

Estructura termal en la sucesión de rocas metamórficas aflorantes en el sector Mogotes-San Joaquín, suroeste del Macizo de Santander, Colombia

Carlos Alberto García-Ramírez^{1*} ; Valeria Ariza-Ardila¹ ;
Luis Carlos Mantilla-Figueroa¹ ; Rafael Cabanzo-Hernández² 

¹Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. (*)

cgarciar@uis.edu.co; valeriaarizaardila@gmail.com; lcmantil@uis.edu.co

²Escuela de Física, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia. rcabanzo@uis.edu.co

Resumen

En el sector Mogotes-San Joaquín (SW del Macizo de Santander) aflora una sucesión de rocas metamórficas, cortadas por rocas ígneas y parcialmente cubiertas por rocas sedimentarias, con edades desde el pre-Cámbrico hasta el Mesozoico. Estas variedades litológicas están afectadas por familias de fallas, entre las cuales destaca la Falla Mogotes con dirección NW-SE. Esta falla define la estructura termal de la sucesión metamórfica presente, ya que pone en contacto dos secuencias metamórficas contrastantes en grado de metamorfismo y edad. Al norte de la Falla aflora una secuencia de rocas metamórficas de mayor grado de metamorfismo (filitas, cuarcitas y esquistos grafitosos), edad pre-Cámbrica, con presencia de biotita neoformada. Al sur de la Falla afloran rocas metamórficas de menor grado, de aspecto filítico, con máxima edad de depositación del Devónico Temprano y que hacen parte de la Formación Floresta metamorfozada. Otras rocas en el área corresponden a metacalizas impuras, metacalizas, metaareniscas, metagrauvacas, con edades desde Devónico Medio al Permo-Carbonífero. Las litologías tanto al norte como al sur de la Falla son cortadas por rocas ígneas de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano, que se extienden por el Macizo de Santander. Tres eventos metamórficos afectaron las rocas al norte de la Falla Mogotes. Evento M1 de carácter regional, con pico metamórfico en facies esquistos verdes, zona de la biotita (458°C en esquistos grafitosos, temperaturas obtenidas mediante el análisis de espectros microraman en grafito). Evento M2 de metamorfismo de contacto, en facies corneana anfibólica con cordierita y biotita como minerales del pico metamórfico. Evento M3, correspondiente a un metamorfismo de dislocación. Las rocas metamórficas al sur de la Falla de Mogotes se caracterizan por la ausencia de biotita y temperaturas de metamorfismo inferiores a 410°C.

Palabras clave: Rocas metamórficas; Espectroscopía microraman; Falla Mogotes; Mogotes-San Joaquín; Macizo de Santander.

Thermal structure of metamorphic rocks sequence outcropping in the Mogotes-San Joaquín sector, southwestern of Santander Massif, Colombia

Abstract

In the Mogotes-San Joaquín sector (SW of the Santander Massif) a succession of metamorphic rocks emerges, cut by igneous rocks and partially covered by sedimentary rocks, with ages from the pre-Cambrian to the Mesozoic. These lithological varieties are affected by families of faults,

Forma de citar: García-Ramírez, C.A.; Ariza-Ardila, V.; Mantilla-Figueroa, L.C.; Cabanzo-Hernández, R. (2024). Estructura termal en la sucesión de rocas metamórficas aflorantes en el sector Mogotes-San Joaquín, suroeste del Macizo de Santander, Colombia. *Boletín de Geología*, 46(1), 33-45.
<https://doi.org/10.18273/revbol.v46n1-2024002>

among which the Mogotes Fault with a NW-SE direction stands out. This fault defines the thermal structure of the present metamorphic succession, since it brings into contact two contrasting metamorphic sequences in degree of metamorphism and age. To the north of the Fault, a sequence of metamorphic rocks with a higher degree of metamorphism (phyllites, quartzites and graphitic schists) outcrops, pre-Cambrian age, with the presence of newly formed biotite. To the south of the Fault, lower grade metamorphic rocks emerge, with a phyllitic appearance, with a maximum depositional age of the Early Devonian and that are part of the metamorphosed Floresta Formation. Other rocks in the area correspond to impure metalimestone, metalimestone, metasandstone, and metagraywacke lithologies, with ages from Middle Devonian to Permo-Carboniferous. The lithologies both north and south of the Fault are cut by igneous rocks of Late Triassic-Early Jurassic age, which extend across the Santander Massif. Three metamorphic events affected the rocks north of the Mogotes Fault. Event M1 of regional character, with metamorphic peak in greenschist facies, biotite zone (458°C in graphite shale, temperatures obtained through the analysis of microraman spectra in graphite). Event M2 of contact metamorphism, in amphibolite facies with cordierite and biotite as minerals of the metamorphic peak. Event M3, corresponding to a dislocation metamorphism. The metamorphic rocks south of the Mogotes Fault are characterized by the absence of biotite and metamorphism temperatures lower than 410°C.

Keywords: Metamorphic rocks; Microraman spectroscopy; Mogotes Fault; Mogotes-San Joaquín; Santander Massif.

Introducción

Las rocas metamórficas aflorantes en el Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia), se han agrupado tradicionalmente en las siguientes unidades estratigráficas (Ward *et al.*, 1973): Gneis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará (ambas unidades con protolitos de edad Precámbrica) y Ortogneis (con protolito ígneo sintectónico, de edad Ordovícico Temprano). Por otra parte, las rocas sedimentarias más antiguas del Macizo de Santander (MS) se agrupan dentro de la denominada Formación Floresta (de edad Devónico; Boinet *et al.*, 1985), las cuales debieron depositarse desde el Emsiense, con posterioridad a los dos eventos de metamorfismo regional, que habitualmente se han documentado para el MS y se relacionan con las orogenias Grenvilliana y Famatiniana (Cordani *et al.*, 2005; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Van Der Lelij *et al.*, 2016; García-Ramírez *et al.*, 2017; Zuluaga *et al.*, 2017).

Estudios posteriores (p.ej.: Vargas *et al.*, 1981; Clavijo, 1994; Royero y Clavijo, 2001; Mantilla-Figueroa *et al.*, 2015; Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018, otros), han reportado también para el MS la presencia de rocas de muy bajo y bajo grado de metamorfismo, cuyas condiciones de metamorfismo, edad del protolito y edad del evento tectono-termal causante del mismo, entre otros aspectos asociados, son aún relativamente ignotos, y por lo tanto son motivo de discusión y debate.

Con el objetivo de aportar conocimiento geológico sobre las rocas de bajo y muy bajo grado de metamorfismo

aflorantes en el MS, concretamente en el sector comprendido entre los Municipios de Mogotes y San Joaquín (SW del MS; Figura 1), este estudio presenta los resultados sobre los tipos de roca aflorantes, las características del metamorfismo que las afectó y las condiciones de temperatura del metamorfismo. Asimismo, este estudio resalta la importancia de las fallas de dirección NW-SW presentes en el Macizo de Santander, las cuales se interpretan como estructuras favorables para el desarrollo de procesos dinamo-térmicos, y para la formación de estructuras termales contrastantes (en edad y metamorfismo de las rocas) entorno a estas.

