Md : mediana débil ; d : débil ; md : muy débil ; a : ancha ; D : difusa.

LAS ALUNITAS DE LOS YACIMIENTOS CUPRIFEROS DE LOS DISTRITOS LA MEJICANA Y LOS BAYOS, PROVINCIA DE LA RIOJA, REP. ARGENTINA

POR V. ANGELELLI¹, I. SCHALAMUK² Y A. FIGGINI¹

RESUMEN

En este trabajo se presenta el estudio de la alunita, ganga de los yacimientos cupríferos de la Mejicana y Los Bayos, Sierra de Famatina, La Rioja. Para el mineral mencionado, se efectuó un estudio de asociación, características físicas y morfológicas, propiedades ópticas, espaciados de rayos-X, análisis térmico diferencial, composición química y espectrometría infrarroja. Además se presenta un esbozo acerca de su origen.

ABSTRACT

The study of alunite, gangue of the copper deposits of La Mejicana and Los Bayos, Sierra de Famatina, La Rioja Province, is given. For this mineral, the mineralogical association, physical and morphological characters, optical properties, chemical composition, d-spacings for X-ray, D.T.A. and infrared spectroscopy are described. Also, some genetic relations of the mineral are given here.

La alunita $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_4 \cdot 6H_2O$ o $KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$ ha sido identificada al presente como material de ganga de algunos yacimientos metalíferos del país, a la vez que en otros no metalíferos. Constituye además, acumulaciones de importancia en la zona de Camarones, Chubut.

La primera información acerca de este sulfato doble se registra en "Las Especies Minerales de la República Argentina" (Ahlfeld y Angelelli, 1949). En ella el segundo de los autores citados da cuenta de su presencia en el yacimiento de Capillitas donde aparece, a modo de guías de hasta algunos centímetros de espesor, en el relleno meta-

lífero de determinadas vetas de este distrito, como material duro, blanco a blanco grisáceo con pasaje en partes a una masa caolínica. La observación microscópica revela que está constituida por individuos microcristalinos de contornos casi cuadrados, asociados a granos de piritita y calcopiritita. Siendo su depositación posterior a la de rodocrosita.

En dicha obra se menciona, además, su participación en el relleno de las vetas argento-estanníferas de Pircas, Jujuy, identificada por Ahlfeld. La alunita se presenta con piritita y casiterita rellenando principalmente geodas. Es uno de los minerales más recientes, contemporáneo de los compuestos de plata. Su color es blanco y consiste en agrupaciones de individuos pequeños, romboédricos.

¹ Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la U.N.L.P.

² Comisión Nacional de Energía Atómica.

Más importante que estos hallazgos, de interés mineralógico, son los depósitos de Camarones, esparcidos en un área de cierta consideración y alojados en terrenos del Patagónico (Terciario inf.). Aquí la alunita se habría originado por la acción de aguas termales ácidas, sobre material arcilloso, dando lugar a la formación de "bochones" y masas irregulares, como un agregado microcristalino de diminutos cristales casi cuadráticos, a veces de gran pureza, pero por lo general con variado grado de silicificación.

Entre otras ocurrencias cabe mencionar su presencia en la mina "La Equivocada" (Río Negro), a modo de "veta", dentro de un cuerpo de pórfiro cuarcífero caolinizado, como así también en el yacimiento de caolín "Loma Blanca", y en otras de la Patagonia (com. verbal del Dr. Kitaro Hayase, de la Universidad Nacional del Sur).

A los hallazgos mencionados, se suman ahora los de los yacimientos del epígrafe, no citados anteriormente, no obstante el avanzado estado de apertura de los mismos.

El descubrimiento de estas alunitas se efectuó como consecuencia de la revisión de muestras de menas de la Cátedra de Geología de Yacimientos de la Univ. Nac. de La Plata, correspondientes a la colección Flossdorf.

En dicha revisión llamó la atención la existencia de bandas de un mineral claro, de textura laminar, asociado a pirita y enargita en el caso del yacimiento de La Mejicana (veta San Pedro) y en el de Los Bayos la disposición de individuos laminares, claros, alrededor de pirita y enargita (estructura en cocarda) y de cristales tabulares en geodas. Estos hábitos poco frecuentes de presentación de la alunita, indujo a la redacción de este trabajo, como un aporte mineralógico más acerca de esta especie, cuyo extremo sódico encontró uno de los autores en San

Juan (Abeledo, Benyacar, Angelelli y Gordillo, 1968).

Las muestras estudiadas suman 18, de las cuales 10 pertenecen a la veta San Pedro de La Mejicana y las restantes de Los Bayos.

MODO DE PRESENTARSE Y ASOCIACION MINERAL

1. LA MEJICANA. En este distrito la alunita se presenta en asociaciones de bandas de 4 a 15 mm de espesor las que en conjunto alcanzan una potencia de hasta 60 mm, interesando a masas piritosas o adosadas a ellas, o bien como un material que cementa brechas de sulfuros.

Su color varía del blanco puro al blanco ligeramente amarillento a grisáceo. Constituye en la mayoría de los casos agregados de individuos laminares dispuestos en haces paralelos o divergentes, en disposición por lo general perpendicular a la elongación de sus concentraciones.

En algunas muestras, tales como las enumeradas 8167, 7948 y 8239, se nota la alunita asociada a una masa blanca de grano fino, relativamente blanda, material éste que mediante difracción de rayos-X se determinó como caolinita (fig. 1).

El conjunto de bandas o guías de alunita muestra en casi todos los casos una alternancia con sulfuros (pirita y también pirita y enargita) a modo de capitas o pelos de 1-2 y hasta 5 mm. El sulfuro de hierro se presenta en una asociación de individuos anhedrales y euhedrales (piritoedros) tapizando cavidades en la alunita (fig. 1).

A la lupa es dable observar aun dentro de la masa cristalina de la alunita, pirita muy finamente diseminada.

La muestra 7890 revela la existencia de dos generaciones de alunita; una en capitas paralelas en alternancia con sulfuros y la otra como clastos silicifi-

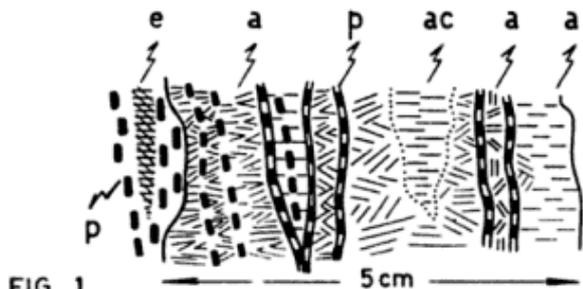


FIG. 1
Muestra 8167 = Veta San Pedro

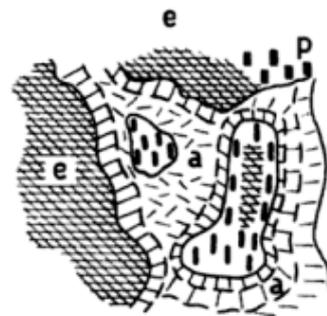


FIG. 3
Muestra 8081 = Veta San Pedro

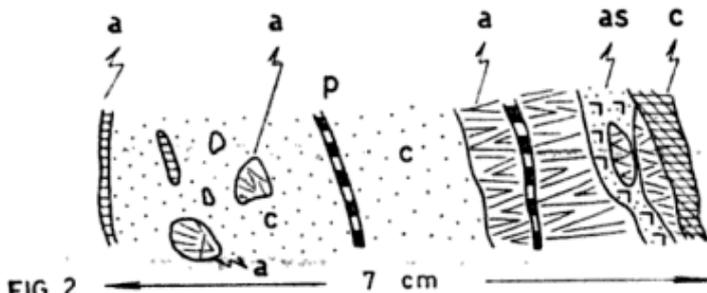


FIG. 2
Muestra 7890 = Veta San Pedro

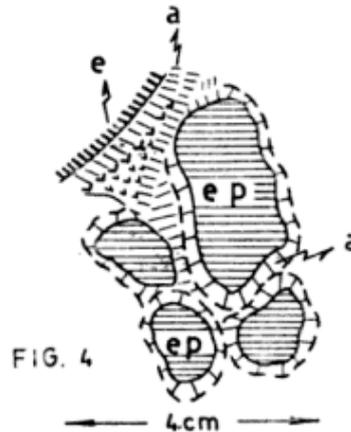


FIG. 4
Muestra 8135 = Los Bayos

REFERENCIAS

- a - alunita en agregados cristalinos
- ac- alunita y caolinita
- as- alunita y sulfuros
- c - cuarzo y sulfuros

- e - enargita
- ep- enargita y pirita
- p - pirita

Figuras 1 a 4

cados incluidos en una brecha piritosa (fig. 2).

En la fig. 3 (muestra 8081), la alunita en sucesión de capas de 1-2 mm de espesor, envuelve clastos de un material piritoso. Se muestra en parte silicificada. La muestra contiene una guía de enargita constituida por gruesos cristales prismáticos, de 25-30 mm de largo.

2. LOS BAYOS. Distinta a la expuesta es la forma en que se muestra la alunita en el mineral de Los Bayos. Es menos llamativa en cuanto a la proporción en que se hace presente, pero resulta notable por observársela en cristales tapiando drusas y en íntima asociación con enargita.

En todos los casos este sulfato doble representa el material que liga clastos redondeados o alargados, de hasta 25-30 mm, de mineral sulfurado (pirita y enargita) y también cuarzo, dando lugar a hermosas estructuras de cocardas o de escarapelas (fig. 4). Las capas que envuelven dichos clastos constituyen agregados laminares de individuos dispuestos perpendicularmente a la superficie de los mismos, con espesores de 2 a 5 mm. La alunita posee un color blanco ligeramente grisáceo, en parte se le nota silicificada.

En pequeñas drusas de esas brechas es dable observar agrupaciones de cristales tabulares que representan combinaciones de romboedro con pinacoide

basal. Estos cristales poseen dimensiones de 2 a 3 mm de lado por 1-1,5 mm de grosor. Su color es blanco con ligero tinte amarillento.

En las citadas cavidades sobre la alunita se emplazan individuos primáticos negros de enargita, de 1-3 mm de largo, con sus características caras estriadas, formando haces o dispuestos aisladamente. También esta sulfosal esta presente en finísimas agujas.

PROPIEDADES Y OBSERVACIONES MICROSCOPICAS

El mineral es uniáxico, positivo.

Los índices de refracción determinados por el método de inmersión, con luz de sodio, acusaron valores de $N_{\alpha} = 1,571$ y $N_{\epsilon} = 1,592$ para ambas alunitas.

Mediante el empleo de un picnómetro y utilizando tolueno se estableció, como promedio de cuatro determinaciones, una densidad para el material de La Mejicana de 2,74 y de 2,73 para el de Los Bayos.

Observaciones microscópicas practicadas en cortes delgados pertenecientes a las muestras 8167 y 8181 (La Mejicana), permitieron definir el grosor de los cristales tabulares, de 1,65, 0,47 y 0,07 mm para los individuos mayores, medianos y finos, con longitudes de 4,5, 1,50 y 1,50 mm respectivamente. Se observan, además, tablillas muy finas, sin orientación preferencial (enrejado), rellorando espacios de $0,35 \times 0,35$ mm, penetrando en parte a cristales mayores y rodeando a granos de pirita. Esta forma de presentación induce a pensar que se trataría de una segunda generación de este sulfato.

Caolinita y calcedonia aparecen tapizando grietas y reemplazando a la alunita.

ANALISIS ROENTGENOGRAFICOS

Los espaciados reticulares de las muestras 8181 de La Mejicana y 3451 de Los Bayos, que se dan en el Cuadro I, fueron determinados por el método Debye-Scherrer con un equipo Philips perteneciente al laboratorio de la División Estudios Especiales de la Comisión Nacional de Energía Atómica.

El diagrama efectuado con mineral de La Mejicana, se verifican líneas que corresponden a caolinita (k). A título comparativo se insertan en la tercera columna del citado cuadro, los valores de la ficha N° 0901 del A.S.T.M.

En las figuras 5 y 6 se exponen los difractogramas correspondientes a las muestras 8167 (La Mejicana) y 3451 (Los Bayos).

ANALISIS QUIMICOS

En el Cuadro 2 se indican los resultados obtenidos del análisis de la muestra 3339 (La Mejicana), como así también otros con fines comparativos.

El análisis de material procedente de las muestras 8014 y 8167 reveló un contenido aproximado de 47 y 53 y de 27 y 78 % de alunita y de caolinita, respectivamente.

Descartando el hierro correspondiente a pirita, el calcio y magnesio, para el mineral de La Mejicana se llegó a la siguiente fórmula:



ANALISIS TERMICO DIFERENCIAL

Los termogramas de la fig. 7 corresponden a las muestras 3339 y 3457 de La Mejicana y de Los Bayos respectivamente; éstos fueron realizados con un equipo Netzch, en el laboratorio de la Cátedra de Química Industrial de la Facultad de Química y Farmacia de la Universidad Nacional de La Plata.

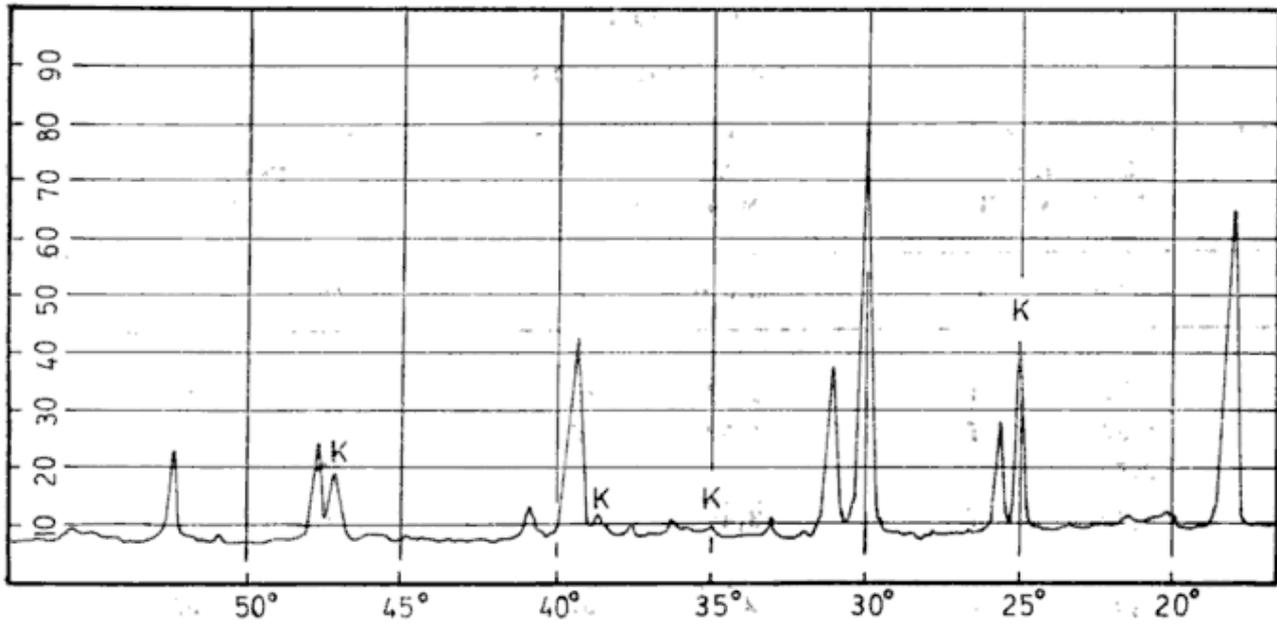


Fig. 5. — Difractograma de la muestra 8167 (La Mejicana), (k) picos de caolinita

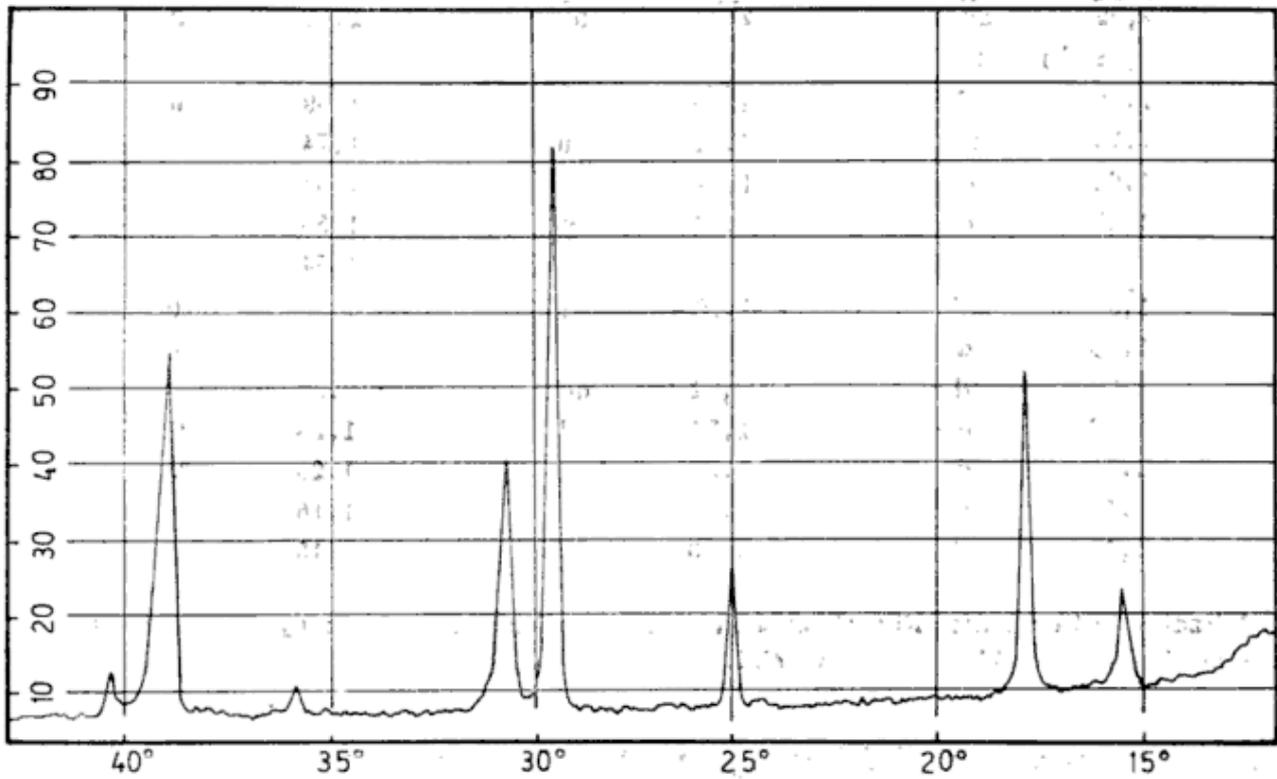


Fig. 6. — Difractograma de la muestra 3451 (Los Bayos)

CUADRO I
Espaciados reticulares de alunita

La Mejicana *		Los Bayos *		Ficha N° 1-0901 A. S. T. M.	
Muestra N° 8181		Muestra N° 3451			
d (Å°)	I	d. (Å°)	I	d. (Å°)	I
5,71	m	5,71	m	5,71	25
4,93	f	4,93	f	4,94	50
3,56 (k)	f				
3,49	f	3,49	f	3,49	41
				3,34	3
2,99	mf	2,99	mf	2,98	100
2,88	d	2,88	d	2,88	6
2,56 (k)	f				
2,47	d	2,47	d	2,47	9
2,28	f	2,29	f	2,29	50
2,21	d	2,21	d	2,20	19
				2,13	3
2,02	dd	2,02	dd	2,02	3
1,98 (k)	m				
1,90	f	1,90	f	1,89	50
1,73	m	1,72	m	1,74	50
1,64	d	1,64	d	1,64	6
1,57	d	1,56	d	1,56	6
				1,54	3
1,50	f	1,50	f	1,49	50
1,42	d	1,42	d	1,42	6
1,31	dd	1,31	dd	1,32	3
1,28	d	1,28	d	1,28	25
1,20	d	1,20	d	1,20	25
1,16	d	1,16	d	1,16	6
1,13	dd	1,13	dd	1,13	6

* Radiación Cu ; Filtro Ni ; Cámara 114,6 mm de diámetro. mf = muy fuerte, f = fuerte, m = mediana, d = débil, dd = muy débil.

