



Una contribución al estudio de la Evolución tectono-metamórfica de las rocas de alta presión del Complejo Arquia, Cordillera Central, Andes Colombianos

A contribution to the study of the tectono-metamorphic Evolution of the high-pressure rocks of the Arquia Complex, Central Cordillera, Colombian Andes

CARLOS RÍOS-REYES¹

OSCAR CASTELLANOS-ALARCÓN, ²

VANESA RÍOS-ESCOBAR,¹

CAROLINA GÓMEZ-MAYA,¹

¹Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, A.A. 678, Bucaramanga (COLOMBIA)

E-mail: carios@uis.edu.co

²Programa de Geología, Universidad de Pamplona, Colombia

E-mail: ocastellanos@unipamplona.edu.co

RÍOS-REYES, C., CASTELLANOS-ALARCÓN, O., RÍOS-ESCOBAR V. & GÓMEZ-MAYA, C.. (2008): Una contribución al estudio de la Evolución tectono-metamórfica de las rocas de alta presión del Complejo Arquia, Cordillera Central, Andes Colombianos.- GEOLOGÍA COLOMBIANA, 33, pp. 3-22, 7 Figs., Bogotá.

RESUMEN

El Complejo Arquia aflora en la Cordillera Central de los Andes Colombianos como una franja largada de dirección norte-sur, desde el Departamento de Antioquia hasta el Departamento de Nariño, y consta principalmente de metagabroides, anfibolitas granatíferas, esquistos anfibólicos, esquistos cuarzo-serícíticos y cuarcitas, así como de metamorfitas de alta presión (esquistos de glaucofana y lawsonita, eclogitas y rocas ultramáficas serpentinizadas asociadas). La edad de este complejo metamórfico es bastante discutida e incierta y sólo se ha logrado consenso con respecto a su edad de emplazamiento durante el Cretácico. Las rocas analizadas en el presente estudio corresponden a esquistos lawsoníticos, esquistos actinolíticos, anfibolitas granatíferas con y sin epidota y eclogitas retrogradadas. El cinturón metamórfico de alta-P asociado al Complejo Arquia evidencia una fase de cristalización prógrada de alta presión desde la facies lawsonita-albita-clorita a través de la facies esquistos azules hasta la facies eclogita. El evento retrógrado y/o de descompresión ubica a las rocas metamórficas de este complejo metamórfico de alta presión en la facies esquistos verdes (etapa de simplectitas) a través de las facies anfibolita con epidota y anfibolita. Este cinturón metamórfico ha evolucionado dentro de un prisma de acreción que se desarrolló en la margen convergente a lo largo del noroeste del continente de Sur América. Aunque diferentes estudios en esta región han revelado algunas características interesantes que permiten reconstruir la historia tectono-metamórfica de este complejo metamórfico, los datos radiométricos y la evidencia petrográfica sugieren la existencia de varios bloques tectónicos con diferentes historias metamórficas. El Complejo Arquia muestra evidencia de metamorfismo de alta-P/T en zonas de subducción.

Palabras clave: Andes Complejo Arquia, prisma acrecionario, historia tectono-metamórfica, subducción.

ABSTRACT

The Arquia complex crops out in the Central Cordillera of the Colombian Andes as a north-south trending elongated zone from Antioquia to Nariño. It mainly consists of metagabros, garnet amphibolites, amphibole schists, quartz-sericite schists and quartzites, as well as high P/ low T metamorphic rocks (glaucophane and lawsonite schists, eclogites and associated serpentized ultramafic rocks). The age of this metamorphic complex is still uncertain although an emplacement during Cretaceous times seems unambiguous. The metamorphic rocks analyzed in this study correspond to lawsonite schists, actinolite schists, garnet amphibolites with or without epidote and retrogressed eclogites. The high-P

metamorphic belt associated to the Arquía Complex shows evidence of prograde high-P evolution from the lawsonite-albite-chlorite facies through the greenschists facies up to the eclogite facies. The retrograde and/or decompression path of the high-P metamorphic rocks of this complex goes through the PT conditions of the epidote-amphibolite and amphibolite facies to conditions of the greenschist facies (symplectite phase). This metamorphic belt has evolved within a Mesozoic accretionary prism that developed in the convergent margin along the northwestern South American continent. Although different studies in this region have revealed some interesting characteristics that allow to reconstruct the tectono-metamorphic history of this metamorphic complex, the radiometric data and the petrographical evidence suggest the existence of several tectonic blocks with different metamorphic histories. The Arquía Complex shows evidence of progressive high-P/T metamorphism typical of subduction zones.

Key words: *Arquía Complex, accretionary prism, tectono-metamorphic history, subduction.*

INTRODUCCION

El creciente y acelerado progreso que ha tenido en las últimas dos décadas la petrología metamórfica a nivel mundial y los avances en el modelamiento termodinámico y los estudios petrológicos, han logrado focalizar a los petrólogos metamórficos de todo el mundo a contribuir con el avance de las relaciones de equilibrio que rigen a una roca. Investigaciones acerca de las rocas eclogíticas pueden ser usadas para estudiar el flujo de material a gran escala que las trae de regreso a la superficie terrestre, con el fin de llevar a cabo una deducción acerca del reciclaje de material en la Tierra y caracterizar el estado de las zonas de subducción en profundidad. Los estudios tectono-metamórficos involucran la derivación de la trayectoria de presión-temperatura-tiempo-deformación (P-T-t-d) para áreas específicas de la corteza terrestre, los cuales representan una aproximación moderna e interdisciplinaria en la solución de problemas fundamentales en orogenia, combinando métodos de geología estructural y petrología metamórfica.

Algunas de las ocurrencias de rocas eclogíticas en el ámbito mundial se han reportado en regiones tales como Los Alpes (e.g., HEINRICH 1982, CHOPIN 1984, CARON & PEQUIGNOT 1986, DROOP *et al.* 1990, BOWTELL *et al.* 1994), Macizo de Anatolia en Turquía (e.g., BOZKURT & PARK 1994, HETZEL *et al.* 1995, OBERHÄNSLI *et al.* 1997), Complejo Franciscano en Estados Unidos (e.g., OH & LIOU 1990), Tien Shan en Asia Central (e.g., BAKIROV *et al.* 1998), Sifnos en Grecia (e.g., OKRUSCH *et al.* 1978, ALTHERR *et al.* 1979, SCHLIESTEDT 1986), entre otras. Una de las regiones de mayor estudio a nivel mundial ha sido el Cinturón Metamórfico de Sambagawa, en el cual se han realizado numerosos trabajos (e.g., BANNO *et al.* 1976, ENAMI 1983, HIGASHINO 1990, DALLMAYER & TAKASU 1991, AOYA & WALLIS 1999, SAKURAI & TAKASU 1999, TSUJIMORI *et al.* 2000, MIYAGI 2000) por parte de científicos de la escuela japonesa.

El Complejo Arquía registra una evolución tectono-metamórfica compleja que refleja el desarrollo de bordes acrecionarios a lo largo del margen noroccidental del continente suramericano quizás desde el Paleozoico. Este complejo forma parte de grandes fajas litodémicas que afloran en la Cordillera Central de los Andes Colombianos y está constituido por metagabroides, anfibolitas graníticas,

feras, esquistos anfibólicos, esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas de media a baja presión, así como por metamorfitas de alta presión (esquistos de lawsonita y glaucofana, eclogitas y rocas ultramáficas serpentinizadas) (MAYA & GONZÁLEZ 1995). Las rocas metamórficas de alta presión de este complejo en su evolución prógrada varían desde la facies lawsonita-albita-clorita, a través de la facies de los esquistos azules, hasta la facies de la eclogita, y durante su metamorfismo retrógrado alcanzan la facies de los esquistos verdes a través de la facies de la anfibolita con epidota. Las diferentes unidades que conforman el Complejo Arquía podrían considerarse como bloques tectónicos a gran escala en una zona de mélange, la cual se formó durante la etapa inicial de levantamiento del cinturón metamórfico. El estudio de este complejo metamórfico es importante para contribuir a mejorar el entendimiento de los procesos orogénicos en la partes más profundas de márgenes convergentes. En el presente documento se revela la distinta historia metamórfica y el origen de estos bloques tectónicos. Las rocas metamórficas del Complejo Arquía ofrecen un excelente ejemplo de un complejo metamórfico el cual refleja una trayectoria de P-T típica de un metamorfismo en zonas de subducción.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El trabajo clásico de NELSON (1957) presenta en forma general la geología de parte de las Cordilleras Central y Occidental, a lo largo de las vías Ibagué-Armenia y Cali-Buenaventura. Una primera cartografía regional, a escala 1:250.000, fue realizada por KASSEM (1972). Al mismo tiempo se llevaron a cabo trabajos de reconocimiento geológico enfocados a la exploración de recursos minerales (e.g., MOSQUERA & BUITRAGO 1971, LOZANO *et al.* 1984). A partir de los años 80 se adelantaron trabajos encaminados a la publicación de los mapas geológicos a escala 1:100.000, correspondientes a las planchas 224-Pereira (CABALLERO & ZAPATA 1983), 243-Armenia (MC COUTH *et al.* 1984b) y 262 Génova (MC COUTH 1984a), así como del mapa geológico del Departamento del Quindío, a escala 1:100.000 (GONZÁLEZ & NÚÑEZ 1991).

Los estudios de cartografía y estratigrafía realizados en las Cordilleras Central y Occidental de los Andes Colombianos en los últimos años (e.g., MAYA & GONZÁLEZ 1995, TOUSSAINT 1996, NIVIA *et al.* 1996) han permitido reconocer

diferentes unidades litodémicas, con características geológicas y edades diferentes (Fig. 1), las cuales de oriente a occidente son: (1) cinturón discontinuo compuesto por rocas de alto grado de metamorfismo (granulitas, migmatitas, anfibolitas e intrusivos néisicos); (2) Complejo Cajamarca, formando la mayor parte del eje de la cordillera Central, el cual está constituido por esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos, filitas, cuarcitas y mármoles; (3) Complejo Quebradagrande, en la cuenca del río Cauca, el cual está constituido por sedimentitas y vulcanitas de afinidad oceánica, areniscas, loidolitas carbonosas, shales, cherts negros y calizas, asociadas con un segmento volcánico conformado por basaltos y diabasas; (4) Complejo Arquía, el cual agrupa metagabroides, anfibolitas granatíferas, esquistos anfibólicos, esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas, así como metamorfitas de alta presión

(esquistos de glaucofana y lawsonita, eclogitas y rocas ultramáficas serpentinizadas); (5) vulcanitas mesozoicas de afinidad oceánica del Complejo Amaime.

Según MAYA & GONZÁLEZ (1995), la extensión regional, en bloques tectónicos y estructurales a lo largo del Sistema de Fallas de Romeral, la variedad de contactos con las unidades adyacentes y la variación en el tipo bárico de metamorfismo, de media a alta presión, son los factores fundamentales que han sido tenidos en cuenta para proponer una macrouridad litodémica, denominada Complejo Arquía, con el fin de facilitar su subdivisión en el futuro. El Complejo Arquía es una mezcla tectónica de bloques de diferentes orígenes (e.g., corteza oceánica, zona de subducción, rocas sedimentarias marinas, etc) producida por el cizallamiento entre la “Provincia Ignea Cretácea

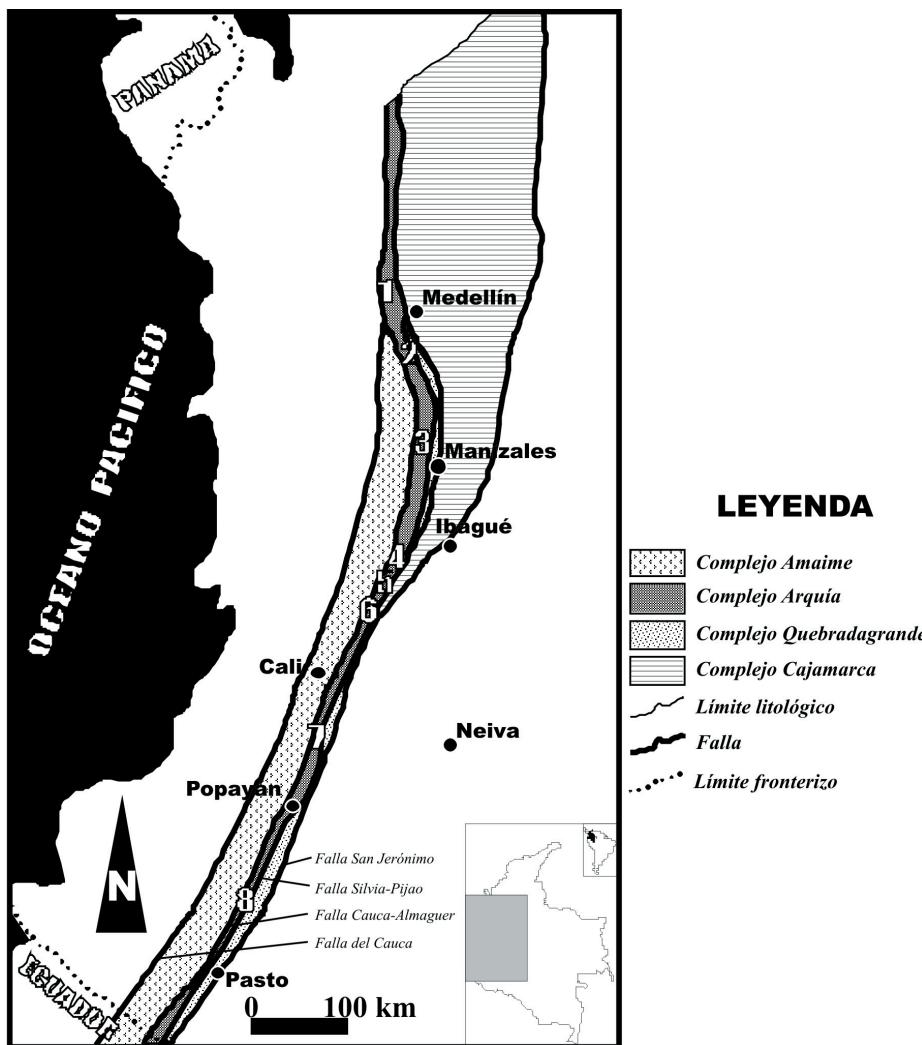


Fig. 1. Complejos tectónicos de la Cordillera Central. Límites tectónicos del Complejo Arquía son descritos en el texto. (1) Esquistos de Sabaletas; (2) Grupo Arquía; (3) Esquistos de Lisboa-Palestina; (4) Complejo del Río Rosario; (5) Grupo Bugalagrande; (6) Complejo Bolo Azul; (7) Cinturón de esquistos azules (e.g., Jambaló); (8) Secuencia metamórfica de Buesaco. Modificado de PARDO & MORENO (2001).

