UNIVERSIDAD DE LA REPUBLICA

FACULTAD DE AGRONOMIA

MONTEVIDEO - URUGUAY

PREDEVONIANO EN EL URUGUAY

POR

JORGE BOSSI

ANGEL FERNANDEZ

GRACIANO ELIZALDE

Boletín Nº 78 Octubre 1965

PREDEVONIANO EN EL URUGUAY

J. Bossi,* A. Fernández ** y G. Elizalde ***

EL PROBLEMA DE LAS ROCAS CRISTALINAS

La obra de Karl Walther, James Mac Millan, Nicolás Serra, Gordon Jones y Juan C. Goñi, sobre nuestras rocas cristalinas, fue extensa y fecunda. Sin embargo, los medios limitados, así como la falta de base topográfica y de relevamientos aerofotográficos, redujeron sensiblemente las proyecciones de sus obras, realizadas con dedicación y reconocida capacidad técnica. En consecuencia, el conocimiento geológico de las rocas cristalinas del Uruguay, resulta hoy insuficiente para cualquier aplicación que se le quiera dar a la geología: prospección de riquezas minerales, búsqueda de aguas subterráneas, naturaleza del suelo desarrollado, o fundación de obras de ingeniería. Cada vez que se estudia en detalle mediano cualquier zona del país, se producen discrepancias, a veces grandes, con lo previsto sea en los mapas departamentales, sea en el mapa geológico nacional a escala 1/500.000 publicado en 1957 por el Instituto Geológico del Uruguay.

La realidad actual, vista a través del material cartográfico publicado, dista bastante de representar relevamientos geológicos fidedignos, incluso aunque se lleven a escala 1/500.000. Las extrapolaciones de los distintos conjuntos de rocas son generalmente ilegítimas. Relevamientos regionales como los realizados por Mac Millan (1933), Goñi (1956) y Jones (1956), indican el camino que es necesario seguir para lograr el relevamiento integral del país por lo menos a la escala citada.

Los aspectos más importantes del conocimiento actual sobre la geología del Uruguay, han sido expuestos por Caorsi y Goñi (1958) en el Boletín Nº 37 del Instituto Geológico del Uruguay. El mejor mapa geológico general del país, es el ya citado a escala 1/500.000. Numerosas monografías departamentales con mapas geológicos a escala 1/250.000, han sido publicados por el Instituto Geológico del Uruguay. En todos los casos, sin embargo, ha sido esquivado el problema de las rocas cristalinas,

* Profesor de Geología, Facultad de Agronomía, Garzón 780.
** Profesor Adjunto de Geología, Facultad de Agronomía.
*** Ayudante de Geología, Facultad de Agronomía.

relevándose todo el conjunto casi indistintamente en una sola unidad cartográfica (generalmente como Basamento Cristalino). El relevamiento del Departamento de Treinta y Tres de SERRA (1944), hace excepción en este sentido, pues separa varios grupos de rocas dentro de los terrenos metamórficos del Departamento.

Dentro de los *"Terrenos Precámbricos"*, se relevan desde MAC MILLAN (1933) dos grandes áreas geológicas con litología y edad distintas, a saber:

—*Basamento Cristalino*, separado como Complejo Arcaico por MAC MILLAN, integrado por rocas meso y catazonales: gneis, anfibolita, micaesquisto, etc. En los mapas geológicos del Uruguay de LAMBERT (1940), SERRA, CAORSI y BONFIGLIO (1946), y CAORSI (1957), se incluyen todos los macizos ígneos plutónicos, sin distinción de edad ni origen, en el Basamento Cristalino, aunque tanto LAMBERT (1940), como SERRA (1944), y CAORSI y GOÑI (1958), señalan la existencia de granitos de edades distintas al Arcaico. Está relevado en rosado en el mapa geológico del Uruguay, edición 1957.

—*Serie de Lavalleja*, separada por MAC MILLAN como "Serie de Minas del Uruguay", de supuesta edad Proterozoica, constituída por rocas epizonales: filitas, pizarras, cuarcitas, filitas calcáreas, calizas, esquistos cloritosos, etc. Esta serie se distribuye principalmente como una extensa franja N-NE que atraviesa los departamentos de Maldonado, Lavalleja y Treinta y Tres, y una franja menor del mismo rumbo, al este del departamento de Rocha. En diversos puntos del sur del país se han señalado zonas de pequeña extensión atribuídas a esta Serie. En todos los casos el único criterio adoptado para incluir los esquistos relevados en la Serie de Lavalleja, ha sido el bajo grado de metamorfismo de los mismos.

En 1943, SERRA releva el departamento de Colonia y refiriéndose a la zona señalada en su mapa como *Serie de Minas* en la Cuchilla Guaycurú, dice: "Su inclusión dentro de la Serie de Minas se hace con reservas, a la espera de nuevos elementos de juicio".

GOÑI (1957), en su estudio del "Filón pegmatítico de los Cerros de San Juan" atribuye a ciertos ultrabasitos consistentes en anfibolitas piroxénicas con transformación clinozoisítica, el carácter de frente básico que precede a la inyección magmática, que origina tanto las migmatitas como la pegmatita del área. Este autor acepta el rejuvenecimiento de viejos metamorfitos al atribuir edad Proterozoica (?) a esta "inyección magmática". Implícitamente está admitiendo la existencia de migmatización post-Serie de Lavalleja. En las conclusiones dice textualmente (pág. 16): "...esta intrusión pegmatítica no está asociada...

con intrusiones de tipo batolítico. En este sentido cabe interpretarla como un producto de inyección magmática, en conexión quizá con las migmatitas que adquieren en la zona un gran desarrollo y que están precedidas por un frente básico cargado de iones Fe^{++}, Fe^{+++}, Mg^{++}, Ca^{++}, etc., que es el que delimita el contacto".

Además, CAORSI y GOÑI (1958) expresan textualmente: "Entendemos que la cronología de nuestras complejas formaciones Arqueozoicas no podrá ser resuelta hasta tanto no se hayan relevado y estudiado las grandes unidades estructurales que forman parte de esos terrenos. El estudio de Batolito de Sauce es un primer paso en ese sentido, estando en estos momentos...".

En 1958, GOÑI separó las calizas marmóreas y los mármoles calcíticos y dolomíticos pertenecientes a la Serie de Lavalleja, como "Serie de Polanco", la que, según este autor, se superpone discordantemente a la Serie de Lavalleja; en el mismo trabajo señala probables facies catazonales de la Serie de Polanco (mármoles a forsterita de Vichadero). Contrariamente al criterio anteriormente mencionado, sustentado por CAORSI y GOÑI, la separación de esta Serie ha sido realizada sin un relevamiento previo (sus argumentos para la separación se tratan más adelante).

Es importante señalar estos planteamientos, pues habiendo sido Goñi y Caorsi autores de avanzada de nuestra geología, son sumamente significativos, tanto la utilización de términos con signos de interrogación en sus trabajos respecto a la edad relativa de nuestros metamorfitos, como los numerosos cambios introducidos en la estratigrafía en corto período de tiempo.

Entendemos que las numerosas interrogantes que se plantean al hacer referencia a edad y relaciones de nuestros metamorfitos, la falta de relevamientos que respalden las distintas divisiones estratigráficas propuestas, la falta de pruebas que demuestren la existencia de discordancia entre "Basamento Cristalino" y "Serie de Lavalleja", y los numerosos casos en que las rocas supuestamente basales son concordantes y posteriores a los epimetamorfitos de la "Serie de Lavalleja", conducen a invalidar las subdivisiones cronológicas aceptadas para nuestras rocas metamórficas. Nos parece lógico y necesario, eliminar la discutible estratigrafía del Predevoniano en Uruguay, a cambio de poder trabajar libremente en base a criterios zoneográficos en futuros relevamientos.

La separación estructural entre Serie de Minas y Complejo Arcaico de MAC MILLAN (1933), se basa en una discordancia cuyas pruebas son discutibles. Dice este autor en su Introducción: "las formaciones más antiguas consisten en un complejo de gneises y esquistos asociados, atravesados por diques de granito y pegmatita de edad indeterminada. Están recubiertas en

discordancia por una sucesión de rocas metamórficas que consisten principalmente en cuarcitas, filitas, esquistos y calizas cristalinas con intercalaciones de lavas antiguas..."; más adelante, en la pág. 31: "...La discordancia entre... Serie de Minas y las rocas del Complejo Fundamental es evidente... Se aprecia esta discordancia en la cuarcita que forma los cerros del distrito aurífero de Rivera así como en Valentines, Nico Pérez..." y en la pág. 12: "Donde predominan las cuarcitas y los esquistos, como en los cerros de Valentines y Nico Pérez, aparece algunas veces una capa de arcosa en la base de la cuarcita".

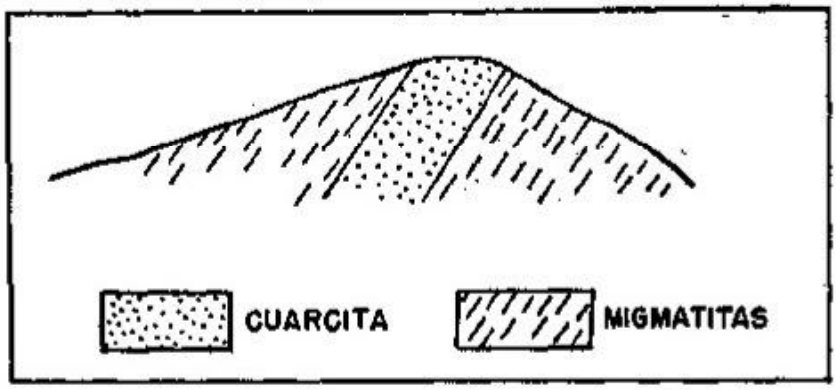

FIG. 1.— Estructura de cuarcitas migmatizadas.

SERRA (1944) se refiere también a los alrededores de Valentines en los siguientes términos: "...habiéndose observado casi exclusivamente cuarcitas y pocos esquistos. Los espesores no son grandes y a menudo los bancos se adelgazan hasta desaparecer, dejando al descubierto las rocas arcaicas sobre las cuales descansan en discordancia, ya sea directamente, ya por intermedio de un banco de arcosa".

Estas estructuras en realidad no son discordantes. Representan bancos de cuarcita, a veces magnetítica como en el caso de Valentines, que resistieron parcialmente la feldespatización. Este fenómeno se analiza con más detalle al tratar la "Granitización de la cuenca del Arroyo Valentines". La estructura normal al rumbo de los metamorfitos se muestra esquemáticamente en la figura 1.

Por otra parte, las zonas hasta el presente relevadas, no muestran la existencia de discordancia regional. Es más, en Cuchilla Dionisio (departamento de Treinta y Tres), es clara la *concordancia* entre los epimetamorfitos [Serie de Minas según SERRA (1944)] y los esquistos cuarzosos y gneises (migmatitas) que se desarrollan al este del arroyo Yerbal. Lo mismo puede señalarse para los alrededores del cerro Pororó departamento

de Lavalleja), donde micaesquistos mesozonales son concordantes con epimetamorfitos al oeste (Serie de Lavalleja) y migmatitas al este.

La fotointerpretación de la Misión Maldonado del Servicio Geográfico Militar [G. ELIZALDE (1963)], que se adjunta superpuesta al relevamiento geológico de MAC MILLAN (1933) (fig. 2), permite observar los principales rasgos estructurales a ambos lados de su contacto "Serie de Minas-Complejo Arcaico". Si bien no aporta ningún elemento de juicio definitivo, muestra que en la zona norte, las *discordancias estructurales* coinciden con fallas comprobadas (ver también mapa geológico de Mina Oriental, fig. 24). Hacia el sur del Paso de la Horqueta del Arroyo Pan de Azúcar (corte con la ruta 60), se desarrollan metaconglomerados que no han sido todavía objeto de relevamiento; pueden representar conglomerados basales, pero es necesario probarlo, ya que MAC MILLAN no hace referencia a ellos. Por otra parte, uno de los afloramientos de esta región (Mina Apolonio, frente al Km. 41 de la ruta 60) fue interpretado por GOÑI (1958) como nivel conglomerádico "intra-Serie de Lavalleja".

Otro aspecto a tener en cuenta en este problema, es que una discordancia estructural, no necesariamente significa *discordancia estratigráfica*. A este respecto es muy ilustrativa la siguiente transcripción de REYNOLDS (1956), pág. 381: "Movements of two structural levels of the earth's Crust were recognized to be contemporaneous and disharmonic".

Muchas veces, al estudiar un área señalada como "Serie de Lavalleja", se encuentran rocas metamórficas de profundidad de formación mayor que la epizonal que se asigna generalmente a los metamorfitos de esta Serie.

La inversa es aún más frecuente, es decir, no están reconocidas en nuestro país todas las zonas de rocas epimetamórficas. Es evidente que no se pueden ensayar esquemas estratigráficos del "Precámbrico" antes de tener su "zoneografía" completa, reuniendo las rocas en "zonas de isometamorfismo" [JUNG y ROQUES (1936)]. A juicio nuestro, ese es el paso previo a la determinación de las estructuras generadas en cada *ciclo orogénico*, que constituye la unidad estratigráfica natural de los terrenos metamórficos [HARPUM (1960), QUENNEL y HALDEMANN (1960)].

A esto se suma el hecho de que algunas áreas señaladas como *"Basamento Cristalino"* adyacente a la *"Serie de Lavalleja"*, son intrusiones más jóvenes que ésta (Sierra Mahoma, Isla Mala, Santa Teresa...) o granitos de anatexis asociados a la formación de la misma (Nico Pérez y Cuchilla Dionisio).

Resumiendo, la actual división entre *Basamento Cristalino* y *Serie de Lavalleja* se basa en una supuesta discordancia erosiva, cuyas pruebas serían las cuarcitas de Valentines y Nico

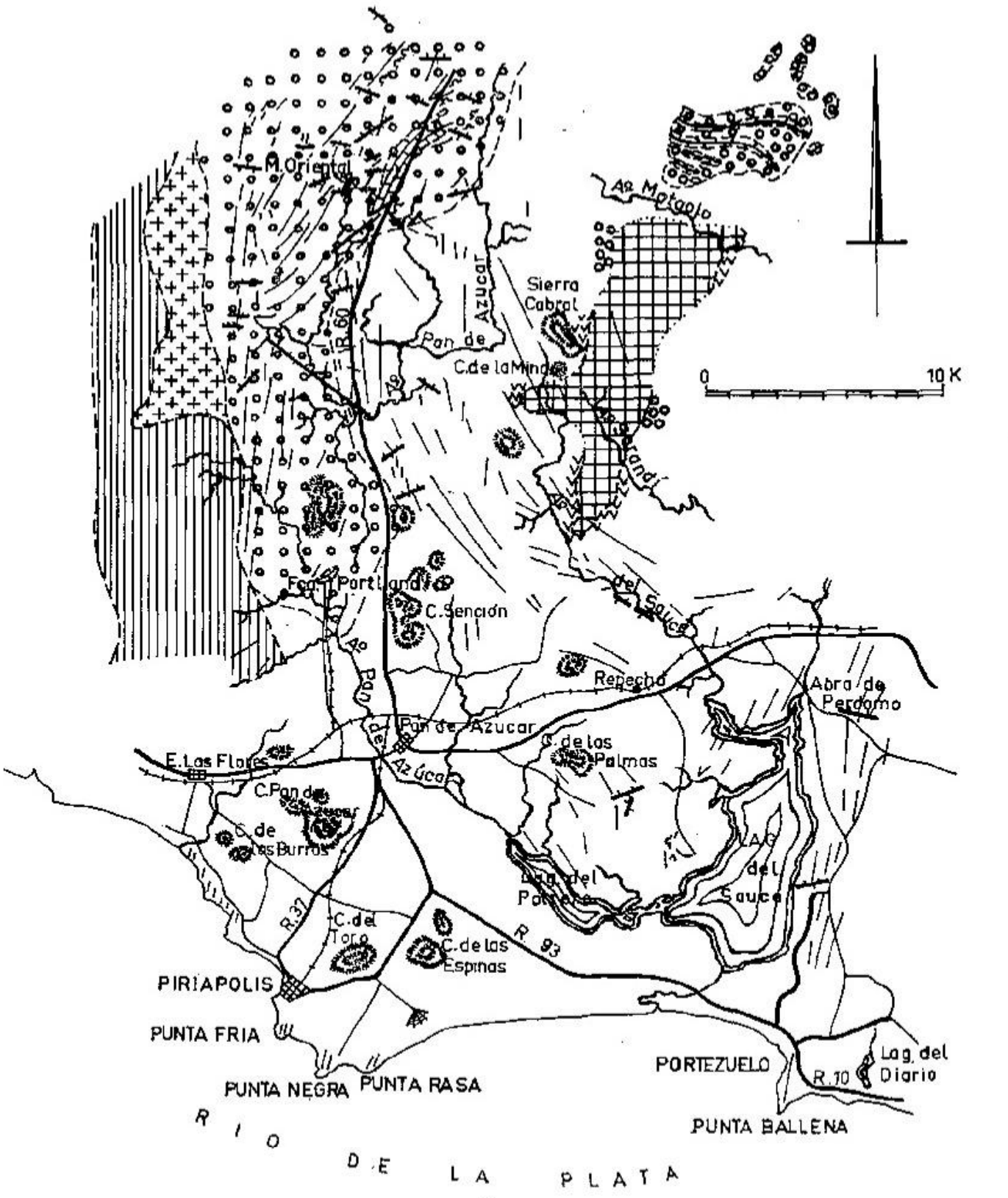

FIG. 2.— Fotointerpretación estructural de la Hoja Maldonado

Pérez que, como se ha señalado anteriormente, son restos de cuarcitas que han resistido parcialmente la feldespatización, concordantes con las migmatitas asociadas. Además, en el sur del país no es observable la discordancia estructural, según se desprende de la fotointerpretación de la Misión Maldonado, y en Treinta y Tres, las rocas de la "Serie" y las profundas, del "Basamento Cristalino", son concordantes.

Si a estos hechos se suman las extensas áreas de granitos jóvenes, señalados desde MAC MILLAN (1933) y recalcados últimamento por CAORSI y GOÑI (1958), que no obstante se incluyeron en el mapa geológico de 1957 en el "Basamento Cristalino", se hace evidente que carece de sentido la separación estratigráfica de nuestro Predevoniano.

Lo que sigue vigente, es que las áreas reconocidas como "Serie de Lavalleja" corresponden a ectinitas epizonales. El gran valor del trabajo pionero de MAC MILLAN, es que su relevamiento constituye una exacta base para el *estudio zoneográfico del Predevoniano*, que proponemos en el presente trabajo.

La existencia de una discordancia clara y segura, también repercutió en la nomenclatura seguida por los distintos autores. Desde el trabajo del Dr. WALTHER (1919), verdadero creador de las líneas fundamentales de nuestros conocimientos geológicos, es posible referir la siguiente sucesión histórica de nombres que recibieron nuestras rocas profundas:

—WALTHER (1919) denominó FUNDAMENTO CRISTALINO al conjunto de pizarras cristalinas y rocas eruptivas.

—MAC MILLAN (1933) separó dentro de sus TERRENOS PRECÁMBRICOS, el Arcaico y la Serie de Minas del Uruguay, siguiendo las ideas de la época, en función del aspecto sedimentario de las rocas de esta última.

—LAMBERT (1941) divide los TERRENOS ANTECÁMBRICOS en Complejo Arcaico y Serie de Minas, respetando la nomenclatura de MAC MILLAN.

—SERRA (1943-1945) hace la división en Terrenos Arcaicos, Serie de Minas y Granitos.

—WALTHER (1948) divide el PREDEVÓNICO uruguayo en Arcaico (anfibolitas, dioritas y pegmatita biotítica) y Algónquico o más moderno (Hemimetamorfitos de la Serie de Minas y Serie de Aiguá).

—JONES (1956) llama Complejo Basal sin diferenciación, a las rocas metamórficas y migmatitas en Canelones. Este autor esboza en varias oportunidades que las "rocas graníticas" son de anatexis; sin embargo, las trata separada-

CUADRO 1

MAC MILLAN, J. (1933)	WALTHER, K. (1948)
INTRUSIONES POSTERIORES. Granitos jóvenes a biotita (Illescas). Granitos anfibólicos. Sienitas y pórfidos con hornblenda y augita. Filones de pegmatita, lamprófidos y pórfidos.	e) Pórfido cuarzoso. Porfirita y vitrofirita.
ULTIMAS EFUSIONES. Serie de Aiguá. (Walther, K., 1927.) Riolitas, brechas, aglomerados, tofas y areniscas.	d) Alcalinitos de Pan de Azúcar, La Paz, etc.
	B) ALGONQUIANO (o más moderno).
	II) Serie de Alguá (Silúrico?). Conglomerado, cuarcita, arenisca, c_3-c_2-c_1. Granito criptalcalínítico con séquito filoniforme. Pórfido plutónico. Vulcanitos ácidos y básicos.
SERIE DE MINAS. Calizas, filitas, esquistos, cuarcitas. Pizarras, areniscas. Conglomerados interestratificados con esquistos sericíticos y micáceos. Filones de lamprófido, pórfidos y diabasa.	I) Hemimetamorfitos. Sedimentos de la Serie de Minas, más antiguos que c_3. Cuarcita, esquisto cuarcítico, sericítico, talcoso, etc. Calizas y dolomitas.
COMPLEJO ARCAICO. Gneisses, micaesquistos, etc. Granitos antiguos y filones pegmatíticos de edad desconocida.	A) ARCAICO. II) b_2. Pegmatita biotítica. b_1. Granodiorita aplítica y aplita. I) a_3. Diorita cuarzosa. a_2. Granodiorita (Capurro, La Teja, Santander). a_1. Anfibolitas (hornblenditas, esmaragditas, etc.).

GOÑI, J. (1958)

GRANITIZACIÓN IV.

Tectónica Herciniana.
Devónico.

GRANITIZACIÓN III.
Tectónica Caledoniana (?).

Serie de Polanco (Silúrico?).
Calizas marmóreas, mármoles calcíticos y dolomíticos, a veces mineralizados.

GRANITIZACIÓN II.

Tectónica Huroniana.

Serie de Lavalleja.

—Superior:
itabiritos, talcosquistos, cloritoesquistos, pizarras carbonosas, cuarcitas, manganesíferas, etc.
—Inferior:
cuarcitas, filitas, lutitas, interestratificados con tofas, brechas, etc.

GRANITIZACIÓN I.

Varios y complicados plegamientos.

Basamento Cristalino.

Catametamorfitos orto y para; migmatitas, gneisses, esquistos, con filones asociados.

GOÑI, J. - H. GOSO - R. ISLER (1962)

EOPALEOZOICO.
Formación Piedras de Afilar.
Secuencia volcánica.
Secuencia sedimentaria.
GRANITIZACIÓN III.

Formación Polanco.
Principalmente calizas cristalinas.

PRECAMBRICO.
Superior = *Serie de Lavalleja.*
Plutonitos posteriores (en parte GRANITIZACIÓN II).
Batolitos de Illescas, Sauce y Valentines.
—Superior:
Itabiritos, talcoesquistos, etc.
Acumulaciones importantes de Fe y Fe-Mn.
—Inferior:
Cuarcitas, filitas, etc.
Corindonitas.
Lavas básicas amigdaloides de la Sierra de Animas (?).
Mineralizaciones de Cu-Pb-Zn.
GRANITIZACIÓN I.

Inferior.
Catametamorfitos orto y para.
Migmatizaciones basales.
Dioritas cuarcíticas y granodioritas.
Anfibolitas: esmaragdititas, esquistos anfibólicos, etc.
Micacsquistos, a veces granatíferos.
Pequeñas concentraciones de Ti y Fe-Ti.

mente del Complejo Basal y las describe incomprensiblemente después de las "Efusiones Mesozoicas".

—CAORSI y GOÑI (1958) dividen el PRECÁMBRICO en Basamento Cristalino (Arcaico) y Serie de Lavalleja (Proterozoico). Dentro del primero incluyen los metamorfitos meso y catazonales, y describen allí las migmatitas, pero ya indican: "Es un problema planteado a nuestra geología, lo referente a la edad de estas migmatitas". En la Serie de Lavalleja incluyen los epimetamorfitos.

—GOÑI (1958) sigue la nomenclatura anterior, pero divide la Serie de Lavalleja en Inferior y Superior y separa de ella a las calizas con las que crea la *Serie de Polanco*, de posible edad Silúrica.

—GOÑI et AL. (1962) dividen el PRECÁMBRICO en Inferior y Superior. El Inferior comprende catametamorfitos, migmatitas basales, etc. El Superior, comprende la Serie de Lavalleja, subdividida en Inferior, Superior y Plutonitos posteriores. En el Eopaleozoico incluyen las formaciones Polanco y Piedras de Afilar.

Desde MAC MILLAN (1933) hasta GOÑI (1962), han sido propuestos varios esquemas estratigráficos de nuestras rocas cristalinas (ver cuadro 1). Todos estos esquemas han resultado insuficientes frente a numerosos estudios de detalle.

Una estructura frecuente en nuestras rocas Predevonianas —epimetamorfitos concordantes con rocas más profundas, el todo migmatizado— no encaja en ninguno de los cuadros estratigráficos propuestos.

La falta total de datos estructurales de la mayor parte de nuestro subsuelo cristalino, así como la carencia de datos de edad absoluta de plutonitos, conduce a procurar el mayor número posible de relevamientos detallados de muchas áreas, antes de pretender separar con seguridad distintas unidades estratigráficas.

Las posibles discordancias u otros criterios que sirvan de apoyo para la separación de estas unidades estratigráficas, deben establecerse en base a los rasgos estructurales de cada una de las grandes zonas metamórficas separadas en el relevamiento.

Un apoyo indiscutible a esta idea, surge de la consideración de la formidable monografía del Dr. WALTHER, publicada en 1948: "El Basamento Cristalino de Montevideo". Este trabajo es esencialmente petrográfico. Las conclusiones del autor y el cuadro sinóptico estratigráfico de los miembros que constituyen el Basamento Cristalino de Montevideo, se basan en sus exhaustivos estudios petrográficos y en numerosas, pero dispersas, observaciones en el terreno, sin contar con relevamientos que respalden sus conclusiones.

Es así que al relevar detalladamente algunas zonas, como por ejemplo la costa al W de la bahía de Montevideo, desde el Dique Nacional hasta Punta Yeguas, surgen modificaciones de importancia respecto a su Cuadro Sinóptico. Si bien en sus líneas generales éste puede seguir vigente, queda invalidado en cuestiones de considerable importancia. Por ejemplo, no existe la "invaginación algonquiana" de micaesquistos y cuarcitas en la anfibolita que dedujo este autor (ver "Formación Montevideo").

En el presente trabajo, además de nuestras contribuciones, se ha hecho uso de la casi totalidad de los datos de autores anteriores. En la elaboración de los mismos, se han adoptado las siguientes directrices;

a) adecuación a las actuales líneas del pensamiento petrológico;

b) eliminación de las divisiones de tendencia cronoestratigráfica por entender que faltan datos para respaldarlas;

c) uso de términos y nomenclatura según acuerdos o recomendaciones internacionales.

Como se expone en el capítulo siguiente, lo único cierto sobre la edad de nuestras rocas profundas, relacionadas de una u otra manera a ciclos orogénicos, es que se formaron antes de la sedimentación devoniana y de allí el título del presente trabajo.

EDAD DE NUESTRAS REVOLUCIONES OROGENICAS

No se conoce aún en nuestro país, cuántas revoluciones orogénicas han contribuido a la formación de nuestros terrenos cristalinos, aunque desde el trabajo de MAC MILLAN (1933), se admite la separación en "Basamento Cristalino" formado por los terrenos más antiguos y "Serie de Minas" (actual Serie de Lavalleja) que resultaría de un plegamiento más joven. Si bien el primero es considerado Arcaico y la "Serie de Minas" Proterozoico, no hay ninguna prueba de las edades supuestas, y ni siquiera elementos de juicio que permitan estimar las mismas razonablemente.

