

Mármoles y rocas calcosilicatadas en el Macizo de Garzón cerca de la Jagua, Huila, Colombia

SALOMON B. KROONENBERG¹

RESUMEN

Se han encontrado delgados bancos de mármoles y rocas calcosilicatadas con forsterita, clinohumita, flogopita, diópsida, tremolita, grosularita, escapolita, calcita y dolomita, entre las migmatitas precámbricas del Macizo de Garzón. La mineralogía variada parece primordialmente debida al bimetasomatismo entre los mármoles y las migmatitas bajo condiciones metamórficas de la alta facies anfibolita o granulita. La presencia de estas rocas carbonáticas comprueba el carácter metasedimentario de esta parte del Macizo de Garzón. La ocurrencia relativamente frecuente de mármoles en el Precámbrico de la zona andina en comparación con el Escudo de Guayana amazónico se debe probablemente a su mejor exposición y acceso, y destaca la importancia del estudio de todo el Precámbrico andino.

ABSTRACT

Thin bands of marble and calcsilicate rocks containing forsterite, clinohumite, phlogopite, diopside, tremolite, grossularite, scapolite, calcite and dolomite have been found within the Precambrian migmatites of the Garzón Massif. The varied mineralogy seems mainly to be due to bimetasomatism between the marble and the migmatites under high-grade amphibolite-facies or granulite-facies conditions. The presence of these rocks proves the metasedimentary character of this part of the Garzón Massif. The relatively frequent occurrence of marbles in the Precambrian of the Andes in comparison with the Amazonian part of the Guiana Shield is probably due to their better exposure and access, warranting a more thorough study of the whole andine Precambrian.

1. Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá.

INTRODUCCION.—

El presente trabajo es un informe preliminar de una serie de publicaciones relacionadas con un proyecto del Centro Interamericano de Fotointerpretación, Bogotá, Colombia, destinado al mapeo geológico mediante interpretación de fotografías aéreas, imágenes de satélite y de radar, y con comprobación de campo, en el Sur del Departamento del Huila. El proyecto incluye dataciones radiométricas de los eventos magmáticos y metamórficos más importantes por el ZWO Laboratorio de Geología Isotópica, Amsterdam, Holanda, y estudios de laboratorio tal como el presente estudio petrográfico.

El área de trabajo abarca parte del Macizo de Garzón, una de las zonas más extensas de rocas metamórficas de alto grado en la Cordillera Oriental de los Andes colombianos. Ya desde muchos años este macizo ha sido considerado como de edad precámbrica (Grosse, 1935; Trümpy, 1943; Radelli, 1962). Probablemente forma parte del Escudo de Guayana, el núcleo precámbrico del norte del continente suramericano, el cual aflora en una zona extensa entre los ríos Orinoco y Amazonas y el Océano Atlántico, incluyendo también una parte de la Amazonia colombiana. El levantamiento del Macizo de Garzón y las partes aledañas de la Cordillera Oriental esencialmente tuvo lugar en el Plioceno tardío (Irving, 1971; Howe, 1974).

La mayor parte del Macizo de Garzón consta de neises, migmatitas y anfibolitas, las cuales han sido descritas parcialmente por Radelli (1962). Durante el muestreo para la datación radiométrica del Macizo se encontró en el fondo del lecho de un afluente del río Suaza (Fig. 1), unos 6 km al SE de La Jagua, un afloramiento de $1m^2$ aproximadamente, el cual presentaba bancos delgados de mármoles y rocas calcosilicatadas fuertemente plegadas (Fig. 2). Aunque en la misma zona afloran rocas calcáreas devónicas - carboníferas no metamórficas (Stibane y Forero, 1969; Claire et al., 1979), una relación de los mármoles y rocas calcosilicatadas con aquellas es muy poco probable, considerando que los mármoles se encuentran *in situ* en el fondo del lecho de un río profundamente entallado en las migmatitas del Macizo, y tomando en cuenta el estilo de deformación de los mismos.

ASPECTO DE CAMPO

El afloramiento muestra unas rocas finamente bandeadas deformadas en un pliegue isoclinal. El espesor de las varias bandas oscila entre 20 cm y 1 mm. En el núcleo del pliegue se encuentra un mármol de color claro, casi blanco. Cerca del

núcleo se presenta una lámina discontinua de una roca mármol y micácea, seguida por una roca dura verdosa. Esta roca, a su vez, está separada por una lámina muy delgada completamente blanca de una roca rosada cuarzo-feldespática. La cual parece representar el leucosoma leucogranítico de las migmatitas, intruído concordantemente en las rocas carbonáticas. Al otro lado de este filón se encuentra la misma secuencia en orden inverso hasta la zona exterior que nuevamente está formado por mármol (Fig. 2). La relación con las migmatitas circundantes no está bien expuesta.