Caribe-Colombiana" (CCCP), de KERR *et al.* (1997), y la margen oeste de Colombia durante el Cretácico (PARDO & MORENO 2001).

La geología del Complejo Arquía (GONZÁLEZ & NUÑEZ 1991) ha sido estudiada por varios autores (MOSQUERA 1978, RESTREPO & TOUSSAINT 1974, 1975, 1982, TOUSSAINT & RESTREPO 1978, TOUSSAINT *et al.* 1978, GONZÁLEZ 1976, 1980, GROTHJANN & McCOURT 1981, ESQUIVEL *et al.* 1981, McCOURT 1984a, b, McCOURT & FEININGER 1984, McCOURT & VERDUGO 1984, McCOURT *et al.* 1984a, b, c, NUÑEZ 1989, ORREGO & PARÍS 1991, MURCIA & CEPEDA 1991a, b, ORREGO *et al.* 1993). Esta unidad litodémica se encuentra limitada al este por la falla Silvia-Pijao y al oeste por la falla Cauca-Almaguer (Fig. 1), y representa una franja estrecha con dirección N-S que se extiende hasta Ecuador (esquistos azules y eclogitas de Raspas, en la provincia de El Oro; FEININGER 1980 en TOUSSAINT 1996).

NUÑEZ (1989) realiza una compilación acerca de la nomenclatura utilizada para referirse al Complejo Arquía en diferentes partes de la Cordillera Central. Según PARDO & MORENO (2001), las siguientes unidades de norte a sur forman parte de este complejo (Fig. 1): Esquistos de Sabaletas (GROSSE 1926); Grupo Arquía (RESTREPO & TOUSSAINT 1974); Esquistos de Lisboa-Palestina (MOSQUERA 1978); Complejo Bolo Azul (metagabroides), Complejo del Río Rosario (esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas) y Grupo Bugalagrande (secuencia de esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas) (McCOURT *et al.* 1984a); Esquistos de Barragán (McCOURT & FEININGER 1984); Esquistos de Jambaló (ORREGO *et al.* 1980a, b); secuencia metamórfica de Buesaco (esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos) (MURCIA & CEPEDA 1991a, b).

Este complejo está constituido por rocas metamórficas de media a alta presión de protolito sedimentario o ígneo oceánico, gabros y rocas ultramáficas que a menudo se encuentran altamente tectonizadas (PARDO & MORENO 2001). En diferentes sectores de la Cordillera Central rocas metamórficas de alta presión (esquistos con glau-

cofana asociados a rocas ultrabásicas serpentinizadas, esquistos verdes y eclogitas retrogradadas) han sido reconocidas en Barragán (MC COURT & FEININGER 1984; MENDEZ & ZAPATA 1985), en Pijao (NUÑEZ & MURILLO 1978), en Jambaló (ORREGO *et al.* 1980a, b, FEININGER 1982), y en Tacueyó (MURCIA & GONZÁLEZ 1982). Por otra parte, FEININGER (1980) describe esquistos de glaucofana en la Formación Raspas (Ecuador), también asociados con ultramafitas y serpentinitas.

En parte centro-sur de la Cordillera Central (área de Barragán) afloran equeños cuerpos de metabasitas elongados con dirección N-S, los cuales están constituidos por anfibolitas, metagabros y localmente eclogitas (FEININGER 1982), y localmente por rocas metapelíticas y esquistos de glaucofana (MENDEZ & ZAPATA 1985). GONZÁLEZ (1997) realiza un estudio acerca de ultramafitas serpentinizadas, troctolitas, gabros anfibolitizados, metagabros granatíferos y eclogitas que afloran al oeste de Barragán.

Diferentes edades isotópicas (Tabla 1) han sido dadas a este complejo (e.g., RESTREPO & TOUSSAINT 1975, TOUSSAINT & RESTREPO 1978, RESTREPO *et al.* 1978, TOUSSAINT *et al.* 1978, ORREGO *et al.* 1980b, SOUZA *et al.* 1984), correspondiendo en su mayoría al Cretáceo temprano

El problema fundamental en la interpretación de estas edades, teniendo en cuenta las condiciones tectónicas y los métodos utilizados, es si corresponden a rocas formadas durante el Mesozoico, sufriendo metamorfismo posterior (RESTREPO & TOUSSAINT 1982), o si son metamorfitas Paleozoicas afectadas térmicamente durante el Cretáceo (McCOURT *et al.* 1984b). Sin embargo, la mayoría de estos autores consideran que el emplazamiento de las rocas metamórficas de alta-P ocurrió durante el Cretáceo.

FEININGER (1980) reporta una edad de 132 ± 5 Ma (Valanginiano-Hauteriviano) en esquistos azules de la Formación Raspas (Ecuador). Los esquistos de glaucofana en Colombia, así como aquellos de la Formación Raspas en Ecuador, carecen de aragonito y jadeita, y sólo en al-

TABLA 1. Edades isotópicas K-Ar de muestras del Complejo Arquía.

Muestra	Material analizado	Edad K-Ar (Ma)	Edad asignada	Referencia
Gabro de Pueblito	Hornblenda	126 ± 12	Neocomiano-Aptiano	Restrepo & Toussaint (1975)
Anfibolita de Arquia	Hornblenda	110 ± 5	Aptiano-Albiano	Restrepo & Toussaint (1975)
Esquisto actinolítico de Medellín	Actinolita	108 ± 12	Aptiano-Albiano	Restrepo & Toussaint (1975)
Anfibolita del Retiro	Hornblenda	90.8 ± 4.5	Cenomaniano-Turoniano	Restrepo & Toussaint (1975)
Gabro de Altamira	Plagioclasa	77.4 ± 7.7	Coniaciano-Campaniano	Restrepo & Toussaint (1975)
Esquisto sericítico de Jambaló	Roca total	125 ± 15	Berriasiano-Albiano	Orrego <i>et al.</i> (1980b)
Esquisto sericítico de Jambaló	Roca total	104 ± 14	Aptiano-Albiano	Souza <i>et al.</i> (1984)
Anfibolita de Sucre	Hornblenda	482 ± 50	Paleozoico temprano	Toussaint <i>et al.</i> (1978)
Esquisto de Sabaletas	Roca total	127 ± 5	Hauteriviano-Valanginiano	Toussaint <i>et al.</i> (1978)
Migmatita de Puente Paez	Biotita	110 ± 10	Hauteriviano-Albiano	Toussaint <i>et al.</i> (1978)
Anfibolita granatífera de Pijao	Roca total	110 ± 10	Hauteriviano-Albiano	Toussaint & Restrepo (1978)
Esquisto sericítico de Medellín	Roca total	270 ± 10	Pérmino temprano	Restrepo <i>et al.</i> (1978)

gunas muestras de los esquistos de Barragán ha sido reportada la presencia de lawsonita. Según MOJICA *et al.* (2001), estos esquistos podrían ser de edad Paleozoica, teniendo en cuenta su asociación general con las rocas del Complejo Arquía, así como los resultados de ERNST (1972) en los cuales se menciona que el aragonito y los piroxenos jadeíticos están restringidos a terrenos metamórficos Mesozoicos y Cenozoicos y que la lawsonita aparece sólo raramente en esquistos azules Paleozoicos. Con base en lo anterior, se podría discutir lo propuesto por ORREGO *et al.* (1980a) con relación a la ocurrencia de piroxeno jadeítico y aragonito en los esquistos glaucofánicos de Jambaló.

METODOLOGIA DE INVESTIGACION

La metodología usada en el presente estudio inclu-

ye el análisis de la información bibliográfica, el análisis petrográfico de las muestras, así como la reconstrucción tanto de la historia reaccional como de la evolución metamórfica (trayectoria P-T) de las rocas metamórficas del Complejo Arquía. El análisis petrográfico se llevó a cabo en el laboratorio de microscopía de luz transmitida del Grupo de Investigación en Mineralogía, Petrología y Geoquímica de la Universidad Industrial de Santander, utilizando un microscopio triocular de luz transmitida LABOPHOT2-POL (marca NIKON), analizándose 12 secciones delgadas identificadas de la siguiente manera: 2801A y 2804A, recolectadas por GROSSE (1926), HA-C-5, HA-C-7, HA-C-14 y HA-CT-3, recolectadas por ARIAS & CABALLERO (1978), UN7707A/MZ-3, UN7708A/MZ-4, UN7709A/MZ-5, UN7718A/MZ-18, UN7721A/MZ-21, UN7720A/MZ-22, UN7733/MZ-48, y UN7753A/MZ-85, recolectadas por MÉNDEZ & ZAPATA (1985), las cuales fueron suministradas

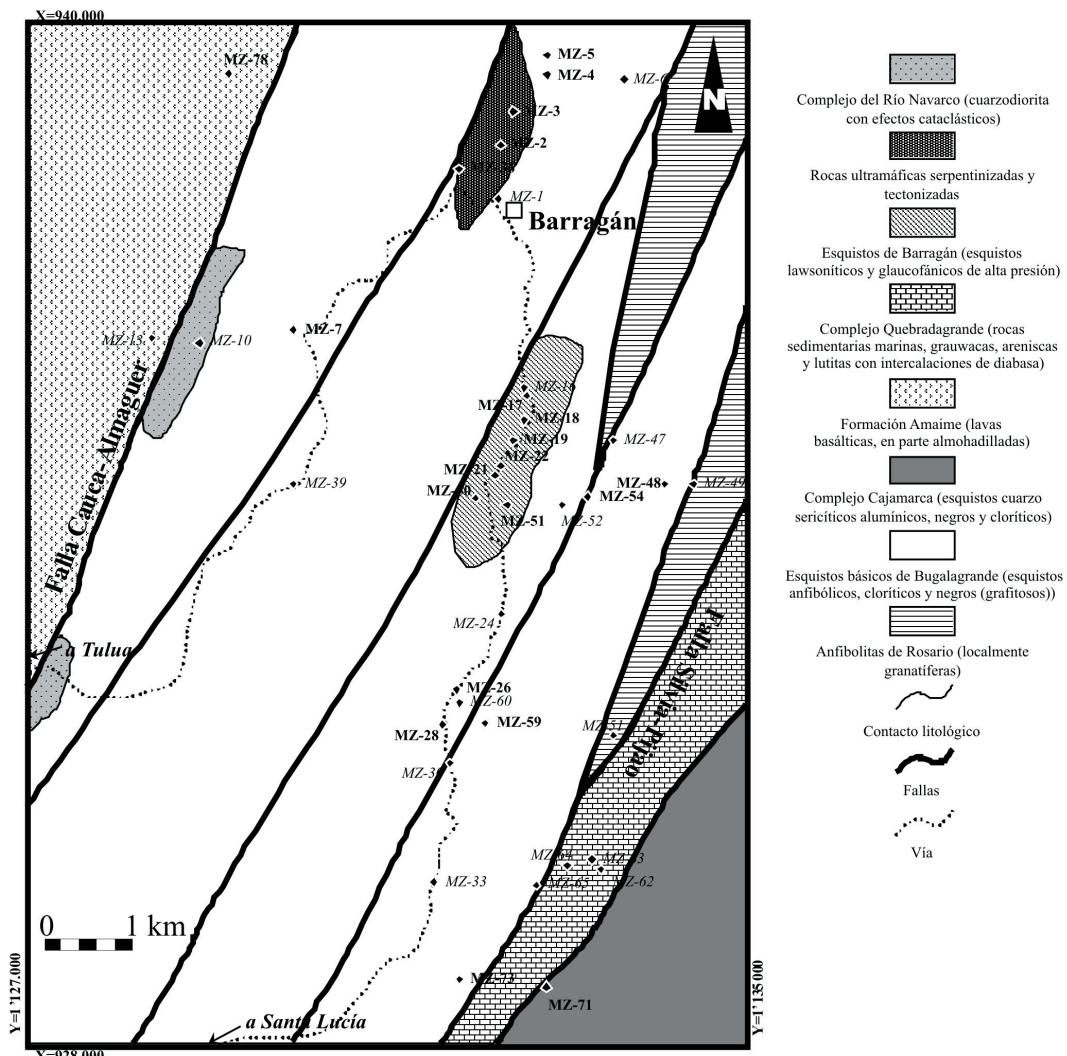


Fig. 2. Mapa geológico generalizado del área de estudio según McCOURT *et al.* (1985), mostrando la ubicación de las muestras recolectadas por MÉNDEZ & ZAPATA (1985). Muestras con sección delgada en negrilla.

por la Facultad de Minas de la Universidad Nacional de Colombia de Medellín. La muestra DUC-26 fue donada por A. Gómez de la Universidad Nacional de Caldas al MUSEO GEOLOGICO "Marino Arce Herrera" de nuestra Institución. Las abreviaturas minerales son las recomendadas por KRETZ (1983).