En este ensayo se utilizó 150 mg de muestra. El análisis de calorimetría diferencial térmica se efectuó a una velocidad de calentamiento de 10° C por minuto. Se empleó Al₂O₃ como material de referencia. A 1.000° C se regis-

tró una pérdida de 41,73 % para la alunita de La Mejicana y de 40,53 % para la de Los Bayos.

Los diagramas obtenidos no corresponden en un todo al de una alunita pura. En efecto, se evidencian inflexio-

CUADRO II
Análisis químico de alunitas

	1	2	3	4	5	6
K ₂ O.....	11,37	8,82	7,35	10,46	4,48	0,46
Na ₂ O.....	—	1,71	no det.	0,33	2,78	6,41
CaO.....	—	0,56	0,29	—	—	—
MgO.....	—	0,11	0,81	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	0,55	1,52	—	—	—
Al ₂ O ₃	36,92	45,75	35,78	37,18	38,05	35,98
SO ₃	38,66	40,06	36,84	38,34	38,50	37,62
H ₂ O.....	13,05	12,10	15,23	12,90	11,92	15,60
SiO ₂ -Rem....	—	0,16	4,62	0,09	3,82	—
	100,00	99,82	102,44	100,00	99,55	99,86

1. KAl₃(SO₄)₂(OH)₆, contenido teórico.
2. Alunita La Mejicana.
3. Alunita terrosa Camarones (Sister y Klein, 1952).
4. Alunita, cerca de Marysvale Puite County, Utah, EE. UU.
5. Natroalunita, Tres Cerritos, Mariposa Conty, California, EE. UU.
6. Natroalunita, cerca de Quebrada La Flecha, San Juan (Abeledo, Benyacar, Angelelli y Gordillo, 1968).

nes exotérmicas y endotérmicas a 430, 590 y 608° C, no presentes en el termograma clásico de este mineral. Ellas son las resultantes de impurezas en las

muestras en estudio, debidas probablemente a la presencia de material arcilloso y sulfuros.

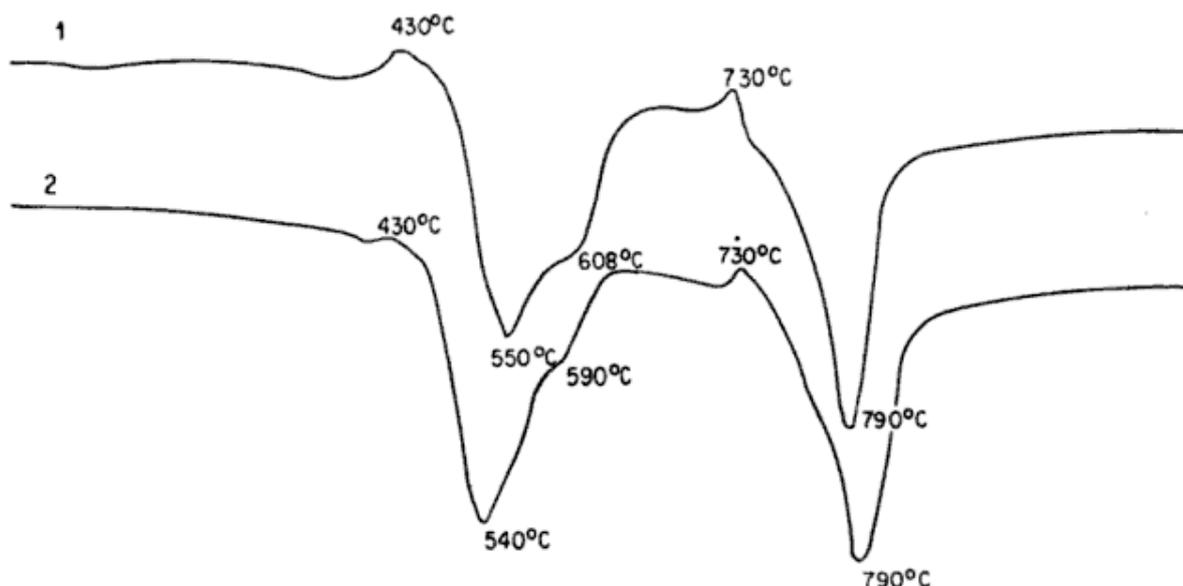


Fig. 7. — Termogramas de alunita : 1, La Mejicana y 2, Los Bayos

ESPECTROSCOPIA INFRARROJA

Los espectros infrarrojos obtenidos de las especies de La Mejicana y de Los Bayos, son prácticamente similares. En la fig. 8 se indica el registro correspondiente a la muestra 3339 perteneciente a La Mejicana.

Se operó con pastilla de Br K, concentración 1/200, utilizando un espectrofotómetro Beckman IR-5, óptica de cloruro de sodio.

El registro en cuestión difiere del indicado en las tablas de Moenke. Acusa concordancia en las bandas más intensas, como se indica a continuación.

Alunita de Muszay Hungria (Moenke)	Alunita de La Mejicana La Rioja
680 cm^{-1}	680 cm^{-1}
1030 »	1030 »
1086 »	1080 »
3485 »	3480 »

La ausencia en el espectro obtenido de ciertas bandas consignadas por Moenke, obedece seguramente a diferencias estructurales o químicas, entre la alunita de Muszay y las analizadas en el presente trabajo.

ORIGEN DE LA ALUNITA

Por lo general, esta especie se presenta como un producto de alteración de rocas silicatadas en un medio de acidez sulfúrica, originado por soluciones ascendentes. Las ocurrencias más frecuentes pertenecen a áreas de rocas volcánicas ácidas o intermedias sometidas a la acción de aguas termales, sulfúricas. Su formación se registra actualmente en Yellowstone (E.E. UU.); en el lago del cráter de Kipyascheye y en otros lugares de Rusia (Hemley et al., 1969).

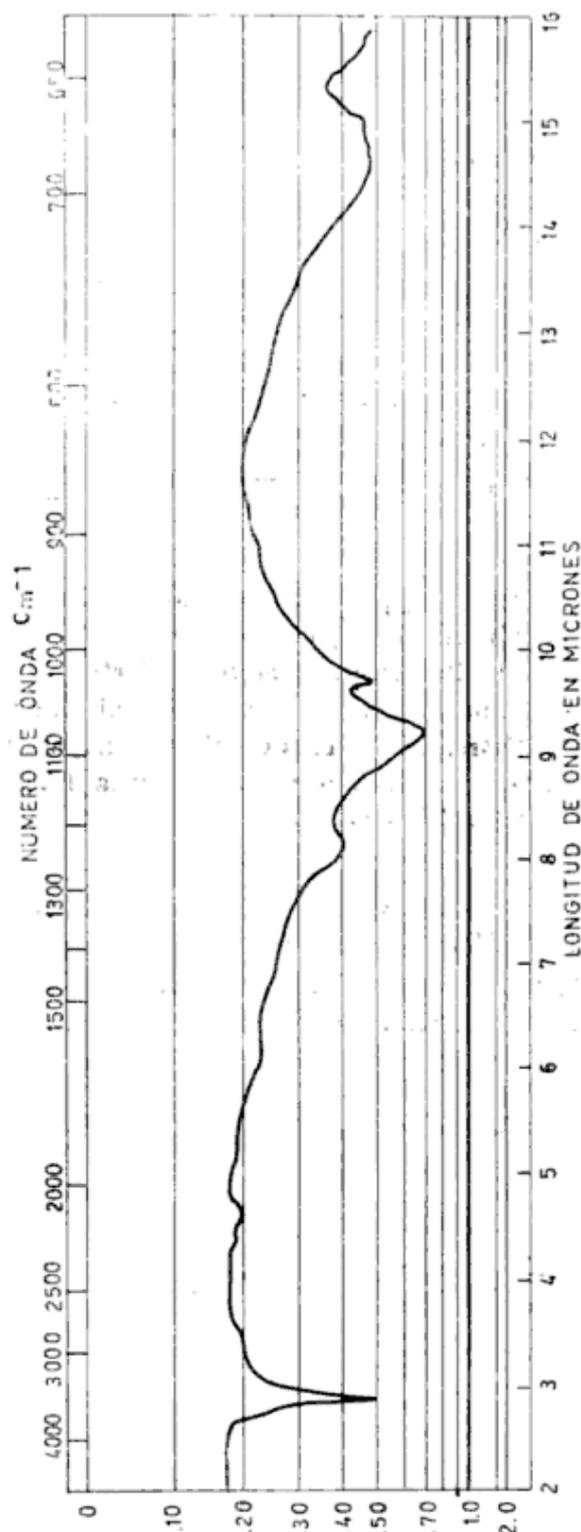


Fig. 8. — Espectro infrarrojo de la muestra 3339 (La Mejicana)

La alunita como material de ganga hipogénica se presenta en el yacimiento epitermal aurífero de Goldfield, Nevada, EE. UU., ejemplo citado en la literatura mundial; hipogénica es también la alunita de Cerro Pasco, Perú (Graton y Bowditch, 1936) y la de ciertos depósitos de estaño en Bolivia (Ahlfeld, Schneider-Scherbina, 1964); etcétera.

Como mineral de naturaleza supergénica, su existencia ha sido señalada en diversos depósitos metalíferos de los EE. UU. y de otros países.

Respecto del origen de las alunitas que nos ocupan es evidente que dado su modo de presentación y asociación mineralógica se las debe considerar como hipogénicas.

Hemley et al, 1969, en su estudio experimental con evaluación de las condiciones de equilibrio de formación entre alunita, caolinita, muscovita y pirofilita, manifiesta que el sistema alunita-cuarzo en asociación con dickita o pirofilita y sulfuros inalterados sugiere temperatura de formación y un origen hipogénico.

En nuestro caso la alunita de La Mejicana se originó en la fase final de la depositación mineral, en condiciones de temperatura relativamente más baja de las que imperaron en la precipitación de las masas de sulfuros y sulfosales presentes (pirita, enargita, famatinita, etc.), que se considera en el marco de la fase mesotermal. Se depositó en espacios abiertos, en una serie de bandas delgadas en alternancia con otras más finas de sulfuro de hierro hasta el relleno total de los mismos. Con ello es evidente el cambio en el nivel energético del S^{6+} a S^{-} en un continuo paso de sulfato a sulfuro y de este a aquel.

La depositación de la caolinita aparenta ser contemporánea con la de la alunita, pero de franco predominio sobre aquella en la etapa final de precipitación. En ciertas muestras se nota una mayor participación de la caolinita

en las zonas centrales de las guías de alunita. La alunita de Los Bayos no está contaminada con caolinita o lo hace en proporciones muy bajas.

Como pertenecientes a procesos posteriores a la formación alunita-caolinita, cabe citar la fase de la sílice como calcedonia y la depositación además de baritina, en el caso de Los Bayos.

La asociación alunita-caolinita es común en muchos depósitos metalíferos y en otros. Dicha paragénesis está presente en Capillitas, como también para citar un ejemplo de carácter mundial, en Cerro Pasco, donde acompaña a masas de pirita y enargita (Gratón y Bowditch, 1936).

En lo concerniente a la naturaleza de los fluidos mineralizantes, se opina que para La Mejicana sería aplicable la teoría sostenida por los citados autores en la investigación del yacimiento de Cerro Pasco, en el sentido de que los mismos tuvieron un carácter alcalino en sus comienzos (proceso de sericitización de la roca encajante) para luego pasar a ser ligeramente alcalinos o débilmente ácidos durante la precipitación de los sulfuros y sulfosales y terminar siendo de un ph más bajo en el período de la depositación de la alunita-caolinita.

En el caso de Los Bayos con posterioridad a la precipitación de la alunita tuvo lugar un nuevo aporte de cobre, el que se manifiesta bajo la forma de una nueva generación de enargita.

En lo que hace a la procedencia del K y Al que interviene en la constitución de la alunita, cabería admitir que ambos son propios de las soluciones mineralizantes o bien que han sido introducidos de las rocas encajantes, vale decir del material sericitico —cuarzoso originado por la acción hidrotermal (pre-metalización) sobre pizarras oscuras cambro-ordovícicas, en el caso de La Mejicana, y de las rocas ígneas (pórfiros y aplitas), en el caso de Los Bayos.

AGRADECIMIENTO

Se agradece a los doctores T. Krenkel y C. Cohen Araldi, por la colaboración prestada en la realización de diagramas térmicos diferencial; al señor J. Orecchia por la ejecución de los registros de espectroscopia infrarroja, y a los señores Tremouilles Carlos, padre e hijo, por la confección del material gráfico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Abeledo, M. E. de; Benyacar, M. A. R. de; Angelelli, V. y Gordillo, C., 1968. *Natroalunita y Natrojarosita del Departamento de Pocitos. Provincia de San Juan. Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo XXII, N°2, pág. 113-118.*

- Ahlfeld, F. y Schneider-Scherbina, A., 1964. *Los Yacimientos Minerales y de Hidrocarburos de Bolivia.* Bol. 5 Dep. Nac. de Geol. La Paz, Bolivia.
- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. *Las Especies Minerales de la República Argentina.* Universidad Nac. de Tucumán. Inst. Geol. y Minas, Jujuy. Pub. 458.
- Berman, Palache and Frondel, C., 1951. *Dana's System of Mineralogy, II.* N. York.
- Graton, L. E. and Bowditch, S. I., 1936. *Alkaline and acid solution in hipogene zonig at Cerro Pasco.* Econ. Geol. V. 31, pp. 651-698.
- Hemley, J. J.; Hostetler, P. P.; Gude, A. J. and Movntjoy, W. T., 1969. *Some Stability Relations of Alunite.* Econ. Geol. V. 64, Nc 6, pp. 599-610.
- Moenke, H., 1962. *Mineralspektren.* Akademie-Verlag, Berlin.
- Sister, R. y Klein, M., 1952. *Informe sobre el yacimiento de alunita de la zona Camarones. Gobernación Militar de Comodoro Rivadavia.* Dir. Nac. Min. y Geol. Bs. As.

Recibido el 1c de octubre de 1970.

EXPLORACION GEOQUIMICA DEL CERRO BAYO NORTE, PROVINCIA DE MENDOZA, REPUBLICA ARGENTINA

Por ALEJO BRODTKORB *

RESUMEN

Se dan a conocer los resultados de la exploración geoquímica del Cerro Bayo Norte, Provincia de Mendoza, ubicado a unos 200 km al SO de la ciudad capital en el límite con Chile.

El muestreo previo de los sedimentos de corriente en las cabeceras del Río Diamante mostró un área anómala en cobre y zinc. Posteriores estudios Geoquímicos de detalle, complementados con mediciones geofísicas, señalaron anomalías coincidentes que se relacionan con una mineralización primaria representadas por guías y venillas de cuarzo, que, en un denso entramado atraviesan a un pórfido diorítico cuyo afloramiento es de dimensiones reducidas.

ABSTRACT

The paper presents the results from a geochemical exploration at Cerro Bayo Norte, province of Mendoza. The studied area is some 130 miles southwest from Mendoza city, on the Argentine-Chilean border.