Es claro en consecuencia, que no es posible fijar actualmente un límite cronológico inferior aproximado, a la formación de nuestros terrenos cristalinos. Es posible, en cambio, señalar un seguro límite superior.

Todas las rocas metamórficas del Uruguay son anteriores al Devoniano, ya que desde este período no intervinieron revoluciones orogénicas en la estructuración de nuestro subsuelo. Todos los ciclos orogénicos que contribuyeron a la construcción del zócalo cristalino, con sus metamorfitos (ectinitas y migmatitas), granitos de anatexis y granitos circunscriptos epirogénicos, son en consecuencia Predevonianos.

Existen abundantes cortes en el departamento de Durazno donde se prueba que las areniscas devonianas sedimentaron en medio marino "...sobre la superficie erosionada del antiguo piso cristalino" [LAMBERT (1938)].

En determinado momento se pensó en la existencia de tectónica herciniana (post-Devoniana) en nuestro país [SERRA (1946), CAORSI y GOÑI (1958), GOÑI (1958)]. Como prueba de ello se señalaba el desmonte del Km. 380 de la ruta nacional Nº 8, pocos kilómetros al norte del Paso de las Bochas sobre el río Tacuarí, en el departamento de Cerro Largo, el que permitía evidenciar "...la existencia de una *tectónica herciniana* que afectó profundamente (alabeo, trituración general, etc.) a horizontes eodevónicos..." [GOÑI (1958)].

Por la importancia que revestía dicha hipótesis, sobre todo en problemas metalogénicos, hemos revisado detenidamente ese afloramiento y estudiamos la geología de algunos kilómetros cuadrados a su alrededor, en 1959. El resultado fue concluyente por cuanto permite afirmar que no hay allí ninguna evidencia de la supuesta tectónica herciniana.

Nuestra primer discrepancia se refiere a la edad de los sedimentos. No han mostrado fósiles, pero señalan en cambio un seguro origen glacial, demostrado por la interestratificación de tillitas, lutitas várvicas (localmente con bloques graníticos de hasta 5 cm.), areniscas con estratificación cruzada y limolitos sin estratificación. Ahora bien, no se ha probado aún la existencia de clima glacial en nuestro país durante el Devoniano. En cambio existen extensos depósitos glaciales del Permo-Carbonífero, pertenecientes a la base del Gondwana. A falta de pruebas definitivas, es más razonable vincular dichos sedimentos glaciales a esta última formación.

En segundo lugar, aunque se puedan suponer devonianos los sedimentos, las aparentes "intrusiones posteriores" son enormes masas del granito yaciente. Su morfología se aproxima a "roches moutonnées" modeladas por el escurrimiento glacial. En éstas, además del granito, pueden reconocerse anatexita y micaesquisto biotítico parcialmente migmatizado, lo que constituye una prueba terminante en contra de las "intrusiones posteriores" supuestas.

Sobre esta superficie erosionada se depositaron tillitas, lechos arcillosos y lutitas várvicas, que por la irregularidad de la superficie, se curvaron durante la diagénesis.

Varios hechos demuestran lo expuesto:

a) un pequeño filón cuarzoso, en el desmonte del kilómetro 381,500, recorta el granito de base y no recorta la capa de sedimento superpuesto;
b) el mismo desmonte muestra un bloque redondeado de granito, de 10 cm. de diámetro, totalmente rodeado por limolito;
c) algunos de los materiales "ígneos" son antexitas, sobre las que descansan lutitas várvicas subhorizontales intactas.

Aclarado esto, queda tácitamente establecido que todas nuestras rocas derivadas de ciclos orogénicos, son anteriores al Devoniano.

No hay datos cronológicos exactos, pero sobre todo nuestras calizas cristalinas, se suponen de edad Paleozoico Inferior (¿Silúrico?) por varios autores. La recopilación de los datos ha sido realizada por GOÑI (1958) en relación a sus calizas cristalinas de la *Serie de Polanco*, que "encierran a menudo pequeñas concentraciones grafitosas que se han evidenciado como encerrando microfósiles". El Prof. CUVILLIER, de la Facultad de Ciencias de París, determinó que se trataba de un "calcaire à entroques" y que desde el punto de vista de edad, "ne peut pas être de l'Antécambrien, et il est tout a fait convenable que ce soit du Paléozoique". Anteriormente LUGEON (1925) había comunicado el hallazgo de fragmentos de equinodermos y restos de moluscos en la cantera de Nueva Carrara (Burgueño) en el departamento de Maldonado.

Tanto las calizas grafitosas de la cantera de A. N. C. A. P. en el Km. 115 de la ruta Nº 8, estudiadas por CUVILLIER a solicitud de GOÑI, como las calizas de la cantera Burgueño estudiadas por LUGEON, son para nosotros concordantes con el resto de los metamorfitos, por lo que, aun cuando estos datos no han sido confirmados definitivamente, preferimos sustituir la denominación de Precambriano, que sería objetable, por la de PREDEVONIANO,* que no da lugar a discusión.

Nuestro término PREDEVONIANO incluye pues, todas las rocas que han tenido su origen en uno o más ciclos orogénicos.

En este trabajo son excluidos del PREDEVONIANO la *Serie de Lascano*, los granófiros de la sierra San Miguel y las sienitas

---

* Este término, ya fue usado por el Dr. Walther en el mismo sentido, por motivos similares ("El Basamento Cristalino de Montevideo", 1948).

de Piriápolis, por entenderlas de edad Mesozoica [BOSSI y FERNÁNDEZ (1963)].*

También se excluye la *Serie de Piedras de Afilar* [JONES (1956)], aunque en este caso, por desconocerse su posición estratigráfica. WALTHER (1927) incluye estos sedimentos más o menos silicificados en su *Serie de Aiguá*, cuya secuencia volcánica se denomina desde CAORSI y GOÑI (1958), *Serie de Lascano*.

JONES (1956) hizo un minucioso estudio de sus relaciones estructurales, concluyendo que no sufrieron metamorfismo, debiéndose su pronunciado buzamiento, a falla y movimiento de báscula alrededor de un eje NW-SE que las hundió relativamente más hacia el SW. No expone ningún dato sobre su edad, excepto su posterioridad al "Complejo Basal" y las "Rocas Graníticas". Crea la *Serie Piedras de Afilar*.

CAORSI y GOÑI (1958) entienden "que este fenómeno no tiene entidad suficiente como para crear una serie independiente de las ya creadas en el Uruguay, pudiendo quizá concebirse como un remanente poco metamorfoseado de la *Serie de Lavalleja*"; no obstante, los mismos autores en su Columna Estratigráfica al final del trabajo, la ubican como posterior a la Serie de Lascano!

GOÑI et AL. (1962), comparten la idea original de WALTHER (1927) reuniendo estos sedimentos con vulcanitos ácidos y los llevan al Paleozoico Inferior.

Dado que no existen argumentos concluyentes sobre su posición estratigráfica, esta Serie se ha excluido en el presente trabajo, sin que ello implique pronunciamiento sobre su edad. Los autores confían en que el relevamiento detallado del sureste del país, permita encontrar más afloramientos de estos "...restos de un elemento estructural..." [WALTHER (1927)]. Su estudio detallado y la posible determinación micropaleontológica de su edad, pueden contribuir a resolver definitivamente el problema.

CRITERIOS PROPUESTOS

El criterio que se siga en el Uruguay para descifrar las distintas revoluciones orogénicas y luego determinar sus edades relativas, *debe propiciar el relevamiento total de nuestras rocas cristalinas.*

---

* Estando en prensa este trabajo, se confirmó por medidas de edad absoluta [M. UMPIERRE (1965)] la edad Mesozoica atribuída por BOSSI y FERNÁNDEZ (1963) a las lavas de la Serie de Lascano y a los granófiros de la sierra San Miguel. En cambio las sienitas de Piriápolis, y las sienitas y traquitas de Sierra de Animas han mostrado ser considerablemente más antiguas (519 a 552 millones de años), por lo que deben considerarse miembros Paleozoicos de nuestro Predevoniano.

A su vez, para llegar esto, además de la necesidad de *relevar con criterio zoneográfico*, es muy conveniente *uniformizar la nomenclatura usada*, tanto para la descripción de los distintos fenómenos geológicos, como para la denominación de las diferentes unidades estratigráficas.

Es claro, como lo expresan QUENNELL y HALDEMANN (1960), que la extensión al Precambriano de la clásica columna estratigráfica, debe ser sometida a serias críticas, porque sugiere un paralelismo que no existe. Por ejemplo, "período" y "sistema", de claro sentido desde el Paleozoico, no tienen equivalentes Precambrianos.

La Subcomisión Internacional sobre Terminología Estratigráfica, en su informe al Congreso Geológico Internacional de Copenhague (1960), recomienda el uso de la siguiente terminología, en la cual el término "serie" debe ser utilizado en escala cronoestratigráfica solamente:

Unidades de tiempo geológico	Unidades cronoestratigráficas
Era.	Eratema.
Período.	Sistema.
Epoca.	Serie.
Edad.	Piso.

El uso del término "seric" exige conocer, tanto el momento geológico en que se formaron las rocas, como el intervalo de tiempo requerido para ello. Por eso entendemos necesaria la eliminación de este término para designar unidades litológicas. Nos parece que, a lo sumo, se pueden hacer en nuestro país, divisiones *litoestratigráficas*, para las cuales, la Subcomisión precitada ha propuesto la siguiente terminología:

Supergrupo.
Grupo.
Formación.
Miembro.
Capa.

Este criterio ya fue utilizado por GOÑI et AL. (1962), no dividiendo el Precambriano Inferior y denominando "formación", tanto a *Polanco* como a *Piedras de Afilar*, anteriormente calificadas "series".

Para la estratigrafía del Precambriano se deben utilizar medidas de edad absoluta, las que se realizan sobre rocas ígneas.

Si se quiere datar la edad de los metamorfitos, es necesario conocer la relación entre éstos y los "granitos". Dicha relación debe establecerse sobre la base de *ciclo orogénico*, en el cual el metamorfismo es sólo una de las etapas. Como lo expresan QUENNELL y HALDEMANN (1960) en el Resumen: "the view has been advanced that Precambrian Stratigraphy should be based in the recognition of geological cicles...".

En el mismo sentido, HARPUM (1960) expresa que la subdivisión y correlación del Precambriano es más lógicamente efectuada con referencia a ciclos de episodios. Define cuidadosamente las distintas fases y episodios de un ciclo geológico ideal, como base de partida para la subdivisión estratigráfica. El "ciclo orogénico ideal" de HARPUM coincide en sus grandes líneas con el "drama tipo" de TERMIER, H. y G. (1956).

Los conceptos por ellos expuestos sobre ciclo orogénico, son seguramente verificados en el Uruguay y se encuentran por lo menos dos "momentos" en la formación de rocas ígneas plutónicas con las correspondientes diferencias en el ambiente geológico de emplazamiento:

a) Las formadas en la parte central de extensas áreas metamórficas, flanqueadas por varios kilómetros de migmatitas, que son denominadas diferentemente según las escuelas. Siguiendo a SEDERHOLM (1926), llamaremos a estas rocas *granitos de anatexis*, aunque sin necesidad de admitir la existencia de refusión (palingénesis), siquiera local.

Un buen ejemplo de formación de granitos de anatexis sin fusión, lo suministra el área de Valentines, donde los metamorfitos inafectados por la migmatización señalan la estructura plegada original, con ausencia total de fase plástica de palingénesis (nebulitas, pliegues ptigmáticos, etc.).

b) Granitos, granodioritas y dioritas que hacen intrusión en rocas metamórficas, con evidencias de esfuerzos mecánicos, englobando restos de las rocas encajantes y produciendo fenómenos de contacto. A éstos denominaremos *granitos circunscriptos*, siguiendo a RAGUIN (1946).

Hemos observado en Uruguay, varios ejemplos de estas estructuras, generalmente desarrolladas en niveles de metamorfismo poco profundo. Este es el caso del macizo de Santa Teresa (Rocha), de las dioritas y granodioritas de Isla Mala (Florida), del granito de Sierra Mahoma (San José) y del microgranito que se desarrolla al sur de la ciudad de Minas en el departamento de Lavalleja, entre otros.

Cualquier otra clasificación que se adoptase, cambiaría sólo los términos empleados, pues en las relaciones naturales entre "granitos" y metamorfitos, se dan principalmente esos dos modos de ocurrencia. Nos inclinamos por la expuesta, debido a su sim-

plicidad y a que los términos nunca han sido usados con diferente sentido en la literatura geológica. Además, lo realmente importante, es resaltar la posición de cada macizo ígneo dentro del ciclo orogénico al que está asociado.

NOMENCLATURA ADOPTADA

Las formaciones geológicas tratadas en este ensayo, se dividen según las *rocas metamórficas* involucradas y sus zonas de formación (epi, meso, catazona), su posterior migmatización y los *granitos de anatexis* y *granitos circunscriptos* con ellas relacionados.

Se propone el uso sistemático de la siguiente nomenclatura, pues responde a todos los fenómenos hasta ahora evidenciados en nuestro país:

ECTINITAS.
- Epizonales (E_3).
- Mesozonales (E_2).
- Catazonales (E_1).

MIGMATITAS.
- *Heterogéneas* (M_3):
  - Epibolitas.
  - Diadisitas.
  - Agmatitas.
- *Homogéneas:*
  - Embrechitas (M_2).
  - Anatexitas (M_1).

GRANITOS DE ANATEXIS (G).

GRANITOS CIRCUNSCRIPTOS (g).

La base de esta clasificación, se ha tomado del trabajo de JUNG y ROQUES (1952).

Las ECTINITAS, son fundamentalmente epizonales. Casi todas nuestras rocas de facies metamórfico más profundo, presentan algún esbozo de migmatización.

Estas rocas epizonales son las que en los trabajos anteriores se incluyen en la "Serie de Minas" o su equivalente "Serie de Lavalleja".

Las MIGMATITAS, se desarrollan principalmente en rocas meso y catazonales, pero no son raras las áreas donde el frente

de migmatización ha llegado hasta epizona. De acuerdo a las relaciones entre trama y aporte, pueden ser a su vez subdivididas en:

—HETEROGÉNEAS, cuando la trama y el aporte quedan bien diferenciados.

Epibolitas, si el aporte es concordante con la esquistosidad. Un claro ejemplo lo constituyen las anfibolitas de la playa Pajas Blancas (Montevideo), descritas minuciosamente por WALTHER (1948) y reproducidas aquí en la figura 3.

Diadisitas, si el aporte es discordante. También son mostradas claramente por las anfibolitas de Montevideo (fig. 4).

Agmatitas, señaladas por GOÑI et AL. (1962), en la cantera de la ciudad de Florida, y por JONES (1956) en la Punta Piedras Negras de Atlántida (Canelones); se muestran en la figura 5.

—HOMOGÉNEAS, cuando el aporte está mucho más íntimamente mezclado con la trama, de suerte que resulta más difícil de individualizar.

Embrechitas, cinteadas y a ojos, que tal vez representen las rocas más abundantes de nuestro PREDEVONIANO. Los "gneises de inyección" de JONES (1956) en Canelones y la cantera del Km. 106 en la ruta nacional Nº 8 (fig. 6) son dos puntos cercanos a Montevideo, de buena exposición.

Anatexitas, también muy abundantes, aunque no es fácil encontrar buenas exposiciones.

Las *nebulitas* son generalmente biotíticas y aparecen íntimamente asociadas a los granitos de anatexis, comúnmente en las zonas de casi total homogeinización. Han sido evidenciadas en varias regiones, como ser en los alrededores de Paso del Puerto, en Rincón de los Tapes, y en la ruta nacional Nº 8 entre los arroyos Parao y Otazo (Treinta y Tres), de las que SERRA presenta una buena fotografía en su trabajo sobre la geología del departamento de Treinta y Tres (1944, lám. III, fig. 4). JONES (1956) publica una excelente foto de la Punta Piedras Negras, que reproducimos en la figura 7.

Las arteritas, de textura similar a las embrechitas cinteadas, se distinguen de ellas por su asociación con nebulitas y su mayor plasticidad, no siempre claramente expuesta.

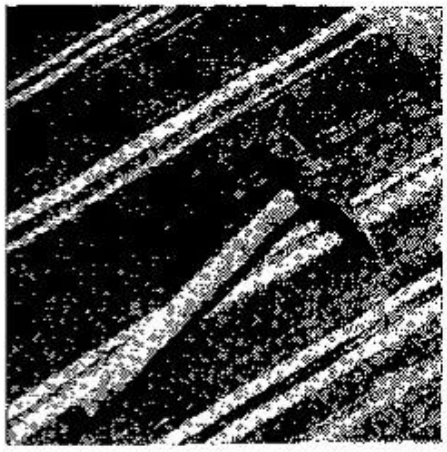

FIG. 3.— *Epibolita* de Pajas Blancas (anfibolita con inyección concordante).

FIG. 4.— *Diadisita* (anfibolita con inyección discordante).

FIG. 5.— *Agmatita* de punta Piedras Negras, Atlántida. Dibujo tomado de una fotografía de JONES (1956).

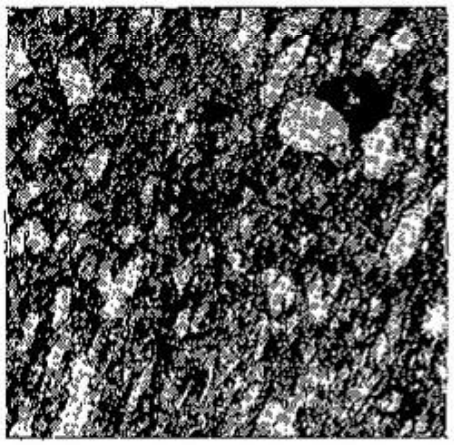

FIG. 6.— *Embrechita a ojos* de la cantera de Vialidad, del Km. 106 de la Ruta Nacional Nº 8.

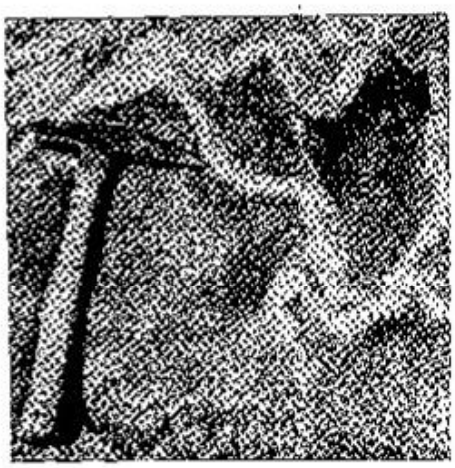

FIG. 7.— *Nebulitas* Reproducidas de JONES (1956).

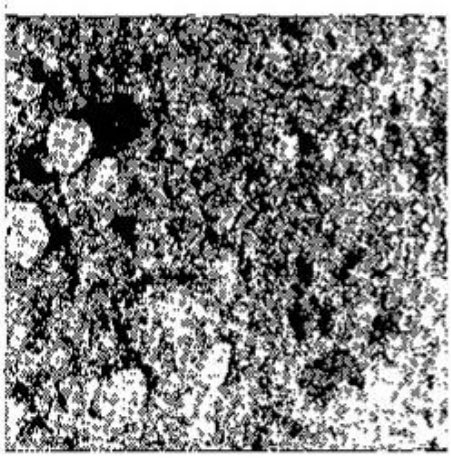

FIG. 8.— *Granito porfiroide* de Cuchilla de Dionisio.

LOS GRANITOS DE ANATEXIS resultan de la total homogeinización de los metamorfitos, con pasaje gradual a ellos, a través de las rocas mixtas recién expuestas; su borde es difuso y de imposible determinación.

Esta estructura ha sido reconocida en nuestro país en varios lugares, entre los que se pueden citar Soca [granodiorita de Tío Diego de JONES (1956)], Cuchilla Dionisio y Paso del Puerto.

Frecuentemente desarrollan una peculiar textura porfiroide con fenoblastos feldespáticos mal definidos, como se puede ver en la granodiorita de Cañada Grande (Canelones), en aquella de la ciudad de Florida, y en el granito de Cuchilla Dionisio (fig. 8) entre otros.

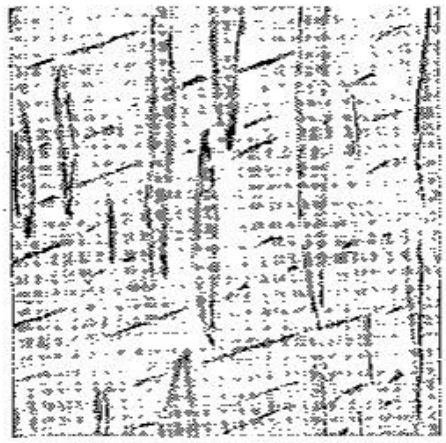

FIG. 9.— Pertitas metasomáticas formadas en la granitización de la cuenca del arroyo Valentines.

Hasta ahora, hemos encontrado siempre en Uruguay que "los granitos de anatexis" están rodeados de migmatitas en que la biotita es un constituyente constante de la trama.

Estos macizos son a su vez principalmente biotíticos, aunque es frecuente el hallazgo de zonas de granitos a dos micas en sus "bordes".

Es conveniente recalcar que, aunque utilizamos el término "granito de anatexis" para nombrar las masas graníticas y granodioríticas originadas por metamorfismo y metasomatismo alcalino, no hay necesidad de recurrir a mecanismos de fusión para explicar la formación de los mismos.

En el caso de la cuenca del arroyo Valentines, el gneis a oligoclasa original se ha transformado en granito en el corazón de los pliegues, simplemente por crecimiento de ortosa (?) actualmente microclinizada sobre el soporte olgoclásico, determinando textura pertítica (ver microfoto, fig. 9).

Fenómeno similar ya había sido hallado en Montevideo, por WALTHER (1948), que lo describe como ortosización de gneis plagioclásico. En este caso, el gneis adquiere carácter parcialmente "granodioritoideo". La homogeinización está implícita en los términos utilizados, aunque no sea expresamente indicada. El fenómeno es en todo similar al observado por nosotros en Valentines, originándose ambos por vía metasomática.

El granito que se desarrolla al este de Soca [granodiorita de Tío Diego de JONES (1956)], se ha originado por crecimiento de microclina sobre la trama preexistente, y dentro de los grandes porfiroblastos, algunos de 5 cm., quedan conservados trozos de plagioclasa actualmente aislados (ver fig. 10).

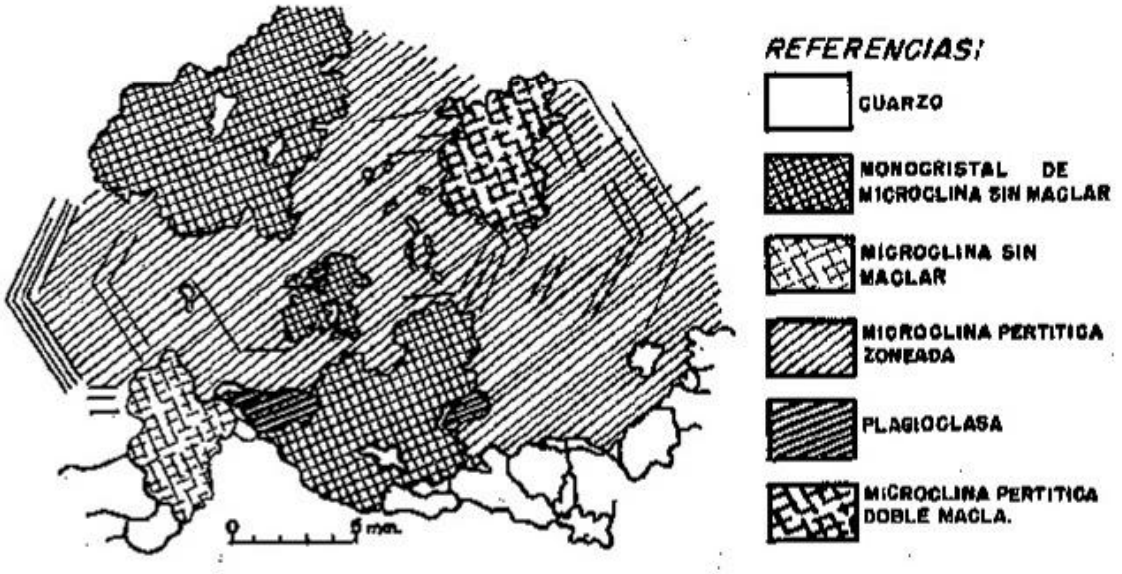

FIG. 10.— Microclina zoneada por pertitización diferencial del granito de Soca.

En otros macizos la homogeinización pudo verificarse con efectivos procesos palingenéticos, formándose masas granodioríticas con evidencias de origen magmático en el seno del granito de anatexis, como es el caso de Paso del Puerto. Posiblemente el emplazamiento del Batolito de Sauce, pueda explicarse por un proceso similar.

LOS GRANITOS CIRCUNSCRIPTOS están emplazados fundamentalmente a nivel epizonal, con estructura intrusiva y formación de aureolas de contacto como rasgos característicos (Isla Mala, Minas, Sierra Mahoma, Santa Teresa).

Posiblemente más adelante se deba adoptar otra clasificación para los macizos graníticos, que se adapte más a la realidad, a medida que se vayan conociendo hechos nuevos. Indudable-

mente será más compleja que la actual, pues ésta se ha elegido expresamente simple, para facilitar la primera gran división necesaria en el relevamiento geológico. El "Batolito de Sauce", estudiado en detalle por GOÑI (1956), posiblemente no encaje en esta clasificación tan simple, ya que muestra a la vez rasgos migmatíticos e intrusivos. En este caso se debe recurrir a clasificaciones más complejas, que incluyan todas las posibles etapas de la "Serie Granítica" propuesta por READ (1955): autóctonos, paraautóctonos, magmáticos, intrusivos y plutones. Lo mismo puede señalarse para el stock granodiorítico de Paso del Puerto, el que está inyectado en gneises migmatizados con evidencias de emplazamiento intrusivo, por lo que constituye un claro ejemplo de "granito" *subautóctono*, según la clasificación de ROQUES (1938).

ESTRUCTURAS CONOCIDAS

En realidad, no son muchas las áreas cristalinas de nuestro país cuya geología está reconocida. No obstante, la exposición detallada de algunas áreas bien conocidas, puede contribuir al enfoque del problema de nuestro PREDEVONIANO y quizá sirvan a modo de áreas-tipo —por lo menos tentativamente— para el relevamiento total.

La laboriosa tarea de autores anteriores y nuestra propia experiencia, han incidido en la elección de las zonas de nuestro país que se describen en el presente trabajo, y cuya geología es de esperar se repita más o menos sistemáticamente en el zócalo cristalino PREDEVONIANO del Uruguay.

Cada zona ha sido minuciosamente estudiada y pretende ser exacta a la escala expuesta. Muchas áreas han sido relevadas por autores que nos precedieron o por nosotros; en otras, buena parte del trabajo se ha realizado con la colaboración de estudiantes de la Facultad de Agronomía bajo nuestra dirección o iniciativa y en otros casos, han resuelto ellos, exclusivamente, el problema. Al tratar cada área en particular, se expondrá, a continuación del título, el nombre de los autores del trabajo de campo. El estudio petrográfico y la redacción final de las monografías han sido realizados siempre por los autores de esta síntesis.

Debido a la falta de datos cronoestratigráficos y dada la necesidad de adoptar un criterio de exposición, se han agrupado las descripciones regionales de acuerdo a la naturaleza del fenómeno dominante en el área. En consecuencia se tratarán los siguientes capítulos:

Granitos de anatexis y fenómenos de granitización regional:
—Granización de Paso del Puerto (Soriano, Flores, Durazno).
—El granito de Cuchilla Dionisio (Treinta y Tres).
—Geología del área Nico Pérez-Zapicán (Lavalleja).
—Granitización de la cuenca del arroyo Valentines (Florida).
—El área de Molles de Carapé (Lavalleja, Maldonado).
—Granodiorita de "Tío Diego" (Canelones).
—Aureolas muscovíticas de granitización (Sauce de Timote, Florida; Chamangá, Flores).
—El Batolito de Sauce (Maldonado).