PETROGRAFIA

En el presente estudio se hace énfasis en la secuen-

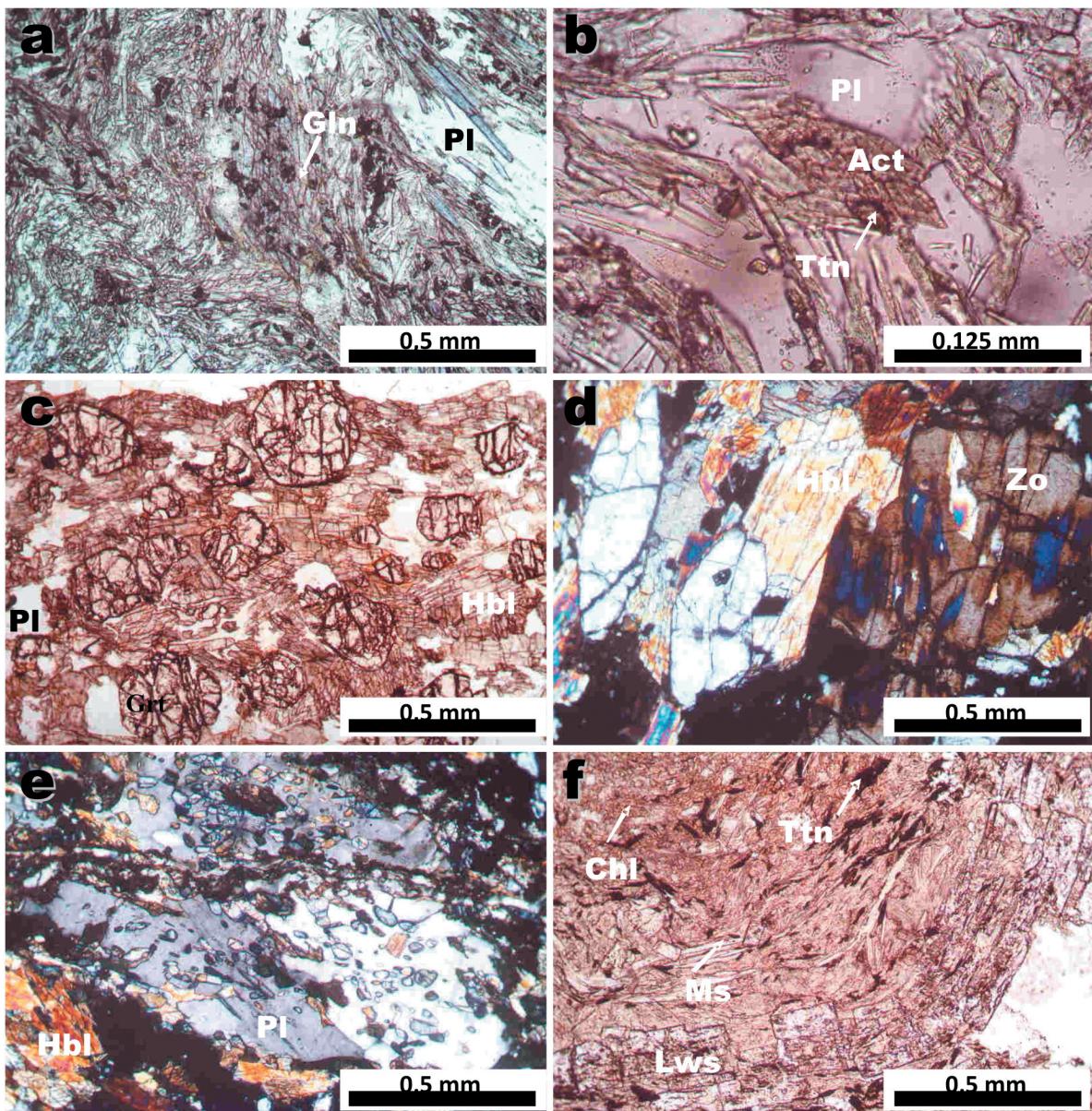


Fig. 3. Rasgos petrográficos de las rocas metabásicas del Complejo Arquia. (a) Estructura de microplegamiento en esquisto glaucofánico (muestra UN7720A/MZ-22), aumento 20x, PPL. (b) Ocurrencia de cristal de actinolita exhibiendo exfoliación en dos direcciones característica (muestra UN7753A/MZ-85), aumento 80x, PPL. (c) Ocurrencia de granate de contorno pseudohexagonal, desarrollando textura porfidoblástica (UN7709A/MZ-5), aumento 20x, PPL. (d) Zonación óptica de los colores de interferencia anómalos en cristales de zoisita (UN7709A/MZ-5), aumento 20x, XPL. (e) Textura poikiloblastica en plagioclasa (UN7707A/MZ-3), aumento 20x, XPL. (f) Cristales de lawsonita, siguiendo la foliación metamórfica en esquisto lawsonítico (muestra UN7718A/MZ-18), aumento 20x, PPL.

cia metamórfica de alta presión que aflora en el sector de Barragán. La figura 2 muestra la distribución de las muestras recolectadas por MÉNDEZ & ZAPATA (1985) en este sector. A continuación se describen las características petrográficas de las rocas metamórficas analizadas

en el presente trabajo, las cuales se ilustran en las figuras 3-4. Las muestras a ser descritas en este apartado corresponden a esquistos lawsoníticos, esquistos glaucofánicos con lawsonita, eclogitas retrogradadas, esquistos actinolíticos, anfibolitas granatíferas con epidota, y anfibolitas

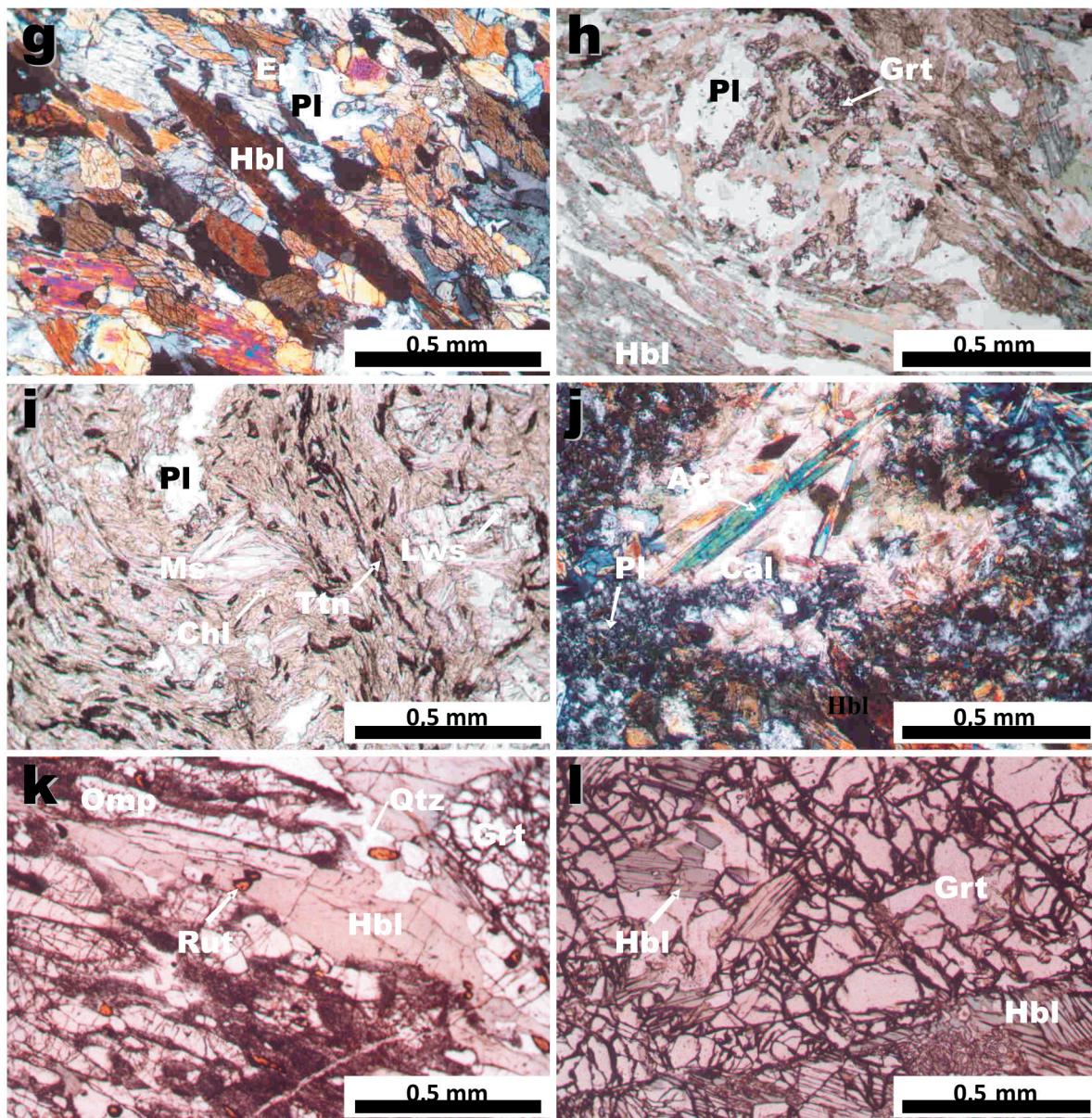


Fig. 3. (Continuación). Rasgos petrográficos de las rocas metabásicas del Complejo Arquía. (g) Ocasión de epidota, la cual exhibe zonación óptica, asociada a hornblenda en anfibolita granatífera con epidota (UN7709A/MZ-5), aumento 20x, XPL. (h) Relictos de granate envueltos por plagioclasa y hornblenda en anfibolita granatífera (muestra HA-CT-3), aumento 20x, PPL. (i) Ocasión de titanita en esquisto lawsonítico (muestra UN7718A/MZ-18), aumento 20x, PPL. (j) Cristales de actinolita en agregados de calcita + plagioclase (muestra HA-CT-3), aumento 20x, XPL. (k) Ocasión de rutilo y paragénesis relítica granate + onfaca en eclogita retrogradada (muestra DUC-26), aumento 20x, PPL. Obsérvese el desarrollo de texturas simplectíticas alrededor de onfaca. (l) Inclusiones de hornblenda en porfido de granate (muestra DUC-26), aumento 20x, PPL.

granatíferas.

Esquistos lawsoníticos

Los esquistos lawsoníticos (muestra UN7718A/MZ-18)

exhiben una estructura esquistosa definida por el alineamiento de moscovita y clorita, así como de microplegamiento, destacándose la presencia de porfidoblastos de lawsonita orientados al azar, aunque es común observar a este mineral siguiendo la esquistosidad principal de la

