

Petrografía de las unidades Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará en el sector de Rionegro-Santa Cruz de la Colina (departamento de Santander).

Diego Oswaldo Ruiz Portilla

Trabajo de grado para optar el título de geólogo

Director

Carlos Alberto García Ramírez

Geólogo PhD

Codirectora

Vanessa Rey León

Geóloga

Universidad Industrial de Santander  
Facultad de Ingenierías Físicoquímicas  
Escuela de Geología  
Bucaramanga  
2020

**Dedicatoria**

A Gris, Isa y Nathalia. Ellas son y serán siempre todo lo que precisa mi corazón.

### **Agradecimientos**

A mi Dios por darme la oportunidad de estudiar esta carrera. A mi mamá, Maria Griselda Portilla, por confiar en mí y apoyarme en cualquier proyecto que he tenido en mi vida. A mi sobrina, Isabella Torres, por ser siempre un motivo de felicidad. A mi hermana, Nathalia Ruiz, por siempre impulsarme a dar lo mejor de mí.

Al profesor Carlos García por toda la colaboración y el apoyo brindado a lo largo de este proyecto. A la profesora Vanessa Rey por sus aportes durante la petrografía y redacción de este trabajo. Al profesor Jairo Clavijo por las charlas brindadas, las cuales causaron en mí la curiosidad de estudiar esta zona. Al profesor Luis Carlos Mantilla por los consejos dados durante el desarrollo del proyecto, además, por ser un modelo de humildad y amor por esta carrera. A la Universidad Industrial de Santander (UIS) por el apoyo económico brindado. A las personas del corregimiento de Santa Cruz de la Colina, por su amabilidad y hospitalidad que en varias ocasiones me salvaron de tener una mala experiencia en campo.

A Julián Villamizar, quien camino casi que cada kilómetro de la zona, leyó cada palabra del libro y aportó muy buenos puntos de vista para el desarrollo del proyecto. A Juan Ricardo Bustos, Nicolás Aguilar y Sergio Díaz por la compañía brindada durante la fase de campo.

**Tabla de contenido**

Introducción .....	14
1. Objetivos .....	16
1.1. Objetivo general.....	16
1.2. Objetivos específicos .....	16
2. Marco Geológico .....	16
2.1. Marco geológico regional.....	16
2.2. Marco geológico del área de estudio .....	21
3. Metodología.....	24
3.1. Pre-campo.....	24
3.2. Trabajo de campo.....	24
3.3. Trabajo de laboratorio .....	25
3.3.1. Análisis Petrográfico.....	25
3.3.2. Análisis geoquímico.....	26
3.3.3. Análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM).....	26
3.4. Fase de oficina .....	27
4. Resultados de campo.....	27
5. Petrografía .....	31
5.1. Neis de Bucaramanga.....	32
5.1.1. Neis feldespático-cuarzoso (muestras DR-04, DR-21).....	32

5.1.2. Migmatita bandeada (muestra DR-09).....	36
5.1.3. Neis cuarzo-feldespático (muestras DR-13, DR-22) .....	39
5.2. Esquistos del Silgará .....	44
5.2.1. Neis biotítico-feldespático con andalucita (muestras DR-10, DR-23, DR-32, DR-37).....	44
5.2.2. Neis cuarzo-feldespático (muestras DR-26, DR-31, DR-34).....	48
5.2.3. Neis feldespático-cuarzoso (muestras DR-28, DR-30).....	52
5.2.4. Esquisto cuarzoso-micáceo (muestra DR-41-01).....	55
5.3. Rocas de falla.....	59
5.3.1. Granito milonitizado (muestra DR-41-02).....	59
5.3.2. Ultramilonita (muestra DR-43) .....	62
5.3.3. Milonita (muestra DR-46).....	66
6. Química Mineral .....	68
6.1. Neis de Bucaramanga.....	69
7. Geoquímica.....	74
8. Metamorfismo.....	80
8.1. Análisis Paragenético.....	81
8.1.1. Neis de Bucaramanga.....	82
8.1.1.1. Zona de la sillimanita.....	82
8.1.2. Esquistos del Silgará .....	83