Matamorfitos profundos migmatizados:
—Puntas del Sauce de San José (Flores).
—Formación Montevideo (Montevideo).

Ectinitas epizonales y granitos circunscriptos:
—Grupo Lavalleja:
Descripción general.
Geología del área cuprífera de "Mina Oriental" (Maldonado).
Granito de Minas (Lavalleja).
—Granito de Santa Teresa (Rocha).
—Formación Paso Severino (alrededores de Isla Mala, Florida).
—Granito de Sierra Mahoma.

Actividad pegmatítica.
Rocas filoniformes básicas.
Hornblenditas porfiroblásicas

En lo posible, se han procurado exponer en este trabajo aquellas zonas que muestran rasgos estructurales diferentes. Esto ha sido especialmente contemplado en el caso de áreas de migmatitas o con fenómenos de granitización. Así, por ejemplo, las áreas de Valentines y Molles de Carapé, muestran fenómenos de granitización parcial restando aún zonas importantes de metamorfitos sólo parcialmente afectados. El área de Cuchilla Dionisio ilustra la formación de una masa granítica enorme por simple distribución diferencial de los minerales. En Zapicán, el frente de migmatización vinculado a la formación del granito de anatexis que rodea Nico Pérez, se ha emplazado a nivel epizonal. La granodiorita de "Tío Diego" se ha formado en el corazón de un enorme anticlinal, según muestra el relevamiento de JONES (1956). El batolito de Sauce, se ha emplazado con evidencias de esfuerzos mecánicos, pero con bordes migmáticos [GOÑI (1956)], por lo que bien puede representar un macizo subautóctono.

Granitización de Paso del Puerto.

[A. FERNÁNDEZ y J. BOSSI (1962).]

Esta monografía es parte del trabajo "Geología del área Yapeyú, Paso del Puerto" [BOSSI y FERNÁNDEZ (1960)] realizado a solicitud de U. T. E., por el Instituto Geológico del Uruguay.

El área de Paso del Puerto presenta un excelente ejemplo de granitización de rocas profundas, con el frente de migmatitas emplazado en mesozona inferior. Las rocas cristalinas quedan limitadas al norte por el Río Negro y al oeste por el Arroyo Laureles, desarrollándose extensamente hacia el este y el sur. Al norte del Río Negro están cubiertas por sedimentos glaciales y lavas gondwánicas, sedimentos cretáceos y calizas terciarias. Al oeste del Arroyo Laureles quedan cubiertas por depósitos cretáceos que adquieren gran desarrollo en esa zona.

A lo largo del curso del Arroyo Grande (límite entre los departamentos de Soriano y Flores), en una completa sucesión de afloramientos, es posible observar el pasaje de gneis, micaesquistos y cuarcitas, a embrechitas, anatexitas y finalmente a granito de anatexis. De sur a norte, siguiendo el curso del Arroyo Grande, y comenzando aproximadamente 1 km. al sur de la confluencia del Arroyo Salto del Agua Dulce con el primero, se tiene la sucesión siguiente:

a) *Gneis a dos micas*, débilmente migmatizado, con intercalaciones de cuarcita micácea y localmente micaesquisto a dos micas; presenta un rumbo principalmente EW con variaciones poco importantes y buzamiento al sur, próximo a la vertical.

b) *Gneis a biotita*, también algo migmatizado, a veces pegmatoide, con intercalaciones de cuarcita micácea granatífera. El rumbo general es EW, pero en las proximidades de la granodiorita (intrusiva) muestra dislocaciones, con rumbos locales N45E y NS.

c) *Anatexita;* el tipo litológico dominante corresponde a un granito con abundantes restos estructurales orientados, señalados principalmente por la biotita, a veces claramente esquistosos y de borde difuso (esquialitos).

d) *Granito de anatexis*, señalado como granito en el mapa geológico adjunto (fig. 11). Es principalmente un granito calco-alcalino a dos micas con variaciones apreciables en el contenido de microclina por lo que puede llegar a granodiorita y aun a tonalita. En su masa principal este granito está constituído por cuarzo, oligoclasa (15% An), microclina, biotita y muscovita, y los productos de alteración asociados a la oligoclasa: illita y epidoto.

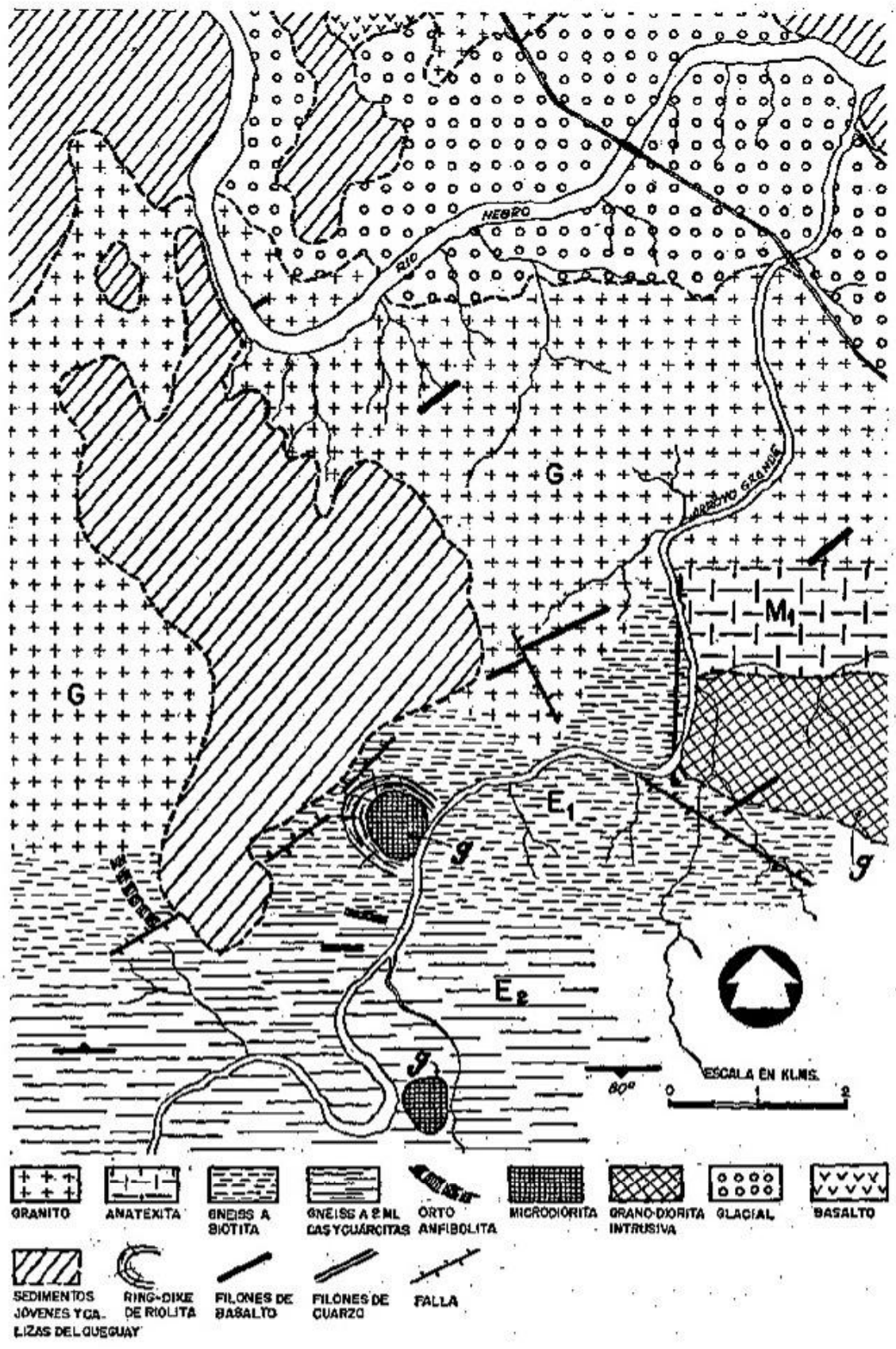

FIG. 11.—Mapa geológico del área cristalina de Paso del Puerto.

La composición modal de algunas muestras estudiadas, es la siguiente:

	(a)	(b)	(c)	(d)	Prom.
Cuarzo	35%	27%	37%	42%	35%
Oligoclasa	33%	39%	29%	28%	32%
Microclina	24%	30%	31%	26%	28%
Biotita + muscovita	8%	4%	3%	4%	5%

Generalmente la plagioclasa se ha desarrollado subhédrica y a mayor tamaño que los restantes minerales. Está en avanzado estado de alteración (saussuritizada) especialmente en el centro de los cristales, sin presentar zonación visible. Ha estado sometida a intensos esfuerzos mecánicos que han producido fuertes flexiones, y raramente fracturas.

La microclina, de aspecto más fresco, se desarrolla tanto en grandes cristales, que ocasionalmente encierran plagioclasas euhédricas alteradas, como en cristales de pequeño tamaño, asociados a cuarzo. Presenta síntomas de esfuerzos mecánicos aunque en menor grado y menos frecuentemente que las plagioclasas. Los cristales de plagioclasa englobados o adyacentes a la microclina suelen presentar mirmequitas, lo que sugiere un emplazamiento tardío de la fase potásica.

La biotita está comúnmente flexada, presentando halos pleocroicos producidos por pequeñas inclusiones de zircón radiactivo, y en parte —especialmente en aquellas muestras que se han evidenciado como soporte de las mayores deformaciones— está alterada a clorita con liberación de óxidos de hierro.

La muscovita, menos abundante que la biotita, está asociada a la misma o se ha formado en los bordes de la plagioclasa.

El feldespato potásico originalmente aportado (microclina), con algo de Na^+ difundido en su red, tardíamente se ha desmezclado con aparición de pertita en las zonas homogéneas sin doble macla.

Así como en el caso de Valentines, esta granitización principalmente ha estado acompañada de abundancia de H_2O. Como pruebas en tal sentido pueden señalarse la casi permanente presencia de muscovita en el granito de anatexis, así como las frecuentes diferenciaciones pegmatoides a bordo difuso, que se desarrollan especialmente bien en el cerro de Las Calaveras, y en los afloramientos más occidentales sobre el curso del Río Negro.

Esta granitización ha dejado en su seno algunas rocas en que la difusión ha sido muy limitada. Es así que se ha encontrado

un masa rocosa no mayor a 500 mt. de diámetro, con grandes cristales de anfibol edenítico. Presenta restos de plagioclasa totalmente alterados, piroxenos seudomórficamente reemplazados por serpentina, cuarzo y microclina subordinados, pero bien cristalizados, y en menor proporción epidoto y granate. Esta roca debe interpretarse como relicto metamórfico no granitizado de rocas originalmente ricas en calcio y en magnesio.

Simultáneamente con los fenómenos de plutonización, vinculados genéticamente con el granito de anatexis, se ha inyectado en los gneises un stock granodiorítico originado por parcial palingénesis y movilización (ver mapa geológico, fig. 11).

Este stock constituye un buen ejemplo de "granito" subautóctono. Presenta en el terreno claras evidencias de magmatismo, en el sentido de masa en fusión que se ha movilizado haciendo intrusión en el metamorfito ya cristalino: en primer lugar, el gneis biotítico ha sufrido una tectónica adicional con variaciones locales bruscas de rumbo y buzamiento; en segundo lugar, hay una disminución gradual del tamaño de grano desde el centro hacia los bordes de la masa que aflora; en tercer lugar, engloba bloques de gneis y cuarcitas iguales a las del área que la circunda, pero con rumbo distinto.

Petrográficamente la roca es una tonalita a hornblenda y biotita. Su composición modal es:

Cuarzo	36%
Andesina	36%
Hornblenda, biotita y accesorios	23%
Microclina	5%

La plagioclasa dominante es andesina (35% An) y en casi todos los cristales puede observarse zonación con variación alternante de composición aunque en otros es claramente uniforme. El cuarzo ha cristalizado con textura intersticial y generalmente de grano muy pequeño. Como accesorios presenta esfeno automorfo, ilmenita con pronunciada alteración a leucoxeno, apatito, allanita y circón radiactivo (englobado por biotita).

El Granito de Cuchilla Dionisio.

[J. BOSSI y C. LUCE (1961).]

Tomando como base el relevamiento geológico de SERRA (1944), y nuestro trabajo de campo en un área de 15 km. en dirección E-W, interpretamos el *Granito de Cuchilla Dionisio* como granito de anatexis y en consecuencia, simultáneo con las migmatitas que lo rodean en extensiones de hasta 8 km. (ver figura 12).

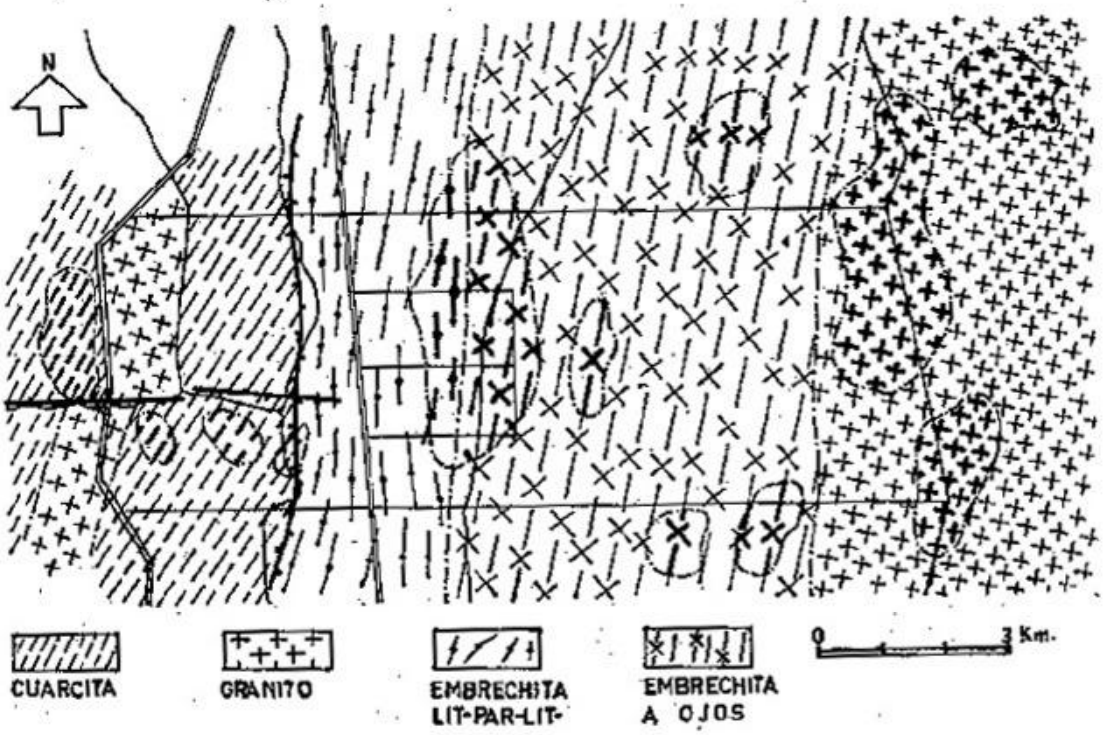

FIG. 12.— Mapa geológico del área de Cuchilla Dionisio.

La estructura es concordante con la de las rocas epizonales del oeste, por lo que pensamos que responden a un mismo ciclo orogénico, pero la falla N-S por donde corre el arroyo Yerbal Grande, imposibilita por ahora conclusiones definitivas.

En dirección E-W, unos 15 km. al norte de la ciudad de Treinta y Tres, se observa que la feldespatización crece desde la ruta nacional a Melo hacia la Cuchilla Dionisio. Este hecho tiene el gran valor de mostrar que ectinitas epi y mesozonales y migmatitas que bordean una masa granítica de anatexis, aparecen con estructura concordante.

Muchas veces llamó nuestra atención la estructura anatéxica de los cerros rocosos a orillas de la ruta nacional Nº 8, entre los arroyos Parao y Otazo, así como la estructura geológica del departamento de Treinta y Tres presentada por SERRA, quien señala la naturaleza difusa del contacto, entre la masa granítica y los gneises circundantes.

En 1961 tuvimos oportunidad de estudiar la zona ya señalada, y se pudo determinar con precisión la estructura geológica de esta enorme masa granítica porfiroide.

El estudio detallado de campo ha demostrado que los límites geológicos establecidos por SERRA son imposibles de mejorar en su escasa. Trabajando a escala 1/500.000, principalmente en el área cuarcítica entre el camino a Isla Patrulla y

el Arroyo Yerbal Grande, al sur del arroyo de la Puente, se pueden introducir algunas modificaciones y el granito entonces revela estructura estratoide, en concordancia con los metamorfitos (fig. 12).

El área presenta dos rasgos estructurales dominantes:

a) Esquistosidad bien marcada en el oeste (cuarcitas y gneises lit-par-lit), perdiéndose lenta e insensiblemente hacia la zona oriental (Cuchilla de Dionisio). La sucesión, está representada en las figuras 13, 14 y 8.

b) Separación brusca entre la zona occidental, cuarcítica, y la zona "gneisosa" del este de la carretera, marcada por el arroyo Yerbal Grande que corre de norte a sur.

Cabe señalar que todas las rocas del área presentan estructura concordante con rumbo N15-30E y buzamiento 60-70 W.

La litología cambia a ambos lados del arroyo Yerbal, que constituye el actual límite geográfico del frente de migmatización. Al oeste, las rocas son cuarcitas muy bien expuestas, sobre todo en el cerro Negro, al borde del camino a Isla Patrulla. Generalmente son micáceas, y se cargan de granate hacia el arroyo; al microscopio muestran algunos cristales de microclina pertítica.

Estas cuarcitas son concordantes con calizas y filitas, según el mapa de SERRA. En el propio cauce del arroyo aparecen grandes lozas de esta misma cuarcita, con su esquistosidad horizontal, indicando la existencia de una potente falla. El arroyo de la Puente corre por una falla perpendicular a la anterior, por lo que la zona cuarcítica está rodeada de fallas.

Inmediatamente al este de la carretera a Melo, las rocas muestran también una esquistosidad bien definida, marcada sobre todo por venillas cuarzo-feldespáticas en una trama gneisosa biotito-hornbléndica, determinando clara estructura lit-part-lit (fig. 13). La trama es un gneis biotítico de grano extremadamente fino. Las venillas cuarzo-feldespáticas desarrollan grandes cristales de microclina antipertítica y presentan hornblenda y apatito como minerales accesorios.

Luego de los primeros tres kilómetros hacia el este de la ruta Nº 8, la roca va perdiendo progresivamente la enquistosidad, paralelamente con un aumento en la concentración y tamaño de los porfiroblastos feldespáticos. Toda la zona señalada como gneis por SERRA, presenta siempre estructura embrechítica (fig. 14), con orientación menos pronunciada que la anterior, pero todavía notoria. El feldespato es microclina y se presenta en nódulos ovoides de hasta 3 cm. de diámetro mayor.

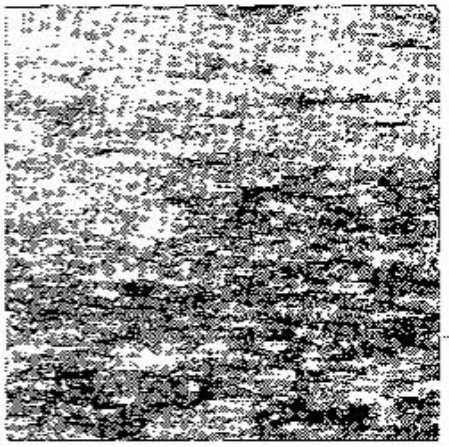

FIG. 13.— Embrechita cinteada (lit-par-lit) de Cuchilla Dionisio.

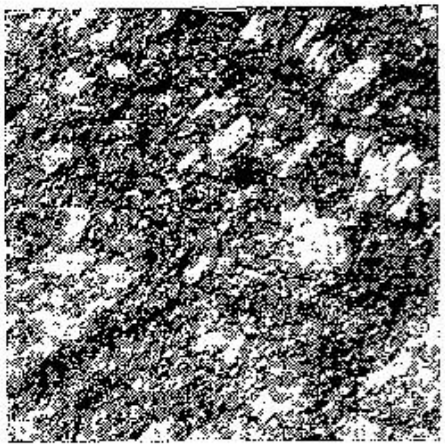

FIG. 14.— Embrechita a ojos de Cuchilla Dionisio.

A una distancia entre 6 y 7 km. de la carretera, siguiendo el recorrido de oeste a este, comienzan a aparecer cristales automorfos, todavía con orientación visible. Pero al llegar a la Cuchilla Dionisio los cristales se disponen al azar, conservándose sólo de manera borrosa cualquier indicio de enquistosidad. La roca de la "Piedra Sola", ya en el camino de la Cuchilla, prácticamente no muestra orientación y es un *granito porfiroide* al que denominamos aquí granito de anatexis de *Cuchilla Dionisio*.

Se trata de un granito porfiroide con fenoblastos de sección rectangular de 2-3 cm. de tamaño promedio, alcanzando hasta 6 cm. Algunos fenoblastos están aun dispuestos en dirección NS aunque son escasos los cristales que conservan esa orientación (ver fig. 8). Predominan los cristales desordenados.

En la masa del granito aparecen abundantes "filones" de textura pegmatítica, a borde difuso, con muscovita como accesorio. También aparecen esquialitos orientados y bloques prismáticos a borde rectilíneo de microgranito rosado, que llegan a tener 2 mt. por 0,70 cm.

Los fenoblastos del granito son enormes cristales pertíticos, con finas venillas, regulares, entrecruzadas, de la fase Ca^{++} —Na^{+}, imposible de precisar por métodos petrográficos corrientes, dada su extrema finura. La fase K^{+}, generalmente es ortosa, pero no son raras las zonas con doble maclado de microclina. Estos cristales son posteriores a los otros minerales constituyentes de la roca, que por orden de abundancia son oligoclasa (25% An), cuarzo y biotita.

En las embrechitas a ojos que rodean esta masa granítica, la composición mineralógica es la misma. En este caso las dos

generaciones de feldespatos se ponen todavía más claramente de manifiesto, pues los cristales de oligoclasa están normalmente flexados, mientras que los de pertita están intactos.

Petrográficamente se certifica que la formación del granito de Cuchilla Dionisio, responde sólo a una ordenación textural diferente (isótropa), de los minerales de la embrechita que lo rodea en una banda nunca menor de 1 km. de ancho.

Síntesis.—Los datos de campo indican claramente un fenómeno de plutonización con formación de granito de anatexis, concordante con sus migmatitas y las cuarcitas del resto del área. A su vez, SERRA (1944) señala la concordancia estructural entre estas cuarcitas y las rocas de la Serie de Minas (epimetamorfitos). La profundidad de formación de estas cuarcitas es todavía desconocida y en consecuencia no hay seguridad sobre el nivel en que se instaló el frente de migmatitas. Probablemente sea en mesozona inferior o catazona (gneises inferiores), y la falla del arroyo Yerbal Grande es de entidad tal que enfrenta los epimetamorfitos del oeste con las migmatitas biotito-hornbléndicas de la parte oriental.

Nos parece evidente que deben existir aflorando, representantes meso y catazonales, migmatizados o no, de la orogénesis en la que se produjeron las rocas epimetamórficas agrupadas en la Serie de Lavalleja desde 1958 (CAORSI y GOÑI). Un buen apoyo en tal sentido ha sido dado por AGAZZI y CLAASSEN (1962), quienes han señalado en los alrededores del cerro Pororó (departamento de Lavalleja), la existencia de típicos micaesquistos como remanentes mesozonales no migmatizados, concordantes con los epimetamorfitos.

En Cuchilla Dionisio hay concordancia estructural entre calizas, cuarcitas y migmatitas con trama biotítica que rodean al granito de anatexis. La estructura evidencida, sugiere que estamos en presencia de uno de los casos, en que las rocas mesozonales han sido migmatizadas. Sin embargo, no hay posibilidad todavía de establecer conclusiones definitivas. Lo impide la falla N-S por la que ahora corre el arroyo Yerbal Grande, que separa las cuarcitas del gneis cinteado de la ruta Nº 8. Relevamientos minuciosos en el borde oriental de la faja epimetamorfitos, pueden resolver definitivamente el problema.

Entendemos, no obstante la limitación de las conclusiones, que este enfoque de la geología del departamento de Treinta y Tres, puede contribuir a la solución de la estructura geológica verdadera de nuestro PREDEVONIANO.

Area Nico Pérez-Zapicán.

La petrología de esta área fue esbozada por WALTHER en 1919, y MAC MILLAN en 1931 señaló algunos de sus rasgos es-

tructurales. Los datos expuestos en la presente monografía, se basan en estos antecedentes y en los mapeos realizados por los estudiantes A. CORREA y A. BASSO en 1960, H. GONZÁLEZ, C. PEREA y J. C. SGANGA, en 1962, y D. VON ZAKRZEWSKI, M. SERÉ y N. GYERMAN en 1963, revisados por nosotros en cada una de esas oportunidades.

La zona estudiada comprende los alrededores del pueblo Nico Pérez y del camino y vía férrea que unen dicho pueblo con el de Zapicán, en la zona norte del departamento de Lavalleja.

Las rocas encontradas son: granito, migmatitas, ectinitas (calizas, cloritoesquistos y cuarcitas), tonalita y un conjunto complejo de rocas al este de la caliza.

El granito determina la zona de topografía alta y ondulada de los alrededores de Nico Pérez, mientras que la migmatita y la cuarcita producen una topografía quebrada típicamente serrana. La caiza y el cloritoesquisto afloran en zonas planas y bajas, por ser rocas de fácil erosión.

El *granito* aflora en los pueblos Nico Pérez y José Batlle y Ordóñez, así como en la mayor parte de los caminos que salen de los mismos, tal como puede observarse en el mapa geológico adjunto (fig. 15). Su estructura muestra una disyunción en grandes bochas, lo que indica la distribución isótropa de los minerales. Abundantes filones de cuarzo, aplíticos, pegmatíticos y de basalto, atraviesan este macizo principalmente granítico.

Texturalmente presenta un tamaño de grano variable, pudiendo ser de textura granuda, fina, media o gruesa, a veces porfiroide y en casos excepcionales, runítica.

Petrográficamente presenta microclina micropertítica en cristales a veces de tamaño enorme, xenomorfos, que engloban oligoandesina (30% An) en la que se desarrolla cuarzo mirmequítico. Ambos hechos son pruebas de la posterioridad de la microclina, la que, por otra parte, en algunos casos se desarrolla en forma intersticial.

Además tiene cuarzo en cristales muy pequeños y alargados con fuerte extinción ondulosa, que a veces muestra cierto alineamiento a lo largo de los bordes de los feldespatos. Los principales minerales accesorios son biotita y magnetita.

Un hecho importante a recalcar es que localmente aparecen manchas muy ricas en biotita acompañada de oligoandesina, en las cuales se concentra anormalmente el apatito.