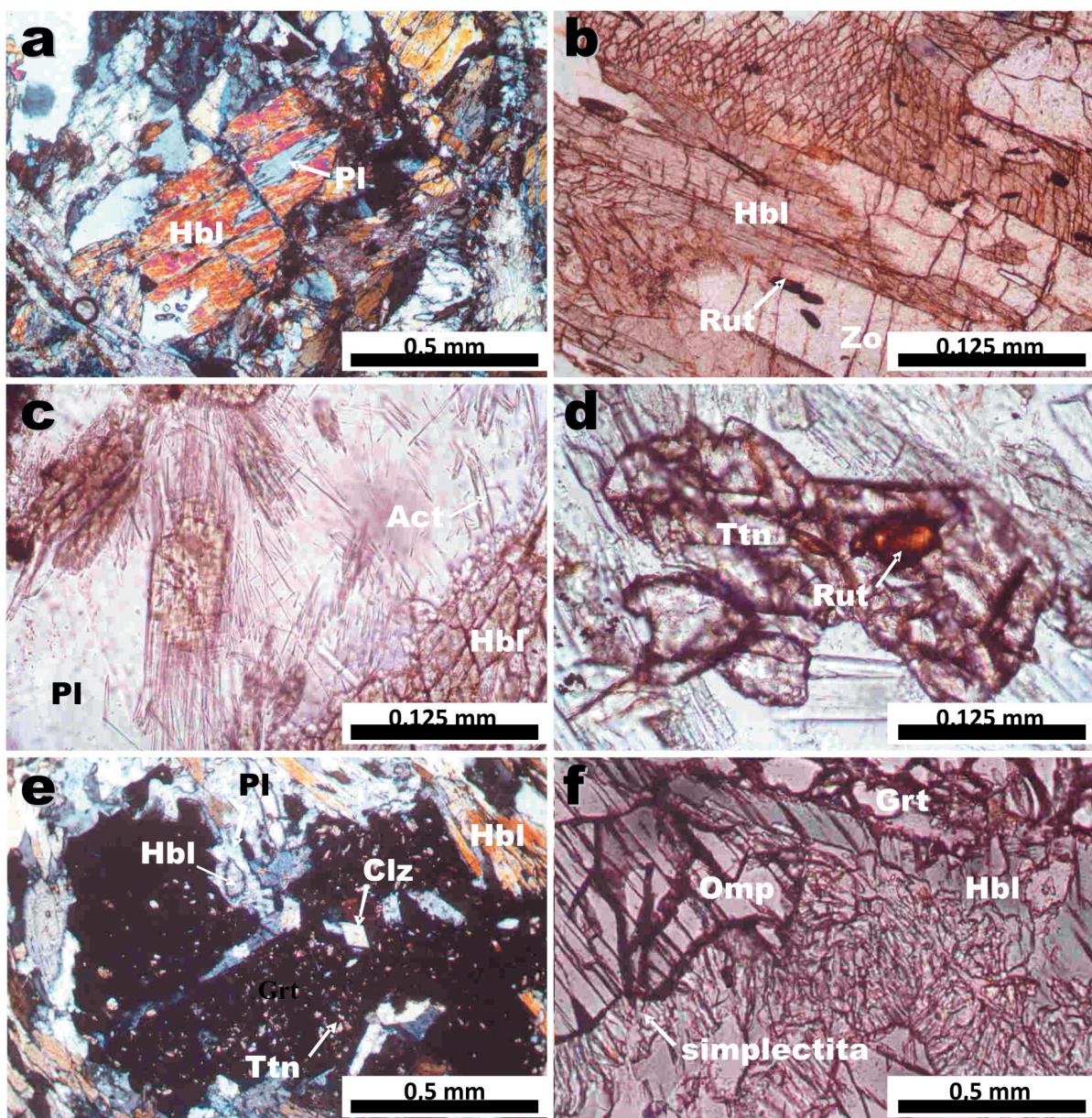


Fig. 4. Texturas de reacción que reflejan la ocurrencia de un metamorfismo retrógrado (evento de descompresión) en las rocas metabásicas del Complejo Arquía. (a) Exsolución de plagioclasa en hornblenda (muestra 2801A), aumento 20x, XPL. (b) Reemplazamiento de hornblenda después de zoisita (muestra UN7709A/MZ-5), aumento 20x, XPL. (c) Ocurrencia de actinolita fibrolítica después de hornblenda en contacto con vena de plagioclasa (muestra HA-C-7), aumento 80x, XPL. (d) Relicto de rutilo en titanita (muestra UN7708A/MZ-4), aumento 80x, PPL. (e) Reemplazamiento de plagioclasa + hornblenda + titanita granular después de granate, desarrollándose embalamientos en los cuales agregados de plagioclasa + hornblenda penetran el porfidoblasto de granate, el cual presenta inclusiones de clinozoisita (muestra HA-C-14), aumento 20x, PPL. (f) Textura simpleteítica alrededor de onfacita (muestra DUC-26), aumento 20x, PPL.

roca (Fig. 3f). Estas rocas se caracterizan por presentar la paragénesis cuarzo + albita + lawsonita + moscovita + clorita + titanita.

La moscovita define la foliación principal de la roca, y exhibe las siguientes características: carácter subidioblástico (bordes rectos y extremos astillosos), incolora, exfoliación perfecta, colores de interferencia fuertes de segundo orden. La clorita al igual que la moscovita define la foliación principal de la roca, siendo común el desarrollo de pliegues tipo "kink" en este mineral, el cual exhibe carácter subidioblástico (bordes rectos y extremos astillosos), color verde claro con débil pleocroismo, exfoliación basal, y colores de interferencia anómalos. El cuarzo y la plagioclasa se encuentran en las bandas granoblásticas, de grano muy fino, exhiben un carácter xenoblástico a subidioblástico, la plagioclasa se presenta moderadamente sericitizada a saussuritizada. La lawsonita ocurre como cristales idiomórficos, es incolora, muestra generalmente una de las dos direcciones de exfoliación, y presenta birrefringencia moderada con colores de interferencia hasta de segundo orden. La titanita es un mineral fácil de identificar debido a su carácter idiomórfico (cristales en forma de punta de flecha), relieve muy alto y color pardo a pardo-rojizo, el cual se encuentra diseminado en la roca (Fig. 3i).

Esquistos glaucofánicos con lawsonita

Este tipo de rocas (muestras UN7721A/MZ-21, UN7720A/MZ-22, UN7733/MZ-48) se caracterizan por presentar una estructura esquistosa, definida por el alineamiento de glaucofana, moscovita y clorita, así como de microplegamiento, destacándose la presencia de porfidooblastos de lawsonita orientados al azar, aunque es común observar a este mineral siguiendo la esquistosidad principal de la roca. Estas rocas se caracterizan por presentar la paragénesis cuarzo + albita + lawsonita + glaucofana + moscovita + clorita + titanita.

La moscovita define la foliación principal de la roca, y exhibe las siguientes características: carácter subidioblástico (bordes rectos y extremos astillosos), incolora, exfoliación perfecta, colores de interferencia fuertes de segundo orden. La clorita al igual que la moscovita define la foliación principal de la roca, exhibe carácter subidioblástico (bordes rectos y extremos astillosos), color verde claro con débil pleocroismo, exfoliación basal, y birrefringencia anómala. El cuarzo y la plagioclasa se encuentran en delgadas bandas de granoblásticas de grano muy fino, y exhiben un carácter xenoblástico a subidioblástico. La plagioclasa no exhibe maclado polisintético. La glaucofana (Fig. 3a) define la foliación principal de la roca, ocurre en cristales subidioblásticos a idiomórficos con secciones transversales que tienden a ser rómbicas agudas y secciones longitudinales rectangulares apuntadas, color azul-liláceo pálido, pleocroismo X: incoloro a verde amarillento, Y: azul lavanda, Z: azul marino, exfoliación típica de los anfiboles (en sección transversal dos

direcciones a ángulos de 120° y en sección longitudinal una dirección paralela al alargamiento), colores de interferencia de segundo orden. La lawsonita ocurre como cristales idiomórficos, es incolora, exhibe generalmente una de las dos direcciones de exfoliación, muestra en algunos casos maclado característico, y presenta birrefringencia moderada con colores de interferencia hasta de segundo orden. Epidota y clinozoisita ocurren también en este tipo de rocas, destacándose por su alto relieve, exfoliación, y zonación de los colores de interferencia. La titanita ocurre como cristales aislados diseminados en la roca, y puede identificarse gracias a su carácter idiomórfico (cristales en forma de punta de flecha), relieve muy alto y color pardo a pardo-rojizo.

Eclogitas retrogradadas

Estas rocas (muestra DUC-26) están constituidas por granate + hornblenda + onfachita + zoisita + rutilo + cuarzo, con minerales opacos y carbonatos como minerales accesorios. La historia reaccional de esta roca muestra que la paragénesis original granate-onfachita (facies de la eclogita) ha sido reemplazada por una paragénesis granate-hornblenda-zoisita (facies anfibolita con epidota) y, al parecer, esta última está muy próxima al campo de la facies de los esquistos azules, lo cual está soportado en la zonación óptica que muestra el anfibol hacia sus bordes, en donde varía su color de un verde a un verde azuloso.

El granate ocurre como porfidooblastos de carácter idiomórfico, los cuales presentan inclusiones de cuarzo, zoisita, rutilo, hornblenda, y minerales opacos, los dos primeros definiendo en algunos casos un patrón de inclusiones (Sint) perpendicular a la Sexta de la roca, la cual está compuesta principalmente de hornblenda y onfachita. Inclusiones de rutilo y hornblenda se observan principalmente en los bordes del granate. La onfachita es un mineral que fácilmente se puede determinar, como quiera que es un mineral relicto de la facies de la eclogita, el cual está desarrollando texturas simplectíticas, compuestas de cuarzo y hornblenda + zoisita. Esta textura se desarrolla en el contacto entre cristales de onfachita y hornblenda, desarrollando bordes de reacción alrededor del primero (Fig. 3k, 4f). Este mineral se observa comúnmente fracturado y exhibe una exfoliación menos regular que la hornblenda, aunque en algunos cristales es posible observar su doble exfoliación a ángulos aproximadamente de 90°, característico de los piroxenos. Este mineral ocurre también como inclusiones en hornblenda y presenta inclusiones de rutilo.

El anfibol (hornblenda) está asociado a zoisita en la matriz de la roca, aunque también algunas veces ocurre como inclusiones en los bordes de granate (Fig. 3l), comúnmente presenta inclusiones de zoisita y rutilo. Este mineral se caracteriza por exhibir un color verde (hornblenda) a verde azuloso (anfibol barroisítico ?), así como una buena exfoliación en una o dos (124° o 56°) direcciones de acuerdo a su orientación en la roca. La hornblenda

desarrolla bordes de reacción alrededor de la onfacita, y presenta inclusiones de zoisita, rutilo y onfacita. La zoisita es un mineral que está desarrollando la foliación predominante de la roca junto con la hornblenda y la onfacita simplectítica. Este mineral exhibe un color de interferencia anómalo (azul índigo), zonación óptica, y está incluido en granate y hornblenda. El rutilo (Fig. 3k) es una fase mineral importante que ocurre como inclusiones no sólo en la matriz en onfacita, hornblenda y zoisita, sino también en porfidoblastos de granate, en estos últimos, especialmente hacia sus bordes. Este mineral exhibe un relieve muy alto, exfoliación, y fuerte birrefringencia, y comúnmente muestra bordes de reacción debido a reemplazamiento de titanita. Los carbonatos son una fase accesoria, que aparece localmente siguiendo la foliación predominante de la roca como pequeños lentes. Los minerales opacos son una fase accesoria dentro de la roca, y ocurren tanto en la matriz, generalmente en los minerales que la componen, como en porfidoblastos de granate.

Esquistos actinolíticos

Los esquistos actinolíticos (muestra UN7753A/MZ-85) exhiben una estructura esquistosa, definida por el alineamiento de clorita y actinolita, y de microplegamiento (Fig. 3b). El bandeadamiento composicional de está marcado por una intercalación de bandas ricas en actinolita y clorita con bandas cuarzofeldespáticas (textura particular heteroblástica). La paragénesis característica en este tipo de rocas es clorita + plagioclasa sódica + actinolita + epidota + cuarzo + titanita.

La actinolita (Fig. 3b) exhibe un carácter subidioblástico (cristales alargados), algunas veces desarrollando agregados fibrolíticos, pleocroismo de verde amarillento a verde, exfoliación en dos direcciones a ángulos de 120°, colores de interferencia hasta la parte alta de segundo orden. El cuarzo y la plagioclasa desarrollan bandas de carácter granoblástico. La plagioclasa no exhibe maclado polisintético. La epidota muestra un carácter xenoblástico a subidioblástico, de aspecto tabular, color amarillo, exfoliación en una dirección, colores de interferencia amarillo de segundo orden. La clorita ocurre como escamas y fibras, presenta una dirección de clivaje siguiendo la dirección de las fibras, color verde pálido, y colores de interferencia anómalos. La titanita se encuentra diseminada en la roca, exhibe un carácter idioblástico (cristales en forma de punta de flecha), relieve muy alto y color pardo a pardo-rojizo. La magnetita ocurre como porfidoblastos.

Anfibolitas granatíferas con epidota

Estas rocas (muestras HA-C-7, UN7707A/MZ-3, UN7708A/MZ-4, UN7709A/MZ-5) presentan una foliación definida por el alineamiento de hornblenda y minerales del grupo de la epidota, así como una textura nematoblástica y porfidoblástica (Fig. 3c) y localmente poiquiloblástica (Fig. 3e). Estas rocas se caracterizan por la paragénesis plagioclasa + hornblenda \pm epidota \pm clinozoisita \pm zoisita

\pm rutilo + titanita + cuarzo, comúnmente acompañada por una pequeña cantidad de epidota, calcita y granate. En algunos casos, la foliación está desordenada, lo cual podría reflejar la ocurrencia de un evento térmico sobreimpuesto al metamorfismo regional.

El granate exhibe un carácter esqueletal y poiquiloblástico debido a las numerosas inclusiones de cuarzo, las cuales sin embargo no definen un patrón de esquistosidad interna, aunque la clinozoisita puede ocurrir también como inclusiones en el borde del mineral, así como en cristales de cuarzo incluidos en granate. El granate presenta un carácter pre-tectónico con respecto a la foliación principal, la cual lo envuelve, con desarrollo local de sombras de presión compuestas por cuarzo. En algunos casos es posible observar embajamiento en el granate definido por inclusiones de cuarzo y hornblenda o granate relicto en agregados de plagioclasa + hornblenda + clinozoisita + epidota + clorita + titanita granular. Este mineral también muestra un carácter subidioblástico a idioblástico, pseudohexagonal, y sin inclusiones (Fig. 3c). El cuarzo y la plagioclasa desarrollan localmente una textura granoblástica, exhiben un carácter xenoblástico, aunque la plagioclasa también subidioblástico. El cuarzo aparece localmente en la matriz o como inclusiones en granate y muestra extinción ondulante. No obstante, este mineral también es observado desarrollando venas junto con epidota. La plagioclasa puede ocurrir como mineral que define la foliación principal, como porfidoblastos, algunas veces de carácter poiquiloblástico (Fig. 3e) debido a inclusiones de clinozoisita, hornblenda, rutilo y titanita, o desarrollando venas. Este mineral se observa débilmente maclado (macla de albite localmente y de Carlsbad), alterada parcialmente a sericita o saussurita, aunque exhibe maclado polisintético tipo Albite característico especialmente donde desarrolla venas.

