

Petrología y geoquímica de los Ortoneises aflorantes en los sectores central y este en el Macizo de Santander, Andes Colombianos

Carlos Alberto García-Ramírez¹ y Vanessa Rey-León^{1,2,*}

¹ Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.

² Facultad de Geología, Universidad del Estado de Río de Janeiro, Río de Janeiro, Brasil.

* vannerey0722@hotmail.com

RESUMEN

Los Ortoneises aflorantes en los sectores central y este en el Macizo de Santander, consisten en intercalaciones de neis hornbléndico, neis biotítico y neis cuarzo-feldespático, predominando las dos primeras variedades. En estos ortoneises aparecen lentes esporádicos de anfíbolita. Los ortoneises son el resultado del emplazamiento sintectónico de granitoides en rocas de los Esquistos del Silgará, durante el pico metamórfico de esta unidad metasedimentaria. Se observan algunas diferencias estructurales y composicionales en los ortoneises de los sectores central y este; la foliación más desarrollada, se observa en el sector central y la presencia de moscovita, al parecer se restringe solo al sector este. Las características geoquímicas evidencian que los ortoneises del sector central son de composición granítica, mientras que, para los ubicados en el sector este, su composición varía entre granito y granodiorita. Estos ortoneises fueron formados en una margen continental activa. El contenido de Tierras raras (REE) en los ortoneises evidencian tres patrones diferentes de comportamiento: 1) Los ortoneises félsicos muestran un paulatino empobrecimiento en las REE ligeras (La-Sm) y un empobrecimiento en REE pesadas (Eu-Lu); 2) ortoneises con clara anomalía negativa en Eu* y 3) La anfíbolita está muy empobrecida en REE ligeras y va incrementando el contenido de REE pesadas con ausencia de anomalía en Eu*. Las condiciones P-T de metamorfismo para los ortoneises del sector central fueron: T = 690–770 °C y P = 0.53–0.85 GPa, mientras que, en el este, la temperatura obtenida varía entre 680 y 693 °C. La ocurrencia, relaciones de campo entre los ortoneises estudiados con unidades metasedimentarias y las edades, son muy similares a la de los ortoneises aflorantes a lo largo de los Andes y el sureste de México, evidenciando un arco magmático desarrollado a lo largo del protomargen de Gondwana Occidental.

Palabras clave: Ortoneis; petrología; geoquímica; Macizo de Santander; Andes Colombianos.

ABSTRACT

Orthogneisses outcropping in the central and eastern regions in the Santander Massif consist in interlayered of hornblende gneiss, biotite gneiss and quartzo-feldspathic gneiss. Biotite and hornblende gneisses are the predominant lithologies. In these orthogneisses, sporadic amphibolite lenses appear. The orthogneisses are the result of the synthectonic

emplacement of granitoids in the rocks of the Silgará Schist Unit during the metamorphic peak of this meta-sedimentary unit. Some structural and compositional differences are observed in the orthogneisses of the central and eastern sectors; the most developed foliation is observed in the central sector and the presence of muscovite, apparently it is restricted only to the eastern sector. The geochemical characteristics show that the orthogneisses of the central sector are granitic in composition, while, for those located in the eastern sector, their composition varies between granite and granodiorite. These orthogneisses were formed on an active continental margin. According to rare earth elements – REE behavior the rocks displayed three geochemical trends: 1) The felsic orthogneisses are moderately depleted in Light Rare elements–LREE (La–Sm) and depleted in Heavy Rare Earth elements–HREE (Eu–Lu); 2) negative europium anomaly is typical for orthogneisses; 3) Amphibolite is depleted in LREE and slow increment of HREE without europium anomaly. P–T metamorphic conditions were estimated for the central region as T = 690–770 °C and P = 0.53–0.85 GPa whereas amphibolite from eastern region reached metamorphic thermal peak conditions at T = 680–693 °C. Occurrence, field relationship of studied orthogneisses respect to metasedimentary country rocks are very similar that those orthogneisses outcropping along the Andes and southeastern terranes of Mexico as result of magmatic arc developed along the western Gondwana protomargin.

Key words: Orthogneiss; petrology; geochemistry; Santander Massif; Colombian Andes.

INTRODUCCIÓN

Las rocas del Paleozoico inferior en los Andes Colombianos comparten procesos tectono-magmáticos y metamórficos comunes con la cadena andina (Argentina, Chile, Perú y Venezuela), el sureste de México y América Central (Ward, *et al.*, 1973; Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Van der Lelij, *et al.*, 2016; García-Ramírez, *et al.*, 2017; Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 2018; Ramos, 2018; Weber, *et al.*, 2018; Tazzo-Rangel, *et al.*, 2019; Juárez-Zúñiga, *et al.*, 2019).

Estas rocas afloran en el Macizo de Santander, localizado en la parte norte de la Cordillera Oriental en Colombia. La evolución geológica de este Macizo, está ligada a otros relieves y geofomas de los Andes del Norte, como el Macizo de Floresta al sur, la Serranía de Perijá al norte y los Andes de Mérida al NE en Venezuela (Velandia-Patiño, 2017) (Figura 1a). Las rocas metamórficas Ordovícicas en el Macizo

de Santander, son ortoneises agrupados por Ward *et al.*, (1973) en la unidad Ortoneis. En la Tabla 1, se muestra la recopilación de las edades para estas rocas. Las edades del Ordovícico Temprano han sido relacionadas con la orogenia Quetame–Caparonensis en los Andes del Norte (Colombia, Venezuela) por Restrepo-Pace y Cediel, (2010). Este evento orogénico es conocido en los Andes Centrales y del Sur como orogenia Famatiniana (Aceñolaza y Toselli, 1976). Esta orogenia originó un evento metamórfico barroviense, que afectó las rocas de la unidad Esquistos del Silgará (s.s) y Ortoneis en el Macizo de Santander (García *et al.*, 2005; Van der Lelij *et al.*, 2016, 2019). Este evento metamórfico es correlacionable con el evento metamórfico M1 en los Andes de Mérida (Tazzo-Rangel, *et al.*, 2019). Las edades más jóvenes del Ordovícico Tardío y Silúrico inclusive aún no han sido relacionadas con algún evento tectono–metamórfico en el Macizo de Santander, sin embargo, en los Andes de Mérida, estas edades indican eventos metamórficos, magmáticos y anatexis en ambientes de compresión y extensión (Tazzo-Rangel, *et al.*, 2019).

De particular interés es el conocimiento de las condiciones de metamorfismo en las rocas del Ortoneis. Este ha sido un problema difícil de resolver por la ausencia en estas rocas de minerales indicadores de metamorfismo (por ejemplo: polimorfos de aluminio, granate, y cordierita entre otros). Debido a esto, las condiciones P-T en los ortoneises han sido definidas de manera indirecta, considerando las relaciones de campo del Ortoneis con las rocas de la unidad Esquistos del Silgará (en el sentido de Mantilla-Figueroa *et al.*, 2016 a y b), la cual intruye de forma sintectónica (Ward *et al.*, 1973; Van der Lelij *et al.*, 2016; Restrepo, 1995; García *et al.*, 2005; García-Ramírez *et al.*, 2017).

De acuerdo con lo anterior, el presente trabajo se enfoca en estudiar las condiciones de metamorfismo del Ortoneis, mediante estudios de campo, petrografía, geoquímica y termobarometría.

MARCO GEOLÓGICO

El Macizo de Santander en la Cordillera Oriental de Colombia, es un bloque elevado ubicado entre fallas mayores: hacia el oeste, está limitado por la Falla de Bucaramanga, de rumbo sinistral con componente inverso, mientras que, al este el límite lo constituye la Falla Labateca–Chucarima que se identifican como fallas inversas con vergencia al E (Velandia-Patiño, 2017).

El Macizo de Santander consiste en rocas metamórficas Precámbricas, agrupadas en el Neis de Bucaramanga (Ward, *et al.*, 1973; Restrepo-Pace, *et al.*, 1997; Cardona-Molina, 2003; Cordani, *et al.*, 2005; Ordoñez-Carmona, *et al.*, 2006), Esquistos del Silgará (s.s.) y Esquistos del Chicamocha, con metamorfismo del Ordovícico Temprano (Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2012; Van der Lelij, *et al.*, 2016; Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2016a; García-Ramírez, *et al.*, 2017), Ortoneis del Ordovícico Temprano a Tardío (Goldsmith, *et al.*, 1971; Ward, *et al.*, 1973; Forero Suarez, 1990; Restrepo, 1995; Ordoñez-Carmona, *et al.*, 2006; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2012; Van der Lelij, *et al.*, 2016; García-Ramírez, *et al.*, 2017; Van der Lelij, *et al.*, 2019), Filitas de San Pedro con edades de depositación de 480 Ma (Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2016a) y rocas de bajo grado de metamorfismo denominadas Metasedimentitas de Guaca–La Virgen, Floresta Metamorfoseada y Formación Mogotes de posible edad metamórfica entre el Silúrico y Devónico (Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2016a).

Respecto a la temporalidad de estos eventos, Mantilla-Figueroa, *et al.*, (2016a), mencionan que la edad del pico de metamorfismo de las unidades Esquistos del Silgará (s.s.) y Esquistos del Chicamocha, se relaciona con el evento Orogénico Principal Famatiniano (Ordovícico Temprano). La edad de este evento es concordante con las edades

Ordovícicas Tempranas obtenidas en el Ortoneis (Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2012; Van der Lelij *et al.*, 2016; García-Ramírez, *et al.*, 2017), mientras que el pico de metamorfismo de la unidad Filitas de San Pedro está relacionado con el evento Orogénico Menor Famatiniano (¿Silúrico?).

Eventos magmáticos desde el Silúrico hasta el Mioceno consisten en batolitos, stocks, diques, flujos lávicos y materiales volcánoclasticos y volcanosedimentarios, se encuentran ampliamente distribuidos en todo el Macizo de Santander (Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2016a). Rocas sedimentarias del Devónico Medio y Superior, Carbonífero y Pérmico, cubren el basamento cristalino (Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2016a).

A continuación, se describen brevemente las rocas del basamento del Macizo de Santander.

Neis de Bucaramanga

Consiste en neises cuarzo feldespáticos, biotíticos y sillimaníticos con niveles de neises hornbléndicos, intercalaciones de cuarcitas, anfibolitas y también evidencia de migmatización. Los minerales principales son plagioclasa, biotita, hornblenda, feldespato potásico, cuarzo, moscovita, sillimanita y granate. Los accesorios son ilmenita, circón, magnetita, rutilo y titanita (Cordani, *et al.*, 2005; García, *et al.*, 2005; Ordoñez-Carmona, *et al.*, 2006; Ureña-Suárez y Zuluaga-Castrillón, 2011; Cuellar-Cárdenas, *et al.*, 2012; Amaya-Ferreira, 2012; Cardona-Molina, 2003; Van der Lelij, *et al.*, 2016; Zuluaga, *et al.*, 2017). El metamorfismo de esta unidad alcanzó la facies granulita. Las edades reportadas para el Neis están en torno a 1057 ± 28 , 945 ± 40 , 854 ± 66 , 850 y 800 Ma (Ordoñez-Carmona, *et al.* 2006; Ward, *et al.*, 1973; Restrepo-Pace, *et al.*, 1997; Cordani, *et al.*, 2005).

