

Petrografía y evolución tectónica de los esquistos del Complejo Arquía, al occidente de Manizales en el sector de La Manuela, vías Palestina y Chinchiná, Colombia

Jansson Estiben Arango-Escobar^{1*} ; Luz Mary Toro-Toro¹ ; Mario Moreno-Sánchez¹ ;
Elvira Cristina Ruíz-Jiménez¹ 

Forma de citar: Arango-Escobar, J.E.; Toro-Toro, L.M.; Moreno-Sánchez, M.; Ruíz-Jiménez, E.C. (2021). Petrografía y evolución tectónica de los esquistos del Complejo Arquía, al occidente de Manizales en el sector de La Manuela, vías Palestina y Chinchiná, Colombia. *Boletín de Geología*, 43(3), 63-86. <https://doi.org/10.18273/revbol.v43n3-2021003>

Resumen

La presencia de estilpnomelana y cloritoide en esquistos del Complejo Arquía en el sector occidental de Manizales, evidencian un metamorfismo de facies esquistos verdes, bajo grado en cinturones de presión intermedia. La asociación del pico metamórfico para los esquistos cuarzo moscovíticos es cloritoide + moscovita + cuarzo ± plagioclasa + estilpnomelana y para los esquistos actinolíticos es actinolita + clorita + epidota/clinozoisita + cuarzo ± plagioclasa; los cálculos en pseudosecciones permitieron determinar las siguientes condiciones: $T= 420\pm 10^{\circ}\text{C}$ y $P= 5,5$ a 6 kbar. Las características geoquímicas evidencian que el protolito de los esquistos verdes corresponde a basaltos de tipo MORB y los esquistos negros fueron rocas pelíticas asociadas con una margen continental activa. Se presenta además una integración de este complejo con la evolución del occidente colombiano.

Palabras clave: Complejo Arquía; Esquistos; Cloritoide; Estilpnomelana.

Petrography and tectonic evolution of schists of the Arquía Complex, west of Manizales in the La Manuela sector, roads Palestina and Chinchiná, Colombia

Abstract

The presence of stilpnomelane and chloritoid in schists of the Arquía Complex in the western sector of Manizales, evidences a metamorphism of greenschist facies, low degree in intermediate pressure belts. The association of the metamorphic peak for muscovite quartz schist is chloritoid + muscovite + quartz + plagioclase + stilpnomelane and for actinolitic schist is actinolite + chlorite + epidote/clinozoisite + quartz ± plagioclase. The calculations in pseudosections allowed to determine the following conditions: $T= 420\pm 10^{\circ}\text{C}$ and $P= 5.5$ to 6 kbar. The geochemical characteristics show that the protolith of the actinolitic schist corresponds to MORB-type basalts and the graphite schist were pelitic rocks associated with an active continental margin. It also presents an integration of this complex with the evolution of western Colombia.

Keywords: Arquía Complex; Schist; Chloritoid; Stilpnomelane.

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. (*) jans.escobar20@gmail.com; luz.toro@ucaldas.edu.co; mario.moreno@ucaldas.edu.co; elvira.ruiz@ucaldas.edu.co

Introducción

En la vereda La Manuela, municipio de Palestina (Caldas, Colombia), aflora una secuencia metamórfica de esquistos verdes y esquistos negros denominados Esquistos de Lisboa-Palestina (Mosquera, 1978), los cuales hacen parte del Complejo Arquía (Maya y González, 1995). El Complejo Arquía es una faja estrecha de rocas que se extiende como un cinturón metamórfico desde el golfo de Guayaquil en Ecuador hasta el norte de la Cordillera Central de Colombia (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Toussaint, 1996). Este complejo se encuentra limitado al occidente por rocas con afinidad geoquímica oceánica por medio de la falla Cauca-Almaguer y al oriente se encuentra limitado por rocas pertenecientes al Complejo Quebradagrande por medio de la falla Silvia-Pijao (Maya y González, 1995). El Complejo Arquía se ha interpretado como el resultado de eventos de colisión-subducción (Avellaneda-Jiménez *et al.*, 2020; Villagómez *et al.*, 2011; Villagómez, 2010; Zapata-Villada *et al.*, 2017), en donde se involucran protolitos volcano-sedimentarios, margosos, ígneos y pelíticos (Dorado, 2007; Ibarra-Bustos, 2017; Rodríguez y Arango, 2013; Valencia, 2010). En las asociaciones minerales de los esquistos negros en el Complejo Arquía del sector de Palestina-La Manuela se reporta cloritoide y estilpnomelana; lo que indica facies esquistos verde, grado bajo.

Con base en las asociaciones minerales se pretende en este trabajo determinar las condiciones P-T de la unidad de esquistos para lo cual se realizaron varias campañas de campo, además de análisis petrográficos, geoquímica y cálculos termobarométricos mediante pseudosecciones.

Marco geológico

La faja central del Complejo Arquía, que se presenta en este trabajo, está localizada en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia al oeste de Manizales. El complejo aflora como una franja estrecha en sentido norte-sur que se extiende desde el golfo de Guayaquil en Ecuador hasta el norte del departamento de Antioquia en Colombia (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) (Figura 1). El Complejo Arquía se encuentra limitado hacia el oriente por la falla Silvia-Pijao en donde se hallan las rocas volcano-sedimentarias del Complejo Quebradagrande de edad Cretácica Temprana. Su límite occidental es la falla Cauca-Almaguer que coloca en contacto fallado el Complejo Arquía con las

formaciones Amaime, Barroso y el Grupo Diabásico (Maya y González, 1995; McCourt *et al.*, 1984). Las formaciones Amaime, Barroso, y el Grupo Diabásico son algunas de las unidades que se reconocen, junto con el basamento de la placa Caribe, constituidas por un basamento oceánico formado durante fases masivas de volcanismo de tipo LIP (*Large Igneous Provinces*) (Kerr *et al.*, 1996).

El Complejo Arquía toma su nombre del litodema (esquistos de Arquía) que aflora en la quebrada Arquía, en el límite entre Caldas y Antioquia (Toussaint, 1996; Toussaint *et al.*, 1980). Litológicamente está compuesto por esquistos cuarzo sericíticos, esquistos anfibólicos, anfibolitas granatíferas, esquistos actinolíticos, esquistos cuarzo moscovíticos grafitosos, serpentinitas y rocas asociadas a metamorfismo de media a alta presión como eclogitas y esquistos azules (Ibarra-Bustos, 2017; Maya y González, 1995; Mosquera, 1978; Restrepo y Toussaint, 1974; Ríos-Reyes *et al.*, 2008; Rodríguez y Arango, 2013; Ruiz-Jiménez *et al.*, 2012; Sánchez, 1988; García, 2011; García-Ramírez *et al.*, 2017). Estos litotipos se interpretan como rocas ígneas y sedimentarias sometidas a distintas condiciones de P-T. Los esquistos verdes sugieren condiciones alrededor de 330 a 465°C y 6 kbar (Dorado, 2007), los esquistos hornbléndicos y anfibolitas granatíferas indican condiciones de 693°C y presiones de 14,4 kbar (Valencia-Morales *et al.*, 2013), los esquistos azules de Buesaco (Nariño) dan un rango de temperatura entre 350-380°C y presiones de 6 a 8 kbar (Ibarra-Bustos, 2017). Edades del complejo se han obtenido de anfibolitas granatíferas del río Arquía (Toussaint y Restrepo, 1980) haciendo uso de K/Ar en hornblenda obteniendo un rango de edad entre 110±5 y 133±5 Ma (Restrepo y Toussaint, 1980) (Cretácico Inferior), por Ar-Ar (en hornblenda) se han reportado edades en el rango 203 y 230 Ma (Rodríguez y Arango, 2013) para las anfibolitas del Rosario, Metagabro de Santa Rosa, Metagabro de San Antonio y Neis de Chinchiná (González, 2010).

El Complejo Arquía, a la latitud de Manizales, incluye los litodemas que Mosquera (1978) describe en los sectores de Palestina, La Manuela, Alto de Lisboa y Chinchiná, y que denominó Esquistos de Lisboa-Palestina (Figura 1). Esta faja metamórfica incluye intercalaciones de esquistos cuarzo grafitosos y esquistos anfibólicos con asociaciones mineralógicas que indican metamorfismo de media presión y baja temperatura. Los Esquistos de Lisboa-Palestina son correlacionables con los esquistos anfibólicos del río Cauca (González, 1976), con los esquistos del

Grupo Arquía (Restrepo y Toussaint, 1974) y con las anfibolitas que afloran en las cercanías de Pijao-Génova (Becerra y Molina, 2013). El protolito de las rocas del Complejo Arquía corresponde a rocas pelíticas, margas, rocas volcano-sedimentarias e ígneas básicas y ultrabásicas (Dorado, 2007; Ibarra-Bustos, 2017; Rodríguez y Arango, 2013; Valencia-Morales *et al.*, 2013; Marín, 2009; Valencia, 2010) que pasan por procesos de subducción y acreción involucrando corteza oceánica (Hincapié y Moreno-Sánchez, 2001). Los protolitos básicos, según su naturaleza geoquímica, indican afinidad toleítica de tipo MORB (Dorado, 2007; García-Ramírez *et al.*, 2017; Rodríguez y Arango, 2013; Ruíz-Jiménez, 2013). El Complejo Arquía se encuentra limitado estructuralmente al este, por la falla Silvia-Pijao y el Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1995), el cual está conformado por vulcanitas de arco (Nivia *et al.*, 2006), pelitas y rocas básicas y ultrabásicas originadas en la corteza oceánica durante el Cretácico Temprano (Álvarez, 1995; Nivia *et al.*, 1996; Toro-Toro *et al.*, 2010). El Complejo Quebradagrande se encuentra limitado al oriente por la falla San Jerónimo, la cual coloca en contacto fallado el Complejo Quebradagrande con el Complejo Cajamarca con edades metamórficas que van del Pérmico-Triásico al Jurásico (Blanco-Quintero *et al.*, 2014).

En el sector de estudio, la falla La Manuela, es reconocible por rasgos morfológicos como hombreras alineadas y cambios altimétricos definidos, cortados por fallas menores que componen en conjunto al Sistema de Fallas Romeral (Mejía *et al.*, 1988). La falla de Piedecuesta, definida por Grosse (1926), coloca en contacto a los Esquistos de Lisboa-Palestina con sedimentos cenozoicos correspondientes a la Formación Irra-Tres Puertas. A lo largo de esta falla, en el sector de Alto de Lisboa, se observan bloques de serpentinitas y rocas metamórficas del Complejo Arquía cabalgando sobre rocas del Paleógeno. Esta falla se prolonga desde el sur de Chinchiná hasta conectarse con la falla Cauca-Almaguer.

El Complejo Cajamarca está compuesto principalmente por esquistos cuarzo moscovíticos, esquistos verdes, cuarcitas, pizarras, filitas, anfibolitas, fajas de mármol, neis y granulitas. Algunos autores han sugerido una relación genética entre las rocas metamórficas del Complejo Arquía y las del Complejo Cajamarca (Cardona *et al.*, 2020; Nivia *et al.*, 1996, 2006; Zapata *et al.*, 2019), en este escenario los dos complejos serían el resultado de la escisión tectónica del margen continental y la formación de

una cuenca marginal (*backarc basin* o cuenca tipo Marianas) durante el Cretácico. La interpretación del Complejo Quebradagrande como originado en un ambiente de cuenca marginal (*backarc basin*) se atribuye a Álvarez (1995). La edad del Complejo Cajamarca es muy variable y está comprendida entre el Carbonífero y el Jurásico, y se asocia con los efectos de orogenia Apalache u orogenia Allegheniana que aglutinó el continente de Pangea (Blanco-Quintero *et al.*, 2014; Cochran *et al.*, 2014; Maya, 1992; Villagómez *et al.*, 2011; Villagómez y Spikings, 2013; Vinasco *et al.*, 2006). El Complejo Cajamarca se diferencia del Complejo Arquía por presentar fases deformativas menos complejas y por su edad un poco más antigua (Hincapié y Moreno-Sánchez, 2001).

El Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1995) posee un basamento oceánico de carácter ofiolítico (Álvarez, 1995; Moreno-Sánchez *et al.*, 2007) en donde además se reconocen fajas de gabros MORB (Toro-Toro *et al.*, 2010). Es notable que las secuencias sedimentarias del Complejo Quebradagrande incluyen segmentos sedimentarios de carácter conglomerático en donde se destaca que la proveniencia es volcano-sedimentaria en su sector occidental y continental (fragmentos de cuarcitas y rocas metamórficas) en su margen oriental (Moreno-Sánchez *et al.*, 2007). Al oriente del Complejo Quebradagrande se hallan las rocas metamórficas del Complejo Cajamarca y los pisos metamórficos del valle del Magdalena y Cordillera Oriental. Durante el Cretácico Temprano, coetáneamente con el Complejo Quebradagrande, las cuencas del Magdalena, Cundinamarca y Cocuy actuaron como una plataforma pasiva sometida a extensión tectónica (Fabre, 1983a, 1983b).