El anfíbolo (hornblenda) ocurre ya sea definiendo la foliación principal de la roca o como porfidoblastos de carácter pre-tectónico con respecto a la foliación, en los cuales es posible algunas veces identificar un patrón de esquistosidad interna, definido por inclusiones de titanita, discordante con la esquistosidad externa. No obstante, es más común la ocurrencia de inclusiones de zoisita y titanita dispuestas al azar. Este mineral se caracteriza por exhibir un carácter xenoblástico a subidioblástico, color verde (hornblenda) a verde azuloso (anfíbolo barroisítico?), pleocroismo X: verde azuloso, Y: verde claro, Z: verde oscuro, exfoliación en dos direcciones a ángulos de 120°, colores de interferencia de segundo orden. En algunos casos la hornblenda es reemplazada por diminutos cristales de actinolita a lo largo de venas compuestas principalmente de plagioclasa cárquica (Fig. 4c). Un fenómeno común es la ocurrencia de exsolución de plagioclasa en hornblenda. La hornblenda localmente reemplaza a la zoisita.

La epidota se caracteriza por presentar una forma subidioblástica, color amarillo, exfoliación en una dirección y birrefringencia fuerte (Fig. 3g), mientras que la clinozoisita

exhibe un carácter subidioblástico, exfoliación en una dirección, zonación de los colores de absorción de amarillo limón a azul. Estos dos minerales pueden presentarse en cantidades apreciables, localmente en la matriz de la roca, aunque la segunda predomina con respecto a la primera. La epidota ocurre también ya sea como reemplazamiento de granate o desarrollando venas junto con el cuarzo, mientras que la clinzoisita puede ocurrir también como inclusiones en granate y plagioclasa. La zoisita (Fig. 3d) se observa en cristales prismáticos, de relieve alto, color de interferencia anómalo (azul índigo), zonación óptica, y extinción recta en todas las secciones. Este mineral presenta inclusiones de titanita y reemplaza gradualmente a la hornblenda.

El rutilo y la titanita son minerales accesorios importantes y se encuentran diseminados en la roca; la titanita exhibiendo comúnmente relictos de rutilo (Fig. 4d). El rutilo se caracteriza por su aspecto granular, alto relieve, color pardo dorado, y fuerte absorción. La titanita muestra un carácter idiooblástico (cristales en forma de punta de flecha), aunque también en algunos casos desarrolla agregados granulares como producto del reemplazamiento de granate, relieve muy alto y color pardo a pardo-rojizo. La moscovita ocurre en trazas en algunas de estas rocas, y exhibe las siguientes características: carácter subidioblástico (bordes rectos y extremos astillosos), incolora, exfoliación perfecta, y colores de interferencia fuertes de segundo orden.

Anfibolitas granatíferas

Estas rocas (muestras 2801A, 2804A, HA-C-5, HA-C-14, HA-CT-3) se caracterizan por la paragénesis plagioclasa + hornblenda \pm rutilo \pm titanita, comúnmente acompañada por una pequeña cantidad de epidota, clinzoisita, cuarzo y granate, presentan una textura nematoblástica, definida por el alineamiento de cristales de hornblenda, y porfidoblástica. La foliación principal de estas rocas es comúnmente cortada por algunas venas de calcita. En algunos casos, estas rocas se observan altamente fracturadas y deformadas lo que refleja la ocurrencia de fenómenos dinámicos, cuyas evidencias son: extinción ondulatoria en plagioclasa, ocurrencia de microfallas y minerales fracturados como granate, hornblenda y plagioclasa, así como reorientación de minerales a lo largo de microfallas.

El granate generalmente exhibe un carácter relítico (Fig. 3h), definido generalmente por la ocurrencia de remanentes de este mineral en agregados de plagioclasa + hornblenda + clinzoisita + epidota + clorita + titanita granular + calcita, los dos primeros penetrando al granate desarrollando embalamientos (Fig. 4e). Este mineral exhibe fenómenos de disolución tectónica y es común el relleno de clorita + calcita a lo largo de fracturas.

La plagioclasa exhibe un carácter xenoblástico a subidioblástico y poiquiloblástico, débil maclado tipos albita y localmente Carlsbad y periclina, y alteración parcial a

sericitia o saussurita. Este mineral desarrolla agregados granoblásticos con pequeñas cantidades de cuarzo. Localmente, se observa fracturada, con rellenos de calcita. Es común el desarrollo de texturas poiquiloblásticas debido a la presencia de inclusiones de epidota, clinzoisita, hornblenda y titanita en plagioclasa.

La hornblenda define la foliación principal de la roca. Este mineral se caracteriza por exhibir un carácter xenoblástico a subidioblástico, pleocroismo X: verde claro, Y: verde oscuro, Z: verde oliva, exfoliación en dos direcciones a ángulos de 120°, colores de interferencia de segundo orden. Es común observar el desarrollo de actinolita (variedad fibrolítica) después de hornblenda, donde este mineral ha sido cortado por venas de plagioclasa y/o calcita (Fig. 3j). La hornblenda localmente es reemplazada por calcita + clorita, los cuales son también observados desarrollando venas a lo largo de fracturas irregulares. Un fenómeno común es la ocurrencia de exsolución de plagioclasa en hornblenda (Fig. 4a). La hornblenda localmente reemplaza a la zoisita (Fig. 4b).

El cuarzo es un mineral que ocurre en este tipo de rocas en pequeñas cantidades, desarrollando junto con la plagioclasa agregados granoblásticos, los cuales algunas veces bordean granate relítico. Este mineral exhibe un carácter xenoblástico a subidioblástico y extinción predominantemente ondulatoria. La epidota y la clinzoisita son minerales accesorios, los cuales pueden ocurrir ya sea como productos de reemplazamiento de granate o como inclusiones en plagioclasa. El rutilo y la titanita son minerales accesorios importantes, aunque el primero de ellos ocurre sólo como relictos en titanita. La titanita muestra un carácter idiooblástico (cristales en forma de punta de flecha), aunque también en algunos casos desarrolla agregados granulares como producto del reemplazamiento de granate, relieve muy alto y color pardo a pardo-rojizo. La calcita ocurre ya sea como venas llenando fracturas, desarrollando lentes concordantes a la foliación metamórfica o reemplazando parcialmente a la hornblenda, aunque también desarrolla bordes de reacción alrededor de este mineral.

QUÍMICA MINERAL E HISTORIA REACCIONAL

Las metamafitas analizadas varían de acuerdo al esquema de facies de MIYASHIRO (1994) desde la facies lawsonita-albita-clorita, a través de la facies de los esquistos azules, hasta la facies de la eclogita, entre Barragán y Pijao, o desde la facies de los esquistos verdes a través de la facies de la anfibolita con epidota hasta la facies de la anfibolita, entre La Pintada y Supía. En el primer caso podríamos tener una secuencia continua desde la facies lawsonita-albita-clorita hasta la facies de la eclogita. Las reacciones químicas más importantes que pueden ocurrir en rocas metamórficas del Complejo Arquía se ilustran en Tabla 2, las cuales se discuten en el texto.

Se describen a continuación algunos de los principa-

TABLA 2. Reacciones químicas en rocas metamórficas.

(1) estilbita = lawsonita + cuarzo + H ₂ O	Liou (1971).
(2) estilbita = laumontita + cuarzo + H ₂ O	Liou (1971).
(3) laumontita = lawsonita + cuarzo + H ₂ O	Liou (1971).
(4) wairakita = lawsonita + cuarzo + H ₂ O	Liou (1971).
(5) laumontita = wairakita + H ₂ O	Liou (1971).
(6) wairakita = anortita + cuarzo + H ₂ O	Liou (1971).
(7) jadeita + cuarzo = albita	Miyashiro (1994).
(8) albita + clorita + cuarzo = glaucofana + paragonita + H ₂ O	Bucher & Frey (1994).
(9) prehnita + clorita + cuarzo = zoisita + actinolita + H ₂ O	Bucher & Frey (1994).
(10) pumpellyita + clorita + cuarzo = actinolita + zoisita + H ₂ O	Bucher & Frey (1994).
(11) actinolita + albita + clorita = lawsonita + glaucofana	Bucher & Frey (1994).
(12) actinolita + clorita + albita = glaucofana + clinzoisita + cuarzo + H ₂ O	Bucher & Frey (1994).
(13) glaucofana + paragonita = granate + onfacita	Bucher & Frey (1994).
(14) clorita (↓ Al) + carbonato + óxidos = actinolita ± zoisita + CO ₂ + H ₂ O	Spear (1993).
(15) zoisita + cuarzo = anortita + H ₂ O	Spear (1993).
(16) zoisita + clorita + cuarzo = actinolita + anortita + H ₂ O	Spear (1993).
(17) zoisita + clorita + cuarzo = tschermakita + anortita + H ₂ O	Spear (1993).
(18) clorita + epidota = anfibol rico en Al	Spear (1993).
(19) zoisita + cuarzo = anortita + H ₂ O	Spear (1993).
(20) plagioclasa + hornblenda = onfacita + granate	Bucher & Frey (1994).

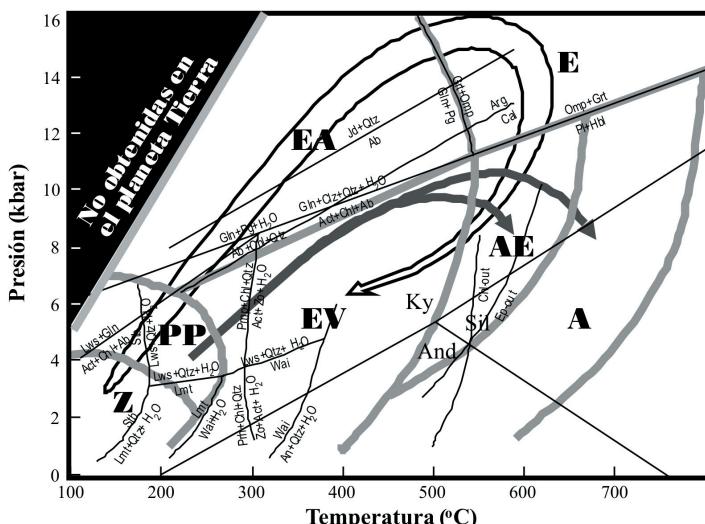


Fig. 5. Diagrama de P-T mostrando las ocho facies metamórficas principales según SPEAR (1993). Los límites (gris claro) entre facies adyacentes son actualmente zonas de considerable amplitud en presión y temperatura. Z, Zeolita; PP, Prehnita-Pumpellyita; EV, Esquistos Verdes; AE, Anfibolita con epidota; A, Anfibolita; G, Granulita; EA, Esquistos Azules; E, Eclogita. Evolución tectono-metamórfica del Complejo Arquía en el sector Barragán, mostrando una trayectoria de P-T en sentido horario (flecha blanca). Trayectorias (flechas gris oscuro) alternativas son dadas para las rocas del sector entre La Pintada y Supía. Condiciones de P-T del punto triple de Al₂SiO₅ según HOLDAWAY (1971). Reacciones "Chl-out" y "Ep-out" según SPEAR (1993). Límite de fases calcita-aragonito según JOHANNES & PUTHAN (1971).

les cambios mineralógicos y químicos que podrían haber ocurrido durante la evolución tectono-metamórfica de las rocas metamórficas del Complejo Arquía, los cuales se ilustran en la Figura 5.

MIYASHIRO (1994) ha definido tres categorías de metamorfismo con relación a las relaciones de estabilidad de los polimorfos de Al₂SiO₅: anfibol glaucofánico y jadeita + cuarzo: (1) metamorfismo de baja P/T (o series andalusita-silimanita), (2) metamorfismo de intermedia P/T (o series cianita-silimanita), y (3) metamorfismo de alta P/T (o metamorfismo glaucofánico).

Metamorfismo de alta presión-temperatura (o metamorfismo glaucofánico)

El metamorfismo de alta presión-temperatura, el cual está ampliamente asociado con zonas de subducción que típicamente ocurren a lo largo de márgenes de placas destructivas donde la corteza oceánica es reciclada en el manto por debajo de la litosfera continental, se caracteriza por la ocurrencia de anfibol glaucofánico y/o piroxeno jadeítico y se subdivide en dos tipos: (a) tipo transicional de alta presión, el cual se forma bajo condiciones de presión suficientemente altas para formar anfibol glaucofánico pero no para producir piroxeno jadeítico + cuarzo, y (b) tipo jadeita-glaucofana, el cual se forma bajo condiciones de presión suficientemente altas para producir anfibol glaucofánico

junto con piroxeno jadeítico + cuarzo. En el sector entre Barragán y Pijao, el Complejo Arquía está representado por una secuencia de rocas metamórficas asociadas con un cinturón metamórfico de alta presión (e.g., Esquistos de Barragán (MC COURT & FEININGER 1984); Esquistos Azules de Pijao (NUÑEZ & MURILLO 1982), en el cual se han identificado las facies metamórficas descritas a continuación.

Facies lawsonita-albita-clorita

La paragénesis típica en esta facies metamórfica es Qtz + Ab + Lws + Ms + Chl + Ttn, la cual ha sido observada en esquistos lawsoníticos del Complejo Arquía. Según MIYASHIRO (1994), la lawsonita es una fase mineral estable a presiones de hasta 3 kb en presencia de H_2O y a 200-350°C, y su límite de estabilidad de mayor temperatura está cerca al límite entre la facies de los esquistos azules y la facies de la eclogita. La lawsonita podría haberse formado a expensas de la estilbita con el aumento de temperatura a partir de la reacción (1), aunque a menores presiones la estilbita puede descomponerse a partir de la reacción (2). La lawsonita también podría formarse a partir de laumontita y wairakita con el aumento de presión, respectivamente, a partir de las reacciones (3) y (4), las cuales establecen el límite superior de la facies de la zeolita (2-4 kb y 200-375°C). Reacciones adicionales que podrían ocurrir a baja presión con el aumento de la temperatura son (5) y (6).

