



Boletín de Geología

ISSN: 0120-0283

bolgeo@uis.edu.co

Universidad Industrial de Santander
Colombia

Mantilla-Figueroa, Luis C.; García-Ramírez, Carlos A.; Valencia, Víctor A.
**PROPUESTA DE ESCISIÓN DE LA DENOMINADA 'FORMACIÓN SILGARÁ' (MACIZO
DE SANTANDER, COLOMBIA), A PARTIR DE EDADES U-Pb EN CIRCONES
DETRÍTICOS**

Boletín de Geología, vol. 38, núm. 1, enero-abril, 2016, pp. 33-50

Universidad Industrial de Santander
Bucaramanga, Colombia

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=349643441004>

- ▶ Cómo citar el artículo
- ▶ Número completo
- ▶ Más información del artículo
- ▶ Página de la revista en redalyc.org

PROPUESTA DE ESCISIÓN DE LA DENOMINADA 'FORMACIÓN SILGARÁ' (MACIZO DE SANTANDER, COLOMBIA), A PARTIR DE EDADES U-Pb EN CIRCONES DETRÍTICOS

Luis C. Mantilla-Figueroa¹; Carlos A. García-Ramírez¹; Víctor A. Valencia²

DOI: <http://dx.doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002> 

Forma de citar: Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A. 2016. Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detriticos. Boletín de Geología, 38 (1): 33-50.

RESUMEN

La Formación Silgará (*s.l.*) aflorante en el Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia) en la franja Matanza-Cachirí, presenta litologías metamórficas fundamentalmente metapelíticas y metasemipelitas, las cuales alcanzaron el máximo pico de metamorfismo en la facies Esquistos Verdes. Circones detriticos con edades U-Pb entre $906,5 \pm 10,5$ Ma y $1.610,3 \pm 9,8$ Ma, permiten determinar que la máxima edad de deposición del protolito de ésta unidad es Neo-proterozóico (Toniano). Contrariamente, la franja de rocas metamórficas Piedecuesta-Aratoca (relacionada en trabajos previos con la denominada Formación Silgará *s.l.*, propuesta desde la década de los 70s), presentan dos grupos de litologías diferentes: una compuesta fundamentalmente de metapsamitas, semipelitas y metabasitas (hacia la base), las cuales alcanzaron el máximo pico de metamorfismo en la facies anfibolita; y otra de metapsamitas, semipelitas hacia la parte superior (en facies sub-esquistos verdes). Circones detriticos con edades U-Pb entre $506,7 \pm 9,3$ Ma y $2.586,9 \pm 10,2$ Ma, en cuarcitas de la facies anfibolita, apuntan a que la máxima edad de deposición del protolito de estas litologías metamórficas estaría entre el Cámbrico temprano (Terreneuviano) a Cámbrico medio; mientras que en las cuarcitas de la facies sub-esquistos verdes, las edades entre $451,6 \pm 7,7$ Ma y $1.611,5 \pm 13,6$ Ma, sugieren que su máxima edad de deposición del protolito es Ordovícico tardío (Katian) y una historia paleogeográfica y sedimentológica muy diferente, en comparación con las litologías previamente referidas.

Apoyados en las diferencias antes referidas, se propone escindir la Formación Silgará (*s.l.*) en tres unidades diferentes: Esquistos del Silgará *s.s.* (unidad fundamentalmente pelítica y semipelita), Esquistos del Chicamocha (unidad compuesta fundamentalmente de metapsamitas, metapelitas y metabasitas; y posiblemente litologías calco-silicatadas?, presentes en otros franjas metamórficas del MS) y Filitas de San Pedro (unidad compuesta fundamentalmente de metapsamitas, metapelitas; y localmente muy posiblemente litologías meta-volcanoclásticas?). El pico de metamorfismo de las unidades Esquistos del Silgará (*s.s.*) y del Chicamocha, se relacionan con el evento orogénico principal Fammatiniano (localmente referido como Quetame-Caparonensis, de edad Ordovícico temprano); mientras que el pico de metamorfismo de la unidad Filitas de San Pedro, se relacionaría con el evento orogénico menor Fammatiniano (de edad Silúrico). Aunque las unidades Esquistos del Silgará (*s.s.*) y del Chicamocha, al parecer alcanzaron el máximo pico de metamorfismo durante el evento orogénico principal Fammatiniano, aquí se propone su escisión, considerando sus diferencias litológicas (además de las diferencias ya referidas). No obstante, se recomienda un análisis comparativo más detallado entre las diferentes franjas metamórficas esquistosas presentes en el Macizo de Santander (en términos de sus litologías predominantes y sus máximas edades estratigráficas, entre otros aspectos), para fines de soportar o descartar ésta división. En lo referente a la unidad Filitas de San Pedro (aquí propuesta), su escisión (individualización) es muy evidente y necesaria, debido a las diferencias litológicas y edad de metamorfismo, respecto a las unidades previamente referidas. No se descarta la existencia de eventos tectono-termales más jóvenes en el Macizo de Santander (especialmente de tipo dinamo-térmico), considerando la presencia localizada de rocas sedimentarias, de edad Paleozoico tardío, afectadas por pizarrosidad.

Palabras clave: Colombia, Macizo de Santander, metamorfismo, geocronología U-Pb en circones detriticos.

¹ Escuela de Geología-Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Santander, Colombia, lcmantil@uis.edu.co

² School of the Environment, Washington State University, Pullman, WA, USA

A PROPOSAL TO SPLIT-OFF THE SO-CALLED ‘SILGARÁ FORMATION’ (SANTANDER MASSIF, COLOMBIA) SUPPORTED ON DETRITAL U-Pb ZIRCON AGES

ABSTRACT

The metamorphic lithologies from the Silgará Formation (*s.l.*) outcropping along the Matanza-Cachirí strip in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera) are mainly constituted by metapelites and metasemipelites that reached the thermal metamorphic peak in the range of green schist facies. Detrital zircons from these metamorphic lithologies yielded U-Pb ages from 906.5 ± 10.5 to 1610.3 ± 9.8 Ma, suggesting a maximum age of deposition at Neoproterozoic time. On the other hand, the Piedecuesta-Aratoca metamorphic rocks strip (also linked previously to the so-called Silgará Formation) is composed by two groups of lithologies: The lower sequence which is constituted mainly by meta-psamites, semipelites and metabasites with the thermal metamorphic peak at amphibolite facies and; the upper sequence which are basically meta-psamites and semipelites that reached the thermal metamorphic peak at sub-green schist facies. Detrital zircons from the quartzites in amphibolite facies rocks yielded U-Pb ages from 506.7 ± 9.3 to 2586.9 ± 10.2 Ma, suggesting a maximum age of deposition at Early to Middle Cambrian time; whereas U-Pb zircon ages determinated from the meta-sandstones from the upper sequence yielded ages from 451.6 ± 7.7 to 1611.5 ± 13.6 Ma, suggesting a maximum age of deposition at Late Ordovician (Katina) time. These geochronology data point out that these both sequences have different paleogeographic and sedimentological history.

Supported by the aforementioned differences, it is proposed here to split-off the older Silgará Formation (*s.l.*) in the following three different units: the Silgará schists *s.s.* (constituted by metapelitic and semipelitic rocks), the Chicamocha schists (mainly constituted by metapsammites, metapelites and metabasites, and possibly metacalsilicates? rocks outcropping in some others metamorphic strips from the Santander Massif) and the San Pedro phyllites (constituted by metapsamites and metapelites and possibly metavolcanoclastic lithologies?). The thermal metamorphic peak of the Silgara (*s.s.*) and Chicamocha Schists units must be related to the main Fammatinian orogenic event (locally known as Quetame-Caparonensis, early Ordovician in age), whereas the metamorphic peak for the San Pedro Fillites unit should be related to the minor Fammatinian orogenic event (Silurian in age). Despite both The Silgará Schists (*s.s.*) and Chicamocha Schists units reached probably the thermal metamorphic peak during the Fammatinian Orogeny, here is proposed to split-off these units, because of these lithological differences (among some others aforementioned characteristics). Anyway, in order to avoid or to support this idea, there is a need to develop new studies, involving more metamorphic strips in order to identify better their lithologies and their maximum deposition ages. The split-off of the San Pedro Phyllites Unit from the Silgara Formation (*s.l.*) is evident and necessary task, considering their lithologies, metamorphic ages, among others features, compared with the Silgara Schists (*s.s.*) and Chicamocha Schists Units. Younger tectono-thermal events (mainly dynamo-thermal) are not ruled out, taking into account the local presence of late Paleozoic sedimentary rocks in the Santander Massif, affected by a slaty cleavage.

Keywords: Colombia, Santander Massif, metamorphism, detrital zircon U-Pb geochronology.

INTRODUCCIÓN

Las rocas metamórficas del basamento cristalino del Macizo de Santander (MS) en la Cordillera Oriental de Colombia se han agrupado en diferentes unidades litológicas (p. ej. Gneis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará, Ortogneis), las cuales registran los principales eventos de metamorfismo regional que han afectado a éste sector de los Andes septentrionales, y que están relacionados con las orogenias Grenvilliana y Famatiniana (localmente denominada Quetame-Caparonensis), principalmente (Cordani *et al.*, 2005; Restrepo-Pace and Cediel, 2010; Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lilej, 2013).

La presencia de rocas ígneas graníticas sin metamorfismo regional con edades entorno a 470 Ma (U-Pb en circones magmáticos), así como la existencia de rocas sedimentarias del Devónico medio (edades entorno a 390-385 Ma), aflorantes en diferentes sectores del Macizo de Santander, han servido como referentes de temporalidad para suponer que todas las rocas metamórficas aflorantes en este sector de la Cordillera Oriental son de edad pre-Devónico medio y más concretamente pre-Ordovícico medio (Ward *et al.*, 1973; Boinet *et al.*, 1985; Ordóñez-Cardona *et al.*, 2006; Restrepo-Pace and Cediel, 2010; Mantilla *et al.*, 2012; Van Der Lilej, 2013). Aunque esto parece estar confirmado por los datos reportados en los trabajos

ya referidos, también es posible que en el MS existan unidades de rocas metamórficas aún más jóvenes, considerando el reporte de fósiles de tipo braquiópodos, del género *Productus* sp. (comunes en el Devónico, Carbonífero, e incluso Pérmico), los cuales fueron identificados en rocas con bajo grado de metamorfismo en el sector de Mogotes (Moreno-Sánchez-Sánchez *et al.*, 2005), localizado aproximadamente a unos 80 km al SSE de Bucaramanga.