En el Complejo Quebradagrande se incluyen bloques con metamorfismo orogénico bajo, que presentan además efectos locales de metamorfismo dinámico (Nivia *et al.*, 2006). Las fajas metamórficas incluyen metavolcanitas en facies esquistos verdes, prehnita-pumpellyita y zeolitas, relacionados a protolitos andesíticos y lavas basálticas con presencia de materiales piroclásticos que geoquímicamente presentan afinidad toleítica y calcoalcalina (Nivia *et al.*, 2006). La edad del Complejo Quebradagrande se ha determinado con base en fósiles de ammonites, bivalvos, gasterópodos, restos de plantas, braquiópodos y radiolarios, sugiriendo una edad que abarca desde el Berriasiano al Albiano (Botero y González, 1983; Etayo-Serna, 1985; Gómez-Cruz *et al.*, 1995; Lemoigne, 1984); dataciones en zircones detríticos (U-Pb $83,2 \pm 0,7$ Ma) sugieren que este complejo se

extendió hasta el Cretácico Tardío (Zapata-Villada *et al.*, 2017).

La formación del Complejo Quebradagrande se atribuye a la apertura de una cuenca marginal (*backarc basin*) a causa de procesos de subducción de corteza oceánica que generó un arco volcánico durante el Cretácico (Álvarez, 1995; Moreno-Sánchez *et al.*,

2007; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). El basamento oceánico creado durante la fase de extensión de la cuenca marginal de Quebradagrande correspondería al piso del Protocaribe y el Complejo Arquía sería el resultado de los efectos de subducción al frente del protoarco Caribe (Kennan y Pindell, 2009; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003).

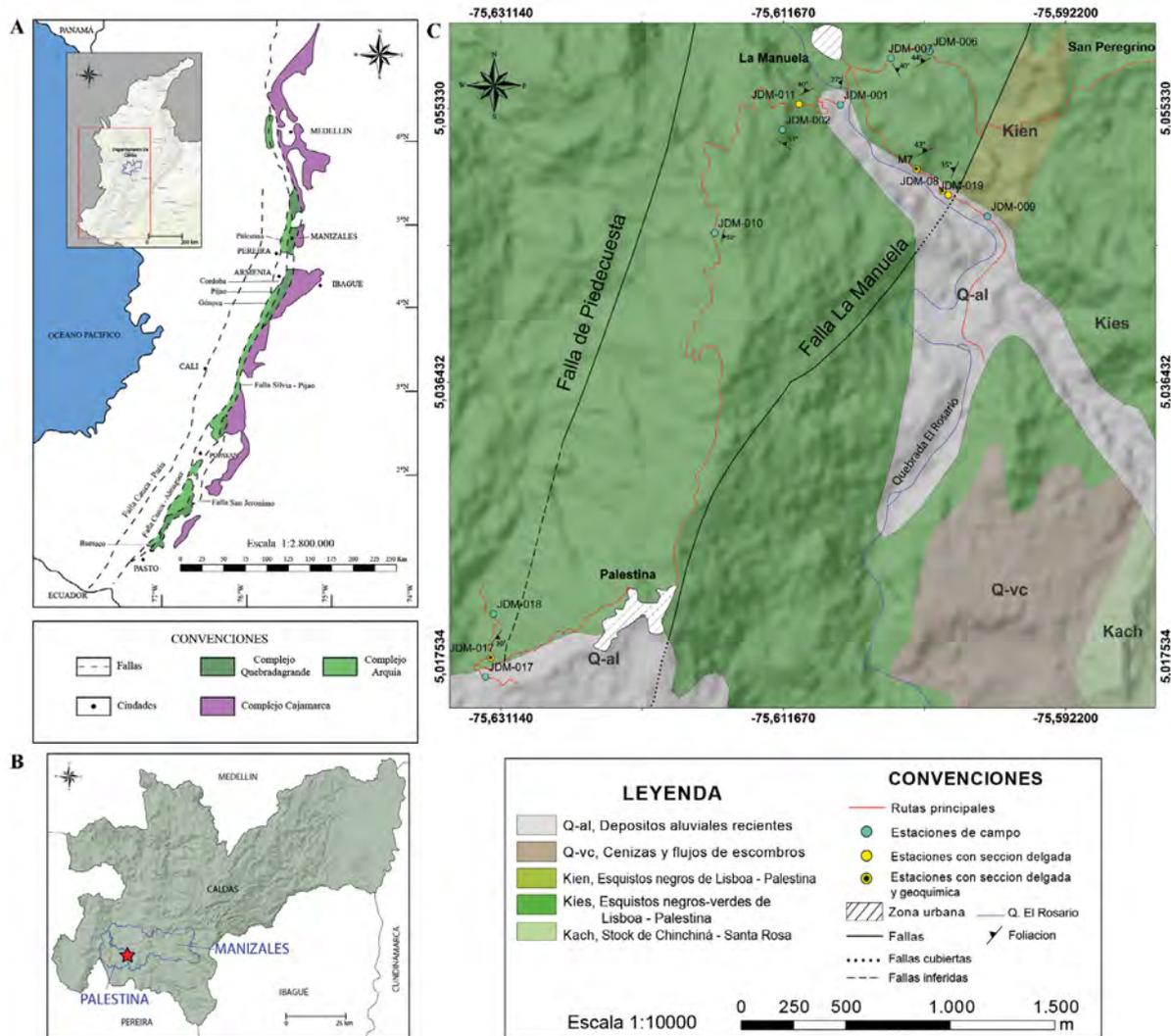


Figura 1. A. Mapa geológico de Colombia con la ubicación de las rocas del Complejo Arquía. B. Departamento de Caldas donde se señala con una estrella de color rojo la ubicación del sector de estudio. C. Mapa geológico del área de estudio entre la vereda La Manuela y el municipio de Palestina (modificado de Estrada y Viana, 1998 y Gómez *et al.*, 2015).

Metodología

El trabajo de campo consistió en la descripción de la secuencia de esquistos verdes y esquistos negros, se recolectaron muestras localizadas mediante Garmin GPSMAP 64s (Figura 1). La base topográfica se

procesó a partir de un DEM con resolución de 12,5 m del satélite ALOS PLASAR perteneciente a ASF (*Alaska Satellite Facility*). Las abreviaturas usadas en la descripción de los minerales es la propuesta por la subcomisión en rocas metamórficas (SCMR

Brodie *et al.*, 2007) de la Unión Internacional de Geociencias (Siivola y Schmid, 2007). Los análisis químicos se realizaron en los laboratorios de ActLabs Ltd. (*Activation Laboratories of Ancaster*) en Canadá. Los contenidos de elementos mayores, menores y elementos traza, fueron realizados por XRF (*X-ray fluorescence*) e ICP-MS (*Inductively couple plasma mass spectrometry*). Los datos geoquímicos fueron trabajados en el *software* GCDKIT 3.00 beta (versión libre) y las pseudosecciones en el *software* Perple_X 6.9.0 (Connolly, 2005), en donde se realizan cálculos termodinámicos de la geoquímica de roca total por medio de la minimización de la energía libre de Gibbs, lo cual genera una aproximación a la realidad de las reacciones minerales, permitiendo interpretar trayectorias metamórficas y condiciones P-T.

Resultados

Petrografía

La unidad de esquistos cuarzo-actinolíticos con clinozoisita/zoisita y epidota, representan entre 50-60% del área cartografiada; estos esquistos afloran con intercalaciones de esquistos cuarzo moscovíticos con grafito y esquistos cuarzo moscovíticos con estilpnomelana y cloritoide. También se presentan lentes de poco espesor (métricos) de cuarcitas de manera transicional en los sectores de La Manuela-vía Chinchiná, en el sector de La Manuela y el municipio de Palestina.

Los esquistos actinolíticos con clinozoisita/zoisita y epidota, denominados esquistos verdes son rocas de color verde claro a verde oscuro grisáceo con tamaño de grano fino, con esquistosidad (S_n) y una tendencia hacia el NE, deformada por plegamientos (S_{n+1}) centimétricos a métricos. Estas rocas microscópicamente presentan una asociación mineralógica de cuarzo \pm plagioclasa (23-33%), actinolita (20-40%), clinozoisita/zoisita (6-16%), epidota (10-18%), clorita (4-8%), calcita (1-2%) (Figura 2). La textura principal corresponde a dominios nematoblásticos definidos por actinolita, con tamaños que varían entre 80-700 μm , los cuales definen la foliación principal de la roca; bandas lepidoblásticas desarrolladas por la clorita y sectores granoblásticos conformados por cuarzo \pm plagioclasa, la epidota y clinozoisita/zoisita presentan tamaños entre 10-250 μm .

Los esquistos cuarzo moscovíticos con estilpnomelana y cloritoide, denominados esquistos negros son rocas de color negro a negro grisáceo con tamaño de grano fino, untuosas al tacto, con estructura esquistosa (S_n) con

dirección hacia el NE, similar a los esquistos verdes. Se pueden observar plegamientos (S_{n+1}) centimétricos a métricos y con mejor desarrollo con respecto a los esquistos verdes, por lo tanto, guardan mejores registros de la deformación que han afectado estas rocas (Figura 3). Microscópicamente presentan una asociación mineralógica de cuarzo \pm plagioclasa (24-36%), cloritoide (10-19%), estilpnomelana (5-10%), clorita (3-6%), moscovita (25-35%), grafito (10-15%) turmalina (1-3%) y apatito (0,3-1%). La textura principal se define por bandas lepidoblásticas de moscovita, estilpnomelana, grafito y clorita con tamaños promedios 20-800 μm y los sectores granoblásticos compuestos por cuarzo \pm plagioclasa. El cuarzo presenta textura *bulging* y extinciones ondulantes generadas por procesos de deformación plástica. La estilpnomelana presenta un hábito en pata de gallo, y textura porfiroblástica definida por cloritoide, el cual presenta la misma tendencia de la moscovita y el grafito, además, las láminas de moscovita se encuentran plegadas y deformadas.

Eventos deformativos

Los esquistos verdes y esquistos negros del Complejo Arquía presentan esquistosidad (S_n), esta foliación es deformada con crenulación (S_{n+1}) y fallamiento originado por procesos metamórficos y deformación frágil-dúctil (S_{n+2}). En estas rocas se evidencian procesos de deformación frágil-dúctil generando estructuras S-C, *boudinage* y deformación en minerales como el cuarzo que presenta extinción ondulante y textura *bulging*.

La primera fase deformativa (S_n) representa una esquistosidad con una orientación predominante hacia el NE con buzamientos hacia el NW (ocasionalmente al SE) y es definida por minerales como la actinolita, moscovita, clorita, estilpnomelana y grafito, incluyendo el cloritoide (Figura 4). La segunda fase deformativa (S_{n+1}) corresponde a la foliación de crenulación o plegamientos con una dirección predominante hacia el NW, esta fase deformativa se desarrolla mejor en los esquistos cuarzo moscovíticos, y está definida por el plegamiento de la foliación y el plegamiento de minerales como la moscovita y el grafito. Los mecanismos de disolución por presión han generado bandeamientos composicionales durante el desarrollo de crenulación (Passchier y Trouw, 1996), efecto registrado en los esquistos cuarzo moscovíticos por la alternancia milimétrica de niveles ricos en cuarzo \pm plagioclasa y niveles ricos en moscovita y grafito. Los micropliegues asociados al evento deformativo S_{n+1} están conformados por actinolita en los esquistos verdes, y en los esquistos negros por moscovitas y grafito, las charnelas de los micropliegues usualmente concentran cristales de cuarzo.