En esta facies metamórfica, la albita ocurre en lugar de piroxeno jadeítico + cuarzo, mientras que albita + clorita ocurren en lugar de la glaucofana. Por lo tanto, la parte derecha de la reacción (7) y la parte izquierda de la reacción (8) son estables como consecuencia de una presión relativamente baja.

Esta facies representa sólo un pequeño rango de condiciones de P-T y ha sido reportada en muy pocas regiones en el mundo (e.g., área de Wakatipu Superior en Nueva Zelanda y Complejo Franciscano en el área del Paso de Pacheco).

Facies de los esquistos azules

Según BUCHER & FREY (1994), el límite entre la facies de los subesquistos verdes y la facies de los esquistos azules está definido por la reacción (11). Por otra parte, en la transición de la facies de los esquistos verdes a la facies de los esquistos azules, el anfíbolo cárlico se hace estable debido a reacciones de descarbonización y la zoisita (o epidota) se hace estable con la adición de lawsonita (SPEAR 1993). Este último da lugar a anortita (a baja presión) o a zoisita + cianita + cuarzo (a alta presión). La pumpellyita también desaparecería.

La facies de los esquistos azules está separada de la facies de los esquistos verdes por las reacciones (8) y (12). El efecto combinado de estas dos reacciones es

que la paragénesis albita + clorita + actinolita, el cual es diagnóstico en rocas metamórficas de bajo grado, desaparezca, siendo reemplazada por la paragénesis de esquistos azules glaucofana + epidota + paragonita, lo cual está acompañado de la destrucción total de la albita.

La primera aparición de anfíbolo glaucofánico representa el límite de baja temperatura y baja presión de esta facies metamórfica (MIYASHIRO 1994). Este mineral, el cual es estable sólo a alta presión, ha sido reportado por algunos autores entre Barragán y Pijao (e.g., MC COURT & FEININGER 1984, NUÑEZ & MURILLO 1982).

Facies de la eclogita

La paragénesis glaucofana + paragonita es reemplazada gradualmente a presiones mayores de 14-16 kb por la paragénesis onfacita + granate como resultado de la reacción (13), la cual define el límite entre la facies de los esquistos azules y la facies de la eclogita. A pesar de que los esquistos azules de alta presión típicamente contienen granate, es la aparición de onfacita (piroxeno jadeítico) la que marca la transición a la facies de la eclogita.

Las rocas eclogíticas del Complejo Arquía corresponden al tipo de alta presión y baja temperatura, las cuales se han formado a partir de esquistos azules y están relacionadas a un ambiente tectónico de subducción. Las paragénesis típicas de este tipo de rocas eclogíticas involucran los siguientes minerales: granate + onfacita ± zoisita ± cloritoide ± fengita ± paragonita ± glaucofana ± cuarzo ± cianita ± talco ± rutilo ± dolomita.

Según BUCHER & FREY (1994), es posible explicar la evolución de las eclogitas a través de las siguientes etapas: (1) magmática; (2) de transición a metamorfismo de alta presión; (3) ciclo de alta presión; (4) transición a la facies de los esquistos verdes (etapa de simplectitas); (5) ciclo de la facies de los esquistos verdes.

Las simplectitas están caracterizadas por la ocurrencia de productos de reacción de hidratación local, de grano fino, tales como margarita, preiswerkita y anfíbolo sódico-cálcico (barroisita), aunque también espinela, corindón y diásporo (BUCHER & FREY 1994). En el sector de Barragán, GONZÁLEZ (1997) reporta el desarrollo de simplectitas de anfíbolo-albita alrededor de onfacita, así como el reemplazamiento de granate por agregados de anfíbolo. La etapa simplectítica (Fig. 4f) definida en las rocas eclogíticas retrogradadas del Complejo Arquía que afloran entre Barragán y Pijao se considera aquí que estaría asociada con el transporte tectónico de este complejo a niveles menos profundos de la corteza terrestre. En nuestro caso, es posible la ocurrencia de anfíbolo barroisítico, el cual es típico de eclogitas retrogradadas, así como la aparición de plagioclasa (oligoclásica) en este tipo de rocas.

Las rocas eclogíticas que ocurren en el cinturón metamórfico de alta presión del Complejo Arquía pudieron

haberse generado a partir de anfibolitas y se caracterizan por presentar la paragénesis $\text{Grt} + \text{Omp} \pm \text{Zo} (\text{Clz}) \pm$ anfibol sódico-cálcico $\pm \text{Qtz} \pm \text{Rut}$. Durante la etapa eclogítica, otro de los rasgos importantes que aún se preserva en este tipo de rocas es la paragénesis Grt (rico en piroxo o grosularia) $+ \text{Omp}$, así como la ausencia de plagioclasa. Otros minerales que también ocurren son cuarzo y rutilo.

Metamorfismo de media presión-temperatura (o series cianita-silimanita)

La secuencia metamórfica del Grupo Arquía, la cual aflora entre La Pintada y Supía, ha sufrido metamorfismo de intermedia presión (Barroviano), con base en la abundante presencia de cloritoide en rocas metapelíticas y la ocurrencia de granate almandino en anfibolitas granatíferas (RESTREPO & TOUSSAINT 1975). Según BUCHER & FREY (1994), el cloritoide es un mineral que puede formarse en rocas metapelíticas a expensas de clorita + pirofilita aproximadamente a 220°C. No obstante, este mineral podría también aparecer a mayores temperaturas. Por otra parte, estos autores consideran que la formación de granate almandino en este tipo de rocas se llevó a cabo aproximadamente a partir de la descomposición de clorita + cloritoide. Aproximadamente a 550°C, el cloritoide alcanza su límite superior de estabilidad térmica en rocas saturadas en cuarzo y se descompone a granate almandino + estaurolita. Por lo tanto, el campo de estabilidad del cloritoide, el cual es el mineral más característico en la facies de los esquistos verdes, se extiende hasta la facies de la anfibolita baja.

Facies de los esquistos verdes

Según BUCHER & FREY (1994), el límite entre la facies de los subesquistos verdes y la facies de los esquistos verdes está definido por las reacciones (9) y (10).

En las rocas de bajo grado de metamorfismo es común la ocurrencia de actinolita (anfibol bajo en aluminio), el cual representa el primer anfibol en aparecer en el sistema químico durante el calentamiento progresivo, quizás a partir de la reacción (14), la cual es una reacción continua con respecto a la sustitución de Fe-Mg y posiblemente ocurre a temperatura más baja en composiciones ricas en Fe que en aquellas ricas en Mg, produciendo la paragénesis $\text{Chl} + \text{Ab} + \text{Ep} + \text{Clz} + \text{Act} + \text{Qtz} + \text{Ttn}$.

Transición facies de los esquistos verdes – facies de la anfibolita

Según SPEAR (1993), diferentes estudios experimentales han sido realizados acerca de algunas reacciones químicas importantes en esta transición. En la figura 5 se observa como aproximadamente a 3.3 kb se interceptan las reacciones “Chl-out” y “Ep-out”, las cuales establecen el campo de estabilidad de la facies de la anfibolita con epidota. A presiones superiores a esta intersección, la epidota persiste arriba de la reacción que da lugar a

la desaparición de clorita, dando lugar a la paragénesis típica de la facies de la anfibolita con epidota ($\text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Ep} + \text{Qtz}$), la cual ha sido establecida en algunas de las muestras analizadas en el presente estudio. A presiones inferiores, la epidota desaparece antes de que la clorita sea removida de la paragénesis, dando lugar a la paragénesis anfibol cálcico ($\text{Act} \text{ o } \text{Hbl}$ o ambos) $+ \text{Pl} + \text{Chl} + \text{Qtz}$. Eventualmente la clorita desaparece, resultando en la paragénesis de la facies de la anfibolita ($\text{Hbl} + \text{Pl} \pm \text{Qtz}$).

Esta transición involucra algunos cambios, los cuales se describen a continuación.

La plagioclasa cambia en composición de albita a oligoclasa, desarrollándose un hueco de miscibilidad (peristerita), entre An_3 y An_{18} . Este cambio podría darse a partir de la reacción (16), la cual sin embargo debe involucrar otros minerales, tales como anfibol o clorita o ambos, como se ilustra en las reacciones (16) y (17).

Otros de los cambios importantes que se dan en esta transición corresponde con el cambio en la composición del anfibol de actinolita a hornblenda, la clorita se hace más rica en Mg y eventualmente desaparece, y la epidota disminuye en cantidad y eventualmente desaparece (ver reacciones arriba, así como tremolita + clorita + zoisita (o epidota) + cuarzo = tschermakita + H_2O).

En la transición de la facies de los esquistos verdes a la facies anfibolita uno de los cambios químicos más importantes, la descomposición de clorita y epidota para producir anfibol rico en aluminio, está dado por la reacción (18), la cual, según SPEAR (1993), puede explicarse por el hecho de que con el aumento de temperatura, esta reacción procede de izquierda a derecha, resultando en la expansión del campo de estabilidad de la hornblenda a composiciones más ricas en aluminio. Evidencias texturales obtenidas en el presente estudio, las cuales muestran como la zoisita es bordeada por anfibol (Fig. 4b), reflejan la ocurrencia de esta reacción.

Otra reacción importante que también podría ocurrir en esta transición está dada por (19), a partir de la cual la anortita producida se mezcla con la albita preexistente para formar plagioclasa más cálcica.

Por otra parte, el granate podría aparecer en metabasitas del Complejo Arquía suficientemente ricas en hierro a medida que el campo de estabilidad de la paragénesis $\text{Grt} + \text{Hbl}$ aumenta y la clorita se retrae a composiciones más ricas en Mg.

Facies de la anfibolita

Esta facies metamórfica está caracterizada por la ocurrencia de anfibolitas con presencia de cuarzo, en la cual la paragénesis típica es $\text{Pl} (\text{An}_{30} \text{ o más cálcica}) + \text{Hbl} + \text{Qtz}$, comúnmente acompañada por una pequeña cantidad de epidota, biotita, granate y/o piroxeno sódico.

Al aumentar la temperatura, la epidota disminuye y desaparece. La formación de granate es promovida por una relación más alta de FeO/MgO de la roca junto con una presión relativamente alta. En la transición de la facies de la anfibolita a la facies de la eclogita podría darse la reacción (20), la cual marcaría la aparición de la paragénesis $\text{Omp} + \text{Grt}$.

TRAYECTORIA DE P-T

Las rocas metamórficas del Complejo Arquía que afloran entre Barragán y Pijao evidencian un caso excepcional de metamorfismo de alta-P en el que se refleja un metamorfismo prógrado desde la facies lawsonita-albita-clorita a través de la facies de los esquistos verdes y de la facies de los esquistos azules hasta la facies de la eclogita, con una presión lo suficientemente alta para formar tanto lawsonita como anfíbol glauconáfico o piroxeno jadeítico (onfacita) + cuarzo, o ambos, mientras que la zeolita no se presenta.

Algunos autores (e.g., CHINNER & FREY 1973) han determinado la evolución de rocas eclogíticas a partir del gabro de Allalin (Alpes suizos) que pertenece a un típico complejo ofiolítico, similar a la asociación que podría existir entre la secuencia metabásica del sector Barragán-Pijao y el Complejo Ofiolítico del Cauca. Las ofiolitas han sido reconocidas en la mayoría de cinturones orogénicos del mundo y son generalmente interpretadas como fragmentos de corteza oceánica y manto superior que han sido incorporados en los márgenes continentales en bordes de placas destructivas (COLEMAN 1971). No obstante, el mecanismo de emplazamiento de las ofiolitas a lo largo de márgenes continentales es actualmente debatido y, según BEN-AVRAHAM & NUR (1982), la mayoría de explicaciones se han enfocado a "slabs" ofiolíticos que han sido emplazados sobre la corteza continental.

GONZÁLEZ (1997) realiza un estudio en cuerpos de metabasitas (anfibolitas, metagabros y localmente eclogitas), así como en rocas máficas y ultramáficas serpentinizadas, que afloran en el área de Barragán. No obstante, es difícil establecer una variación gradual en las condiciones de P-T debido a la presencia de fallas y posiblemente a diferentes protolitos que dieron lugar a cada tipo de roca. Por lo tanto, a diferencia de lo que ocurre en otras regiones en el mundo, las relaciones originales entre las rocas metamórficas del Complejo Arquía y las rocas del Complejo Ofiolítico del Cauca han sido perturbadas debido al intenso tectonismo al que ha sido sometida esta región. Según RESTREPO & TOUSSAINT (1975), la datación del gabro de Pueblito permite asignar una edad Cretácea temprana al Complejo Ofiolítico del Cauca que aflora sobre el flanco occidental de la Cordillera Central, el cual representa una corteza oceánica emplazada tectónicamente por obducción sobre la Cordillera Central. Poco después del origen de estos complejos ofiolíticos siguió un importante evento tectono-metamórfico Neocomiano (Cretácico temprano) que los afectó fuertemente, generando un cinturón

metamórfico de media o alta presión que aflora actualmente en el borde oriental del Valle del río Cauca, el cual está asociado a rocas ultrabásicas y ha sido denominado Complejo Arquía.