FIG. 1

ASPECTO MICROSCOPICO

— Mármol de forsterita (muestra SK⁴)

Esta roca forma el núcleo y la parte exterior del pliegue isoclinal. Macroscópicamente consta de carbonatos blancos y granos redondeados verdosos, los cuales bajo el microscopio parecen ser forsterita. La forsterita, con 2Vz grande, se presenta en cristales subhedrales a euhedrales con ángulos redondeados y parcialmente alterados a serpentina y minerales opacos a lo largo de fracturas irregulares. El tamaño máximo es de 2 mm. Su distribución en la roca es muy irregular; a veces se encuentran concentraciones de pura forsterita, en otras partes el mineral es muy escaso. El carbonato es calcita únicamente, según análisis luminoscópico. Se presenta en cristales anhedrales con bordes rectos o a veces suturados y generalmente no exceden 0.5 mm, en tamaño. Hay algunos cristales de minerales accesorios, principalmente apatito y minerales opacos.

— Roca calcosilicatada de clinohumita-flogopita-calcita-grosularita (SK³)

El mármol de forsterita está rodeado por una roca micá-



FIG. 2 Mármoles y rocas calcosilicatadas plegadas del Macizo de Garzón.

1. Mármol de forsterita
2. Rocas calcosilicatadas de flogopita
3. Rocas calcosilicatadas de diópsida
4. Leucosoma leucogranítico.

cea gruesa, con grandes hojas de una mica marron-oliva con un diámetro hasta 5 mm, y sin marcada orientación preferencial. Entre las micas se observan pequeñas puntas marrones y blancas, correspondiendo a clinohumita y calcita, respectivamente. En sección delgada la mica (36% de volumen, 100 puntos contados), presenta un pleocroismo casi imperceptible de amarillento muy pálido a incoloro, lo cual, junto con el tipo de roca, hace probable, de que se trate de **flogopita**. Las hojas gruesas de flogopita incluyen de manera poiquioblástica a granos de clinohumita y calcita. La **clinohumita** (42%, incluyendo productos de alteración) se presenta en granos redondeados, en parte euhedrales, que pueden alcanzar 2 mm. La clinohumita se asemeja mucho a la forsterita en cuanto a la refringencia, birefringencia y clivaje, pero se distingue de ella por su pleocroismo llamativo (x - amarillo anaranjado; y - incoloro - z - amari-

llo pálido), y la presencia de maclas polisintéticas. De los minerales relacionados del grupo humita, la condrodita tiene un pleocroismo más débil, y la humita y la norbergita no tienen maclas polisintéticas por su carácter ortorrómbico en vez de monoclinico como la clinohumita y la condrodita. Sin embargo, se requiere confirmación de la determinación por medio de análisis con rayos X. La clinohumita presenta alteración incipiente a serpentina, carbonato y minerales opacos a lo largo de fracturas irregulares. El carbonato es **calcita** (21%), y presenta cristales anhedrales que no sobrepasan 0.5 mm. en tamaño generalmente. La sección delgada muestra unos pocos granos muy irregulares de 1 mm. aproximadamente de un mineral verde claro isotrópico. Poca distancia aguas abajo del afloramiento aquí descrito se encontró un bloque rodado constituido por mármol de flogopita en contacto con una roca calco-

silicatada gruesa de forsterita-clinohumita-calcitadolomita-flogopita y con el mismo mineral verde isotrópico, pero en cristales euhedrales mostrando los contornos hexangulares típicos para granate. Por lo tanto se trata probablemente de **grosularita**. En ambas rocas los minerales accesorios (1^o/o) son **apatito**, **minerales opacos** y **alenita** metamáctica de color marrón claro.

— **Roca calcosilicatada de diópsida—tremolita—flogopita** (muestra SK⁵).

La banda siguiente consta de una roca verdosa bastante gruesa con micas marrón oliva de hasta 1 cm. en diámetro, y ahora ya desprovista de carbonato. La **flogopita** muestra un aspecto similar como en la roca descrita anteriormente, con pleocroismo débil amarillento, e incluye granos redondeados, a veces subhedrales de **diópsida** incolora. Los cristales de diópsida varían mucho en tamaño pero pueden alcanzar hasta 5 mm. Muchos cristales presentan extinción simultánea (cristales-archipiélago). La diópsida a menudo presenta una estructura lamelar sumamente fina, cuyo carácter no se ha podido determinar. Algunos cristales grandes anhedralmente de **tremolita/actinolita** de un verde muy pálido también incluyen a granos de diópsida de manera poliquiloblástica. Accesorios son **apatito** y **minerales opacos**.