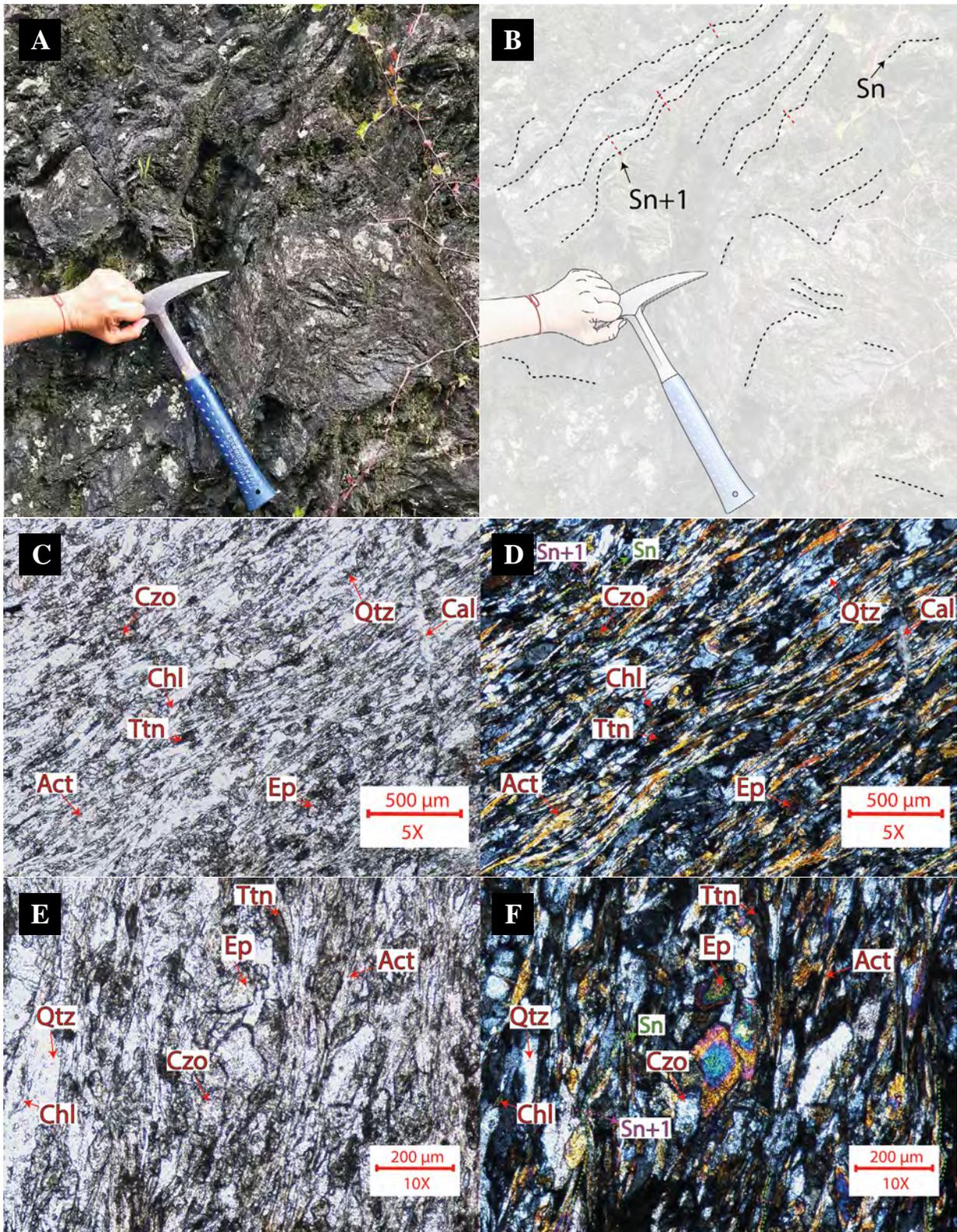


Figura 2. A-B. Afloramiento de esquistos verdes-grisáceos en el sector de La Manuela (E: 830976 N: 1051405) presentan una foliación (S_n) al NE, y plegamientos (S_{n+1}) en dirección NW. C-D. Esquisto actinolítico con dominios nematoblásticos de actinolita (Act) y sectores granoblásticos de epidota (Ep), cuarzo (Qtz) y plagioclasa (Pl) que corresponde a la fase deformativa S_n . E-F. Detalle del zonamiento en los cristales de epidota-clinozoisita (Czo).

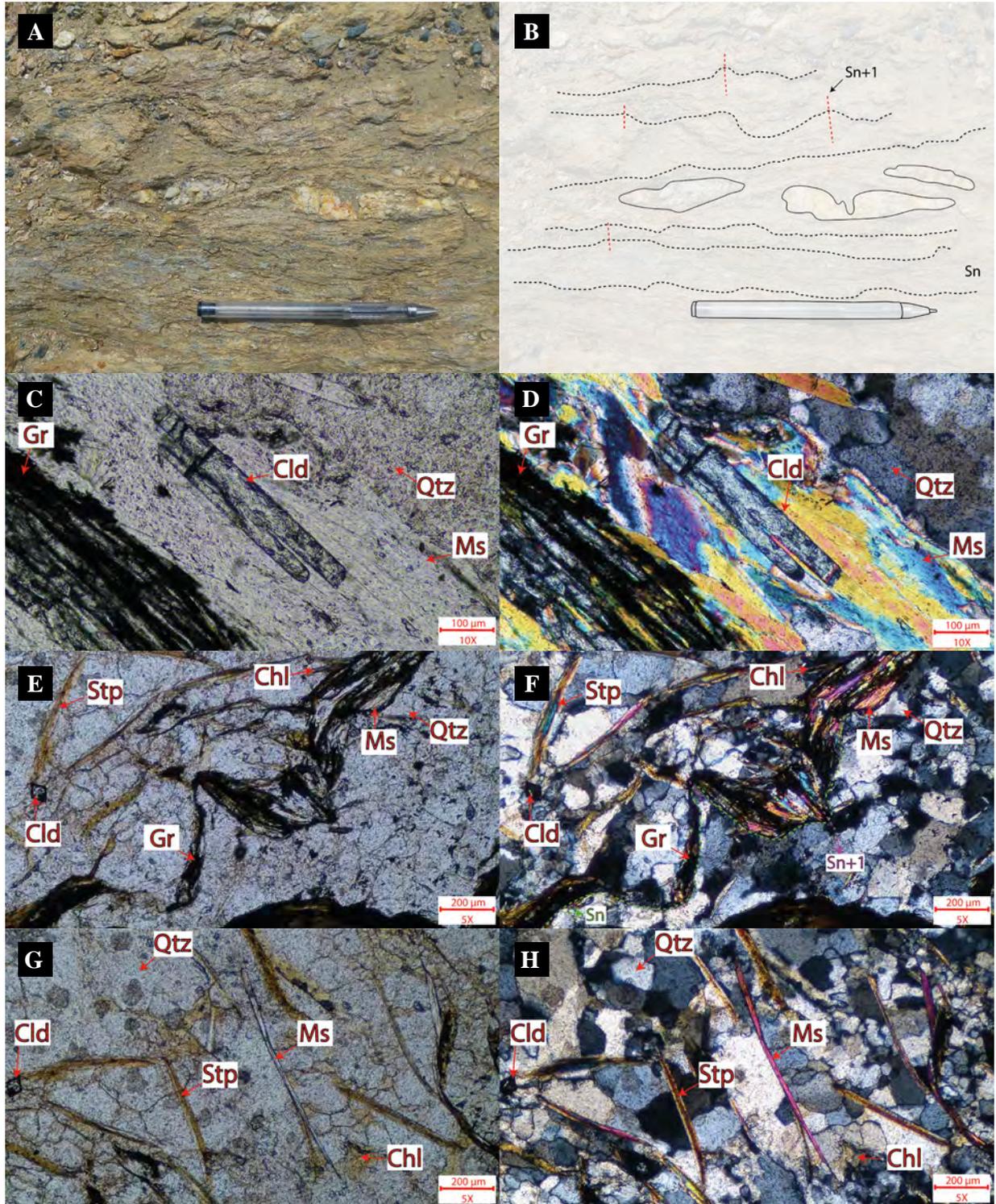


Figura 3. A-B. Afloramiento de esquistos negros en el sector de La Manuela (E: 830976 N: 1051405) presentan una foliación (S_n) al NE, y plegamientos (S_{n+1}) en dirección NW. C-D. Esquisto cuarzo moscovítico con cloritoide (Cld) desarrollando textura porfiroblástica. E-F. Plegamiento (S_{n+1}) de moscovita y grafito. G-H. Láminas de estilpnomelana (Stp) en esquisto cuarzo moscovítico con cloritoide y estilpnomelana.

La tercera fase deformativa (S_{n+2}) indica movimientos de las fallas que exhumaron y afectaron las rocas del sector guardando registro sobre procesos frágil-dúctil con deformación plástica evidenciados en la textura *bulging*, extinciones ondulantes y estructuras S-C. En los esquistos cuarzo moscovíticos esta deformación es observable por cambios en la dirección de crenulación y por estructuras S-C que indican eventos de cizalla. La presencia de moscovita tipo *fish*, extinciones ondulantes y textura *bulging* en cuarzo indica temperaturas de deformación alrededor de 200°C a 300°C (Trouw *et al.*, 2009) y *microboudinage*. En los esquistos cuarzo actinolíticos

este evento deformativo se evidencia por la estructura S-C indicando cizalla, extinciones ondulantes (Trouw *et al.*, 2009) y algunas sombras de presión en epidota y clinozoisita/zoisita. Las sombras de presión están compuestas por cuarzo y clorita. Esta fase deformativa también se relaciona con los procesos de fracturamiento y diaclasamiento que además permitió el desarrollo de cuarzo y ocasionalmente calcita. Se observa el perfil (Figura 5) de los esquistos del sector La Manuela-vía Chinchiná, donde se evidencia la fase deformativa S_n con dirección al NE y buzamientos al NW.

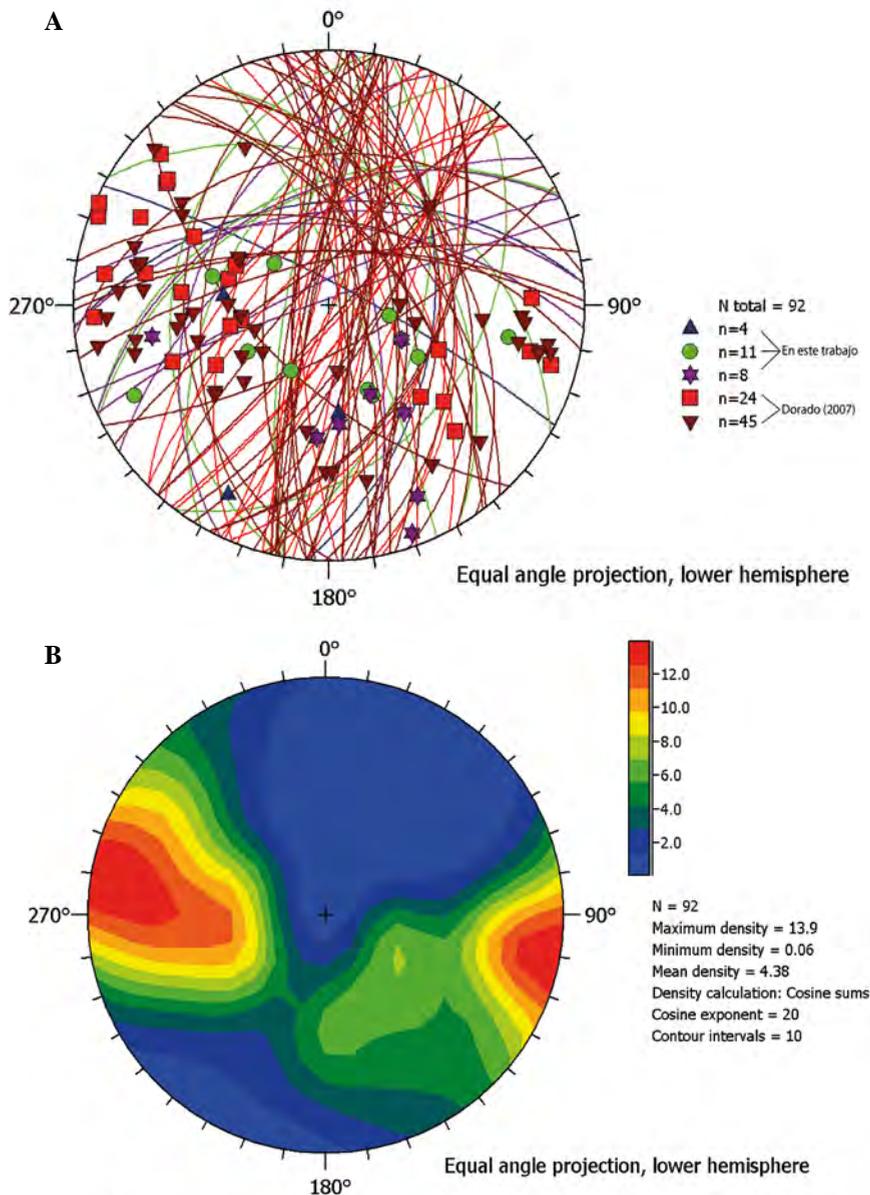


Figura 4. Proyección estereográfica de foliaciones en el sector de estudio. **A.** Rumbo predominante de la foliación hacia el NE de la fase deformativa S_n de los esquistos. **B.** Obsérvese la densidad de polos al NW y SE, marcando buzamientos altos.