La observación petrográfica de las muestras analizadas permitió descifrar algunas etapas de recristalización metamórfica, las cuales se describen brevemente a continuación. La etapa magmática estaría representada por las paragénesis minerales presentes en los gabros del Complejo Ofiolítico del Cauca. En el área de Barragán, GONZÁLEZ (1997) establece una etapa magmática caracterizada por una textura "cúmulos" constituida por olivino y plagioclasa para formar un gabro troctolítico. Este autor igualmente establece una etapa posterior representada por un metagabro granatífero, el cual presenta zonas metamórficas e ígneas, con una completa transformación del olivino a agregados de anfíbol + clorita, preservándose aún otros minerales magmáticos (plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol pardo e ilmenita). Por otra parte, la etapa de alta presión estaría caracterizada por la formación de glaucofana + paragonita + fengita en esquistos glaucofánicos que afloran entre Barragán y Pijao, y por la paragénesis granate + clinopiroxeno onfáctico en rocas eclogíticas. A continuación presentamos algunas consideraciones con respecto a la evolución de las rocas eclogíticas en esta región.

Es probable que algunas rocas máficas que experimentaron metamorfismo en facies de la eclogita no llegaron a convertirse en eclogitas, debido a que la composición química de algunos gabros del protolito original no era favorable para la formación de granate.

La etapa eclogítica sin duda involucró, entre otros aspectos, cambio en el estilo de deformación, transporte tectónico del protolito a niveles más profundos, así como acortamiento con engrosamiento cortical. Durante la primera fase se desarrolló la esquistosidad y los minerales que constituyen la roca en esta fase serían aquellos que forman el plano de esquistosidad (zoisita, hornblenda, clinopiroxeno onfáctico, cuarzo, rutilo y minerales opacos), mientras que durante la segunda fase se llevó a cabo la nucleación y el crecimiento de porfido blastos de granate, los cuales incluyen algunos de los minerales antes mencionados.

No obstante, el granate algunas veces creció poiquioblasticamente incluyendo minerales de la facies de la anfibolita con epidota, lo cual indica que algunas eclogitas pudieron haberse originado no sólo a partir de esquistos azules sino también a partir de anfibolitas con epidota.

La etapa de transición de la facies de la eclogita a la facies de los esquistos verdes (etapa de simplectitas (Fig. 4f)), en la cual los minerales eclogíticos exhiben texturas de reemplazamiento características, ha sido documentada en las rocas eclogíticas del Complejo Arquía. Esta etapa refleja un evento de descompresión debido al trans-

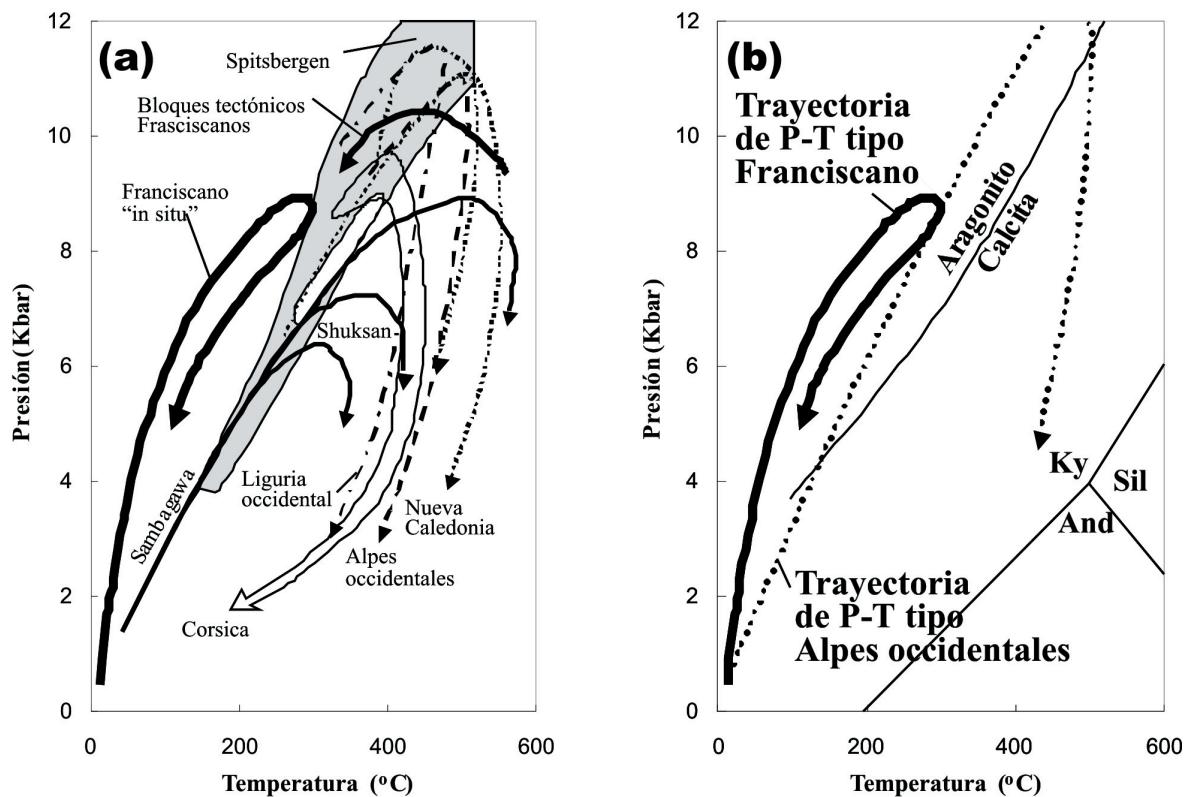


Fig. 6. (a) Trayectorias de P-T de complejos de subducción. Las trayectorias de P-T de tipo Alpes occidentales se caracterizan por un periodo de descompresión casi isotérmica después de alcanzar el pico bárico, mientras que las trayectorias de P-T de tipo Frasciscano se caracterizan por una trayectoria retrógrada, la cual es muy similar a la trayectoria prógrada, según ERNST (1988). (b) Diagrama de P-T mostrando el punto triple de Al_2SiO_5 (HOLDAWAY 1971) y el límite de fases calcita-aragonito (JOHANNES & PUHAN 1971). La trayectoria de P-T de tipo Alpes occidentales atraviesa el campo de estabilidad de la calcita a una temperatura suficientemente alta de manera que el aragonito se hace inestable. La trayectoria de P-T de tipo Franciscano atraviesa el campo de estabilidad de la calcita a una temperatura suficientemente baja para preservar el aragonito metamórfico. (modificado de SPEAR 1993).

porte tectónico a niveles menos profundos de la corteza y se caracteriza por el reemplazamiento de minerales críticos de alta presión por fases hidratadas, de grano fino, en donde se observa el clinopiroxeno onfácítico bordeado por una simpletecta compuesta al parecer de albita + hornblendita + augita sódica. Aquí, al igual que sucede en muchas rocas eclogíticas en otros contextos geológicos, es típico el anfíbolo barroisítico, el cual enlaza la glaucofana de la facies de los esquistos azules con la actinolita de la facies de los esquistos verdes. La hornblendita, excepto aquella que ocurre en la simpletecta, es frecuentemente zonada, con un borde verde azuloso más profundo que el núcleo. La plagioclasa (oligoclasa) vuelve a aparecer en estas rocas. La descomposición de clinopiroxeno onfácítico y granate en minerales de la facies de la anfibolita con epidota resulta de la hidratación y disminución en las condiciones de presión y temperatura.

Otra de las texturas que reflejan esta etapa es el reemplazamiento de rutilo por titanita (Fig. 4d).

Ciclo de la facies de los esquistos verdes. Esta etapa está asociada a zonas de cizallamiento y deformación dúctil, en contraste con la deformación frágil que caracteriza a la etapa eclogítica. La facies de los esquistos verdes estaría representada por el desarrollo de la paragénesis albita + zoisita (epidota) + actinolita + clorita, el cual, según BUCHER & FREY (1994), es característico para condiciones alrededor de 5kb y 400-450°C.

Seguramente, las rocas del Complejo Arquía que afloran entre Barragán y Pijao experimentaron una trayectoria de presión-temperatura en sentido horario, la cual podría tener pendientes dP/dT del orden de 35-40°C/kb (~10°C/km), según SPEAR (1993). La trayectoria de P-T

prógrada involucra la producción de lawsonita, glaucofana, aragonito, epidota, piroxeno jadeítico (onfaca) y a presiones más altas granate. De acuerdo con ERNST (1988), esta trayectoria sería de tipo Alpes occidentales, la cual ha sido reportada en regiones tales como Alpes, Turkía, Cyclades (Grecia), montañas Klamath (California), cinturón de Sambagawa (Japón), Nueva Caledonia y varias regiones de Asia (Fig. 6a). Por lo tanto, la trayectoria de P-T deducida a partir de la petrogénesis de las rocas metamórficas del sector Barragán-Pijao refleja una zona de subducción de alta presión y baja temperatura, la cual ha sido seguida por descompresión, con calentamiento sustancial. El metamorfismo retrógrado que ha ocurrido en estas rocas no sólo es soportado por el desarrollo de texturas simplectíticas sino también por otras evidencias texturales que han sido documentadas en las rocas metamórficas del Complejo Arquía, las cuales se ilustran en la Fig. 4 (e.g., exsolución de plagioclasa en anfíbolo, reemplazamiento de hornblenda por actinolita, relictos de rutilo en titanita). La facies de los esquistos verdes o la facies de la anfibolita se superponen a la facies de los esquistos azules o la facies de la eclogita.

En la mayoría de terrenos metamórficos en donde ocurren esquistos azules sólo ocurre la calcita (Fig. 6b), el polimorfo de CaCO_3 de baja presión. La reacción $\text{Arg} = \text{Cal}$ es cruzada a una temperatura relativamente alta ($\sim 500^\circ\text{C}$), a la cual la cinética de la transición $\text{Cal} = \text{Arg}$ es tan rápida que no se presenta aragonito metamórfico (CARLSON & ROSEFIELD 1981).

Según SPEAR (1993), una trayectoria de P-T tipo Alpes occidentales como la que se propone aquí para las rocas metamórficas del Complejo Arquía, sector Barragán-Pijao, se caracteriza por una descompresión casi isotérmica, la cual sólo puede ser causada por una muy rápida exhumación y generalmente se piensa que puede ocurrir por desmantelamiento tectónico, tal como ocurre en terrenos extensionales, o por muy rápida erosión.

Las rocas eclogíticas que ocurren entre Barragán y Pijao reflejan un evento de alta-P en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. Evidencias texturales indudablemente revelan que este evento tuvo lugar antes del metamorfismo principal del Complejo Arquía. Las eclogitas fueron parcial o totalmente retrogradadas a anfibolitas granatíferas por este metamorfismo bajo condiciones de la facies de la anfibolita superior. Al parecer la formación de las eclogitas fue seguida por una fase de alta-T durante una descompresión. Nuestras observaciones justifican renovar la discusión acerca de la evolución tectono-metamórfica del Complejo Arquía.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestros agradecimientos a la doctora M. Weber de la Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, por haber facilitado las secciones delgadas analizadas en el presente estudio, así como a los doctores J. Restrepo y

H. González por sus valiosos comentarios y sugerencias. Igualmente agradecemos a los evaluadores anónimos, quienes contribuyeron a mejorar el trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALTHERR, R., SCHLIESTADT, M., OKRUSCH, M., SEIDEL, E., KREUZER, H., HARRE, W., WENDT, I., & WAGNER, G. (1979). Geochronology of high pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 70, pp. 245-255.
- AOYA, M., & WALLIS, S. (1999). Structural and microstructural constraints on the mechanism of eclogite formation in the Sambagawa belt, SW Japan. Journal of Structural Geology, Vol. 21, pp. 1561-1573.
- ARIAS, L., & CABALLERO, J. (1978). Petrología metamórfica del Grupo Arquía. Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, 94p.
- BAKIROV, A., TAGIRI, M., & SAKIEV, K. (1998). Rocks of ultrahigh-pressure metamorphic facies in the Tien Shan. In: Russian Geology and Geophysics. Vol 39, N° 12, pp. 1709-1721.
- BEN-AVRAHAM, Z., & NUR, A. (1982). The emplacement of ophiolites by collision. Journal of Geophysical Research, Vol. 87, pp. 3861-3867.
- BANNO, S., YOKOYAMA, K., IWATA, O., & TERASHIMA, S. (1976). Genesis of epidote amphibolite masses in the Sambagawa metamorphic belt of central Shikoku. Journal of Geological Society of Japan, Vol. 82, pp. 199-210.
- BOWTELL, S., CLIFF, R., & BARNICOAT, A. (1994). Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolithe. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 12(2), pp. 187-196.
- BOZKURT, E., & PARK, R. (1994). Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia. Journal of the Geological Society, London, Vol. 151, pp. 213-216.
- BROOK, M. (1984). New radiometric age data from SW Colombia. INGEOMINAS - Misión Británica, Report 10, Cali.
- BUCHER, K., & FREY, M. (1994). Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th edition Complete revision of Winkler's textbook. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 318p.
- CABALLERO, H., & ZAPATA, G. (1983). Plancha Pereira No. 224, Escala 1:100.000. INGEOMINAS, Bogotá.
- CARLSON, W., and Rosenfeld, J. (1981). Optical determination of topotactic aragonite-calcite growth kinetics: Metamorphic implications. Journal of Geology, Vol. 89, pp. 615-638.
- CARON, J., & PEQUIGNOT, G. (1986). The transition between blueschists and lawsonite-bearing eclogites based on observations from Corsican metabasalts. Lithos, Vol. 19, pp. 205-218.
- CHINNER, G., & DIXON, J. (1973). Some high-pressure paragenesess of the Allalin gabbro, Valais, Switzerland.