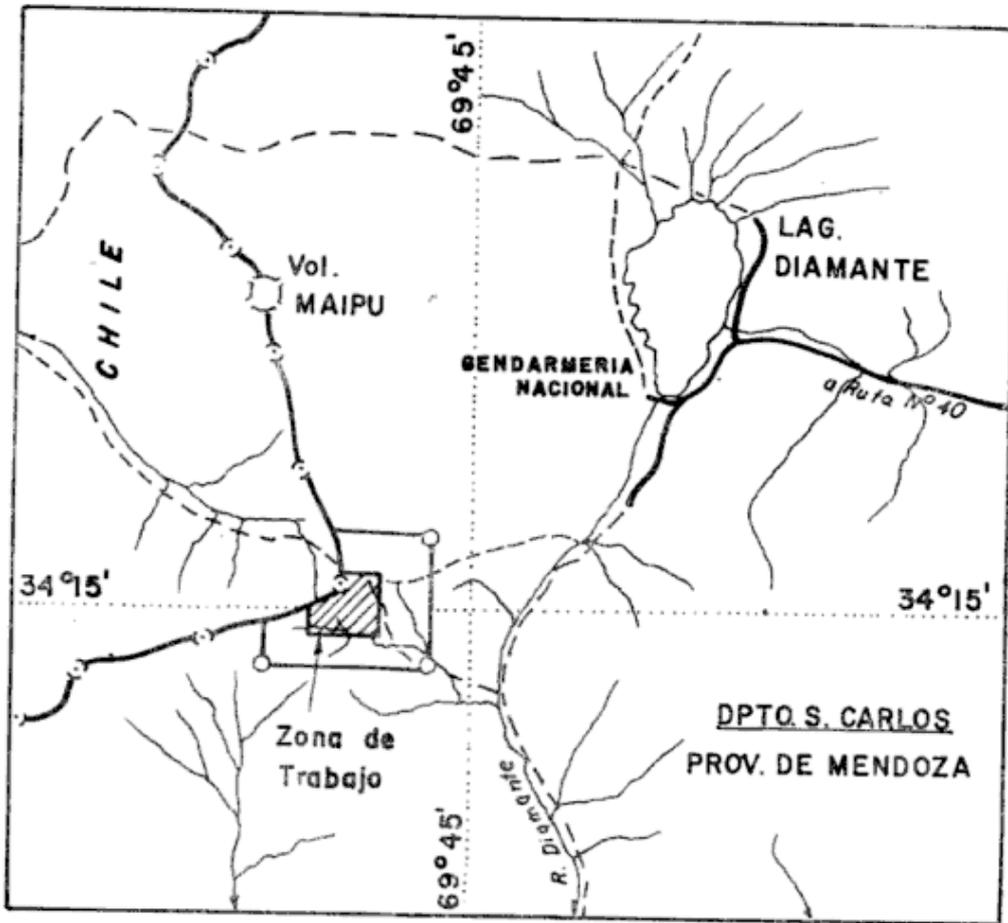
Stream sediment sampling on Diamante river headwaters showed anomalous values in Cu and Zn. Detailed soil and rock sampling, together with some geophysic profiles showed good agreement with a reduced outcrop of an ores bearing quartz stockwork in diorite porphyry.

I. INTRODUCCION

La exploración en un área de aproximadamente 140.000 km² concretada por el Plan Cordillerano en las provincias de San Juan, Mendoza y Neuquen, tuvo como propósito el definir áreas con perspectivas favorables para el hallazgo de yacimientos minerales. La investigación se apoyó principalmente en la fotointerpretación geológica y en el muestreo geoquímico de las redes de drenaje, además de las observaciones de campo. Dicho reconocimiento permitió localizar varias áreas con distintos grados de posibilidades, siendo la del Cerro Bayo Norte una de ellas.

* Dirección General de Fabricaciones Militares. Presentado en las Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas.

El Cerro Bayo Norte se encuentra a unos 200 km al SO de la ciudad de Mendoza; el acceso se efectúa por un camino que, partiendo de la Ruta Nacional 40, llega al puesto de Gendarmería a orillas de la Laguna Diamante (ver figura 1). De allí debe proseguirse en cabalgaduras o bien en vehículos adecuados, atravesando con precaución la escombrera basáltica del Volcán Maipo, hasta el pie del Cerro Bayo. Este se ubica en la alta Cordillera a unos 3.500 a 3.600 m s.n.m., pasando por su cresta el límite internacional con Chile. La zona se caracteriza por constantes vientos fuertes y precipitaciones nivales, causando una rápida erosión en el relieve de rasgos morfológicos juveniles.



CROQUIS DE UBICACION - Co. Bayo Norte

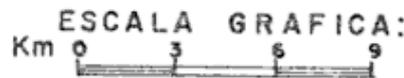


FIG. N°1

EXPLORACIÓN GEOQUÍMICA PRELIMINAR.

En el verano 1964/65, a partir de fotografías aéreas en escala 1:50.000 y una fotointerpretación geológica preliminar, le correspondió a H. Navarro realizar la exploración de las nacientes del Río Diamante. En su cometido reconoció el área "blanqueada" del Cerro Bayo Norte, recogiendo muestras de sedimentos de corriente, así como de rocas con señales de mineralización: pirita, calcopirita, y molibdenita.

Analizadas éstas por cobre, plomo y zinc, y volcados los resultados en el mapa de drenaje, se pudo definir la presencia de un área con valores relativamente altos, tres de los cuales evidenciaron una anomalía geoquímica: 140, 250 y 360 ppm de cobre (señalada con un

círculo en la fig. 2), coincidente con la ubicación del área "blanqueada" antes mencionada.

En la figura 2 puede observarse asimismo un "tren de dispersión" relativamente bien definido de cobre y zinc, en el colector principal que corre al sudeste. La media geométrica de los sedimentos de corriente de la cuenca del Río Diamante resultó ser de 14 ppm de cobre, 15 ppm de plomo y 48 ppm de zinc.

En un segundo reconocimiento, P. Matthews efectuó observaciones adicionales y extrajo muestras, con preferencia de rocas y suelos residuales finos, cuya ubicación y valores geoquímicos se ilustran en la figura 3. Los valores de 850, 680 y 650 ppm de cobre y un valor de plomo de 9000 ppm (valor éste pro-

MAPA DE RASTREO GEOQUIMICO DE SEDIMENTOS DE CORRIENTE

ESCALA GRAFICA
 Mts 0 500 1000 1500 2000

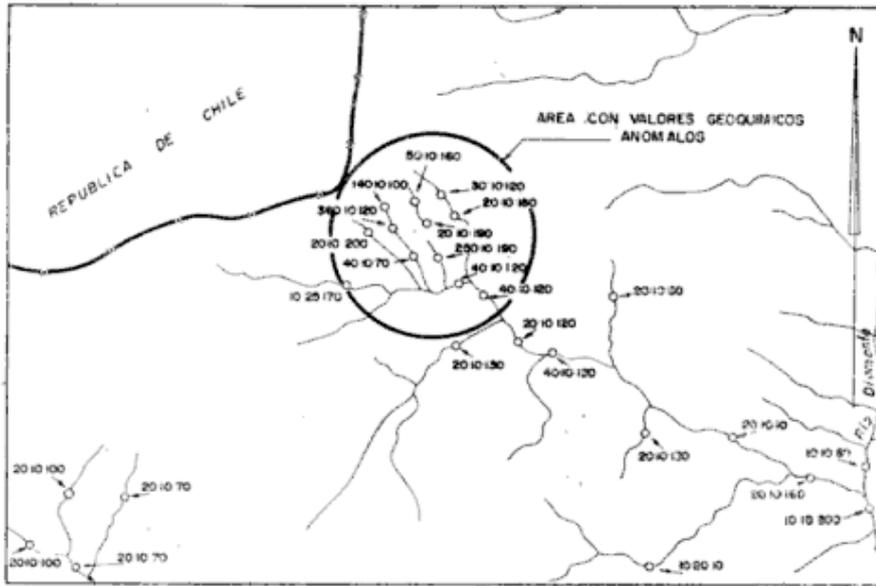


FIG. 2
 ○ 10 10 20 UBICACION DE MUESTRA Y VALORES DE COBRE PLOMO ZINC

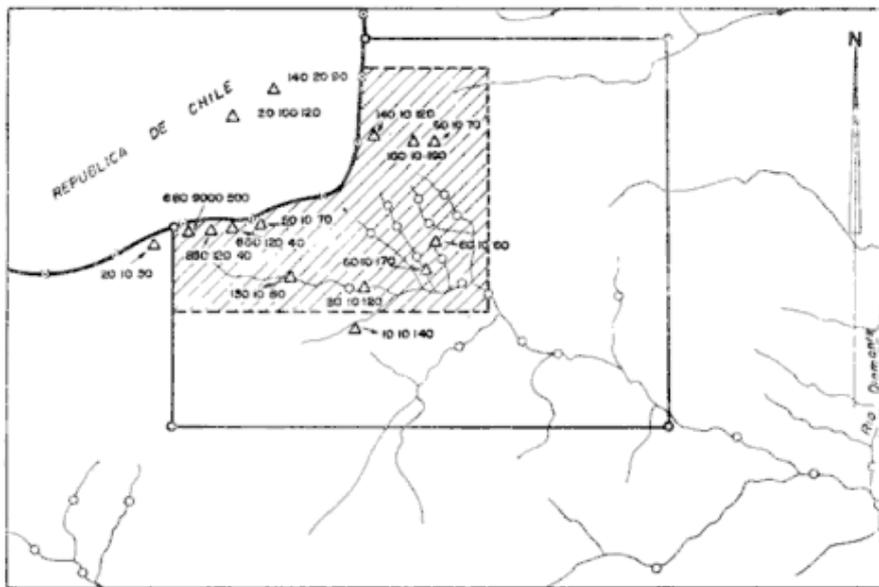


FIG 3
 ○ MUESTREO DE SEDIMENTOS DE CORRIENTE DE FIG 2
 △ 10 10 140 UBICACION DE MUESTREO COMPLEMENTARIO Y VALORES DE Cu Pb Zn
 — AREA RESERVADA
 ▨ AREA DEL MAPA GEOLOGICO FIG 4

bablemente errático que no se repitió en muestreos ulteriores) confirmaron la presencia de la anomalía geoquímica, la que inclusive se amplía más allá del límite internacional, pasando a territorio chileno donde aparece un valor de 140 ppm de cobre.

La confirmación de la anomalía geoquímica por cobre y zinc, conjugada con la presencia de un complejo intrusivo alterado (“blanqueado”) y evidencias de pirita, calcopirita y molibdenita fundamentaron la recomendación de reserva 6 km² para estudios adicionales.

(Área de Reserva N° 22 del Plan Cordillerano Centro.)

II. INVESTIGACIONES GEOLOGICAS

La aerofotografía N° 1032 del vuelo 6910 C en escala 1:50.000 que cubre adecuadamente el área, fue ampliada a 1:12.500, y sobre la misma en 1965 J. La Rosque realizó una fotointerpretación geológica detallada. R. Romani en 1966 y luego A. Brodtkorb en 1967 efectuaron los trabajos complementarios de campo.

Dado que el abrupto relieve del área es accesible solamente en restringidos lugares, prácticamente limitados a las crestas, se trazó un juego de perfiles algo irregulares, partiendo desde el hito del límite internacional, que en la figura 4 está señalado con el número 24. Desde ese punto se ubicó a cinta y brújula un perfil hacia el ONO; dos perfiles cortos al SO y SE; un perfil hacia el ESE (en la estación 45 gira unos grados al sur) y finalmente uno al NE. Se efectuó además un perfil aislado E-O en el coluvio (estaciones 58 a 66). En cada uno de ellos se colocaron estacas cada cien metros. Esos puntos fijos en el terreno, sirvieron no sólo para ubicar el muestreo geoquímico y estaciones de medición geofísica sino como puntos de referencia y ubicación en el mapeo geológico, realizado a pasos y brújula sobre la ampliación fotográfica en escala 1:12.500.

GEOLOGÍA.

Los conocimientos de la geología de la zona eran limitados. En el área bajo estudio (ver mapa geológico, fig. 4), el cuerpo de mayor tamaño está constituido por andesitas y pórfidos andesíticos, siendo el intrusivo más antiguo de edad Terciaria. Estas rocas muestran, en los cortes microscópicos, variaciones en la textura porfírica; la pasta es cristalina, feldespática-cuarzosa. Los fenocristales corresponden a tablillas zona-

les de plagioclasa ácida, a veces con ortosa y/o biotita subordinadas. Completan la composición minerales opacos. La argilización-sericitización de los feldespatos puede considerarse débil a mediana y la cloritización-calcitización de los mafitos, mediana a fuerte ¹.

El cuerpo andesítico está instruido por uno dacítico, que es el segundo en tamaño; el cuerpo masivo aparece en el centro de la figura 4. Apófisis irregulares, a veces en forma de diques, asoman en varios lugares del cuerpo andesítico. El cuerpo dacítico resalta por su contrastante color claro, blanco-amarillento (bayo), característico de las rocas blanqueadas por alteración hidrotermal, aunque en este caso los cortes microscópicos, si bien muestran gradaciones en la alteración, ésta no es intensa especialmente en cuanto a la sericitización. El cuerpo está fuertemente fallado, diaclasado, mostrando una intensa craquelación (en la ladera sur sufrió un derrumbamiento de proporciones que constituye la lengua de coluvio indicado en la fig. 4, estaciones 58, 59 y 60). En la vecindad de la estación 24 se observó macroscópicamente la presencia de mineralización principalmente pirítica, eligiéndose tres muestras para su estudio mineralógico.

Las secciones pulidas mostraron al microscopio que la pirita es el mineral opaco más abundante, presentándose con los bordes alterados en goethita y tablillas de hematita; además se encuentran algunos granos de calcopirita, exhibiendo la misma alteración ². El análisis químico por oro fue negativo. En algunos escasos detritos de dacita se observó la presencia de cobre de color, no así en los afloramientos.

En el centro-oeste del área se encuentra un pequeño cuerpo de pórfido diorítico, de unos 400 m en el sentido Norte-Sur y unos 200 m de ancho (la mi-

¹ El estudio petrográfico fue realizado por G. Fernández y D. Plaza.

² Estudios calcográficos efectuados por M. K. de Brodtkorb.

MAPA GEOLOGICO DEL C° BAYO NORTE

ESCALA GRAFICA

Mts 0 100 200 300 400

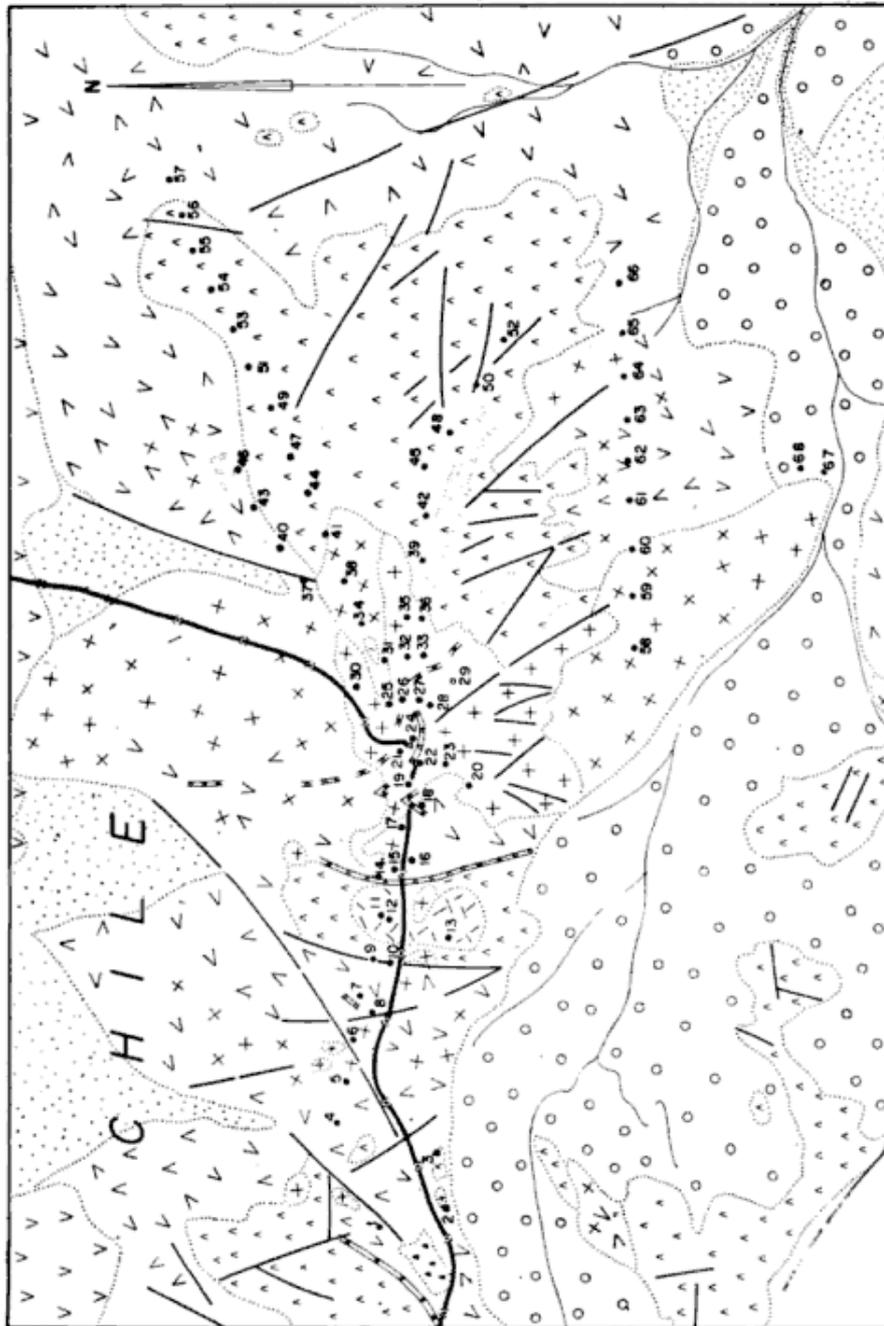
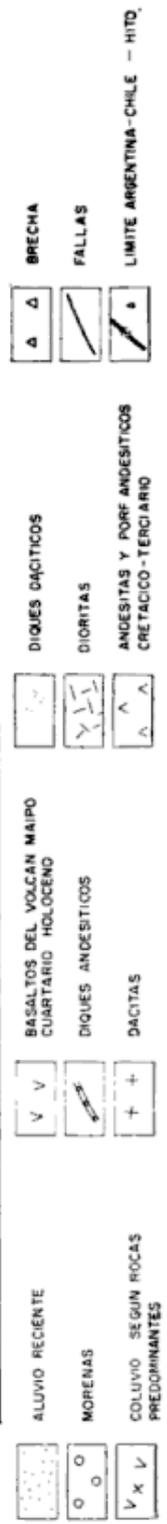


FIG. 4



T A B L A 1

Análisis de rocas y sedimentos del Cerro Bayo Mendoza

La localización de las muestras está indicada en el mapa geológico figura 4. (Análisis colorimétrico de Cobre, Plomo, Zinc, realizados por el Ing. A. Rosales y los de Molibdeno por el Ing. P. Sauncci - Laboratorios del Plan Cordillerano Centro).