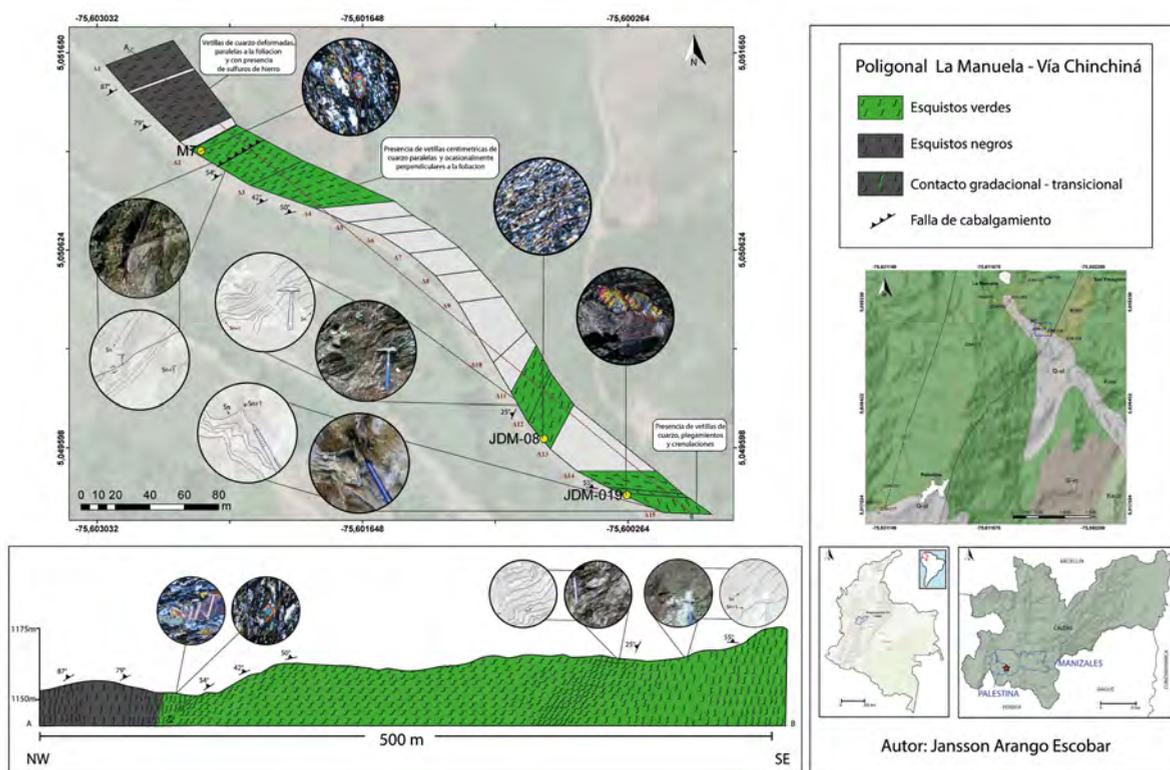


Figura 5. Poligonal abierta y perfil de los esquistos verdes y negros en el sector de La Manuela-vía Chinchiná, obsérvese el predominio de foliaciones en dirección NE y buzamientos al NW.

Geoquímica

Se presentan los resultados obtenidos en los análisis geoquímicos de roca total y de los elementos mayores y traza (Tabla 1) para dos rocas en la unidad de esquistos verdes (M-7; JDM-008), una roca de los esquistos negros (JMD-017b) y dos rocas de esquistos verdes (CG-06 y CG-024) de Dorado (2007).

Los esquistos verdes muestran concentraciones de SiO₂ (47,01-48,5%) y Na₂O + K₂O (2,44-3,95%) típicas de basaltos de afinidad toleítica (Le Maitre *et al.*, 2002) y contenidos de Al₂O₃ = 14,95-15,45 wt%, FeO_{tot} = 10,5-11,9 wt%, MgO = 7,17-10,55 wt%, CaO = 2,06-12,15 wt%; solo la muestra JDM-008 presenta un valor muy alto en CaO. Como es el caso para rocas metamórficas se debe considerar la movilidad de álcalis (Na₂O+K₂O). Los esquistos verdes se plotean en el diagrama de elementos inmóviles, como el Nb/Y vs Zr/TiO₂ (Winchester y Floyd, 1977), que indican composición de basalto y andesita/basáltica (Figura 6).

Los patrones de los elementos de tierras raras (REE) normalizados a condrito (Nakamura, 1974) muestran comportamientos ligeramente empobrecidos en los

elementos de tierras raras livianos (LREE), con (La/Yb)_N = 0,70-4,3 y patrones menos fraccionados y relativamente planos en las tierras raras pesadas (HREE), (Gd/Yb)_N = 1,31-2,12 (Figura 7) con abundancia de 10 a 30 veces con respecto a los valores condriticos. Los patrones multielementos para las muestras analizadas en algunas de ellas evidencian enriquecimientos significativos Cs, Ba y U, y una evidente anomalía negativa de Nb relacionada al aporte de áreas de suprasubducción en el diagrama araña (*spider*) normalizado a N-MORB (Sun y McDonough, 1989). Estas características sugieren que los protolitos de los esquistos verdes corresponden a MORB (Figura 8).

Los esquistos verdes del Complejo Arquía muestran características geoquímicas que permiten inferir que los protolitos fueron basaltos y andesitas/basálticas de composición toleítica, formados a partir de una fuente de manto empobrecido y con un agotamiento en Nb característico de los N-MORB. En los diagramas de discriminación tectónica de Ti vs V (Shervais, 1982) las rocas ocupan el campo de los basaltos de fondo oceánico (OFB por sus siglas en inglés) en el cual las rocas presentan relaciones de Ti vs V entre 20 y 50, que sugieren ambientes de dorsal medio oceánica (Figura 9). El diagrama Nb/Yb vs TiO₂/Yb (Pearce, 2008) indica afinidad MORB.

El esquistos cuarzo moscovítico con estilpnomelana y cloritoide (sección JDM-017b) presenta contenido de $\text{SiO}_2 = 64,4 \text{ wt\%}$ y de $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18 \text{ wt\%}$. Las características geoquímicas de las rocas metasedimentarias pueden emplearse para conocer la proveniencia y el ambiente tectónico de formación que indica que el protolito

corresponde a rocas pelíticas (Figura 10). El diagrama Hf vs La/Th (Floyd y Leveridge, 1987) indica que la fuente del protolito sedimentario de la sección JDM-017b corresponde a una fuente de arco félsico, limitando con el campo de fuentes de mezcla félsica/máfica (Figura 11).

Tabla 1. Resultados de análisis geoquímicos de los esquistos verdes y esquistos negros del Complejo Arquía.

Elementos %peso	M-7	JDM-008	JDM-017b	CG-06	CG-24
Coordenada E	830876	831082	827567	1165582	1163500
Coordenada N	1050507	1050340	1046642	1048343	1051538
Litología	Esquistos verde	Esquistos verde	Esquistos negro	Esquistos verde	Esquistos verde
SiO₂	48,5	47,9	64,4	47,01	48,34
Al₂O₃	14,15	14,95	18	15,45	15,24
Fe₂O₃(t)	11,9	10,5	8,36	11,78	9,5
MgO	7,17	7,91	1,37	6,95	10,55
MnO	0,17	0,15	0,11	0,18	0,16
CaO	9,99	12,15	0,12	8,98	8,66
Na₂O	2,99	2,25	0,86	2,06	2,79
K₂O	0,18	0,19	2,28	1,89	< 0,04
TiO₂	1,66	1,39	0,87	1,98	1,01
P₂O₅	0,13	0,1	0,1	0,23	0,08
LOI	2,52	2,54	4,43	3,3	3,6
Total	99,41	100,1	101,04	99,89	100
Elementos traza (ppm)					
Ba	19,9	15,5	1050	635,9	6,5
Rb	2	2,1	106	51,8	0,5
Sr	235	141,5	79,9	193	123,6
Zr	106	83	184	122,2	55,2
Nb	2,1	1,4	16,9	11,1	0,7
Cr	140	300	100	383,15	340
La	3,6	3,2	40,9	9,2	1,7
Ce	11,9	9,6	80,6	24,8	6,50
Pr	2,07	1,66	9,51	3,41	1,18
Nd	11,3	9,3	36,2	15,9	6,7
Sm	4,18	3,56	7,03	4,1	2,3
Eu	1,62	1,32	1,42	1,3	1,02
Gd	5,73	4,47	6,03	4,53	3,33
Tb	0,99	0,76	0,95	0,85	0,68
Dy	6,72	5,43	5,84	4,44	3,98
Ho	1,33	1,15	1,25	0,8	0,8
Er	4,33	3,69	3,63	2,28	2,43
Tm	0,63	0,51	0,50	0,34	0,36
Yb	4,17	3,39	3,6	2,13	2,42
Lu	0,58	0,53	0,49	0,3	0,32
Y	38,7	31,3	32,6	23,6	23,5
Cs	0,1	0,12	5,24	1,5	0,1
Ta	0,4	0,3	1,1	0,6	0,1
Hf	3,3	2,7	5,1	3,4	1,7
Ga	19,2	18,6	24,4	20,5	14,4
Sn	1	1	3	1	1
Th	0,23	0,25	12,15	0,8	0,1
U	0,36	0,25	255	0,3	0,1
V	397	349	176	267	241
W	1	1	2	0,8	0,1

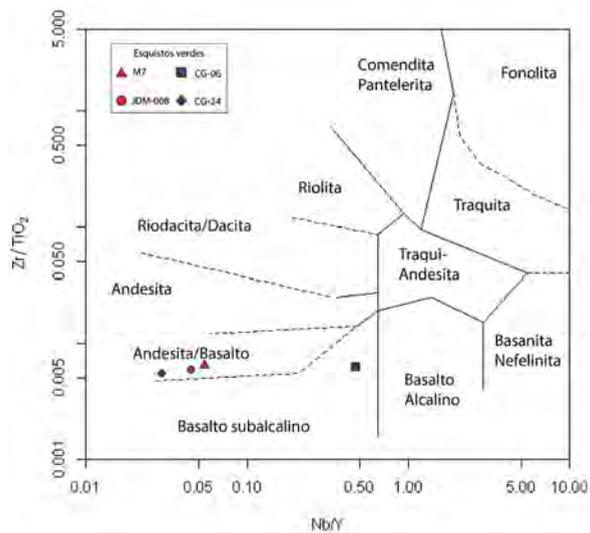


Figura 6. Diagrama de clasificación Nb/Y vs Zr/TiO₂ de Winchester y Floyd (1977) para clasificación de los esquistos verdes del Complejo Arquía.

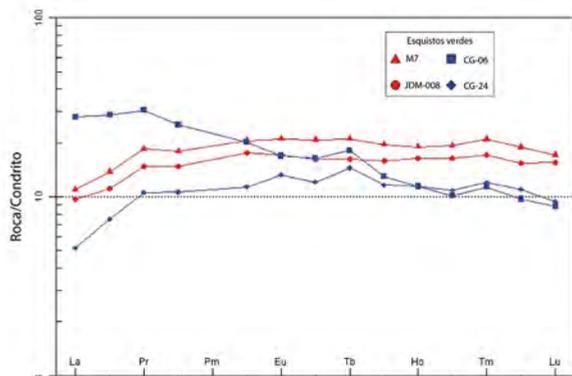


Figura 7. Diagrama de REE normalizado a condrito de Nakamura (1974).

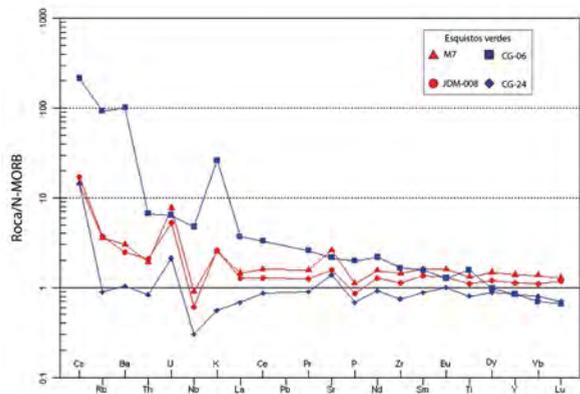
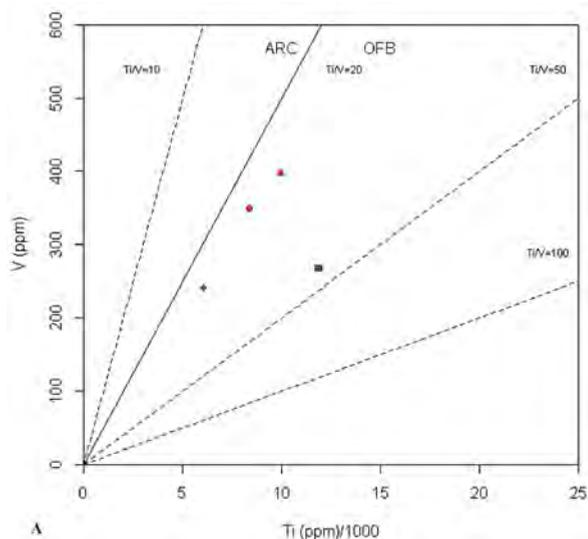
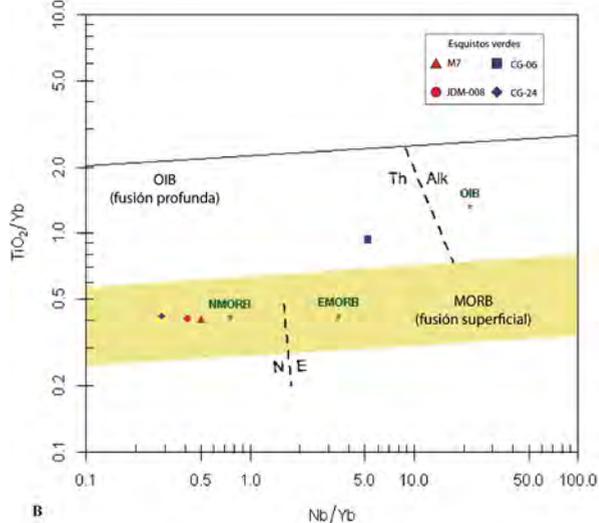


Figura 8. Diagrama de REE normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989).