- Journal of Petrology, Vol. 14, pp. 185-202.
- CHOPIN, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: a first record and some consequences. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 86, pp. 107-118.
- COLEMAN, R. (1971). Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. Journal of Geophysical Research, Vol. 76, pp. 1212-1222.
- DALLMEYER, R., & TAKASU, A. (1991). Tectonometamorphic evolution of the Sebadani eclogitic metagabbro and the Sambagawa schists, central Shikoku, Japan: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 9, pp. 605-618.
- DROOP, G., LOMBARDO, B., & POGNANTE, U. (1990). Formation and distribution of eclogites facies rocks in the Alps. In: Carswell, D. A. (ed.) Eclogite Facies Rocks. New York: Blackie, pp. 225-259.
- ENAMI, M. (1983). Petrology of pelitic schists in the oligoclase-biotite zone of the Sambagawa metamorphic terrain, Japan: phase equilibria in the highest grade zone of a high-pressure intermediate type of metamorphic belt. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 1, pp. 141-210.
- ERNST, W. (1972). Occurrence and mineralogical evolution of blueschist belts with time. American Journal of Science, Vol. 272, pp. 657-668.
- ERNST, W. (1988). Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. Geology, Vol. 16, pp. 1081-1084.
- ESQUIVEL, J., FLOREZ, D., & NUÑEZ, A. (1981). Anfibolitas granatíferas, esquistos anfibólicos y rocas máficas – ultramáficas al Este de Buga – Palmira, Valle, Colombia. Resúmenes, III Congreso Colombiano de Geología, Medellín, pp. 40-41.
- FEININGER, T. (1980). Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. Journal of Petrology, Vol. 21, pp. 107-140.
- FEININGER, T. (1982). Glaucomphane schist in the Andes at Jambaló, Colombia. Canadian Mineralogist, Vol. 20, pp. 41-47.
- GONZÁLEZ, H. (1976). Geología del Cuadrángulo J-8. Inf. inédito. INGEOMINAS.
- GONZÁLEZ, H. (1980). Geología de las Planchas 167 (Sonsón) y 187 (Salamina). Boletín Geológico INGEOMINAS, Vol. 23, No. 1, 174p.
- GONZÁLEZ, H. (1997). Metagabros y eclogitas asociadas en el área de Barragán, departamento del Valle, Colombia. Geología Colombiana, No. 22, pp. 151-170.
- GONZÁLEZ, H., & NUÑEZ, A. (1991). Mapa Geológico Generalizado del Departamento del Quindío (escala 1:100.000). Geología y Recursos Minerales. Memoria explicativa. INGEOMINAS, pp. 1-42.
- GROSSE, E. (1926). El Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia, entre el río Arma y Sacaocal. Dietrich Reimer (Ernst Vohsen Editores), Berlín, 361p.
- GROTJOHANN, H., & MCCOURT, W. (1981). Resultados de los trabajos corrientes en la cartografía geológica regional del departamento del Valle (Cordillera Central). Resúmenes, III Congreso Colombiano de Geología, Medellín, pp. 3-4.
- HEINRICH, C. (1982). Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula nappe, central Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 81, pp. 30-38.
- HETZEL, R., PASSCHIER, C., RING, U., & DORA, O. (1995). Bivariant extension in orogenic belts-the Menderes massif (southwestern Turkey). Geology, Vol. 23, pp. 455-458.
- HIGASHINO, T. (1990). The higher-grade metamorphic zonation of the Sambagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. Journal of Metamorphic Geology, Vol. 8, pp. 413-423.
- HOLDAWAY, M. (1971). Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagrams. American Journal of Science, Vol. 271, pp. 97-131.
- KASSEM, T. (1972). Mapa Fotogeológico de los Departamentos de Caldas, Risaralda y Quindío, escala 1:250.000. INGEOMINAS.
- KERR, A., MARRINER, G., TARNEY, J., NIVIA, A., SAUNDERS, A., THIRLWALL, M., & SINTON, C. (1997). Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. Journal of Petrology, Vol. 38, pp. 677-702.
- KRETZ, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, Vol. 68, pp. 277-279.
- JOHANNES, W., & PUHAN, D. (1971). The calcite-aragonite transition, re-investigated. Contributions to Mineralogy and Petrology, Vol. 31, pp. 28-38.
- LIOU, J. (1971). P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Journal of Petrology, Vol. 12, pp. 379-411.
- LOZANO, H., PÉREZ, H., & MOSQUERA, D. (1984). Prospección geoquímica para oro, plata, antimonio y mercurio en los municipios de Salento – Quindío y Cajamarca – Tolima. Bol. Geol. INGEOMINAS, Vol. 27 (1), pp. 5-76.
- MAYA, M., & GONZÁLEZ, H. (1995). Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. Boletín Geológico INGEOMINAS. Vol. 35, No. 2-3, pp. 43-57.
- MÉNDEZ, R., & ZAPATA, A. (1985). Eclogitas, esquistos azules y rocas asociadas de Barragán, Valle del Cauca. Tesis de Pregrado, Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín, 141p.
- MCCOURT, W. (1984a). Mapa geológico preliminar de la Plancha 262 – Génova. Esc. 1:100.000, INGEOMINAS, Bogotá.

- MCCOURT, W. (1984b). The geology of the Central Cordillera, departments of Valle del Cauca, Quindío and NW Tolima (Sheets 243, 261, 262, 280 and 300). British Geological Survey Rep. Series 84, pp. 8-49.
- MCCOURT, W., & FEININGER, T. (1984). High pressure metamorphic rocks in the Central Cordillera of Colombia. British Geological Survey Reprint Series, Vol. 85, No. 1, pp. 28-35.
- MCCOURT, W., & VERDUGO, G. (1984). Mapa geológico preliminar de la Plancha 300 - Cali. Esc. 1:100.000, INGEOMINAS.
- MCCOURT, W., MOSQUERA, D., NIVIA, A., & NUÑEZ, A. (1984a). Mapa geológico preliminar de la Plancha 243 - Armenia. Esc. 1:100.000, INGEOMINAS.
- MCCOURT, W., ASPDEN, J., & BROOK, M. (1984b). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. Jour. Geol. Soc., Vol. 141, No. 5, pp. 831-845, London.
- MCCOURT, W., MILLWARD, D., & ESPINOZA, A. (1984c). Mapa geológico preliminar de la Plancha 280 - Palmira; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MIYAGI, Y. (2000). Chemistry of rock-forming minerals in epidote amphibolites and eclogites in the Tonaru epidote-amphibolite mass in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, central Shikoku, southwest Japan. Geoscience Reports of Shimane University, Vol. 19, pp. 135-150.
- MIYASHIRO, A. (1994). Metamorphic Petrology. 1st edition. UCL Press Limited, London, 404p.
- MOJICA, J., ARÉVALO, O., BLANCO, M., MÁLAGÓN, F., CAICEDO, H., & ESPINOSA, A. (2001). Geología del flanco occidental de la Cordillera Central entre Salento, Génova y Caicedonia. Quindío-Valle, Colombia. VIII Congreso Colombiano de Geología, Manizales.
- MOSQUERA, D. (1978). Geología del Cuadrángulo K-8 Manizales. Inf. interno, INGEOMINAS, pp. 1-78.
- MOSQUERA, D., & BUITRAGO, C. (1971). Depósitos Minerales del Departamento del Quindío. Inf. 1599, INGEOMINAS.
- MURCIA, A., & CEPEDA, H. (1991a). Mapa geológico de la Plancha 410 - La Unión; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MURCIA, A., & CEPEDA, H. (1991b). Mapa geológico de la Plancha 429 - Pasto; Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- MURCIA, A., & GONZÁLEZ, H. (1982). Una contribución al conocimiento de los esquistos de glaucofano en Colombia. INGEOMINAS Regional Popayán, 14 p.
- NELSON, H. (1957). Contribution to the Geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the Sector Between Ibagué and Cali. Leidsche. Geol. Meded. Vol. 22, pp. 1-75.
- NELSON, W. (1962). Contribución al conocimiento de la geología de la Cordillera Central de Colombia. Sección entre Ibagué y Armenia. Boletín Geológico Servicio Geológico Nacional, Vol. 10, No 1-3, pp. 161-202.
- NIVIA, A., MARRIVER, G. & KERR, A. (1996). El Complejo Quebradagrande una posible cuenca marginal intracratónica del Cretáceo inferior en la Cordillera Central de los Andes Colombianos. VII Congreso Colombiano de geología, 108-123. Santafé de Bogotá.
- NUÑEZ, A. (1989). Análisis de la nomenclatura estratigráfica del Complejo Arquía y unidades correlacionables (Cordillera Central y Valle del río Cauca, Colombia). Inf. interno, INGEOMINAS, pp. 1-13.
- NUÑEZ, A. & MURILLO, R. (1978). Esquistos de glaucofana en el Municipio de Pijao, Quindío. Resúmenes, II Congreso Colombiano de Geología, Bogotá.
- OBERHÄNSLI, R., CANDAN, O., DORA, Ö., & DÜRR, ST. H. (1997). Eclogites within the Menderes Massif, western Turkey. Lithos, Vol. 41, pp. 135-150.
- OH, C., & LIOU, J. (1990). Metamorphic evolution of two different eclogites in the Franciscan Complex, California, USA. Lithos, Vol. 25, pp. 41-53.
- OKRUSCH, M., SEIDEL, E., & DAVIS, E. (1978). The assemblage jadeite-quartz in the glaucophane rocks of Sifnos (Cyclades Archipelago, Greece). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, Vol. 132, pp. 284-308.
- ORREGO, A., & PARÍS, G. (1991). Mapa geológico del Cuadrángulo N-6 Popayán; Inf. Interno. Escala 1:100.000, INGEOMINAS.
- ORREGO, A., CEPEDA, H., & RODRÍGUEZ, G. (1980a). Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló, Cauca (Colombia). Nota Preliminar. Geología Norandina, No. 1, pp. 5-10.
- ORREGO, A., RESTREPO, J., TOUSSAINT, J., & LINARES, E. (1980b). Datación de un esquisto sericítico de Jambaló - Cauca. Pub. Esp. Geol. Univ. Nat. 25.
- ORREGO, A., PARÍS, G., IBAÑEZ, D., & VASQUEZ, E. (1993). Mapa geológico de la Plancha 387 - Bolívar; Inf. Interno. Escala 1:100.000. INGEOMINAS.
- PARDO, A., & MORENO, M. (2001). Estratigrafía del occidente Colombiano y su relación con la evolución de la Provincia Ignea Cretácea del Caribe Colombiano. VIII Congreso Colombiano de Geología, Manizales.
- RESTREPO, J., & TOUSSAINT, J. (1974). Algunas consideraciones sobre la evolución estructural de los Andes Colombianos. Pub. Esp., Geol., Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, No. 4, pp. 1-14.
- RESTREPO, J., & TOUSSAINT, J. (1975). Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia - Colombia. Pub. Esp., Geol., Departamento de Recursos Minerales, Facultad de Minas, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, No. 6, pp. 1-24.
- RESTREPO, J., & TOUSSAINT, J. (1982). Metamorfismos superpuestos en la Cordillera Central de Colombia-Actas V Congreso Latinoamericano de Geología, III, pp. 505-512.

- RESTREPO, J., TOUSSAINT, J., GONZÁLEZ, H., & LINARES, E. (1978). Datación de metasedimentos del Grupo Ayurá-Montebello. Pub. Esp., Geol., Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, No 10, 5p.
- SAKURAI, T., & TAKASU, A. (1999). Eastern Iratsu epidote amphibolite mass, and prograde eclogites from the Gazo area in the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan. Abstract for 106th Annual Meeting of the Geological Society of Japan, 220p.
- SCHLIESSTEDT, M. (1986). Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands) Greece. *Journal of Petrology*, Vol. 27, pp. 1437-1459.
- SPEAR, F. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America MONOGRAPH SERIES, Washington, DC, 799p.
- SOUZA, H. ESPINOZA, A., & DELALOYE, M. (1984). K/Ar ages of basic rocks in the Patia Valley, Southwest Colombia. *Tectonophysics*, Vol. 107, pp. 135-145.
- TOUSSAINT, J. (1996). Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico. Universidad Nacional de Colombia, Medellín. 277 p.
- TOUSSAINT, J., & RESTREPO, J. (1978). Edad cretácea de una anfibolita granatífera de Pijao – Quindío. Pub. Esp., Geol., Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, No 17, Resumen, 1p.
- TOUSSAINT, J., GONZÁLEZ, H., RESTREPO, J., & LINARES, E. (1978). Edad K/Ar de Tres Rocas Metamórficas del Flanco Noroccidental de la Cordillera Central. Pub. Esp., Geol., Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, No 14, pp. 63-68.
- TSUJIMORI, T., TANAKA, C., SAKURAI, T., MATSUMOTO, M., MIYAGI, Y., MIZUKAMI, T., KUGIMIYA, Y., & AOYA, M. (2000). Illustrated introduction to eclogite in Japan. *The Bulletin of Research Institute of Natural Sciences*. Okayama University of Science, No 26, pp. 19-40.

Manuscrito recibido Septiembre 2008; aceptado Diciembre 2008.