Esquistos de Silgará

Esta unidad fue definida como Formación Silgará por Ward *et al.*, (1973). Aflora en los sectores noroeste, suroeste, central y nororiental del Macizo de Santander como franjas alargadas con dirección N–S. En el noroeste, esta unidad es de bajo a medio grado de metamorfismo (zona del granate en facies esquistos verdes) y consta de metaareniscas, cuarcitas, metagrauvascas, esquistos micáceos, esquistos micáceos con granate y filitas cloríticas. En los sectores central y N–E el grado de metamorfismo es mayor (zona de la sillimanita, facies anfibolita) y las rocas son esquistos micáceos, esquistos granatíferos con estauroilita \pm cianita \pm sillimanita, cuarcitas moscovíticas, granatíferas, granofelsas y neises calcosilicatados y mármoles (García, *et al.*, 2005; Castellanos, *et al.*, 2008). Basados en las diferencias de las edades de depositación, Mantilla-Figueroa, *et al.* (2016a y 2016b) proponen dividir esta unidad en Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro. Esta nomenclatura se acoge en el presente trabajo. La edad del metamorfismo de los Esquistos del Silgará no ha sido definida de forma directa en estas rocas. Sin embargo, en diferentes sectores del Macizo de Santander, rocas de los Esquistos del Silgará han sido intruídas de forma sintectónica por cuerpos de Ortoneises de edad Ordovícico Temprano (479 a 471 Ma) al momento del pico metamórfico, evidencia de esto, es la concordancia en el sentido de las foliaciones de estas dos unidades. Las edades de 480–470 Ma (Restrepo-Pace *et al.*, 1997; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2012; Van der Lelij, *et al.*, 2016 y García-Ramírez, *et al.*, 2017) se relacionan al evento orogénico Famatiniano.

Ortoneis

La unidad Ortoneis consiste principalmente en neises de composición granítica a granodiorita. Cuerpos esporádicos discontinuos de forma tabular y lenticular de anfibolitas se encuentran en estos neises. La mayor parte del Ortoneis aflora al suroeste, norte y noreste de Berlín, existiendo cuñas angostas de Ortoneis que se extienden al sur

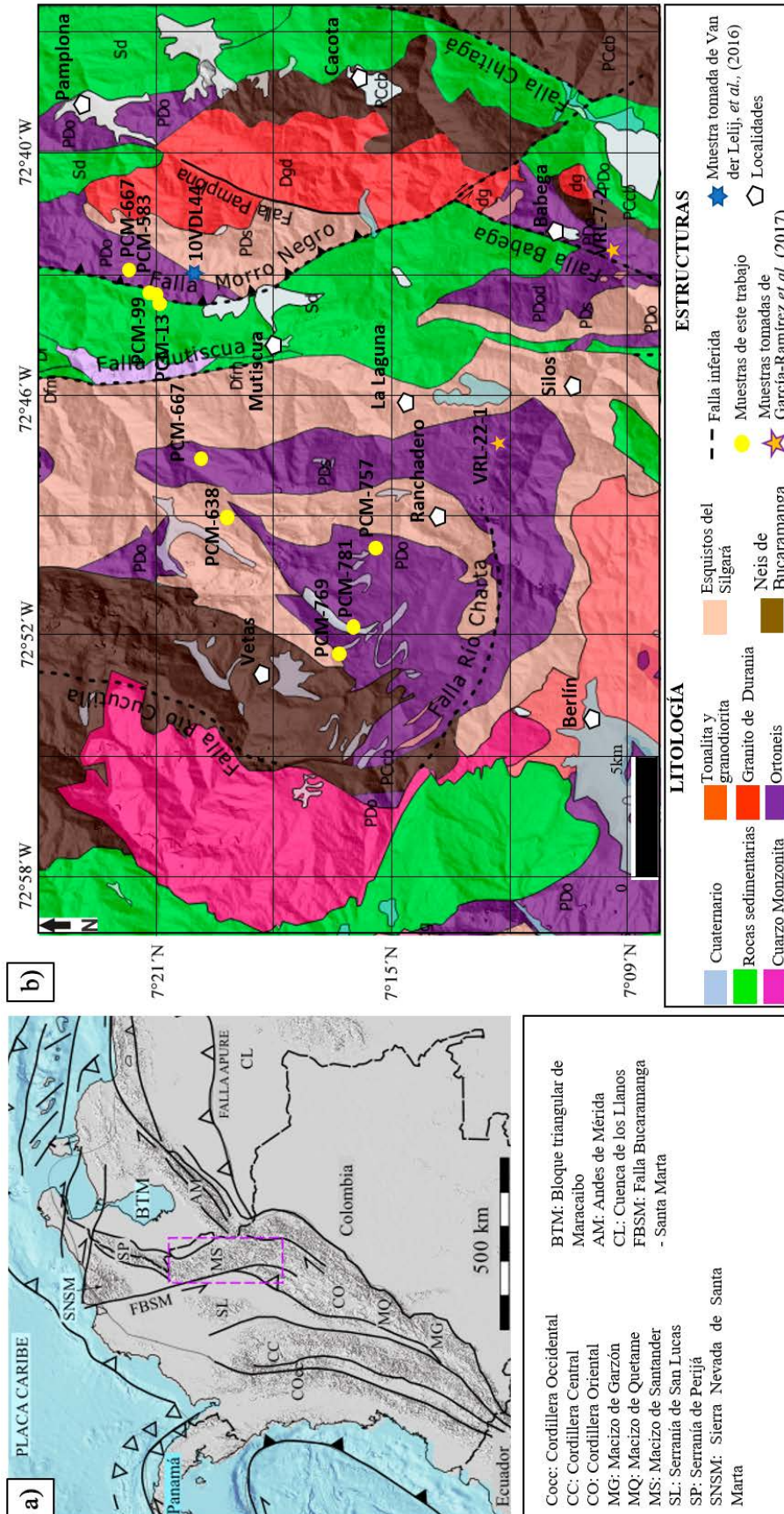


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. a) Mapa de Colombia modificado de Van der Lelij, et al., (2016). b) Mapa geológico con las muestras analizadas.

Tabla 1. Edades del Ortoneis.

Sector	Litología	Roca/Mineral	Método	Edad (M.a.)	Autor
Ocaña	Metadiorita	Hornblenda	K-Ar	413 ± 30	Goldsmith <i>et al.</i> , (1971) y Ward <i>et al.</i> , (1973)
NE de Chitagá	Pegmatita que intruye (Neis de Bucaramanga)	Muscovita pegmatita	K-Ar	457 ± 13	
NW de Berlín	Granito neisico	Roca total	Rb-Sr	450 ± 80	
Sur de Pamplona	Gabro	Hornblenda	K-Ar	456 ± 23	Boinet <i>et al.</i> , (1985)
NE de Ocaña	Metadiorita	Hornblenda	K-Ar	421	Forero Suarez (1990)
Río Cáraba, NW de Berlín		Roca total	Rb-Sr	439	
Ocaña		Roca total	Rb-Sr	413	Ordoñez-Carmona <i>et al.</i> , (2006)
		Roca total	Rb-Sr	268 ± 26	
SE de Vetás cerca a Ranchadero	Granito foliado Granito no foliado	Circón Circón	U-Pb U-Pb	477 ± 16 471 y 360	Restrepo (1995)
California	Dioritas foliadas		U-Pb (Ablación laser)	477 ± 2	Mantilla-Figueroa <i>et al.</i> , (2012)
Tona	Neis biotítico-hornblendico	Circón	U-Pb	451.5 ± 1.5	Van Der Lelij <i>et al.</i> , (2016)
SW de Tona	Pegmatita			208.8 ± 1.2	
SW de Ranchadero sobre el río Cáraba	Migmatita?			209.2 ± 3.4	
SW de Pamplona	Granito foliado			473.6 ± 2.5	
NE de Pamplonita	Neis biotítico hornblendico			479.8 ± 3.1	
SW de Vetás	Neis sillimanítico			472.5 ± 3.4	
Vereda Volcán Amarillo	Neis cuarzofeldepático con biotita	Circón	U-Pb	446	Jiménez Triana, 2016
Quebrada Cuesta Boba	Neis cuarzofeldepático con escaza biotita			469	
Quebrada Cuesta Boba	Neis cuarzofeldepático con escaza biotita			459	
Vía Berlín-Pamplona	Neis cuarzofeldepático con escaza biotita			454	
Vereda España				449	
Este de la falla de Babega	Neis cuarzo-feldespatico con biotita y hornblenda	Circón	U-Pb	479 ± 10	García-Ramírez <i>et al.</i> , 2017
8 km en dirección NW de Silos, cerca del río Caraba	Neis cuarzo-feldespatico con biotita y moscovita			471 ± 11	

hasta Chitagá y Silos, aflorando en franjas falladas en una faja hacia el oeste de Pamplona. Otro cuerpo de Ortoneis aflora a lo largo del lado oriental de los batolitos de Santa Bárbara y Mogotes, hasta el extremo sur de los alrededores de Onzaga. (Ward, *et al.*, 1973). Litológicamente esta unidad consta de neis biotítico, neis biotítico-hornblendico, neis cuarzo-feldepático, neis biotítico-moscovítico y anfibolitas. (García, *et al.*, 2005; Van der Lelij, *et al.*, 2016; García-Ramírez, *et al.*, 2017).

Las características geoquímicas del protolito del Ortoneis corresponden a las de un magma parental ácido de la serie calco-alcalina alta en potasio principalmente, con composiciones de afinidad peraluminosas, y un ambiente de formación de margen continental activa. (García-Ramírez, *et al.*, 2017; Van der Lelij, *et al.*, 2016, 2019; Jiménez Triana, 2016).

Jiménez Triana, (2016) y García-Ramírez, *et al.*, (2017) calcularon las condiciones P-T de metamorfismo a partir de los resultados de la geoquímica de roca total, para las rocas del Ortoneis en los sectores de Berlín, Silos y Babega mediante el método de la seudosección, usando los programas Thermocal, para el sistema químico MnNCKFMASH y Theriak-Domino, para el sistema químico NKfFCMASH. Las condiciones del pico determinadas están en los rangos 0.3–0.8 GPa de presión y 540–800 °C de temperatura, mientras que las condiciones de la etapa retrograda están en el rango entre 0.55–1.0 GPa de presión y 550–690 °C de temperatura.

Dos grupos de edades han sido obtenidas para las rocas del Ortoneis: 1. Ordovícico Temprano, con edades alrededor de los 479 a 471 Ma y 2. Ordovícico Medio-Tardío, con edades alrededor de los 465 a 450 Ma (Goldsmith, *et al.*, 1971; Ward, *et al.*, 1973; Forero Suarez, 1990; Restrepo, 1995; Ordoñez-Carmona, *et al.*, 2006; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla-Figueroa, *et al.*, 2012; Van der Lelij, *et al.*, 2016; García-Ramírez, *et al.*, 2017).

Las edades del Ortoneis en el Macizo de Santander corresponden a las reportadas para rocas generadas durante la orogenia Famatiniana, típica del protomargen de Gondwana occidental que se extendió desde Argentina hasta el sureste de México. La localidad tipo de la orogenia Famatiniana es la Sierra de Famatina, ubicada en el flanco oeste de las Sierras Pampeanas en Argentina. Este arco magmático se desarrolló entre 490–460 Ma y se caracteriza por la presencia de rocas plutónicas emplazadas en rocas metamórficas de baja presión y alta temperatura (Ramos, 2018). Al norte de los Andes argentinos según Ramos, (2018), los complejos ígneo-metamórficos Famatinianos ocurren en el Macizo Marañón (Perú) y el Complejo Olmos en Ecuador, siendo este último metasedimentario.