8.1.2.1. Zona de la biotita .....	84
8.1.2.2. Zona de la andalucita .....	84
8.1.2.3. Zona de la sillimanita.....	85
8.2. Metamorfismo dinámico .....	85
8.3. Termobarometría .....	86
9. Discusión.....	88
10. Conclusiones.....	94
11. Sugerencias.....	97
Referencias bibliográficas.....	98

**Lista de tablas**

Tabla 1: <i>Composición mineralógica de las distintas litologías y litotipos de metamorfismo regional.</i> .....	31
Tabla 2: <i>Composición mineralógica de las distintas litologías y litotipos de metamorfismo dinámico.</i> .....	32
Tabla 3: <i>Fase minerales del neis cuarzo-feldespático (muestra DR-13) con su composición química.</i> .....	71
Tabla 4: <i>Fase minerales del neis biotítico-feldespático (muestras DR-10, DR-37) con su composición química.</i> .....	71
Tabla 5: <i>Composición química del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.</i> .....	74
Tabla 6: <i>Términos y abreviaturas minerales utilizadas en los cálculos termobarométricos.</i> .....	87

**Lista de figuras**

<i>Figura 1:</i> Localización regional del área de estudio.....	17
<i>Figura 2:</i> Mapa geológico generalizado del área de estudio. Modificado de Ward <i>et al.</i> (1973).	22
<i>Figura 3:</i> Fotografías de las relaciones de campo de las litologías metamórficas observadas en el sector Rionegro-Santa Cruz de la Colina, Santander.....	30
<i>Figura 4:</i> Microfotografías de las características de los litotipos del Neis de Bucaramanga. ....	43
<i>Figura 5:</i> Microfotografías de las características de los litotipos de los Esquistos del Silgará. ...	58
<i>Figura 6:</i> Microfotografías de las características petrográficas de las litologías milonitizadas. ..	68
<i>Figura 7:</i> Microfotografías SEM de las distintas fases minerales identificadas en el neis cuarzo-feldespático (izquierda) con sus correspondientes espectros EDS (derecha).....	72
<i>Figura 8:</i> Microfotografías SEM de las distintas fases minerales identificadas en el neis biotítico-feldespático (izquierda) con sus correspondientes espectros EDS (derecha).....	73
<i>Figura 9:</i> Índice químico de alteración (CIA por sus siglas en ingles). Modificado de Nesbit and Young (1984) en Bock (1998).....	78
<i>Figura 10:</i> Diagramas araña de tierras raras para las muestras estudiadas.....	80
<i>Figura 11:</i> Pseudosección de neis cuarzo-feldespático (muestra DR-13) para el sistema químico TiNCKFMASH.....	88

**Lista de apéndices**

Apéndice A: Dataciones absolutas realizadas al Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.....	109
Apéndice B: Unidades litoestratigráficas que han sido correlacionadas al Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.....	110
Apéndice C: Localización de las muestras con sus respectivos análisis. PET: petrografía, GRT: geoquímica de roca total, SEM: Microscopía electrónica de barrido. ....	111

**RESUMEN**

**TÍTULO:** PETROGRAFÍA DE LAS UNIDADES NEIS DE BUCARAMANGA Y ESQUISTOS DEL SILGARÁ EN EL SECTOR DE RIONEGRO-SANTA CRUZ DE LA COLINA (DEPARTAMENTO DE SANTANDER)\*

**AUTORES:** DIEGO OSWALDO RUIZ PORTILLA\*\*

**PALABRAS CLAVES:** PETROGRAFÍA, TERMOBAROMETRÍA, NEIS DE BUCARAMANGA, ESQUISTOS DEL SILGARÁ, METAMORFISMO TIPO BUCHAN.

**DESCRIPCIÓN:**

En el área de Rionegro-Santa Cruz de la Colina (Santander), el Neis de Bucaramanga está compuesto por neises cuarzo-feldespáticos, feldespáticos-cuarzosos y en menor proporción por migmatitas y cuarcitas. Dichas litologías pertenecen a la zona de la sillimanita, en las facies de la anfibolita alta. Mediante análisis termobarométricos con el método de pseudosección, se obtuvo que la asociación principal  $Pl+Qtz+Kfs+Mc+Bt+Grt$  fue formada a una temperatura de 710-800°C y presión 5.5-7.0Kbar. Sin embargo, asociaciones minerales compuestas por cordierita, indican que las condiciones bajo las cuales se formaron estas rocas son de presión baja a intermedia.