Antecedentes y Marco Geológico

El área de estudio (Mogotes-San Joaquín, SW del MS), hace parte de la plancha geológica 136, objeto de estudios cartográfico-geológicos a escala 1:100.000 (Vargas *et al.*, 1981), por parte del entonces Instituto Colombiano de Geología y Minería de Colombia (INGEOMINAS; hoy Servicio Geológico Colombiano). Según este estudio, en el tramo Mogotes-San Joaquín afloran rocas de la Formación Floresta (Ward *et al.*, 1973), que estarían representadas por limolitas, arcillas laminadas, de color amarillo crema, de aspecto sedoso, y areniscas de grano fino, conglomerados con guijos y cantos. Estas rocas de la Formación Floresta, estarían en contacto con las rocas de la unidad Esquistos del Silgará (Ward *et al.*, 1973), tanto al oeste (W) de Mogotes como al este (E) de San Joaquín. En este último sector, afloraría el miembro metamorfoseado de la Formación Floresta.

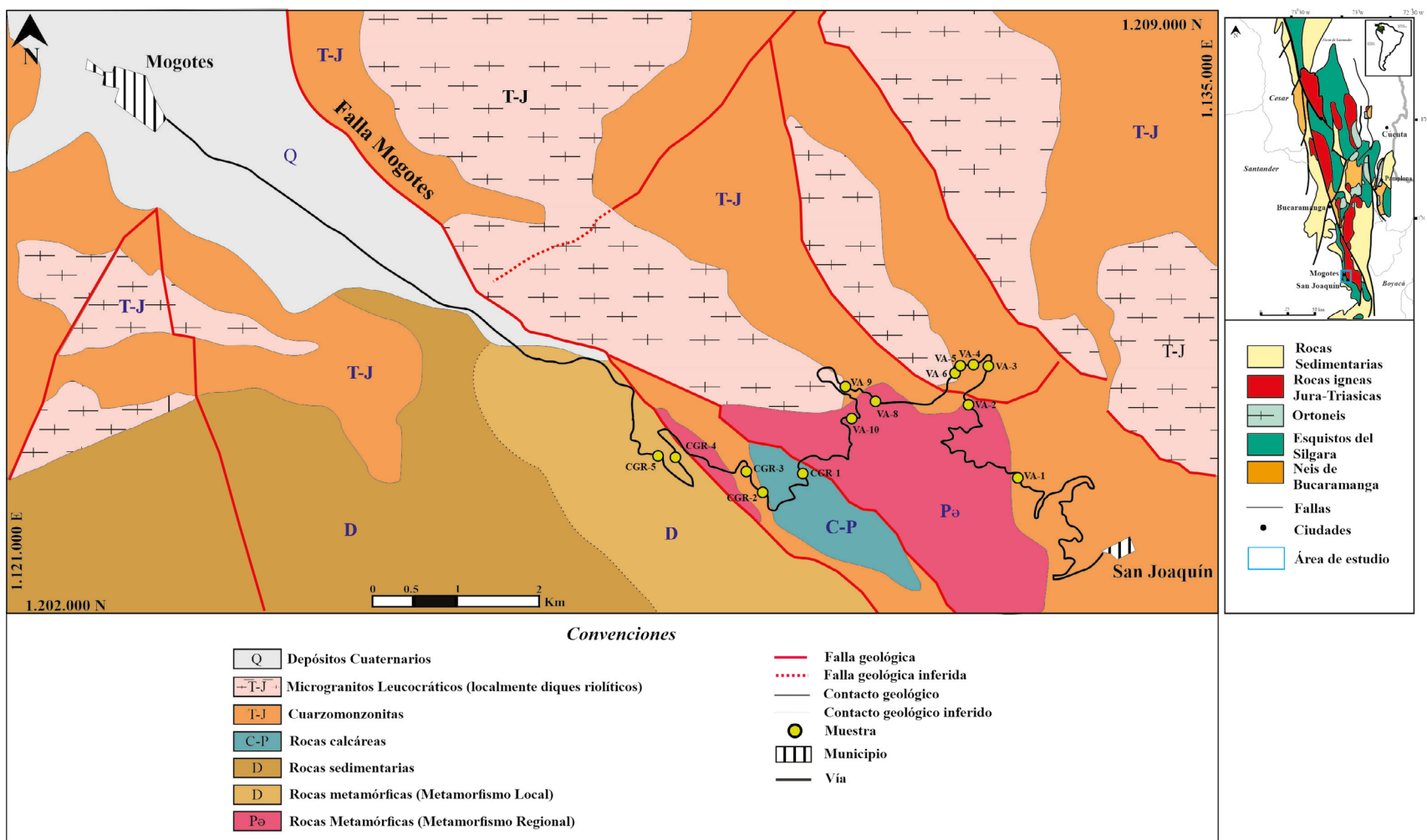


Figura 1. Esquema geológico del área de estudio. Mapa de Macizo de Santander modificado de Mantilla-Figueroa *et al.* (2016). Las rocas indicadas con la letra D, hacen parte de la denominada Formación Floresta (con y sin metamorfismo).

Estudios paleontológicos realizados por [Moreno-Sánchez *et al.* \(2005\)](#) en el tramo Mogotes-San Joaquín, con presencia de rocas de la Formación Floresta ([Vargas *et al.*, 1981](#)), identifican fósiles de Carbonífero/Pérmico en estas litologías. Sobre estos hallazgos paleontológicos, los autores concluyen que la Formación Floresta es más reciente que lo reportado inicialmente en [Ward *et al.* \(1973\)](#) y por consiguiente proponen que esta unidad sea denominada en su lugar, como Formación Mogotes.

Investigaciones posteriores; realizadas por [Camacho \(2017\)](#), [Velandia *et al.* \(2017\)](#), [Mantilla-Figueroa y García-Ramírez \(2018\)](#), [Correa-Martínez *et al.* \(2020\)](#) y [Ariza-Ardila \(2023\)](#), entre otros; señalan la complejidad de este tramo de rocas (Mogotes-San Joaquín) en su variación composicional, grado de metamorfismo, edad del protolito y su contexto estructural. Según estos trabajos, se concluye que las rocas del tramo Mogotes-San Joaquín son cortadas por varias fallas (ver [Figura 1](#)), las cuales ponen en contacto litologías de diferentes edades y con diferente grado de metamorfismo. Entre las rocas aflorantes en el citado tramo, se identificaron litologías de la Formación Floresta (con y sin metamorfismo) de edad Devónico, rocas del Carbonífero-Pérmico y rocas correlacionadas con la Formación Bocas (del Permo-Triásico). A su vez, estas rocas son inyectadas por diferentes litologías ígneas, temporalmente relacionadas con el evento magmático del Triásico Tardío-Jurásico Temprano ([Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013](#)). Considerando algunas particularidades de las rocas aquí observadas, también se sospecha que afloran algunas franjas estrechas de otras litologías de bajo grado de metamorfismo, que podrían correlacionarse temporalmente con la Unidad Esquistos del Silgará (con protolito de edad Precámbrica) y la Unidad Filitas de San Pedro (con

protolito de edad Ordovícico Tardío; según [Mantilla-Figueroa *et al.*, 2016](#)).