— **Roca calcosilicatada de diópsida-plagioclasa-escapolita** (SK⁵).

En la muestra de mano la roca antes descrita está separada por una lámina monominerálica diopsídica de sólo 2 mm. de espesor, de otra roca de color verde-grisoso con un espesor de 2 cm. Esta última roca contiene cristales de **diópsida** de hábito esquelético o dactílico con la misma estructura lamelar ya mencionada, y también gran cantidad de granos de **plagioclasa cálcica** casi completamente alterada a **sericita** y **clinozoisita**. Los pocos restos de plagioclasa no alcanzados por la alteración no permiten determinar su composición con mayor precisión. A veces la plagioclasa se encuentra reemplazada por grandes cristales de **escapolita**, de refringencia y birefringencia relativamente alta sugiriendo una composición cerca de la meionita, el miembro cálcico de la serie isomórfica escapolítica. **Apatito** ocurre en cantidades inusualmente grandes (un 10^o/o), y se presenta en cristales prismáticos cortos, hasta 1 mm. en tamaño.

— **Roca calcosilicatada de escapolita—plagioclasa—cuarzo** (SK⁵).

Entre la roca antes descrita y el leucosoma leucograníti-

co, siempre en la misma muestra de mano, se encuentra una lámina de 2 mm. de espesor constando exclusivamente de mirmequita de **plagioclasa** y **cuarzo** en la cual casi toda la plagioclasa ha sido reemplazada por grandes cristales de **escapolita**, de la misma variedad meionítica. La forma lobular de la mirmequita y la orientación de los manchones vermiformes de cuarzo perpendicular al contacto con el feldespató potásico del leucosoma sugiere que la mirmequita ha sido formada por reemplazamiento del feldespató potásico.

— **Leucosoma leucogranítico** (muestra SK⁵).

En la misma sección delgada sólo se observa en este filon cuarzofeldespático el **feldespató potásico** perfitico, el cual se presenta en cristales que sobrepasan 1 cm. en tamaño. En la muestra de mano además se observa un poco de cuarzo y plagioclasa.

PETROGENESIS

La disposición litológica variable ya descrita entre capas de marmol y leucosoma leucogranítico, y la repetición de la misma secuencia en los varios contactos, sugieren que los cambios mineralógicos a través del contacto son debidos a la reacción entre dos litologías de composición química incompatible. La desaparición del carbonato y la forsterita alejándose del marmol, y del cuarzo y la plagioclasa alejándose del leucosoma, indican los gradientes recíprocos de CO₂ y SiO₂ respectivamente (bimetasomatismo). Sin embargo, el papel variable del potasio (presente en la banda intermedia de diópsida-flogopita, pero ausente en la banda de diópsida-plagioclasa más cerca del leucosoma) puede indicar que ya había una variación litológica pre-metasomática en las rocas ahora calcosilicatadas. De la misma manera se podría interpretar el comportamiento del fluor, que sólo queda representado en la roca con clinohumita. La reciprocidad de los cambios mineralógicos y la aparente movilidad restringida de K y F hace poco probable un metasomatismo en gran escala desde afuera.

El grado de metamorfismo en rocas calcosilicatadas no se determina tan fácilmente a través de la paragénesis mineralógica como en otras rocas, ya que no sólo la temperatura, la presión y la composición de la roca juegan un papel, sino también la proporción relativa de CO₂ y H₂O en la fase fluida. Sin embargo, bajo presiones comunes en el metamorfismo regional (5 kb) y en un rango ancho de proporciones CO₂/H₂O, la forsterita sólo empieza a formarse en temperaturas de 680-700^o (Winkler, 1974), indicando

metamorfismo en la alta facies anfibolita o granulita.

En una anfibolita intercalada en neis de biotita-granate, encontrado como canto rodado en la misma quebrada, se ha observado la presencia de hiperstena, al igual que en una anfibolita *in situ*, más hacia el Sur, a lo largo de la carretera Guadalupe-Florencia a 10 km. de Guadalupe.

Esto indica que por lo menos en parte del Macizo de Garzón fue alcanzada la facies granulita. Granulitas en esta zona también fueron encontradas por Feininger (cit. in Tschanz et al., 1974, p. 272).