El límite informal de los sectores oeste y este estudiados en el Macizo de Santander, lo constituye la Falla de Morro Negro (Figura 1b). Los ortoneises al Oeste de la Falla de Morro Negro (sector central) forman cuerpos masivos a irregulares, altamente expuestos al NE del

corregimiento de Berlín, o aflorando como franjas en sentido norte-sur en los alrededores del corregimiento de Ranchadero, localizado sobre la vía Bucaramanga-Pamplona; cuñas angostas de Ortoneis también se encuentran al sur del municipio de Silos. Al Este de la Falla de Morro Negro (sector este), el Ortoneis aflora en dos franjas alargadas en sentido norte-sur; la primera al Oeste de Pamplona y la segunda en inmediaciones de Pamplona y al Sur de este municipio. El contacto del Ortoneis con la unidad Esquistos del Silgará en la zona estudiada es intrusivo, siendo las foliaciones en las rocas de estas dos unidades siempre concordantes.

METODOLOGÍA

Durante una fase inicial de campo en rocas de la unidad Ortoneis en los sectores central y este en el Macizo de Santander, se recolectaron datos geológicos y se muestrearon diferentes variedades litológicas para los estudios petrográficos, geoquímicos y se consideraron también los estudios geocronológicos, publicados por Van der Lelij, *et al.*, (2016); García-Ramírez, *et al.*, (2017); Tazzo-Rangel, *et al.*, (2019) y Van der Lelij, *et al.*, (2019).

Los estudios petrográficos se realizaron en el laboratorio de Petrografía de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander, usando un microscopio triocular marca Leica, modelo DM750POL. Los análisis geoquímicos se realizaron en el laboratorio ALS laboratories en Vancouver, Canadá. Los elementos mayores y menores fueron determinados por fluorescencia de rayos (XRF). Elementos traza y Tierras Raras fueron analizados mediante ICP-MS. Los datos geoquímicos fueron procesados mediante el programa de computador de libre acceso Geochemical Data Toolkit (GCDKit) versión 6.0 de Janousek, *et al.*, (2019), disponible en la página web: <<http://www.gcdkit.org/>>. Los cálculos geotermobarométricos por el método de la pseudosección se realizaron usando el programa Theriak Domino, versión: 11.03.2020 (De Capitani y Petrakakis, 2010), considerando la base JUN92d.bs de Berman, (1988) y el sistema químico TiKFCMASH (TiO₂, Na₂O, K₂O, FeO, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ y H₂O). Igualmente, se empleó el geotermómetro hornblenda-plagioclasa de Holland y Blundy, (1994) en rocas metamáficas.

RESULTADOS

Ocurrencia en Campo y Petrografía

A continuación, presentamos los aspectos relacionados con la ocurrencia en campo, características petrográficas y geoquímicas de las rocas del Ortoneis aflorantes en el sector central y este en el Macizo de Santander.

Ortoneis del sector central (al Oeste de la Falla de Morro Negro)

El Ortoneis en el sector de Berlín aflora como cuerpos en dirección NE-SW y N-S, siendo intruidos por la Cuarzo-monzonita de Santa Bárbara y en contacto fallado con los Esquistos del Silgará. En el sector de Ranchadero, aflora una masa de Ortoneis que se encuentra limitado al SW por la Falla Rio Charta, al Oeste por la Quebrada Los Ranchos y al Este por la Quebrada Las Minas. Finalmente, a cinco kilómetros en dirección NW del municipio de Silos, aflora una masa de Ortoneis cuya dirección de foliación es concordante con la foliación de los Esquistos del Silgará (Figura 1b).

Las rocas del Ortoneis al Oeste de la Falla de Morro Negro, presentan fuerte desarrollo de la foliación. Litológicamente el Ortoneis consta de intercalaciones de neises hornbléndicos, cuarzo-feldespáticos y biotíticos, predominando los últimos; así mismo, se observan lentes

esporádicos de anfibolitas dentro de los ortoneises, con direcciones de foliación concordantes entre sí. Las estructuras observadas en los ortoneises varían de néisica y ocasionalmente ojosa a masiva y augen, predominando la primera. En el sector de Silos, se encuentran afloramientos altamente fracturados, por efecto de la falla del río Cáraba. El Ortoneis se encuentra en contacto fallado y directo con los Esquistos del Silgará. Es común encontrar xenolitos de los esquistos dentro del Ortoneis. Los ortoneises en los sectores de Mutiscua y Babega presentan mayor tamaño de grano, característica que posiblemente puede estar relacionada al protolito (Figura 2).

La composición mineralógica y las texturas en las rocas del Ortoneis en el sector central se resumen en la Tabla 2.

Neis cuarzo-feldespático (BM-141)

La foliación de este neis es débil, definida por la intercalación de bandas de cuarzo y plagioclasa. Los minerales principales son cuarzo, plagioclasa y moscovita. Los opacos son minerales accesorios. El cuarzo se presenta como cristales idioblásticos, algunos con inclusiones de plagioclasa. La plagioclasa es heteroblástica a subidioblástica, con macla polisintética y parcialmente reemplazada por epidota. La moscovita es idioblástica y heteroblástica. Los minerales opacos se presentan como porfidoblastos, heteroblásticos e idioblásticos de forma cubica; la textura es granoblástica. La asociación de la roca es cuarzo + plagioclasa + moscovita + opacos.

Neis biotítico (PCM-667, PCM-757, PCM-769, PCM-781)

La foliación está bien desarrollada definida por bandas biotíticas alternadas con bandas leucocráticas de cuarzo, plagioclasa y ortoclasa. El apatito es el mineral menor. El cuarzo se presenta como agregados cristalinos. La plagioclasa es xenoblástica a subidioblástica, con macla principal polisintética y con inclusiones de biotita, cuarzo y minerales opacos; está reemplazada hacia los bordes por sericita. La biotita se presenta como individuos heteroblásticos e idioblásticos con formas tabulares. Los individuos de ortoclasa ocurren de forma xenoblástica. La textura predominante es lepidogranoblástica, aunque localmente se observa textura poiquiloblástica, pertítica y mirmequítica. La asociación de la roca es: plagioclasa + ortoclasa + cuarzo + biotita.

Anfibolita (PCM-638)

Presenta bandas de plagioclasa y cuarzo intercaladas con bandas de hornblenda y biotita. La hornblenda es de tamaño grueso, con bordes irregulares y rectos, y presenta inclusiones de plagioclasa de forma subredondeada. La plagioclasa es xenoblástica, de tamaño grueso, y maclado polisintético; la mayoría de la plagioclasa está sericitizada. Los cristales de biotita son de forma tabular, subidioblásticos, de bordes rectos y está reemplazada por clorita. El cuarzo es subidioblástico y heteroblástico. La textura predominante es la granonematoblástica, localmente se observa textura poiquiloblástica. La asociación de la roca es: hornblenda + plagioclasa + biotita ± cuarzo.

Ortoneis del sector este (al Este de la Falla de Morro Negro)

El Ortoneis al Este de la Falla de Morro Negro, es un cuerpo alargado en dirección N-S, limitado al Oeste por esta falla; al Este, es suprayacido por rocas sedimentarias de la Formación Tibú-Mercedes; al Norte y Sureste, intruye de forma sintectónica los Esquistos del Silgará y finalmente al Sureste está siendo intruido por el Granito de Durania del Silúrico. Las rocas del Ortoneis en este sector, presentan un buen desarrollo de la foliación. Litológicamente, el Ortoneis consta de intercalaciones de neises biotíticos, cuarzo-feldespáticos y hornbléndicos, predominando los primeros y esporádicos cuerpos de anfibolita en forma de diques o lentes. Las estructuras de las rocas varían de masiva a néisica. Las relaciones de campo del Ortoneis con los

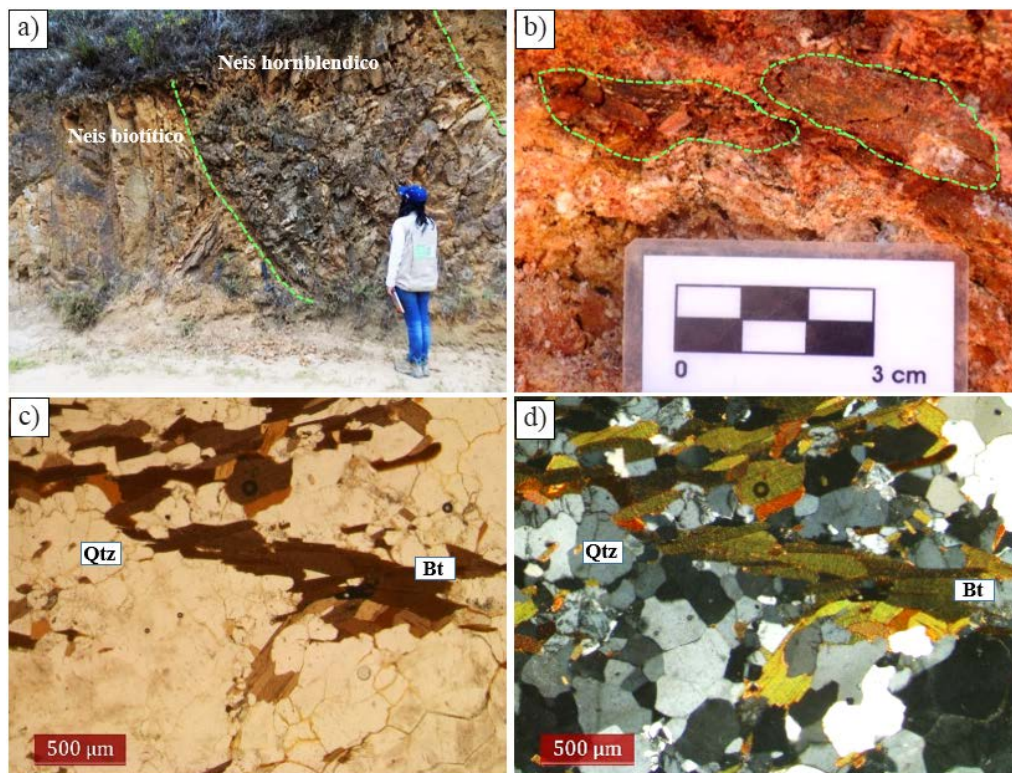


Figura 2. Ocurrencia en campo y fotomicrografías de las rocas del Ortoneis al Oeste de la Falla de Morro Negro. a) intercalación de neis biotítico y hornbléndico, b) xenolitos de cuarcita (contorneados en verde) en neis cuarzo–feldespático, c y d) texturas lepidogranoblástica en neis biotítico (muestra PCM–667).

Esquistos del Silgará, evidencian un contacto intrusivo (Figura 3a y 3b). Al igual que en otros sectores del Macizo de Santander, las foliaciones de ortoneises y esquistos son concordantes. Es común encontrar xenolitos de esquistos micáceos en el Ortoneis. La composición mineralógica y las texturas del Ortoneis aflorantes al Este de la falla, se resumen en la Tabla 3.

Neis hornbléndico (PCM–583)

Roca homeoblástica de tamaño de grano medio, con foliación bien desarrollada definida por la orientación preferencial de la hornblenda. Las bandas de cuarzo y plagioclasa están intercaladas con bandas de hornblenda. El cuarzo ocurre como individuos xenoblásticos a subidioblásticos y agregados granulares en cuyos bordes se evidencian procesos de recristalización. Algunos blastos de cuarzo presentan inclusiones de biotita orientadas al azar. La plagioclasa es xenoblástica a subidioblástica, con maclado polisintético y leve sericitización.