A



B

Figura 9. A. Diagrama de discriminación tectónica de Ti vs V de Shervais (1982). **B.** Diagrama de discriminación de Nb/Yb vs TiO₂/Yb de Pearce (2008).

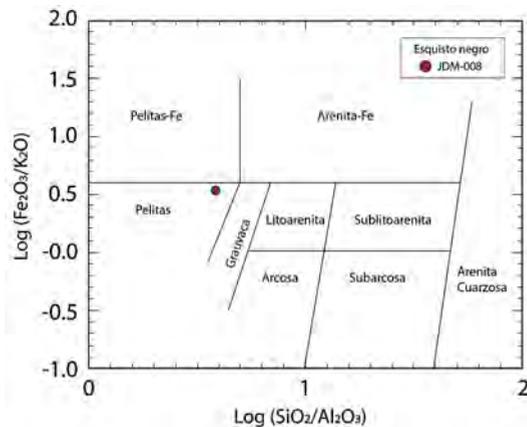


Figura 10. Diagrama de discriminación tectónica de Log (SiO₂/Al₂O₃) vs Log (Fe₂O₃/K₂O) de Herron (1988).

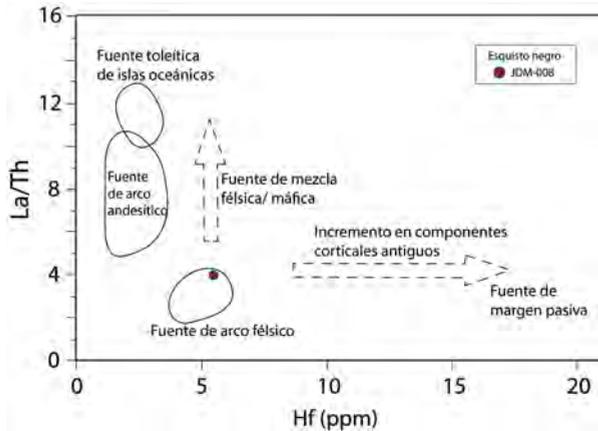


Figura 11. Diagrama de discriminación Hf vs La/Th de Floyd y Leveridge (1987).

Discusión

Condiciones de presión y temperatura

La unidad de esquistos del Complejo Arquía, refleja condiciones de presión y temperatura (P-T), que se determinaron mediante el *software* *Perple_X* 6.9.0 (Connolly, 2005). La base de datos utilizada (hp62ver.dat) corresponde a la usada por Holland y Powell (2011). Para los esquistos verdes se hizo el recalcado de óxidos mayores para el sistema NCFMASHOT y se usaron los modelos de solución de anfíboles cálcicos, clorita, epidota y plagioclasa de Dale *et al.* (2005), White *et al.* (2014), Holland y Powell (2011) y Newton *et al.* (1980) respectivamente, el Fe_2O_3 se convierte a FeO y se satura el sistema en H_2O y O_2 para el cálculo. En el esquisto negro se recalcularon los óxidos mayores para el sistema NCKFMASH y se usaron los modelos de solución de clorita, biotita, granate, mica (moscovita), cloritoide, estilpnomelana, cordierita, estaurolita y plagioclasa de White *et al.* (2014) y Holland y Powell (2003), el Fe_2O_3 se convierte a FeO y se satura el sistema en H_2O . Los rangos de P-T establecidos son alrededor de 420°C y 6 kbar para esquistos verdes y el esquisto negro (Figura 12 y 13) (los colores grises en la pseudosección indican la varianza, donde los más claros representan la mayor varianza). Cabe resaltar que el modelamiento de rocas metabásicas con *Perple_X* es de alta complejidad debido a su composición química y a los modelos de solución mineral que contiene *Perple_X* actualmente, además, las pseudosecciones se interpretan con base en las paragénesis observadas en las secciones delgadas y las reacciones minerales que otros autores han reportado, obteniendo un rango P-T que permite determinar un pico metamórfico que se aproxime a la realidad.

Presencia de cloritoide - estilpnomelana

La presencia de cloritoide en los esquistos negros, tal como lo describen Bucher y Frey (1994) en rocas metapelíticas, se explica a partir de la reacción clorita + pirofilita, aproximadamente de 220°C a 550°C (Bucher y Frey, 1994) el cloritoide, alcanza su mayor estabilidad térmica en rocas saturadas de cuarzo y en este punto se descompone a granate (almandino) + estaurolita, interpretando que el campo de la estabilidad del cloritoide (el cual es un mineral característico de las facies esquistos verdes) puede extenderse hasta las facies anfíbolita baja. Según lo observado en las secciones analizadas, el cloritoide (siendo el primer reporte de ocurrencia en las rocas del sector) evidencia un protolito pelítico y una paragénesis de cuarzo + moscovita + cloritoide, indicando temperaturas alrededor de $380 \pm 20^\circ\text{C}$ y 5,5 kbar, además, este mineral sigue la dirección de foliación principal. La presencia de estilpnomelana está marcando un rango de temperatura de 335°C y 463°C a presiones de 6 ± 1 kbar (Currie y Van Staal, 1999). Para Yardley (1989) este mineral hace parte de paragénesis indicativas de facies esquistos verdes de baja temperatura y media a alta presión. La estilpnomelana con la clorita indican una reacción de clorita + hematita + cuarzo + H_2O = estilpnomelana + O_2 (Iwasaki, 1963), reflejado en la poca presencia de clorita en las secciones analizadas. Li *et al.* (2000) en su estudio de los esquistos de Otago en Nueva Zelanda indica que la estilpnomelana se forma a partir de la clorita a causa de procesos de reemplazamiento, esto también se ve reflejado en la poca abundancia de la clorita en las secciones analizadas.

Evolución tectónica regional

Con los resultados de este trabajo se indica que el Complejo Arquía representa una mezcla de rocas básicas (basamento MORB) con intercalaciones de sedimentitas, sometidas en condiciones de presión intermedia, metamorfoseadas durante el Cretácico Temprano y coetáneas con el Complejo Quebradagrande. La presencia de rocas Jurásicas o más antiguas sugiere una historia geológica extensa en donde se reconocen las edades de los protolitos (que puede incluir procesos metamórficos previos) y las edades sobrepuestas por los procesos de metamorfismo asociados a la creación del Complejo Arquía.

Los complejos básicos de la Cordillera Occidental (Kerr *et al.*, 1996; Zapata-Villada *et al.*, 2017), el Complejo Arquía, las rocas volcano-sedimentarias del Complejo Quebradagrande y las rocas metamórficas

del margen continental (Complejo Cajamarca) han sido involucrados en los procesos tectónicos que dan origen al Caribe y organizaron los terrenos del norte de Sudamérica, América Central y Norteamérica (Kennan y Pindell, 2009; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Nivia *et al.*, 1996; Pindell y Barrett, 1991). Existen fundamentalmente dos modelos de evolución para la

creación de la placa Caribe, uno de ellos propone su origen *in situ* (James, 2006, 2007; Meschede y Frisch, 1998) y el otro sugiere que la placa Caribe se origina cerca del punto caliente de Galápagos y migra a su posición actual desde el Pacífico) (ej. Dewey y Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2001; Pindell *et al.*, 1988).

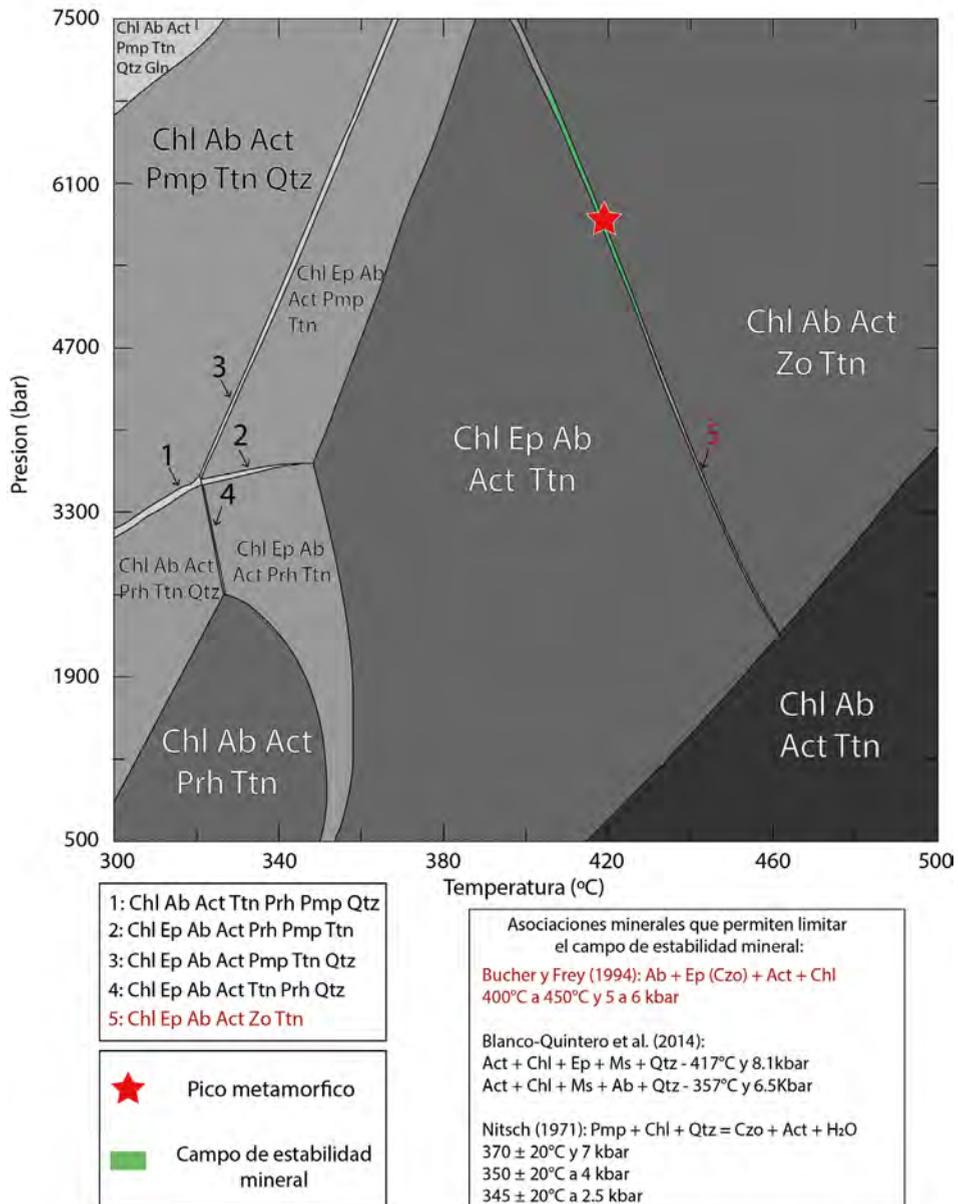


Figura 12. Pseudosección de la sección M7, correspondiente a esquistos cuarzo actinolíticos con clinozoisita/zoisita y epidota (esquistos verdes).