A pesar de los valiosos aportes al conocimiento de la geología del MS, derivados de los estudios puntuales aquí desarrollados en los últimos 30-40 años, es importante reconocer con humildad que el basamento metamórfico del MS es un área aún relativamente ignota.

En el contexto anteriormente mencionado, el presente estudio tiene por objetivo aportar evidencias geocronológicas (edades U-Pb en circones detriticos) y geológicas, que soporten la propuesta de escisión de la denominada Formación Silgará (término original propuesto en Ward *et al.*, 1973, y referida en estudios posteriores como Unidad Esquistos del Silgará -p. ej. Clavijo, 1994, entre otros), en por lo menos tres unidades diferentes: Esquistos del Silgará (*s.s.*), Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro.

ANTECEDENTES Y CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Con el propósito de contextualizar desde el punto de vista geológico las áreas del Macizo de Santander que fueron aquí estudiadas (Franjas Matanza-Cachirí y Piedecuesta-Aratoca; ver FIGURA 1), a continuación se presentarán algunos rasgos geológicos que consideramos relevantes por su relación con los objetivos del presente trabajo.

En la Cordillera Oriental de Colombia se reconocen cuatro macizos, en los cuales afloran rocas del basamento cristalino, compuesto mayoritariamente por rocas metamórficas del pre-Devónico y rocas ígneas del pre-Cretácico. Estos macizos son los siguientes: Garzón, Quetame, Floresta y Santander (Restrepo and Toussaint, 1988; Case *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Restrepo-Pace *et al.*, 1997). Las rocas del basamento cristalino aflorantes en el Macizo de Santander (MS), se han agrupado principalmente en las siguientes unidades metamórficas: Gneises de Bucaramanga, Esquistos del Silgará, Ortogneis, Metasedimentitas de Gauca, Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen, Floresta Metamórfoseada y

Formación Mogotes (Ward *et al.*, 1973; Clavijo, 1994; Restrepo-Pace, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Moreno-Sánchez *et al.*, 2005, entre otros). Con relación a las unidades de rocas ígneas (principalmente granitoideas y gabros), se considera que éstas presentan edades tanto del Paleozóico temprano, como del Paleozóico tardío (Ulloa y Rodríguez, 1982; Boinet *et al.*, 1985; Ujueta, 1991; Royero y Vargas, 1999; Royero y Clavijo, 2001; Restrepo-Pace and Cediel, 2010). Eventos magmáticos desarrollados durante el Mesozoico, especialmente durante el Tríasico tardío-Jurásico temprano, están representados en batolitos, stocks, diques, flujos lávicos y materiales volcanoclásticos y volcanosedimentarios, y se encuentran ampliamente distribuidos en todo el MS (Goldsmith *et al.*, 1971; Ward *et al.*, 1973; Dörr *et al.*, 1995; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2013; Van Der Lelij, 2013, Spikings *et al.*, 2015).

Un conjunto de rocas sedimentarias de edad Paleozóico tardío (del Devónico medio y superior, Carbonífero y Pérmico), cubren las rocas metamórficas anteriormente mencionadas, aunque su presencia parece estar más confinada hacia el centro y norte del Macizo de Santander (aproximadamente al norte de una franja que geográficamente se proyectaría entre el Páramo de Berlín y Bucaramanga). Estas rocas sedimentarias de edad Paleozóico tardío, también se reconocen ampliamente al sur, concretamente en el Macizo de Floresta (Clavijo, 1994; Royero y Clavijo, 2001). Entre estas dos zonas, éstas rocas sedimentarias del Paleozoico tardío no han sido identificadas, debido posiblemente a que fueron erosionadas o afectadas por eventos metamórficos más recientes (?) que el evento orogénico Famatiniano antes referido.

Las áreas estudiadas en el marco del presente trabajo se localizan al interior de las siguientes dos franjas de rocas metamórficas: (a) Matanza-Cachirí, en donde aflora la localidad tipo de la Formación Silgará (nombre original asignado en Ward *et al.*, 1973) y; (b) Piedecuesta-Aratoca, en donde aflora una sucesión de esquistos y filitas, tradicionalmente consideradas litologías agrupadas dentro de la Formación Silgará (Ward *et al.*, 1973; Ríos *et al.*, 2003). Ver FIGURAS 2 y 3.

En términos generales, la Formación Silgará³ (terminología original utilizada durante la elaboración

³ El término Formación aquí referido, se usa con la finalidad de respetar la terminología adoptada originalmente. No obstante, los autores acogen el término ‘Unidad’, por hacer referencia a una división informal (según la Comisión Internacional de Estratigrafía); compuesta de litologías metamórficas y sin límites (discontinuidades) plenamente identificadas.

de la plancha H-12, según Ward *et al.*, 1973), consta de una secuencia de litologías metamorfoseadas y cíclicamente estratificadas, de pizarras, filitas, metalimolita, metarenisca impura, metawaka y metawaka guijarrosa, con menos cantidades de pizarra y filita calcárea. Estas litologías afloran especialmente en una franja que se extiende desde el sur de Matanza hasta el noroeste de Cachirí. Tal como ya se mencionó anteriormente, al interior de esta franja de rocas de unos 15 km de ancho, se ubica la localidad tipo de esta unidad: la quebrada Silgará. En resumen, la Formación Silgará consta principalmente de rocas metasiliciclásticas (predominantemente metareniscas/metacuarzoarenitas, y en menor proporción metapelitas), las cuales fueron afectadas por metamorfismo regional en facies esquistos verdes. Aspectos de mayor detalle relacionados con la composición y el grado de metamorfismo de estas rocas serán presentados en los siguientes apartados. En la localidad tipo de esta unidad, el contacto con la unidad infrayacente no fue observado, pero los autores de la plancha H-12 (Ward *et al.*, 1973) supusieron que esta unidad debe suprayacer la unidad Gneis de Bucaramanga, e infrayacer la Formación Floresta (unidad sedimentaria, considerada por los autores de edad Devónico).

Otras franjas adicionales de rocas metamórficas para el área de las Planchas H-12 y H13 fueron igualmente reportadas en Ward *et al.* (1973), entre éstas destacan las Franjas Berlín-Silos-Mutiscua (y su proyección más al norte) y Pamplona-Chitagá.

Por su relación con el presente estudio, vale la pena mencionar que la franja Piedecuesta-Aratoca se caracteriza por presentar una sucesión de rocas metasiliciclásticas (predominantemente metapelitas y metareniscas/cuarcitas en menor proporción) y metabásicas (lentes anfibolíticos, especialmente hacia la base). El grado de metamorfismo de estas litologías varía desde facies esquistos verdes a facies anfibolita (García *et al.*, 2005; Ríos *et al.*, 2003).

Con base en lo anteriormente mencionado, es importante subrayar que existen evidentes diferencias en la composición litológica (reconocible incluso a primera vista), entre las franjas Matanza-Cachirí (donde se ubica la localidad tipo del Silgará) y Piedecuesta-Aratoca.

En resumen, las litologías y el grado de metamorfismo de las franjas antes citadas como Formación Silgará son diferentes respecto a la franja Matanza-Cachirí, es decir, son diferentes a las litologías reportadas en la localidad tipo de la Formación Silgará. No obstante, y a pesar de

estas diferencias, Ward *et al.* (1973), por razones que resultan claramente comprensibles por la dimensión y las particularidades de los estudios en esa época, asumieron que las diferentes franjas representaban variaciones paleo-faciales, y por consiguiente éstas fueron correlacionadas temporalmente. Por esta razón, en los mapas geológicos del Macizo de Santander, la unidad Esquistos del Silgará (Formación Silgará) se encuentra cartografiada de manera extensa, a pesar de las diferencias antes referidas, tanto en composición como también en el grado de metamorfismo, e incluso en sus edades (máximas) estratigráficas (y muy seguramente también en la edad del pico de metamorfismo), tal como se mostrará más adelante.

No se descarta en ningún momento que algunas variaciones composicionales entre franjas concretas de rocas metamórficas (cartografiadas como unidad Esquistos del Silgará), representen cambios paleo-faciales, tal como se reporta en Ward *et al.* (1973). No obstante, en el caso aquí referido (concretamente entre las franjas Matanza-Cachirí y Piedecuesta-Aratoca), ésta variación no parece estar relacionada con cambios paleo-faciales.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Con el propósito de estudiar las posibles diferencias y similitudes entre las franjas Matanza-Cachirí y la franja Piedecuesta-Aratoca, en el marco del presente estudio se realizaron trabajos de campo para fines de reconocimiento de sus variedades litológicas, relaciones entre éstas y evidentemente para fines de muestreo.

El análisis de algunas láminas delgadas, estudiadas mediante microscopía óptica, se realizó utilizando un microscopio de luz transmitida marca NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada, el cual hace parte del laboratorio de microscopía óptica de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander-UIS. La extracción de zircones se realizó utilizando los métodos tradicionales en ZirChron LLC (Tucson, AZ), mientras que las dataciones U-Pb en circones detriticos de las unidades metamórficas aflorantes en las dos franjas antes referidas fueron realizadas utilizando la técnica LA-ICP-MS en el laboratorio de geoquímica isotópica de la Universidad Estatal de Washington (WSU, USA), siguiendo los procedimientos analíticos descritos por Chang *et al.* (2006). Los detalles del correspondiente procedimiento analítico, también se resumen en el apartado ‘Metodología’, documentado en Mantilla *et al.* (2013).