La hornblenda es heteroblástica y subidioblástica con inclusiones de circón y esfena orientadas al azar. La textura principal de la roca es granonematoblástica. La asociación de la roca es: cuarzo + plagioclasa + hornblenda (Figura 3d).

Neis biotítico con moscovita (PCM–7, PCM–13)

Presentan bandas de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico, alternadas con bandas de biotita y moscovita. La foliación bordea porfidoblastos de plagioclasa, microclina y agregados de cuarzo. El cuarzo es xenoblástico a subidioblástico y también ocurre como agregados. Algunos cristales de cuarzo presentan inclusiones al azar de biotita. La biotita se observa como agregados alargados. La plagioclasa es xenoblástica a subidioblástica con maclado polisintético y parcialmente está sericitizada. La moscovita incluye biotita y cuarzo orientados al azar. La microclina se observa xenoblástica a subidioblástica, con evidencia de maclado en rejilla. La textura general es lepidogranoblástica

Tabla 2. Composición mineralógica de las rocas del Ortoneis del sector central en el Macizo de Santander.

Muestra	Litotipos	Textura	Composición mineralógica (%) ^a												
			Qtz	Bt	Pl	Hbl	Or	Ep	Mc	Ttn	Opq	Ms	Grt	Ap	Px
BM-141	Neis cuarzo-feldespático	Granoblástica	45		35					10	10				
PCM-667, PCM-757, PCM-769, PCM-781	Neis biotítico	Lepidogranoblástica Pertítica Mirmequítica Poiquiloblástica	30–40	15–20	15–25		10–20							2–5	
PCM-638	Anfibolita	Granonematoblástica Poiquiloblástica	12	5	27	56									

^a Abreviaturas minerales según Kretz (1983).

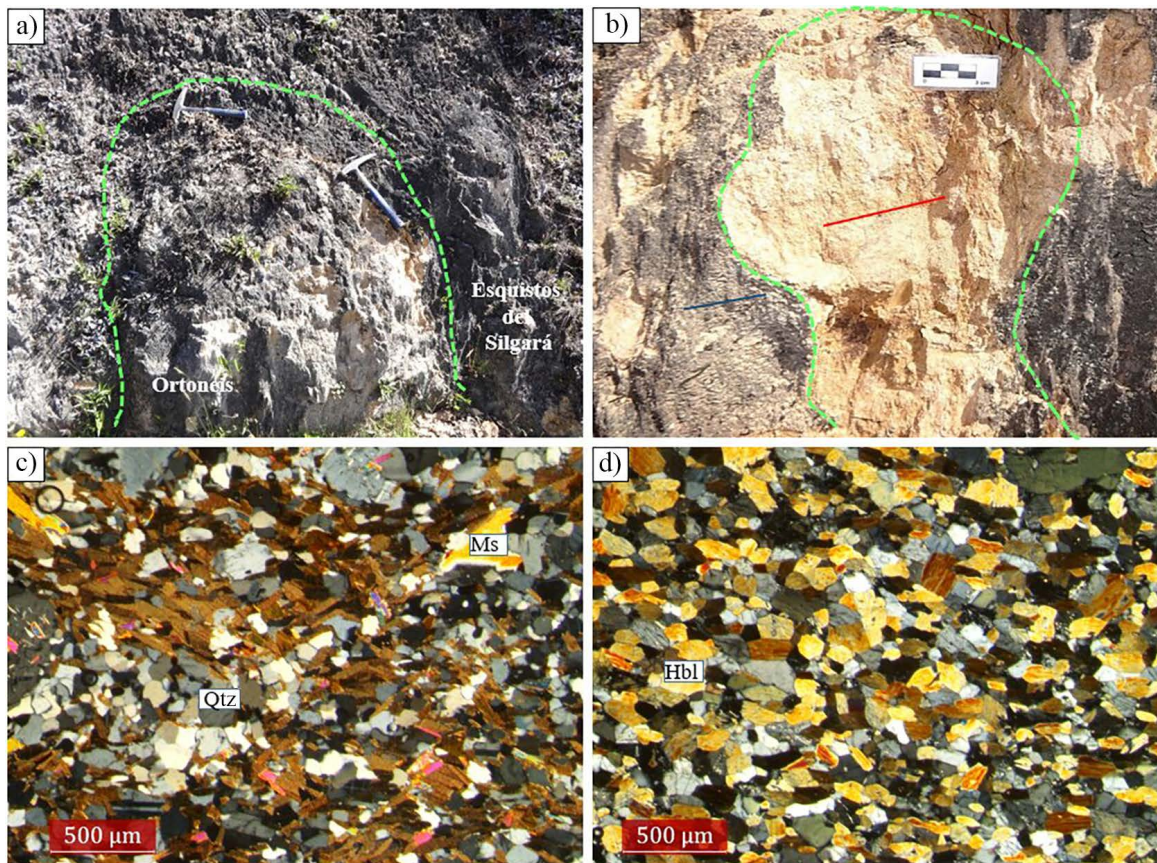


Figura 3. Ocurrencia en campo y fotomicrografías de las rocas del Ortoneis del sector este. a) contacto intrusivo entre Ortoneis y los Esquistos del Silgará, b) dirección de la foliación del Ortoneis (línea azul) y esquistosidad en los esquistos (línea roja), c) textura lepidogranoblástica en neis biotítico con moscovita (muestra PCM-7), d) textura granonematoblástica en neis hornbléndico (muestra PCM-583). Qtz: cuarzo, Hbl: hornblenda.

y localmente es granolepidoblástica y poiquioloblástica (Figura 3c). La asociación de la roca es plagioclasa + cuarzo + biotita ± moscovita ± microclina.

Anfibolita (PCM-99)

Tiene foliación bien desarrollada, la cual consiste en la alternancia de bandas cuarzo feldespáticas y bandas con hornblenda. La plagioclasa es xenoblástica a subidioblástica, algunas veces con maclado polisintético y leve sericitización. La epidota está orientada según la foliación de la roca. El cuarzo es de forma xenoblástica a subidioblástica. La hornblenda es de forma xenoblástica a subidioblástica. La textura principal es granonematoblástica. La asociación de la roca es hornblenda + plagioclasa ± cuarzo ± epidota.

Petrograficamente se observan algunas diferencias en los ortoneises de los sectores central y este. En el sector este, la foliación de los ortoneises esta menos desarrollada que en el sector central. La muscovita solo esta presente en el sector este.

GEOQUÍMICA

La geoquímica de elementos mayores y traza fue usada para clasificar composicionalmente y establecer el ambiente tectónico de formación de los ortoneises. En total se analizaron nueve muestras por geoquímica de roca total (Tabla 4).

La clasificación química TAS de Midlemost, (1994) indica una

Tabla 3. Composición mineralógica de las rocas del Ortoneis del sector este en el Macizo de Santander.

Muestra	Litotipo	Textura	Composición Mineralógica (%) ^a							
			Qtz	Bt	Pl	Hbl	Ep	Mc	Ttn	Ms
PCM-583	Neis hornblendico	Nematogranoblastica	19		58	22			1	
PCM-7, PCM-13	Neis biotítico con moscovita	Lepidogranoblástica, Poiquioloblástica	35-40	18-35	9-32			3-18		4-12
PCM-99	Anfibolita	Granonematoblastica Poiquioloblástica y porfidoblástica en matriz granonematoblástica	11		34	47	8			

^a Abreviaturas minerales según Kretz (1983).

composición muy homogénea para los ortoneises del sector central consistentes en granitos, mientras que los ortoneises del sector este, varían entre granito y granodiorita (Figura 4). La anfibolita (PCM-638) se ubica en el campo de los gabros, sin embargo, se asume una composición más basáltica que sería la apropiada en este ambiente geológico.

Los ortoneises en su gran mayoría pertenecen a la serie calco-alcalina. Por otro lado, las anfibolitas (muestras PCM-638, PCM-99) se ubican en la serie toleítica (Figura 5a). Estas series se diferencian con más detalle en el diagrama de Peccerillo y Taylor, (1976) (Figura 5b) en el cual las muestras de la unidad Ortoneis principalmente, pertenecen a la serie calco-alcalina alta en potasio; las anfibolitas y

los neises hornbléndicos son de la serie calco-alcalina. Los Ortoneises félsicos son generalmente peraluminicos, mientras que, las anfibolitas son metaluminicas (Figura 5c).

El contenido de Tierras raras (REE) en los ortoneises fue normalizado a la condrita de Nakamura, (1974). Estos valores evidencian tres patrones diferentes de comportamiento de las REE (Figura 6a): 1) Los ortoneises félsicos muestran un empobrecimiento en las REE ligeras (La-Sm) y un empobrecimiento en REE pesadas (Eu-Lu) con poca diferencia entre estas. En relación con el contenido total de REE, los ortoneises VR-22-1 y BM-141 son los más empobrecidos con valores de 90.86 y 40,83 ppm respectivamente. 2) Para todos los ortoneises es clara una anomalía negativa en Eu*. 3) La anfibolita (PCM-638) está

Tabla 4. Composición química de rocas representativas del Ortoneis.

Muestra	PCM-667	PCM-757	PCM-769	PCM-781	BM-141	VR-7-2	VR-22-1	10VDL44
Litología	Neis biotítico	Neis biotítico	Neis biotítico	Neis biotítico	Neis cuarzo-feldespático	Neis cuarzo-feldespático con biotita y hornblenda	Neis cuarzo-feldespático con biotita y moscovita	Granito foliado
SiO ₂	72.86	72.13	72.99	71.30	76.54	72.6	76.47	73.03
TiO ₂	0.53	0.46	0.41	0.61	0.04	0.48	0.1	0.53
Al ₂ O ₃	12.18	13.41	13.14	13.56	12.88	12.72	12.32	13.26
Fe ₂ O ₃	1.22	1.56	1.18	1.25	0.38	2.81	2.4	2.78
FeO	2.56	1.67	1.94	3.03	0.15			
MnO	0.05	0.06	0.05	0.07	<0.01	0.03	0.07	0.06
MgO	1.07	0.52	0.73	1.08	0.09	0.77	0.17	0.74
CaO	0.63	1.62	1.35	1.82	0.57	1.3	1.45	1.60
Na ₂ O	1.93	3.03	2.36	2.38	3.20	3.01	2.95	1.94
K ₂ O	5.90	4.77	5.02	4.32	5.16	4.21	3.99	5.00
P ₂ O ₅	0.08	0.09	0.07	0.10	0.02	0.11	0.02	0.12
LOI	0.8	0.5	0.6	0.3	0.9		0.0	0.97
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	<0.002	<0.01	<0.01	
Total	99.81	99.82	99.84	99.83	99.93	98.04	99.94	100.03
Mo	0.7	0.6	0.5	0.5	0.3	<1	<1	0.27
NiO	<20	<20	<20	<20	<20			
Ni	9.4	2.3	5.9	9.7	0.8	4	<1	9.3
Zn	52	31	33	51	9	30	41	34
Cu	6.2	1.5	6.8	12.7	2.6	11	2	4.9
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.7	1	0.3	3.98
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5	<0.5	
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.05	<0.05	
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.06	0.01	0.14
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.1	<0.5	<0.5	
Au	1.3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5			
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.005	<0.005	
Tl	0.6	0.4	0.1	0.7	<0.1	0.1	0.15	
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.3	<0.2	
Ga	14.0	15.1	13.1	14.5	11.8	16.6	14.8	15.35
Sc	11	8	9	13	1	8	5	12.20
V	57	35	40	72	<8	54	19	42.00
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1	2	11.73
Co	6.0	3.9	4.5	7.2	0.3	6	2	6.34
Cs	3.6	2.8	1.3	4.5	1.5	4.87	1.78	2.94
Ba	740	612	656	582	315	453	208	651.87
Be	1	4	<1	4	2			3.47
Rb	216.8	192.6	166.3	182.2	120.3	170	179	188.01
Sn	3	4	3	3	<1	4	2	
Th	15.8	16.2	23.7	19.9	15.0	19.1	13	18.33
Nb	11.7	12.4	8.8	12.6	7.5	12.7	11.5	13.89
Ta	0.8	1.0	0.4	0.7	1.0	1.1	1.4	1.31
Sr	84.3	93.2	119.9	87.5	144.3	61.5	59.5	93.00
Zr	200.4	302.8	186.3	230.0	51.3	163	59	240.90

continúa

Tabla 4 (cont). Composición química de rocas representativas del Ortoneis.