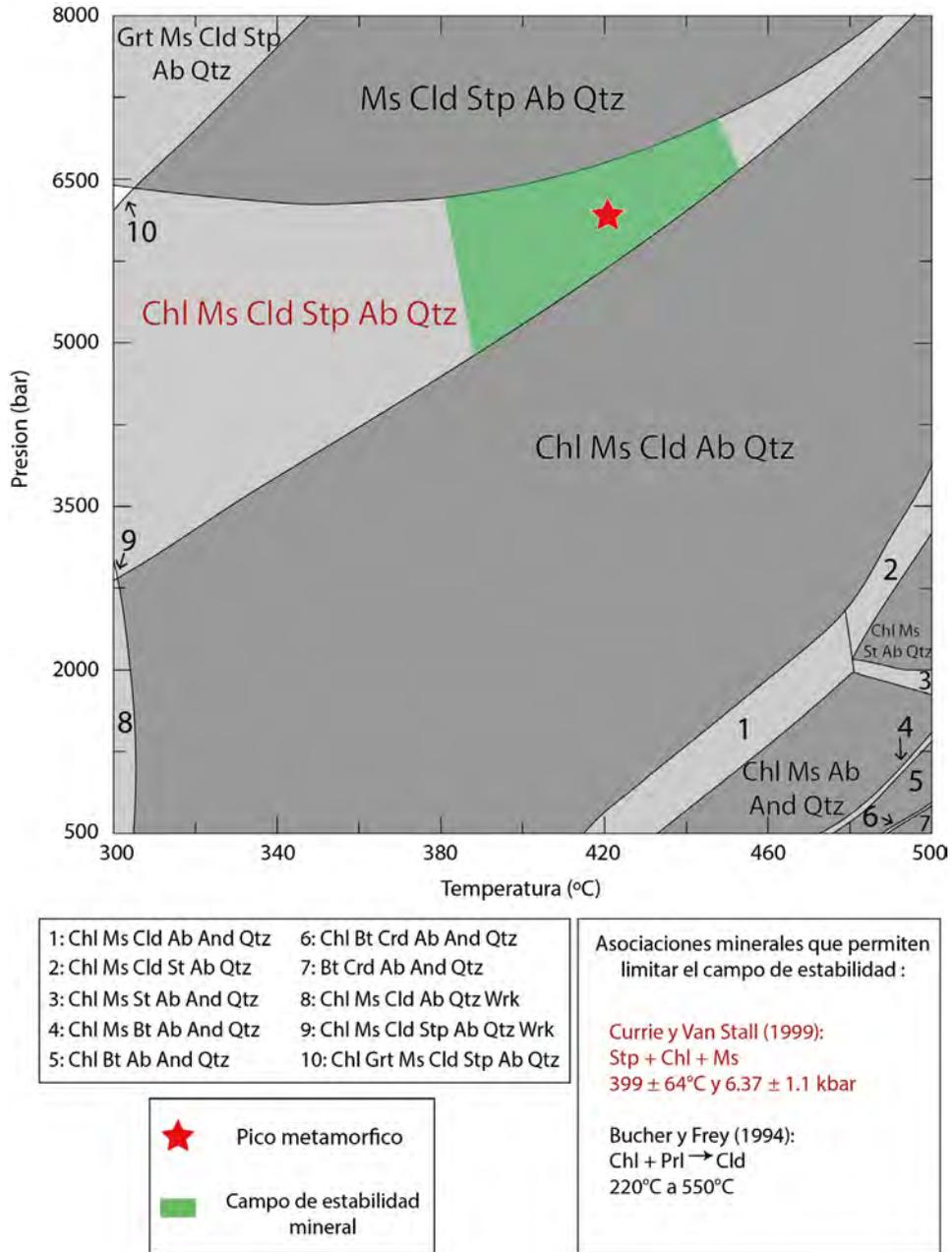


Figura 13. Pseudosección de la sección JDM-017b, correspondiente a un esquisto cuarzo moscovítico con cloritoide y estilpnomelana (esquisto negro).

Dado que el modelo *in situ* no da cuenta de la compleja evolución del occidente colombiano, se ha preferido usar el modelo de origen Pacífico porque incluye complejos de edad Cretácica Temprana al occidente de Colombia, cuya naturaleza geoquímica y cronología es afín al naciente Protocaribe. Con este modelo se entiende mejor el desarrollo de una cuenca marginal y un arco volcánico de edad Cretácica Temprana al occidente de Colombia y Ecuador (Figura 14), sin embargo, en sus inicios se sugirió que la cuenca

marginal (sur del Protocaribe) se correspondía con los basaltos del terreno Amaime que se presumió era de edad Cretácica Temprana (Pindell y Kennan, 2001). El terreno Amaime (McCourt y Aspdén, 1984; McCourt *et al.*, 1984) se probó que correspondía realmente a un bloque tectónico dominado por basaltos de *plateau* y cubierto por sedimentitas del Campaniano sin ninguna relación con una cuenca marginal (Nivia, 1987; Nivia-Guevara, 1989; Pardo-Trujillo *et al.*, 1993).



Figura 14. Reconstrucción paleogeográfica generalizada para el Cretácico Temprano del norte de Sudamérica y el Caribe. El recuadro de color naranja señala las áreas implicadas en las secciones de la Figura 15 (modificado de Kennan y Pindell, 2009; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Pindell y Kennan, 2001; Rojas-Agramonte *et al.*, 2016).

Actualmente se considera que los basaltos del terreno Amaime, situados al occidente del Complejo Arquía, realmente se correlacionan con las secuencias similares de la cordillera occidental (ej. Dagua, Diabásico y Barroso) y no con los basaltos del Cretácico Temprano del Complejo Quebradagrande originados en una zona de expansión (MORB) (Toro-Toro *et al.*, 2010). Sobre el basamento oceánico del Complejo Quebradagrande se depositan lavas, tobas y sedimentitas con influencia de un arco volcánico externo (Nivia *et al.*, 2006).

Los complejos Arquía y Quebradagrande fueron interpretados por Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) como un sistema arco-cuenca marginal donde se involucran un arco volcánico, una cuenca oceánica creada entre un arco y el continente (Quebradagrande *backarc basin*) y un margen continental pasivo al este, incluyendo las cuencas de Cundinamarca y Cocuy (Fabre, 1983a, 1983b). En este trabajo se reemplazó el término cuenca Amaime (*sensu* Pindell y Kennan, 2001) por cuenca marginal de Quebradagrande. La Formación Amaime, considerada inicialmente como una unidad del Cretácico basal o del Jurásico corresponde realmente a una secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico Tardío (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003;

Pardo-Trujillo *et al.*, 1993) sin ninguna relación con el intervalo temporal estudiado. La Formación Nogales, interdigitada con los basaltos de la Formación Amaime, fue considerada de edad Jurásica según interpretaciones estratigráficas (De Armas y McCourt, 1984) y de edad paleocena según datos bioestratigráficos (Nelson, 1957), sin embargo, el hallazgo de moluscos de edad Campaniana (determinados por Fernando Etayo-Serna) en esta unidad, indica que los basaltos, que se incluyen ahora en el llamado Complejo Amaime, son realmente de edad Cretácica Tardía (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Pardo-Trujillo *et al.*, 2005, 1993, Pardo *et al.*, 2007). En el boquerón del río Bugalagrande, en la vereda Pardo Alto (4° 06' 21", 76° 04' 01"), se encuentran lutitas fosilíferas intercaladas con flujos de basaltos de la Formación Amaime. En las sedimentitas se pueden recuperar fósiles similares a las de otras localidades de la región (Cretácico Tardío).

Durante el intervalo Jurásico Tardío (?) – Cretácico Temprano (Barremiano) se crea la cuenca marginal (cuenca marginal de Quebradagrande) formada entre un arco volcánico al oeste y el continente al este (Figura 15). La cuenca marginal de Quebradagrande reúne una serie de unidades estratigráficas del occidente de

la Cordillera Central, que incluyen además las rocas volcano-sedimentarias del Complejo Alao de Ecuador, cuyo rango de edad abarcaría desde el Jurásico Tardío al Cretácico Tardío basal (Aspden y Litherland, 1992; Cardona *et al.*, 2020; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Nivia *et al.*, 2006).

La estructura básica de la cuenca marginal estaba conformada por un basamento oceánico, sedimentitas de plataforma (al este) y depósitos volcánicos (al oeste) incluidos hoy en el Complejo Quebradagrande. Al

final del Cretácico Temprano la polaridad de la zona de subducción se invierte (Pindell *et al.*, 1988; Pindell y Kennan, 2001) y la cuenca marginal comienza a ser destruida por subducción que causa la fase final de metamorfismo de media y alta presión del Complejo Arquía. Así, parte del basamento inicial y las sedimentitas del intervalo basal del Complejo Quebradagrande entrarían a la zona de subducción modificándose por efectos del metamorfismo de presión media y alta (Figura 15). La sedimentación en la cuenca marginal estuvo activa hasta principios del Cretácico Tardío.

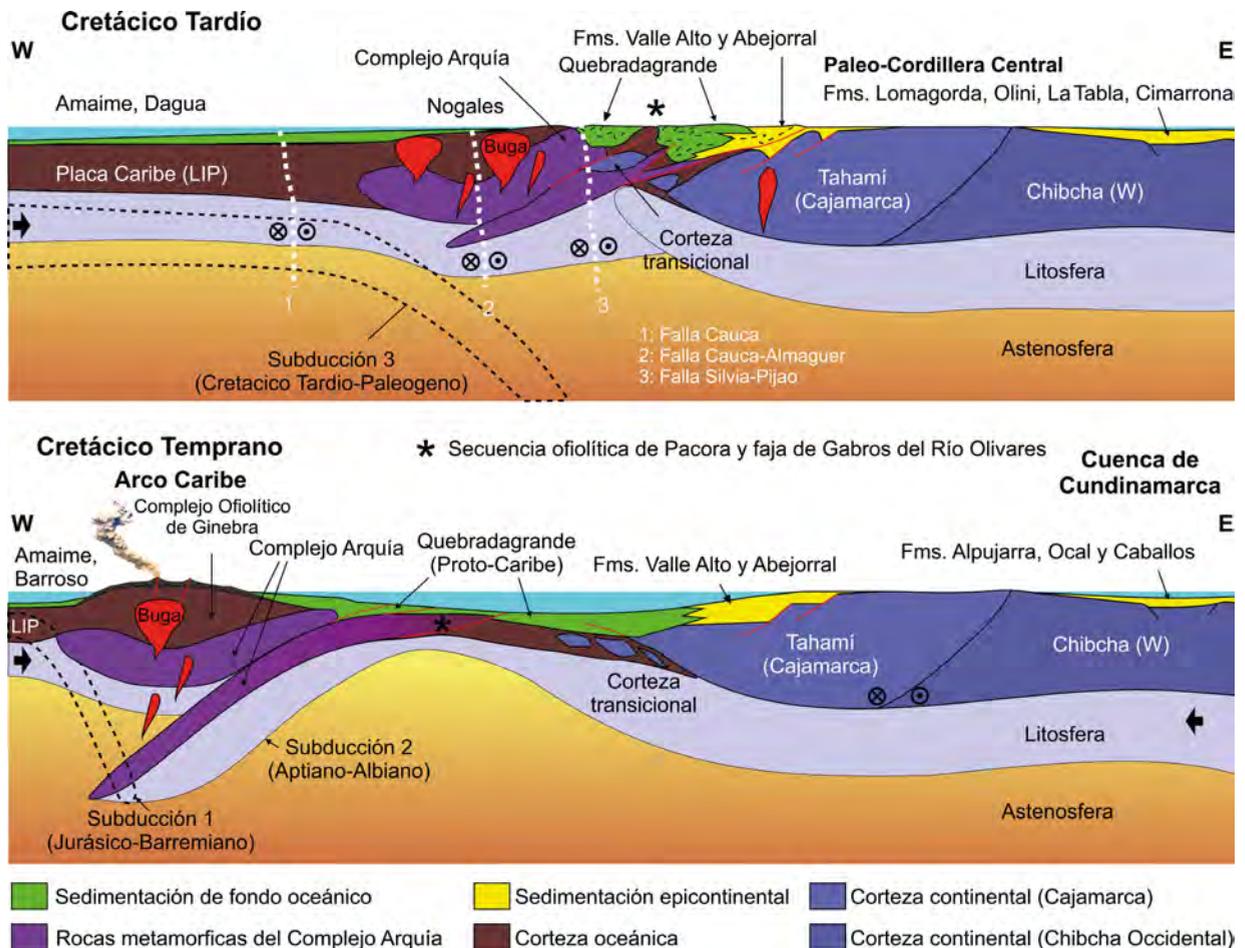


Figura 15. Sección geológica en el sector de estudio. El Complejo Arquía refleja los cambios en la polaridad de la zona de subducción del arco Caribe. Las rocas del Complejo Arquía representan un basamento oceánico metamorfoseado durante el Cretácico Temprano y apilado tectónicamente durante el Cretácico Tardío. En línea punteada se representan fases de subducciones previas y posteriores al intervalo representado.

Es importante resaltar que las rocas del Complejo Quebradagrande no son una “formación” estratigráfica. En este complejo se incluyen varias unidades de orígenes diversos y edades que van desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico terminal. Podemos encontrar secuencias de margen continental y de borde de arco, además de pelagitas oceánicas (Gómez-Cruz *et*

al., 1995). El extenso intervalo cronoestratigráfico, de las unidades (aún mal definidas) dentro del Complejo Quebradagrande, abarca tanto procesos de sedimentación como metamorfismo coetáneo. Así, durante el proceso de subducción parcial de algunos litodemas del complejo existió sedimentación simultánea en el espacio remanente de la cuenca.

El Complejo Arquía estaría formado por subducción de rocas del piso oceánico de la cuenca marginal de Quebradagrande, incluyendo además protolitos Jurásicos o más antiguos del margen transicional del ahora Complejo Cajamarca.