Metodología

En el marco del presente estudio, se realizaron trabajos de campo para fines de reconocimiento y muestreo de las litologías ([Tabla 1](#)). El análisis petrográfico se realizó en el laboratorio de microscopía óptica de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS), usando un microscopio Leica DM750 Pol con sistema de fotomicrografía adaptado. Las abreviaturas minerales usadas en este trabajo son las recomendadas por la Subcomisión en rocas metamórficas de la Unión Internacional de Geociencias (ver en las referencias como [Siivola y Schmid, 2007](#)).

Los espectros Raman se adquirieron con el microscopio confocal Raman LabRam HR Evolution de Horiba Scientific, con rejilla de difracción de 600 planos/mm, rango espectral 1000 a 2200 cm⁻¹, láser con longitud de onda de 532 nm, potencia de salida de 40 mW y 471 μW sobre la muestra. Objetivo de 50X, tiempo de integración de 4 segundos y promedio de 40 barridos para mejorar la relación señal/ruido.

La deconvolución se realizó con el programa OMNIC de Thermo Scientific, seleccionando el rango 1100-1800 cm⁻¹, región en la cual se pueden identificar las bandas D y G de la materia carbonosa ([Beyssac *et al.*, 2002](#)). La deconvolución del espectro se realizó asumiendo que existen 4 bandas de acuerdo con la caracterización de [Beyssac *et al.* \(2002\)](#) y con corrección de línea de base lineal dentro del rango seleccionado. La banda que se identifica como G (1578 nm) se asumió con el perfil de Voigt mientras que las otras tres bandas se asumieron como combinación Gaussiana/Lorentziana 50/50.

Resultados obtenidos

Tabla 1. Relación de las muestras recolectadas y sus litotipos.

Estación	Coordenadas Planas*		Muestra	Litotipo
	X	Y		
CGR-1	1.203.554	1.130.237	CGR-1-1	Metacaliza
CGR-2	1.203.338	1.129.746	CGR-2-1	Filita
CGR-3	1.203.614	1.129.714	CGR-3-1	Metacaliza milonitizada
CGR-4	1.203.888	1.128.699	CGR-4	Esquisto grafitoso
CGR-5	1.128.608	1.203.704	CGR-5-1	Metaagruvaca
			CGR-5-2	Metaarenisca
			CGR-5-3	Filita

Continuación Tabla 1.

Estación	Coordenadas Planas*		Muestra	Litotipo
	X	Y		
VA-2	1.204.419	1.132.110	VA-2-1	Filita moscovítica
VA-3	1.204.880	1.132.354	VA-3-1	Esquisto cuarzo moscovítico
VA-4	1.204.849	1.132.139	VA-4-1	Cuarcita
VA-5	1.204.818	1.131.986	VA-5-1	Metagrauvaca
			VA-5-2	Metagrauvaca
			VA-5-3	Filita moscovítica
			VA-5-4	Metagrauvaca/filita moscovítica
			VA-5-5	Metagrauvaca
VA-6	1.204.818	1.131.986	VA-6-1	Filita moscovítica
			VA-6-2	Metagrauvaca
VA-8	1.204.386	1.131.126	VA-8-1	Esquisto cuarzo moscovítico con clorita, biotita y cordierita
VA-9	1.204.385	1.130.727	VA-9-1	Filita moscovítica con biotita y cordierita
VA-10	1.204.231	1.130.758	VA-10-1	Filita moscovítica con biotita y cordierita
			VA-10-2	Esquisto cuarzo moscovítico con biotita y cordierita

*Coordenadas datum MAGNA-SIRGAS / Colombia Bogota zone (EPSG 3116).

Geología del área estudiada

Las rocas más antiguas corresponden a litologías metamórficas, principalmente de protolitos que varían de pelíticos y semipelíticos a cuarzo-feldespáticas (cuarcitas) y psammitas, las cuales presentan localmente biotita. Las metapelitas de mayor grado metamórfico corresponden a esquistos grafitosos. Estas rocas, especialmente las cuarcitas (Tabla 2), fueron datadas por Moreno y Buitrago (2017), arrojando una máxima edad del protolito (máxima edad estratigráfica de depositación), sobre la base de la edad de los circones detríticos más jóvenes, correspondiente al Ediacárico (>542 Ma). Esta edad permite relacionar estas litologías con la unidad de Esquistos del Silgará, descrita en Ward *et al.* (1973). Sin embargo, una mayor densidad de datos geocronológicos sería de gran utilidad para evaluar su posible correlación o no, con la unidad Esquistos del Chicamocha recientemente propuesta por Mantilla-Figueroa *et al.* (2016). Contrariamente, en el sector SW de la Falla Mogotes, se observan litologías, relacionadas con la formación siliciclástica del Floresta (de edad Devónico), las cuales presentan un desarrollo importante de superficies filíticas, estudiada previamente por Mantilla-Figueroa y García-Ramírez (2018), con máxima edad de depositación del Devónico Temprano (Emsiense).

Otras litologías aflorantes en el área, corresponden con una unidad predominantemente calcárea y margosa del Permo-Carbonífero.

En el área objeto de estudio, se distribuyen espacialmente variedades de rocas ígneas (plutónicas y sub-volcánicas) de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano, invadiendo las áreas afectadas por la falla Mogotes. Estas litologías ígneas son fundamentalmente de carácter félsico y varían según las condiciones del emplazamiento de sus magmas asociados en: granitoides y cuerpos subvolcánicos de riolitas con presencia local de diques riódacíticos (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2013).

El área se ha dividido en dos sectores: Sector NE y Sector SW, separados por la aquí denominada Falla Mogotes (Figura 1). Esta estructura no se reconoce fácilmente en el terreno ya que las rocas ígneas (emplazadas en una etapa post-cinemática, respecto a la falla), de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano, la enmascaran parcialmente afectando su expresividad al no desarrollar evidencias macroscópicas de deformación. Asimismo, el contraste textural y estructural de las rocas metamórficas en ambos lados de la falla, no es muy evidente *a visu*. Estas diferencias emergen de manera más clara a partir de análisis de laboratorio

(microscopía óptica y espectroscopía raman, entre otros), como los presentados en este estudio.