Muestra Litología	PCM-667 Neis biotítico	PCM-757 Neis biotítico	PCM-769 Neis biotítico	PCM-781 Neis biotítico	BM-141 Neis cuarzo- feldespático	VR-7-2 Neis cuarzo- feldespático con biotita y hornblenda	VR-22-1 Neis cuarzo- feldespático con biotita y moscovita	10VDL44 Granito foliado
Hf	5.8	8.2	5.6	6.6	2.9	5.1	2.1	6.77
Y	31.3	51.6	32.8	39.2	13.0	42.3	21.5	67.31
Pb	8.5	3.1	2.9	1.6	4.7	17	14	27.50
U	2.7	3.2	2.7	2.6	2.7	2.38	2.33	2.64
La	28.3	43.6	33.5	38.8	7.6	32.7	16	39.29
Ce	60.6	94.5	86.3	76.7	14.6	70.4	37.6	76.97
Pr	7.12	10.91	8.13	9.21	1.86	8.34	4.17	8.91
Nd	27.0	41.6	29.4	35.0	7.3	30.4	14.8	35.79
Sm	5.29	8.27	6.01	6.73	1.75	6	3.21	7.59
Eu	0.81	1.33	0.93	1.09	0.30	0.87	0.39	1.21
Gd	5.12	8.45	5.62	6.39	1.60	6.77	3.18	7.68
Tb	0.89	1.46	1.01	1.11	0.29	1.12	0.53	1.35
Dy	5.66	8.80	6.10	6.90	1.90	6.99	3.39	9.88
Ho	1.19	1.77	1.19	1.38	0.37	1.43	0.73	2.31
Er	3.40	5.07	3.35	4.02	1.23	4.44	2.54	7.27
Tm	0.52	0.79	0.49	0.60	0.21	0.67	0.47	1.18
Yb	3.58	5.12	2.84	3.59	1.56	4.21	3.31	8.10
Lu	0.54	0.80	0.42	0.54	0.26	0.65	0.54	1.22

Las muestras VR-7-2 y VR-22-1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016).

muy empobrecida en REE ligeras y va incrementando el contenido de REE pesadas con ausencia de anomalía en Eu*.

El diagrama multielemental (Figura 6b) muestra un comportamiento muy similar en los elementos incompatibles para los ortoneises de composición granítica a granodiorítica, mientras que los ortoneises tonalíticos (muestra BM-141) y la anfibolita (PCM-638) están muy empobrecidos en elementos LILE.

Los ortoneises se formaron en un ambiente de margen continental activo (Figura 7).

Con el propósito de establecer y detallar mejor estas diferencias se emplearon los diagramas de Chappell y White, (1974) y Laurent, *et al.*, (2014) (Figuras 8, 9). En el diagrama K₂O vs. Na₂O de Chappell y White, (1974) (Figura 8), las muestras de los ortoneises se localizan tanto en el campo de los granitos tipo I (VR-7-2, VR-22-1, PCM-7, PCM-13,

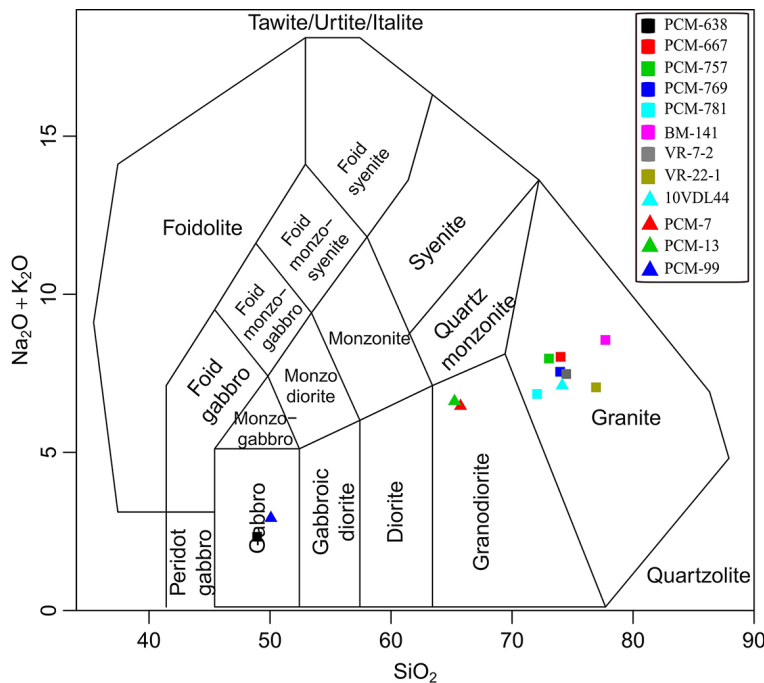


Figura 4. Diagrama clasificadorio TAS de Middlemost, (1994). Las muestras VR-7-2 y VR-22-1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016).

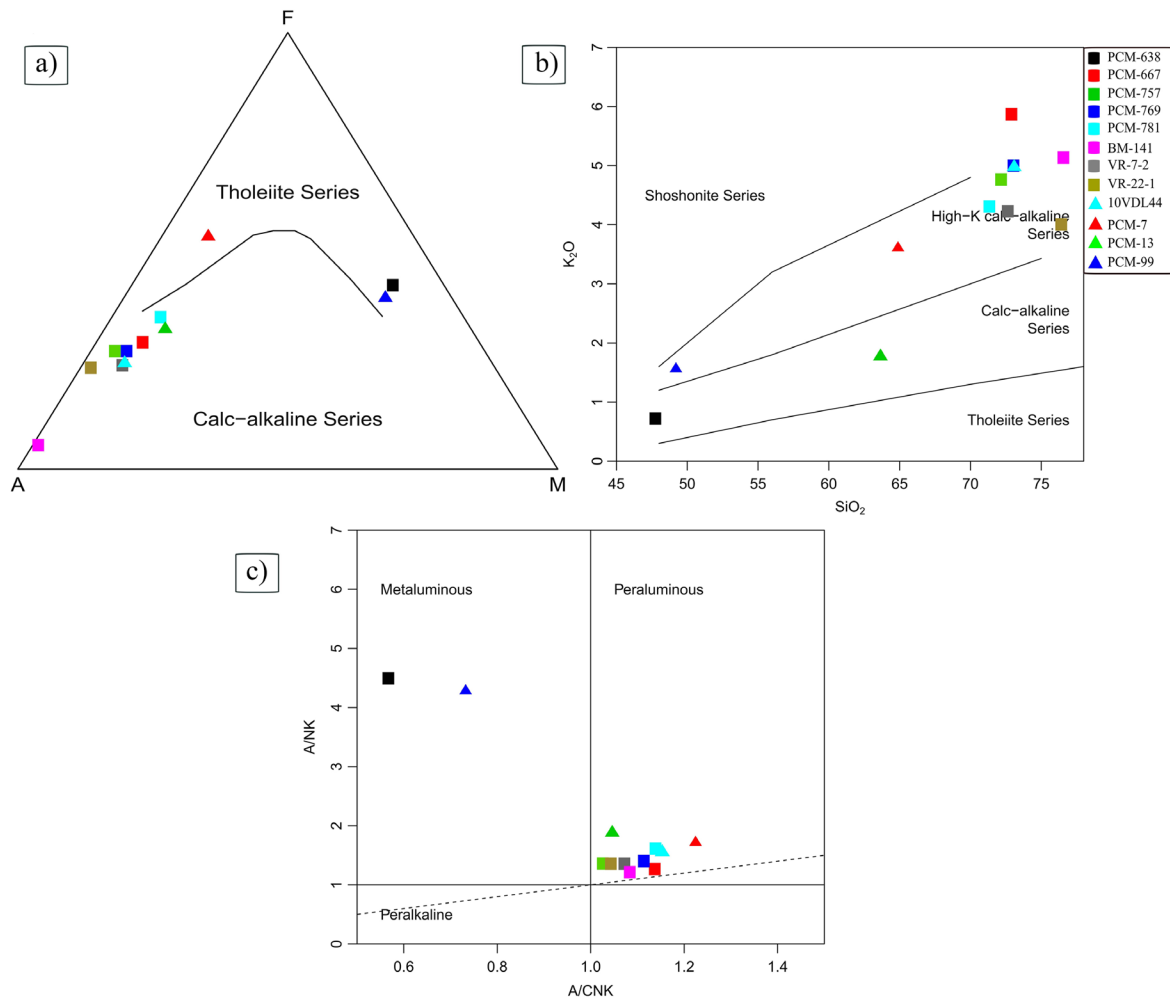


Figura 5. Diagramas discriminatorios de series químicas. a) Diagrama AFM de Irvine y Baragar, (1971). Los ortoneises corresponden a la serie calco-alkalina, mientras que las metabasitas ocupan el campo toleítico. b) Diagrama de Peccerillo y Taylor, (1976). Los ortoneises se disponen en su mayoría en la serie calco-alkalina rica en K y la serie calco-alkalina. c) Diagrama de Shand, (1943), donde se evidencia el carácter peraluminoso de los ortoneises y metaalumínico de las metabasitas. Las muestras VR-7-2 y VR-22-1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016).

PCM-757, BM-141), como en el de granitos tipo S (PCM-781, PCM-769, PCM-667, 10DVL44). Las muestras del campo de los granitos tipo S, se localizan en el campo metasedimentario en el diagrama de Laurent, *et al.*, (2014) (Figura 9). No obstante, las muestras de los ortoneises clasificadas como granitos tipo I (VR-7, VR-22, PCM-7, PCM-757) según Chappell y White, (1974), también se representan en el campo metasedimentario según Laurent, *et al.*, (2014). Cabe anotar que estas últimas muestras se localizan muy cerca al límite entre granitos tipo I y S, esto podría indicar mezcla de fuentes diferentes o contaminación cortical. Van der Lelij, *et al.*, (2019), describen una situación similar en ortoneises y granitoides de los Andes de Mérida y el Macizo de Santander, y lo explican a partir de una mezcla de fuentes de la corteza inferior (o derivados del manto) y fuentes metasedimentarias.

Las anfibolitas que ocurren como lentes o cuerpos irregulares entre los ortoneises, se ubican en el campo de rocas máficas, con bajo o alto contenido de K en el diagrama de Laurent, *et al.*, (2014) (Figura 9).