Pindell y Kennan (2001) presentaron un modelo de evolución del Caribe con el desarrollo de un nuevo fondo oceánico (Protocaribe), con una proyección hacia el sur que atribuyeron al terreno Amaime, producto de la separación de Norte y Sudamérica. Se ha propuesto un arco volcánico en la posición de la actual cordillera central durante el Aptiano-Albiano, pero las evidencias geoquímicas y sedimentológicas indican realmente un margen pasivo (Campos-Alvarez y Roser, 2007). La Formación Yaví del Cretácico Temprano (Valanginiano-Barremiano), al sur del valle del Magdalena, es una unidad con indicios de sedimentación simultánea con volcanismo (Toro-Toro *et al.*, 2006), sin embargo, al norte de este sector los depósitos sugieren una plataforma pasiva sin volcanismo proximal. Gómez-Cruz *et al.* (1995) citan datos sedimentológicos que muestran que al oriente del Complejo Quebradagrande se presentan intercalaciones de cuarzo arenitas y conglomerados de cuarcitas originados en abanicos submarinos de edad Albiana. En los afloramientos del complejo, tal como se puede constatar al este de Villamaría y Manizales (Caldas), son comunes los estratos de cuarzoarenitas intercaladas con lodolitas negras en donde se citan amonitas Albianas. Adicionalmente se presentan capas delgadas y gruesas de conglomerados de cuarzo (principalmente clastos de cuarcitas) en estratos de hasta 10 metros (ej. conglomerados de cuarzo al occidente de Abejorral y de la Sultana en Manizales). En el valle superior del Magdalena, la Formación Caballos (Albiano) es una unidad de cuarzo arenitas sin influencia de material volcánico (Moreno-Sánchez y Robles, 1987); por otro lado, las geoquímicas de las sedimentitas del Cretácico Inferior de Villa de Leyva reflejan que fueron depositadas sobre un margen pasivo sin influencia volcánica (Campos-Alvarez y Roser, 2007).

La faja de rocas metamórficas del Complejo Arquía se sitúa en medio de los complejos básicos (*plateau*) de la cordillera occidental (al occidente), y las rocas oceánicas de cuenca marginal correspondiente al Complejo Quebradagrande (al oriente). Los complejos de rocas básicas, al occidente de las metamorfitas de Arquía, presentan edades radiométricas que van desde el Triásico y Jurásico (protolitos) hasta el Cretácico Temprano (metamorfismo) (ver Maya, 1992; Restrepo *et al.*, 1991; Rodríguez y Arango, 2013), sin embargo, debido a los métodos utilizados, es necesaria una

revisión de alguno de estos datos. Algunos autores (Cardona *et al.*, 2020; Nivia *et al.*, 2006; Zapata *et al.*, 2019) sugieren que los protolitos del Complejo Arquía corresponden a remanentes del margen continental del bloque Cajamarca o terreno Tahamí (*sensu* Restrepo *et al.*, 2009) separados durante la apertura de la cuenca marginal del Cretácico Temprano. La disgregación, producto del transporte lateral de bloques, desmembró gran parte del arco volcánico, cuyos remanentes son los granitoides que se conocen desde Buga hasta las Antillas menores (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Weber *et al.*, 2015; White *et al.*, 1999). El Complejo Cajamarca (Tahamí) es un bloque marginal desprendido y transportado desde el sur de la región de Amotape (límite Perú-Ecuador) y el bloque Andino (bloque tectónico que incluye la región situada entre la zona de subducción de Nazca y las fallas Algeciras-Guaicaramo), que han sufrido desplazamientos dextralaterales durante el Neógeno (Pindell y Barrett, 1991). El Batolito de Buga (Villagómez *et al.*, 2011), y otros granitoides de arco, se sitúan al este o sobre rocas metamórficas y ultrabásicas (ej. Complejo Ofiolítico de Ginebra en cercanías a Tuluá, Valle) asociadas al Complejo Arquía (Weber *et al.*, 2015). Adicionalmente, algunos de esos cuerpos calcoalcalinos asociados con el arco se sitúan al este de la falla Cauca-Almaguer (Guiral-Vega *et al.*, 2015), sugiriendo que el arco volcánico y los esquistos de Arquía podrían formar parte del basamento al este de esta falla. La Formación Barroso se situaría (tectónicamente) en su margen oriental sobre un basamento de composición ofiolítico y metamórfico (Complejo Arquía). El arco Caribe se forma durante el Cretácico Temprano (Berriasiano-Aptiano) como una cuenca marginal con subducción al oeste (Pindell *et al.*, 1988; Pindell y Kennan, 2009). El arribo de la corteza sobre-engrosada del *Plateau* Caribe (incluida en las grandes provincias magmáticas o LIP) durante el Albiano ocluye el margen occidental produciendo la inversión de la zona de subducción al flanco oriental del arco, lo que conduce a una fase de compresión que destruye la cuenca marginal (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003; Pindell y Kennan, 2001). Durante la fase compresiva tanto el Complejo Arquía, macizos ofiolíticos y rocas del basamento transicional fueron apilados en una estructura compleja o prisma de acreción contra el oeste del Complejo Cajamarca (Figura 15). La corteza transicional del margen continental (Complejo Cajamarca) se superpuso tectónicamente con el piso de los complejos Quebradagrande y Arquía durante el acortamiento de la cuenca. Edades Ar-Ar (70–60 Ma) en los Esquistos Azules de Jambaló obtenidas en micas de origen milonítico, presentadas y atribuidas al metamorfismo

bárico por Bustamante (2011, 2019), realmente datan el proceso de exhumación de las rocas de alta presión durante la fase de compresión al final del Cretácico y comienzos del Cenozoico.

Conclusiones

Las rocas estudiadas en el presente trabajo corresponden a la unidad de esquistos verdes y esquistos negros del Complejo Arquía presentándose las primeras pseudosecciones de presión y temperatura (P-T) que arrojan condiciones de metamorfismo alrededor de $420 \pm 10^\circ\text{C}$ y 5,5 a 6 kbar, en el campo de las facies esquistos verdes, reflejando un cinturón metamórfico de presión intermedia. Los protolitos de este complejo se originan en pelitas, vulcanitas y rocas básicas de fondo oceánico metamorfoseadas en condiciones de presión intermedia durante el Cretácico, sin embargo, algunos protolitos del complejo podrían tener edades del Mesozoico temprano.

El Complejo Arquía, junto con los arcos del Cretácico Temprano del occidente colombiano y las Antillas, formó probablemente parte del antiguo Arco Caribe. Las rocas metamórficas del Complejo Arquía se sitúan al oeste de la cuenca marginal de Quebradagrande formada simultáneamente con el arco volcánico.

Agradecimientos

Agradecemos plenamente a la Universidad de Caldas y Vicerrectoría de Investigaciones y Posgrados, por apoyar la realización de este trabajo. Agradecemos a los evaluadores por sus comentarios y observaciones positivas que permitieron mejorar este artículo.

Referencias

Álvarez, J.A. (1995). Geología del Complejo Ofiolítico de Pacora y secuencias relacionadas de arco de islas (Complejo Quebradagrande) Colombia. *Boletín Geológico*, 35(1), 5-49.

Aspden, J.A.; Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1-3), 187-204. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90426-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90426-7)

Avellaneda-Jiménez, D.S.; Cardona, A.; Valencia, V.; Barbosa, J.S.; Jaramillo, J.S.; Monsalve, G.; Ramirez-Hoyos, L. (2020). Erosion and regional

exhumation of an Early Cretaceous subduction/accretion complex in the Northern Andes. *International Geology Review*, 62(2), 186-209. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1596042>

Becerra, J.P.; Molina, M.A. (2013). Petrografía del Complejo Arquía y rocas asociadas en la franja Cordoba-Pijao-Génova (Quindío, Colombia). Tesis de pregrado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.

Blanco-Quintero, I.F.; García-Casco, A.; Toro, L.M.; Moreno, M.; Ruiz, E.C.; Vinasco, C.J.; Cardona, A.; Lázaro, C.; Morata, D. (2014). Late Jurassic terrane collision in the northwestern margin of Gondwana (Cajamarca Complex, eastern flank of the Central Cordillera, Colombia). *International Geology Review*, 56(15), 1852-1872. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.963710>

Botero, G.; González, H. (1983). Algunas localidades fosilíferas cretáceas de la Cordillera Central, Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología Norandina*, 7, 15-28.

Brodie, K.; Fettes, D.; Harte, B.; Schmid, R. (2007). 3. Structural terms including fault rock terms. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks.

Bucher, K.; Frey, M. (1994). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag.

Bustamante, A.; Juliani, C.; Hall, C.M.; Essene, E.J. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from blueschists of the Jambaló region, Central Cordillera of Colombia: Implications on the styles of accretion in the Northern Andes. *Geologica Acta*, 9(3-4), 351-362.

Bustamante, C.; Bustamante, A. (2019). Two Cretaceous subduction events in the Central Cordillera: Insights from the high P-low T metamorphism. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (ed.). *The Geology of Colombia* (pp. 485-498). Volumen 2. Chapter 14. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.14>

Campos-Alvarez, N.C.; Roser, B.P. (2007). Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and

- tectonic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 23(4), 271-289. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.02.003>
- Cardona, A.; León, S.; Jaramillo, J.S.; Valencia, V.; Zapata, S.; Pardo-Trujillo, A.; Schmitt, A. K.; Mejía, D.; Arenas, J.C. (2020). Cretaceous record from a Mariana– to an Andean–type margin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. In: J. Gómez, A.O. Pinilla-Pachon (ed.). *The Geology of Colombia* (pp. 335-373). Volumen 2. Chapter 10. Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.36.2019.10>
- Cochrane, R.; Spikings, R.; Gerdes, A.; Ulianov, A.; Mora, A.; Villagómez, D.; Putlitz, B.; Chiaradia, M. (2014). Permo-Triassic anatexis, continental rifting and the disassembly of western Pangaea. *Lithos*, 190-191, 383-402. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.12.020>
- Connolly, J.A. (2005). Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2), 524-541. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.033>
- Currie, K.L.; Van Staal, C.R. (1999). The assemblage stilpnomelane – chlorite – phengitic mica: a geothermobarometer for blueschist and associated greenschist terranes. *Journal of Metamorphic Geology*, 17(6), 613-620. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1999.00221.x>
- Dale, J.; Powell, R.; White, R.W.; Elmer, F.L.; Holland, T.J. (2005). A thermodynamic model for Ca-Na clin amphiboles in Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O for petrological calculations. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(8), 771-791. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00609.x>
- Dewey, J.F.; Pindell, J.L. (1985). Neogene block tectonics of eastern Turkey and northern South America: Continental applications of the finite difference method. *Tectonics*, 4(1), 71-83. <https://doi.org/10.1029/TC004i001p00071>
- De Armas, M.; McCourt, W.J. (1984). Mapa geológico preliminar. Plancha 261 – Tuluá. INGEOMINAS, escala 1:100.000.
- Dorado, C.E. (2007). Petrografía y geoquímica del Complejo Arquía, al occidente de la ciudad de Manizales entre los sectores de la hacienda El Algarrobo y el río Chinchiná. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.
- Estrada, J.J.; Viana, R. (1998). Mapa Geológico de la plancha 205. INGEOMINAS.
- Etayo-Serna, F. (1985). Documentación paleontológica del infracretácico de San Felix y Valle Alto, Cordillera Central. *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas*, 16, 1-7.
- Fabre, A. (1983a). La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario inferior. Primera parte: estudio cuantitativo de la subsidencia. *Geología Norandina*, 8, 49-61.
- Fabre, A. (1983b). La subsidencia de la cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: esquema de evolución tectónica. *Geología Norandina*, 8, 21-27.
- Floyd, P.A.; Leveridge, B.E. (1987). Tectonic environment of the Devonian Grambscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of the Geological Society*, 144(4), 531-542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>
- García, D.A. (2011). Caracterización de la deformación y metamorfismo de los esquistos de Sabaleta, parte norte de la Cordillera Central de Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- García-Ramírez, C.A.; Ríos-Reyes, C.A.; Castellanos-Alarcón, O.M.; Mantilla-Figueroa, L.C. (2017). Petrology, geochemistry and geochronology of the Arquía Complex's metabasites at the Pijao-Génova sector, Central Cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología*, 39(1), 105-126. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n1-2017005>
- Gómez-Cruz, A.D.J.; Moreno-Sánchez, M.; Pardo, A. (1995). Edad y origen del “complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales” en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana*, 19, 83-93.