A diferencia de la mayoría de las franjas donde aflora los Esquistos del Silgará, en este sector esta unidad está compuesta por neises biotíticos-feldespáticos con andalucita, neises cuarzo-feldespáticos, neises feldespático-cuarzosos y en menor proporción por esquistos cuarzo-micáceos. La paragénesis mineral de estas rocas conforman una serie metamórfica tipo Buchan, que varía desde la zona de la biotita, abarca la zona de la andalucita y alcanza la zona de la sillimanita. Mediante un análisis paragenético del pico de metamorfismo, se obtuvo de manera cualitativa que la asociación  $Bt_2+Mc+Crd+Sil$  fue formada a una temperatura de 600-700°C y a una presión de <4Kbar.

Un evento posterior de sericitización ha afectado la mineralogía y geoquímica de ambas unidades. Adicionalmente, al norte de este sector, las litologías y la disposición de las isogradas de los Esquistos del Silgará han sido deformadas por fallas satelitales del Sistema de Fallas Suratá-Arboledas.

\*Trabajo de grado

\*\*Facultad de Ingenierías Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: Carlos Alberto

García Ramírez, Geólogo PhD.

**ABSTRACT**

**TITLE:** PETROGRAPHY OF THE BUCARAMANGA GNEISS AND SILGARÁ SCHIST IN THE RIONEGRO-SANTA CRUZ DE LA COLINA AREA (SANTANDER)\*

**AUTHORS:** DIEGO OSWALDO RUIZ PORTILLA \*\*

**KEYWORDS:** PETROGRAPHY, THERMOBAROMETRY, BUCARAMANGA GNEISS, SILGARÁ SCHIST, BUCHAN-TYPE METAMORPHISM

**DESCRIPTION:**

In the Rionegro-Santa Cruz de la Colina area (Santander), the Bucaramanga Gneiss is made of quartz-feldspar gneisses, feldspar-quartz gneisses, migmatites and quarcites. These lithologies are from the sillimanite zone in the amphibolite facies. The pseudosection analysis yields that the mineral association  $Pl+Qtz+Kfs+Mc+Bt+Grt$  was formed at 710-800°C and 5.5-7.0Kbar. Nevertheless, cordierite-bearing mineral associations yields a low- to intermediate-pressure metamorphism.

In contrast to the the most stripes, in this area the Silgará Schist is made of biotite-feldspar andalusite-bearing gneisses, quartz-feldspar gneisses, feldspar-quartz gneisses and quartz-mica schists. The mineral associations describe a Buchan-type metamorphic series, which varies from the biotite zone, go through the andalusite zone and reach the sillimanite zone. A qualitative analysis of the paragenesis yields that the  $Bt+Mc+Crd+Sil$  association was formed at 600-700°C and <4kbar.

A younger sericitization event has modified the mineralogy and chemistry of both lithostratigraphic units. Moreover, in the northern part of this area, the isograds have been moved and the lithologies have been deformed by satellite faults from the Surata-Arboledas Fault System.

\*Bachelor Thesis

\*\*Faculty of Physico-Chemical Engineering. School of Geology. Director: Carlos Alberto

García Ramírez, PhD geologist.

## Introducción

El Macizo de Santander se caracteriza por ser uno de los sectores más septentrionales de la Cordillera Oriental colombiana. Este macizo se encuentra limitado al oeste por la falla Bucaramanga y al este por el sistema de fallas Pamplona-Labateca-Chitagá-Mercedes-Perchiquez (García *et al.*, 2005; Van der Lelij, 2013; Zuluaga *et al.*, 2017). Las rocas metamórficas que lo conforman están representadas por: Neis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha, Ortoneis y un grupo de metasedimentitas de bajo a muy bajo grado de metamorfismo (Ward *et al.*, 1973; Royero, 1994; Moreno *et al.*, 2005; Mantilla *et al.*, 2016a,b).