Las características geoquímicas de las rocas de la unidad Ortoneis, evidencian diferencias en los sectores central y este. Los ortoneises del sector central son muy homogéneos en su composición clasificándose como granitos, mientras que los ubicados al este, muestran mayor variación entre granito y granodiorita. En relación con el origen del

magma, las rocas no se diferencian de forma tan clara e indistintamente aparecen en el campo de los granitos tipo I o S, pero todas se ubican en el campo de las rocas metasedimentarias, excepto la muestra BM-141 (Figura 9). Esto podría representar una fuente magmática cortical producto de fusión parcial, aunque también la contaminación podría haber jugado un papel importante. Con base en las observaciones de campo, las rocas metamórficas máficas en la unidad Ortoneis se diferencian de la siguiente manera: en el sector este, las foliaciones no están muy bien desarrolladas y las rocas se han clasificado como metabasaltos o metagabros, mientras que, en el sector central, las foliaciones están mejor desarrolladas y las rocas se clasifican como anfibolitas. Estas rocas se localizan en el campo de las rocas ígneas máficas como fuente y son de la serie toleítica. Estos rasgos geoquímicos corroboran su ocurrencia en campo como lentes o cuerpos irregulares entre los ortoneises.

CONDICIONES P-T DE METAMORFISMO

Las condiciones P-T de los ortoneises fueron determinadas mediante el método de la seudosección, usando el programa THERIAK-DOMINO, versión: 11.03.2020 (De Capitani y Petrakakis, 2010) y

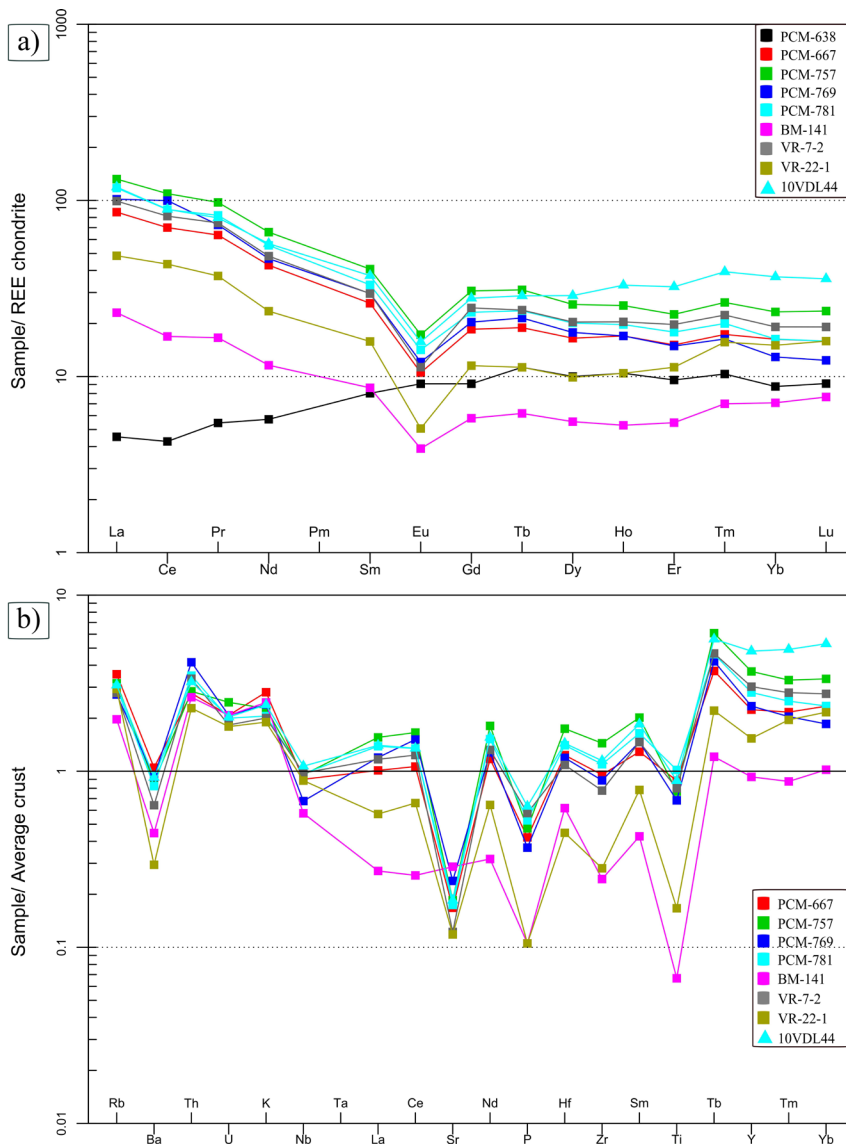


Figura 6. Comportamiento de los elementos traza, incluidos tierras raras (REE) en ortoneises y metabasitas. a) REE normalizadas al condrito de Nakamura, (1974). b) Diagrama multielemental para los ortoneises, normalizado al promedio de la corteza de Weaver y Tarney, (1984). Las muestras VR-7-2 y VR-22-1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016).

la base de datos termodinámica JUN92.bs de Berman, (1988). Se construyó el diagrama para un neis biotítico (PCM-667), usando el sistema químico TiKFCMASH (TiO₂, Na₂O, K₂O, FeO, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ y H₂O) (Figura 10). Igualmente, se usó un neis hornblédico (PCM-583), para calcular la temperatura, usando el geotermobarómetro hornblenda-plagioclasa de Holland y Blundy (1994).

Las condiciones de metamorfismo obtenidas en el neis biotítico (muestra PCM-667) fueron: T = 690–770 °C y P = 0.53–0.85 GPa. Estas condiciones son muy similares a las obtenidas para los Esquistos del Silgará por García, *et al.*, (2005) y García-Ramírez, *et al.*, (2020) que fueron respectivamente T = 650–727 °C y P = 0.50–0.95 GPa y T = 650–720 °C y P = 0.55–0.69 GPa.

En rocas del sector este, la pseudosección obtenida no permitió establecer condiciones P–T restringidas y, por lo tanto, las condiciones P–T se determinaron mediante el geotermómetro hornblenda-plagioclasa de Holland y Blundy, (1994) para el neis hornblédico (muestra PCM-583). La composición de estos minerales se presenta en la Tabla 5. Las temperaturas obtenidas en la base de edenita-tremolita fueron 680 y 693 °C. Los rangos de presión utilizados fueron de 0.5–0.7 GPa, ya que estos valores son los más comúnmente conocidos para los Esquistos

del Silgará en la parte central del Macizo de Santander (García, *et al.*, 2005; Castellanos, *et al.*, 2008; García-Ramírez, *et al.*, 2020).

En general, las condiciones P–T de los ortoneises indican temperaturas de metamorfismo más altas en el sector central. Cualitativamente esto corresponde con foliaciones mejor desarrolladas.

DISCUSIÓN

Las relaciones de campo permitieron concluir que los Ortoneises de los sectores central y este en el Macizo de Santander, presentan la misma relación de contactos intrusivos sinuosos y foliaciones concordantes con los Esquistos del Silgará, siendo las foliaciones más desarrolladas en el sector central. Esta diferencia también es evidente en los cuerpos de anfibolitas asociadas al Ortoneis. Así mismo, las observaciones en campo y el estudio petrográfico, mostraron que al parecer la muscovita solo está presente en el sector este. Geoquímicamente los ortoneises del sector central son muy homogéneos en su composición, clasificándose como granitos, mientras que los ubicados en el sector este, muestran variación entre granito y granodiorita. De acuerdo con la localización

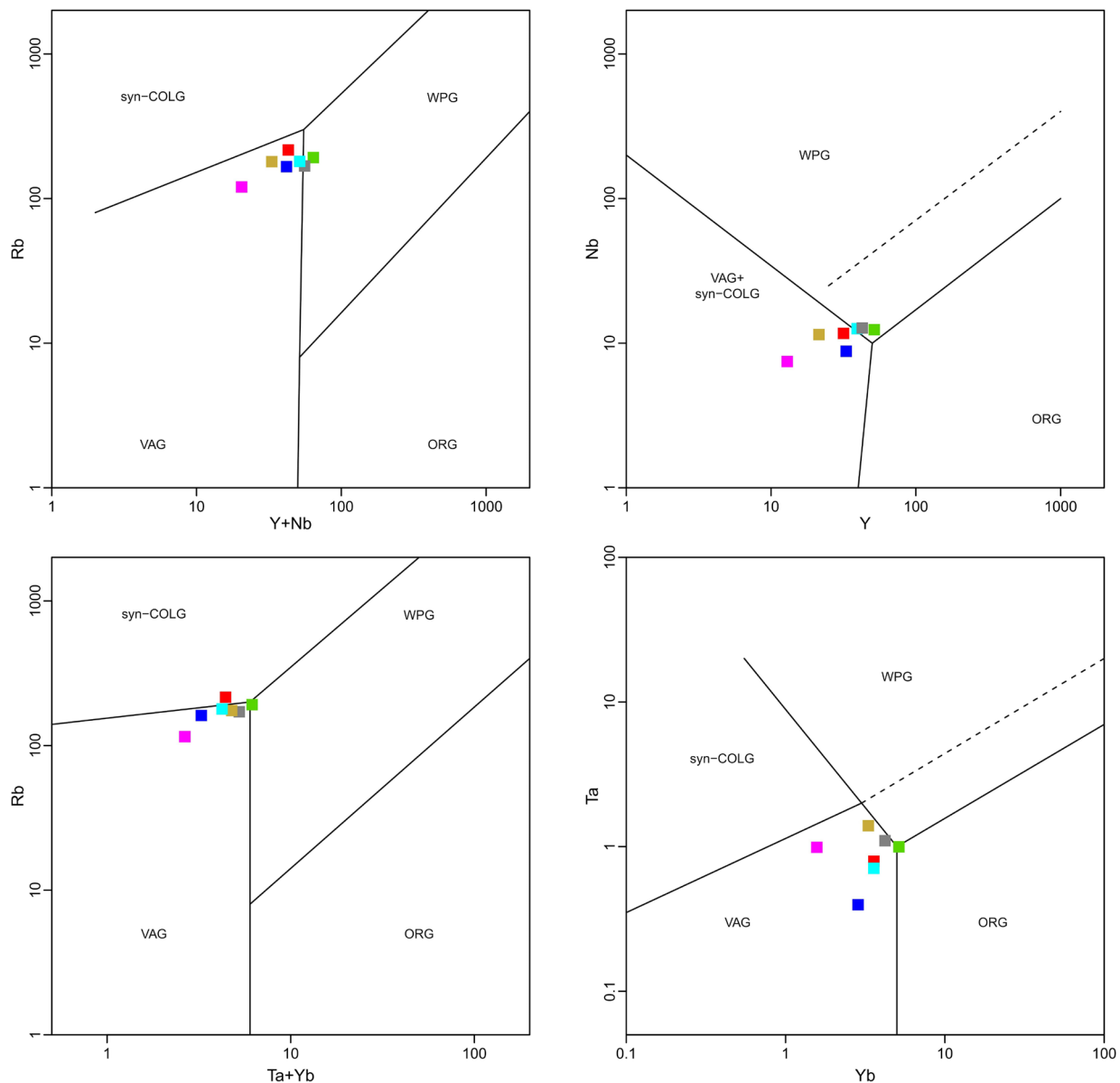


Figura 7. Ambientes tectónicos de formación de los ortoneises de acuerdo con Pearce *et al.*, (1984). VAG–granitos de arco volcánico; syn–COLG–granitos sincollisionales; WPG–granitos de intraplaca; ORG–granitos de dorsales oceánicas. Las muestras VR–7–2 y VR–22–1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016). Mismas convenciones de la Figura 6B.

de las muestras en los diagramas de Pearce *et al.*, (1984) (Figura 7) los ortoneises se formaron en un ambiente de arco o margen continental activo.