A 5 km. al norte de Nico Pérez, sobre el camino que va a Valentines, el granito encierra grandes masas de cuarcita que por su resistencia a la erosión han determinado el cerro Nico Pérez. Sólo se ha estudiado el límite oriental de este granito,

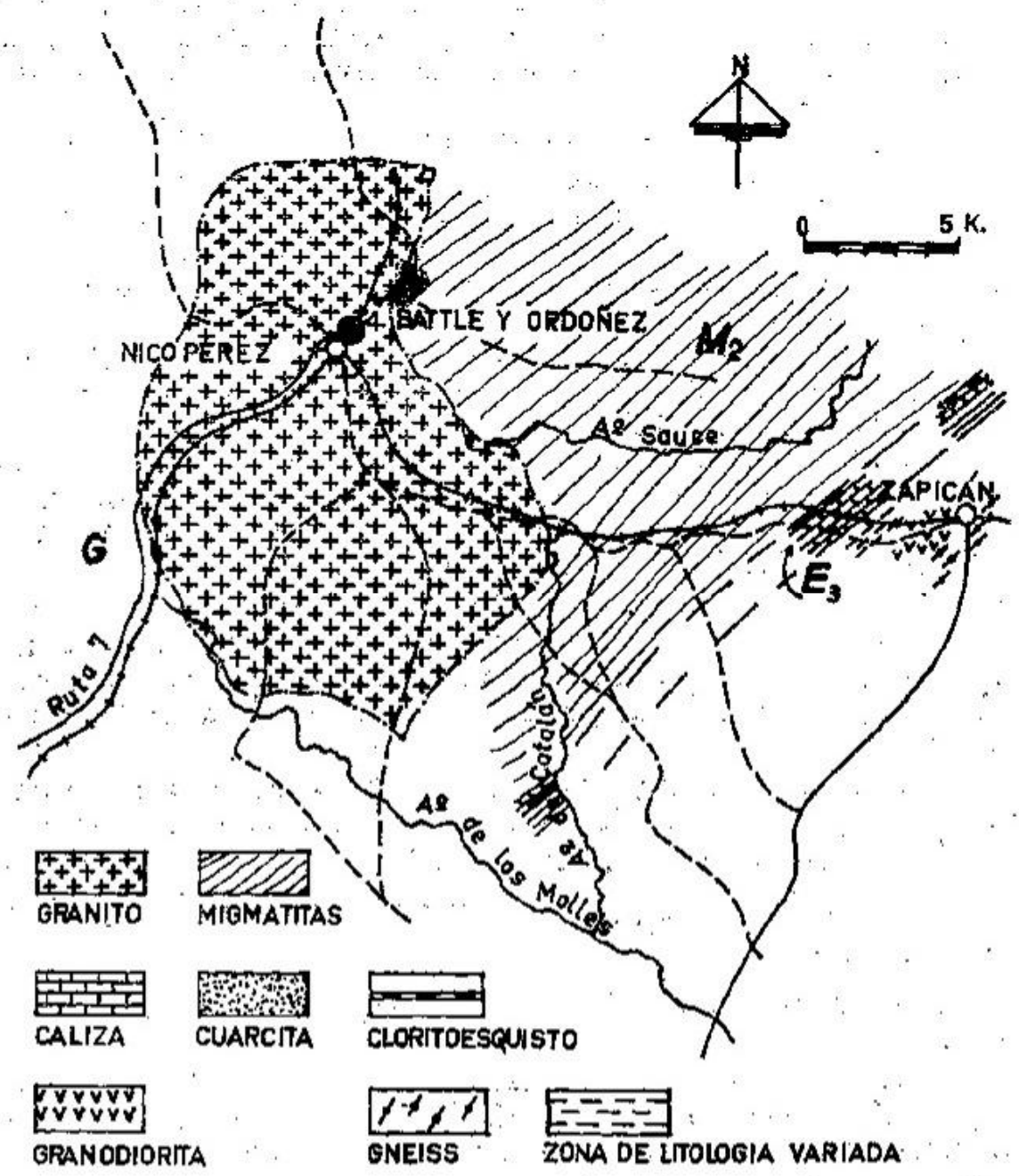

FIG. 15.— Mapa geológico del área Nico Pérez-Zapicán.

comprobándose que va pasando muy gradualmente a un granito gnéisico biotítico y luego a una embrechita, que se halla en la zona central del mapa geológico (fig. 15).

Las *migmatitas* afloran principalmente en una faja de rumbo N20°-40°E, comprendida entre los Km. 239 y 246,400 de la vía férrea y se caracterizan por el típico afloramiento en forma de crestas, casi verticales, con buzamiento hacia el SE. Hacia el oeste pasan gradualmente a granito y hacia el este a ectinitas.

La roca principal encontrada es una embrechita a veces lit-par-lit o a ojos, con gran variación local de la intensidad de aporte, que le da tanto el aspecto de granito como el de diadisita con matriz cloritosa.

El aporte es particularmente intenso en la faja que se extiende con el rumbo mencionado y cruza la vía férrea a la altura del Km. 244,300. En este caso la textura es porfiroblástica. La matriz está compuesta por oligoclasa (15% An) alterada, cuarzo de grano fino, clorita y accesorios; los fenoblastos son de feldespato potásico pertítico y cuarzo.

A partir de la faja con máximo aporte, la migmatización decrece gradualmente hacia el este, hasta pasar, en el norte del área, a la altura del Km. 246,400, a un clorito esquisto con no más de 10 mt. de potencia, que se encuentra dispuesto concordantemente a una caliza cristalina. El clorito esquisto presenta esquistosidad muy marcada, con rumbo N40°E y buzamiento 70°NW; su color es verde brillante a veces grisáceo.

En el sur del área, desde las típicas embrechitas se pasa a una cuarcita cloritosa, ligeramente feldespatizada, bastante esquistosa, concordante con los metamorfitos ya descritos, con menos de 100 metros de potencia y luego a la caliza ya mencionada.

La *caliza* forma un banco de 150 mt. de potencia en el sur del área, ensanchándose hacia el norte, donde alcanza 1.100 mt.

Su rumbo es N40°E, con variaciones locales, ya que presenta pequeños pliegues con pocos metros de radio de curvatura. El buzamiento es 70°NW.

Aflora en la vía férrea que une Nico Pérez a Zapicán entre los Km. 246,400 y 248.600, según se expresa en el mapa geológico.

Presenta erosión diferencial a causa de la alternancia de capas más o menos dolomíticas. Su color es gris azulado, aunque a veces presenta zonas más blancas. Su textura es granoblástica, muy fina.

En la zona de mayor potencia, se hizo un muestreo de oeste a este para el análisis de carbonatos. Los resultados se presentan en el cuadro de página siguiente, donde los porcentajes de calcita y dolomita están referidos a carbonatos totales.

Presenta una fracción insoluble en HCl que oscila entre el 8 y 19% y que está integrada por minerales detríticos (ópalo y plagioclasa, posible labrador) y minerales neoformados (apatito y tremolita).

En la misma zona, la caliza encierra lentes concordantes de cuarcita, y es recortada por filones de cuarzo, discordantes, y numerosos filones de microgranito y basalto.

VARIACION DE LA COMPOSICION DE LA CALIZA
(DE W A E)

% de calcita	% de dolomita	Tipo de caliza
47,4	52,6	Dolomita calcárea
37,4	62,6	Dolomita calcárea
58,6	41,4	Calcáreo dolomítica
83,6	16,4	Calcáreo dolomítica
9,2	90,8	Dolomita

El microgranito desvía frecuentemente el rumbo de la caliza y su potencia media es de unos 2 mt. Presenta feldespato potásico pertítico, cuarzo, biotita y plagioclasa sódica.

Al sur, donde la caliza no sobrepasa los 150 mt. de potencia, se presenta dentro de ésta, un lente de cloritoesquisto cuarzoso, de 1,50 mt. como potencia máxima y casi 200 mt. de largo. Es totalmente concordante con la caliza y en su extremo SW presenta un corrimiento de unos 15 mt. debido a una falla transversal al rumbo.

Hacia el este, la caliza comienza a ser recortada por numerosos filones de cuarzo, de potencia y longitud muy variable, siendo a veces tan cortos que toman estructura lenticular.

Allí es donde la caliza presenta numerosos cristales de actinolita-tremolita, de hasta 2 cm. de longitud, asociados a pirita.

Es de destacar que en esta zona, la caliza se encuentra flanqueada, tanto en su borde este como oeste, por una faja de caliza extremadamente silicificada, de gran uniformidad, grano muy fino, color blanco, borde irregular y de potencia variable entre 10 y 30 mt.

Al este, inmediatamente al lado de la banda silicificada, aflora nuevamente cloritoesquisto, el que presenta un aporte de sílice y feldespato cada vez más intenso hacia el este. El aporte de sílice se manifiesta como ojos o venillas muy irregulares de cuarzo, asociado o no a feldespato. Se encuentra distribuido también muy irregularmente, ya que hay zonas donde el cloritoesquisto se presenta inmodificado y otras donde la roca toma un aspecto granítico, estando formado en este caso por cuarzo, feldespato y clorita.

El cloritoesquisto migmatizado se mantiene por un trecho de 350 mt. con rumbo muy variable, cuyo promedio es N65E. Inmediatamente al este, la roca se transforma en una anatexita cuya estructura es de aspecto ígneo, aunque conserva alguna

orientación en la disposición de los minerales. Está constituída por feldespato, hornblenda, biotita y cuarzo. En frotis se ha determinado un feldespato alcalino, de extinción ondulosa y oligoandesina con 30-32% An.

Esta anatexita constituye el límite oriental de la parte sur del área estudiada. Más al norte, sólo se ha estudiado la estrecha faja por donde van el camino y la vía férrea al este de la caliza. En esa zona la roca más importante es una tonalita que aflora entre los km. 250,200 y 252,300 de la vía, es decir, que se encuentra separada de la caliza por unos 1.600 mt. Su estructura es netamente ígnea, aflorando en forma de bochas y no presenta ninguna orientación de los minerales. Su textura es holocristalina, equigranular y granuda. Está compuesta por oligoclasa 60%, biotita 16%, hornblenda 16%, cuarzo 7% y accesorios 1%.

En el espacio que hay entre la tonalita y la caliza, afloran distintas rocas, en el orden que sigue (de este a oeste):

—desde el Km. 249,900 al 249,800, roca con oligoclasa 60% y calcita-dolomita 40%, con estructura esquistosa y concordante con los metamorfitos vistos;.
—desde el Km. 249,800 al 249,600, tonalita con textura microgranuda y compuesta por oligoandesina, biotita, hornblenda, cuarzo y accesorios en orden de porcentaje decreciente;
—del Km. 249,600 al 249,300, microtonalita hornbléndica con oligoandesina 50% y hornblenda 50%, con abundante apatito;
—del Km. 249,300 al 249,000, tonalita semejante a la que existe entre los Km. 250,200 y 252,300.

Desde el Km. 248,900 hasta la caliza cristalina aflora una roca compuesta por oligoclasa, hornblenda, cuarzo, biotita y grandes cristales de feldespato potásico pertítico, que presenta reacción calcárea.

En la misma zona, contra el camino, hay una roca básica de grano fino, con algunos grandes cristales de feldespato, que tiene el aspecto de una anfibolita. Su composición mineralógica es la siguiente:

Feldespatos (andesina, microclina y albita)	53%
Hornblenda	36%
Biotita	9%
Cuarzo	2%

Como se desprende de la descripción anterior, no se ha estudiado la forma en que se extienden las rocas descritas, hacia el norte y el sur.

Por último, en la estación Zapicán afloran esquistos muy alterados, con rumbo N50E y buzamiento al NW. Fueron descritos como gneises por MAC MILLAN (1931).

Conclusiones.— En el área se han encontrado rocas características de un metamorfismo regional de epizona: cloritoesquisto y caliza cristalina, concordantes.

Se propone un origen parametamórfico para el cloritoesquisto, debido a que su ocurrencia a ambos lados de la caliza, coincide con un enriquecimiento lateral en Mg^{++} de ésta y además se presenta como lente dentro de ella. WALTHER (1919) sugería para el mismo, un origen ígneo, debido a su escasa potencia.

Sobre dichas rocas se ha emplazado un frente de migmatización que dio lugar a la formación de las migmatitas estudiadas y al granito de Nico Pérez, el cual es por lo tanto un granito de anatexis.

Dicha migmatización se produjo por el avance de un frente de sílice, seguido por una feldespatización potásica.

Las pruebas del avance silíceo son: a) la presencia de fenoblastos de cuarzo en las migmatitas; b) el pasaje, a lo largo del rumbo, del cloritoesquisto a la cuarcita cloritosa, en el W. de la caliza; c) la acumulación de sílice en ambos flancos de la caliza, que dio lugar a la sustitución de los carbonatos por cuarzo; d) la formación de tremolita-actinolita en la dolomita, coincidiendo con la presencia de venillas y lentes cuarzosos.

Las pruebas de la feldespatización se encuentran en: a) desarrollo de los fenoblastos de feldespato K^+ en las migmatitas; b) microclina englobando cristales de la primitiva plagioclasa en el granito; c) aparición de mirmequita dentro de las plagioclasas en las rocas con microclina; d) deformación en la plagioclasa, que no se evidencia en la microclina.

En dichos procesos se ha mantenido el orden de movilidad asignado a los distintos elementos (Si, Al...) y la caliza se ha comportado como roca impermeable a la migmatización. Esta última, se manifiesta como silicificación metasomática en el sur del área y como recorte filoniano de cuarzo y microgranito en el norte de la misma.

Granitización de la cuenca del Arroyo Valentines (Florida).
[J. BOSSI (1961-62).]

Las rocas de la cuenca del arroyo Valentines constituyen un notable ejemplo de granitización incompleta de metamorfi-

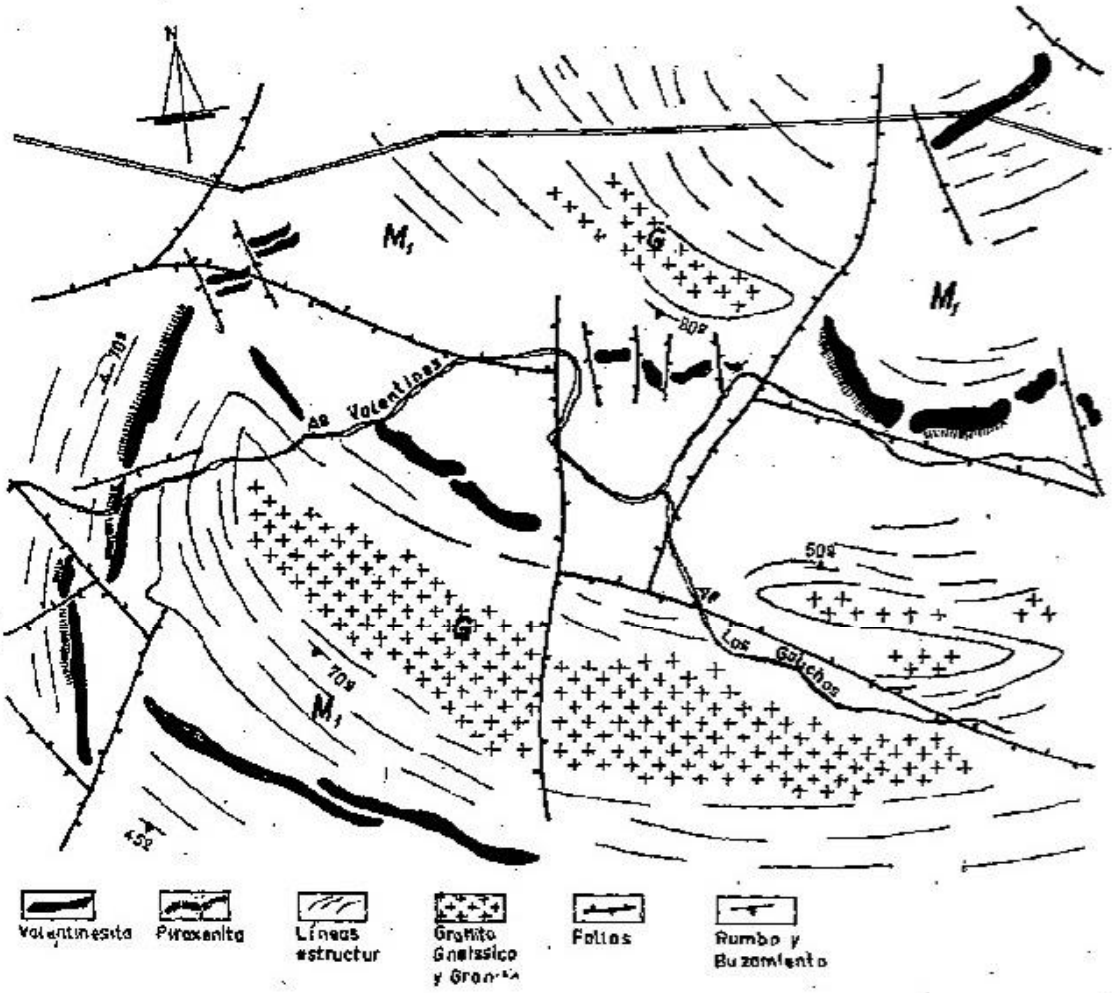

FIG. 16.— Mapa geológico de la cuenca del arroyo Valentines.

tos, donde se muestra todavía a las claras la estructura plegada de las rocas preexistentes. Se han formado granitos en el corazón de los pliegues sin ninguna evidencia de fusión, fenómeno similar al hallado por WEGMANN en Finlandia en 1928 (citado por REYNOLDS, 1956, p. 382), aunque no encontramos evidencias del movimiento plástico de las rocas granitizadas (fig. 16).

La historia geológica del área comienza con la formación de catametamorfitos plegados: piroxenitas, gneis oligoclásico y cuarcita magnetito-augítica (valentinesita), desarrollada como posible mena de hierro.

El miembro magnetítico ha sido sometido a estudio petrográfico y químico.

El nombre *valentinesita* fue propuesto al XVII Congreso Brasilero de Geología, en los siguientes términos: "La cuarcita magnetito-augítica es una roca altamente metamórfica, de textura granoblástica con esquistosidad apenas esbozada. El tamaño de grano promedio es de 0,8 mm.

La roca inalterada presenta la siguiente composición mineralógica modal:

Magnetita	33%	Hematita	1%
Cuarzo	38%	Esfeno	0,5%
Augita-aegirínica	27%	Apatito	0,5%
		Pirita	presente

La magnetita presenta composición muy simple, con sólo 0,05% de Ti y un máximo de 0,5% MnO en algunos casos raros.

El piroxeno es una augita aegirínica, con tonos verdes fuertes, pleocroico, y los siguientes valores ópticos:

$$n_m = 1{,}686 \qquad 2V = +67° \qquad Ng \wedge c = 56°$$

Químicamente demostró poseer la siguiente composición de moléculas teóricas (M. UMPIERRE):

Diópsido - hedembergita	80%
Acmita - jadeíta	10%
Enstatita	10%

Esta asociación mineralógica no es descrita en la literatura que se logró consultar y representa una asociación de minerales que se forman a elevado nivel energético.

El análisis químico de la roca (M. UMPIERRE):

SiO_2	41,6	48,5	45,0
R_2O_3	57,4	47,5	52,4
Fe_2O_3	36,2	29,3	34,2
FeO	17,1	14,9	15,5
MgO	1,5	1,9	n. d.
CaO	1,2	2,3	1,6
Na_2O	0,22	0,31	0,17
K_2O	0,37	0,54	0,60
MnO	n. d.	0,03	n. d.
TiO_2	n. d.	0,08	n. d.
P_2O_5	n. d.	0,01	n. d.

Corresponde al representante catazonal de la secuencia parametamórfica cuyo equivalente sedimentario es el "Facies magnetita" de JAMES (1954).

Durante el proceso de plegamiento se verifica aporte siálico materializado por cristalización de microclina y cuarzo con diferente textura, según la roca que oficia de soporte. Las piroxenitas y cuarcitas son en general impermeables a la feldespa-

tización y sólo crecen en forma esporádica en su seno cristales de microclina. Lo más a menudo determinan la formación de migmatitas heterogéneas, manteniéndose la individualización entre trama y aporte. Los gneises en cambio son íntimamente penetrados y se transforman en verdaderos granitos, en el núcleo de los pliegues. En este caso, a partir de la oligoclasa inicial y los flúidos K+, se produce un crecimiento pertítico y la roca pierde orientación. La migmatización se produjo en fase flúida. Ha existido agua asociada al crecimiento de los feldespatos, pues alrededor de cada cristal crecido en el seno de la cuarcita ferrífera, la augita ha recristalizado transformándose en hornblenda.

La primitiva estructura plegada es definida por la valentinesita, por su resistencia a la erosión.

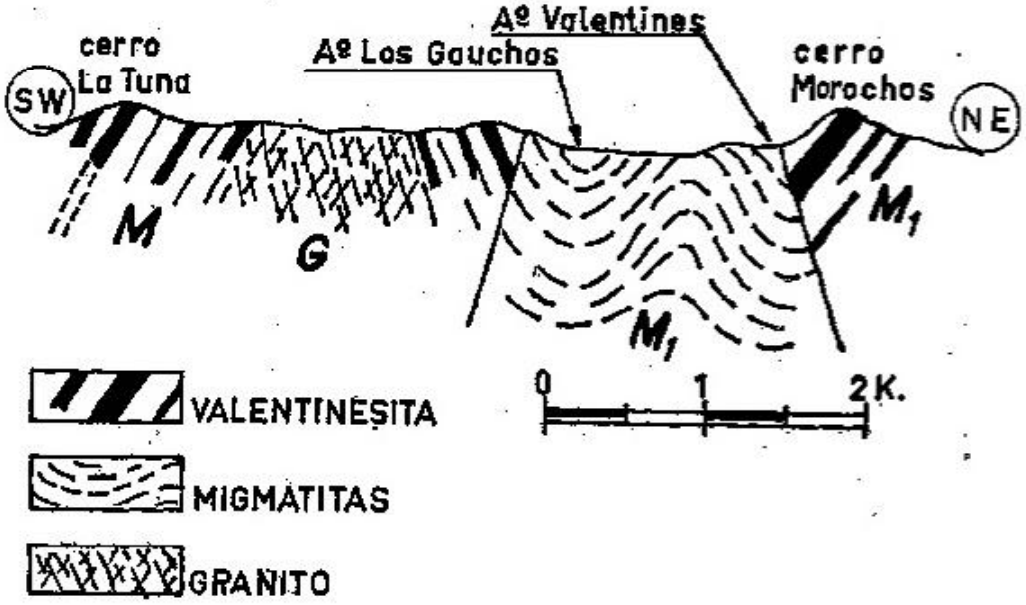

FIG. 17.— Corte geológico estructural del Cerro Apretado (Valentines).

Esta estructura geológica observada en Valentines, es extremadamente frecuente en el Uruguay. Las cuarcitas y rocas afines se comportan como impermeables al agente migmatizante. La experiencia en nuestro país parece señalar que las rocas granoblásticas no sufren granitización o a lo sumo determinan con el aporte, migmatitas heterogéneas. Se puede citar aquí el caso de las calizas dolomíticas de Zapicán, descritas en la monografía "Area Nico Pérez-Zapicán".

El cerro Apretado, pincipal cerro mineralizado del área de Valentines, por ejemplo, en un corte normal al rumbo, muestra la estructura señalada en la figura 17.

Esa misma estructura es observable en el cerro Valentín —descrito por MAC MILLAN (1933)—, en el cerro Nico Pérez

al norte del pueblo del mismo nombre, en el cerro de Los Cuervos sobre el arroyo Cuñapirú en Rivera, y también en buena parte de la Sierra Ballena. El mismo comportamiento presenta el área ferromanganesífera de Rivera (cerros Imán, Papagayo, etc.) que prácticamente repite la estructura del área de Valentines.

Las cuarcitas, ya magnetíticas, augíticas, o a veces algo filitosas, etc., con variaciones en su mineralogía dentro de ciertos límites, al ser resistentes a la migmatización resultan escasamente feldespáticas, mientras las rocas metamórficas vecinas se feldespatizan intensamente. La respuesta a los fenómenos de meteorización también es diferencial y en consecuencia, determinan siempre cerros más o menos prominentes que, debido a la estructura geológica, son alargados según el rumbo de la roca. En las laderas, la alteración de las migmatitas genera localmente arcosas.

Esta es una de las estructuras que consideramos típicas dentro de nuestro PREDEVONIANO.

En el caso del cerro de Los Cuervos, sobre el arroyo Cuñapirú en el departamento de Rivera, la cuarcita es concordante con filitas, por lo que su facies metamórfico es epizonal. Lo mismo parecería ser para el cerro Valetín sobre la Cuchilla Grande, entre Nico Pérez y Valentines. En los cerros de la cuenca del arroyo Valentines, en cambio, la valentinesita es seguramente catazonal, y ese facies metamórfico debe atribuirse también a las cuarcitas magnetíticas del departamento de Rivera. Todas estas cuarcitas catazonales tienen augita en proporción casi tan abundante como el cuarzo o la magnetita, pero debido a su menor resistencia a la meteorización, no es observable en superficie. En el caso del arroyo Valentines, hemos podido poner en evidencia el siguiente cambio mineralógico producido por los fenómenos de meteorización (% volumétrico):

Roca original		Roca superficial	
Cuarzo	35%	Cuarzo	50%
Magnetita	35%	Hematita	50%
Augita	30%		
Apatito, Esfeno, Pirita	presentes		

La augita sufre una primera transformación a actinolita [BOSSI (1963)] y luego a serpentina y clorita de grano tan fino, que es parcialmente lixiviada y casi no aparece en las rocas

de superficie. En consecuencia, en la mayoría de los casos la roca superficial presenta sólo cuarzo y hematita.

Al conjunto de cuarcitas magnetito-augíticas (valentinesita), piroxenitas y gneis oligoclásico en estructura concordante y de facies catazonal, se da en este trabajo la denominación de *Formación Valentines*. En la localidad tipo, la formación ha sido intensamente feldespatizada. En otras localidades halladas también fue feldespatizada, pero es posible que no haya sido afectada en algún lugar. Por eso no incluimos como característica de la formación, el hecho de que haya sido migmatizada posteriormente.

En la cuenca del arroyo Valentines, todos los cerros presentan esa litología y estructura y han sido detalladamente estudiados por labores de descubierta y perforaciones. Esta misma *formación* se ha encontrado junto al paso del Medio del arroyo Las Palmas, en el departamento de Durazno, y en los cerros de mineral de hierro débilmente manganesíferos del departamento de Rivera.

Zona de Molles de Carapé.

[S. RODRÍGUEZ y R. CARDELLINO (1963).]

El área estudiada se encuentra en la Sierra Carapé, límite entre los departamentos de Maldonado y Lavalleja, en las puntas del arroyo Caracoles, afluente del Maldonado.

Aquí se asiste a un fenómeno de intensa migmatización sobre anfibolitas, cuarcitas y micaesquistos. Las rocas más frecuentes son embrechitas a ojos y cinteadas y localmente se desarrollan migmatitas heterogéneas.

Frecuentemente la homogeinización es tal, que se forman masas de microgranito biotítico, alargadas según el rumbo general. La granitización no ha sido total y ha determinado bandas graníticas intercaladas con migmatitas, lo que probablemente responda a la diferente receptividad de las rocas originales, frente al agente granitizante. Otra forma de manifestación del aporte, es el desarrollo de masas pegmatíticas cuarzo feldespáticas, a veces con textura runítica, pero en general, con cristales individuales enormes. Estas masas son filonianas y se desarrollan principalmente en concordancia con la estructura general del área (fig. 18 a).