El área de este estudio se localiza geográficamente al noreste del municipio de Rionegro (Santander) y geológicamente en el sector centro-occidental del Macizo de Santander, en el Bloque de Ocaña (Clavijo *et al.* 1993), al sur de la franja Silgará (Ward *et al.*, 1973). En este sector el basamento cristalino está compuesto por: Neis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará y el Batolito de Rionegro. Pocos estudios petrográficos y geocronológicos han sido realizados próximos a la zona de estudio (Rueda y Villamizar, 2014; Mantilla *et al.*, 2016a,b) y hasta el momento ninguno se ha desarrollado en la sección inferior de los Esquistos del Silgará (Ward *et al.*, 1973), la cual se localiza en el corregimiento de Santa Cruz de la Colina y sus veredas aledañas.

La sección inferior de los Esquistos del Silgará fue descrita durante su cartografía como rocas meta-arenáceas intercaladas con filitas porfiroblásticas y esquistos. No obstante, Ward *et al.* (1973) sugieren que debido a las similitudes de las litologías meta-arenáceas con los paraneises del Neis de Bucaramanga, estos podrían pertenecer a esta última unidad y no a los Esquistos del Silgará como actualmente se considera. Sumado a esta problemática, al sureste del área de estudio, los autores consideran que debido a las relaciones de campo, el contacto litológico entre estas dos unidades puede encontrarse en esta zona.

A partir de análisis petrográficos se estudian el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará al noreste del municipio de Rionegro para establecer sus litologías, posibles contactos, grado de metamorfismo y finalmente la relación existente entre estas dos unidades litodemicas. El Neis de Bucaramanga presenta litologías cuarzo-feldespáticas (*i.e.* neis cuarzo-feldespático, neis feldespático-cuarzoso, migmatitas) y algunos niveles subordinados de cuarcitas. Estas rocas poseen un metamorfismo de presión baja a intermedia que alcanzó las facies anfibolita alta y sufrieron procesos de migmatización. La composición química de esta unidad evidencia un protolito con firmas típicas de la corteza continental superior, no obstante en algunos casos puede estar empobrecido en HREE. Por otra parte, los Esquistos del Silgará están compuestos, al sur y al centro de la zona de estudio, por una intercalación de rocas pelíticas (*i.e.* neises biotíticos-feldespáticos con andalucita) y cuarzo-feldespáticas (*i.e.* neises cuarzo-feldespáticos, neises feldespático-cuarzosos) que conforman una serie metamórfica de baja presión que varía desde las facies esquistos verdes hasta la anfibolita alta; al norte de este sector, esta unidad está compuesta por neises cuarzo-feldespáticos y esquistos cuarzo-micáceos que han sido deformados por fallas satelitales del Sistema de Fallas Suratá-Arboledas. Adicionalmente, análisis geoquímicos de los Esquistos del Silgará evidencian una afinidad continental y un empobrecimiento en HREE en estas rocas.

Dado que en este sector el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará presentan litologías y composición química similar, y ambos poseen un metamorfismo de baja presión y alta temperatura, de manera preliminar se concluye que ambos litodemas pertenecen a una sola secuencia metamorfoseada.

## 1. Objetivos

### 1.1. Objetivo general

Realizar una caracterización petrográfica de las unidades Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará para establecer sus relaciones de campo y contactos litológicos.

### 1.2. Objetivos específicos

- Identificar y describir las características mineralógicas, rasgos texturales y microestructurales del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.
- Determinar las asociaciones estables mediante análisis paragenético para deducir cualitativamente las condiciones de presión-temperatura (PT) del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.
- Establecer la correlación existente entre el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará para el sector Rionegro-Santa Cruz de la Colina.

## 2. Marco Geológico

### 2.1. Marco geológico regional

En los Andes Colombianos, el Macizo de Santander junto con la Sierra Nevada de Santa Marta, la Serranía de Perijá, la Serranía de Mérida y las cuencas de Maracaibo y Cesar-Ranchería, conforman un dominio litotectónico conocido como Bloque Triangular de Maracaibo (Cediel *et al.*, 2003; Van der Lelij *et al.*, 2015; Van der Lelij *et al.*, 2016a). Este dominio se caracteriza por poseer un estilo de deformación único y está limitado al norte por la Falla de Oca, al oeste por la Falla Bucaramanga-Santa Marta y al sur por el cinturón de pliegues y cabalgamientos (“fold-thrust”) de los Andes de Mérida (Figura 1).