Las relaciones entre litologías, sumado al conjunto de atributos y rasgos observados a lo largo de la Falla Mogotes, permiten sugerir *a priori* que esta estructura estaría relacionada con eventos de deformación de edad pre-Mesozoica (específicamente Triásico Tardío-Jurásico Temprano).

Las estructuras de deformación dúctil confinadas en la base de la Formación Floresta (al SW de la Falla Mogotes), no presentan continuidad con aquellas rocas de la misma unidad que se encuentran estratigráficamente en niveles más superiores, y que han sido datadas de edad Devónico Medio, máxima

edad de depositación según circones detríticos (Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018). Dada la proximidad espacial de estas litologías metamórficas de edad Devónico Temprano con la Falla de Mogotes, se requieren más estudios en esta franja localizada en las inmediaciones a la Falla. Esto con el fin de explorar la posibilidad de identificar una progradación o variedades de texturas de deformación dúctil en estas litologías, considerando su relación aquí sugerida con un evento de metamorfismo local (metamorfismo dinamo-térmico), espacialmente relacionado con la actividad pre-Mesozoica de la Falla Mogotes. Este metamorfismo es diferente en edad y condiciones al metamorfismo regional propio de las rocas localizadas en el bloque NE (al norte de la Falla Mogotes).

Tabla 2. Máximas edades estratigráficas de las rocas aflorantes en el área de estudio.

Muestra	Coordenadas			Rango de edades de circones detríticos (Ma)	Referencia
	X	Y	Z (msnm)		
PMOG-4-1	1.203.625	1.130.185	~2254	235,8±7,9 - 3172,1±14,7	Mantilla-Figueroa y García-Ramírez (2018)
PMOG-7-1	1.203.463	1.129.637	~2205	369±5,4 - 2110,3±18,1	
PMOG-2-1	1.203.512	1.128.919	~2129	401,5±6,6 - 2929,3±16,5	
MB-01-06-02	1.204.134	1.132.299	~2537	547,7±96,5 - 1697,1±18,3	Moreno y Buitrago (2017)

Petrografía

Las rocas metasedimentarias en el sector NE consisten en filitas, cuarcita y esquistos, predominando estas dos últimas variedades en cercanías al Alto de los Cacaos. Hacia el sector SW las litologías dominantes son metacaliza impura, metacaliza, metaarenisca, metagrauvacas, filitas y esquistos grafitosos, descritas a continuación.

En los afloramientos estudiados, las metagrauvacas y metaareniscas forman delgados niveles de aproximadamente 50 centímetros de espesor cada una, mientras que las filitas ocurren en niveles de 4 metros de espesor (Figura 2A). Esquistos grafitosos ocurren intercalados con filitas moscovítico-cuarzosas (Figura 2B).

La metagrauvaca conserva granos sub a redondeados de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. La matriz consiste principalmente en cuarzo recrystalizado, moscovita y en menor proporción clorita. Estos filosilicatos están orientados definiendo una foliación

S₁. Minerales accesorios son circón, titanita, monacita y minerales opacos idioblásticos. En la metaarenisca, (Figura 2C) los clastos relicticos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico son más pequeños que en la metagrauvaca y la clorita es de menor tamaño. La foliación S₁ es marcada por la orientación de moscovita y clorita. Los opacos ocurren como minerales idioblásticos. Los minerales accesorios son circón, turmalina, apatito, monacita.

La filita es cuarzo-moscovítica y contiene adicionalmente clorita y minerales opacos (Figura 2D). La foliación S₁ es definida por la orientación de moscovita y primera generación de clorita. La segunda generación de clorita ocurre rellenando venillas. En las filitas aún se conserva la foliación diagenética S₀.

Las rocas al NE de la falla de Mogotes consisten en metagrauvacas y filitas, similares a las anteriormente caracterizadas al SW de esta falla, así como esquistos y cuarcitas.

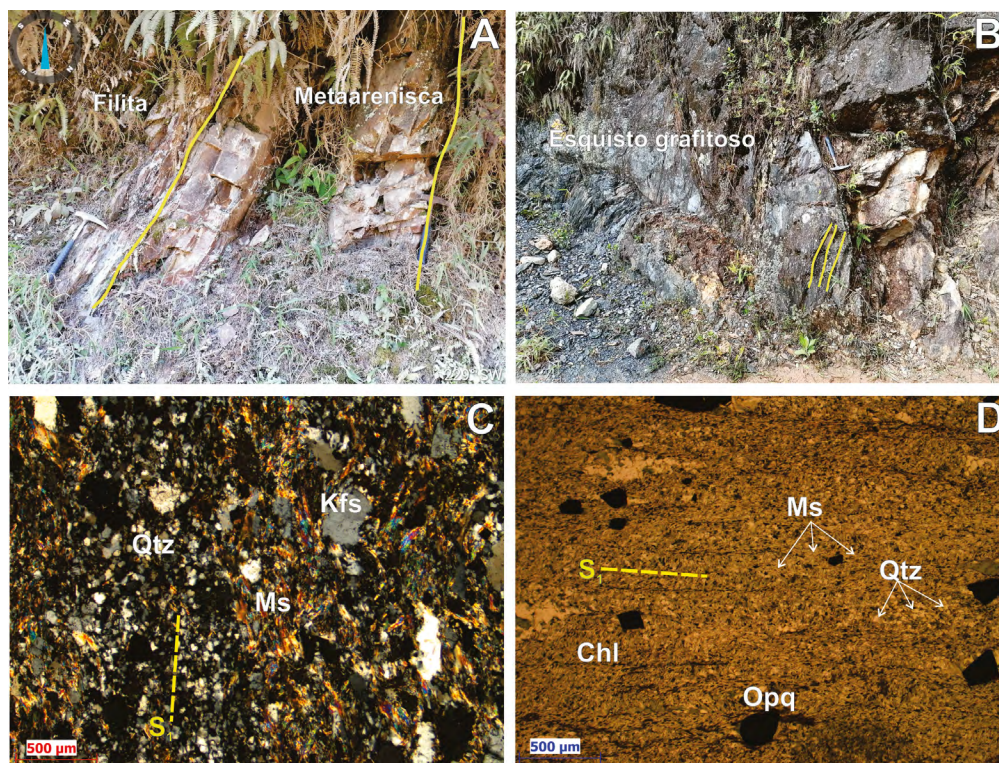


Figura 2. Rasgos geológicos y petrográficos asociados al sector SW. **A.** Afloramiento en donde se diferencian los niveles entre filita y metaarenisca. **B.** Afloramiento donde se observa el esquisto grafitoso (CGR-4-1). **C.** Metaarenisca (CGR-5-2), Nícoles cruzados. **D.** Filita moscovítica con clorita (CGR-5-3), Nícoles paralelos.

Las metagrauvas presentan clastos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa conservados del protolito, con evidencias de recrystalización. Matriz de minerales metamórficos más recrystalizados correspondientes a moscovita y cuarzo. Algunas metagrauvas están ligeramente milonitizadas, asociadas al evento de metamorfismo de dislocación (Figura 3D).