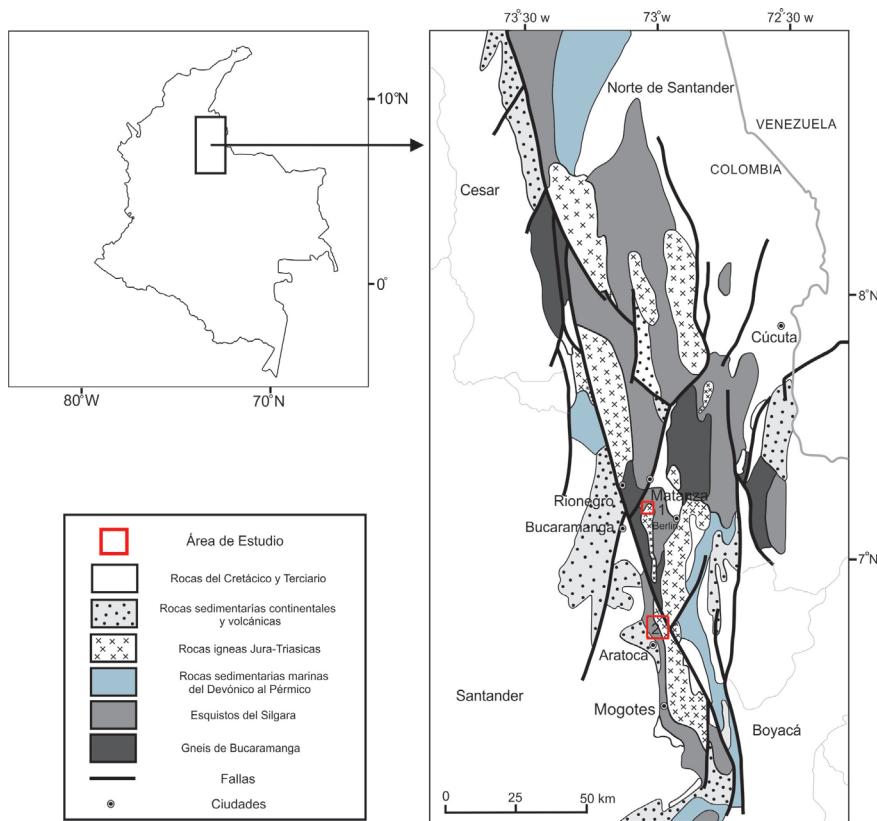


FIGURA 1. Esquema geológico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia), en el cual se resaltan, mediante recuadros de color rojo, las áreas estudiadas en las franjas de litologías metamórficas Matanza-Cachirí y Piedecuesta-Aratoca. Modificado de Goldsmith *et al.* (1971).

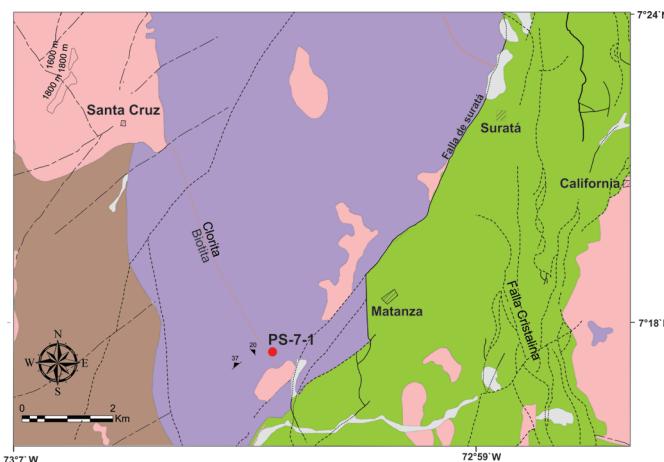


FIGURA 2. Mapa geológico de la franja Matanza-Cachirí, indicando la localización de la muestra estudiada PS-7-1. Modificado de Rueda y Villamizar (2014).

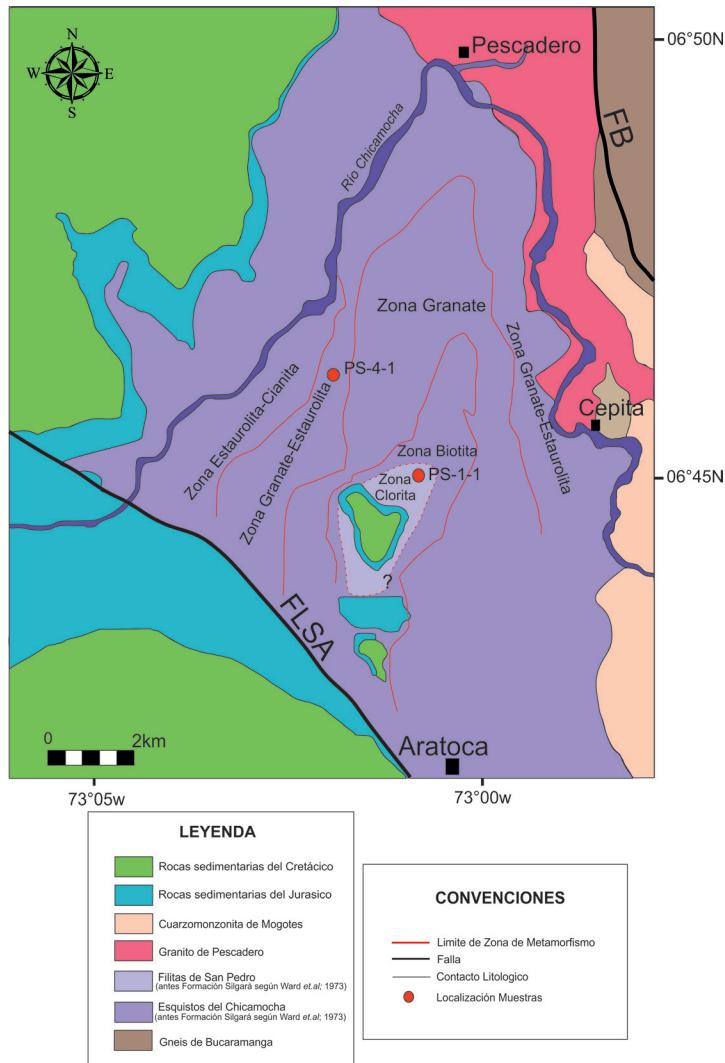


FIGURA 3. Mapa geológico de la franja Pescadero-Aratoca, indicando la localización de las muestras estudiadas PS-1-1 y PS-4-1. FB- Falla de Bucaramanga; FLSA-Falla Los Santos-Aratoca. Modificado de Ríos *et al.* (2003).

RESULTADOS

Aspectos generales de las rocas metamórficas en la franja Matanza-Cachirí

En esta franja metamórfica (localizada al sur del río Cachirí), aflora la sección tipo de la denominada Formación Silgará (según Ward *et al.*, 1973); la cual fue documentada concretamente en la quebrada del mismo nombre. Estos autores definieron la Formación Silgará como “una secuencia de rocas clásticas metamorfoseadas, típicamente delgada y cíclicamente estratificadas que consta de pizarras, filitas, metallimonitas, metareniscas impuras, metawacas y metawacas guijarroosas con menos cantidades de pizarras y filitas calcáreas”. La base de esta unidad no fue observada ni precisada, sin embargo Ward *et al.*

(1973) presumen que la Formación Silgará suprayace la unidad Gneis de Bucaramanga.

En esta franja Matanza-Cachirí hacia el norte se observa una alternancia de rocas metasilicíticas, principalmente cuarcitas y metareniscas y rocas metapelíticas casi que en igual proporción. La estructura es foliada, finamente laminadas con bandas milimétricas (Rueda y Villamizar, 2014). La foliación presenta una tendencia norte-sur, viéndose alterada por replegamientos. Localmente, las rocas presentan deformación milonítica, la cual desarrolla superficies anastomosadas. Hacia el sur, en litologías más pelíticas se observa clivaje de crenulación que afectó la foliación S1, generándose una foliación S2. Esta deformación se asocia principalmente al sistema de fallas de Suratá y Bucaramanga.

Mineralógicamente las rocas de esta franja constan de cuarzo, muscovita, clorita, biotita, granate, grafito, plagioclasa, feldespato potásico y opacos como minerales principales. Como accesorios aparecen epidota, zircón, titanita y apatito.

Los minerales predominantes en las metapelitas son cuarzo, muscovita, clorita, biotita, grafito, granate y minerales opacos, mientras que las semipelitas constan de cuarzo, muscovita, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y minerales opacos. La textura principal en las metapelitas es granolepidoblástica, en menor proporción se observó textura porfidoblástica en matriz granolepidoblástica, mientras que en las semipelitas las texturas principales son granoblástica y lepidogranoblástica, y en menor proporción poiquiloblástica.

En las semipelitas se encuentran delgados niveles de cuarcitas casi puras en su composición. Las rocas son de grano muy fino a fino y sólo en las metapelitas donde aparece el granate, el tamaño de grano se incrementa, siendo este de tamaño medio.

Las paragénesis observadas en las metapelitas y semipelitas son las siguientes (abreviaturas minerales según Kretz, 1983):



Estas paragénesis indican que el metamorfismo ocurrió en condiciones de facies esquistos verdes y el pico metamórfico alcanzó la parte baja de la zona del granate. De acuerdo con los minerales presentes, el metamorfismo es de bajo grado con temperaturas que habrían oscilado entre 340 y 450°C, tomando en cuenta la esporádica y restringida aparición del granate y su tamaño de grano (según Spear, 1995; el granate aparece en rocas metapelíticas a 450°C). El metamorfismo retrogrado se evidencia en la cloritización del granate y sericitización de la plagioclasa; el grado de metamorfismo aumenta hacia la parte norte de esta franja en los sectores Turbay y el Mohán, distante 10 km al NW del municipio de Cachirí (Rueda y Villamizar, 2014).

Aspectos generales de las rocas metamórficas en la franja Piedecuesta-Aratoca

Las rocas de esta franja son también diferenciadas por Ward *et al.* (1973), respecto a las rocas aflorantes en la franja Matanza-Cachirí, por la ausencia de metawaca y

por el mayor grado de metamorfismo, alcanzando la parte baja de la facies anfibolita. Litológicamente, estos autores describen cuarcitas intercaladas con esquistos pelíticos.