El rumbo dominante es N20-40E, significativamente similar al rumbo general de las ectinitas del *Grupo Lavalleja*. El arroyo de los Caracoles corre por una falla en el eje del anticlinal mayor. La estructura plegada es deducida de los valores de rumbo y buzamiento, y de la observación de la nariz de un pliegue anticlinal perfectamente formado en el extremo sur del

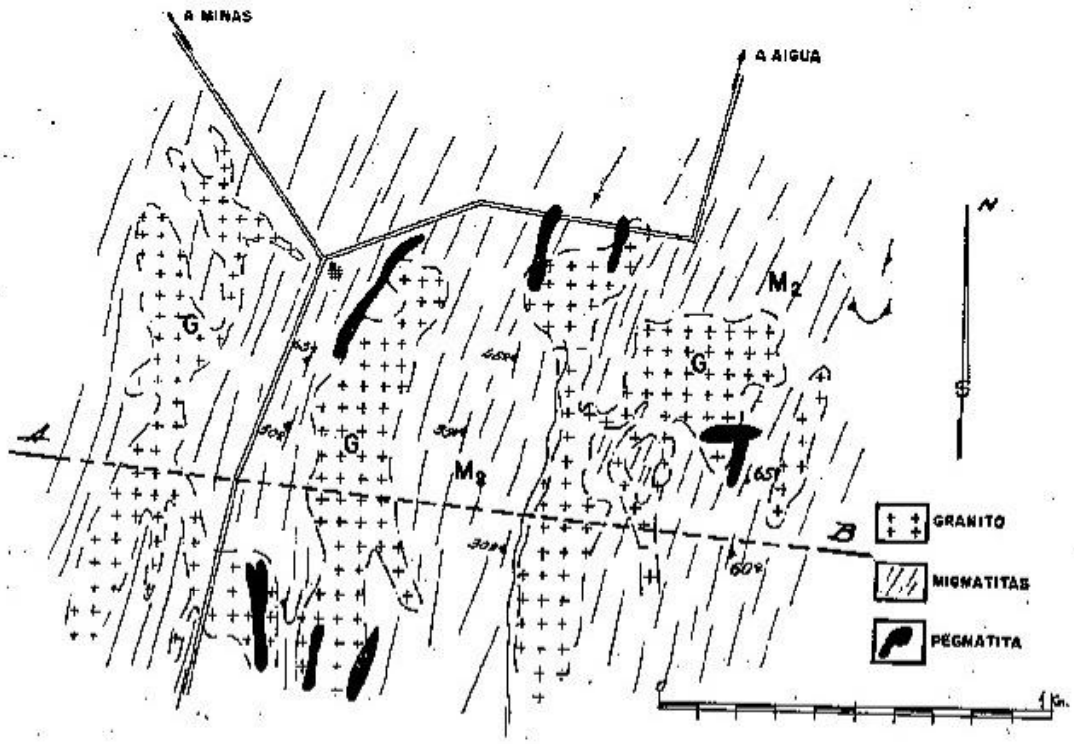

FIG. 18 a.— Mapa geológico de Molles de Carapé.

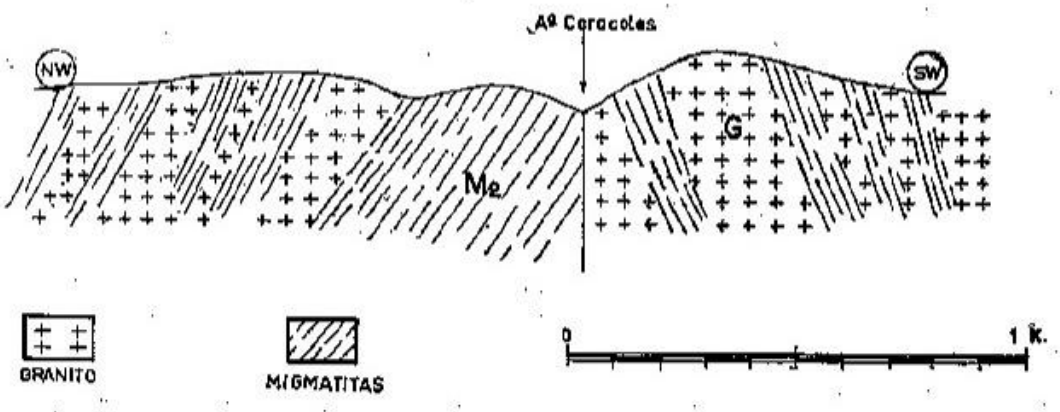

FIG. 18 b.— Corte EW.

área estudiada, y otro menos evidente en su extremo noreste. El corte geológico en dirección E-W (fig. 18 b) muestra la estructura supuesta. La falla explica satisfactoriamente el hecho de que al oeste del arroyo de los Caracoles, predominan casi exclusivamente las migmatitas, mientras que en la margen oriental, comienzan bruscamente a dominar los granitos, con cambio de buzamiento a ambos lados del arroyo.

Granodiorita "Tío Diego".
[G. JONES (1956).]

En el relevamiento de la mitad oriental del departamento de Canelones, JONES encuentra una estructura anticlinal de eje E-W cuyo corazón está ocupado por un granito negro, que a través de migmatitas, evoluciona a metamorfitos meso y catazonales desarrollados en los flancos (fig. 19). El resto del de-

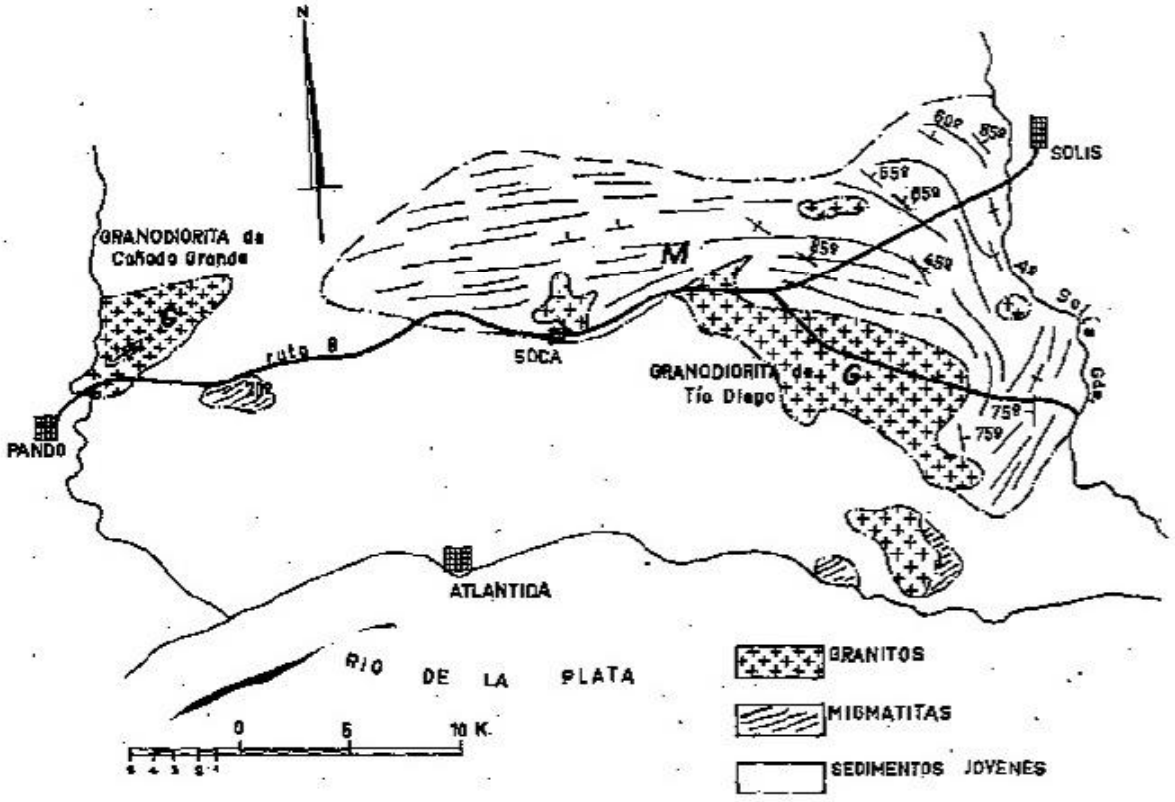

FIG. 19.— Anticlinal de Soca (departamento de Canelones).

partamento está cubierto por limos cuaternarios y no es posible interpretar otras estructuras, aunque los granitos de anatexis parecen ser los únicos representados. Así, por ejemplo, la granodiorita de *Cañada Grande* del citado autor, que constituye el pequeño macizo aislado al noreste de Pando (ver fig. 19), es porfiroide con fenoblastos mal definidos y nidos biotíticos. Petrográficamente es *idéntica* a la granodiorita de la ciudad de Florida, que según describen GOÑI et AL. (1963), determina agmatitas al englobar bloques de anfibolita en la cantera del Prado de la citada ciudad. Esto conduce a asignarle también un origen anatéxico aunque sus relaciones estructurales con los metamorfitos no son tan claras como en el caso de Florida.

Ambas rocas presentan enormes fenoblastos de microclina pertítca que engloban andesina. El accesorio dominante es biotita y aparece esfeno excepcionalmente abundante, que se ve como pequeños cristales rojizos en muestras de mano.

Recientemente hemos podido realizar un estudio petrográfico detallado del plutonito de "Tío Diego" y evidencia ser un granito con algunas particularidades. La composición modal, promedio del estudio de nueve láminas es:

Microclina pertítica	45%
Cuarzo	38%
Oligoclasa	10%
Ferromagnesianos	6%
Accesorios (apatito, circón, etc.)	1%

Su composición química, determinada a partir de una muestra inicialmente compuesta por 8 unidades de 1 kilo cada una, también define la roca como un granito (analista Q.I. MIRTA UMPIERRE):

SiO_2	73,5%
Al_2O_3	11,1%
Fe_2O_3 (total)	5,5%
MgO	0,2%
CaO	1,5%
Na_2O	2,2%
K_2O	5,2%

Probablemente se produzca verdadera anatexis en este macizo, pues presenta una homogeneidad señalable y sus minerales constituyentes (apatito, circón, ferromagnesianos, oligoclasa, microclina y cuarzo), siguen la regla de cristalización de Rosembusch. La microclina presenta un color negro verdoso en la roca fresca, debido a la existencia de láminas microscópicas de clorita, interpuestas en los clivajes.

Grandes cristales de microclina pertítica, zoneada en función de pertitización diferencial, engloban todos los otros minerales constituyentes, incluso cuarzo (fig. 10). Estos cristales de microclina tardía, se reconocen en el campo por su color rosado.

Aureolas muscovíticas de granitización.

[A. FERNÁNDEZ (1963).]

Un fenómeno que se repite con cierta frecuencia en nuestras áreas cristalinas, es la presencia de muscovita relativamente abundante en las zonas de mayor intensidad de granitización, o rodeando la misma en forma de aureola.

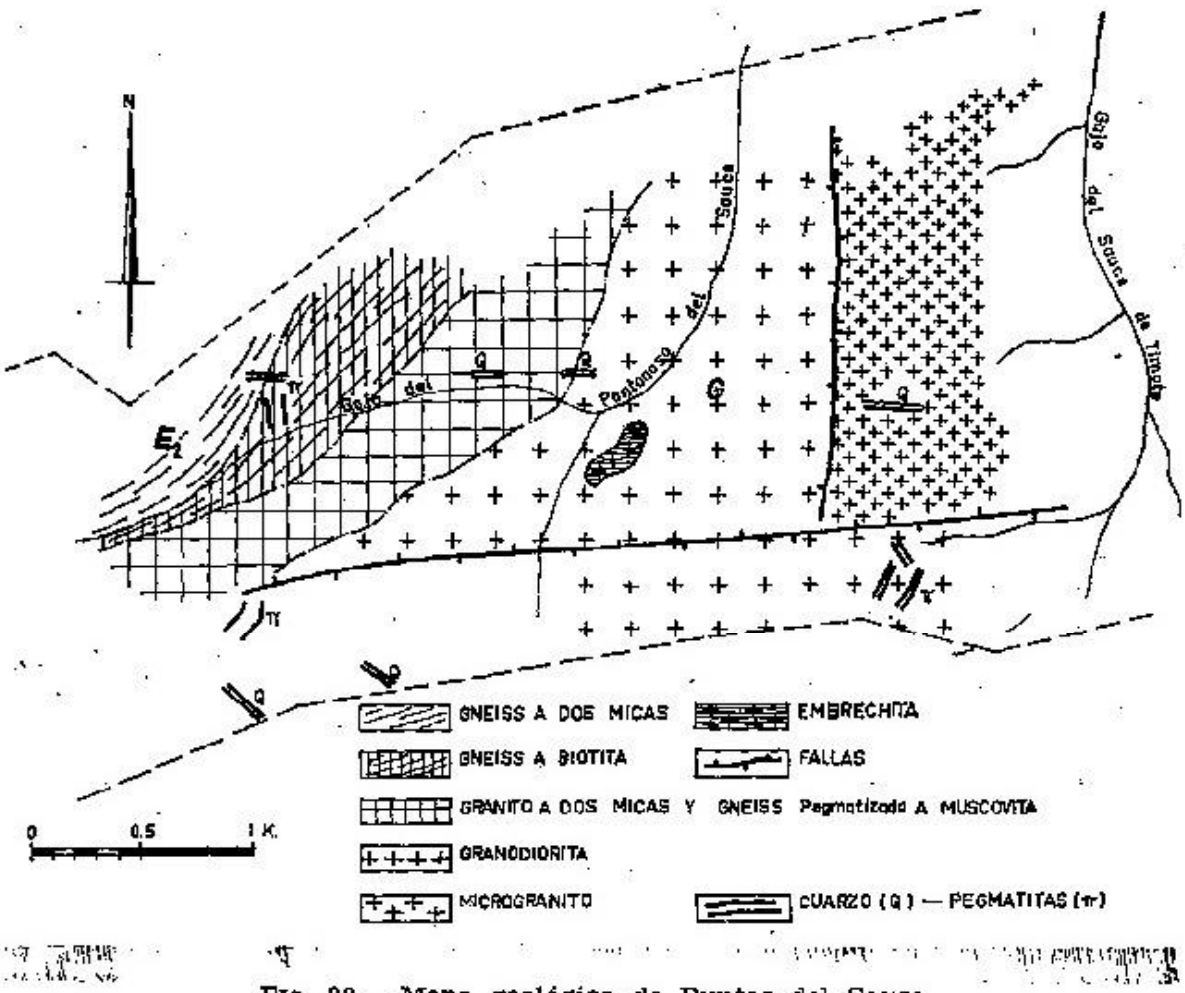

FIG. 20.—Mapa geológico de Puntas del Sauce (departamento de Florida).

Al tratar la zona de Paso del Puerto (ver pág. 26), se citó la naturaleza muscovítica del granito (a dos micas), que como se ha visto, deriva de gneises a biotita, dado que estos constituyen la ectinita más profunda adyacente al granito de anatexis. Es claro, tanto por las relaciones de campo como por evidencias petrográficas, que la muscovita del granito es originada en una etapa avanzada o tardía del proceso de granitización, y no es, en manera alguna, un mineral relicto de las ectinitas originales.

Buenos ejemplos de este fenómeno, se han observado además en Sauce de Timote (departamento de Florida) y Chamangá (departamento de Flores).

En *Sauce de Timote* [A. FERNÁNDEZ, D. LAROCHE y M. ABREU (1963)], gneises a biotita y a dos micas, a veces algo granatíferos, han sido intensamente feldespatizados formando migmatitas, o totalmente granitizados, con formación de granodiorita (ver fig. 20). Los gneises, aun en la zona en que predominan, presentan frecuentes variaciones a gneis granítico y aun a granito.

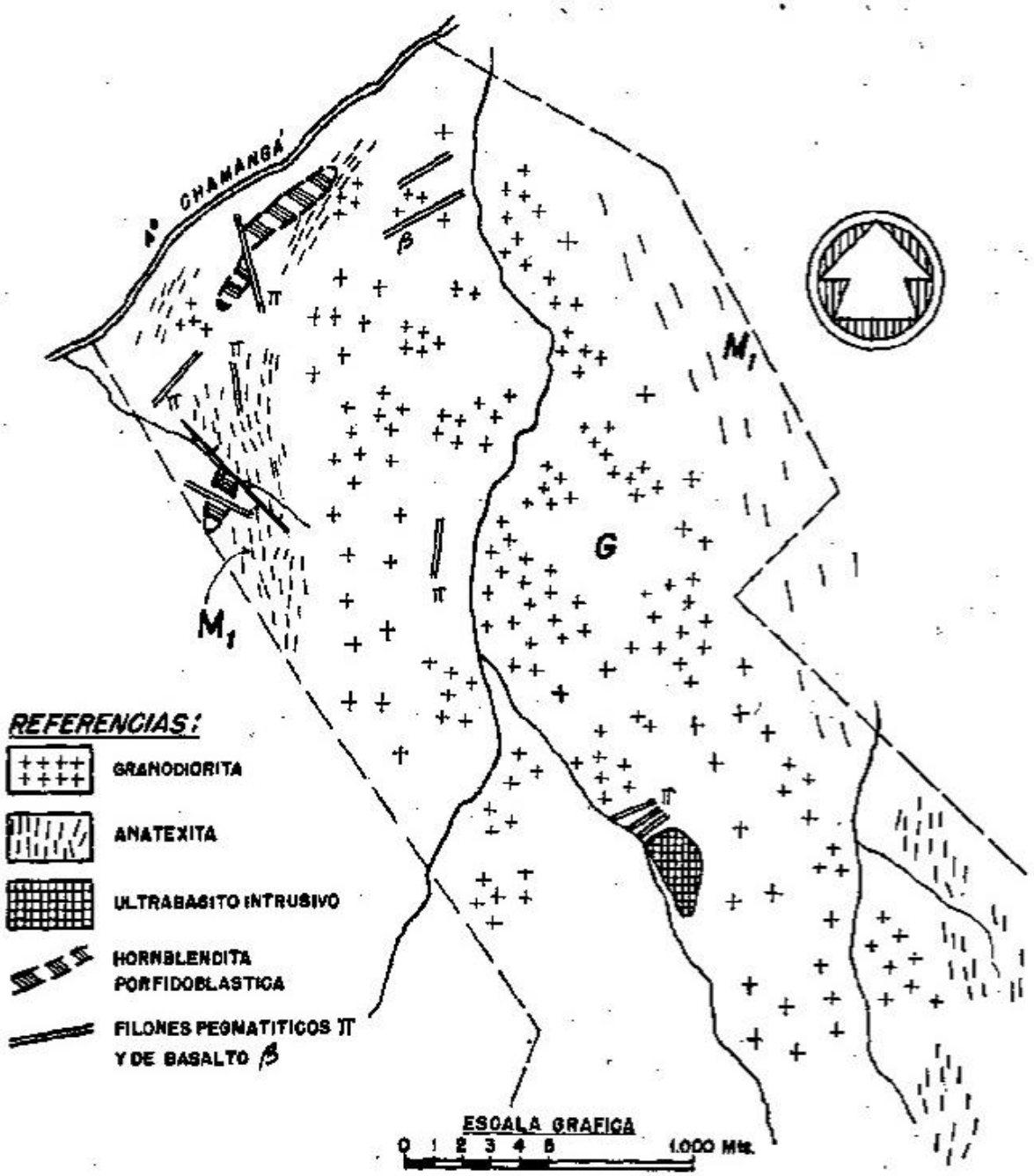

FIG. 21.— Mapa geológico de Chamangá.

La zona ocupada por la granodiorita constituye, obviamente, la de mayor intensidad de aporte. Rodeando este macizo y como zona de transición a las rocas gnéisicas del área, aparece una franja, aureola o frente más o menos discontinuo, de granito a dos micas, granito a muscovita, o gneis "pegmatitizado" a muscovita. Es claro también aquí, que esta muscovita se ha originado en una etapa tardía asociada a la granitización, y no tiene relación genética con las ectinitas originales.

En esta área, un filón de microgabro ortoclásico, fuertemente granofírico, asociado a lavas vítreas ácidas rellena una falla N80°E, que ha producido intensa brechación en la granodiorita marginal.

Al este del área, se desarrolla un microgranito rosado, cuyas relaciones genéticas con la granodiorita no son todavía conocidas.

En *Chamangá* [D. NICOLA, R. LEBORGNE, P. RAMOS y A. ALLEGRI (1963)], a lo largo de la cañada principal (fig. 21), hay excelentes exposiciones de la granodiorita de la zona. Es una roca grisácea de grano mediano, con oligoclasa (25% An) y cuarzo como minerales esenciales; biotita y microclina intersticial, en menor cantidad, y circón, apatito, pistacita y muscovita como accesorios. Es muy uniforme en textura y estructura.

Hacia el oeste y este del área, se desarrolla un leucogranito con muy escasa o ninguna biotita y a veces algo de muscovita, que presenta neta estructura metamórfica. Este leucogranito constituye una verdadera anatexita. En varias zonas presenta rumbo y buzamiento muy claros; las veces que fue medido el rumbo, dio diferencias menores de 20° con el N. Esta anatexita está frecuentemente asociada a concentraciones pegmatoides y pegmatitas filonianas muscovíticas de escasa potencia (generalmente 0m.30), tanto concordantes como discordantes.

La concentración de masas pegmatíticas en zonas de anatexitas, y la presencia de muscovita, sugiere cierta relación genética entre ambas y un ambiente fisicoquímico con alta presión de vapor de agua, favorable a la formación de muscovita sin fusión [YODER y EUGSTER (1954)].

El Batolito de Sauce.

[Extraído de J. GOÑI (1956).]

Geología general.— El área comprende un batolito de naturaleza granodiorítica que recorta un conjunto de rocas metamórficas. Este macizo se halla recubierto en parte por sedimentos de edad cuaternaria. La topografía es bastante accidentada, con elevaciones de hasta 200 mt.

Petrografía.— La roca del batolito es, en líneas generales, de gran uniformidad, presentando amas básicas hacia los bordes. En su masa fundamental presenta dos aspectos en cuanto a textura. El primero corresponde a una roca de textura granuda, holocristalina, de color rosado claro y grano medio a grueso. El otro presenta textura pegmatítica, con cristales de tamaño grueso y a veces muy grandes. Es frecuente la presencia de textura runítica.

El pasaje de la roca pegmatítica a la granuda se hace en forma totalmente gradual, con ausencia absoluta de un borde neto.

Las dos rocas tienen idéntica composición mineralógica, que oscila dentro de los siguientes valores:

Ortosa micropertítica ...	54 a 71%	Diópsido	0 a 11%
Oligoclasa (25-29% An)	16 a 32%	Esfeno	1,2-4,1%
Cuarzo con extinción on-		Magnetita	0 a 0,7%
dulada	17 a 1%		

Tanto la ortosa como la oligoclasa se presentan frecuentemente alteradas a illita y con gran número de inclusiones.

El diópsido aparece, a veces, transformado en hornblenda por uralitización.

El esfeno es el que presenta el fenómeno más interesante de alteración. El producto resultante de dicho proceso es un mineral pulverulento, friable, amarillo terroso y totalmente opaco a la luz. Está constituido por Ti, Fe, Mn, metales alcalinos y uranio. Se determinó como anatasa, perteneciente al grupo de los xantitanios. Es esta anatasa la que da propiedades ligeramente radiactivas a la roca.

Las amas básicas mencionadas se encuentran en forma de lentes de 1m.50 a 2 mt. de ancho y constituyen un conjunto de rocas de mineralogía variable. Los principales minerales que se encuentran son: hipersteno, diópsido, hornblenda, actinolita, tremolita, oligoclasa, cuarzo y magnetita. Han sufrido procesos de exomorfismo (difusión iónica) producidas por la intrusión granodiorítica, así como acción neumatolítica e hidrotermal.

GOÑI señala el pasaje de hiperteno a diópsido y de éste a hornblenda, causados por la difusión de Ca^{++} y Al^{+++}, así como la formación de talco, tremolita u hornblenda, por procesos hidrotermales o neumatolíticos.

Las rocas metamórficas recortadas por la granodiorita, son: paragneises (graníticos y granulíticos) comúnmente biotíticos, anfibolitas (para?), calcáreo cristalino y cuarcita.

Ellas han sufrido la acción exomórfica de la intrusión, consistente en la impregnación con esfeno, apatito, epidoto y magnetita, probablemente en fase neumatolítica.

También concluye este autor que ha habido un "rejuvenecimiento" del gneis (granitización), a consecuencia de un aporte difundido en la trama más antigua.

Se destaca que el emplazamiento batolítico desarrolló presiones laterales que aumentaron la esquistosidad de las rocas metamórficas encajantes.

En cuanto a la edad de formación de estas rocas, GOÑI señala que no se han estudiado ni su origen ni su cronología, pero ubica las rocas catazonales (gneis y anfibolita) en el "Basamento Cristalino" y la caliza cristalina y la cuarcita en el "Proterozoico", como constituyente de la "Serie de Minas".

Conclusiones.— Respecto a la edad, GOÑI expresa textualmente: "...recorta formaciones pertenecientes al Basamento Cristalino (Arqueozoico) y mineraliza representantes de la Serie de Minas del Uruguay (Proterozoico). De acuerdo a estos hechos, estamos en presencia de un cuerpo batolítico de edad Paleozoica".

Origen.— "El origen de esta granodiorita creemos haya sido magmático, si bien es cierto que han ocurrido fenómenos de difusión y metasomatosis, provocando variaciones mineralógicas por aporte, que son de difícil interpretación por esta teoría.

"Los hechos muestran: 1º) La existencia de presiones laterales durante el emplazamiento. 2º) La presencia de importantes hibridaciones en los bordes. 3º) Fenómenos de asimilación (endomorfismo) de minerales ferromagnesianos por el batolito. 4º) Efectos de neumatólisis que provocaron fenómenos de destrucción y neoformación de minerales. 5º) Relictos plagioclásicos en ortosa micropertitizada. 6º) Potentes formaciones pegmatíticas (graníticas), a borde totalmente difuso. No hemos observado en el terreno: 7º) La presencia de bloques angulosos en el granito, de los terrenos encajantes. 8º) Tampoco hemos notado señal alguna de «magmatic stopping». 9º) Faltan las diferenciaciones aplíticas.

"Magmáticamente los argumentos 1, 2, 3 y 4 son perfectos, pero no así los restantes, que apoyarían un origen migmático. Por lo tanto, establecemos como hipótesis, una intrusión magmática, a escala batolítica, con las acciones geológicas inherentes a este fenómeno, pero con posterior difusión (?) de metales alcalinos, aluminio, calcio, etc., así como acciones secundarias de alteración —no meteóricas— productoras de intensos fenómenos de destrucción..."

Puntas del Sauce del San José.

[G. ELIZALDE, G. URIARTE y H. ETCHEGOIMBERRY (1962).]

La zona estudiada está sobre el camino vecinal que une el Km. 146 de la ruta 3 con el Km. 184 de la ruta 23. Se encuentra en las puntas del arroyo Sauce del San José, a 19 km. al noreste del pueblo Ismael Cortinas (paraje Las Bolas).

Como es una pequeña extensión (sólo 60 Há.), se ha hecho especial énfasis en el estudio petrográfico para respaldar las conclusiones.

Se trata de un área de metamorfismo regional profundo, cuyos metamorfitos fueron invadidos por pegmatitas que produjeron intensos fenómenos de recristalización. Filones básicos de edad muy posterior recortan todo el conjunto.

La roca metamórfica más extendida es un *gneis granatífero-piroxénico* que aflora en forma de crestas y presenta un rumbo N70-80E, con buzamiento siempre vertical o muy próximo.

El tamaño de grano de esta roca es fino y homogéneo; macroscópicamente se distingue un feldespato de color gris, de unos 2 mm. de tamaño máximo, acompañado de cuarzo y pequeños lechos oscuros de 1 cm. de largo, perfectamente alineados. La textura es granoblástica y muestra alternancia de capas claras y oscuras. Las claras están formadas principalmente por oligoandesina (30-32% An), cuarzo en menor proporción y excepcionalmente microclina, y las capas oscuras integradas por un piroxeno pleocroico (del verde al verde marrón amarillento), definido como augita aegirínica y un granate de color marrón rojizo. Entre los accesorios se encuentran magnetita, esfeno, apatito y epidoto. Debe destacarse que tanto la augita aegirínica como el granate, se encuentran en mayor proporción que el cuarzo.

También aparece asociado al anterior, pero en mucho menor extensión, un gneis sumamente cuarzoso, con microclina y escasa biotita.

La otra ectinita encontrada es una *anfibolita* medianamente esquistosa, que aflora en una faja con rumbo N70E y buzamiento vertical. Su rumbo, en el extremo oriental, es cambiado por un filón pegmatítico, a N80W sin ningún efecto de contacto. La roca es de color negro verdoso, distinguiéndose un anfibol oscuro de hábito prismático, de unos 2 a 3 mm. de largo y puntos claros pulverulentos. El anfibol es hornblenda y se encuentra en cristales grandes claramente orientados, y en otros más pequeños asociados a una plagioclasa sumamente saussuritizada, cuarzo, clinozoisita y magnetita.