De acuerdo con su composición mineralógica, las filitas se clasificaron como: filitas moscovíticas, filitas moscovíticas con clorita, filitas moscovíticas con clorita y biotita y filitas moscovíticas con biotita y cordierita. Las filitas preservan la foliación diagenética, son de tamaño de grano muy fino a fino y su asociación mineral ($Ms+Qtz\pm Chl+Opq\pm Gr$) indica máximas condiciones metamórficas en facies esquistos verdes zona de la clorita, estas afloran al sureste de Mogotes y en el Alto de los Cacaos.

Finalmente, en los alrededores del Alto de los Cacaos afloran diferentes variedades composicionales de esquistos: esquisto cuarzo moscovítico, esquisto cuarzo

moscovítico con biotita y clorita y cuarcita ligeramente homeoblástica con esquistosidad continua, definida por los cristales de cuarzo orientados.

La presencia de biotita (Figura 3A) por primera vez reportada en el sector Mogotes-San Joaquín, indica máximas condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes, zona de la biotita.

En el Alto de los Cacos, se identificaron variaciones mineralógicas como esquisto cuarzo moscovítico con biotita y cordierita, relacionadas con la zona de contacto a los cuerpos hipoabisales de riolita o bien aparecen como xenolitos dentro de la riolita. El efecto termal del emplazamiento de la riolita, produjo recrystalización en las rocas y formación de porfidoblastos de cordierita y una segunda generación de biotita (Figura 3B-3C).

Esta mineralogía indica un evento metamórfico de contacto sobreimpuesto al metamorfismo regional, que alcanzó condiciones máximas en la facies de las corneanas anfibólicas.

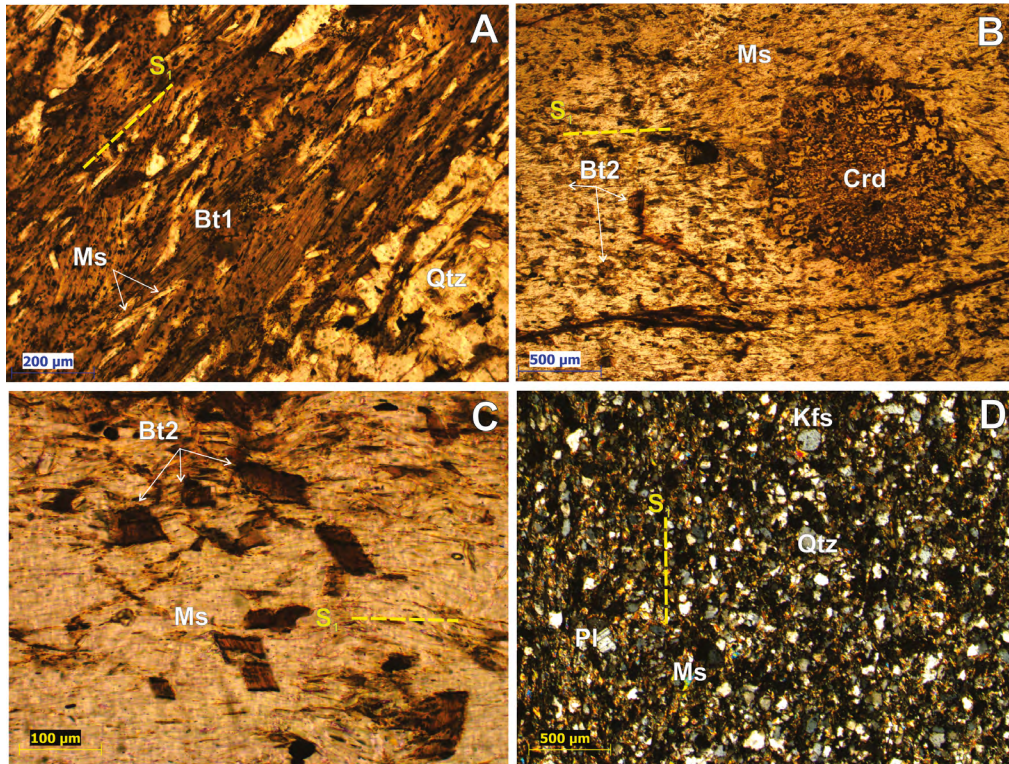


Figura 3. Características petrográficas de las rocas del sector, localizadas al NE de la Falla Mogotes. **A.** Esquisto cuarzo moscovítico con biotita1, tomada en Nícoles Paralelos (VA-10-2). **B.** Aparición de cordierita pinnitizada y biotita2 en muestra VA-10-1 en proximidad al Alto de los Cacaos (Nícoles paralelos). **C.** Morfología de los cristales de biotita2 en filita moscovítica (VA-10-1) tomada en Nícoles paralelos. **D.** Metagrauvaca con proceso de milonitización (VA-5-1). Nícoles Cruzados.

Metamorfismo

Eventos: En la zona de estudio se diferenciaron tres eventos de metamorfismo: metamorfismo regional? (M1); metamorfismo de contacto (M2) y metamorfismo de dislocación (M3).

El evento de metamorfismo regional? (M1) es de bajo grado en facies de subesquistos verdes y esquistos verdes. En filitas de la zona de la clorita, se conserva la foliación diagenética S_0 y se forma la foliación S_1 , la cual en algunos sectores se encuentra crenulada. La asociación mineral típica en la zona de la clorita es $Ms+Qtz\pm Chl\pm Kfs\pm Pl+Opq\pm Gr$ (Figura 4).

En el Alto de los Cacaos se observó por primera vez la biotita en la zona (Figura 3A). La presencia de la primera generación (biotita1) de este mineral en la asociación $Ms+Qtz\pm Bt1\pm Chl$, indica para el área estudiada las máximas condiciones de metamorfismo regional, correspondientes a la zona de la biotita en facies esquistos verdes.

Hacia el oeste del Alto de los Cacaos, se observaron una segunda generación de biotita (biotita2) y porfiroblastos de cordierita, no reportados anteriormente en la zona (Figura 3B). Estos minerales ocurren en metapelitas de la zona de contacto, con cuerpos de riolita o como masas (xenolitos) dentro de estas. La biotita2 y cordierita indican por lo tanto un evento de metamorfismo de contacto (M2), producto del efecto termal del emplazamiento de cuerpos subvolcánicos de riolita. Este evento metamórfico M2 alcanzó sus máximas condiciones en facies corneanas anfibólicas (Figura 4).

El tercer evento metamórfico M3, consistió en milonitización de las rocas en zonas de influencia de fallas satélites de la falla de Lebrija. Este metamorfismo de dislocación (M3), se evidenció en la re-orientación tectónica de los diferentes minerales de las rocas aflorantes en el Alto de los Cacaos.