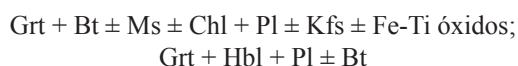
Las metapelitas están representadas en esquistos con cuarzo, muscovita, biotita, clorita, plagioclasa, granate, andalucita, estaurolita, cianita y sillimanita como minerales principales. Los minerales menores son grafito, ilmenita, magnetita. Entre los minerales accesorios más comunes se reconocen zircón, apatito, turmalina y rutilo. Las texturas son granolepidoblástica, porfidoblástica en matriz granolepidoblástica, porfidoblástica en matriz lepidoblástica. En algunas rocas aparece la textura poiquiloblástica. En zonas cercanas a fallas, la textura es cataclástica. Las metapsamitas constan de cuarzo, plagioclasa, microclina, cantidades variables y subordinadas de muscovita, biotita y granate como minerales principales. Los minerales menores son grafito, ilmenita y magnetita. Accesorios comunes son zircón, apatito, turmalina y rutilo. Litológicamente, son esquistos micáceo-feldespáticos y cuarcitas con textura principalmente lepidogranoblástica y en menor proporción porfidoblástica en matriz lepidoblástica a lepidogranoblástica. Las metabasitas son esquistos anfibólicos y anfibolitas que ocurren como niveles masivos de forma lenticular o cuerpos intermitentes intercalados hacia la parte media de la unidad con esquistos pelíticos. Los minerales principales son plagioclasa, hornblenda, epidota, cantidades variables y menores de cuarzo, biotita, magnetita, ilmenita. Los accesorios son zircón, apatito, esfena y rutilo.

La sucesiva aparición de minerales indicadores de metamorfismo ha permitido diferenciar una zonación metamórfica en facies esquistos verdes, transición epidota – anfibolita y anfibolita. Las zonas diferenciadas son biotita, granate, estaurolita-cianita y sillimanita. Las paragénesis minerales en las diferentes zonas son:

Zona de la biotita:



Zona del granate:



Zona de la estaurolita-cianita:



Zona de la sillimanita:



Para estas zonas se han evaluado las condiciones P-T, usando el programa TWQ de Berman, se obtuvieron los siguientes datos: (a) en la zona del granate las temperaturas máximas registradas arrojan valores entre 495 y 518°C y presiones entre 4,4 y 5,5 kbar; (b) en la zona de la estaurolita-cianita las temperaturas máximas registradas arrojan valores entre 590 – 612°C y presiones entre 6,6 y 7,5 kbar y; (c) en la zona de la sillimanita las temperaturas máximas registradas arrojan valores entre 660 – 700°C y presiones de 5,5 – 7,2 kbar (Ríos *et al.*, 2003; García and Ríos, 2004).

La ocurrencia de la sillimanita como variedad fibrolita podría indicar solo el inicio de la zona de la sillimanita, considerando también la presencia de los otros dos polimorfos de Al_2SiO_5 (cianita y andalucita).

El metamorfismo retrogrado está marcado por la cloritización del granate y la biotita y la formación de muscovita a expensas de cianita y estaurolita.

Hacia el tope de esta secuencia, en el sector de la Mesa de San Pedro, afloran rocas de muy bajo grado de metamorfismo, consistentes en filitas cloríticas con foliación continua y fina, intercaladas con metareniscas y metalimolitas con débil foliación espaciada. Las filitas, adicional a clorita contienen cuarzo y muscovita/sericita. La foliación metamórfica

regional es N70W. Las metareniscas constan de cuarzo, muscovita, clorita, plagioclasa y feldespato potásico como minerales principales. La textura predominante es lepidogranoblástica. Otros minerales presentes son opacos, círcón, apatito.

La paragénesis de la roca Qtz + Ms + Chl ± Kfs ± Pl, sumado al débil desarrollo microestructural y a la escasa recristalización indican condiciones de facies sub-esquistos verdes.

Geocronología U-Pb en circones detriticos

Con el propósito de poder establecer la máxima edad estratigráfica de los paleo-sedimentos de las litologías siliciclásticas presentes en la franja Matanza-Cachirí (mediante geocronología U-Pb en circones detriticos), en la cual afloran rocas de la Formación Silgará (en términos de Ward *et al.*, 1973), se tomó una muestra (PS-7-1) de cuarcita de esta sucesión (litología predominante en la localidad tipo de esta unidad), a lo largo del carreteable que comunica los municipios de Matanza y Rionegro. Por otro lado, y con el mismo propósito antes mencionado, se tomaron dos muestras (PS-4-1 y PS-1-1) de las litologías metamórficas (cuarcitas) aflorantes en la franja Piedecuesta-Aratoca (ver datos de localización en TABLA 1 y FIGURA 1). A continuación se describen los resultados obtenidos del estudio geocronológico ya referido.

TABLA 1. Coordenadas y localización geográfica de las litologías metamórficas colectadas para análisis mediante geocronología U-Pb en circones detriticos.

Muestra	Coordenadas		Coordenadas locales *			Localización Geográfica	Tipo de roca
	Latitud	Longitud	X	Y	Z (msnm)		
PS-7-1 (Facies Esquistos Verdes; zona de la clorita)	7°18'6.42"	73°3'12.06"	1.299.288	1.113.461	~ 1944	Vía Matanza-Santa Cruz-Rionegro	Cuarcita
PS-4-1 (Facies Afibolita; zona de la estaurolita)	6°47'48.0"	73°00'47.1"	1.243.469	1.117.667	~887	Vía Bucaramanga-Aratoca (cañón del Chicamocha)	Cuarcita
PS-1-1 (Facies sub-esquistos verdes)	6°43'20.1"	73°01'07.0"	1.235.238	1.117.074	~1770	Vía Bucaramanga-Aratoca (sector Mesa de San Pedro)	Metaarenisca

* Coordenadas Datum WGS84 (EPSG 4326)

** Coordenadas Planas con Datum Bogotá (Bogotá 1975 / Colombia Bogotá zone (21897)

Franja Matanza-Cachirí

La muestra PS-7-1, colectada en la franja de rocas metamórficas Matanza-Cachirí, es parte de la sucesión de rocas de tipo metareniscas/cuarcitas, intercaladas con metapelitas (en menor proporción), típicas de la localidad tipo de la Formación Silgará (en términos de Ward *et al.*, 1973). El material colectado son cuarcitas que alcanzaron las facies de Esquistos Verdes (Zona de la Clorita), durante el pico de metamorfismo (Rueda y Villamizar, 2014). La edad del pico de metamorfismo de ésta unidad se considera relacionada con la orogenia

Famatiniana (localmente conocida como Quetame-Caparonensis, Restrepo-Pace and Cediel, 2010; Mantilla *et al.*, 2012; Van Der Lilej, 2014; Spikings *et al.*, 2015; otros).

Cien (100) análisis fueron realizados en circones detriticos presentes en la muestra PS-7-1, arrojando edades entre $906,5 \pm 10,5$ Ma y $1.610,3 \pm 9,8$ Ma (ver ANEXO 1). Picos prominentes con edades entorno a 940, 1.010, 1.248, 1.380, 1.490 y 1.596 Ma; entre otros picos menos pronunciados, se reconocen claramente en esta muestra (FIGURA 4).

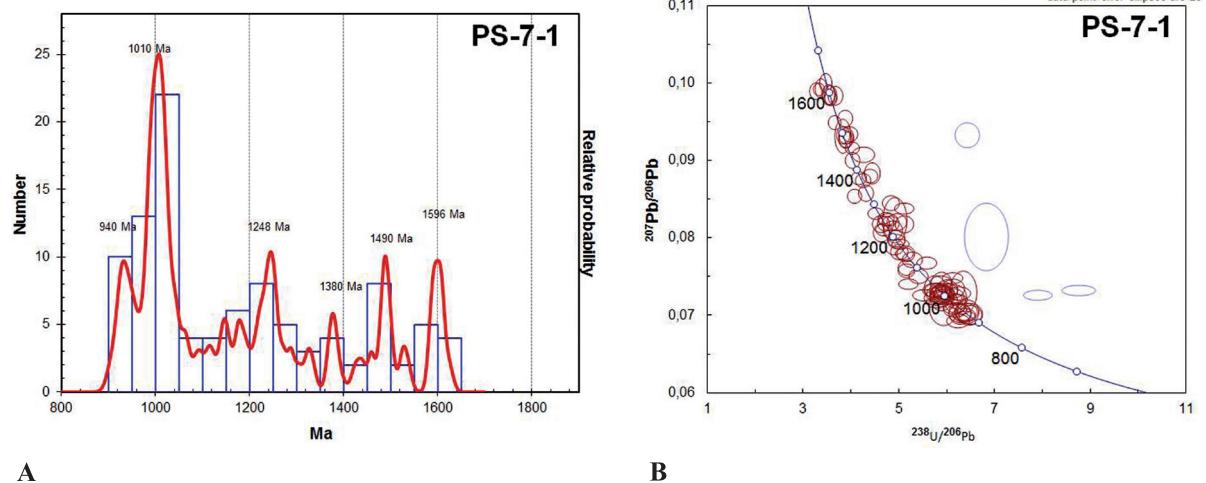


FIGURA 4. Distribución de los picos de edades obtenidas a partir del análisis de circones detriticos presentes en la muestra PS-7-1. B. Diagrama concordia U-Pb, en el cual se muestran las diferentes edades de los circones detriticos analizados.