Localización n° muestra	DESCRIPCION							Roca							Suelo residual			
	Cu	Pb	Zn	Mo	Cu	Pb	Zn	Mo	Cu	Pb	Zn	Mo	Cu	Pb	Zn	Mo		
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm		
01	20	15	20	4	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
02	20	15	20	6	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
03	60	35	20	12	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
04	20	15	30	4	20	15	30	4	20	15	30	4	20	15	30	4		
05	20	15	20	6	70	15	30	6	70	15	30	6	70	15	30	4		
06	20	15	20	2	70	20	2	2	70	20	2	2	70	20	2	8		
07	140	20	30	4	40	40	4	4	40	40	20	60	40	40	20	60		
08	160	20	60	—	320	30	—	—	320	30	120	36	—	—	—	—		
09	60	15	30	8	90	15	30	8	90	15	30	2	—	—	—	—		
10	70	30	60	6	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
11	60	15	40	20	130	15	40	20	130	15	30	24	—	—	—	—		
12	200	30	20	14	380	40	12	14	380	40	120	12	—	—	—	—		
13	400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
14	60	30	20	24	—	—	24	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
15	160	35	30	8	450	15	30	8	450	15	50	20	—	—	—	—		
16	100	40	60	12	—	—	12	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
17	120	15	20	14	600	15	20	14	600	15	40	40	—	—	—	—		
18	70	15	20	14	—	—	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
19	60	15	30	18	600	15	30	18	600	15	30	56	—	—	—	—		
20	60	15	20	14	360	25	180	14	360	25	180	44	—	—	—	—		
21	90	15	20	36	460	20	110	36	460	20	110	28	—	—	—	—		
22	—	—	—	—	400	20	70	—	400	20	70	36	—	—	—	—		
23	20	15	20	10	320	30	50	10	320	30	50	24	—	—	—	—		
24	80	15	20	41	340	35	30	41	340	35	30	50	—	—	—	—		
25	80	30	20	34	230	25	200	34	230	25	200	12	—	—	—	—		
26	140	40	20	20	120	15	20	20	120	15	20	40	—	—	—	—		
27	20	15	20	12	180	15	110	12	180	15	110	12	—	—	—	—		
28	70	20	100	12	320	30	500	12	320	30	500	8	—	—	—	—		
29	50	20	60	6	240	30	150	6	240	30	150	4	—	—	—	—		
30	50	15	20	12	160	20	60	12	160	20	60	10	—	—	—	—		

31	Dacita próxima a contacto con andesita	60	25	20	10	150	20	40	10
32	Dacita con algo de derrubio	20	25	35	14	120	15	40	4
33	Idem	20	20	30	8	180	15	50	8
34	Material de derrubio con predominio de dacitas	60	25	20	10	140	20	40	10
35	Dacita	50	20	30	6	140	40	100	18
36	Dacita próxima a contacto con andesita	50	25	20	14	200	15	40	8
37	Contacto de dacita con andesita	40	20	20	12	100	30	100	8
38	Material de derrubio con predominio de dacitas	30	30	20	10	100	10	40	6
39	Andesita con derrubio de dacitas	40	15	20	10	100	15	40	4
40	Andesita con apósis de dacitas, derrubio	20	30	280	8	80	20	160	6
41	Andesita fresca con mafitos	30	15	50	4	160	15	220	6
42	Andesita con venas y apósis de dacita	40	15	20	10	130	40	40	8
43	Andesita con venas de dacitas próximas, derrubio	20	40	220	4	110	50	240	6
44	Andesita con mafitos	20	25	60	8	80	15	130	6
45	Andesita con venas de dacita y derrubio de ambas	40	15	50	8	120	40	300	8
46	Andesita con vena de dacita próxima, derrubio	20	20	180	4	—	—	—	—
47	Andesita con mafitos, afloramiento y derrubio	20	15	180	6	80	15	380	6
48	Andesita con mafitos, derrubio de dacita	20	15	220	6	90	25	280	4
49	Andesita con mafitos, derrubio de dacita	20	15	140	4	100	20	160	6
50	Andesita algo alterada, pequeño apósis de dacita	20	15	220	6	70	25	300	4
51	Andesita con mafitos	20	15	30	8	80	25	130	4
52	Derrubio de roca andesítica	20	15	110	6	140	30	220	6
53	Andesita en pequeños afloramientos y derrubio	20	15	30	2	90	60	130	4
54	Idem	20	25	30	4	80	30	40	4
55	Idem	20	25	30	6	70	25	40	6
56	Idem	20	15	30	2	40	15	30	4
57	Idem	20	15	30	4	—	—	—	—
58	Derrubio-derrumbe de ladera de roca dacítica	40	15	20	10	60	35	50	14
59	Idem	30	15	30	10	200	40	50	4
60	Derrubio mezcla de dacita y menos andesita	60	15	30	12	150	50	70	10
61	Idem, con mayor predominio de andesita	70	15	100	6	120	40	170	4
62	Idem	20	15	80	4	140	65	140	10
63	Derrubio de roca andesítica escasa dacita	30	15	170	6	200	40	280	8
64	Idem	20	25	80	6	140	20	380	4
65	Derrubio de roca andesítica	20	15	30	4	100	15	100	8
66	Idem, en la falda vertiente agua tinte limonítico	20	15	40	2	40	15	80	14
67	Bloque del derrumbe de dacita alterada y piritizada	40	15	20	14	—	—	—	—
68	Roca tipo dacítica fuertemente alterada, derrubio	30	15	20	4	—	—	—	—
69	Dacita	40	15	20	14	280	25	180	44

tad en territorio chileno), que intruye el cuerpo andesítico. Este pórfido diorítico se presenta fuertemente triturado y silicificado con guías y venas de cuarzo, que constituyen un intrincado entramado que por efectos de la erosión aparecen positivamente sobre la roca diorítica, constituyendo una estructura de tipo "stock-work". Al microscopio, el pórfido diorítico muestra una textura porfírica con pasta cristalina, feldespático-cuarzosa con abundante biotita castaña. Los fenocristales constituyen aproximadamente el 35-40 % y corresponden principalmente a plagioclasa ácida, zonal, con biotita castaña subordinada. La alteración es muy débil. Venillas de cuarzo con escasos minerales opacos atraviesan la roca.

Coincidiendo con las mayores alturas del Cerro Bayo, afloran irregular y discontinuamente en el cuerpo dacítico diques negros de hasta dos metros de espesor de tipo porfírico, con fenocristales rosados (microscópicamente de composición andesítica), algo alterados.

Finalmente cabe consignar las coladas basálticas holocenas del Volcán Maipo, restringidas al borde superior del mapa (fig. 4). No fue posible concluir si esta actividad volcánica está relacionada con los diques andesíticos.

III. PROSPECCION GEOQUIMICA

MÉTODO DE MUESTREO.

En el trabajo de detalle fueron recogidas muestras de rocas y de suelos residuales en cada una de las estacas de los perfiles, así como algunas adicionales indicadas en la figura 4.

Cada muestra de roca se integró de aproximadamente medio kilogramo de esquirlas de unos 2 cm de lado, arrancadas de los afloramientos en un radio de unos 10 m alrededor de cada estaca. En ausencia de afloramientos se tomó el detrito.

Las muestras de suelos se obtuvieron en cada estaca, en hoyos abiertos a pico

y pala, a unos 20 cm de profundidad, a fin de uniformar la extracción, ya que por acción del viento no existen finos en superficie. Estas muestras se embolsaron aparte de las esquirlas de roca (Hawkes y Webb, 1957).

PREPARACIÓN DE LAS MUESTRAS.

Las esquirlas de roca se trituraron en chancadora a mandíbula hasta lograr un grano máximo de unos 5 a 6 mm por lado. Luego con un cuarteador tipo "Jones" se separaron unos 50 gr que se pulverizaron en un molino a discos de hierro. El material pulverizado se pasó a través de un tamiz de acero inoxidable de 80 mallas. Se completó la pulverización del material remanente en el tamiz en morteros de porcelana, y finalmente se homogeneizó todo el material tamizado.

Las muestras de suelos fueron zaran-deadas en un tamiz similar al anterior, recogiendo y homogeneizando la fracción menos 80 mallas. En algunas pocas muestras, a fin de valuar el cobre contenido en diferentes granulometrías, se utilizaron dos tamices, uno de 4 mallas y el normal de 80 mallas. Las fracciones mayores de 4 mallas se pulverizaron según lo indicado para las esquirlas de rocas, al igual que las fracciones inferiores a 4 mallas y superiores a 80 mallas.

RESULTADOS ANALÍTICOS.

Todas las muestras fueron analizadas por cobre, plomo, zinc y molibdeno. Los análisis geoquímicos fueron realizados según métodos colorimétricos de rutina. (Ward et al, 1963). La toma de muestra para análisis se efectuó volumétricamente con cucharín de aluminio de una capacidad media de 100 miligramos. El ataque para el análisis de cobre, plomo y zinc se realizó en digestión ácida (clorhídrico y nítrico) en baño maría. El cobre se determinó con 2-2 Biquinoleína y el plomo y zinc con ditizona. Los aná-

lisis de molibdeno se efectuaron igualmente en digestión ácida (níttrico y sulfúrico) y la extracción con acetato de isoamilo. Los resultados se consignan en la tabla 1.

Se efectuó un control de la eficiencia del ataque por digestión ácida, mediante un ataque más intenso por fusión con sulfato ácido de potasio (HKSO_4). Los valores comparativos se muestran en la tabla 2.

TABLA 2

Muestra de rocas N°	Ataque dig. ácida	Ataque fusión
	Cu ppm	Cu ppm
15	80	90
17	120	140
19	60	140
21	90	120
23	20	50
24	80	110
25	80	170
27	20	90
69	40	90

En la tabla 3 se consignan comparativamente los contenidos de cobre en cuatro tipos de materiales correspondientes a un mismo punto de muestreo.

TABLA 3

Muestra N°	Esquirlas de rocas	Suelos malla + 4	Suelos malla - 4 y + 80	Suelos - 80
	Cu ppm	Cu ppm	Cu ppm	Cu ppm
15	100	170	220	450
17	120	200	250	600
19	60	120	120	600
24	80	130	230	340
25	80	40	100	230

IV. PROSPECCION GEOFISICA

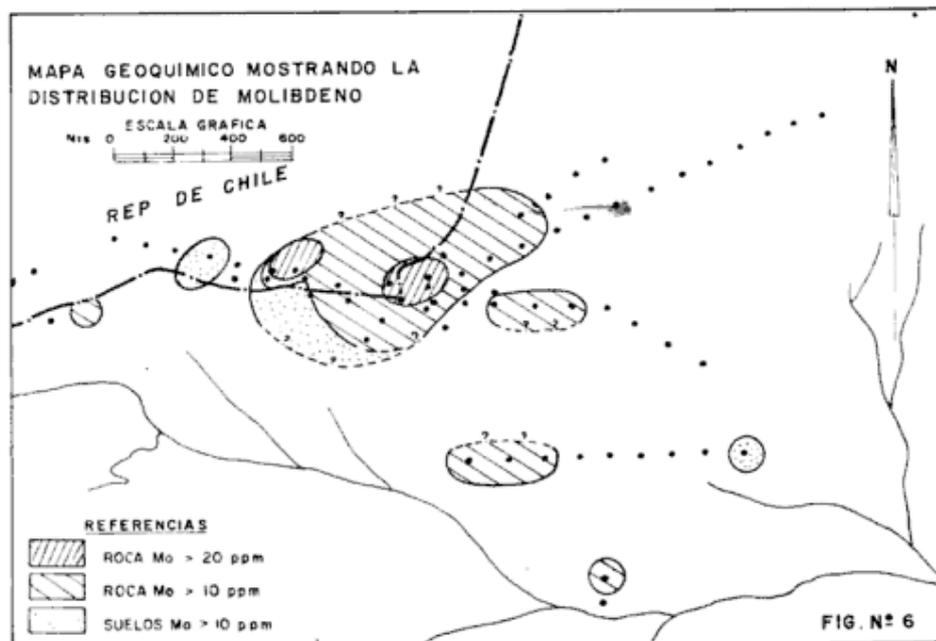
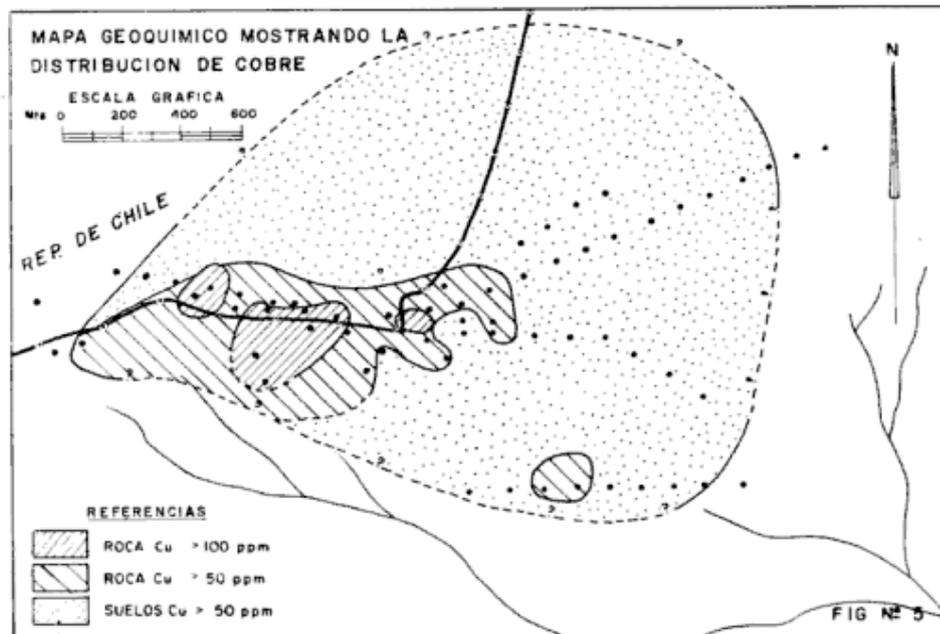
Las mediciones geofísicas fueron realizadas por operarios de la empresa Mc Phar Geophysics, utilizando el método de polarización inducida —I.P.— (Mc Phar 1967).

Como se dijera, las mediciones se realizaron en los mismos puntos del muestreo geoquímico (excepto el perfil Este-Oeste, estaciones 58-66), aprovechando los hoyos del muestreo de suelos, ya que se logra mejor contacto eléctrico del folio de aluminio con material fino. Consecuentemente la separación de electrodos (en este caso folios de aluminio) fue de 100 m.

Los resultados indicaron en general altas a moderadas resistividades y bajos valores de polarización inducida sobre el "background", lo que indica la existencia de pequeñas cantidades de mineralización metalífera.