Asociación mineral	Metamorfismo Regional		Metamorfismo de Contacto
	Ms+Qtz±Chl±Kfs±Pl+Opq±Gr	Ms+Bt1+Qtz±Chl+Opq±Gr	Qtz2+Ms2+Bt2+Crd
	Metapelitas, Metagrauvacas	Metapelitas	Metapelitas
	Clorita	Biotita	
Zona	Esquistos verdes		Corneanas anfibólicas
Facies			

Figura 4. Asociaciones minerales de los eventos metamórficos M1 (metamorfismo regional) y M2 (metamorfismo de contacto).

Condiciones de temperatura del metamorfismo: el uso de técnicas termobarométricas, como el programa Theriak-domino de De Capitani, produjo resultados en un amplio rango de temperatura, posiblemente por la ausencia de minerales con campos de estabilidad restringida. Por esta razón, la temperatura del metamorfismo se obtuvo usando la espectroscopía microraman en la materia carbonosa que, por las condiciones de metamorfismo registradas en las rocas, corresponde a grafito.

La transformación de la materia carbonosa en grafito en relación directa con el aumento de temperatura, constituye el fundamento de su uso como geotermómetro (Beyssac *et al.*, 2002; Beyssac *et al.*, 2004; Rantitsch *et al.*, 2004). Estos autores también mostraron que la grafitización es independiente de la presión y a la vez es un proceso irreversible durante el metamorfismo regresivo, lo cual le confiere una ventaja sobre el resto de minerales usados como geotermómetros.

Los estudios de materia carbonosa y grafito desarrollados por Tuinstra y Koenig (1970) y Nemanich y Solin (1979), mediante la técnica raman, sentaron las bases para establecer la posición, intensidad de los picos raman y su relación con el ordenamiento de la materia carbonosa. Según estos autores, los espectros raman de la materia carbonosa corresponden a bandas principales (1.100-1.800 cm⁻¹) y secundarias (2.500-3.100 cm⁻¹). La banda del grafito o banda G

se manifiesta a 1.580 cm⁻¹, las bandas D1, D2 y D3 aparecen a 1.350 cm⁻¹, 1.620 cm⁻¹ y 1.500 cm⁻¹ (Beyssac *et al.*, 2002). La banda G es propia del grafito como mineral y por lo tanto expresa un ordenamiento alto de la materia carbonosa, mientras que las bandas D se asocian a defectos o desorden estructural de la materia carbonosa (Tuinstra y Koenig, 1970; Nemanich y Solin, 1979; Beyssac *et al.*, 2002). La apariencia de las bandas D en la materia carbonosa, según Beyssac *et al.*, 2002, se interpreta así: Banda D1 es intensa y amplia en material carbonoso con poco ordenamiento; mientras que la banda D2, en materia carbonosa con alto desorden, es difícil separarla de la banda G por su proximidad en el espectro raman (1.600-1.620 cm⁻¹); igualmente la amplitud de la banda D3 es señal de material carbonoso con poco orden.

Mediante esta técnica se analizaron y midieron los espectros microraman en el grafito de cuatro muestras, (CGR-1, CGR-2, CGR-3 y CGR-4) correspondientes a metacaliza, filita, metacaliza milonitizada y esquistos grafitoso. Los resultados de las mediciones se presentan en la Tabla 3.

La metacaliza (CGR-1) presenta evidencias de recrystalización. Composicionalmente es impura con aproximadamente 20% de cuarzo, minerales menores como grafito, moscovita, opacos y rutilo. La asociación mineral en esta metacaliza es calcita+moscovita+cuarzo (Figura 5A).

Tabla 3. Parámetros calculados a partir de los espectros raman de la materia carbonosa y temperaturas obtenidas. G, D1, D2 – bandas; I-intensidad; A-área; R1-relación espectral; R2-relación espectral.

Muestra	G		D1		D2		R1	R2	Temperatura °C
	I	A	I	A	I	A			
CGR-1	255,73	11373,6	150,74	12689,19	16,65	287,57	0,59	0,52	409,11
CGR-2	43,99	5785,67	35,29	4289,23	2,90	88,64	0,74	0,42	453,20
CGR-3	188,8	9178,31	134,65	10688,72	13,03	129,57	1,16	0,53	403,14
CGR-4	334,43	11731,77	124,29	9001,17	53,38	1233,96	0,37	0,41	458,66

La filita (CGR-2) es bastante cuarzosa, destacándose bandas de cuarzo+moscovita y bandas de moscovita+clorita (Figura 5B). Otros minerales son grafito y opacos. Se conserva la primera foliación S_0 algo plegada, la foliación metamórfica S_1 y un clivaje de carga que es más visible en las bandas de filosilicatos.

La muestra CGR-3 corresponde a una metacaliza impura (20% de cuarzo+moscovita) y evidentes señales de milonitización y recristalización. El grafito aparece asociado a moscovita formando delgadas bandas (Figura 5C).

El esquisto grafitoso (CGR-4) presenta una microestructura mejor desarrollada que las litologías descritas anteriormente y adicionalmente contiene cuarzo y moscovita (Figura 5D). El grafito aparece formando bandas. El tamaño de grano es de fino a medio y solo se observa la foliación S_1 .

Para el cálculo de las temperaturas de metamorfismo, se consideraron las relaciones espectrales definidas por Beyssac *et al.* (2002), las cuales se basan en la intensidad y área de las bandas G, D1 y D2 en el espectro del grafito. La banda G se localiza en el

espectro raman a 1580 cm^{-1} y es característica del mineral grafito, mientras las bandas D1 y D2 aparecen en la posición 1350 cm^{-1} y 1620 cm^{-1} respectivamente y se consideran bandas de defecto en el grafito y por consiguiente indican defectos en la estructura de este mineral (Beyssac *et al.*, 2002).

Las relaciones espectrales de Beyssac *et al.* (2002) se formulan así:

$$R1 = D1/G \quad (1)$$

Se calculan a partir de la intensidad de los picos D1 y G.

$$R2 = D1/(D1+G+D2) \quad (2)$$

Se calculan midiendo el área del pico. Aparentemente el uso del área del pico en el espectro raman es más confiable y preciso por lo que su aplicación se relaciona con la ecuación 3. Mediante esta ecuación de Beyssac *et al.* (2002) se calculó la temperatura del metamorfismo, para la cual, este autor no reporta margen de error, aunque condiciona su uso a rangos de metamorfismo entre 330 y 650°C . Otras calibraciones de este método raman se pueden ver en Henry *et al.* (2019).