En relación con el origen del magma, las rocas no se diferencian de forma tan clara; los Ortoneises del sector central pueden ser granitos tipo I o S, mientras que las rocas del este, en su mayoría son granitos tipo I. (Figura 8). En la clasificación de Laurent, *et al.*, (2014), los ortoneises ocupan el campo de las rocas metasedimentarias, mientras las anfibolitas están en el campo de las rocas máficas. Esta situación ambigua en donde rocas similares apuntan a fuentes de magmas diferentes, ha sido también evidenciada por Van der Lelij, *et al.*, (2019) a partir de relaciones isotópicas como edades modelo Lu–Hf, relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Rb/Sr. Para los autores, estas rocas habrían tenido fuentes magmáticas mezcladas: origen en corteza inferior (o manto derivados) y fuente metasedimentaria. Las muestras que se localizan

en el campo de los granitos tipo S (PCM–667, PCM–769, PCM–781), presentan relaciones de $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ de 0.32; 0.57; 0.76 respectivamente, lo cual indicaría una fuente empobrecida en arcillas y enriquecida en plagioclasa (metagrauvas). De acuerdo con el contexto geológico del Macizo de Santander, la fuente posible sería las rocas de la unidad Precámbrica Neis de Bucaramanga y menos probable, los Esquistos del Silgará, por ser estos últimos más enriquecidos en filosilicatos. Esto también puede ser corroborado por las edades Precámbricas heredadas en ortoneises, reportadas por García-Ramírez, *et al.*, (2017). Las rocas metamórficas máficas muestran firmas geoquímicas propias de rocas ígneas máficas.

Las condiciones de metamorfismo alcanzadas por los ortoneises en el sector central ($T = 690\text{--}770\text{ }^\circ\text{C}$ y $P = 0.53\text{--}0.85$) y oriental ($T = 680\text{--}693\text{ }^\circ\text{C}$ y $P = 0.5\text{--}0.70$) evidencian un metamorfismo de presiones intermedias tipo barroviense.

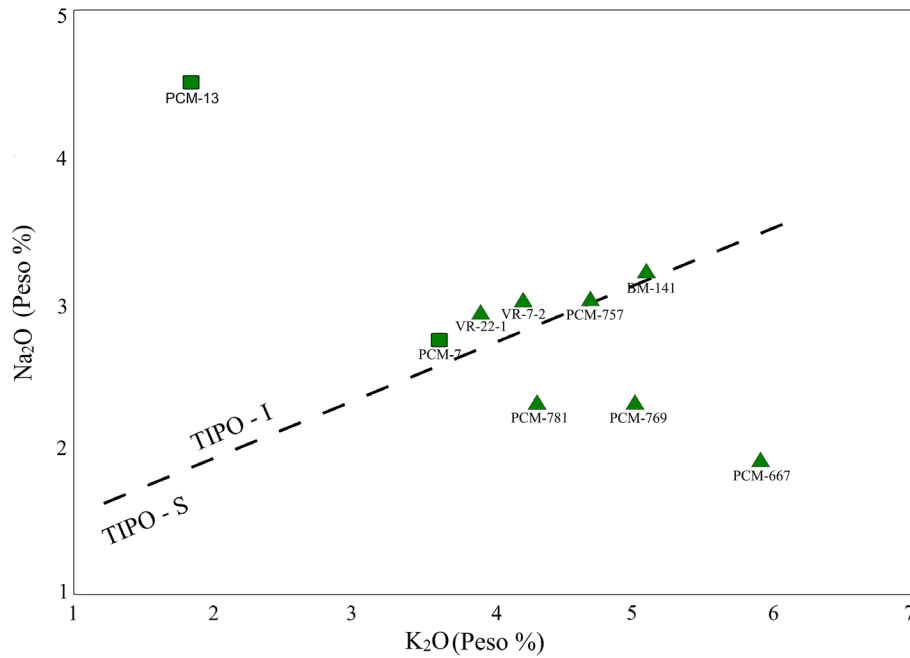


Figura 8. Tipos de granitos según Chappell y White, 1974. Los cuadrados en verde son las muestras localizadas en el sector este. Los triángulos en verde son las muestras localizadas en el sector central. Las muestras VR-7-2 y VR-22-1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016).

Los resultados del trabajo de campo, geoquímica de roca total y cálculos termobarométricos permitieron establecer características en los ortoneises tales como: 1) emplazamiento sintectónico en rocas de la unidad Esquistos del Silgará (concordancia en las direcciones de las foliaciones) durante el pico metamórfico de esta última unidad; 2) ambiente tectónico de formación correspondiente a una margen continental activa; 3) metamorfismo de media presión con temperaturas medias a altas, típicas de ambientes colisionales.

Ahora bien, la ocurrencia en campo, las características petrográficas y geoquímicas de los ortoneises estudiados, guardan mucha similitud con otros cuerpos de ortoneises aflorantes en el Macizo de Santander y los Andes de Mérida en Venezuela (Van der Lelij, *et al.*, 2016; García-Ramírez *et al.*, 2017; Van der Lelij *et al.*, 2019; Tazzo-Rangel, *et al.*, 2019). Las edades reportadas para la unidad Ortoneis (Ward, *et al.*, 1973; Restrepo-Pace y Cediél, 2010; Van der Lelij, *et al.*, 2016; García-Ramírez *et al.*, 2017; Tazzo-Rangel, *et al.*, 2019) abarcan rangos entre 480 y 453 Ma. Por lo anterior, es claro que se trata de un evento regional, relacionado con la existencia de un cinturón magmático del Ordovícico. Este cinturón magmático ha sido asociado al evento orogénico Caparonensis en los Andes del Norte (Restrepo-Pace y Cediél, 2010).

Ortoneises y eventos metamórficos de edad Ordovícica son reportados en los Andes centrales y del sur, y son el registro de un arco magmático activo, desarrollado a lo largo del margen occidental de Gondwana (Chew *et al.*, 2007; Aleman y Ramos, 2000). Este evento colisional de terrenos alóctonos y paraautoctonos contra el margen de Suramérica según estos autores, desencadenó el evento tectono-metamórfico conocido como la orogenia Famatiniana en los Andes centrales y del sur. Igualmente, en los últimos años se han reportan edades del Ordovícico y Silúrico en rocas metaígneas y metasedimentarias en los terrenos al Sureste de México y en América Central (Weber, *et al.*, 2018; Ortega-Gutiérrez, *et al.*, 2018; Juárez-Zúñiga, *et al.*, 2019). Especialmente, El Complejo El Triunfo, localizado en el sureste del Macizo Chiapas en el Bloque Maya, registra un cinturón magmático alrededor de 450 Ma consistente en intrusivos de com-

posición granítica a gabroica de la serie Motozintla, emplazados en rocas metasedimentarias con grado medio a alto de metamorfismo y anatexis (Weber, *et al.*, 2018).

CONCLUSIONES

Las rocas de la unidad Ortoneis en el Macizo de Santander consisten en ortoneises biotíticos y cuarzo-feldespáticos y cuerpos de anfibolita que ocurren como lentes dentro de esta unidad.

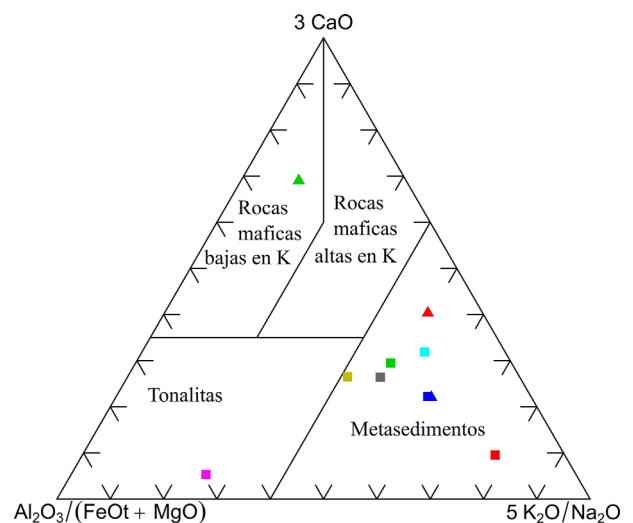


Figura 9. Localización de las muestras de ortoneises y metabasitas en el diagrama de Laurent *et al.*, 2014 para determinar la fuente de estas rocas. Las muestras VR-7-2 y VR-22-1 fueron tomadas de García-Ramírez, *et al.*, (2017). La muestra 10VDL44 fue tomada de Van der Lelij, *et al.*, (2016). Mismas convenciones de la Figura 6a.

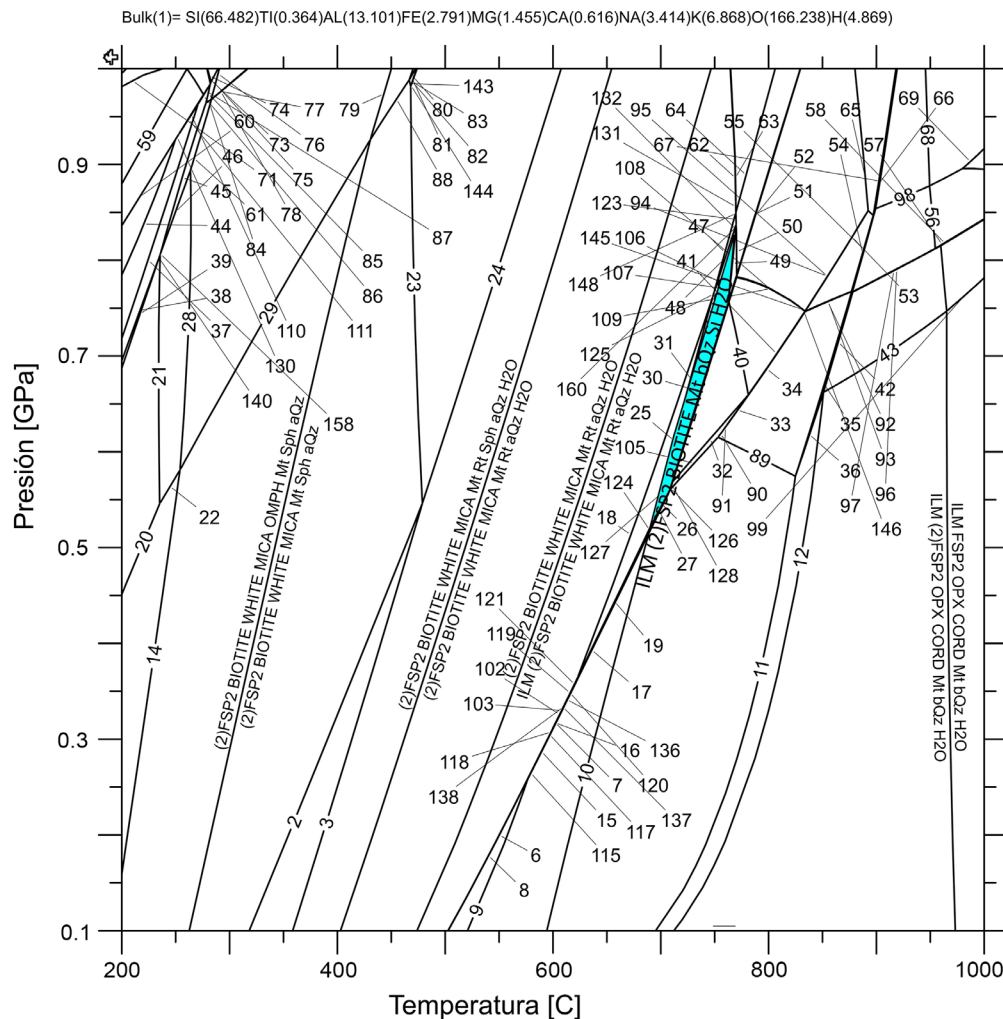


Figura 10. Diagrama TiKFCMASH de las rocas del Ortoneis del sector central (muestra PCM-667). En celeste el campo de la asociación plagioclasa + ortoclasa + cuarzo + biotita.