V. RESULTADOS DE LA INVESTIGACION

En la investigación geoquímica detallada del área fueron extraídas alrededor de 130 muestras entre rocas y suelos. La localización de las muestras y la distribución de concentraciones anómalas de cobre, molibdeno, plomo y zinc se muestran en las figuras 5, 6, 7 y 8 respectivamente. Por razones de espacio se muestra la distribución de cobre

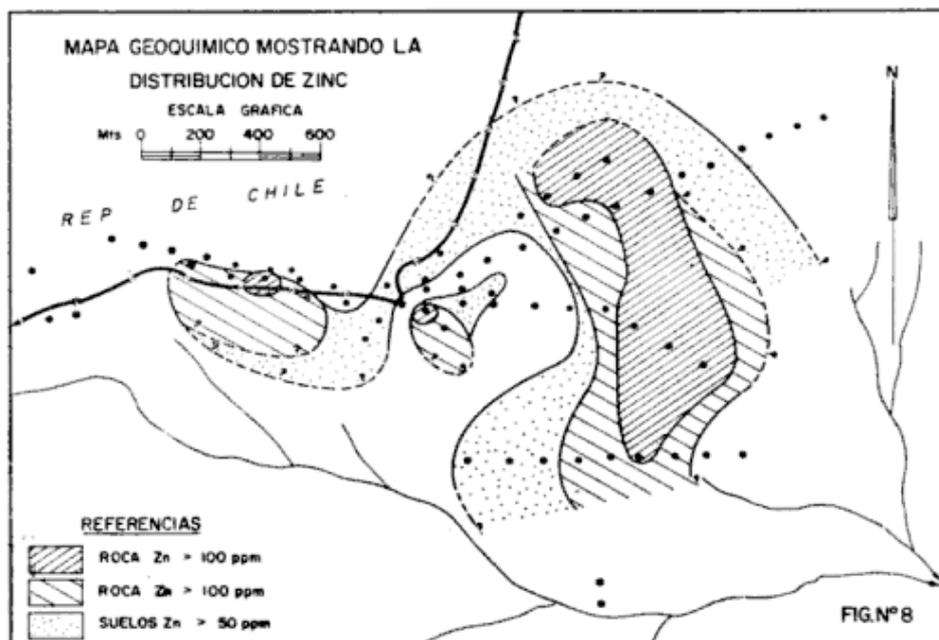
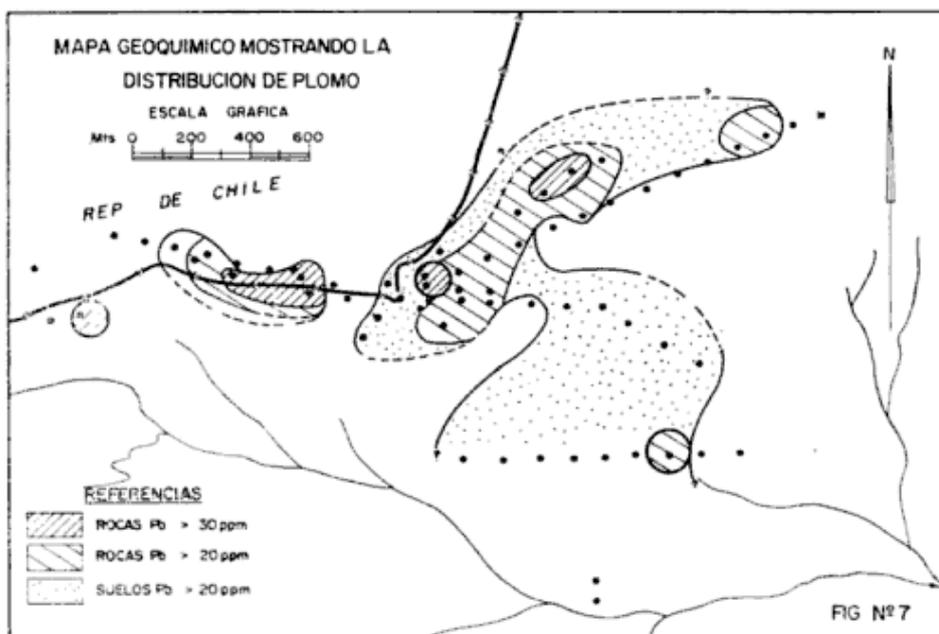


en rocas y en suelos en un solo mapa, y para lograr claridad se ha suprimido la curva de 100 ppm en suelos. El mismo criterio se siguió para los otros tres elementos.

El cobre y el zinc muestran valores anómalos en las rocas y amplia dispersión en los suelos. El plomo por el contrario presenta en las rocas valores de anomalía débiles, poco superiores al "background". El modibdeno aparece en las rocas con valores medianamente

anómalos; en los suelos presenta una dispersión pobre, característica de su poca movilidad.

Si se superponen las curvas de los valores altos de los cuatro elementos (Cu: 100 ppm, Mo: 20 ppm, Pb: 30 ppm y Zn: 100 ppm) se verá que se disponen en dos lugares aislados aunque próximos. Una superposición de curvas se ubica en el ámbito de la estaca 24 (hito) y la otra superposición coincide con el cuerpo diorítico. El zinc presenta ade-



más una anomalía aislada al Este, conjuntamente con una pequeña de plomo.

Las anomalías de polarización inducida, calificadas por Mc Phar como posibles, aunque débiles, son aproximadamente coincidentes con las geoquímicas. En efecto aparece una anomalía de polarización inducida entre las estaciones 24 y 17, algo al oeste de la superposición de curvas geoquímicas de la estación 24. Otra, sobre el cuerpo diorítico, donde las anomalías de polarización

inducida y las geoquímicas son parcialmente coincidentes. Finalmente, en la estación 51 habría una zona profunda en que la conductibilidad aumenta y consecuentemente resultan mayores valores de factor metálico; esta anomalía está en el borde Este de la curva geoquímica aislada del zinc.

En la práctica resulta una evidente coincidencia entre las anomalías de la polarización inducida con las geoquímicas. Por otra parte la coincidencia de

aquéllas con algunos rasgos geológicos es significativa. En efecto, la anomalía geoquímica-geofísica en el área de la estación 24, concuerda con la presencia de diques andesíticos y pequeñas mineralizaciones antes mencionadas con piritita, calcopiritita y hematita. Las anomalías sobre el cuerpo diorítico pueden tener relación con una mineralización en las venillas de cuarzo que surcan al mismo. En la región de la anomalía aislada del zinc y de geofísica de la estación 51, no se observaron rasgos geológicos llamativos; sin embargo, se le podría interpretar especulativamente como una zonación.

VI. CONCLUSIONES GENERALES

La investigación geológica detallada del Cerro Bayo evidenció algunas condiciones favorables para localizar un yacimiento mineral: anomalías geoquímicas y geofísicas coincidentes con elementos geológicos tales como área "blanqueada" y un cuerpo diorítico con una estructura de tipo "stock-work"; pero a su vez surgieron otras condiciones restrictivas: reducidas dimensiones del cuerpo diorítico, debilidad de las anomalías de Polarización inducida, los cortes microscópicos muestran una alteración hidrotermal débil, y por último la intensa erosión en el área excluiría la posibilidad de enriquecimiento secundario.

La conclusión que se desprende de los hechos señalados es que se está ante una mineralización primaria disemina-

da de baja ley, en un volumen relativamente pequeño.

Como corolario cabe señalar, que la localización de este cuerpo mineralizado es producto de la primer exploración geológica minera sistemática concretada en el país. El perfeccionamiento de las exploraciones sistemáticas ulteriores a través de un mayor detalle fotogeológico, una densificación de los trabajos de campo y muestreo geoquímico general, el análisis de un mayor número de cationes por muestra, la incorporación de geofísica aérea, etc. redundará en la localización de un número mayor de áreas con perspectivas favorables para el hallazgo de yacimientos minerales, de las cuales muchas resultarán en definitiva negativas, pero en alguna proporción aumentarán las probabilidades de lograr áreas con perspectivas económicas atractivas.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Hawkes, H. E., 1957. *Principles of Geochemical Prospection*. Geol. Surv. Bull. 1000-F Washington, USA.
- McPhar Geophysics Lim., 1967. *Report on the induced polarization and resistivity survey, Bayo Norte, Argentina*. Informe de la empresa.
- Müller-Kahle, E., 1968. *Zona Bayo Norte, Area de Reserva N° 22*. Informe final. D.G. de Fabr. Mil. y Nac. Unidas.
- Ward, F. N., H. W. Lakin, F. C. Canney and others, 1963. *Analytical methods used in geochemical exploration by the U.S. Geological Survey*. Geol. Surv. Bull. 1152. Washington USA.

Recibido el 24 de octubre de 1970.

CARACTERIZACION DE UNA COMARCA
DE METAMORFISMO REGIONAL EPIZONAL DE ALTO GRADO:
LA SIERRA DE VALLE FERTIL, PROVINCIA DE SAN JUAN,
REPUBLICA ARGENTINA

POR JUAN CARLOS MIRRE

RESUMEN

Se describen los aspectos generales que caracterizan al complejo metamórfico de la Sierra de Valle Fértil. El tercio oriental de la Sierra está constituido por granodioritas gneisicas y gneises granodioríticos, mientras que las dos terceras partes occidentales lo constituye un complejo interstratificado de gneises tonalíticos, anfibolitas, gneises granatíferos-sillimaníticos y calizas metamórficas. Algunos cuerpos noríticos y ultrabásicos metamórficos afloran en la parte central.

Las facies metamórficas del complejo son: granulita (subfacies granulita hornbléndica) y anfibolita (subfacies ortosa-sillimanita-almandino). La existencia de gneises cordieríticos indicaría que estamos en presencia de un metamorfismo regional del tipo Abukuma, más que uno del clásico tipo Barroviano.

Muchas evidencias petrológicas indican que los cuerpos graníticos y pegmatíticos, así como el cuarzo y feldespato potásico de algunos gneises se originaron por anatexis y no por "invasión" migmatítica o metasomática.

ABSTRACT

A general outline on the composition of the "Basement Complex" making the framework of Sierra de Valle Fértil is given. Granodioritic gneisses and gneissic granodiorites constitute the eastern third of the Sierra, while an interstratified complex of amphibolites, tonalitic gneisses, sillimanite-garnet gneisses and some marbles make the other two thirds. Some ultrabasic and noritic metamorphosed rocks crop in the central area.

Metamorphic facies are granulite (hornblende-granulite subfacies) and amphibolite (ortoclase-sillimanite-almandine subfacies).

The presence of cordieritic gneisses would indicate that metamorphism is likely to be of Abukuma type rather than Barrovian type.

Many petrological evidences indicate that granitic and pegmatitic bodies, as well as potassium feldspar and quartz have their origin in anatexis processes and not as a result of metasomatic or migmatitic "invasion".

INTRODUCCION

El presente trabajo es el resultado de investigaciones geológicas y petrográficas realizadas por el autor a fines del año 1968, correspondientes al levantamiento geológico de la hoja 19e - Valle Fértil, realizada por cuenta de la Dirección Nacional de Geología y Minería.

La superficie del complejo metamórfico estudiado, corresponde a algo más de la tercera parte de la superficie total del cuerpo de la sierra de Valle Fértil - La Huerta. Sin embargo, considerando la información somera y dispersa acerca de las características del metamorfismo de las regiones vecinas al norte y sur de los límites de la hoja 19e,

las observaciones realizadas pueden generalizarse en sus grandes rasgos a toda la sierra de Valle Fértil - La Huerta.

La comarca estudiada se encuentra limitada por las latitudes 31° y $30^{\circ} 30'$ sur y longitudes $67^{\circ} 15'$ y $67^{\circ} 45'$ oeste. Geográficamente por el borde occidental de la sierra de Valle Fértil entre el cerro El Morado y la Cuesta de Otarola y por el borde oriental entre los pueblos de Usno al norte y de Astica al sur.

Entre las investigaciones anteriores merecen citarse a Stelzner (1875, 1885), Bodenbender (1907, 1911, 1912), Stoll (1958) y Herrera (1958). Los autores mencionados hacen muy rápida y breve referencia acerca del complejo metamórfico, indicando su constitución global como gneises, anfibolitas, cuarcitas, calizas, granitos y pegmatitas. Villar Fabre (1961) comunica el hallazgo de estructuras en anillos en una norita en la parte central de la sierra de Valle Fértil, señalándose por vez primera la presencia de una litología típica de asociaciones básicas de complejos metamórficos.

La Compañía Minera TEA presentó en 1968 un extenso estudio geológico-económico de las sierras de Valle Fértil - La Huerta y Pie de Palo. En el mapa fotogeológico expeditivo, que acompaña a ese informe, se caracterizó al basamento metamórfico como una unidad compleja integrada por anfibolitas, micacitas, gneises, cuarcitas, esquistos anfibólicos, milonitas y migmatitas, mapeándose además, en forma separada a las migmatitas y calizas que eran diferenciables del complejo anterior sobre los fotogramas.

GEOLOGIA

Dos fajas longitudinales, paralelas al rumbo de la sierra, que caracterizan dos ambientes metamórficos diferentes, son rápidamente identificables:

a) *Complejo metamórfico oriental.* Una franja delimitada por el borde este de la sierra, con un ancho de 10 km pro-

medio, caracterizado por granodioritas gneisicas, gneises granodioríticos, gneises tonalíticos, pegmatitas y cuerpos aplopegmatíticos¹.

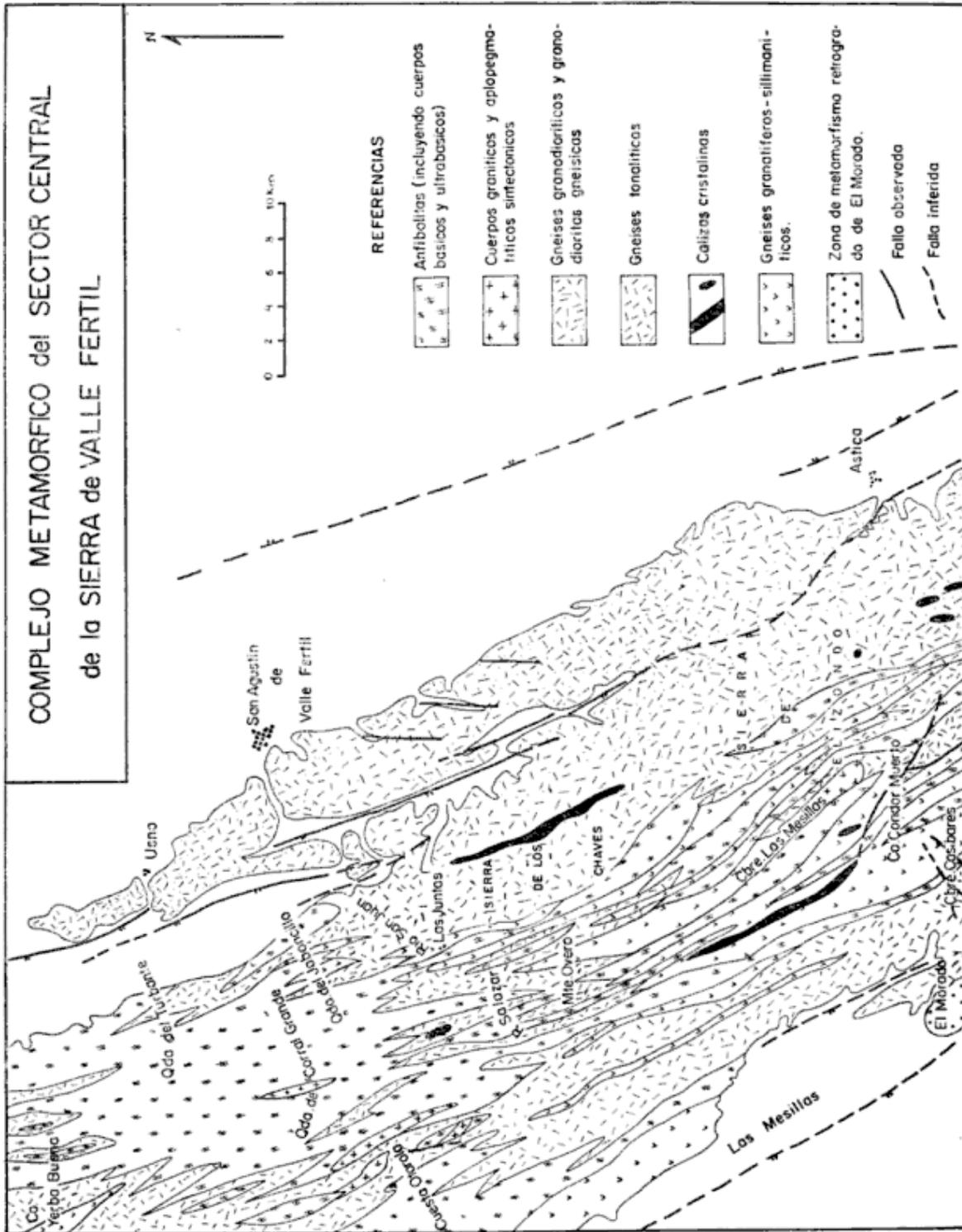
b) *Complejo metamórfico occidental.* El tercio central y occidental de la sierra; una franja de 20 km de ancho promedio, caracterizada por gneises tonalíticos, gneises granatíferos-sillimaníticos (y cordieríticos), anfibolitas, rocas básicas y ultrabásicas metamorfoseadas, calizas cristalinas, granitos, pegmatitas y cuerpos aplopegmatíticos.

a) COMPLEJO METAMÓRFICO ORIENTAL

A medida que se progresa desde el borde oriental de la sierra, hacia el oeste, internándose en la sierra, se observa el lento pasaje desde granodioritas gneisicas, por gneises granodioríticos hasta gneises tonalíticos, en forma transicional. El límite occidental (difuso) de este complejo metamórfico lo constituyen los primeros espesores importantes de gneises granatíferos-sillimaníticos y de anfibolitas, característicos del ambiente metamórfico occidental.

1) *Granodioritas gneisicas y Gneises granodioríticos.* Entre ambos extremos texturales puede distinguirse toda una gama intermedia. En los primeros la foliación es difícilmente reconocible a leve, el grano es uniforme, y con excepción de la biotita, no muestra orientación preferencial, los xenolitos (autolitos?) son de tamaño variable, de límites netos y tendencia a tabulares.

¹ Se ha preferido usar el término gneis, por considerar que define suficientemente la estructura foliada típica de las rocas estudiadas, sin implicar a la génesis de las mismas. El término migmatita no ha sido definido aún en forma precisa. Algunos autores o escuelas siguen la definición del concepto dada por Sederholm (1923, 1926) y Jung y Roques (1952) que implica intervención aloquímica; en tanto que según Sederholm (1907) el migma puede derivarse tanto isoquímicamente (anatexis) como por aporte alóctono (migmático, metasomático, etc.), aloquímico.



En los gneises granodioríticos se distingue una marcada foliación del orden del centímetro hasta el milímetro y de contactos variables de netos a transicionales. Las folias claras son de composición granodiorítica con escasa biotita y/o hornblenda, en tanto que las oscuras son extremadamente ricas en biotita-cuarzo. Pueden observarse pasajes continuos y transicionales entre ambos tipos texturales en forma repetida en la zona central de la faja.