$$T(^{\circ}\text{C}) = -445 * R2 + 641 \quad (3)$$

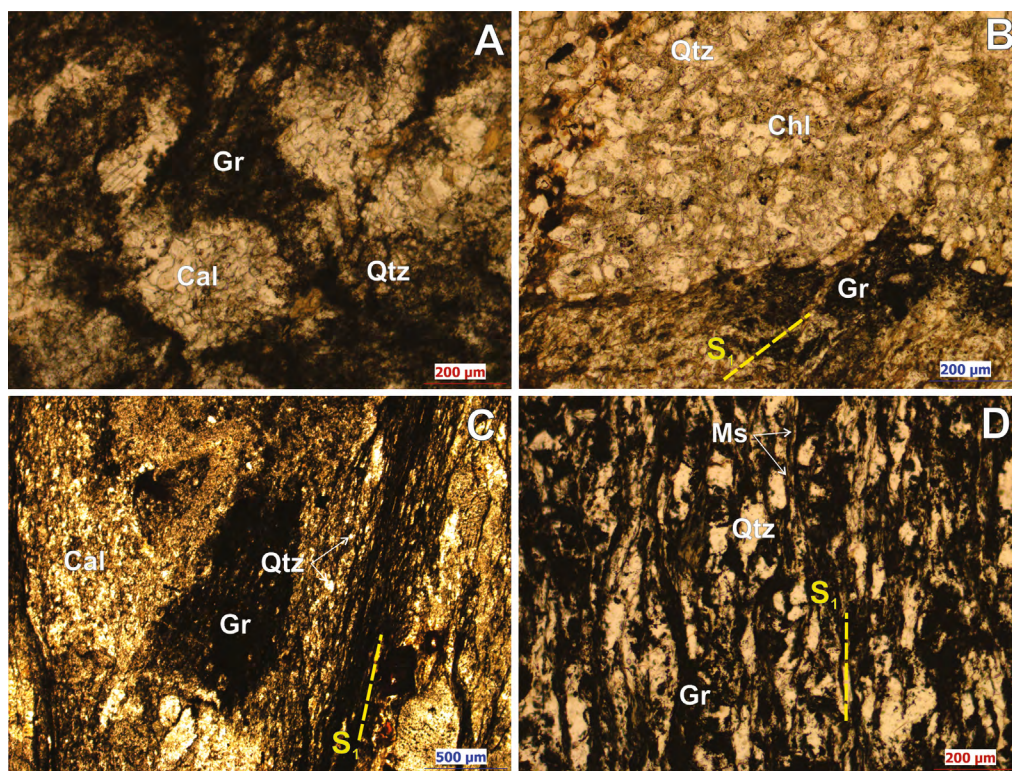


Figura 5. Ocurrencia de grafito en las rocas estudiadas. Nícoles Paralelos. **A.** Metacaliza (CGR-1). **B.** Filita (CGR-2). **C.** Metacaliza milonitizada (CGR-3). **D.** Esquisto grafitoso (CGR-4).

Las temperaturas obtenidas para las metacalizas fueron de 403°C y 409°C, mientras que la filita registró 453°C y el esquisto 458°C. Estos valores, así como la intensidad, área y relaciones espectrales se presentan en la [Tabla 3](#) y son concordantes con las características litológicas, asociaciones minerales y campos de estabilidad de la moscovita, clorita y biotita, así como el desarrollo microestructural y textural de las rocas analizadas.

Discusión de resultados

Las rocas metamórficas aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín, evidencian gran complejidad en su variación composicional, grado de metamorfismo, edad del protolito y su contexto estructural ([Camacho, 2017](#); [Velandia et al., 2017](#); [Mantilla-Figueroa y García-Ramírez, 2018](#); [Correa-Martínez et al., 2020](#); [Ariza-Ardila, 2023](#)). Estas rocas son cortadas por varias fallas ([Figura 1](#)), y ponen en contacto litologías de diferentes edades y con diferente grado de metamorfismo. En este contexto, se resalta la denominada Falla de Mogotes en este trabajo, que estaría relacionada con eventos de deformación de edad pre-Mesozoica (específicamente pre-Triásico Tardío-Jurásico Temprano).

El sector NE a la falla de Mogotes presenta las rocas más antiguas consistentes en metagrauvacas, filitas, cuarcitas y esquistos de edad Ediacárico como máxima edad del protolito ([Moreno y Buitrago, 2017](#)) mientras que al SW de esta falla, se observan rocas del Paleozoico Tardío, representadas por la unidad predominantemente calcárea y margosa del Permo-Carbonífero, así como también por la formación siliciclástica del Floresta (de edad Devónico Temprano, Emsiense) según [Mantilla-Figueroa y García-Ramírez \(2018\)](#). Las rocas del bloque SW registran el menor grado de metamorfismo, acorde con las asociaciones minerales establecidas, que indican el pico en la zona de la clorita.

De acuerdo con los datos de temperatura, calculados a partir de los espectros microraman de la materia carbonosa, las rocas de la base del Devónico registran las mayores temperaturas de metamorfismo entre 453°C y 458°C, mientras que las rocas del Carbonífero-Pérmico la materia carbonosa recrystalizó a 403°C y 409°C.

Las rocas metasedimentarias del bloque NE alcanzaron condiciones de metamorfismo en facies esquistos verdes, con pico definido en la zona de la biotita. Este evento metamórfico M1, se considera el más importante para esta área del SW del Macizo de Santander. Por

primera vez se reporta biotita como mineral indicador del pico metamórfico (ver [Figura 1](#)).

El segundo evento de metamorfismo M2 es de contacto, asociado a los cuerpos de riolita que, a manera de grandes masas hipoabisales, se emplazaron en las metasedimentitas. Las máximas condiciones de metamorfismo de contacto en facies de las corneanas anfibólicas, se alcanzaron en las metasedimentitas embebidas a manera de grandes xenolitos dentro de los cuerpos de riolita. La edad de este metamorfismo de contacto correspondería a la edad del cuerpo de riolita de 201 Ma, definido por [Correa-Martínez et al. \(2020\)](#).

Los datos aquí presentados cobran importancia, debido a que la zona de estudio corresponde a la terminación sur del Macizo de Santander y puede conservar características igualmente observables en el Macizo de Floresta. En lo referente a una correlación de datos con otros sectores del Macizo de Santander (Guaca, Baraya, Matanza, sur de Silos entre otros), que afloren metasedimentitas de bajo grado, aún no es tan clara. Esto a causa de la escasez de datos cuantitativos de metamorfismo en otros sectores, y la ausencia de relaciones de campo que evidencien la posición estratigráfica de algunas metasedimentitas de bajo grado en el Macizo.

Conclusiones

Las rocas metasedimentarias al NE de la Falla de Mogotes consisten en filitas, cuarcita y esquistos, predominando estas dos últimas variedades en cercanías al Alto de los Cacaos. Hacia el sector SW de esta falla, las litologías dominantes son metacaliza impura, metacaliza, metaarenisca, metagrauvacas, y filitas.