La presencia de mármoles y rocas calcosilicatadas comprueba que por lo menos una parte de las rocas del Macizo de Garzón son de origen metasedimentario.

MARMOLES Y ROCAS CALCOSILICATADAS EN OTRAS PARTES DEL PRECAMBRICO ANDINO Y EN EL ESCUDO DE GUAYANA EXTRA-ANDINO.

En varias partes de las Cordilleras Oriental y Central se encuentran mármoles y rocas calcosilicatadas entre neises y migmatitas en los bloques precámbricos tectónicamente emplazados entre rocas fanerozoicas.

En el mismo Macizo de Garzón, Grosse (1935, p. 55) encontró bloques de marmol de probable edad precámbrico ("arcalca") en la quebrada Caradeporro. Buitrago y Buenaventura (1976, p. 11) mencionan la ocurrencia de marmol en el Macizo de Garzón sin más especificaciones. Tschanz et al (1970, p. 21) describen mármoles con diópsida verde pálido, olivino, flogopita y microclina en la Sierra Nevada de Santa Marta. Feininger et al. (1972, p. 15) ha observado en Antioquia bancos delgados fuertemente plegados constando de mármoles con silicatos de calcio, entre otros diópsida y pseudomorfo de antigorita según forsterita.

Ward et al. (1973) encontraron mármoles y rocas calcosilicatadas con diópsida, epidota y anfíbol en el Neis de Bucaramanga, Santander. Barrero y Vesga (1976, véase Angulo Carmona, 1978, p. 331) igualmente encontraron mármoles precámbricos entre Lérída y Venadillo (Tolima).

En comparación con el precámbrico andino, los mármoles son sumamente escasas en el Escudo de Guayana extra-andino. De todos los cinturones de alto grado de metamorfismo sólo dos ocurrencias de marmol han sido descritos has-

ta ahora, por lo menos al conocimiento del autor. En el Grupo Imataca en Venezuela ocurre una capa de marmol dolomítico según Chase (1965, p. 147), y en una perforación en el Grupo Coeroeni en Surinam se encontró una capa delgada de marmol de forsterita-clinohumita-flogopita-clinocloro-calcita-dolomita, rodeado por rocas calcosilicatadas con diópsida y tremolita (Kroonenberg, 1976, p. 230-238). Rocas calcosilicatadas sin marmol se menciona en otras partes del Grupo Imataca (Chase, 1965, p. 146-147; Dougan, 1972, p. 1342) del Grupo Danuku de la República de Guayana (Berrangé, 1977) y del Ile-de-Cayenne, Guayana Francesa (Cordani, comm. pers.). De ninguna parte de los cinturones de alto grado de metamorfismo en Colombia y Brasil han sido mencionadas tales rocas.

En los llamados cinturones verdes del Escudo de Guayana se conoce algunas pocas ocurrencias de rocas carbonáticas manganesíferas, tal como en la mina de manganeso de la Serra do Navio, Brasil (Scarpelli, 1963), en Upata, Venezuela (Holtrop, 1962, p. 279) y en Surinam central (Bosma et al., en prensa).

La escasez de mármoles en el Escudo extra-andino y su abundancia relativa en el Precámbrico andino podría ser debido al hecho de que se trate de provincias geocronológicas diferentes, de más de 3.000 Ma en el Grupo Imataca hasta 900 Ma en la Sierra Nevada de Santa Marta y el Neis de Bucaramanga. Sin embargo, la frecuencia de la ocurrencia de rocas calcosilicatadas sin mármoles en el Escudo extra-andino sugiere que la escasez de mármoles se debe más probablemente a la profunda meteorización tropical y la cubierta vegetal selvática, limitando la exposición y la accesibilidad. En la zona andina, la erosión más eficaz a raíz del levantamiento, la meteorización a menudo menos profundo, y el acceso mejor favorecen a la exposición. Por lo tanto, un estudio más escrupuloso del Precámbrico andino no sólo es importante para la zona andina misma, sino también resultará en un mejor conocimiento del Escudo de Guayana en su totalidad.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mis profundos agradecimientos al Director del Centro Interamericano de Fotointerpretación, Dr. Hernán Rivera Hermida, y al Coordinador de la Unidad de Geología del CIAF, Dr. Luis Albino León S., por otorgar las facilidades para esta investigación y por su autorización para publicarla. Además quisiera agradecerle al Dr. Michel Hermelin, Director de INGEOMINAS, por su autorización

de preparar las secciones delgadas, y a la Dra. Gloria Rodríguez de la misma entidad por su ayuda en el manejo del luminoscopio. Les agradezco a los Drs. Rodolfo Franco, Luis Albino León S. y Hans Diederix por sus comentarios valiosos.