Considerando las edades U-Pb en circones detriticos aquí obtenidas, es posible concluir que la máxima edad estratigráfica (máxima edad de sedimentación del protolito) es Neoproterozóico (Toniano), tomando como referencia el pico prominente con edades más recientes (940 Ma). Respecto a la edad del pico metamórfico que afectó a éstas litologías, como ya fue mencionado anteriormente, se asume que éste tuvo lugar muy seguramente en el Ordovícico temprano (orogenia Famatiniana), considerando las edades de las rocas metaigneas sin-tectónicas (litologías agrupadas como unidad Ortogneis; edades determinadas mediante U-Pb en circones magnéticos en 484-474 Ma), y las cuales cortan a esta unidad y se acomodan de manera concordante con la foliación metamórfica regional (Restrepo-Pace and Cediel, 2010; Mantilla *et al.*, 2012; Van Der Lilej, 2013). Las edades del Ordovícico temprano reportadas en rocas de la unidad Ortogneis y la presencia de rocas graníticas sin metamorfismo regional, con edades de 470 Ma (Restrepo-Pace and Cediel, 2010), parece corroborar la idea que el evento metamórfico regional más

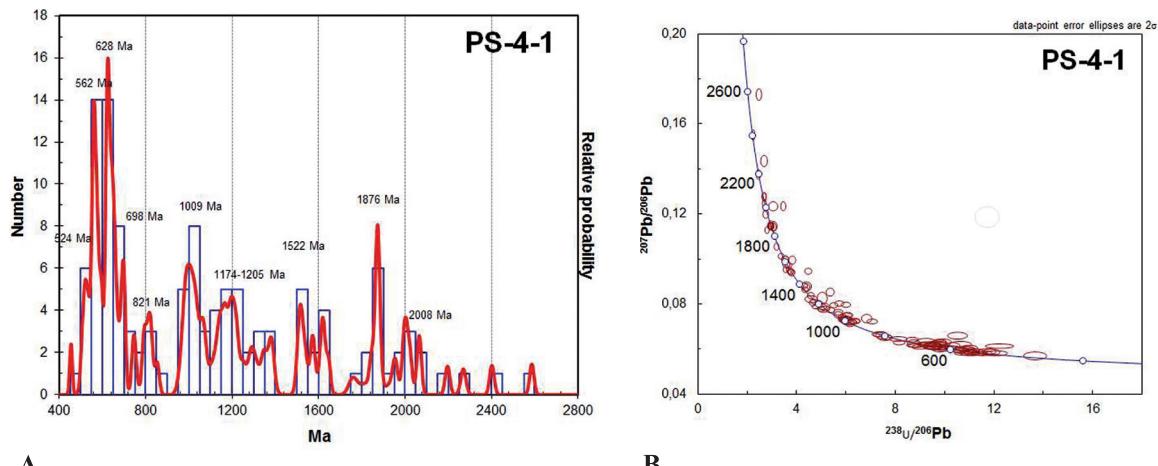
importante que afectó estas litologías se relaciona con el evento orogénico Famatiniano (Quetame-Caparonensis). No obstante, no se descarta que en el rango de tiempo comprendido entre la máxima edad estratigráfica antes referida para el protolito (Neoproterozoico) y la edad señalada para el pico de metamorfismo (Ordovícico temprano), otros eventos de metamorfismo de más bajo grado hayan tenido lugar (?).

Franja Piedecuesta-Aratoca

Dos muestras colectadas en la franja de rocas metamórficas Piedecuesta-Aratoca, consideradas desde los trabajos de Ward *et al.* (1973) como litologías correlacionables temporalmente (tanto en la edad del protolito, como en la edad del pico de metamorfismo) con la franja Matanza-Cachirí, fueron estudiadas mediante geocronología U-Pb en circones detriticos: Muestra PS-4-1 (cuarcitas en facies anfibolita, zona de la estaurolita) y PS-1-1 (cuarcitas en facies sub-esquistos verdes) (Ríos *et al.*, 2003; García and Ríos, 2004).

Ciento veintidós (122) análisis fueron realizados en circones detriticos presentes en la muestra PS-4-1, arrojando edades entre $455,1 \pm 6,1$ Ma y $2.586,9 \pm 10,2$ Ma (ver ANEXO 1). En esta muestra se reconocen

picos prominentes con edades entorno a 524, 562, 628, 698, 821, 1.009, 1.174-1.205, 1.522, 1.876 y 2.008 Ma, entre otros picos menos pronunciados (FIGURA 5).



Las edades U-Pb en circones detriticos en la muestra PS-4-1 permiten señalar que la máxima edad estratigráfica posible está determinada por el pico de edades entorno a 524 Ma (FIGURA 5A), es decir, Cámbrico temprano (Terreneuviano) a Cámbrico medio (considerando una edad de $506,7 \pm 9,3$ Ma obtenida, ver ANEXO 1). Lo anteriormente mencionado se apoya en que la existencia de un solo grano detritico de circón, con la edad referida de $455,1 \pm 6,1$ Ma no es confiable, y máxime si se tiene en cuenta que esta edad no se proyecta de manera estricta sobre la concordia (existe una separación mínima de la concordia). Por otro lado, la ausencia de un pico de edad entorno a 480 Ma (representando la edad del magmatismo sin-tectónico antes referido, relacionado con la Unidad Ortogneis), apoya la idea de descartar esta edad ($455,1 \pm 6,1$ Ma) como referente para determinar la máxima edad estratigráfica de estos paleosedimentos.

Un aspecto muy importante a resaltar de la parte basal de esta sucesión de litologías metamórficas es la presencia de circones detriticos muy antiguos (>2.000 Ma), los cuales se podrían relacionar en su origen con el desmantelamiento de rocas del basamento de la parte más NW del cratón Amazónico (provincia Amazonía Central, según Tassinari and Macambira, 1999).

Con base en lo anteriormente mencionado, resulta evidente que la franja de esquistos aflorantes en el cañón del río Chicamocha (franja Piedecuesta-Aratoca), no puede ser asumida como una variación paleofacial de la Formación Silgará de la franja Matanza-Cachirí. En el

primer caso la máxima edad estratigráfica es Cámbrico temprano/medio (~520-506 Ma), y en el segundo caso es Neoproterozoico (~940 Ma).

Cien (100) análisis fueron realizados en circones detriticos presentes en la muestra PS-1-1, arrojando edades entre $451,6 \pm 7,7$ Ma y $1.611,5 \pm 13,6$ Ma (ver ANEXO 1). Picos prominentes con edades entorno a 480, 1.017 y 1.180 Ma, entre otros picos menos pronunciados, se reconocen en esta muestra (FIGURA 6). Las edades U-Pb más jóvenes obtenidas en los circones detriticos de la muestra PS-1-1 ($451,6 \pm 7,7$ Ma y pico de edades entorno a 480 Ma, ver ANEXO 1 y FIGURA 6A), apuntan a que la máxima edad estratigráfica de las filitas aflorantes en el sector de San Pedro (Franja de rocas metamórficas Piedecuesta-Aratoca) es Ordovícico tardío (Katian).

La ausencia de circones detriticos con edades del Silúrico temprano (edad del Granito de Durania entorno a 442 Ma, según Van Der Lilej, 2013 y Botello *et al.*, 2014) en la muestra PS-1-1, apuntan a que estas litologías filíticas son completamente diferentes a la unidad esquistosa infrayacente (muestra PS-4-1) y a la Formación Silgará de la localidad tipo (Franja Matanza-Cachirí). Por otro lado, esta unidad de filitas del sector de San Pedro (Vía Piedecuesta-Aratoca), muy seguramente es también diferente a la denominada Formación Mogotes, para la cual se reportan edades estratigráficas que pueden abarcar desde el Devónico hasta el Pérmico (Moreno-Sánchez *et al.*, 2005).

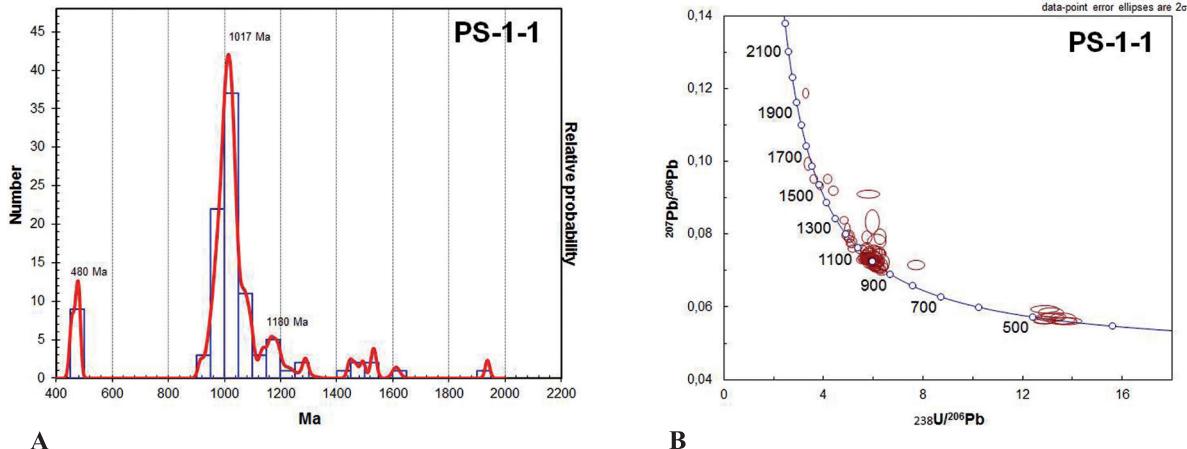


FIGURA 6. A. Distribución de los picos de edades obtenidas a partir del análisis de circones detríticos presentes en la muestra PS-1-1. B. Diagrama concordia U-Pb, en el cual se muestran las diferentes edades de los circones detríticos analizados.

La presencia de circones detríticos con edades comparativamente más recientes en la muestra PS-1-1 (entre $451,6 \pm 7,7$ y $482,1 \pm 6,4$ Ma; con un pico de edades prominente a los 480 Ma) evidencia aportes significativos de áreas fuentes más cercanas (p.ej. unidad Ortogneis). Esto implica que el protolito de las filitas del sector de San Pedro (PS-1-1) posiblemente se debió depositar mientras ocurría la erosión de áreas fuentes cercanas (partes centrales del Macizo de Santander?), afectadas con anterioridad por las orogenias Famatiniana (Quetame-Caparonensis) y Grenviliana (la presencia de circones entorno a 1.000 Ma, permite suponer que estos pueden derivar de la erosión de la unidad Gneis de Bucaramanga), principalmente. Contrariamente, la relativa abundancia de circones detríticos en la muestra PS-4-1, con edades entre 500 y 700 Ma (picos de edades entorno a 524, 562, 528 y 598 Ma), así como la presencia de circones detríticos con edades >2.000 Ma (y la también la presencia de picos de edades entorno a 1.009, 1.174, 1.205, 1.522, 1.876 y 2.008 Ma), permiten suponer que el protolito de estas litologías metamórficas debieron recibir un importante aporte del cratón Amazónico (posiblemente de las provincias geocronológicas de Amazonía Central y/o Maroni-Itacaiunas, así como de las provincias Proterozoicas, documentadas en Tassinari and Macambira, 1999).