Estas rocas han sufrido un aporte cuarzo-feldespático que se evidencia por la formación de rocas pegmatoides, que afloran en forma de crestas, concordantes con los metamorfitos, aunque en detalle no se ve orientación de los minerales.

La textura es muy variable, siendo granuda a veces y claramente pegmatítica en otras; muy raramente runítica. La composición mineralógica es variable, pero en general está constituída por grandes cristales de microclina micropertítica, con venillas o cristales de oligoandesina maclada. En algunos casos el feldespato dominante es oligoclasa (20% An). Esos feldespatos están acompañados por una proporción muy variable de cuarzo. Es frecuente que tanto éste, como los feldespatos, presenten extinción ondulosa.

Conviene destacar que el único accesorio importante es la magnetita, que a veces existe en alta proporción y en cristales de hasta 2 mm., muchas veces agrupados en rosario de 1 ó 2 cm. de longitud.

También se encuentran clinozoisita (tan frecuente como la magnetita) y muy poca biotita y muscovita (ésta casi siempre como producto de alteración de los feldespatos).

Un filón de pegmatita de borde neto, sensiblemente más rico en muscovita que el resto del área, como se ha visto, afecta la anfibolita desviando su rumbo en 30°, lo que sólo ocurre en este caso.

Las otras masas pegmatíticas son concordantes y producen una recristalización que da como resultado una pequeña zona de *hornblendita porfiroblástica* con fenoblastos de hornblenda de hasta 5 mm. subhedrales y rodeados por una matriz microgranuda o medianamente granuda, constituída por cuarzo, oligoclasa (20% An), epidoto, clinozoisita (o zoisita), y magnetita. Muchas veces esta matriz se define como verdaderos filoncillos, de 1 ó 2 cm. de potencia que recortan a una masa constituída casi exclusivamente por hornblenda recristalizada.

Resumiendo: en la zona se han encontrado rocas de metamorfismo regional catazonal (facies granulita), dominando un gneis con augita aegirínica y granate. Estas han sido recortadas concordantemente por pegmatitas relativamente ricas en magnetita y escasamente micáceas, que le han producido intensos fenómenos locales de recristalización. Esto constituye un claro carácter diferencial con las pegmatitas filonianas típicas, hecho que seguramente responde a una diferente condición de emplazamiento.

Como último fenómeno, el área ha sido atravesada por tres filones de microgabro cuarzoso de 4 ó 5 mt. de potencia, que aflora en forma de típicas esferas o bochas que dan nombre al paraje. El rumbo de estos filones es N70-80E. La petrografía de esta roca se considera más adelante, en la página 75.

El "Basamento Cristalino" de Montevideo.

[J. BOSSI y A. FERNÁNDEZ (1960-63).]

En el departamento de Montevideo, el basamento ha sido objeto de estudios minuciosos por parte de WALTHER (1935-1948). De los datos de este autor y de la revisión de los sondeos realizados por el Instituto Geológico del Uruguay, así como por nuestras observaciones en la costa, único lugar actual de afloramientos, fue posible construir el esquema geológico que se reproduce en la figura 22.

La estructura geológica muestra la distribución EW dominante de las litologías principales. Una gran falla de dirección NW, por donde corre actualmente el arroyo Pantanoso, ha determinado un desplazamiento relativo de los bloques afectados, de aproximadamente 7 km. en la horizontal. La dirección

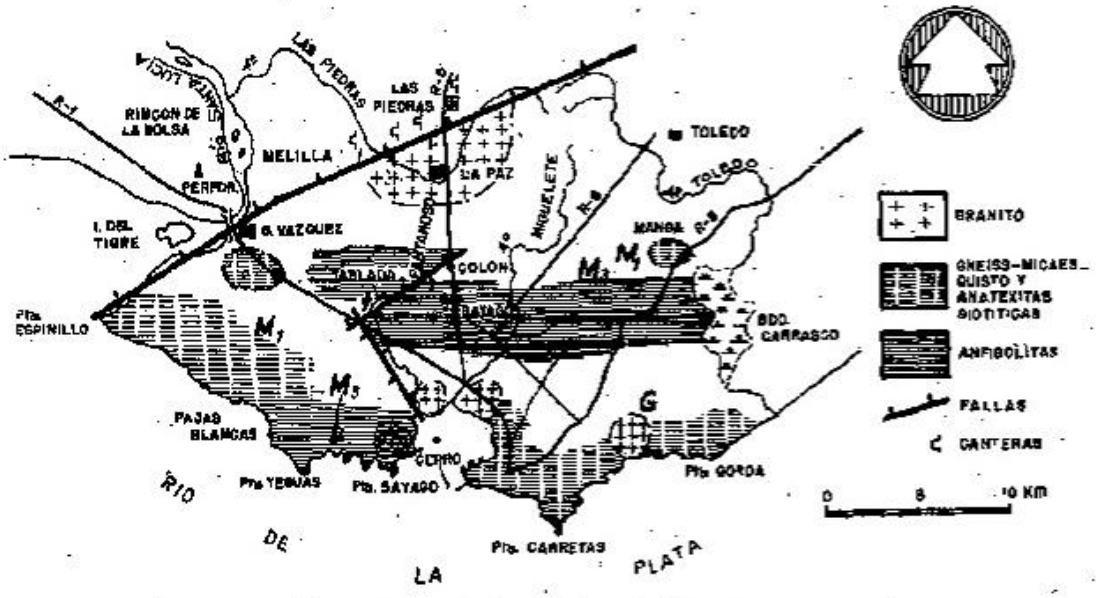

FIG. 22.— Croquis geológico petrográfico del Predevoniano del departamento de Montevideo.

de falla NE, afecta débilmente la distribución de las rocas dentro del departamento, pero la gran falla que pasa por Santiago Vázquez y al norte de Las Piedras, es el labio sur de una profunda fosa tectónica Mesozoica, que alcanza profundidades mayores a 2.000 mt. [JONES (1956-b)]. Desgraciadamente no podrá pasar de esquema geológico, pues la edificación creciente y la cobertura cuaternaria, impiden prácticamente nuevas observaciones.

En las fotos aéreas de la costa, es posible observar fracturas de menor entidad, que determinan variaciones locales del rumbo general EW precitado. Así, por ejemplo, en el Frigorífico Nacional el rumbo es N60W, en el Saladero N80E, y en el Dique Nacional N80W.

Las rocas constituyentes sufrieron metamorfismo mesozonal y posterior migmatización relativamente débil.

En el sur del departamento, la roca dominante es un *gneis a dos micas*, bien expuesto en el Parque Rodó, Canteras de Malvín, Punta Carretas, Punta del Descanso, etc. También es observable en el extremo meridional de las puntas rocosas al oeste de la Bahía de Montevideo (Punta Yeguas y Punta Sayago o Dique Nacional). La migmatización ha provocado la aparición de infinidad de débiles filones aplíticos, así como zonas pegmatíticas a borde difuso dentro de su masa. Ese mismo aporte potásico determinó que localmente se granitizara, provocándose la homogeinización como consecuencia de formación de pertitas, fenómeno descrito por WALTHER (1948) como "ortosización del gneis plagioclásico".

Las *anfibolitas*, minuciosamente descritas por el citado autor, representan otro miembro importante del "fundamento" de Montevideo. Texturas particulares de intercrecimiento de los anfíboles, han deerminado que estas rocas localmente resistan la erosión y constituyan las dos alturas principales del departamento: Cerro y Cerrito.

El aporte cuarzo-feldespático en estas rocas, se manifiesta como delgados filones aplíticos concordantes con la esquistosidad, determinando estructuras epibolíticas (fig. 3).

Evidencias petrográficas han llevado al Dr. WALTHER a asignar un origen ortometamórfico a estas anfibolitas. Su área de distribución en el departamento, es una faja de aproximadamente 3 km. de potencia, que ha sido dividida por la falla del arroyo Pantanoso arriba mencionada.

Hacia el borde sur del área principal, desde Punta Yeguas al Dique Nacional, aparece intercalada con *micaesquisto* a veces granatífero.

En la punta donde se encuentra el Frigorífico Nacional, las estructuras de micaesquistos y anfibolitas parecen conformar pliegues con eje N60W, débilmente inclinados.

De los datos que se poseen actualmente, se debe admitir sin lugar a dudas, la concordancia estructural de estos tres tipos de rocas en el departamento de Montevideo. En cada lugar en que aparecen todos los tipos, la esquistosidad sigue el mismo rumbo y las fallas han desplazado bloques, pero manteniendo la concordancia.

La coincidencia del facies de metamorfismo, la concordancia estructural y los numerosos datos petrográficos del Dr. WALTHER (1948), permiten agrupar estas tres rocas en lo que proponemos denominar *Formación Montevideo*. El nombre se adopta en homenaje al minucioso estudio del Dr. WALTHER y por el hecho de que en las puntas rocosas del oeste del departamento, están bien representados sus miembros: *gneis a dos micas, anfibolita y micaesquisto*.

Esta formación metamórfica ha sido parcialmente migmatizada determinando epibolitas en la anfibolita, magníficamente expuestas en Pajas Blancas, y embrechitas en el gneis. Este ha sido localmente granitizado. El micaesquisto es menos afectado, o por lo menos no determina estructuras migmáticas visibles en el terreno.

En el norte del departamento la roca que aflora es un granito rosado de grano grueso, conocido como *granito de La Paz*, pues en esta localidad es explotado en canteras, para pedregullo.

La cubertura y edificación impiden ver sus relaciones geológicas con los metamorfitos del sureste, y la potente falla de la fosa tectónica Mesozoica, elimina toda posibilidad de ver sus relaciones estructurales por el norte y noroeste.

Por ahora hemos estudiado sólo su petrografía. El macizo es homogéneo con pequeñas variaciones locales de textura. Domina la textura granuda con un tamaño de máxima frecuencia entre 0,5 y 1,0 mm. para el cuarzo y entre 1,0 y 1,5 mm. para el feldespato. No hay cristales mayores a 6 mm.; en cambio, son abundantes los granos cuyo tamaño oscila entre 2,0 y 2,5 mm. Los minerales accesorios son hornblenda, biotita, circón, apatito y fluorita.

La composición modal es:

Muestra	a	b	c	d	e	f	g	h	Promedio
Microclina pertítica ..	56	77,5	73	73	75	58	70	67,5	70%
Cuarzo	43	22	24	25	22	38	28	32	29%
Ferromagnesianos	1	0,5	3	2	3	4	2	0,5	1%

FIG. 23.—Pseudopliegues ptigmáticos en anfibolitas. Playa Pajas Blancas, departamento de Montevideo.

Minuciosas búsquedas en este macizo, condujeron a W. CAGGIANO en 1957 (comunicación personal), al hallazgo de facies pegmatíticos y algunos cristales de berilo en cavidades miarolíticas del granito. Nuestro posterior hallazgo de berilo en las pegmatitas que recortan la anfibolita en el Dique Nacional, nos llevan a reunir provisoriamente en un solo momento geológico, la intrusión (?) de este macizo y la formación de las pegmatitas filonianas de la costa montevideana.

Estas pegmatitas son a borde neto, con muscovita plumosa, turmalina y berilo, y de ellas salen pequeños filones aplíticos que cuando recortan los metamorfitos, determinan pseudopliegues ptigmáticos, con ejes paralelos a la esquistosidad (fig. 23),

por lo que se formaron cuando estas rocas se estaban plegando y se deslizaban entre sí las distintas bandas. La edad de ellos es posterior a las aplitas concordantes que determinan estructura epibolítica. Esta relación de edad fue también hallada en la Punta del Descanso (Malvín), donde la pegmatita recorta las aplitas inyectadas en el gneis [M. KRÖGER (1963), comunicación personal].

Grupo Lavalleja.

Desde MAC MILLAN (1933) se separa un conjunto de rocas que ocupa una extensa zona de los departamentos de Lavalleja, Maldonado y Treinta y Tres, cuya característica dominante es la de presentar un bajo grado de metamorfismo. Este autor creó la *Serie de Minas*, que separó en edad de los terrenos más metamórficos, principalmente gneises. Las rocas dominantes son parametamorfitos, dentro de los cuales la filita ocupa la mayor extensión.

En 1958, CAORSI y GOÑI cambiaron su denominación por la de *Serie de Lavalleja*, para evitar confusiones con la Serie de Minas, del Estado de Minas Geraes, en Brasil. Definieron más concretamente las rocas integrantes, estableciendo que cuarcitas, lutitas, pizarras, filitas, calizas marmóreas y mármoles, interestrtificados con rocas volcánicas y productos derivados de éstas, son los integrantes principales. Esta descripción litológica abarca no sólo el área Maldonado-Lavalleja, sino que se ha extendido a las zonas de San José, Colonia y Florida, donde aparecen pizarras, lutitas, y en general rocas de muy bajo grado de metamorfismo. Esa extensión ha sido siempre realizada con reservas, por lo que describiremos independientemente ambas zonas.

La Subcomisión Internacional para Estratigrafía, utiliza el rango "serie" en la escala cronoestratigráfica, cuando se conoce edad y duración del ciclo diastrófico. En nuestro país se deben utilizar términos litoestratigráficos, dado que se desconoce la edad de estos metamorfitos.

En los departamentos de Maldonado y Lavalleja, las rocas epizonales adquieren un desarrollo enorme, y su extensión territorial está bien definida desde el relevamiento de MAC MILLAN. De la misma manera se conoce exactamente su extensión y naturaleza en el departamento de Treinta y Tres, luego del relevamiento 1/250.000 de SERRA (1944). En toda esta zona las litologías son concordantes y bien definidas. Queda por relevar la mitad norte del departamento de Lavalleja, donde se han realizado varias observaciones aisladas y se verificó la existencia de rocas epizonales aún no señaladas en ningún mapa del país. Como están muy bien desarrolladas en todo el departa-

mento de Lavalleja y como alrededor de la ciudad de Minas es donde menos típicamente se expone este conjunto bien definido de rocas epimetamórficas, apoyamos la denominación propuesta por CAORSI y GOÑI (1958). Por razones señaladas anteriormente, el término "serie" se debe sustituir por su equivalente litoestratigráfico, propuesto por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía: GRUPO.

A la vez, sin disponer de relevamientos exactos a escala algo menor que la actual, carecen de fundamentación las subdivisiones dentro del *Grupo Lavalleja*. Los trabajos de GOÑI (1958 y 62) en que se establecen subdivisiones en el *Grupo Lavalleja*, pueden tenerse presente como guía en búsquedas futuras, pero entendiendo que todavía no es posible trazar en un mapa los límites de estas subdivisones, por lo que se debe esperar la obtención de relevamientos que las confirmen para su aceptación definitiva.

La principal diferencia que existe entre el *Grupo Lavalleja*, tal como se define en este trabajo y las anteriores divisiones, es la extensón territorial, mucho más reducida en nuestra definión y limitada a los departamentos de Maldonado, Lavalleja y Treinta y Tres. Tentativamente podrían incluirse las filitas y cuarcitas del departamento de Rocha, por la llamativa similitud litológica.

El *grupo Lavalleja* comprende las rocas epimetamórficas relevadas por MAC MILLAN (1931) y SERRA (1944). Está constituido por filitas, cuarcitas, calizas, calizas dolomíticas y dolomitas, cloritoesquistos, tremolititas y actinolititas.

Las filitas, más o menos calcáreas, cloritosas o cuarzosas, son las rocas más abundantes del grupo, como puede observarse claramente en el mapa geológico del trabajo ya citado de MAC MILLAN. Generalmente, determinan afloramientos característicos en crestas muy pronunciadas.

Siguen en orden de abundancia las *cuarcitas*, que por su resistencia a la erosión determinan cerros prominentes (Verdún, Blanco, el Puma, etc.), a veces muy alargados según el rumbo. Están bien expuestas como un elevado cordón, al oeste de la banda que forman los epimetamorfitos del grupo en los departamentos de Lavalleja y Treinta y Tres. Las *calizas* y *calizas dolomíticas* son más escasas, aunque por su baja resistencia a la erosión, generalmente ocupan zonas llanas cubiertas, y es posible que su abundancia relativa sea mayor que lo que se cree. Las calizas dolomíticas, generalmente presentan un microrelieve en ondas irregulares muy característico, producido por erosión diferencial, a consecuencia de la diferente resistencia de las bandas calcáreas y magnesianas frente a los agentes meteóricos. Unos kilómetros al oeste de Pirarajá (departamento de Lava-

lleja), inmediatamente al este del cordón cuarcítico mencionado líneas atrás, se extiende una potente banda de rocas calcáreas (2 km. de espesor), que parece continuarse con una banda también muy potente de calizas, que se desarrolla al norte del departamento de Treinta y Tres.

La ocurrencia de *dolomitas puras* es de carácter excepcional y hasta ahora sólo han sido reconocidas en Mina Valencia (Lavalleja) y Zanja del Tigre (Maldonado).

Los *cloritoesquistos* también son raros, aunque las filitas cloritosas son bastante frecuentes. Las tremolititas y actinolititas, muy raras, se han reconocido en Mina Oriental y en el nuevo desmonte de la ruta 60, 5 km. al sur de Minas, respectivamente.

Estructuralmente, el Grupo Lavalleja se caracteriza por un rumbo general NNE y buzamientos occidentales a gran ángulo, como ya ha sido reconocido por diversos autores. La tectónica de fractura posterior, ha determinado variaciones locales, a veces importantes, de rumbo y buzamiento. Los rasgos estructurales del grupo, en el sur del departamento de Maldonado, son observables en la fotointerpretación de la misión correspondiente (fig. 2). Pocos relevamientos geológicos han sido realizados en este grupo después del trabajo de MAC MILLAN (1933) en los departamentos de Maldonado y Lavalleja. Hay abundantes observaciones locales, sobre todo con fines económicos, en las calizas cristalinas (para cal y cemento portland), pero faltan datos sobre sus relaciones estructurales. Las posibilidades actuales de determinar algunas estructuras son mucho mayores, pues la existencia del relevamiento aerofotográfico de gran parte del departamento de Maldonado a escala 1/20.000, permitirá acelerar sensiblemente los relevamientos geológicos de esa zona.

Prácticamente los únicos estudios geológicos de detalle de que tenemos noticia, son el relevamiento de la corindonita del cerro Redondo, realizado por WALTHER en 1918 y de la concesión cuprífera "Mina Oriental", relevada por J. BOSSI y H. GOSO en 1959-60, con fines económicos. Aquí se hace mención suscinta sólo del segundo trabajo, pues no ha sido aún publicado y muestra características litológicas y estructurales típicas del *Grupo Lavalleja.*

Geología del área cuprífera "Mina Oriental".

[J. BOSSI y H. GOSO (1959-60).]

El relevamiento de esta limitada extensión resulta de gran utilidad para mostrar dos cosas fundamentales: 1) la naturaleza litológica del *Grupo Lavalleja,* cuando es estudiado a pe-

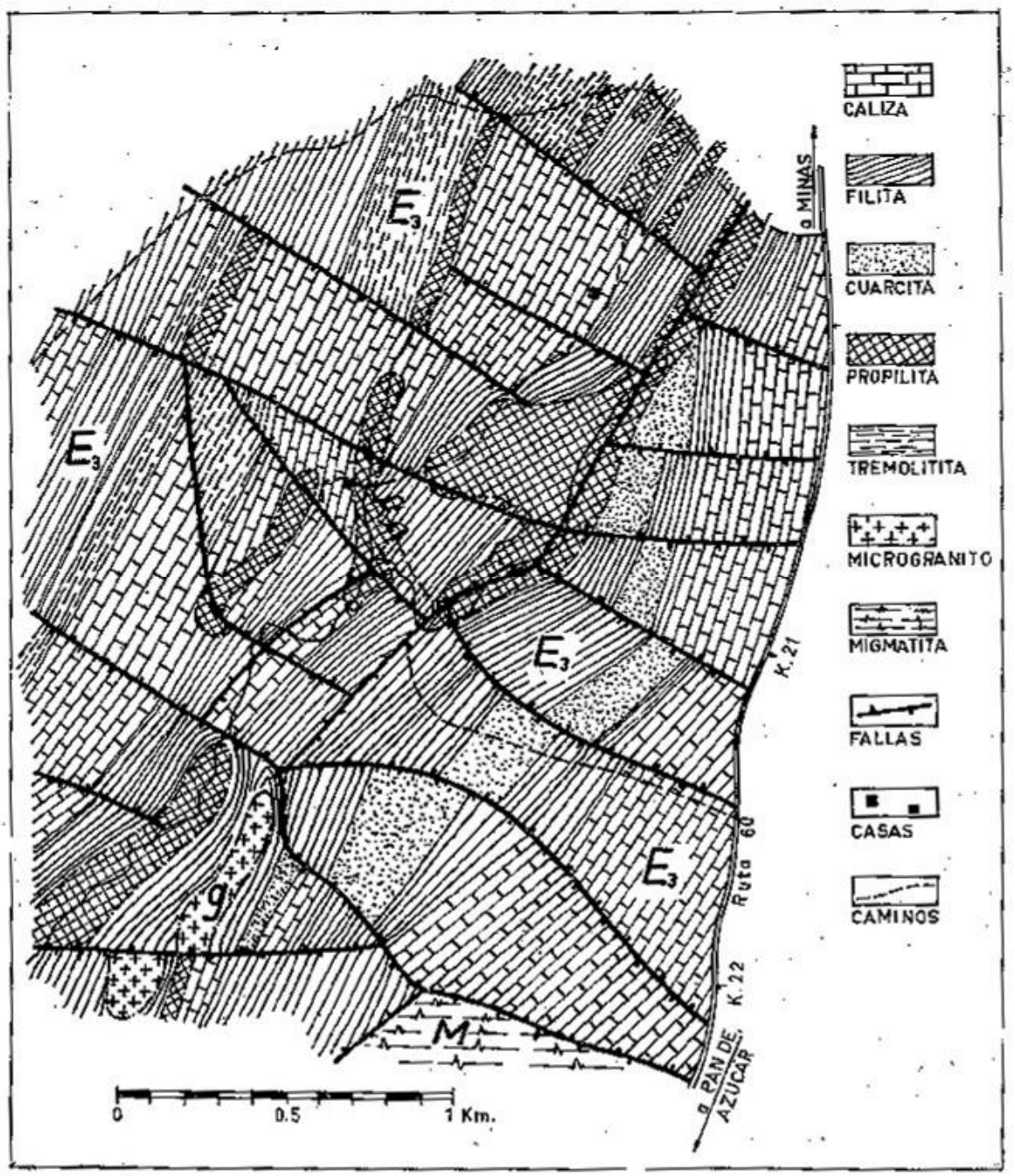

FIG. 24.— Carta geológica de los alrededores de Mina Oriental, departamento de Maldonado, al pie de la sierra de Carapé.

queña escala; 2) la intensa tectónica, en este caso exagerada, sufrida por nuestras rocas predevonianas, en fase rígida, luego de su formación.

El área ocupa unos pocos kilómetros cuadrados en la falda meridional de la sierra Carapé, en la 3ª Sección Judicial del departamento de Maldonado, alrededor de la concesión minera "La Oriental" (fig. 24).

Esquemáticamente el subsuelo está constituido por calizas, filitas, cuarcitas y otros epimetamorfitos, todos con rumbo general NE, aunque con frecuentes variaciones locales, como resultado de una fracturación llamativamente intensa.

La distribución litológica relativa es excepcional, de acuerdo a la descripción de MAC MILLAN (1933), pues aquí la roca dominante es una caliza dolomítica y las típicas filitas del grupo dominan sólo en el extremo noroeste del área. El caso general del *Grupo Lavalleja* es el predominio de filitas, más o menos cloritosas.

La sucesión de fenómenos que puede deducirse de las observaciones realizadas en el área, es la siguiente:

a) En la etapa de sedimentación geosinclinal, se efectuó una deposición areno-calco-arcillosa.

b) Esos materiales, sometidos a metamorfismo regional han dado lugar a las distintas ectinitas del área, que pertenecen a nivel metamórfico de facies esquisto verde: calizas dolomíticas, cuarcitas filitosas, filita y tremolioesquisto, principalmente.

c) Al comienzo de la etapa de movimientos positivos dominantes se produce el emplazamiento de un microgranito, la mineralización cuprífera y el recorte riolítico; el microgranito es de formación previa a la actividad tectónica, ya que no rellenó las fracturas cercanas a su afloramiento y muestra efectos de tensiones posteriores; la mineralización en cambio ha aprovechado la primer dirección de fractura y en consecuencia es posterior al granito; la riolita no tiene ubicación exacta en el tiempo, pues son poquísimos sus afloramientos, siendo el único elemento de correlación, el hecho de que sus filones han sido rotos y desplazados por los últimos movimientos tectónicos.

d) Hacia el final de esta etapa se emplaza microdiorita, aprovechando el segundo grupo de fracturas, algunas de las cuales quitan continuidad a la mineralización y están ocupadas por filones microdioríticos.

e) El ciclo se completa con el tercer grupo de fracturas, desarrolladas principalmene con rumbo E-W, una de las cuales es de gran entidad y enfrenta calizas de rumbo N10E, con migmatitas de rumbo N80E, de las que se desconoce su relación con las ectinitas.

No descartamos la posibilidad de que toda la actividad ígnea y tectónica de las últimas etapas, pueda ser mucho más joven que los metamorfitos. En realidad el único argumento para llevarlos a ser los representantes del estadio epirogénico del ciclo que originó los metamorfitos del área, es la intensa alteración hidrotermal evidenciada, que ha transformado la microdiorita en propilita.

Un hecho importante que se descifró en la zona estudiada, consiste en que la mineralización cuprífera está distribuída en

una brecha tectónica, relleno de una falla paralela al rumbo de los esquistos, flanqueada por la misma filita de ambos lados. La brecha de Mina Oriental no representa pues, evidencia de una estructura discordante y no existe en nuestra zona la *"Serie de Polanco"* [GOÑI (1958)]. A pesar de existir una gran área calcárea, como puede verse en el mapa geológico adjunto. Las calizas de la concesión "Mina Oriental" se depositaron concordantemente con las pelitas y areniscas, no habiendo ninguna prueba de discordancia entre los epimetamorfitos.

El granito de Minas.

El granito rosado del sur de la ciudad de Minas es un típico *macizo circunscripto postectónico,* que ha hecho intrusión en epimetamorfitos de rumbo general NE, a los que ha fracturado, alterando profundamente la estructura inicial.

En un desmonte de 4 mt. de altura a unos pocos kilómetros al sur de la ciudad de Minas, descubierto durante la reconstrucción de la ruta Minas-Pan de Azúcar, se puede observar bien la naturaleza discordante de esta intrusión.

El mapa geológico relevado por MAC MILLAN (1933), muestra que la extensión del afloramiento es muy limitada (fig. 25), pero en una amplia zona el granito tiene su techo apenas unos pocos metros por debajo de las filitas aflorantes. Recorta en discordancia prácticamente todos los epimetamorfitos, y en contacto con dolomita, en una cantera cerca de la toma de agua mineral "Corona", ha producido una aureola de unas decenas de meros de espesor de un skarn, formado por hornblenda y un piroxeno de la serie diópsido-hedembergita.

Esta misma masa ígnea ha evidencado una intensa actividad hidrotermal, débilmente mineralizadora. En los suburbios del noreste de la ciudad de Minas, aparece un filón de cuarzo y barita con mineralización apenas perceptible de pirita y calcopirita. Unos pocos kilómetros al sureste de la ciudad, inyecta varios filones mesotermales a base de galena y blenda, con ganga cuarcífera. En uno de ellos se estableció la "Mina Valencia", actualmente explotada para la extracción de dolomita de excelente calidad. Unos 11 km. al sur de Minas, pocos cientos de metros al oeste de la carretera, otro filón hidrotermal fue explotado mucho tiempo atrás por la concesión "Mina Reus", presentando la misma mineralogía general anterior. En fin, existen otros muchos pequeños filones, algunos auríferos, todos ellos explotados con mayor o menor éxito en otros tiempos y que le valieron el nombre a la ciudad. Actualmente ninguno de ellos es siquiera cateado, excepto el de ganga rica en barita, en vistas a la eventual utilización de ésta.