Los gneises granodioríticos como las granodioritas gneisicas presentan una composición mineralógica común, constituida por cuarzo, oligoandesina a andesina ácida, feldespato potásico, biotita, escasa o nada hornblenda y apatita, zircón y epidoto como accesorios más importantes. Las texturas son granoblásticas.

En algunos afloramientos, a veces constituyendo una importante extensión areal, se observa en estas rocas abundantes fenocristales de feldespato potásico (microclino), que pueden alcanzar hasta 5 cm de diámetro. Son frecuentes los cuerpos aplíticos, graníticos y leucograníticos de contactos difusos y generalmente muy irregulares, en particular los asociados a las granodioritas gnéisicas.

Hacia el límite occidental se comienza a encontrar bancos de anfibolita con desarrollo progresivamente importante, intercalándose en gneises granodioríticos. Los contactos pueden ser transicionales o mediando un borde agmatítico.

Los *gneises tonalíticos* marcan la transición al complejo metamórfico occidental. Por su importancia como elemento litológico característico de aquel, se los describirá más adelante. Sólo debe anotarse aquí que el pasaje de los gneises granodioríticos a los tonalíticos es perfectamente transicional y por progresiva desaparición del feldespato potásico.

b) COMPLEJO METAMÓRFICO OCCIDENTAL

Caracterizado en la mitad meridional de la comarca estudiada por la abundancia de gneises granatíferos-sillimaníticos y en la mitad septentrional por anfibolitas.

1) *Gneises tonalíticos*. Pueden distinguirse dos importantes fajas donde constituyen el elemento litológico más importante:

- Las divisorias de las sierras de Elizondo y sierra de los Chávez, o franja de transición entre los complejos *a* y *b*.
- La faja occidental que se extiende desde la Cumbre Casibares hasta el cerro Yerba Buena.

Son gneises de marcada foliación, con folias desde un milímetro de ancho, con fuerte microplegamiento, intercalados con notable frecuencia a finos bancos o lentes e importantes espesores de distintos tipos de anfibolitas y también con espesores variables de gneises granatíferos-sillimaníticos.

También en esta facies se desarrollan porfiroblastos de feldespato potásico en algunos afloramientos.

Desde el punto de vista estructural y textural no se advierten diferencias de importancia con respecto a los gneises granodioríticos. Mineralógicamente, las diferencias más importantes son la falta absoluta o casi absoluta de feldespato potásico y la abundancia de hornblenda. Zircón y apatita son los accesorios más importantes.

2) *Gneises granatíferos-sillimaníticos*. Constituyen dos importantes grupos de afloramientos: una faja central serrana desde el límite sur hasta el paralelo central de la hoja y una faja angosta paralela al límite occidental de la sierra, que se extiende desde Las Mesillas hacia el noroeste. Hay también afloramientos de reducida extensión en otros puntos.

Se trata de un conjunto foliado, texturalmente similar al anterior y con numerosos ejemplos de pasajes transicio-

nales a gneises tonalíticos y anfibolitas. Se intercala con las otras unidades litológicas en bancos de apenas un metro de potencia. Es ésta una facies clave para la interpretación del grado metamórfico de la zona, así como para fundamentar algunos criterios básicos para el conocimiento de su petrología. Mineralógicamente se compone de cuarzo, oligoclasa básica a media, feldespato potásico, granate (piropo-almantino), biotita, sillimanita y accesorios. La textura es granoblástica, con presencia de bandas alternantes leuco y melanocráticas para algunas muestras. El granate se encuentra preferentemente asociado a la biotita, creciendo a expensas de ella, el desarrollo es a veces esquelético y el tamaño mayor es del orden de 3 cm, pero en casos excepcionales alcanza a algo más de 10 cm de diámetro. La sillimanita también crece asociada a la biotita, en general, como individuos frescos de buen desarrollo. Como accesorios apatita, escasa clinozoisita y zircón (foto 1).

3) *Gneises granatíferos-sillimaníticos-cordieríticos*. Esta facies aflora en Las Juntas, en la quebrada del Jaboncillo y algo al poniente del Puesto Chávez. Se distinguen de los ya descritos por la presencia de porfiroblastos de cordierita, que en la Escuela de Las Juntas pueden alcanzar hasta 3 cm de diámetro. Macroscópicamente se presentan como pequeños porfiroblastos o agregados porfiroblásticos frescos a levemente alterados de cordierita, incluyendo algunos individuos de biotita. Se observa el característico maclado polisintético y algunas inclusiones de zircón con desarrollo de halos pleocróicos (foto 2).

4) *Gneises tonalíticos hipersténicos*. Se intercalan con lentes y bancos delgados de anfibolitas. Se trata de gneises de foliación gruesa y textura granoblástica. La andesina es abundante, así también la biotita y el cuarzo, faltando totalmente la hornblenda. El hipersteno es algo escaso, fuertemente pleocróico y engloba (reemplazo?) cristales de bio-

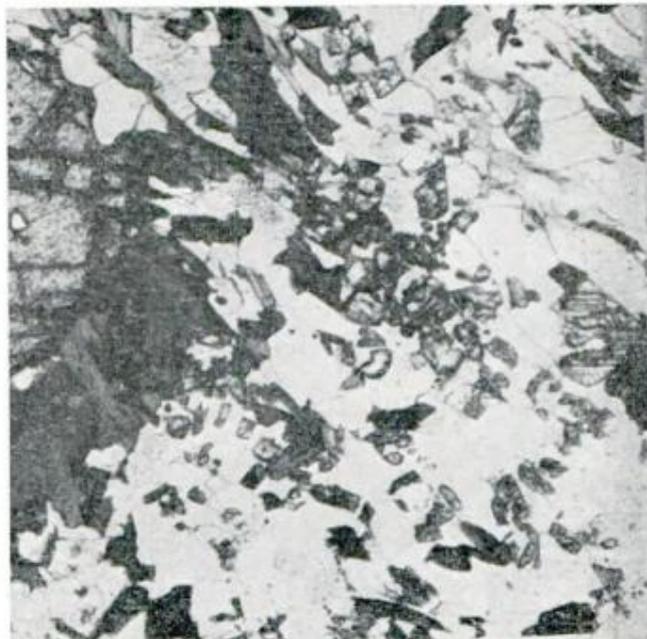


Foto 1. — Secciones basales de sillimanita parcialmente penetradas por cuarzo. Obsérvese en la sección mayor de la izquierda la claridad del clivaje paralelo a (010). A la derecha un gran individuo de piropo-almantino ($\times 80$).

tita. Junto con el mismo se desarrollan extensas zonas de magnetita acompañada de pleonasto. No se observó feldespato potásico. El afloramiento más conspicuo de esta facies se encuentra en la quebrada del Turbante, cerca de su desembocadura.

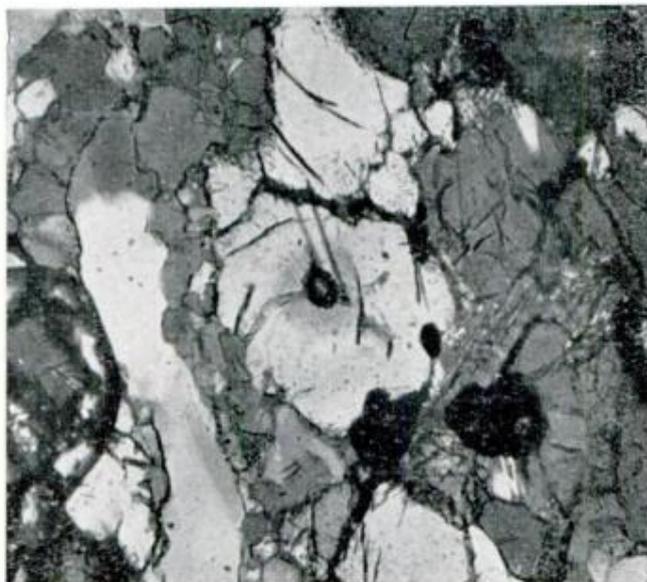


Foto 2. — Halo pleocróico producido por un individuo de zircón incluido en un cristal de cordierita. Obsérvese la lámina de macla ($\times 80$).

5) *Anfibolitas*. Constituyen la unidad litológica más importante en cuanto a superficie aflorante. En el campo pueden diferenciarse distintas facies estructurales: granos fino, grueso, masiva, foliada, moteada, etc. Estas diferencias no son coincidentes con las diferencias mineralógicas imposibles de distinguir en el campo.

a) *Anfibolitas hipersténicas*. Afloran en distintas localidades, son oscuras, de grano mediano, con foliación leve a marcada, a veces moteadas por formación de agregados de hornblenda e hipersteno. La textura es granoblástica de grano grueso. Los minerales principales son: bytownita fresca, hipersteno fuertemente pleocróico, con leve exsolución de óxido de hierro, e intercrecido con diópsido y hornblenda. El cuarzo es escaso e intergranular. Las relaciones entre hipersteno-diópsido y hornblenda son complejas y es muy difícil establecer una secuencia paragenética.

b) *Anfibolitas diopsídicas*. Aparecen con las mismas variaciones texturales que las arriba mencionadas. Son el tipo de anfibolita más frecuente en la comarca. Constituidas por andesina básica a labradorita básica que puede alcanzar hasta el 80 % de la roca (anfibolitas claras). El diópsido es relativamente escaso y se asocia con hornblenda sin que sea evidente ninguna relación genética. La hornblenda es muy pleocróica; se presenta como fenoblastos a veces formando agregados gruesos. El cuarzo se presenta en baja proporción y es intergranular.

c) *Anfibolitas no diopsídicas*. Son sumamente escasas en la comarca. Presentan idénticas características a las anteriores, con la sola diferencia de la ausencia de diópsido.

d) *Anfibolitas asociadas a bancos calcáreos*. Son anfibolitas oscuras, altamente foliadas, que se asocian a uno o ambos contactos de bancos calcáreos. Las folias claras son ricas en plagioclasa, andesina básica, algo de hornblenda y

hedenbergita y muy escaso cuarzo y clinzoisita; son granoblásticas y de grano grueso a muy grueso; las oscuras son de grano fino, lepidoblásticas y ricas en hornblenda, acompañadas de escasa plagioclasa, biotita, hedenbergita, epidoto y titanita. Como accesorios: carbonatos, flogopita y apatita. La hedenbergita se ve reemplazada por hornblenda y junto con escasas mirmequitas intergranulares.

6) *Contactos anfibolitas-gneises*. Los contactos netos entre bancos o lentes de anfibolitas y gneises, resultan en muchos casos transicionales cuando son observados con mayor detalle. El estudio microscópico de uno de ellos en la zona del puesto Gómez, revela la siguiente serie de pasajes, desde una anfibolita (labradorita - hornblenda - diópsido - cuarzo - apatita) por disminución progresiva de hornblenda-diópsido y aparición de hipersteno, a una roca hipersteno - labradorita - cuarzo - apatita. Esta a su vez, por progresiva desaparición del hipersteno, aparición e incremento de biotita y acidificación de la plagioclasa, a un gneis (andesina - cuarzo - biotita escasa apatita). Tal tipo de contactos son visibles por lo menos en dos distintas localidades en la sierra.

7) *Noritas*. Algunas muestras de un afloramiento que se extiende desde el río Salazar hasta casi la quebrada del Corral Grande, fueron estudiadas por Villar Fabre (1961). Otros afloramientos pueden ubicarse sobre el borde oriental de la sierra, en la porción norte del área estudiada. Se caracterizan por su estructura masiva granosa, en algunos casos presentando bandeamientos gruesos, de hasta 10 cm de potencia, formado por niveles de diferenciados (?) ultrabásicos, de textura levemente porfiroide debido a los cristales de plagioclasa. Los minerales constituyentes son: labradorita - hipersteno - clinopiroxeno - olivina - tremolita - hornblenda - (pargasita - espinelo - serpentina y biotita). La olivina en cristales de buen desarrollo generalmente rodeados por anillos de

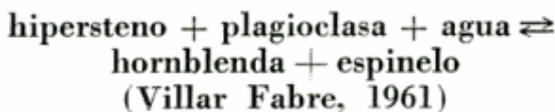
reacción y en casos intercrecidos con espinelo verde; la alteración a serpentina puede ser muy intensa. El hipersteno rodea en forma de anillo la olivina o bien se encuentra como agregados granosos sueltos, fresco, escasamente reemplazado por serpentinas y/o cloritas o uralitizado, es fuertemente pleocróico. El clinopiroxeno (diópsido-augita) aparece en pequeños cristales en reemplazo total o parcial por hornblenda y raramente por tremolita o pargasita, siempre geométricamente intermedia entre clinopiroxeno y plagioclasa o hipersteno y plagioclasa u olivina y plagioclasa. Nunca afecta a la olivina y excepcionalmente al hipersteno, el clinopiroxeno es, en cambio, intensamente reemplazado por hornblenda, de tal forma que resulta un mineral escaso en la roca. La plagioclasa es labradorita, anhedral, maclada, fresca, salvo excepcional reemplazo por calcedonia (?), con inclusiones orientadas de clinopiroxeno e hipersteno; el reemplazo por calcedonia penetra según venillas acompañándose de escaso carbonato. El espinelo verde parece pleonasto, como individuos de buen desarrollo, intercrecidos con olivina o hipersteno o bien como individuos vermiformes dentro del clinopiroxeno y raramente dentro del hipersteno (foto 3).



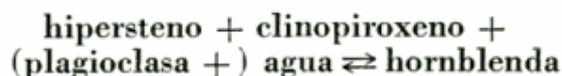
Foto 3. — Desarrollo de hipersteno de carácter poiquilítico respecto a la olivina, parcialmente reemplazada por diópsido a su vez reemplazado por hornblenda, quedando solo algunas zonas relicticas de diópsido-hornblenda, en negro, ángulo inferior derecho ($\times 80$).

La característica más notable de esta roca es su textura en anillos. Se trata de anillos desarrollados sobre cristales de olivina como núcleo, compuestos hacia afuera por hipersteno, clinopiroxeno total o parcialmente reemplazado por hornblenda y algunas zonas simplectíticas de espinelo. La hipótesis de Villar Fabre (1961), si bien es correcta en cuanto al origen magmático del primer anillo (hipersteno), no parece serlo con respecto a la interpretación del segundo anillo. En muchas muestras se observan relictos de un antiguo anillo de clinopiroxeno rodeando al de hipersteno, que está total o parcialmente reemplazado por hornblenda, las texturas simplectíticas son de clinopiroxeno-espinelo y no de hornblenda-espinelo, sólo que el clinopiroxeno puede ser totalmente reemplazado por la hornblenda sin afectar al espinelo. Nótese que en las rocas no plagioclásicas y no clinopiroxénicas (pobres en Ca y Al) no se observa desarrollo de hornblenda aun cuando se trata de niveles diferenciados dentro de la misma norita. Una muestra de anfibolita "moteada" de la desembocadura de la quebrada del Corral Grande, tiene anillos de hornblenda reemplazando agregados de clino y ortopiroxenos en los contactos con plagioclasa. Por otra parte, la olivina y el hipersteno son minerales característicos de los niveles ultrabásicos asociados, lo que confirmaría el origen magmático de ambos.

La hornblenda no se habría formado por simple reacción metamórfica



sino, por un mecanismo de reemplazo, que afectó particularmente al clinopiroxeno:



la participación del hipersteno en la reacción se hace evidente en aquellas rocas no plagioclásicas, como las perk-

nititas, donde el hipersteno es el único mineral rico en Al_2O_3 .

El estudio de uno de los niveles o bandas ricos en fémcicos (diferenciados ultrabásicos) reveló que se trata de una harzburgita. La olivina constituye fenocristales equigranulares de buen desarrollo y son parcialmente invadidos o rodeados poiquilíticamente por hipersteno, que a diferencia de sus similares de noritas y perknitas, es no pleocróico. Como granos aislados dentro del hipersteno se observa escasa picotita. Tanto olivina como hipersteno se encuentran parcialmente reemplazados por serpentina.

8) *Perknitas*. Son rocas asociadas a las anfibolitas y a su vez a las noritas. Afloran en la quebrada del Jaboncillo, Monte Overo y otras localidades. De grano muy grueso, constituidas por cristales de desarrollo porfiroblástico-poiquiloblástico de hipersteno fuertemente pleocróico, que aparece también como agregados de grano mediano. La olivina, fresca, es muy escasa. El clinopiroxeno, fresco, se presenta en individuos pequeños pudiendo originar texturas simplectíticas con espinelo. Ambos piroxenos son parcialmente reemplazados por hornblenda, formando individuos de gran desarrollo o bien como agregados de grano mediano. Algunos escasos reemplazos por material serpentínico. La ausencia de plagioclasa en estas rocas y la existencia de hornblenda reemplazando a ambos piroxenos, confirma la reacción metamórfica propuesta más arriba para explicar el origen de la hornblenda.

9) *Calizas metamórficas*. Son relativamente frecuentes en la zona sur del área estudiada. Se presentan como bancos de espesor variable, de hasta 25 m como máximo, formando parte de plegamientos de distinto orden. Uno de los más extensos es el que se encuentra a lo largo de la quebrada de San Juan, donde aparece como dos bancos, siendo difícil decidir si se trata de uno solo repetido por pliegue o bien de dos miem-

bros independientes. Son siempre concordantes con la lineación de los gneises de caja. Dentro de las masas de calcáreo puro, se pueden reconocer niveles silicáticos muy replegados y en casos divididos y aislados unos de otros, dando el aspecto de brechas silíceas clásicas dentro del calcáreo (foto 5).

Respecto a los contactos con los gneises, las relaciones son variables: en algunos casos aparece un nivel intermedio de gneises granatíferos-sillimaníticos, en otros una delgada capa muy rica en biotita, una fina banda de gneis con alto contenido de anfíbol y/o epidoto, o bien anfíbolitas bandeadas.