DISCUSIÓN

La edad del protolito y del pico de metamorfismo de la Formación Silgará (ó unidad Esquistos del Silgará-*sensu lato*-), ha sido sugerida en algunos trabajos previos, realizados sobre la evolución geológica del Macizo de Santander. Según Ward *et al.* (1973), la Formación Silgará es claramente de edad pre-Devónico medio. Concretamente, estos autores señalan que

el metamorfismo regional que afectó a esta unidad debió tener lugar entre el tiempo de sedimentación del Silgará (Ordovícico o Cámbrico) y la acumulación de la Formación Floresta (unidad con fósiles del Devónico medio).

Según Cediel *et al.* (2003), la Formación Silgará representa una secuencia supra-cortical, la cual experimentó una deformación y metamorfismo regional orogénico de tipo Cordillerano, durante un evento que ha sido registrado en Colombia como Orogenia Quetame, en Venezuela como Orogenia Caparonensis, y en Ecuador, Perú y Argentina como la Orogenia Oclóbica. La existencia de diferentes grados de metamorfismo en esta formación se considera relacionada con los mecanismos generadores del metamorfismo regional, y no con la existencia de varios eventos orogénicos. Respecto a la edad del protolito, se infiere que ésta se relaciona con los eventos orogénicos, en los cuales ha habido importantes aportes del cratón amazónico.

Según Silva *et al.* (2004), la edad de sedimentación de los paleo-sedimentos de la Formación Silgará (apoyados en análisis de isótopos estables de Carbono en mármoles de esta formación) es Ediacarian tardío-Cámbrico temprano (*i.e.* ~ 560 -515 Ma). Los autores, también señalan que estos paleo-sedimentos (fundamentalmente de naturaleza pelágica) se depositaron en un dominio marino, localizado en el NW de Gondwana, y son correlacionables con las metasedimentitas del Cajamarca-Valdivia, el Complejo Aleluya y la Formación Silgará.

Los datos reportados en este trabajo (edades U-Pb en circones detríticos), evidencian similitudes y

diferencias respecto a algunos aspectos referidos en los autores antes citados. Por ejemplo, en la franja Matanza-Cachirí (localidad tipo de la Formación Silgará), la máxima edad estratigráfica reportada sería Neoproterozóico (Toniano, según datos de la muestra PS-7-1), es decir, presentan edades más antiguas que las señaladas en Ward *et al.* (1973) y Silva *et al.* (2004). Sin embargo, la sucesión de rocas metamórficas de la franja Piedecuesta-Aratoca, y más concretamente la unidad Esquistos del Chicamocha (muestra PS-4-1), presenta una máxima edad estratigráfica del Cámbrico medio-temprano, lo cual coincide de alguna manera con las edades reportadas en Ward *et al.* (1973) y Silva *et al.* (2004). Respecto a la unidad de filitas aflorantes en el sector de San Pedro (vía Piedecuesta-Aratoca), su máxima edad estratigráfica sería Ordovícico tardío. En este sentido, y tomando como referencia las edades U-Pb de los circones detriticos aquí reportadas, es posible escindir la denominada Formación Silgará (en el sentido de Ward *et al.*, 1973), en: (1) Unidad Esquistos del Silgará (*s.s.*), relacionable composicionalmente con lo reportado para la localidad tipo del Silgará (Ward *et al.*, 1973), la cual tendría una máxima edad estratigráfica del Neoproterozóico (Toniano); (2) Unidad Esquistos del Chicamocha, la cual tendría una máxima edad estratigráfica del Cámbrico medio-temprano y; (3) Unidad Filitas de San Pedro, con una máxima edad estratigráfica del Ordovícico medio.

Respecto a la edad del pico de metamorfismo de las nuevas unidades antes citadas, parece probable que las unidades Esquistos del Silgará (*s.s.*) y Esquistos del Chicamocha, de los sectores Matanza-Cachirí y Piedecuesta-Aratoca, respectivamente, estarían relacionadas con la orogenia Fammatiniana (localmente referida como Quetame-Caparonensis), la cual es considerada el evento de metamorfismo más importante (de mayor temperatura) que afectó a las rocas del MS durante el Paleozoico temprano, más concretamente durante el Ordovícico temprano (Van Der Lelij *et al.*, 2015). Para diferenciarlo de otros, en este trabajo se propone denominar este evento como Evento Orogénico Principal Fammatiniano (Ordovícico temprano).

Respecto a la edad del pico de metamorfismo en la unidad Filitas de San Pedro, ésta no parece ser tan clara, debido a las siguientes razones: (a) existen evidencias de un evento metamórfico más reciente que el Quetame-Caparoniense en este sector del Macizo de Santander, considerando la presencia de filitas con fósiles del Paleozoico superior en el sector de Mogotes (Moreno-Sánchez *et al.*, 2005); (b) gran profusión de estructuras de deformación dúctil (bandas

de cizallamiento; Mantilla *et al.*, 2003) que afectan a minerales metamórficos (p. ej. granates disueltos tectónicamente) en la unidad infrayacente Esquistos del Chicamocha y la correspondiente sobreimposición de minerales metamórficos neoformados y; (c) presencia de circones detriticos con edades representativas de los eventos tectono-termiales de la orogenia Quetame-Caparonensis en la unidad Filitas de San Pedro. Con base en lo anteriormente mencionado, es posible sugerir que la unidad Filitas de San Pedro debió ser afectada por eventos tectono-termiales más reciente que el evento orogénico principal Fammatiniano. En este contexto, se infiere otro evento tectono-termal, el cual debió tener lugar entre finales del Ordovícico tardío y el pre-Devónico medio (muy posiblemente su máximo pico tuvo lugar durante el Silúrico temprano, considerando las características del magmatismo Silúrico reportado por Botello *et al.*, 2014). Para diferenciarlo del evento orogénico anterior, pero considerando su relativa proximidad temporal, en este trabajo se propone denominar este evento como Evento Orogénico Menor Fammatiniano (Silúrico?). No se descarta la existencia de eventos tectono-termiales posteriores (de edad Paleozoico tardío; y de tipo dinamo-térmico), en razón de lo reportado por Moreno-Sánchez *et al.* (2005) para el área de Mogotes.

CONCLUSIONES

La Formación Silgará (en el sentido de Ward *et al.*, 1973), se presenta a manera de franjas en diferentes partes del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). La franja Matanza-Cachirí, en donde se localiza la sección tipo de la Formación Silgará, presenta circones detriticos con picos de edades U-Pb entorno a 940, 1.010 y 1.248 Ma, entre otros. Estos datos, permiten señalar que la máxima edad estratigráfica de esta formación (en la franja donde se localiza su sección tipo), es del Neoproterozóico (Toniano). Por otro lado, la franja de rocas metamórficas aflorante entre Piedecuesta-Aratoca (correlacionable en trabajos anteriores con la Formación Silgará de la franja Matanza-Cachirí), presentan circones detriticos con edades significativamente más jóvenes. La unidad de esquistos presenta circones detriticos con picos de edades U-Pb entorno a 524, 1.009, 1.174, 1.522, 1.876 y 2.008 Ma, entre otros. Estas edades, permiten indicar que la máxima edad estratigráfica posible para estas litologías sería Cámbrico temprano (Terreneuviano) a Cámbrico medio. Finalmente, la sucesión de filitas aflorante en el sector de la Mesa de San Pedro (Franja Piedecuesta-Aratoca), presentan picos de edades 480 (con circones de edades entorno a 451 Ma), 1.017 y

1.180 Ma, entre otros. Estos datos apuntan a que la máxima edad estratigráfica de las filitas es Ordovícico tardío (Katian).

Apoyados en los datos referidos como máximas edades estratigráficas, se propone escindir la Formación Silgará en tres unidades diferentes: Esquistos del Silgará (*s.s.*), Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro.

La edad del pico de metamorfismo de las unidades esquistos del Silgará (*s.s.*) y Esquistos del Chicamocha, de los sectores Matanza-Cachirí y Piedecuesta-Aratoca, respectivamente, se relacionaría con el evento Orogénico Principal Fammatiniano (Ordovícico temprano); mientras que el pico de metamorfismo de la unidad Filitas de San Pedro estaría relacionado con el evento Orogénico Menor Fammatiniano (Silúrico?).

Aunque los unidades Esquistos del Silgará (*s.s.*) y del Chicamocha, al parecer, alcanzaron el máximo pico de metamorfismo durante el evento Orogénico Principal Fammatiniano, tal como se indicó anteriormente, aquí se propone su escisión considerando sus diferencias litológicas (además de las diferencias ya referidas). No obstante, se recomienda un análisis comparativo más detallado entre las diferentes franjas metamórficas esquistosas presentes en el Macizo de Santander (en términos de sus litologías predominantes y sus máximas edades estratigráficas, entre otros aspectos), para fines de soportar o descartar esta división. En lo referente a la unidad Filitas de San Pedro (aquí propuesta), su escisión (individualización) es muy evidente y necesaria, debido a las diferencias litológicas y edad de metamorfismo, respecto a las unidades previamente referidas.