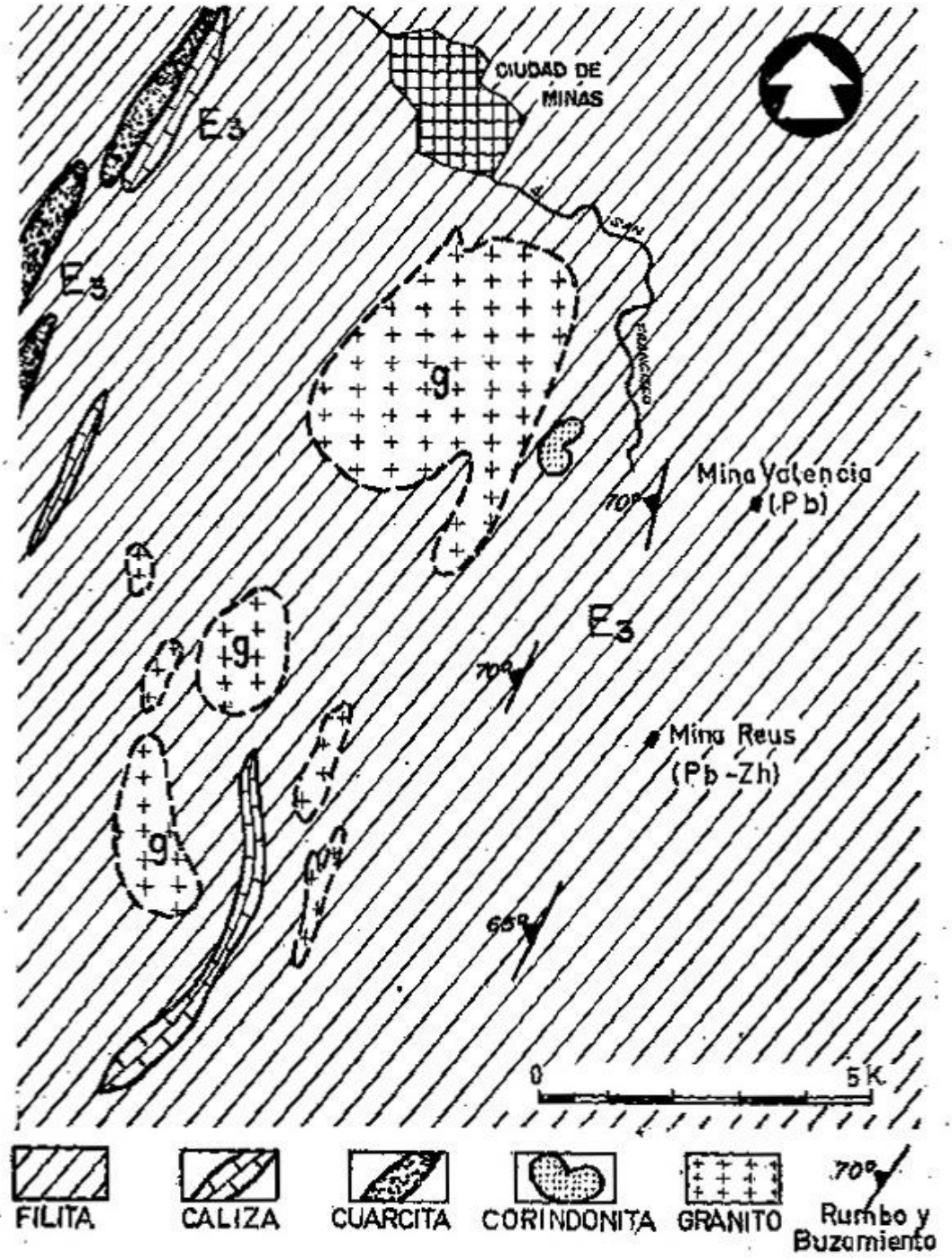

FIG. 25.— Afloramientos del granito circunscripto al sur de la ciudad de Minas, según la carta geológica de MAC MILLAN (1933).

Granito de Santa Teresa.

[J. BOSSI (1961-63).]

Denominamos así a un macizo ígneo que localmente desarrolla textura porfiroide, con cristales de feldespato automorfo

que pueden alcanzar 12 cm. de longitud mayor. Rodea toda la Laguna Negra y sus mejores exposiciones se encuentran en el Parque Nacional Santa Teresa, en el departamento de Rocha. En esta zona desarrolla el máximo tamaño de grano, que va disminuyendo gradualmente hacia el sur y el oeste, manteniendo el automorfismo de los fenocristales, que muestran macla Carlsbad sin excepción.

Cuando frescos, los feldespatos son blancos y resaltan sobre la matriz de color gris por la abundancia de cuarzo y biotita, como lo muestra la figura 27. Al alterarse la roca, los óxidos de hierro liberados, los tiñen de rosado.

Esta roca ha sido inyectada entre bancos de filita de rumbo general NE, a las que metamorfiza y transforma en esquistos nodulosos en el contacto, observables en varios puntos de la costa occidental de la Laguna Negra, principalmente en el extremo oriental de la sierra La Blanqueada.

A 14 km. al norte de Castillos y unos 4 km. al este del camino de Los Indios, un gran bloque de filita es englobado por el granito. Lo mismo sucede junto al camino vecinal que sale hacia el este, frente al cerro Lechiguana, a unos 2 km. de éste.

Dentro de nuestro esquema de clasificación, se trata de un *granito circunscripto*, con todas las características de campo, de una inyección concordante en filitas y cuarcitas, tal vez formando parte de un facolito (fig. 26).

El macizo presenta variaciones texturales y mineralógicas importantes, desde el descrito como típico hasta un granito rosado de grano fino con muscovita, que rodea la ciudad de Castillos. En el área estudiada se asiste a una dismnución gradual del tamaño de grano hacia el W y el S, primero manteniendo el automorfismo de los fenocristales y luego determinando textura granuda y microgranuda con aparición de muscovita.

Encontramos tres tipos petrográficos principales: granito porfiroide, granodiorita gris y microgranito rosado con muscovita.

a) *Granito porfiroide* con fenocristales automorfos de microclina, con macla Carlsbad y hábito de ortosa, englobando biotita y plagioclasa de tal suerte que determinan figuras de crecimiento. Este granito ha dado señales de abundancia local de gases, desarrollándose facies pegmatoides turmaliníferos en masas redondeadas con borde difuso. También muestra muy a menudo masas esferoidales de color gris oscuro y grano fino, que presentan aparentemente el fenómeno de doble enclave, pues crecen feldespatos automorfos en su interior (fig. 27).

La masa principal del granito tiene fenocristales de microclina con pertitización albítica (10% An), que engloban trozos de oligoandesina (30% An) y biotita. La microclina se reconoce por el doble maclado albita-periclina y muy probablemente se ha formado como ortosa, por el hábito y el maclado

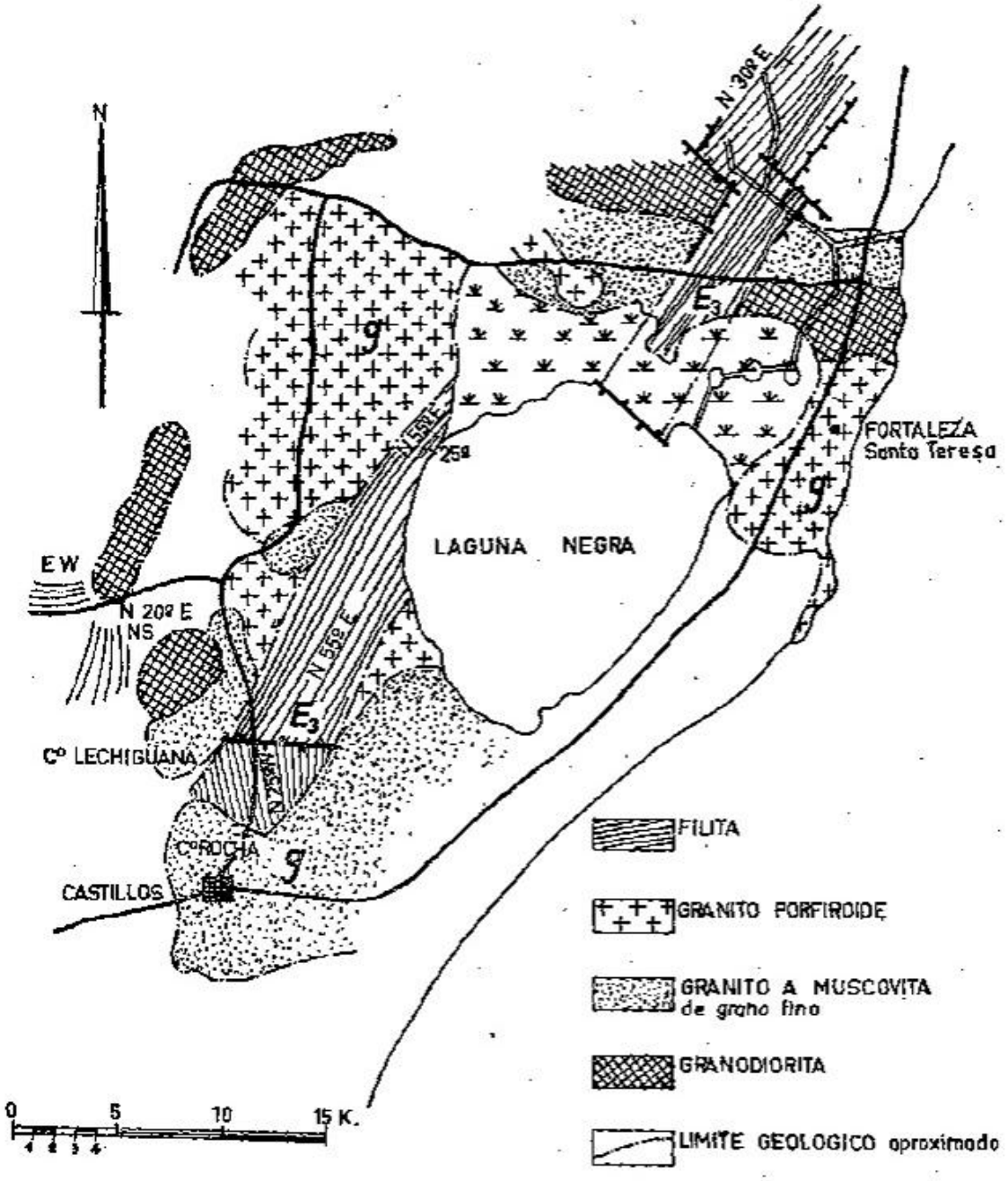

FIG. 26.—Relaciones geológicas del granito de Santa Teresa, con los epimetamorfitos circundantes.

Carlsbad arriba mencionados. El crecimiento de los fenocristales es tardío y se debe asociar a penetración mecánica más bien que a sustitución metasomática. A su vez se ha realizado en varias etapas, evidenciadas por inclusiones alineadas según el contorno cristalino.

La matriz está constituída por cuarzo, oligoclasa con fuerte zonación (25-30% An en promedio), y biotita más abundante que muscovita. La biotita presenta halos pleocroicos intensos y aparece apatito como constituyente menor.

FIG. 27.— Doble enclave en granito típico de Santa Teresa.

En cuanto a las masas esferoidales oscuras, su color se debe al grano más fino y a la abundancia de biotita. Generalmente presentan grandes feldespatos crecidos en su interior, que no siempre son iguales a los fenocristales de la masa principal. En un caso, el cristal mostró al microscopio, ser plagioclasa zoneada con macla albita-Carlsbad, de basicidad 20% An. En principio entonces, se toman esas masas redondeadas oscuras como enclaves homogéneos (primeras etapas de cristalización), ya que la plagioclasa de su matriz (también zoneada) tiene 25% An, y está asociada a cuarzo, biotita y muscovita, con apatito como accesorio. La mineralogía de la matriz de los enclaves, coincide con la del granito porfiroide sin sus fenocristales, con algo más de biotita y grano más fino. También posee algunos granos de microclina en crecimiento intersticial.

El análisis químico promedio del granito porfiroide (analista Br. A. GAUDÍN, Facultad de Química), dio los siguientes resultados:

Si_2O	72,2%
Al_2O_3	13,9%
Fe_2O_3	0,8%
FeO	1,9%
MnO	0,07%
MgO	0,6%
CaO	1,25%
Na_2O	2,95%
K_2O	4,65%
TiO_2	0,5%
P_2O_5	0,08%
H_2O (+)	0,4%
H_2O (—)	0,05%

b) *Granodiorita gris*, que se desarrolla en el borde del área principalmente en el norte y oeste del macizo. Su textura es granuda sin cristales automorfos. El mineral más abundante es una plagioclasa fuertemente zoneada con un valor promedio de 35% An, con el corazón invariablemente más cálcico. El cuarzo le sigue en abundancia. Los accesorios son biotita, hornblenda y epidoto. Aparece también microclina englobando granos automorfos de plagioclasa, lo que indica su posterioridad.

c) *Microgranito rosado*, que aparece fundamentalmente en zonas de contacto con los epimetamorfitos de caja.

El mineral dominante es ortosa pertítica, que desarrolla localmente la doble macla de la microclina, pero mal definida. El cuarzo le sigue en abundancia, junto con oligoclasa (15% An) con macla polisintética bien definida y sin ningún indicio de zonación. Los accesorios son muscovita y biotita, y en algunos casos la primera crece sobre cristales de la segunda.

Esbozo petrológico.— Se trata de un macizo intrusivo en epimetamorfitos a los que contactometamorfiza con formación de esquistos nodulosos en la filitas, y que engloba blques a los que cambia su rumbo original. La estructura general puede ser facolítica. La composición inicial de la masa ígnea, fue similar a la de la granodiorita que actualmente está restringida a los bordes del macizo. Esa primera cristalización siguió los principios magmáticos, como queda señalado por la zonación fuerte de las plagioclasas, siempre con corazón más básico, y un orden de cristalización acorde con la regla de Rosenbusch.

El granito porfiroide se habría formado por crecimiento de los fenoblastos de ortosa, tal vez en fase neumatolítica relativamente tardía, según supone JUNG (1958) para el granito de Le Mayet-de Montagne. Nuestras observaciones apoyan este origen, y los flúidos cuya presencia está indicada por masas pegmatoides a borde difuso (con turmalina), actuaron sólo en la parte central del macizo de Santa Teresa, donde tal vez se ha operado un enfriamiento más lento.

Alrededores de Isla Mala. Formación Paso Severino.

[A. FERNÁNDEZ, N. LACO, O. PITTALUGA, A. PRADA, A. BAZ (1962).]

Esta zona constituye un hermoso ejemplo de emplazamiento de intrusiones postorogénicas, en un nivel sumamente elevado de la corteza.

A grandes rasgos, el área presenta un extenso macizo granodiorítico, que ha hecho intrusión en un conjunto bien definido de rocas metamórficas de bajo grado. Estas últimas, bien desarrolladas al sur del contacto, que se extiende aproximada-

mente paralelo al curso del arroyo Sauce de Castilla (fig. 28), han sido reconocidas hasta el arroyo de Las Piedras, unos 7 km. al sur del contacto.

Litológicamente considerado, el conjunto de estas rocas constituye una *formación*, que por estar bien expuesta en los alrededores del Paso Severino, sobre el río Santa Lucía Chico,

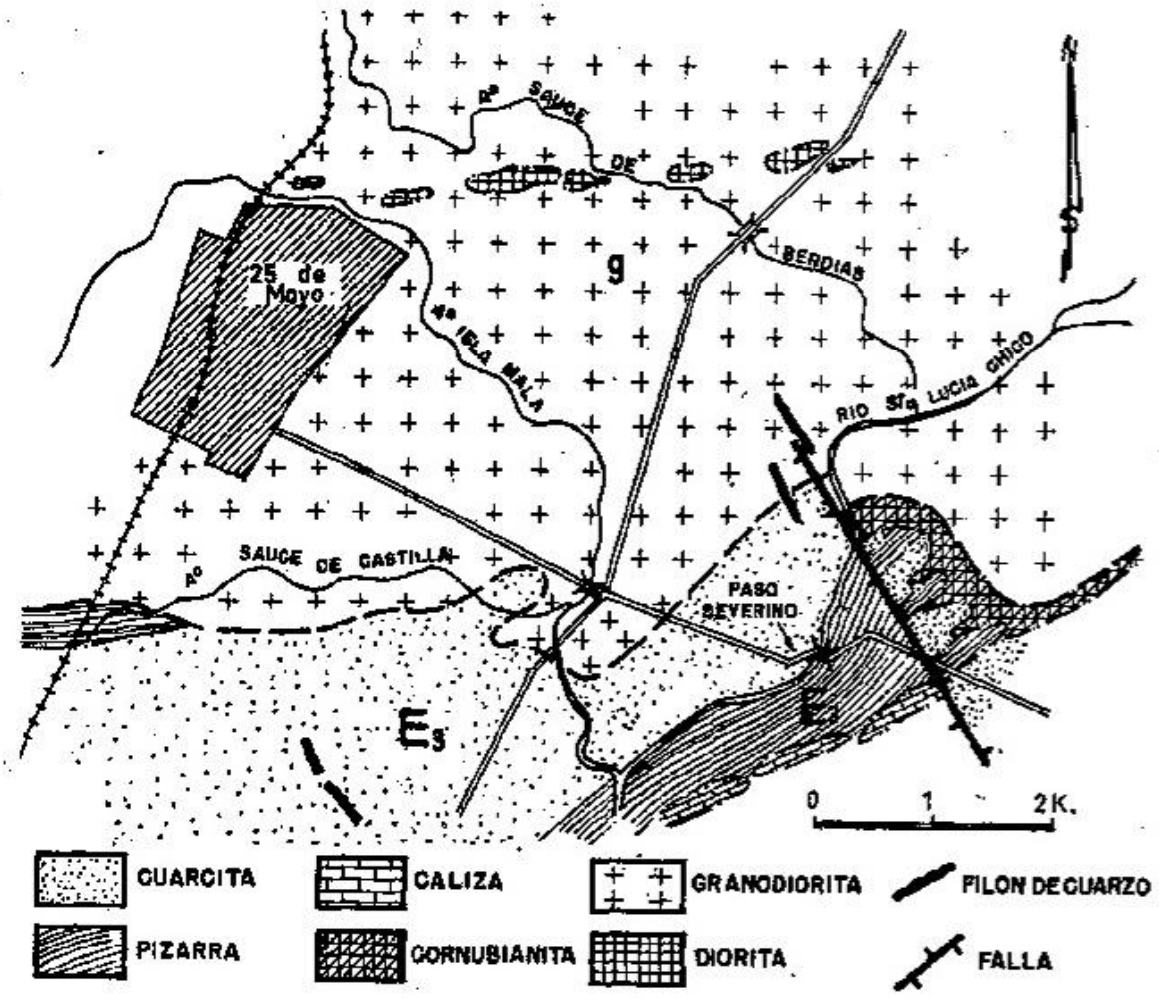

FIG. 28.— Mapa geológico de los alrededores de Isla Mala (Villa 25 de Mayo).

denominamos aquí *Formación Paso Severino*. Está compuesta por hemimetamorfitos plegados, derivados principalmente de sedimentos pelíticos. Las *camadas* actualmente reconocidas corresponden a pizarras carbonosas, filitas, cuarcitas grafitosas y accesoriamente calizas más o menos dolomíticas, así como epidotitas y esquistos verdes. En la cantera Castillos, situada en la banda calcárea a orillas del río Santa Lucía Chico, la caliza es brechoide y engloba trozos de filita piritizada. No tenemos hasta el presente una explicación satisfactoria para este fenómeno,

que GOÑI et AL. (1962) vinculan a una discordancia tectónica. Si esta hipótesis es correcta, la filita no pertenece a la *formación*.

El grado de metamorfismo regional es sumamente bajo, y en general corresponde o es algo inferior al facies "esquisto verde".

La estructura general en la localidad tipo, se caracteriza por fuertes buzamientos próximos a la vertical, y rumbos variables desde N40E, al este del Paso Severino, hasta N80E al oeste y sur del mismo. La variación del rumbo de los esquistos es continua, determinando un gran arco cuya concavidad, invadida por las granodioritas, mira hacia el noroeste.

Como resultado de la intrusión, se han desarrollado típicas rocas de contacto: pizarras nodulosas, pizarras a andalusita, cornubianitas, skarns a diópsido, etc. En el contacto granodiorita-cuarcita, unos 2-3 km. al oeste del Paso Severino, cerca de la confluencia de los arroyos Sauce de Castilla e Isla Mala, se han observado rocas de textura bandeada con trama cuarcítica y aporte granítico, que constituyen verdaderos "gneis de inyección" o "migmatitas".

Algo al este del Paso Severino, en el lugar donde aún hoy se observan vestigios de actividades extractivas, se explotó durante algún tiempo un yacimiento de grafito emplazado en pizarras carbonosas. Si bien no se han realizado estudios sobre el origen de este grafito, es probable, dado el bajo grado de metamorfismo regional de las pizarras y la posición del yacimiento, que su formación sea consecuencia del metamorfismo provocado por la intrusión.

El macizo ígneo está constituido por dos tipos litológicos principales: tonalita y diorita.

La roca más extendida es una tonalita hornblendo-biotítica de grano medio. Está compuesta de abundante oligoandesina (30% An), cuarzo con marcada extinción ondulosa, hornblenda y biotita, y presenta apatito, circón e ilmenita marginalmente rodeada de esfeno, como accesorios. Ocupa la totalidad de la zona, a excepción de las proximidades del contacto y de una pequeña banda diorítica (ver fig. 28). Ha sido observada por lo menos hasta 10 km. al norte de la villa 25 de Mayo.

En las canteras Amarelle, ubicadas inmediatamente al ángulo noreste de esta villa, se han observado numerosos enclaves negros lenticulares, orientados según un rumbo dominante N80E. La composición mineralógica de estos enclaves es igual a la de la tonalita, pero contienen mayor porcentaje de máficos, así como cristales de un diópsido con partición muy pronunciada según 001 (malacolita). Parece que tanto en los enclaves como en la tonalita, al menos parte del anfíbol deriva de la alteración de este diópsido. En el mismo lugar, una faja de anfibolita

de 40 cm. de potencia y más de 40 mt. de longitud, está completamente englobada por la tonalita. No cabe ninguna duda sobre el origen metamórfico de esta anfibolita, lo que es confirmado por el estudio microscópico. Esto plantea un problema hasta el momento sin solución, dado que es muy grande la diferencia en el grado de metamorfismo de esta anfibolita con los miembros de la *Formación Paso Severino*, a la cual aparentemente no puede relacionarse.

En el borde meridional de la intrusión, en las proximidades del contacto, la tonalita es biotítica y de grano bastante fino. Presenta menos hornblenda que en el resto del área, algo de microclina, y su plagioclasa está fuertemente saussuritizada.

Distribuídas groseramente según una banda de escasa potencia (20 a 50 mt.), se han desarrollado dioritas cuarzosas. Se extienden aproximadamente paralelas al borde sur de la intrusión, 3 a 4 km. al norte del mismo, con rumbo general N80E.

El origen ígneo de la tonalita parece suficientemente establecido por los hechos siguientes: a) desarrollo de típicas rocas de contacto; b) un gran bloque de pizarra, en el cual se han desarrollado cristales de andalusita de varios centímetros, es englobado por la masa ígnea; c) grano pequeño en las proximidades del contacto.

La intrusión presenta numerosos rasgos que sugieren inyección forzada como mecanismo de emplazamiento: a) numerosos enclaves orientados según el rumbo de los metamorfitos encajantes (N80E); b) alineación de los minerales en algunas zonas (principalmente plagioclasas y hornblenda), también paralelos a los metamorfitos encajantes; c) texturas y estructuras gnésicas de desarrollo local, especialmente asociadas a las dioritas, con el mismo rumbo general señalado anteriormente; d) texturas de inyección (bandeadas), desarrolladas en el contacto con las cuarcitas; e) bandas de esquistos de 1 a 2 mt. de potencia interdigitados con la granodiorita, en las proximidades del contacto; éstas son bien observables en los desmontes carreteros inmediatamente al este del Paso del Tropiezo sobre el arroyo Isla Mala.

Granito de Sierra Mahoma.

[H. KARLEN y O. QUEHEILLE (1962).]

Se denomina así a una masa granítica homogénea de pequeña extensión (unos 20 km^2), que se desarrolla preferentemente y da sus mejores exposiciones en la sierra del mismo nombre, en el departamento de San José.

La roca que compone principalmente la intrusión, desarrollada en hemimetamorfitos, es un granito rosado de grano medio,

texturalmente homogéneo, que está compuesto por cuarzo, ortosa fuertemente pertitizada, albita alterada, y como accesorios, biotita, apatito y *fluorita*.

Localmente, sobre todo en los bordes de la intrusión, hay abundantes enclaves o xenolitos oscuros, que en parte han sido feldespatizados, determinando a veces una textura porfiroide típica.

En el borde oriental de la intrusión, se ha desarrollado una fase diorítica con un fuerte enriquecimiento en hornblenda y biotita. Los bordes del granito y aun la masa central, están afectados por numerosos juegos de diaclasas, que determinan una amplia separación en grandes bloques. Este aspecto geomorfológico ha sido minuciosamente tratado por CHEBATAROFF (1958).

Los hemimetamorfitos encajantes, son *esquistos cloritosos*, de color verde y lustre ceroso, *filitas* de color marrón verdoso y brillo satinado, *pizarras carbonosas* y *cuarcitas*. Estos hemimetamorfitos son asimilables por su litología y metamorfismo, a los de la *Formación Paso Severino*.

En los contactos se han desarrollado cornubianitas, cornubianitas epidóticas, esquistos nodulosos (a veces a cordierita) y pizarras quiastolíticas.

Actividad pegmatítica

El único intento de sistematización llevado a cabo en nuestro país sobre las pegmatitas, se debe a WALTHER (1948). Este conocimiento fue ampliado por la monografía de GOÑI (1957) sobre las pegmatitas de los Cerros de San Juan, departamento de Colonia.

Las pegmatitas de Montevideo fueron clasificadas en tres tipos por el Dr. WALTHER:

Tipo I. La Tablada (K+):
ortosa micropertítica como feldespato dominante;
microclina en el mortero;
muscovita.

Tipo II. Dique Nacional (K+):
ortosa pertítica microclinizada;
muscovita en hojas.

Tipo III. Avenida Cachón (Na+ - Ca++):
abundante oligoclasa;
biotita en grandes cristales;
ausencia de estructura gráfica.

Los tipos I y II son miembros de las pegmatitas de B y F, temperatura de formación inferior a 500° C., de FERSMAN (1931), indicado por la pertitización. WALTHER señala además la presencia de berilo en las pegmatitas del arroyo Caballada, departamento de Colonia, hallado por TEISSEIRE (1928). Al tipo III pertenecen las pegmatitas comunes de FERSMAN, sin estructura gráfica, formadas entre 700°-800° C.

GOÑI (1957) en su descripción del filón pegmatítico de los Cerros de San Juan, señala mocroclina con desmezcla albítica, como feldespato dominante y granate y turmalina como accesorios.

La naturaleza del feldespato dominante no constituye a juicio nuestro, un criterio seguro para clasificar geológicamente las pegmatitas. Hemos observado repetidamente que la microclina como feldespato esencial, ocurre tanto en las *pegmatitas simples* (cuarzo feldespáticas) que se desarrollan asociadas a fenómenos de migmatización, como en las *pegmatitas complejas*, asociadas a procesos intrusivos.