Dado la complejidad tectónica de la comarca, es muy difícil establecer la continuidad de los afloramientos. Aparentemente algunos se interdigitan a lo largo del rumbo con otras litologías, inclusive se acuñan hasta desaparecer y volver a aparecer unos kilómetros más allá. Un nivel de apenas 30 cm de espesor se continúa durante unos 10 km a lo largo del rumbo.

El estudio detallado de un contacto entre "xenolitos" silicatados incluidos en el banco calcáreo y la caliza del mismo, revela un carácter netamente transicional de una litología a la otra, por intermedio de cuatro fajas de distinta asociación mineralógica (foto 4):

Gneiss ("xenolito"): labradorita acidobiotita-cuarzo-(zoisita fibrorradiada-zircón-apatita-titanita).

- 1) *faja anfibólica*: andesina ácida con leve zonalidad-hornblenda-zoisita-abundante titanita, escasa apatita. Desaparición de biotita.
- 2) *faja epidótica*: delgada, clinozoisita-zoisita y escapolita parcialmente alterada a sericita (y flogopita?).
- 3) *faja granatífera*: cuarzo-hornblenda y granate de carácter intergranular poiquiloblástico, apatita como accesorio.
- 4) *faja diopsídica-carbonática*: hornblenda y granate en progresiva dis-

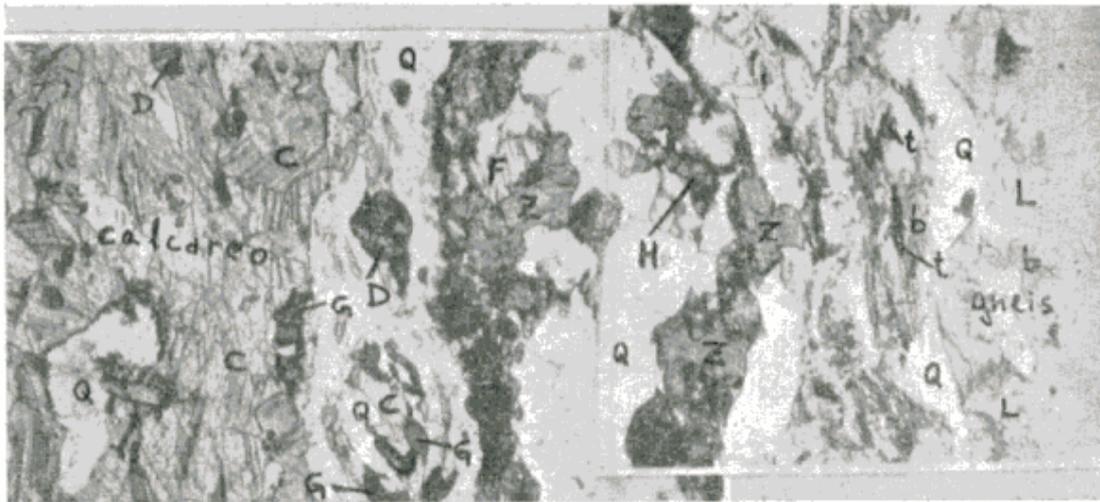


Foto 4. — Contacto transicional entre gneis tonalítico y caliza, con formación de zonas sucesivas de minerales silicatados ricos en calcio-magnesio. Contacto de una inclusión gneisica dentro de un banco de caliza metamórfica. (Ver fotografía 5). ($\times 80$).

b = biotita	Z = zoisita	F = flogopita	C = carbonato
Q = cuarzo	L = labradorita	E = escapolita	D = diópsido
t = titanita	H = hornblenda	G = granate	

minución, carbonatos y diópsido en progresivo aumento.

Caliza: agregado granoblástico de carbonatos de grano fino hacia la zona silicatica y grueso alejándose de esas. El cuarzo es abundante, el diópsido escaso y muy escasa la escapolita. Alrededor del 80 % de la roca está constituida por carbonatos.

Otros contactos en diferentes bancos calcáreos muestran siempre pasajes transicionales del mismo tipo, con leves diferencias mineralógicas respecto al ejemplo descrito.

Debe destacarse que el estudio del contacto entre una pequeña venilla pegmatítica y un banco calcáreo revela en cambio contactos más bruscos entre una facies rica en feldespatos y hedenbergita (endoskarn) y otra rica en carbonatos hedenbergita, feldespato, cuarzo y titanita (exoskarn).

Las principales asociaciones minerales correspondientes a las calizas metamórficas estudiadas son:

- a) carbonato - cuarzo - diópsido - escapolita - (flogopita - tremolita - granate - titanita).
- b) carbonato - olivina (serpentina) - apatita - espinelo - (diópsido).

10) *Cuerpos graníticos y aplopegmatíticos.* Estos cuerpos son abundantes en toda la comarca estudiada, salvo en el sector noreste del cuerpo de la sierra. Pueden diferenciarse dos tipos fundamentales de granitos.

1) De grano fino, muy leucocráticos, sin orientación preferencia de sus componentes, de contactos transicionales con la caja y de volumen reducido. Se encuentran dentro del área de los gneises granodioríticos, preferentemente en la zona de pasaje hacia los gneises tonalíticos. En la junta de la quebrada de Las Tumanas con la quebrada del Agua del Cardón, se observan numerosos cuerpos cuarzo-feldespáticos de grano fino, de pocos metros cúbicos de volumen, con fluidalidad muy contorsionada y de morfología sumamente irregular. En algunos casos los cuerpos presentan

variaciones texturales, de grano mediano a grueso llegando inclusive a pegmatoides. Ilustrativamente se puede hablar de inyección difusa o concentración por exudación de material leucocrático en reemplazo de gneises.

2) Se caracterizan por su gran desarrollo areal, por su grano grueso, su textura generalmente isorientada, félicos relativamente abundantes, contactos netos a rápidamente transicionales y con escasas excepciones, paralelo a la lineación regional y/o foliación de la caja. Uno de los más importantes es el que se extiende por las Cumbres de Las Mesillas, desde Puesto Chávez hasta algo al sur de la quebrada del Vallecito. Es de textura granosa gruesa, gris claro con abundante biotita, por zonas con leve isorientación de los componentes. El contacto es neto con las anfibolitas de la caja oriental, en tanto que es rápidamente transicional con los gneises tonalíticos de la caja occidental. Hay un tercer tipo de cuerpos, pero escasos en la comarca estudiada. Se caracterizan por una estructura interna compleja integrada por dos o más zonas con diferencias mineralógicas y texturales. Uno de ellos aflora en la quebrada de Casibares, al a latitud del cerro Cóndor Muerto. Es un dique discordante respecto de la foliación de los gneises granatíferos-sillimaníticos de la caja. Puede distinguirse tres zonas de grano mediano de 0,20 a 1 m de potencia, separada por dos zonas pegmatoides de 10 a 5 cm de potencia y encerrando a todo el conjunto dos bordes pegmatoides de 3 a 5 cm de ancho. Los contactos entre las distintas unidades texturales son netos. La composición global del cuerpo es de un leucogranito: feldespato potásico-oligoclasa ácida-cuarzo-moscovita.

11) *Cuerpos pegmatíticos.* En la comarca estudiada estos cuerpos son muy frecuentes y comunes a todos los ambientes metamórficos ya definidos. Su gran densidad, distribución general y tamaño impiden su expresión en el mapa.

Como resultado de una observación muy superficial de los distintos cuerpos pegmatíticos encontrados, puede intentarse un esbozo de zonalidad de pegmatitas para esta área.

Zona A: Cuerpos pegmatíticos y alopogmatíticos correspondientes a las pegmatitas ordinarias y epimagnéticas del tipo Id (fase B) de Fersman (1931). Son cuerpos no zonados o con zonalidad muy incipiente, el feldespato potásico y la moscovita son escasos, los contactos son generalmente transicionales.

Zona B: Pegmatitas no moscovíticas, correspondientes al grupo de pegmatitas con elementos raros, de epimagnéticas a pegmatoides o tipo II (fases B a C incluidas) de Fersman (1931).

Contactos netos con la caja, 3 a 5 zonas bien diferenciadas, abundante feldespato potásico, escasa columbita y tantalita, también ilmenita y magnetita. En la quebrada de la Pirca se encontró un cristal grande de allanita que es considerado un mineral tipomórfico para este tipo (Fersman, 1931).

Zona C: Pegmatitas boro-fluoradas con moscovita de las facies epimagnéticas a pegmatoides del tipo III b (fases B a D incluidas) de Fersman (1931).

Son similares a las anteriores, salvo la presencia y extraordinaria abundancia de moscovita (económicamente explotable) y secundariamente de pertitas, monacita (y berilo?).

12) *Zona de metamorfismo retrógrado de El Morado*

En varias localidades de la comarca estudiada pueden reconocerse fajas de metamorfismo retrógrado relacionado con fracturas o fajas de cizalla de distinta importancia. Pero sólo en el caso del cerro El Morado el fenómeno adquiere suficiente importancia como para tratar su consideración.

El Morado constituye un relicto del complejo metamórfico, ubicado bien al poniente de la línea regional del borde

occidental de la sierra. Con toda probabilidad, este borde ha sufrido, en distintas épocas geológicas, movimientos de falla.

Allí se encuentran gneises tonalíticos, anfibolitas y calizas metamórficas mostrando todos un fuerte desarrollo de esquistosidad e intercalándose con frecuentes fajas de milonitas de grano muy fino. Las asociaciones minerales son características de facies más bajas que las de igual litología ya descritas. Se trata aquí de facies *anfíbolita-epidoto*.

CONSIDERACIONES PETROLOGICAS

1) El grado de metamorfismo regional alcanzado por el complejo metamórfico de la sierra de Valle Fértil en el sector estudiado está indicado por las asociaciones críticas:

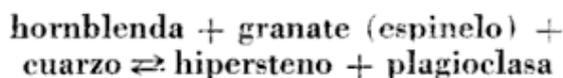
- a) hipersteno - andesina - cuarzo - biotita;
- a') hipersteno - diópsido - hornblenda - bitownita - cuarzo;
- b) Almandino (+ piropo) - sillimanita - ortosa - cuarzo - andesina - biotita;
- b') Hornblenda - diópsido - labradorita - cuarzo.

La primera asociación (a y a') pertenece a la *facies granulita* de Eskola y en particular a la *subfacies granulita hornbléndica* (Fyfe, Turner y Verhooogen, 1958). Las asociaciones b y b' en cambio, pertenecen a la *facies anfibolita*, en particular a la *subfacies ortosa-sillimanita-almandino* (Fyfe, Turner y Verhooogen, 1958). A esta facies deben atribuirse también los gneises granodioríticos de asociación cuarzo-ortosa-plagioclasa-biotita-(hornblenda).

Tal como ocurre en Laponia (Eskola, 1952) y muchas otras localidades, se observa aquí la asociación de dos facies características de distintas condiciones de presión y temperatura. Para explicar la coexistencia de ambas facies bajo las mismas condiciones físico-químicas ambientales, encontramos un valio-

so elemento de juicio en la existencia de franjas hipersténicas en los contactos anfibolita-gneis. Esta señala el carácter contemporáneo de las condiciones físico-químicas para los tres elementos composicionales.

Mehnert (1968) señala que en las series charnoquíticas de Groenlandia, los miembros básicos son ricos en hornblenda, mientras que piroxeno ortorómbico es el fémico común en los miembros ácidos, lo que se explica por la reacción:



La reacción tiende a desplazarse hacia la derecha cuanto más ácida sea la roca. Si suponemos la acción de un metamorfismo de alta temperatura y baja presión (ya se verá por qué) sobre un contacto rápidamente transicional entre una limolita o lutita con un nivel o lente margoso, resultará la formación de hipersteno, donde el medio sea suficientemente rico en sílice y magnesio-hierro (límite lutita-marga), hornblenda-plagioclasa donde hay déficit de sílice y exceso de Ca y Mg (marga) y biotita-plagioclasa-cuarzo donde abunda sílice y alúmina (lutita).

La subfacies *granulita hornbléndica* indica una presión parcial de agua elevada dentro del sistema.

2) Por otra parte, la subfacies *sillimanita-cordierita-ortosa-almandino* pertenece a la nueva *facies anfibolita cordierítica* propuesta por Winkler (1967) en base a las investigaciones de Miyashiro y Shido. Esta indica un metamorfismo regional en condiciones de baja presión: *tipo Abukuma* (Winkler, 1967).

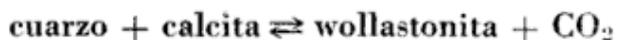
Así, en primera instancia, puede clasificarse el metamorfismo de la sierra de Valle Fértil como del tipo Abukuma en oposición al conocido tipo Barroviaño, y que se caracteriza por distintas asociaciones mineralógicas indicadoras de menor presión confinante para iguales rangos de temperatura. Es decir un

metamorfismo más epidérmico o epizonal, aun para facies de alta temperatura como es la granulítica.

Cabe señalar que Espizua (1970) indica la existencia de asociaciones características del tipo Abukuma para las metamorfitas de la quebrada de la Cébila (facies biotita-moscovita-sillimanita-andalusita).

3) Las asociaciones mineralógicas de las calizas también indican facies granulítica y anfibolita de alta: coexistencia cuarzo-carbonatos, escapolita en equilibrio con dióxido, granate, clinzoisita y olivina (serpentinizada).

La baja presión confinante es característica del complejo metamórfico estudiado según hemos visto más arriba. Pero esto no concordaría con la coexistencia cuarzo-carbonato sin producción de wollastonita. Sin embargo, las experiencias de Harker y Tuttle (1956) indican un desplazamiento hacia la izquierda de la reacción:



cuanto mayor es la presión parcial de flúidos en el sistema ($p\text{CO}_2$, $p\text{H}_2\text{O}$). Como hemos visto en el punto 1, la subfacies granulita hornbléndica es indicadora de alta presión parcial de agua en el sistema, de manera tal que la presión parcial de flúidos puede superar, en algunos puntos del sistema, a la presión confinante global. Esto explica la estabilidad de la asociación calcita-cuarzo en un metamorfismo epizonal de alta temperatura.

4) El contacto entre los "xenolitos" silicáticos y la masa calcárea que los incluye es de una importancia fundamental en la interpretación de los procesos metamórficos en la comarca. La *transición continua* de un gneis tonalítico a una caliza metamórfica es imposible de explicar si se postula que el gneis tonalítico es de origen migmatítico (en el sentido de una roca formada por la mezcla de un paleosoma autóctono y un neosoma alóctono). Si anteriormente a la migmatización la masa calcárea sólo contenía niveles o "xeno-

litos" micacíticos posteriormente transformados en migmatitas por inyección migmatítica o metasomatismo, es imposible explicar un grado semejante de inyección preferencial de los flúidos migmatíticos o metasomáticos.

Una explicación más lógica y simple para el origen de estos "xenolitos" y niveles gneisicos dentro de las masas calcáreas es suponer un metamorfismo de carácter isoquímico. Niveles más o menos lutítico-margosos dentro de bancos calcáreos fueron sometidos a metamorfismo junto con todo el complejo litológico de la zona. Los calcáreos se transformaron en calizas metamórficas, mientras que las lutitas incluidas como delgados niveles en los mismos, así como las lutitas que sobreyacían o subyacían los bancos calcáreos, se transformaron en gneises. Las zonas de contacto entre lutitas y calizas eran gradacionales y de las mismas características resultaron las litologías producto del proceso metamórfico. El plegamiento, anterior, posterior o probablemente contemporáneo con el metamorfismo, afectó distintamente a los niveles silicáticos y calcáreos. La masa calcárea se comportó fluidalmente en tanto que los niveles silicáticos no pudieron alcanzar las formas más complejas de plegamiento de flujo de la masa calcárea, fracturándose o inclusive rotando y desplazándose dentro de la caliza, resultando estructuras pseudobrechosas o agmatíticas (foto 5).

Si no es posible postular una invasión aloquímica migmatítica o metasomática y si el origen de los gneises puede explicarse como el resultado de un proceso metamórfico isoquímico llegando hasta el extremo de la anatéxis, *no se ve la necesidad de apelar a aquellos procesos para explicar el origen de todo el complejo gneisico-anfibólico* que constituyen la masa fundamental de la sierra de Valle Fértil.

5) Los pasajes transicionales, — con o sin intervalo hipersténico — entre anfibolitas y gneises, frecuentemente observados, donde generalmente la ausencia o presencia de biotita es el único



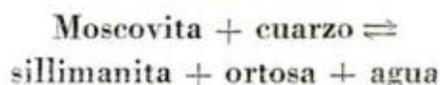
Foto 5. — Nivel de caliza metamórfica con inclusiones silicáticas. Quebrada Buey

criterio para diferenciar ambas facies en el campo; la intercalación de tipo lit-par-lit de capas del orden del centímetro de composición gnéisica y anfibolítica durante decenas de metros de espesor, observada en algunos afloramientos; la amplia distribución areal de ambas facies intercaladas e interdigitadas, constituyendo bancos o lentes de diferentes espesores, unos dentro de los otros y predominando uno u otro tipo litológico; las intercalaciones de *gneises sillimanita-almandino-feldespato potásico* con *gneises tonalíticos sin feldespato potásico*, y a su vez ambos con anfibolitas también desprovistas de feldespato potásico, así como la clara vinculación entre la presencia de feldespato potásico y la sillimanita-almandino, son todos argumentos que recalcan lo dicho en el punto 4 en el sentido de excluir una hipótesis aloquímica migmatítica o metasomática para explicar el origen de los *gneises* del complejo metamórfico en la comarca estudiada.