El grado de metamorfismo en el bloque NE corresponde a la facies esquistos verdes en la zona de la biotita, mineral que por primera vez se reporta en zona cercana al Alto de los Cacaos (evento metamórfico M1). El emplazamiento de cuerpos hipoabisales de la riolita del Ato de los Cacaos produjo un metamorfismo de contacto en facies corneana anfibólica con cordierita y biotita como minerales del pico metamórfico (M2). Finalmente, un tercer evento metamórfico (M3) corresponde a metamorfismo de dislocación, asociado a fallas satélites de la Falla de Mogotes.

En el bloque SW con respecto a la Falla de Mogotes, se determinaron las temperaturas de metamorfismo. Las

temperaturas obtenidas para las metacalizas fueron de 403°C y 409°C, mientras que la filita registró 453°C y el esquisto grafitoso 458°C. temperaturas concordantes con la mineralogía y desarrollo textural y microestructural de estas litologías.

Agradecimientos

Los autores expresan un profundo agradecimiento a la Universidad Industrial de Santander (UIS) y a la Vicerrectoría de Investigación y Extensión-VIE, por el apoyo financiero brindado a este trabajo mediante el proyecto 2832, titulado: Petrogénesis de las rocas metasomáticas aflorantes entorno a la falla de Onzaga (Departamento de Santander, Cordillera Oriental). Igualmente, los autores agradecen a dos revisores cuyas observaciones y sugerencias constituyen un valioso aporte para mejorar el manuscrito.

Referencias

- Ariza-Ardila, V. (2023). Petrografía de las rocas metamórficas aflorantes en el sector del Alto de los Cacaos, municipio de San Joaquín (SW del Macizo de Santander). Tesis, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Beyssac, O.; Goffé, B.; Chopin, C.; Rouzaud, J. (2002). Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, 20(9), 859-871. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00408.x>
- Beyssac, O.; Bollinger, L.; Avouac, J-P; Goffé, B. (2004). Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2), 233-241. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.023>
- Boinet, T.; Bourgois, J.; Bellon, H.; Toussaint, J. (1985). Age et repartition du magmatisme Premesozoïque des Andes de Colombie. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de L'Académie des Sciences. Serie D: Sciences Naturelles*, 300(2), 445-450.
- Camacho, D.Y. (2017). Petrografía de las metasedimentitas aflorantes al sureste de Mogotes, Santander. Tesis, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Clavijo, J. (1994). Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander. Memoria explicativa. Informe interno INGEOMINAS, 67p.
- Clavijo, J.; Mantilla, L.; Pinto, J.; Bernal, L.; Pérez, A. (2008). Evolución geológica de la serranía de San Lucas, norte del valle medio del Magdalena y noroeste de la cordillera oriental. *Boletín de Geología*, 30(1), 45-62.
- Cordani, U.G.; Cardona, A.; Jimenez, D.M.; Liu, D.; Nutman, A.P. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. In: A.P.M. Vaughan; P.T. Leat; R.J. Pankhurst (eds). *Terrane processes at margins of Gondwana* (pp. 329-346). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.246.01.13>
- Correa-Martínez, A.M.; Rodríguez, G.; Bermúdez, J.G.; Arango, M.I.; Zapata, G. (2020). Riolitas del Alto Los Cacaos. En: G. Rodríguez, A.M. Correa-Martínez (eds.). *Catálogo de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander* (pp. 395-420). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/9789585279445.9>
- García-Ramírez, C.A.; Rey-León, V.; Valencia, V. (2017). Ortonaises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte. *Andean Geology*, 44(3), 307-327. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n3-a04>
- Henry, D.G.; Jarvis, I.; Gillmore, G.; Stephenson, M. (2019). Raman spectroscopy as a tool to determine the thermal maturity of organic matter: Application to sedimentary, metamorphic and structural geology. *Earth-Science Reviews*, 198, 102936. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102936>
- Mantilla-Figueroa, L.C.; Bissig, T.; Valencia, V.; 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.006>
- Mantilla-Figueroa, L.C.; García-Ramírez, C.; Ríos-Reyes, C.; Castellanos, O.; Valencia, V.; Camacho,

- D. (2015). Geocronología U-Pb en zircones detríticos de rocas metasedimentarias del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia): Implicaciones estratigráficas. *XV Congreso Colombiano de Geología*. Bucaramanga, Colombia.
- Mantilla-Figueroa, L.C.; García-Ramírez, C.A.; Valencia, V.A. (2016). Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en zircones detríticos. *Boletín de Geología*, 38(1), 33-50. <https://doi.org/10.18273/revbol.v38n1-2016002>
- Mantilla-Figueroa, L.C.; García-Ramírez, C.A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). *Boletín de Geología*, 40(1), 123-144. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n1-2018008>
- Moreno-Sánchez, M.; Gómez-Cruz, A.; Castillo-González, H. (2005). La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward *et al.*, 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. *X Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá, Colombia.
- Moreno, C.A.; Buitrago, C. (2017). Estudio mineralógico-petrográfico de las litologías basales de la Formación Floresta aflorantes en áreas del municipio de San Joaquín (Departamento de Santander) Tesis, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Nemanich, R.J.; Solin, S.A. (1979). First- and second-order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. *Physical Review B*, 20, 392-401. <https://doi.org/10.1103/PhysRevB.20.392>
- Rantitsch, G.; Grogger, W.; Teichert, C.; Ebner, F.; Hofer, C.; Maurer, E.M.; Schaffer, B.; Toth, M. (2004). Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps. *International Journal of Earth Sciences*, 93(6), 959-973. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0436-1>
- Restrepo-Pace, P.A.; Cediél, F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(4), 764-771. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.06.002>
- Royero, J.; Clavijo, J. (2001). Mapa geológico generalizado del departamento de Santander, Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá, Colombia.
- Siivola, J.; Schmid, R. (2007). List of Mineral Abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07.
- Tuinstra, F.; Koenig, J.L. (1970). Raman spectrum of graphite. *The Journal of Chemical Physics*, 53(3), 1126-1130. <https://doi.org/10.1063/1.1674108>
- Van der Lelij, R.; Spikings, R.; Ulianov, A.; Chiaradia, M.; Mora, A. (2016). 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*, 31, 271-294. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.011>
- Vargas, R.; Arias, A.; Jaramillo, L.; Téllez, N. (1981). Geología del cuadrángulo I-13, Málaga. *Boletín Geológico*, 24(3), 2-84.
- Velandia, F.; García, H.; López, J.; Bermúdez, M.; Zuluaga, C.; Taboada, A. (2017). Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. *XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores*. Santa Marta, Colombia.
- Ward, D.E.; Goldsmith, R.; Cruz, J.; Restrepo, H. (1973). Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander. *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-134. <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bolgeol21.1-3.1973.383>
- Zuluaga, C.A.; Amaya, S.; Uruña, C.; Bernet, M. (2017). Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre-Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). *Lithos*, 274-275, 123-146. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.12.036>

Fecha de recibido: 01 de junio de 2023

Fecha de aceptado: 29 de diciembre de 2023