No se descarta la existencia de eventos tectono-termiales más jóvenes (de tipo dinamo-térmico), considerando la presencia localizada en el MS de rocas sedimentarias de edad Paleozoico tardío, afectadas por pizarrosidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su agradecimiento a la Universidad Industrial de Santander (UIS), el apoyo financiero brindado a este trabajo mediante el proyecto 5463 “Geocronología y Geoquímica de las rocas de la Formación Silgara, Macizo de Santander.” A la Escuela de Geología y al grupo GIGBA (Grupo de investigación en Geología Básica y Aplicada), por apoyar siempre las actividades encaminadas a generar nuevo conocimiento geológico de nuestro territorio nacional. A las autoridades civiles, militares y eclesiásticas de las áreas del departamento de Santander visitadas durante

el desarrollo del presente estudio, por la amabilidad y colaboración.

Un agradecimiento especial a los colegas Jairo Clavijo, Giovanny Jiménez, Carlos Ríos, Oscar Castellanos y Hernando Mendoza por sus valiosos comentarios y discusiones. A los estudiantes Camilo Arenas y Leydy Hernández por su apoyo en la elaboración digital de los mapas. Finalmente, especial agradecimiento al Dr. Edgardo Baldo y a un revisor anónimo cuyas observaciones y comentarios ayudaron a mejorar el trabajo.

REFERENCIAS

- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., and Toussaint, J. 1985. Age et répartition du magmatisme Premesozoïque des Andes de Colombie. Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. Serie D: Sciences Naturalles, 300(II): 445-450.
- Botello, F., Mantilla, F.L.C., y Colegial, J.D. 2014. Edad U-Pb en zircones y contexto tectónico de formación del Granito de Durania (Macizo de Santander, Colombia). Memorias XI Semana Técnica de Geología y I Geosciences anual meeting. UIS. Bucaramanga.
- Case, J.E., Shagam, R., and Giegengack, R.F. 1990. Geology of the northern Andes: an overview. GSA Bulletin, 76: 567-589.
- Cediel, F., Shaw, R.P., and Cáceres, C. 2003. Tectonic assembly of the northern Andean block. In: Bartolini, C., Buffler, T., Blickwede, J. (Eds.), The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG Memoir, 79: 815-848.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., Knaack, C., and McClelland, W.C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 7(5): 1-14.
- Clavijo, J. 1994. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Informe interno INGEOMINAS, 67p.
- Cooper, M.B., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., and Taborda, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. A.A.P.G. Bulletin, 79: 1421-1443.

- Cordani, U., Cardona, A., Jimenez, D., Liu, D., and Nutman, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville Belt. In: Vaughan, A., Leat, P., Pankhurst, R., (Eds), Terrane processes at margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, 246: 329-346.
- Dörr, W., Grösser, J., Rodríguez, G., and Kramm, U. 1995. Zircon U-Pb age of the Páramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. Journal of South American Earth Sciences, 8: 187-194.
- García, C., and Ríos, C. 2004. Occurrence and significance of the polymorphs of Al_2SiO_5 in metamorphic rocks of the Santander Massif, Eastern Cordillera (Colombian Andes). Boletín de Geología, 26(43): 23-38
- García, C., Ríos, C., and Castellanos, O. 2005. Medium-pressure metamorphism of the Silgará Formation in the central Santander Massif, eastern cordillera, Colombian Andes: constraints for a collision model. Boletín de Geología, 27(2): 43-68.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., and Mehnert, H.H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D: D44-D49'.
- Kretz, P. 1983. Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68: 277-279.
- Mantilla, F.L.C., Ríos, C., Gélvez L.J.R., Márquez, R.E., Ordoñez, J.C., y Cepeda, E.S. 2003. Nuevas evidencias acerca de la presencia de una banda de cizallamiento en la Formación Silgará del sector Aratoca-Pescadero (Macizo de Santander). Boletín de Geología, 25(40): 81-90.
- Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Cottle, J.M., and Hart, C. 2012. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). Journal of South American Earth Sciences, 38: 1-12.
- Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Valencia, V., and Craig, H. 2013. The magmatic history of the Vetas-California mining district; Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 45: 235-249.
- Moreno-Sánchez-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A.d.J., y Castillo-González, H. 2005. La Formación Floresta Metamorfoseada (*sensu* Ward *et al.*, 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. Memorias X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá, pp. 1-7.
- Ordóñez-Cardona, O., Restrepo-Álvarez, J.J., and Pimentel, M.M. 2006. Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21: 372-382.
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F. 1988. Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. Episodes, 7: 189-193.
- Restrepo-Pace, P.A. 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Ph.D Thesis, University of Arizona, 195p.
- Restrepo-Pace, P.A., and Cediel, F. 2010. Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. Journal of South American Earth Sciences, 29: 764-771.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., and Cosca, M. 1997. Geocronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic-Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. Earth and Planetary Sciences Letters, 150: 427-441.
- Ríos, C., García, C., and Takasu, A. 2003. Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 16: 133–154.
- Royer, J., y Vargas, R. 1999. Geología del departamento de Santander. Escala 1:300.000. INGEOMINAS.
- Royer, J., y Clavijo, J. 2001. Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá, 92p.
- Rueda, L., y Villamizar, D. 2014. Petrografía de los Esquistos del Silgará en la franja Matanza-Cachirí-Turbay. Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, 129p.
- Silva, J.C., Sial, A.N., Ferreira, V.P., and Estrada, J.J. 2004. C-isotope stratigraphy of a Vendian carbonate succession in northwestern Andes: implications for the NW Andes. In: IV Reunión Ciencias de la Tierra, Querétaro (Méjico), Abstracts, Vol. 198.

Spear, F. 1995. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Monograph. Mineralogical Society of America, 799p.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winklerf, W., and Beate, B. 2015. The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*, 27(1): 95-139.

Tassinari, C., and Macambira, M. 1999. Geological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 173-182.

Ujueta, G. 1991. Tectónica y actividad ígnea en la Cordillera Oriental de Colombia (sector Girardot-Cúcuta). Memorias Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico. Tomo I. Manizales, pp. 151-192.

Ulloa, C., y Rodríguez, G. 1982. Intrusivos ácidos Ordovícicos y post – Devónicos en la Floresta (Boyacá). VI Congreso Colombiano de Geología, Cali, pp. 18.

Van Der Lelij, R. 2013. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Thèse de doctorat, Univ. Genève, 4581: 248. <http://archive-ouverte.unige.ch/unige:31653>. Consultada marzo 21 de 2014.

Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., and Mora, A. 2015. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*. doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, H. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, departamento de Santander. U.S. Geological Survey e INGEOMINAS. *Boletín Geológico XXI* (1-3): 1-132.

Trabajo recibido: enero 23 de 2015

Trabajo aceptado: agosto 12 de 2015

Propuesta de escisión de la denominada ‘Formación Silgará’ (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detriticos

ANEXO 1. Resultados analíticos U-Pb obtenidos a partir de circones detriticos en cuarcitas, separados y dados mediante el método LA-MC-CPMS. Franjas de rocas metamórficas Matanza-Cachíri (unidad Esquistos del Silgará) y Piedecuesta-Aratoca (unidad Esquistos y Filitas del Chicomocha). Macizo de Santander, Cordillera Oriental de Colombia.

Muestra PS7-1. Resultados analíticos U-Pb de circones detriticos en cuarcitas de la franja metamórfica Matanza-Cachíri (figura donde se indica la localidad tipo de la Formación Silgará, en términos de Ward *et al.*, 1973). Macizo de Santander.