Tabla 5. Composición química de la plagioclasa y hornblenda en la muestra PCM-583.

Muestra	Neis hornbléndico (PCM-583)				
	Pl		Mg-Hbl		
Mineral	Pl	Mg-Hbl	Pl	Mg-Hbl	
Componentes	Análisis 43	Análisis 42	Análisis 43	Análisis 42	
SiO ₂	57.45	45.26	Cationes/O	8	23
TiO ₂	0.00	0.61	Si	2.562	6.685
Al ₂ O ₃	27.29	10.75	Ti	0.000	0.068
Fe ₂ O ₃	---	0.93	Al	1.434	1.871
FeO	0.10	13.29	Fe ₃ ⁺	0.000	0.103
MnO	0.00	0.16	Fe ₂ ⁺	0.004	1.645
MgO	0.01	11.86	Mn	0.000	0.020
CaO	9.21	12.84	Mg	0.001	2.612
Na ₂ O	6.41	1.21	Ca	0.440	2.032
K ₂ O	0.13	0.58	Na	0.554	0.346
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	K	0.007	0.109
Total	100.60	97.48	Cr	0.000	0.000
			Total	5.002	15.492
			XMg		0.61
			XAn	0.44	

Las condiciones de metamorfismo de los ortoneises fueron: T = 690–770 °C y P = 0.53–0.85 GPa y para el neis hornbléndico: T = 680–693 °C a presión de aproximadamente 0.5–0.7 GPa.

Se evidencian algunas diferencias estructurales y mineralógicas en los sectores central y este del Macizo de Santander, explicadas a partir de las características del magma parental, lo que a su vez se relaciona con los niveles corticales donde estos se generaron: corteza inferior para las anfibolitas y corteza media a superior para los ortoneises.

Las edades del Ordovícico y Silúrico Temprano registradas en rocas metaígneas o granitoides sintectónicas emplazados en rocas metasedimentarias de grado metamórfico medio a alto, son reportadas a lo largo de los Andes y el sureste de México, lo cual ha sido interpretado como evidencia de la orogenia Famatiniana desarrollada a lo largo del protomargen de Gondwana occidental.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los revisores anónimos por las sugerencias realizadas, las cuales sin lugar a dudas contribuyeron a mejorar el manuscrito. Igualmente, los autores hacen un reconocimiento, a la Universidad Industrial de Santander por el apoyo en tiempo y uso del laboratorio de petrografía del grupo de investigación GIGBA.

REFERENCIAS

- Aceñolaza F.G., Toselli A.J., 1976, Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino, en 2º Congreso Latinoamericano de Geología: Caracas, Venezuela, Actas 2, (1973), 755-763.
- Alemán, A., Ramos, V.A., 2000, The Northern Andes, en Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz, A., Campos, D.A. (eds.), Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress: Rio de Janeiro, Brasil, EDITORIAL Proceedings, 453-480.
- Amaya-Ferreira, S., 2012, Caracterización Petrográfica y Petroológica de los Neises, Migmatitas y Granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander: Bogotá, Colombia, Universidad Nacional de Colombia, tesis de maestría, 130 pp.
- Berman, R.G., 1988, Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeOFe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$: Journal of Petrology, 29(2), 445-552.
- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., Toussaint, J., 1985, Age et repartition du magmatisme Prémésozoïque des Andes de Colombie: Comptes-rendus des séances de L'Académie des Sciences. Serie 2, Mécanique-Physique, chimie, sciences des L'univers, sciences de la terre, 300(2), 445-450.
- Cardona-Molina, M.A., 2003, Correlações entre fragmentos do embasamento Pré-Mesozóico da terminação setentrional do Andes Colombianos, com base em dados Isotópicos e Geocronológicos: São Paulo, Brasil, Universidade de São Paulo, dissertação de mestrado, 179 pp.
- Castellanos, Ó.M., Ríos-R., C.A., Takasu, A. 2008, A new approach on the tectonometamorphic mechanism of Macizo de Santander associated with P-T paths of the Barrovian-type Silgará Formation at the Central Santander Massif, Colombian Andes: Earth Sciences Research Journal, 12(2), 125-155.
- Chappell, B.W., White, J.R., 1974, Two contrasting granite types: Pacific Geology, 8, 173-174.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spinkings, R.A., Misković, A., 2007, U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes: Geological Society of America Bulletin, 119, 697-711.
- Cordani, U., Cardona, A., Jiménez, D., Liu, D., Nutman, P., 2005, Geochronology of Proterozoic basement inlier in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt: Geological Society, London, Special Publications, 246, 329-346.
- Cuellar-Cárdenas, M., López-Isaza, J., Osorio-Naranjo, J., Carrillo-Lombana, E. 2012, Análisis Estructural del segmento Bucaramanga del sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los Municipios de Pailitas y Curumaní Cesar-Colombia: Boletín de Geología, 34(2), 1-29.
- De Capitani, C., Petrakakis, K., 2010 The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software: American Mineralogist, 95, 1006-1016.
- Forero Suarez, A., 1990, The basement of the Eastern Cordillera, Colombia. An allochthonous terrane in northwestern South America: Journal of South American Earth Sciences, 3(2-3), 141-151.
- García, C.A., Ríos, C.A., Castellanos, O.M., 2005, Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: Boletín de Geología, 27(2), 44-68.
- García-Ramírez C.A., Rey-León, V., Valencia, V., 2017, Ortoneises 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.
- García-Ramírez, C.A., Rey-Román, M.P., Martínez-Vertel, J.J., 2020, Sillimanita en esquistos y cuarcitas de los Esquistos del Silgará en el cerro La Ventana, Macizo de Santander, Colombia: implicaciones petrológicas: Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 44(172), 876-891.
- Goldsmith, R., Marvin, R.F., Mehnert, H.H., 1971, Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: Geological Survey Research, 750, D44-D49.
- Holland, T., Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: Contributions to Mineralogy and Petrology, 116, 433-447.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks Canadian: Journal of Earth Sciences 8, 523-548.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2019, "Geochemical Data Toolkit (GCDKit)" Programa informático, versión 6.0: Disponible para la descarga en <<http://www.gcdkit.org/download>>.
- Jiménez Triana, C., 2016, Caracterización Petroológica y Geoquímica de la Unidad Ortoneis, Macizo de Santander: Bogotá, Colombia, Universidad Nacional de Colombia, tesis de maestría, 121 pp.
- Juárez-Zúñiga, S., Solari, L., Ortega-Obregón, C., 2019, Ordovician to Silurian igneous rocks in southern Mexico and Central America: geochronologic and isotopic constraints on paleogeographic models: Journal of South American Earth Sciences, 93, 462-479.
- Kretz, 1983, Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist, 68, 277-279.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014, The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of 'modern-style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga: Lithos, 205, 208-235.
- Mantilla-Figueroa, L., Bissig, T., Cottle, J.M., 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-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., Valencia, V.A., 2016a, 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.
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., Valencia, V.A. 2016b, Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia): Ciencias de la Tierra, 40(155), 320-336.
- Middlemost, E., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system: Earth-Science Reviews, 37(3-4), 215-224.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: Geochimica et Cosmochimica Acta, 38(5), 757-775.
- Ordoñez-Carmona, C.O., Restrepo-Álvarez, J.J., Martins-Pimentel, M., 2006, Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes: Journal of South American Earth Sciences, (26), 372-382.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L. 2018, The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico. 1.5 billion years of crustal evolution: Earth-Science Reviews, 183, 2-37.
- Pearce, J.A., Harris, B.N., Tindle, G.A., 1984, Trace element discrimination diagram for Macizo de Santander for the Tectonic interpretation of granitic rocks: Journal of Petrology, (25), 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu área, Northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.
- Ramos, V.A., 2018, The Famatinian Orogen Along the Protomargin of Western Gondwana: Evidence for a Nearly Continuous Ordovician Magmatic Arc Between Venezuela and Argentina: The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes, 133-161.
- Restrepo, P.A., 1995, Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geochronological, geochemical and isotopic data: Arizona, EE.UU., University of Arizona, tesis doctoral, 199 pp.
- Restrepo, P., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997, Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americans. Earth and Planetary Science Letters 155, 427-441, [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00091-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00091-5)
- Restrepo-Pace, A.P., Cediél, 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, A.P., Ruiz, J., Gehrels, G., Cosca, M., 1997, Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of Americans: Earth and Planetary Science Letters, 155, 427-441. Shand, S., 1943, Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits: New York, John Wiley and Sons, 488 pp.
- Tazzo-Rangel, M.D., Weber, B., González-Guzmán, R., Valencia, V.A., Frei, D.,

- Schaaf, P., Solari, L., 2019, Multiple metamorphic events in the Palaeozoic Mérida Andes basement, Venezuela: insights from U–Pb geochronology and Hf–Nd isotope systematics: *International Geology Review*, 61(13), 1557-1593.
- Ureña-Suárez, C.L., Zuluaga-Castrillón, C., 2011, Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetás – Santander: *Geología Colombiana, Edición Especial*, 36(1), 37-56.
- 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.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Gerdes, A., Chiaradia, M., Vennemann, T., Mora, A., 2019, Multi-proxy isotopic tracing of magmatic sources and crustal recycling in the Palaeozoic to Early Jurassic active margin of North-Western Gondwana: *Gondwana Research*, 66, 227-245.
- Velandia-Patiño, F., 2017, Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander – énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga: Bogotá, Colombia, Universidad Nacional de Colombia, tesis de doctorado, 222 pp.
- Ward, D., Goldsmith, J., Jimeno, R., Cruz, J.A., Restrepo, H., Gómez, E., 1973, Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander: *Boletín Geológico*, 21(1-3), 1-132.
- Weaver, B.L., Tarney, J., 1984, Empirical approach to estimating the composition of the continental crust: *Nature*, 310, 575-577.
- Weber, B., González-Guzmán, R., Manjarrez-Juárez, R., Cisneros de León, A., Martens, U., Solari, L., Hecht, L., Valencia, V., 2018, Late Mesoproterozoic to Early Paleozoic history of metamorphic basement from the southeastern Chiapas Massif Complex, Mexico, and implications for the evolution of NW Gondwana: *Lithos*, 300-301, 177-199.
- Zuluaga, C.A., Amaya, F.S., Ureña, C., Bernete, 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.

Manuscrito recibido: julio 29, 2021

Manuscrito corregido recibido: noviembre 26, 2021

Manuscrito aceptado: diciembre 4, 2021