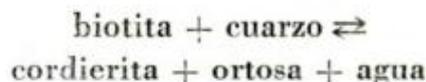
Las consideraciones hasta aquí expuestas permiten deducir las siguientes conclusiones generales:

a) El origen de los *gneises*, anfibolitas y calizas del complejo metamórfico de la sierra de Valle Fértil es por simple transformación y diferenciación metamórfica de alto grado, bajo condiciones de alta temperatura y baja presión confinante y alta presión parcial de flúidos, de una sucesión sedimentaria probablemente potente, constituida fundamentalmente por una serie "flyshoide" (grauvacas y lutitas) con importantes intercalaciones margosas y escasas calcáreas. Parte de las anfibolitas, perknitas y noritas corresponderían a complejos ofiolíticos del vulcanismo preorogénico.

b) El origen del feldespato potásico no debe buscarse en ignotas y profundas fuentes metasomáticas y/o migmatizantes, si no derivado de la transformación:



y en menor grado por la transformación:



características de la subfacies ortosa-sillimanita-almandino.

En ambos casos se liberan al sistema importantes cantidades de agua, lo que explica la alta presión parcial de flúidos y la coexistencia del par piroxeno-hornblenda.

c) El origen del feldespato potásico en los *gneises* granodioríticos y granodioritas gnéisicas, es probablemente el mismo que en el caso de los *gneises* granatíferos-sillimaníticos; pero es notable que en sólo una muestra de las cuatro estudiadas se observara sillimanita, que como el granate es sumamente escaso en los afloramientos de esas facies. En una muestra de *gneis* tonalítico se observaron estructuras que fueron interpretadas como reemplazo de biotita por hornblenda, con formación de mirmequitas cuarzo-feldespáticas; este proce-

so pudo haber contribuido, durante la etapa anatóxica, a la liberación de residuos cuarzo-feldespáticos.

d) El origen de los cuerpos pegmatíticos, graníticos y leucograníticos es resultado de la movilización anatóxica.

e) Winkler (1967) observó que las rocas metamórficas que permanecen sólidas durante la anatéxis son las anfibolitas, mármoles y ortocuarcitas, lo que explicaría la frecuencia de texturas "agmatíticas" de anfibolitas intercaladas en gneises.

f) La formación de porfiroblastos de feldespato potásico en distintas litologías excluyendo las anfibolitas y básicas, es debida indudablemente, al metasomatismo potásico. Pero éste se relaciona o es consecuencia del mismo proceso general de anatéxis, correspondiendo a la primera etapa de movilización (Menhert, 1968), rica en flúidos de alto coeficiente de actividad.

g) Con respecto a la formación de hornblenda en distintas facies de rocas básicas y ultrabásicas puede deducirse que la presencia de un mineral aluminico en la roca original es fundamental, ya sea una plagioclasa o un ortopiroxeno rico en Al_2O_3 . Obsérvese que en los niveles ultrabásicos diferenciados en las noritas (harzburgitas), donde el ortopiroxeno es pobre o no aluminico (no pleocroico), no se forma hornblenda como cabría esperar, si no serpentina.

Edad del metamorfismo

co habría terminado, cuanto más recientemente el Triásico inferior a medio.

En base a datos de edad absoluta de distintos lugares del mundo, Sutton (1965) concluye que las diferencias de edad entre las dataciones más jóvenes de un complejo gnéisico y las más antiguas de su cubierta sedimentaria sobreyacente, son del orden de 10 millones de años. La formación sedimentaria más antigua que sobreyace al complejo metamórfico del Valle Fértil es el Paganzo III o Formación Talampaya, asignada al Triásico inferior. Un intervalo del orden de 10 millones de años es apenas suficiente entonces, entre el final del proceso metamórfico y la deposición sobre el mismo de las sedimentos continentales del Triásico.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bodenbender, G., 1907. *Contribución al conocimiento geológico de la República Argentina, I. Petrografía*. Anales del Min. Agric., Secc. Geol. Mineral y Minería, 2 (3): 21-35.
- 1911. *Constitución geológica de la parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes*. Bol. Acad. Nac. Cien., Córdoba, 19: 5-221.
- 1912. *Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y recursos minerales*. An. Min. Agric., Secc. Mineral. Geol. y Minería, 7 (3): 9-161.
- Eskola, P., 1952. *On the granulites of Lapland*. Amer. Journ. of Science, Bowen Vol., Part One: 133-172.
- Espizúa, S. M., 1970. *Petrología y estructura de la zona de los distritos mineros de La Morenita, quebrada de Ambato, La Rioja-Ca...* Bol. Acad. Nac. de Geol. y

atites. 3 (Par-
URSS. Traduc-
idad de Lo-

J.
hic

- vincia de San Juan). Contr. Cientif., Fac. Cs. Exactas y Naturales, U.B.A., 2 (1).
- Jung, J. y Roques, M., 1952. *Introduction à l'étude zonoéogéographique des formations cristallophylliennes*. Bull. Serv. Carte Géol. France, 235, L, 1: 1-62.
- Knabe, W., 1966. in Winkler, H. G. F., 1967.
- Linares, E., 1968. *Datación geológica de las rocas graníticas de las Sierras de Córdoba, por medio del método plomo-alfa (Larsen)*. Actas Terc. Jorn. Geol. Arg., Comodoro Rivadavia, 2: 199-206.
- Mehnert, K. R., 1968. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publish. Co., Amsterdam.
- Sederholm, J. J., 1907. *On granit and gneiss, their origin, relations and occurrence in the Precambrian complex of Fenno-Scandia*. Bull. Com. Geol. Finlande, 23: 91-110.
- 1923. *On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland, Part I*, Bull. Comm. Géol. de Finlande, 58: 75-95.
- 1926. *On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland, Part II*, Bull. Comm. Géol. de Finlande, 77.
- Stelzner, A., 1875. *Comunicaciones sobre la Geología y Mineralogía de la República Argentina*. Corregido por Burmeister, G. Actas Acad. Nac. Cs., Córdoba, 1: 1-12.
- 1885. *Beiträge zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republick*. Geologischer Teil. Cassel, Berlin.
- Stoll, W. C., 1958. *Las minas y la minería en la Sierra de la Huerta, provincia de San Juan*. Dir. Nac. de Geol. y Minería, Anales 9.
- Sutton, J., 1965. *Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism in Controls of Metamorphism*. Geological Journal Special Issue, 1: 22-42. John Wiley & Sons Inc., New York.
- T. E. A., 1968. *Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan, su prospección y áreas con posibilidades mineras. Parte I*. Compañía Minera TEA, San Juan. Departamento de Minería, Provincia de San Juan.
- Villar Fabre, J. F., 1961. *Textura en anillos de una Norita de Valle Fértil, provincia de San Juan*. Rev. Asoc. Geol. Arg., 16 (1-2): 43-52.
- Winkler, H. G. F., 1967. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*, Springer-Verlag, New York, Inc.

Recibido 14 de agosto de 1970.

NOTAS BREVES

HALLAZGO DE ALLANITA EN UNA PEGMATITA DE VALLE FÉRTIL, PROV. DE SAN JUAN, REP. ARGENTINA

POR MILKA K. DE BRODTKORB *

La Divisional Mendoza de la Comisión Nacional de Energía Atómica me encargó la determinación de un mineral radiactivo proveniente de una pegmatita de la zona de Las Juntas, Valle Fértil, Prov. de San Juan. Fue entregado por el Sr. Ignacio Costa a la Dirección de Minas de San Juan, quien lo remitió por ser radiactivo, a la repartición mencionada en primer término.

Se trataba de tres cristales de 4-7 cm de largo, de color pardo-amarillento debido a una costra de meteorización, pero pardo negruzco y brillo vítreo en fractura fresca. Una vez realizado un diagrama de Rayos X se comprobó que la especie en cuestión era un mineral metamictizado, procediéndose por ese motivo a provocar su recristalización.

Se comprobó que se trataba de allanita y puesto que no fue determinada anteriormente en las pegmatitas de Valle Fértil, se considera de interés dar a conocer este hallazgo, mencionándose solo las características más sobresalientes estudiadas hasta ahora.

La muestra original no es totalmente metamictica y presenta escasas líneas en el diagrama de Rayos X. Para obtener su recristalización se procedió al calentamiento en una mufla, a diferentes

tiempos y temperaturas, y en aire, obteniéndose los diagramas más completos entre los 600° y 900°, independientemente de los tiempos empleados de 6 hs, 8 hs y 10 hs. Los roentgenogramas son comparables a las allanitas no metamicticas o recristalizadas mencionadas por diferentes autores. A más de 900° C el mineral se descompone y los diagramas presentan únicamente las líneas del CeO₂. El color y el brillo no varían mayormente hasta los 900° y los posteriores cambios físicos se atribuyen a su descomposición.

Al microscopio es de color amarillorrojizo y presenta cierta anisotropía. Los índices de refracción varían entre $\alpha = 1,69$ y $\gamma = 1,70$. Uno de los cristales está bien definido morfológicamente, presentando desarrolladas las caras 100,001 y 101.

Su composición química fue estudiada a través de análisis espectrográficos semicuantitativos efectuados en el Servicio Geológico de los Estados Unidos, en Denver, siendo éstos los primeros resultados:

Si = > 10 %; Al = > 10 %; Fe = 7 %;
Ca = 7 %; Mg = 0,7 %; Ti = 0,1 %;
Mn = 0,5 %;
Ce = > 5 %; La = > 5 %; Th = 1 %;
Y = 0,15 % y otras T.R. = 4,5 %.

* Dirección Nacional de Geología y Minería.

CRONICA DE LA ASOCIACION

RESOLUCION DE LA COMISION DIRECTIVA

La COMISIÓN DIRECTIVA al considerar el informe de la Tesorería, del que se desprende que existe un elevado número de asociados en mora en el pago de las cuotas mensuales.

Teniendo en cuenta que los gastos se acrecientan por aumentos en el costo de impresión de la Revista, por la necesidad de mantener personal que realice las tareas diversas antes a cargo exclusivo de un miembro de esta Comisión, y finalmente por erogaciones mensuales que ocasiona el local social, como otras de carácter eventual; considerando además que es indispensable asegurar el equilibrio entre los ingresos y egresos para prestigiar a la Institución.

SE RESUELVE:

1º — Aplicar el Art. 11, inciso b. a los morosos de más de un año de cuotas impagas. Dice: "Se pierde la condición de miembro de la Asociación Geológica Argentina, por alguno de los siguientes motivos:

a) Renuncia...

b) Mora en el pago de las cuotas durante seis meses.

c) Por resolución de la C. D. por comprometer el asociado la dignidad y fines de la Asociación.

2º — Establecer que solamente podrán reincorporarse, sin pago de cuotas atrasadas, ni exigencias de provisión de ejemplares de la Revista correspondientes al período de la mora, que podrán ser adquiridas por intermedio de LIBRART S.R.L. los morosos a quienes se les hubiera suspendido el envío de la Revista; pero los incursos en mora a quienes se les continuó enviando la Revista hasta el Tomo XXV no podrán reincorporarse sino a condición de que satisfagan el importe total adeudado. Excepcionalmente, podrá satisfacerse directamente por la Asociación, la provisión en venta a precios fijados, ejemplares atrasados de la Revista correspondientes al período de mora.

3º — Anualmente en la última sesión del año, se formulará nómina de asociados morosos con más de un año de cuotas impagas, para declararlos excluidos. La C. D. podrá considerar favorablemente situaciones especiales.

4º — La Asociación requerirá a los asociados morosos el pago de las cuotas atrasadas y si en el término de tres meses de enviada la liquidación del importe requerido no se tuviera contestación o pago para actualizar la deuda, se considerará causa suficiente para aplicarle el inc. b.) del art. 11 del Estatuto Social.

LEXICOLOGIA GEOLOGICA

Con el propósito de contribuir al uso adecuado en la literatura geológica de los vocablos que se indican a continuación, se formulan comentarios y señalan características que los mismos representan. Es posible que el análisis detallado que se realiza, sea considerado por algunos un tanto exagerado y aun innecesario; pero entendemos que es menester procurar la correcta expresión y significado de lo que se desea dar a conocer; se realiza el comentario que sigue del cual se desprende la diferencia que pasa entre *zona* y *región* y se pone en evidencia la impropiedad de su empleo indistinto, pues parece existir la tendencia de usarlo equivalentemente, lo que de ninguna manera debe serlo, tratándose de literatura técnico-científica.

En el comentario que define cada uno de estos vocablos, el concepto geomorfológico y geológico, siempre desde el punto de vista de la magnitud de la unidad que se menciona.

ZONA: Por definición la zona es una parte territorial o porción de una cosa mayor, comprendida entre dos límites paralelos. El principal ejemplo corresponde a la geografía que ha dividido el globo terráqueo en cinco zonas delimitadas por paralelos. Se deduce de esto que al indicar una zona o hacer referencia a ella, han de mencionarse los límites de la misma, que forzosamente deben ser paralelos.

Si se tiene en cuenta que de un meridiano al siguiente, o de un paralelo al otro que le sigue media una distancia de unos cien kilómetros en término medio, con excepción de las regiones polares, puede advertirse que una zona de dos grados de meridiano por cuatro grados de paralelo incluye una extensión no inferior a ochenta mil kilómetros cuadrados, se aceptará la posibilidad de que la porción territorial comprendida en la zona, presente caracteres diversos desde el punto de vista geomorfológico y geológico. De lo expuesto resulta que la *zona* es una porción perfectamente delimitada por líneas geográficas; pero es de aceptarse que sea posible hablar de zona con relación a una porción territorial comprendida entre dos cursos de agua más o menos distantes, o entre dos cordones de cerros, en ambos casos sensiblemente paralelos. Y así se puede decir la zona comprendida entre los ríos Colorado y Negro en la porción del curso inferior de ambos, o la zona del Valle de la Punilla incluido entre la sierra Grande y la sierra Chica de Córdoba; así existirá la posibilidad de encontrarse en los estudios geomorfológicos, y geológicos, con zonas comprendidas entre líneas sensiblemente paralelas. Con frecuencia en paleontología se dice en la zona de determinado fósil, refiriéndose a estratos que quedan comprendidos entre otros dos que por su posición son paralelos y de tal modo se identifica la situación de aquel.

REGIÓN: La región geomorfológica y geológicamente es una unidad territorial de grande extensión y que por tal condición presenta variados caracteres. En ocasiones comienzan sobre las costas marinas, se apoyan en las márgenes de grandes arterias del drenaje territorial, alcanzan sus confines en altas montañas que comprenden grandes valles, quebradas y altiplanos, picos elevados, campos de nieve, nieves penitentes y otros y de allí descienden a llanuras donde se confunden con las de otras unidades semejantes. Así se habla de la REGIÓN AMAZÓNICA, de la SALTO-CHAQUEÑA, de la REGIÓN PATAGÓNICA, o de la CORDILLERANA.

En su gran extensión la *región* puede comprender: llanura en parte cubierta por bosques, en otras por un tapiz vegetal y una dispersa población de árboles y arbustos; se encon-

traran salares, salinas, suelos salitrosos o salinos, arenales y en ciertos casos extensas porciones cubiertas por clastos de tamaño, forma y origen diferentes; han de hallarse asimismo puertos marinos, bajos, depresiones, cuencas, esteros, lagunas y lagos y una red de corrientes fluviales de distintos caudales, algunas que alcanzan su nivel de base y otros que desaparecen en arenales; cerros y yacimientos. A veces, cordones montañosos de mediana elevación, rocas de edades diversas que muestran los relictos de una actividad volcánica de magnitud y frecuencia, todo lo cual configura un paisaje de características geomorfológicas propias.

Sin embargo, este vocablo *región* se usa y lo es en forma adecuada, en sentido restringido, para referirse a una porción territorial sin límites definidos, pero que geológica y geomorfológicamente contienen rasgos que pueden ser objeto de estudios especiales, en cierto modo amplios. Pero en este caso es indispensable que la *región* sea definida usando un topónimo, el nombre de un yacimiento, el de un cerro, el de una laguna o lago o también el de un puerto o las cabeceras de un río importante. Así se dirá región de Malargüe o de Puerto Madryn, de Comodoro Rivadavia o de Plaza Huincul, la región de la laguna de Llanquanelo o del lago Epuén, la cuenca de Matagusanos, la de Cerro Lotena, o también la región de las Cabeceras del Alto río Mayo.

Propiciamos pues, el uso adecuado de los vocablos a que se ha hecho referencia, por que se estima que de esta manera la literatura geológica resultará de mayor precisión.

TRASLAPAR: Este vocablo de origen naval ha pasado a la literatura geológica. En su origen significó el corte en bisel que se efectúa en dos alfajías que han de unirse para luego ser colocadas en la cubierta de los barcos de tal manera que no ofrezcan resaltos que impidan la marcha. Por ello una de las alfajías se sobrepone a la otra en la parte cortada en bisel y es precisamente el concepto de sobrepone el que rige en geología. Así se dice que los estratos tales traslapan sobre los estratos... lo que significa que se sobrepone y ese es sencillamente el valor que ha de darse a este vocablo.

ESTE NUMERO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 10 DE MARZO DE 1971
EN LA IMPRENTA CONI, S. A. C. I. F. I., PERU 684
BUENOS AIRES, REPUBLICA ARGENTINA

**El presente trabajo se ha financiado en parte con un subsidio del
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que
no se hace responsable del contenido del mismo**

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

COMISION DIRECTIVA: *Presidente:* DR. CARLOS D. STORNI; *Vicepresidente:* DR. PEDRO N. STIPANICIC; *Secretario:* DR. 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.

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a

MAIPU 645, Piso 1º, Buenos Aires (Rep. Argentina)

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos. — C. D.

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

Toda la correspondencia referente a suscripciones, colecciones o números sueltos de esta Revista, deberá dirigirse a LIBRART S. R. L., Corrientes 127, Buenos Aires, República Argentina, Representantes y distribuidores para toda la República Argentina y el exterior.