- Gómez, J.; Montes, N.; Nivia, A.; Diederix, H. (2015). Atlas Geológico de Colombia. Plancha 5-05. Escala 1:500.000: Servicio Geológico Colombiano.
- González, H. (1976). Geología del Cuadrángulo J-8 Sonsón. Bogotá, INGEOMINAS. Informe 1704.
- González, H. (2010). Geoquímica, geocronología de las unidades litológicas asociadas al Sistema de Fallas Cauca-Romeral, sector centro-sur. Tomo I. INGEOMINAS, Informe interno, Bogotá.
- Grosse, E. (1926). El Terciario carbonífero de Antioquia, en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaoyal. Dietrich Reimer.
- Guiral-Vega, J.S.; Rincón-Gamero, J.J.; Ordoñez-Carmona, O. (2015). Geología de la porción sur del Batolito de Sabanalarga. Implicaciones para la teoría de terrenos al occidente de Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 38, 41-48. <https://doi.org/10.15446/rbct.n38.46367>
- Herron, M.M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*, 58(5), 820-829. <https://doi.org/10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Hincapié, G.; Moreno-Sánchez, M. (2001). Comparación entre las fases deformativas presentes en las metamorfitas del Complejo Cajamarca y en las metamorfitas del Complejo Arquía, en el departamento de Caldas. *VIII Congreso Colombiano de Geología*, Manizales, Colombia.
- Holland, T.; Powell, R. (2003). Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145(4), 492-501. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z>
- Holland, T.J.B.; Powell, R. (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(3), 333-383. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>
- Ibarra-Bustos, P.D. (2017). Petrografía de los esquistos azules de San José de Albán, Nariño. Tesis de pregrado, Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.
- Iwasaki, M. (1963). Metamorphic rocks of the Kotu-Bizan area, eastern Sikoku. *Journal of the Faculty of Science*, 15, 1-90.
- James, K.H. (2006). Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin. *Geologica Acta*, 4(1-2), 279-302. <https://doi.org/10.1344/105.000000370>
- James, K.H. (2007). The Caribbean Ocean Plateau – an overview, and a different understanding. Institute of Geography and Earth Sciences, University of Wales.
- Kennan, L.; Pindell, J.L. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate? *Geological Society, London, Special Publication*, 328, 487-531. <https://doi.org/10.1144/SP328.20>
- Kerr, A.C.; Tarney, J.; Marriner, G.F.; Nivia, A.; Klaver, G.T.; Saunders, A.D. (1996). The geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South America Earth Sciences*, 9(1-2), 111-120. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(96\)00031-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(96)00031-4)
- Le Maitre, R.W.; Streckeisen, A.; Zanettin, B.; Le Bas, M.J.; Bonin, B.; Bateman, P. (2002). *Igneous rocks. A Classification and Glossary of Terms*. 2nd Edition. Cambridge University Press.
- Lemoigne, Y. (1984). Données nouvelles sur la paléoflore de Colombie. *Geobios*, 17(6), 667-707. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(84\)80115-1](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(84)80115-1)
- Li, G.; Essene, E.J.; Peacor, D.R.; Coombs, D.S. (2000). Reactions leading to the formation and breakdown of stilpnomelane in the Otago Schist, New Zealand. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4), 393-407. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00263.x>
- Marín, A. (2009). Relación estructural de las rocas metamórficas del Complejo Arquía en el sector comprendido entre La Pintada y La Felisa. Tesis de pregrado, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.

- Maya, M. (1992). Catálogo de dataciones isotópicas en Colombia. *Boletín Geológico*, 32(1-3), 127-187.
- Maya, M.; González, H. (1995). Unidades litodémicas en la cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico*, 35(2-3), 43-57.
- McCourt, W.J.; Aspden, J.A. (1984). A plate tectonic model for the phanerozoic evolution of Central and Southern Colombia. *10th Caribbean Geological Conference Transactions*. Cartagena, Colombia.
- McCourt, W.J.; Aspden, J.A.; Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 831-845. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0831>
- Mejía, M.; James, M.; Arias, L.A. (1988). Evaluación de amenazas geológicas en el área Manizales - Valparaíso. INGEOMINAS, sede Medellín.
- Meschede, M.; Frisch, W. (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296(3-4), 269-291. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00157-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00157-7)
- Moreno-Sánchez, M.; Robles, J.C. (1987). Análisis facial de las sedimentitas del Cretácico Inferior en el sector norte de la subcuenca de Neiva, Huila. Tesis, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- Moreno-Sánchez, M.; Pardo-Trujillo, A. (2003). Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. In: C. Bartolini, R.T. Buffler, J.F. Blickwede (ed.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (pp. 891-924). vol. 79. AAPG. <https://doi.org/10.1306/M79877C40>
- Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A.D.J.; Toro, L.M. (2007). Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación con los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 22, 27-38.
- Mosquera, D. (1978). Geología del cuadrángulo K8 Manizales. INGEOMINAS.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)
- Newton, R.C.; Smith, J.V.; Windley, B.F. (1980). Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, 288, 45-50. <https://doi.org/10.1038/288045a0>
- Nelson, H.W. (1957). Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali. *Leidse Geologische Mededelingen*, 22, 1-76.
- Nitsch, K.H. (1971). Stabilitätsbeziehungen von prehnit-und pumpellyit-haltigen Paragenesen. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30(3), 240-260. <https://doi.org/10.1007/BF00455673>
- Nivia, A. (1987). Geochemistry and origin of the Amaime and volcanic sequences Southwestern Colombia. MSc. Thesis, University of Leicester, Leicester, UK.
- Nivia-Guevara, A. (1989). El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. *V Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.
- Nivia, A.; Marriner, 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*, Santamarta, Colombia.
- Nivia, A.; Marriner, G.F.; Kerr, A.C.; Tarney, J. (2006). The Quebradagrande Complex: a Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 423-436. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.002>
- Pardo-Trujillo, A.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez, A.D.J. (1993). La "Formación Nogales": Una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano-

- Maastrichtiano aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central colombiana. *VI Congreso Colombiano de Geología*, Medellín, Colombia.
- Pardo-Trujillo, A.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A. (2005). Estratigrafía y facies del Cretáceo Superior-Terciario Inferior (?) en el sector de Nogales-Monteloro (borde occidental de la cordillera Central, Colombia). *Geo-Eco-Trop*, 26(2), 9-40.
- Pardo, A.; Moreno, M.; Gómez, A. (2007). La Formación Nogales en borde E de la Cordillera Central (departamento del Valle del Cauca): una pieza clave para entender la evolución cretácea del Occidente Colombiano. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 22, 133-134.
- Passchier, C.W.; Trouw, R.A. (1996). *Microtectonics*. Springer-Verlag.
- Pearce, J.A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4), 14-48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pindell, J.L.; Cande, S.C.; Pitman III, W.C.; Rowley, D.B.; Dewey, J.F.; LaBrecque, J.; Haxby, W. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155(1-4), 121-138. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90262-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90262-4)
- Pindell, J.L.; Barrett, S.F. (1991). Geologic evolution of the Caribbean region: a plate tectonic perspective. In: G. Dengo, J.E Case (ed.). *The Caribbean Region*. (pp. 405-432). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-H.405>
- Pindell, J.L.; Kennan, L. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. *Transactions of the Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (GCSSEPM) 21st Annual Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep-Water Basins*, Houston, Texas.
- Pindell, J.L.; Kennan, L. (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328, 1-55. <https://doi.org/10.1144/SP328.1>
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (1974). Obducción Cretácea en el occidente colombiano. *Anales de la Facultad de Minas. Universidad Nacional de Colombia*, Medellín, 58, 73-105.
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F. (1980). Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia-Colombia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 5-6, 1-18.
- Restrepo, J.J.; Toussaint, J.F.; Gonzalez, H.; Cordani, U.; Kawachita, K.; Linares, E.; Parica, C. (1991). Precisiones geocronológicas sobre el Occidente Colombiano. *Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*, Manizales.
- Restrepo, J.J.; Ordóñez-Carmona, O.O.; Martens, U.C.; Correa, A.M. (2009). Terrenos, complejos y provincias en la cordillera central de Colombia. *Ingeniería, Investigación y Desarrollo*, 9(2), 49-56.
- 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 Arquía, Cordillera Central, Andes Colombianos. *Geología Colombiana*, 33, 3-22.
- Rodríguez, G.; Arango, M.I. (2013). Reinterpretación geoquímica y radiométrica de las metabasitas del Complejo Arquía. *Boletín de Geología*, 35(2), 65-81.
- Rojas-Agramonte, Y.; García-Casco, A.; Kemp, A.; Kröner, A.; Proenza, J.A.; Lázaro, C.; Liu, D. (2016). Recycling and transport of continental material through the mantle wedge above subduction zones: A Caribbean example. *Earth and Planetary Science Letters*, 436, 93-107. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.11.040>
- Ruiz-Jiménez, E.C.; Blanco-Quintero, I.F.; Toro-Toro, L.M.; Moreno-Sánchez, M.; Vinasco, C.J.; García-Casco, A.; Morata, D.; Gómez-Cruz, A. (2012). Geoquímica y petrología de las metabasitas del Complejo Arquía (Municipio de Santafé de Antioquia y río Arquía, Colombia): implicaciones geodinámicas. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 32, 65-80.

- Ruiz-Jiménez, E. (2013). Geoquímica y trayectorias PT de las rocas metamórficas del Complejo Arquía, entre los municipios de Santafé de Antioquia (Antioquia) y el río Arquía (Caldas). Tesis de maestría, Universidad de Caldas, Manizales.
- Sánchez, L. (1988). Nuevos aspectos petrológicos del Grupo Arquía. Universidad de Caldas, Departamento de Ciencia Geológicas. Publicación Especial, 2.
- Shervais, J.W. (1982). Ti – V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), 101-118.
- Siivola, J.; Schmid, R. (2007). 12. List of mineral abbreviations. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Toro-Toro, L.M.; Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A.D.J. (2006). Volcanismo en la Formación Yaví cerca de Ataco (Tolima) durante el Cretácico Temprano y su significado geodinámico. *Boletín de Geología*, 28(2), 35-47.
- Toro-Toro, L.M.; Hincapié-Jaramillo, G.; Ossa-Meza, C.A. (2010). Petrografía y geoquímica de los metagabros del río Olivares sector NNW de Manizales (Caldas). *Boletín de Geología*, 32(2), 73-84.
- Toussaint, J.F.; Gonzalez, H.; Restrepo, J.J.; Linares, E. (1980). Edad K/Ar de tres rocas metamórficas del flanco noroccidental de la Cordillera Central. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 5-6, 63-70.
- Toussaint, J.F.; Restrepo, J.J. (1980). Edad cretácea de una anfíbolita granatífera de Pijao-Quindío. *Boletín de Ciencias de la Tierra*, 5-6, 77-78.
- Toussaint, J.F. (1996). Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico, Medellín. Universidad Nacional de Colombia.
- Trouw, R.A.; Passchier, C.W.; Wiersma, D.J. (2009). *Atlas of mylonites and related microstructures*. Springer Science & Business Media.
- Valencia, Y.T. (2010). Petrografía detallada de las rocas del Complejo Arquía en los límites entre los departamentos de Antioquia y Caldas. Tesis de pregrado. Universidad de Caldas, Manizales, Colombia.
- Valencia-Morales, Y.T.; Toro-Toro, L.M.; Ruiz-Jiménez, E.C.; Moreno-Sánchez, M. (2013). Pressure-Temperature path of Arquía Group rocks (NW Colombia): a petrographic analysis from mineral assemblages. *Earth Sciences Research Journal*, 17(2), 141-149.
- Villagómez, D. (2010). Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. The tectonic evolution of NW South America. PhD Thesis, University of Geneva Switzerland, Switzerland. <https://doi.org/10.13097/archive-ouverte/unige:14270>
- Villagómez, D.; Spikings, R.; Magna, T.; Kammer, A.; Winkler, W.; Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(3-4), 875-896. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.05.003>
- Villagómez, D.; Spikings, R. (2013). Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous–Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos*, 160-161, 228-249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.008>
- Vinasco, C.J.; Cordani, U.G.; González, H.; Weber, M.; Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 355-371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.007>
- Weber, M.; Gómez-Tapias, J.; Cardona, A.; Duarte, E.; Pardo-Trujillo, A.; Valencia, V.A. (2015). Geochemistry of the Santa Fé Batholith and Buriticá Tonalite in NW Colombia – Evidence of subduction initiation beneath the Colombian Caribbean Plateau. *Journal of South American Earth Sciences*, 62, 257-274. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.04.002>

- White, R.V.; Tarney, J.; Kerr, A.C.; Saunders, A.D.; Kempton, P.D.; Pringle, M.S.; Klaver, G.T. (1999). Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46(1), 43-68. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00061-9](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00061-9)
- White, R.W.; Powell, R.; Johnson, T.E. (2014). The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new $a-x$ relations for manganese-bearing minerals. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(8), 809-828. <https://doi.org/10.1111/jmg.12095>
- Winchester, J.A.; Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Yardley, B.W.D. (1989). *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman Scientific & Technical.
- Zapata, S.; Cardona, A.; Jaramillo, J.S.; Patiño, A.; Valencia, V.; León, S.; Mejía, D.; Pardo-Trujillo, A.; Castañeda, J. (2019). Cretaceous extensional and compressional tectonics in the Northwestern Andes, prior to the collision with the Caribbean oceanic plateau. *Gondwana Research*, 66, 207-226. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.10.008>
- Zapata-Villada, J.P.; Restrepo, J.J.; Cardona-Molina, A.; Martens, U. (2017). Geoquímica y geocronología de las rocas volcánicas básicas y el Gabro de Altamira, Cordillera Occidental (Colombia): Registro de ambientes de plateau y arco oceánico superpuestos durante el Cretácico. *Boletín de Geología*, 39(2), 13-30. <https://doi.org/10.18273/revbol.v39n2-2017001>
-
-
- Fecha de recibido: 16 de diciembre de 2020
Fecha de aprobado: 27 de julio de 2021
-
-