REFERENCIAS CITADAS

- Angulo Carmona, R. (ed.) — Recursos minerales de Colombia, Publ. Esp. Ingeominas No. 1. pp. 1-544. 1978.
- Barrero, D. y Vesga, C.J. — Mapa geológico del cuadrángulo K-9 y parte Sur del J-9, La Dorada. Escala 1:100.000. Ingeominas. 1976.
- Berrangé, J.P. — Geology of southern Guyana. Inst. Geol. Sci., Overseas Mem. No. 4, pp. 1-112. 1977.
- Bosma, W., Kroonenberg, S.B., van Lissa, R.V., Maas, K. y de Roever, E.W.F. (en prensa) — Explanatory note to the geological map of Suriname.
- Buitrago, C.J. — Ocurrencias minerales en el Departamento del Huila. Ingeominas (Colombia) Informe No. 698, 503 pp. 1976.
- Chase, R.L. — El Complejo de Imataca, la anfibolita de Panamá y la tronjemita de Guri: Rocas Precámbricas del Cuadrilátero de Las Adjuntas - Panamá, Edo. Bolívar, Venezuela, Bol. Geol. (Caracas), 7, 13, pp. 105-215. 1965.
- Claire, B., Echeverría, M., y Martínez, P. — Bosquejo fotogeológico de la región de Suaza, Altamira, Tarquí, La Jagua, en el Departamento del Huila, Colombia. Informe CIAF, 46 p. 1979.
- Dougan, Th. — Origen y metamorfismo de los gneisses de Imataca, Los Indios, El Pilar, Estado Bolívar, Venezuela, Bol. Geol. (Caracas), Publ. Esp. No. 5 (Mem. IV. Congr. Geol. Venez.), Tomo III, pp. 1337-1548. 1972.
- Feininger, Th., Barrero, D. y Castro, N. — Geología de parte de los departamentos de Antioquia y Caldas (Subzona II-B). Bol. Geol. (Bogotá) — 20,2: pp. 1-176. 1972.
- Grosse, E. — Informe geológico preliminar sobre un viaje al Huila y Alto Caquetá, Mayo de 1980. Comp. de Est. Geol. Of. Col, Tomo III, pp. 31-137. 1935.
- Holtrop, J.F. — De mangaanafzettingen van het Guyanachild. Med. Geol. Mijnb. Dienst Suriname No., 13, 514 pp. 1962.
- Howe, M.W. — Nonmarine Neiva Formation (Pliocene), Upper Magdalena Valley, Colombia. Regional Tectonism. Geol. Soc. Amer. Bull., 85, pp. 1031-1042. 1971.
- Irving, E.M. — La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia, Bol. Geol. (Bogotá), 21, 2, pp. 1-90. 1971.
- Kroonenberg, S.B. — Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the Coeroeni-Luice area, SW Surinam. Med. Geol. Mijnb. Dienst Suriname, 25, pp. 109-289. 1976.
- Radelli, L. — Introducción al estudio de la petrografía del Macizo de Garzón (Huila, Colombia). Geología Colombiana, 3, pp. 17-46. 1962.
- Scarpelli, W. — Aspectos genéticos e metamórficos das rochas do distrito de Serra do Navio, T.F. do Amapá. Brasil. Separado VI. Conf. Geol. das Guianas. 1963.
- Stibane, F. y A. Forero — Los afloramientos del Paleozóico en La Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander). Geología Colombiana 6, pp. 31-67. 1969.
- Trümpy, D. — The Precretaceous of Colombia. Geol., Soc. Amer. Bull. 54, pp. 1281-1304. 1943.
- Tschanz, C.M., Jimeno, A. y Cruz, J. — Recursos minerales de la Sierra Nevada de Santa Marta. Bol. Geol. (Bogotá) - 18, 1, pp. - 1-55. 1970.
- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, J.B., Mehnert, H.H., y Cebula, G.T. — Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Geol. Soc. Amer. Bull., 85, pp. 273-284. 1974.
- Ward, D.E., Goldsmith, R., Cruz, J. y Restrepo, H. — Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander Bol. Geol. (Bogotá), 21, 1-3, pp. 1-132. 1973.
- Winkler, H.G.F. — Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer, Berlin, 320, pp. 1974.