Las primeras ocurren como venas o lentes aplastados en los bordes de batolitos (donde pueden presentar muscovita como accesorio) o como constituyentes de áreas migmáticas, generalmente a borde difuso, provocando recristalización en la roca trama. Las complejas, se manifiestan mucho más discordantes con su roca caja. En nuestro país se han observado sólo berilo y turmalina como principales accesorios, pero a medida que el relevamiento progrese, no será difícil hallar otros minerales.

El criterio geológico de clasificación adoptado por los autores para las pegmatitas del Uruguay, diferencia entre aquellos *filones con borde neto*, conteniendo por lo menos alguna mica además de cuarzo y feldespato esenciales, y *pegmatitas difusas*, siempre asociadas a estructuras migmáticas.

Distinguimos entonces dos formas principales de yacimiento:

a) *Filonianos*, a borde neto, sin efectos de contacto apreciables en la roca caja, excepto débil brechación o interdigitación; contienen generalmente berilo y/o también turmalina. A este tipo pertenecen los tres filones estudiados por el Dr. WALTHER en Montevideo. Otros ejemplos son: Cerro Pelado en Florida, con biotita en hojas; cerros de San Juan en Colonia [GOÑI (1957)], conteniendo granate y turmalina, y en el que recientemente hallamos berilo; Malvín, en Montevideo [M. KRÖGER (1963)] con granate y biotita; puntas del arroyo Caballada, Colonia [TEISSEIRE (1928), con turmalina y berilo; Km. 30 de la ruta Nº 6 en Canelones, con turmalina.

b) *Difuso*, migmatizando la roca que lo rodea. Cuando la trama es un gneis, es difícil de observar en el campo, aunque llaman la atención las variaciones bruscas de textura, que vistas

en detalle, muestran un pasaje gradual entre ambas rocas; aquí podemos hacer referencia a las pegmatitas del área de Valentines.

Cuando la trama es anfibolita, el fenómeno se observa en el campo con toda claridad; el borde no es determinable exactamente y se desarrollan entre la roca pegmatítica y la anfibolita, zonas más o menos extensas de *hornblenditas porfiroblásticas* con plagioclasa y microclina en la matriz; este es el caso del arroyo Chamizo, al norte del departamento de San José.

En este tipo de yacimiento difuso, la mineralogía de las pegmatitas es extremadamente simple. En general aparece sólo cuarzo y microclina, raramente con textura gráfica. Las micas faltan o son muy escasas.

En cambio, el macizo granítico porfiroide de anatexis de Cañada Grande (Canelones), que se desarrolla alrededor de la Estación Empalme Olmos, es recortado por infinidad de filones pegmatíticos cuyo accesorio más abundante es la muscovita, apareciendo biotita, sólo excepcionalmente.

Una conclusión provisoria para nuestro país, extraíble de este breve inventario, consiste en la existencia de micas en las pegmatitas difusas en los bordes de los batolitos homogéneos, mientras que las pegmatitas en áreas migmáticas heterogéneas son sólo cuarzo-feldespáticas.

En definitiva, se puede establecer el siguiente esquema de clasificación:

Yacimientos pegmatíticos	Mineralogía	Ambiente de emplazamiento	Observaciones
A) Filones a borde neto.	a) Cuarzo-microclina, muscovita-biotita.	Ectinitas y granitos.	Intercrecimientos gráficos abundantes.
	b) Cuarzo-microclina, micas-turmalina, granate-berilo.	Ectinitas y granitos.	
	c) Cuarzo-oligoclasa, magnetita-granate.	Ectinitas y granitos.	
B) Lentes y filones a borde difuso.	a) Cuarzo-microclina.	Anatexitas, piroxenitas y anfibolitas migmatizadas.	Recristalizaciones cuando la trama es ferromagnesiana. El cuarzo es comúnmente de tono azulino.
	b) Cuarzo-feldespato, muscovita.	Bordes de batolitos anatéxicos.	Intercrecimientos gráficos excepcionales.

Rocas filoniformes básicas

Ocurren con cierta frecuencia en nuestras áreas de rocas cristalinas, "filones" de microdioritas a veces muy anfibólicas o rocas algo más básicas, que constituyen un problema aún no totalmente aclarado de nuestro PREDEVONIANO.

Algunas de estas rocas fueron estudiadas petrográficamente por WALTHER (1948) y clasificadas como gabros cuarzosos, aunque no fueron relevadas geológicamente, por lo que se desconocen las relaciones estructurales de las mismas con las rocas asociadas.

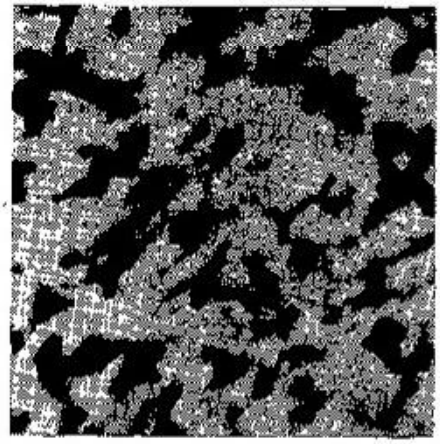

FIG. 29 a.— Microfotografía de microdiorita anfibólica de La Cruz.

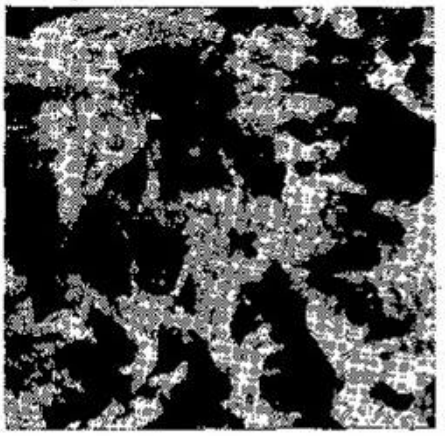

FIG. 29 b.— Microfotografía de microgabro ortoclásico.

En los alrededores de La Cruz, departamento de Florida, en un área dominantemente granodiorítica, aparecen microdioritas anfibólicas (o anfibolitas) que a veces constituyen "filones" de borde difuso en la granodiorita dominante; a veces son englobados por la misma y en otros casos, recortados a su vez por filones derivados de la granodiorita.

La roca generalmente es gris oscura, de grano fino y no presenta esquistosidad visible, aunque al microscopio los ferromagnesianos aparecen orientados. Su composición modal es: oligoandesina 44%, hornblenda 30%, biotita 15%, pistacita 8% y cuarzo 3% (fig. 29 a). En otras partes se compone de oligoandesina, biotita (a veces muy abundante), cuarzo escaso, pistacita, e ilmenita marginalmente rodeada por esfeno.

En la Cantera Municipal de Florida, en una masa de granodiorita textural y mineralógicamente idéntica a la Cañada

Grande (Canelones), está "enclavada" una banda de anfibolita descrita por GOÑI et AL. (1962), en los siguientes términos: "...la cantera muestra bancos de rocas anfibólicas resistentes a la migmatización siendo únicamente atravesadas, y en parte brechadas, por filones aplíticos. La anfibolita está constituída por plagioclasa a 28% An, hornblenda y biotita, con zoisita, epidoto y esfeno como accesorios. Accidentalmente este esfeno se desenvuelve en cristales centimétricos, acompañado por molibdenita".

También en la Cuchilla de Sarandí, cerca del Paso Fermín del Arroyo Castro (departamento de Florida), una banda de microdiorita que llega a tener una potencia de más de 10 mt., presenta con los granitos gnéisicos circundantes, el mismo tipo de relación estructural, y en el terreno puede verse, que la microdiorita, brechada, es recortada por un filón pegmatoide, a *borde difuso en el granito circundante*.

En puntas del arroyo Sauce del San José (departamento de Flores), ocurren tres potentes filones de microgabro cuarzoso, a textura holocristalina hipidiomórfica, microgranuda y equigranular. Se podría denominar *ofítica* en el sentido de JOHANNSEN (1939). El feldespato tiene hábito alargado en forma de bastoncitos frecuentemente entrecruzados, dejando espacios donde cristaliza la augita, con borde uralitizado (fig. 29 b). Su composición modal es la siguiente:

Andesina	50,6%
Augita	39,1%
Magnetita	9,5%
Micropegmatita	0,8%

Estas rocas fueron mencionadas en la descripción del área correspondiente (ver pág. 52).

Rocas mineralógica y texturalmente similares, que ocurren entre la ciudad de Florida y el paso del arroyo Talita, fueron descritas por WALTHER (1948) en los siguientes términos: "...se distingue ya a simple vista,la textura intersertal con listoncitos feldespáticos de 2-3 mm. de longitud". "La plagioclasa es andesínica, labradórica y aún más básica. La participación mayor o menor del piroxeno en la mesóstasis es proporcional a la cantidad del mineral en la roca. La parte más antigua del relleno intersticial lo ocupan, ya la ortosa, ya numerosos intercrecimientos granofíricos...".

Las mismas rocas filonianas ocurren en el área de Sauce de Timote (departamento de Florida) y sobre el arroyo de la Virgen, pocos metros al sur de su confluencia con la Cañada

Maroñas (departamento de San José). Aflora en enormes masas redondeadas que dan al golpe del martillo un sonido metálico característico. Es así que la "Piedra Campana" del arroyo de la Virgen recién mencionado, es de esta roca. En el área de Sauce de Timote, la roca tiene los mismos caracteres petrográficos descritos, además de presentar intercrecimientos micropegmatíticos entre ortosa y cuarzo, excepcionalmente abundantes (en algunas muestras estudiadas, los índices de refracción del feldespato intercrecido, parecen ser sensiblemente mayores que los correspondientes a la ortosa). Se nota, pues, una marcada tendencia a la diferenciación granofírica, ya señalada por el Dr. WALTHER.

Si bien no puede asignársele todavía carácter definitivo, las evidencias de campo y los escasos datos petrográficos de que se dispone, sugieren que dentro de las "rocas floniformes oscuras" deben distinguirse dos generaciones totalmente desligadas entre sí:

—Una de ellas, la más antigua, está generalmente compuesta por microdioritas (biotíticas y hornbléndicas) y anfibolitas. Estas ocurren con estructura filoniana en rocas graníticas y son recortadas a su vez por filones ácidos, aplíticos, graníticos o pegmatoides, difundidos en el granito de caja o derivados de él. Estas rocas constituyen verdaderas migmatitas heterogéneas (agmatitas) como lo señalan GOÑI et AL. (1962). Una de sus características macroscópicas notables, aparentemente constante, es la presencia de biotita. A este grupo pertenecían las microdioritas de La Cruz ya mencionadas, la anfibolita de la Cantera Municipal del Prado de la ciudad de Florida y la microdiorita de la Cuchilla Sarandí.

—La otra roca, generalmente más básica, tiene composición gabroica, con textura ofítica y típica ocurrencia filoniana. En los casos hasta el presente observados, esta roca es filoniforme y recorta siempre los metamorfitos y rocas cristalinas anteriores. A su vez no ha sido afectada por ninguna actividad filoniana posterior.

En consecuencia, éstas resultan ser las rocas más jóvenes de nuestro PREDEVONIANO, si es que pertenecen a él. Coincidimos pues con lo expuesto por WALTHER (1948), quien las consideraba postalgonquianas.

En este grupo estarían los microgabros de Sauce del San José, los que ocurren entre Florida y el Paso del arroyo Talita, los de los alrededores del pueblo Pintado (departamento de Florida), y la "piedra campana" del arroyo de la Virgen.

Hornblenditas porfiroblásticas

Rocas oscuras de aspecto porfírico, con cristales de hornblenda que llegan a tener 1 cm., son tan difundidas en nuestro PREDEVONIANO, que es necesario dedicar un capítulo a su exposición, a pesar de no estar resuelto aún el problema de su origen. WALTHER (1948) muestra una excelente foto de la roca (ver su figura Nº 2).

Estas rocas fueron descritas por WALTHER (op. cit.) como anfibolitas piroxénicas y hornblenditas (hornblend-diorit-porphyr), según dicho autor derivadas de rocas eruptivas básicas, por metamorfismo de grado catazonal (eclogítico). Estas rocas serían los materiales madres de las anfibolitas de Montevideo, por lo que deben considerarse entre los miembros más antiguos del cuadro sinóptico de WALTHER.

En Puntas del Sauce del San José, anfibolitas medianamente esquistosas de grano mediano, han sido afectadas por el "emplazamiento de pegmatitas", con formación de *hornblenditas porfiroblásticas,* aparentemente por recristalización. Es llamativo que en este caso la *anfibolita* es el miembro antecesor de la hornblendita porfiroblástica, a diferencia de la opinión del Dr. WALTHER. El ambiente general de metamorfismo es también catazonal, bien definido por el gneis granatífero-piroxénico, y está de acuerdo con el asignado por WALTHER a esta roca.

Entre las puntas de los arroyos Carreta Quemada y Chamizo (departamento de San José), se ha observado un fenómeno idéntico al anteriormente descrito, con formación de la hornblendita porfiroblástica, a partir de anfibolitas, por recristalización provocada por una pegmatización difusa.

En Chamangá (departamento de Flores), una potente banda de hornblendita porfiroblástica homogénea, aflora casi ininterrumpidamente por espacio de 400 mt. Al noroeste del área, casi contra el arroyo Chamangá (ver fig. 21), es recortada por un filón pegmatítico de 1 mt. de potencia, que le ha provocado un considerable desplazamiento. Algo más al sur, un segundo afloramiento, relacionado a los anteriores, pero separado de los mismos por una falla de rumbo N50W, presenta anfibolitas con aporte cuarzo-feldespático intenso, que ocasionalmente se individualiza como "nidos" en la trama diseñada por prismas alargados de anfíbol, grosermente subparalelos a la esquistosidad.

En este caso, la zona que presenta mayor aporte, carece de la textura típica de la *hornblendita porfiroblástica*, que, si bien no hay pruebas en concreto, parece ser aquí anterior al proceso de aporte. También en el afloramiento del sur, la roca es recor-

tada por un filón pegmatítico de escasa potencia, y en el contacto, la anfibolita presenta grano sumamente fino.

Adquiere especial importancia para el problema petrogenético de las hornblenditas, la ocurrencia en esta zona, de una masa de reducidas dimensiones, de una roca algo más básica que un gabro, que debido a la escasa proporción de plagioclasa, debe considerarse como piroxenita hornblendo-olivínica.

Esta roca presenta textura granuda, con cristales grandes de labrador encerrando poikilíticamente gran proporción de otros minerales. Estos son principalmente augita e hipersteno, con olivina y hornblenda siguiendo en orden de importancia, y como accesorios muy escasos, minerales opacos, calcita y biotita.

Tanto la textura como el tipo de ocurrencia de la roca, señalan indudablemente un origen ígneo de la misma.

No se ha observado ningún tipo de roca intermedio entre esta piroxenita y la hornblendita, pero, al menos por ahora, no puede descartarse la posibilidad de un origen común para ambas.

En Cuchilla de Sarandí, cerca del Paso Fermín del arroyo Castro (departamento de Florida), en un área esencialmente anatexítica, ocurre un filón de hornblendita porfiroblástica de 2 a 4 mt. de potencia, también recortado por un filón pegmatítico. En esta zona, no se han observado anfibolitas.

En síntesis, no es claro aún el origen de las *hornblenditas porfiroblásticas* tan difundidas en nuestros terrenos cristalinos.

Esquemáticamente se han dado o se presumen, del estudio de algunas zonas de nuestro país, las siguientes alternativas para su origen, ocurrencia y relaciones:

1) Según WALTHER (1948), de acuerdo a su estudio petrográfico:

Rocas eruptivas básicas —(Metamorfismo catazonal)→ *Hornblendita piroxénica* —(Metamorfismo mesozonal)→ Anfibolita

2) Puntas del Sauce de San José y Arroyo Chamizo:

Anfibolitas —(Recristalización por pegmatitas)→ *Hornblendita porfiroblástica*

3) Chamangá:

Hornblendita porfiroblástica (asociada a gabros) —(Aporte cuarzo feldespático)→ Embrechitas de trama anfibolítica esquistosa

4) Cuchilla Sarandí:

Hornblendita porfiroblástica
originalmente filoniana (magmática)

Con esta breve síntesis, entendemos haber planteado completamente los problemas de tan importante miembro de nuestras rocas cristalinas.

CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES

En este trabajo se han discutido críticamente las divisiones hasta ahora esbozadas para nuestro zócalo cristalino.

Entendemos que no es posible todvía subdividir nuestros terrenos predevonianos con criterio cronológico, por falta de relevamientos y datos sobre áreas cristalinas.

Por la importancia del problema, es necesario enfatizar todos los aspectos referentes a la separación entre "Basamento Cristalino" y "Serie de Lavalleja" que se discuten en el presente trabajo.

La superposición de más de una orogénesis trae aparejado rejuvenecimientos y ascensos de la infraestructura [WEGMANN (1951)] en cuyo caso los metamorfitos antiguos son migmatizados y transformados en masas móviles, ascendiendo con comportamiento plástico. Infra y superestructura pueden adquirir estilos tectónicos diferentes [READ (1956)] y se han observado casos en que los movimientos de esos dos niveles estructurales de la corteza han sido contemporáneos y disarmónicos [REYNOLDS (1956)]. Este hecho tiene especial importancia en relación a la interpretación de discordancias estructurales y por consiguiente, estratigráficas.

Los autores aceptan —obviamente— que los sedimentos que actualmente constituyen la "Serie de Lavalleja", se depositaron discordantemente sobre un zócalo más antiguo. Durante la orogénesis que metamorfizó y plegó estos sedimentos, intensos ascensos y migraciones iónicas dieron origen a zonas considerablemente extensas de migmatitas. Muchos gneises y otras rocas antiguas sufrieron una reorganización mineralógica total durante estos procesos. Como resultado se han desarrollado enormes masas graníticas y extensas áreas migmáticas, donde todos los rasgos estructurales de anteriores orogénesis fueron borrados, como es el caso de Cuchilla Dionisio, Molles de Carapé y Pororó.

Es evidente, que los nuevos macizos graníticos y las zonas de migmatitas así originadas, deben considerarse pertenecientes a la última orogénesis (lo que por otra parte sería confirmado

por medidas de edad absoluta), y no pueden separarse de las ectinitas como "Basamento Cristalino" antiguo. Un ejemplo claro en este sentido, que apoya el concepto expuesto, es la interpretación de KAUTSKY (1946-47), del desarrollo de las rocas graníticas de la cadena Caledoniana del norte de Escandinavia [citado por READ (1955)]. En Suecia, sedimentos Eo-Paleozoicos cubren el basamento gnéisico Precambriano. Hacia el oeste, el basamento se torna mecánicamente triturado, luego recristalizado metasomáticamente y en Noruega se ha *movilizado* como granitos intrusivos que invadieron los sedimentos Eo-Paleozoicos formando el corazón de los grandes pliegues del oeste. Las mismas rocas graníticas son *basamento Precambriano* en Suecia (donde no fueron afectadas por la orogénesis) e *intrusiones Caledonianas* en Noruega (donde fueron intensamente movilizadas).

Los ejemplos y conceptos anteriores muestran claramente, que las complicaciones petrológicas inherentes a un ciclo orogénico son de tal magnitud, que un enfoque simplista de la geología de las áreas metamórficas, conduce invariablemente a interpretaciones equivocadas. Por este motivo insistimos en que las confusiones sobre la estratigrafía de nuestro PREDEVONIANO, derivan casi íntegramente de la falta de relevamientos de la mayor parte de nuestras áreas cristalinas.

Es claro, a juicio nuestro, que para llegar a establecer una estratigrafía segura del PREDEVONIANO uruguayo, es necesario disponer de muchísimos más datos *litológicos* y *estructurales*, los que sólo se pueden obtener en base a un relevamiento sistemático de nuestras áreas cristalinas, si es posible, con la ayuda de auxiliares valiosos como la fotointerpretación.

Como conclusiones generales, pueden establecerse los siguientes criterios de trabajo:

—es necesario relevar con criterio *zoneográfico*, para intentar descifrar los ciclos orogénicos que intervinieron en la construcción de los terrenos predevonianos del Uruguay;
—se deben definir *formaciones* u otras unidades litoestratigráficas como etapa preliminar de la zoneografía.

Geológicamente, se han podido establecer las siguientes conclusiones que constituyen importantes rasgos petrológicos de nuestro PREDEVONIANO:

—se prueba la inexistencia de discordancia entre rocas epizonales y gneises (actualmente interpretados como migmatitas en muchos casos), tomada como base para dividir nuestro Precambriano en "Basamento Cristalino" y "Serie de Lavalleja";

—se verificó la existencia de granitos de anatexis y áreas migmáticas asociadas a la orogénesis que plegó el *Grupo Lavalleja;*

—se han evidenciado distintos níveles de emplazamiento de migmatitas:

a) *epizonal,* caso de Nico Pérez-Zapicán, con aporte de microclina pertítica que alcanzó hasta cloritoesquistos,
b) *mesozonal,* tal vez el más abundante, con ejemplos en Paso del Puerto y arroyo Chamizo (San José),
c) *catazonal,* casos de las puntas del arroyo Sauce del San José y de Valentines entre otros;

—se ha probado la existencia de granitización regional (por aporte de K^+ acompañado de fase acuosa) sin necesidad de recurrir a procesos de fusión. Este fenómeno se verificó en Valentines, Paso del Puerto y Chamangá;

—las hornblenditas porfiroblásticas descritas por primera vez por Walther (1948), son un componente constante y muy difundido de nuestras rocas cristalinas; se han reconocido en Chamangá, Puntas del arroyo Sauce, del San José, Sarandí del Yí, arroyo Mendoza (Florida), etc.;

—las piroxenitas y gneises a piroxeno son también componentes muy difundidos de nuestro Predevoniano; podemos citar además de los Cerros de San Juan y Batolito de Sauce estudiados por Goñi (1956 y 57), la *Formación Valentines,* puntas del Sauce del San José y Arroyo Chamizo, entre otras.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

BOSSI, J. (1962).— Uralitización Meteórica. *Com. Or. y Res.,* Vol. 1, Nº 2, Resumen 15, Nº 85; Montevideo, Uruguay.

BOSSI, J. y FERNANDEZ, A. (1963).— Evidencias de diferenciación magmática hacia el final del Gondwana uruguayo. *Bol. da Univ. de Paraná (Brasil) Geol.,* Nº 9, 1-20.

CAORSI, J. y GOÑI, J. (1958).— Geología Uruguaya. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 37; Montevideo.

CHEBATAROFF, J. (1958).— Origen y evolución de los mares de piedra de los alrededores de Mal Abrigo. *Fac. de Humanidades,* Montevideo.

FERSMAN, A. (1931).— *Les Pegmatites.* Ed. Acad. Sciences U. R. S. S. Trad. al francés de R. T. de Terdonk et J. Thoreau. Luovin et Bruxelles, 1951.

GOÑI, J. (1956).— El batolito de Sauce. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 35; Montevideo.

GOÑI, J. (1957).— El filón pegmatítico de los Cerros de San Juan. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 36; Montevideo.

GOÑI, J. (1958).— Consideraciones sobre la Estratigrafía del Proterozoico y Eopaleozoico uruguayos. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 7, Nº 1, 91-97.

GOÑI, J.; GOSO, H. e ISSLER, R. (1962).— *Estratigrafia e Geología Económica do Precambriano e Eopaleozoico uruguaios e Sul Rio Grandense.* Contribución al XVI Congr. Bras. Geol. Escola de Geol. Univ. R. G. S. Porto Alegre, Brasil.

HARPUM, J. R. (1960).— *The concept of the geological cycle and its Applications to Problems of Precambrian Geology.* XXI Intern. Geol. Cong., Part IX, 201-206.

JOHANNSEN, A. (1939).— A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks. *The Univ. of Chicago Press.*

JONES, G. (1956).— Memoria explicativa y mapa geológico de la mitad oriental del Departamento de Canelones. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 34; Montevideo.

JONES, G. (1956-b).— *Some deep Mesozoic Basins Recently Discovered in Southern Uruguay.* XX Congr. Geol. Intern., Sección II, 53-72, México.

JUNG, J. et ROQUES, M. (1936).— Les zones d'isométamorphisme dans les terrains cristallophilliens du Massise Central Français. *Rev. Soc. Hist. Nat.* Auvergne, nouv. sér., II, 38-85.

JUNG, J. et ROQUES, M. (1952).— Introduction a l'étude zonéographique del formations cristallophilliennes. *Bull. Serv. Carte Geol. France,* 50, Nº 235, Paris.

LAMBERT, R. (1938).— Memoria explicativa del mapa geológico de los terrenos sedimentarios y de las rocas efusivas del Departamento de Durazno. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 25; Montevideo. Reimpreso, 1963 por Asoc. Est. Fac. Agronomía.

LAMBERT, R. (1941).— Estado actual de nuestros conocimientos sobre la geología de la República Oriental del Uruguay. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 29; Montevideo.

LUGEON, M. (1925).— Sur la presence des corps organiques fossiles dans les marbres de l'Uruguay. *Comp. Rend. Acad. Sc.* Paris, 180, 242.

MAC MILLAN, J. (1933).— Terrenos precámbricos del Uruguay. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 18; Montevideo.

QUENNEL, A. M. and HALDEMANN, E. G. (1960).— *On the subdivision of the Precambrian.* XXI Intern. Geol. Congr., part IX, 170-178.

READ, H. H. (1955).— Granite Series in Mobile belts. *The Crust of the Earth, Geol. Soc. Amer. Sp. Paper,* 62, 409.

REYNOLDS, D. L. (1956).— Granite: Some tectonic, petrological and physico-chemical aspects. *Geol. Mag.*, 95, 378.

ROQUES, M. (1941).— Les schists cristallins de la partie SW du Massif Central Français. *Mém. Serv. Explic. Carte Géol. Détaillé de la France.*

SEDERHOLM, J. J. (1926).— On migmatiles and associated Pre-Cambrian Rocks. *Bull. Comm. Géol. Finlande,* Nº 77.

SERRA, N. (1943).— Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Colonia. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 30; Montevideo.

SERRA, N. (1944).— Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Treinta y Tres. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 31; Montevideo.

SERRA, N. (1945).— Memoria explicativa del mapa geológico del Departamento de Soriano. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 32; Montevideo.

SERRA, N. (1946).— Problemas de nuestra estratigrafía. *Rev. de Ingeniería.* Nov. 1946, pp. 679-688, Montevideo, Uruguay.

TERMIER, H. et G. (1956).— *Traité de Géologie-L'Evolution de la Lithosphere.* I. Petrogénèse. Masson et Cie, Paris.

TEISSEIRE, A. (1928).— Contribución al estudio de la geología y la paleontología de la República Oriental del Uruguay (Región de Colonia). *Anales de la Universidad.* Entrega Nº 122, 319-469. Montevideo.

WALTHER, K. (1919).— Líneas fundamentales de la estructura geológica de la R. O. del Uruguay. *Rev. Inst. Nac. Agr.,* 3, 1-186; Montevideo.

WALTHER, K. (1927).— Consideraciones sobre los restos de un elemento estructural aún desconocido del Uruguay y el Brasil más meridional. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 9; Montevideo.

WALTHER, K. (1935).— La estructura geológica de los alrededores de Montevideo. *An. Museo Hist. Nat.,* 2ª serie, 4, Nº 7; Montevideo.

WALTHER, K. (1948).— El basamento cristalino de Montevideo. *Instituto Geol. del Uruguay.* Bol. Nº 33; Montevideo.

WEGMANN, C. E. (1951).—Méthodes d'Analyse tectonique des socles cristallins. *Arch. des Sciences.* Geneve, 4, 233.

YODER, H. S. and EUGSTER, H. P. (1954).— Phlogopite synthesis and stability rang. *Geochim. et Cosmochim.* Acta 6, 157.

Este trabajo fué entregado a la Comisión de Publicaciones de la Facultad de Agronomía en marzo de 1964.