Punto de análisis	U (ppm)	Tn (ppm)	280/206U-Pb	1 Stema % error	207/206U-Pb	1 Stema % error	206Pb/238U age	1 Stema abs. error	207Pb/206Pb age	1 Stema abs. error	Best age	1 Sigma abs. error
PS7-1-1	955	0.29	4.584	1.4%	0.0831	0.3%	965.2	13.1	1272.4	7.2	1272.6	14.4
PS7-1-2	110	0.68	6.1916	1.4%	0.0715	0.7%	960.6	22.5	972.6	43.2	972.8	43.2
PS7-1-3	23	0.16	5.8316	1.4%	0.0810	2.2%	960.6	107.1	1069.8	1.1	1069.8	1.1
PS7-1-4	165	0.91	5.8136	1.4%	0.0767	2.5%	960.6	107.1	1069.8	1.1	1069.8	1.1
PS7-1-5	534	0.24	6.1245	1.4%	0.0748	0.3%	975.1	12.8	1062.9	7.7	1062.9	7.7
PS7-1-6	98	1.05	3.8869	1.4%	0.0927	0.5%	1424.4	142.2	1482.4	9.6	1482.4	9.6
PS7-1-7	118	0.24	3.3776	1.4%	0.0993	0.5%	1671.9	19.3	1610.3	9.8	1610.3	9.8
PS7-1-8	354	0.48	4.0772	1.4%	0.0834	0.4%	1414	18.7	1524	8.4	1524	8.4
PS7-1-9	124	0.44	4.8779	1.4%	0.0715	0.7%	927.7	31	915	15.3	915	15.3
PS7-1-10	302	0.54	6.6304	1.4%	0.081	0.6%	1202.1	18.6	1204.6	12.2	1204.6	12.2
PS7-1-11	232	0.97	6.1783	1.5%	0.0707	0.9%	1072.2	101.1	1240.7	10.7	1240.7	10.7
PS7-1-12	572	0.52	6.2389	1.5%	0.0726	0.5%	967.1	14.3	948.6	11.1	948.6	11.1
PS7-1-13	13	0.32	5.2015	1.5%	0.0953	0.5%	988.4	13.8	1025.2	10.5	1025.2	10.5
PS7-1-14	634	0.42	5.0958	1.5%	0.0726	0.4%	1024.4	10.4	1062.2	8.3	1062.2	8.3
PS7-1-15	843	0.05	3.0889	1.5%	0.0839	0.3%	1720.6	24.5	1635.9	10.5	1635.9	10.5
PS7-1-16	843	0.32	5.2019	1.5%	0.074	0.37%	1024.4	10.4	1062.2	8.3	1062.2	8.3
PS7-1-17	216	0.51	5.1193	1.5%	0.0874	0.5%	1102.1	16.4	1042.9	10.5	1042.9	10.5
PS7-1-18	268	0.51	4.2667	1.5%	0.0738	0.5%	1150.2	16.2	1239.4	10.7	1239.4	10.7
PS7-1-19	707	0.52	5.3259	1.4%	0.082	0.3%	1360.7	18.8	1369.4	8.1	1369.4	8.1
PS7-1-20	726	0.52	3.9036	1.4%	0.0932	0.3%	1691.5	20.3	1686.5	6.2	1686.5	6.2
PS7-1-21	1.038	0.43	3.9803	1.4%	0.0932	0.4%	1485.6	20.3	1485.6	6.2	1485.6	6.2
PS7-1-22	66	0.75	5.8886	1.6%	0.0818	0.6%	1260.5	144.9	1240.7	10.7	1240.7	10.7
PS7-1-23	223	0.97	6.1783	1.5%	0.0722	0.9%	1072.2	101.1	1240.7	10.7	1240.7	10.7
PS7-1-24	2172	0.86	5.874	1.5%	0.0726	0.8%	1080.7	14.8	1025.2	10.5	1025.2	10.5
PS7-1-25	208	0.76	8.078	1.6%	0.0732	0.38%	996.8	10.7	1075.5	10.7	1075.5	10.7
PS7-1-26	163	0.42	5.1696	1.6%	0.0732	0.4%	1720.6	24.5	1635.9	10.5	1635.9	10.5
PS7-1-27	843	0.05	3.0889	1.5%	0.074	0.37%	1024.4	10.4	1062.2	8.3	1062.2	8.3
PS7-1-28	225	0.25	5.2019	1.5%	0.0738	0.5%	1102.1	16.4	1042.9	10.5	1042.9	10.5
PS7-1-29	129	0.52	4.0772	1.4%	0.0782	0.42%	1172.7	15.9	1151.2	10.3	1151.2	10.3
PS7-1-30	145	0.8	5.8347	1.4%	0.082	0.4%	1491.4	19.6	1492.7	9.1	1492.7	9.1
PS7-1-31	419	0.38	4.9543	1.4%	0.0734	0.4%	1084.1	18.2	1346.5	10.6	1346.5	10.6
PS7-1-32	139	0.64	6.3569	1.5%	0.0701	0.45%	941.8	13.6	931.5	9.2	931.5	9.2
PS7-1-33	417	0.26	5.7386	1.6%	0.0732	0.5%	1035.5	19.3	1202.1	10.5	1202.1	10.5
PS7-1-34	264	0.56	4.1661	1.5%	0.0877	0.5%	1386.9	19.3	1376.1	10.5	1376.1	10.5
PS7-1-35	304	0.27	6.2149	1.4%	0.072	0.38%	950.4	10.7	977.5	8.5	977.5	8.5
PS7-1-36	1962	0.27	6.105	1.5%	0.0772	0.4%	1015.6	13.5	1062.9	10.5	1062.9	10.5
PS7-1-37	129	0.13	5.8065	1.5%	0.0782	0.4%	1024.9	12.7	1276	10.7	1276	10.7
PS7-1-38	265	0.32	5.149	1.5%	0.0738	0.4%	1150.2	16.2	1167.4	10.4	1167.4	10.4
PS7-1-39	359	0.4	5.757	1.4%	0.0722	0.5%	1023.5	15.2	1047.9	10.7	1047.9	10.7
PS7-1-40	554	0.12	5.8398	1.5%	0.0742	0.5%	1025.5	14.9	1047.6	9.5	1047.6	9.5
PS7-1-41	363	0.06	5.8385	1.5%	0.0733	0.5%	1025.5	14.9	1047.6	9.5	1047.6	9.5
PS7-1-42	718	0.52	6.2369	1.5%	0.0728	0.4%	1025.5	14.5	1047.6	9.5	1047.6	9.5
PS7-1-43	139	0.64	3.5357	1.5%	0.0984	0.5%	1605.6	22.5	1594.9	10.1	1594.9	10.1
PS7-1-44	1.506	0.27	6.2149	1.4%	0.072	0.38%	961.8	13.3	986.4	7.7	986.4	7.7
PS7-1-45	279	0.27	6.105	1.5%	0.0732	0.4%	1010.1	14.9	1033	9.7	1033	9.7
PS7-1-46	342	0.24	5.8949	1.5%	0.073	0.5%	1024.9	12.7	1044.7	10.4	1044.7	10.4
PS7-1-47	359	0.74	4.7779	1.4%	0.0818	0.4%	1236.9	16.5	1241.4	9.2	1241.4	9.2
PS7-1-48	230	0.31	5.1475	1.4%	0.0722	0.5%	1145.5	15.3	1145.4	10.6	1145.4	10.6
PS7-1-49	648	0.63	5.94	1.4%	0.0728	0.4%	1003	13.6	1009.7	9.2	1009.7	9.2
PS7-1-50	363	0.22	5.8388	1.5%	0.0733	0.5%	1015.9	13.9	1021.4	10.2	1021.4	10.2
PS7-1-51	366	0.28	5.8385	1.4%	0.0728	0.5%	1025.5	14.5	1025.5	10.2	1025.5	10.2
PS7-1-52	151	0.28	5.8385	1.5%	0.0728	0.5%	1025.5	14.5	1025.5	10.2	1025.5	10.2
PS7-1-53	1.199	0.43	5.9427	1.4%	0.0721	0.5%	1025.5	14.5	1025.5	10.2	1025.5	10.2
PS7-1-54	280	0.25	4.3175	1.4%	0.0858	0.5%	1025.5	14.5	1025.5	10.2	1025.5	10.2
PS7-1-55	342	0.24	5.8949	1.5%	0.073	0.5%	1025.5	14.5	1025.5	10.2	1025.5	10.2
PS7-1-56	154	0.38	5.8388	1.5%	0.0738	0.4%	1025.5	14.5	1025.5	10.2	1025.5	10.2
PS7-1-57	875	0.17	5.5857	1.5%	0.0767	0.41%	1061.7	14.7	1114.5	8.1	1114.5	8.1
PS7-1-58	677	0.36	5.1165	1.4%	0.0728	0.41%	1050.8	15.6	1145.4	8.1	1145.4	8.1
PS7-1-59	220	0.29	6.1359	1.5%	0.0724	0.60%	1073.3	13.6	1069.9	12.2	1069.9	12.2
PS7-1-60	148	0.57	5.9371	1.4%	0.0738	0.62%	1085.8	16.1	1092	12.1	1092	12.1
PS7-1-61	127	0.99	5.9371	1.5%	0.0724	0.63%	1070.2	12.8	1082.6	12.1	1082.6	12.1
PS7-1-62	127	0.65	4.4485	1.4%	0.0833	0.3%	1307.2	17.8	1323.5	11.2	1323.5	11.2
PS7-1-63	291	0.47	3.8852	1.6%	0.0722	0.36%	1270.6	21.4	1289.5	11.2	1289.5	11.2
PS7-1-64	815	0.41	5.9377	1.5%	0.0725	0.4%	1320.7	18	1381.8	8.6	1381.8	8.6
PS7-1-65	114	0.33	4.392	1.4%	0.088	0.4%	931.4	13.2	941.8	7.8	941.8	7.8
PS7-1-66	1.549	0.33	6.4569	1.5%	0.0761	0.4%	1061.7	14.7	1114.5	8.1	1114.5	8.1
PS7-1-67	385	0.73	5.4119	1.4%	0.0761	0.5%	1093	15	1145.4	8.1	1145.4	8.1
PS7-1-68	61	0.61	4.9205	1.5%	0.0823	0.4%	1194.4	22.7	1252	20.3	1252	20.3
PS7-1-69	27	1.12	3.8329	1.8%	0.0731	0.97%	949.8	24	1490.4	18.2	1490.4	18.2
PS7-1-70	781	0.53	6.1394	1.5%	0.0738	0.68%	972.8	24	1026.6	13.7	1026.6	13.7
PS7-1-71	228	0.8	5.9371	1.4%	0.0723	0.83%	1050.8	21.7	1122.6	11.6	1122.6	11.6
PS7-1-72	1.234	0.23	4.7044	1.4%	0.0833	0.3%	1230.5	21.7	1122.6	11.6	1122.6	11.6
PS7-1-73	602	0.52	7.9047	1.6%	0.0722	0.36%	978.2	11.2	1025.5	11.2	1025.5	11.2
PS7-1-74	1.046	0.41	5.0952	1.4%	0.0722	0.38%	1025.5	13.2	1001.1	10.1	1001.1	10.1
PS7-1-75	513	0.34	5.115	1.6%	0.0838	0.34%	1151.8	17	1287.5	6.7	1287.5	6.7
PS7-1-76	1.318	0.34	3.5049	1.4%	0.0725	0.4%	1255.4	16.6	1176.5	6.6	1176.5	6.6
PS7-1-77	1.054	0.18	4.4246	1.4%	0.0824	0.4%	1061.7	14.7	1145.4	8.1	1145.4	8.1
PS7-1-78	1.022	0.26	5.9364	1.5%	0.0712	0.4%	1093.4	20.3	1252	20.3	1252	20.3
PS7-1-79	1.469	0.33	6.0018	1.5%	0.0733	0.4%	1109.5	14.7	1486.6	10.7	1486.6	10.7
PS7-1-80	1.30	0.74	3.9017	1.4%	0.0949	0.5%	1474.9	21.6	1026.6	13.7	1026.6	13.7
PS7-1-81	909	0.11	4.6362	1.4%	0.0806	0.4%	1002.6	13.8	1122.6	11.6	1122.6	11.6
PS7-1-82	350	0.32	5.2825	1.6%	0.0723	0.53%	1066.7	13.7	1122.6	11.6	1122.6	11.6
PS7-1-83	84	0.56	6.181									

Muestra PeI-L. Resultados analíticos U-Pb de círculos derritidos en cuarcitas de la franja metamórfica Piedecuesta-Arancoca (denominada en el presente estudio como unidad Esquistoso y Filitas del Chicamocha). Macizo de Santander.

Muestra PS4-1. Resultados analíticos U/Pb de circones detriticos en cuarcitas de la franja metamorfica Piedecuesta-Aratooca (denominada en el presente estudio como Unidad de Esquistos y Filitas del Chicamocha). Macizo de Santander.