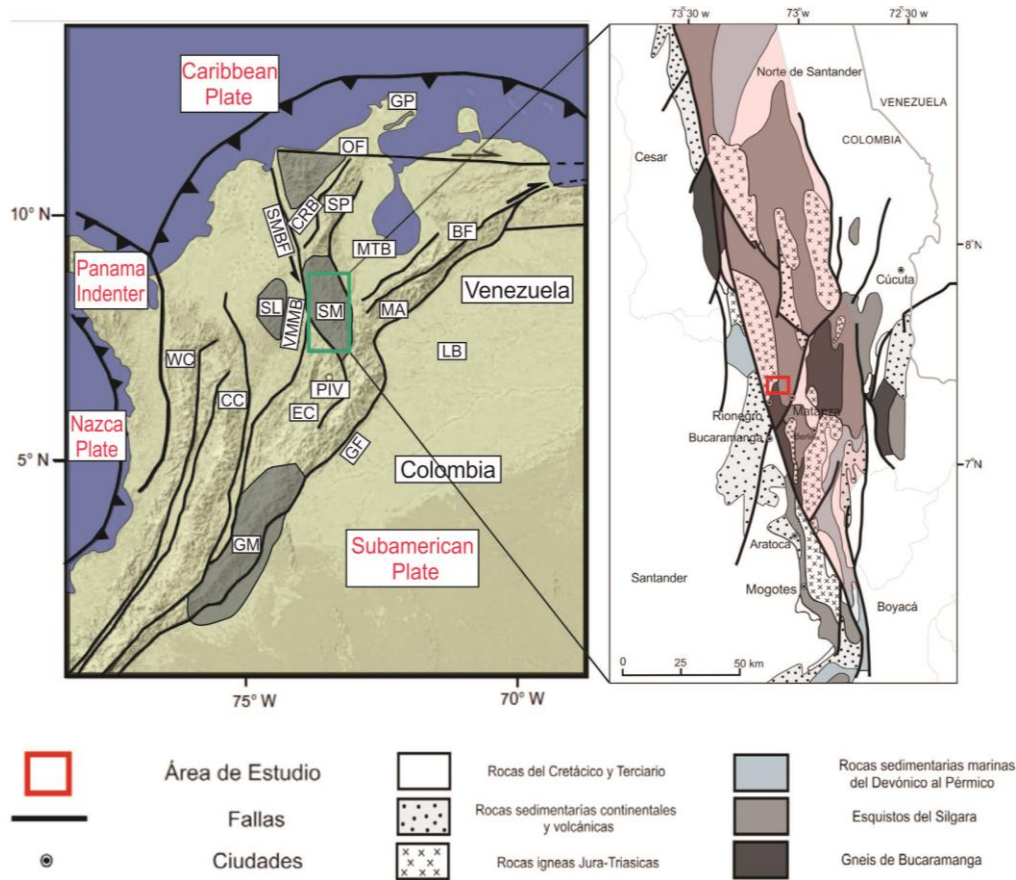


Figura 1: Localización regional del área de estudio. A la izquierda: Mapa de los Andes del Norte con afloramientos del basamento proterozoico sombreados en negro (modificado de Amaya et al., 2017). A la derecha: Esquema geológico del Macizo de Santander, con el Bloque de Ocaña sombreado en un tono rojizo y el área de estudio encerrada por un cuadro rojo (modificado de Mantilla et al., 2016a). BF: Falla Bocono, CC: Cordillera Central, CRB: Cuenca Cesar-Ranchería, EC: Cordillera Oriental, GF: Falla Guaicaramo, GP: Península de la Guajira, LB: Cuenca Llanos, MA: Andes de Mérida, MTB: Bloque Triangular de Maracaibo, OC: Falla de Oca, PIV: Volcán de Paipa-Iza, SL: Serranía de San Lucas, SM: Macizo de Santander, SMMB: Falla Bucaramanga-Santa Marta, SP: Serranía de Perijá, VMMA: Cuenca Valle Medio del Magdalena, WC: Cordillera Occidental.

Así mismo, el Macizo de Santander se encuentra limitado estructuralmente al oeste por la Falla Bucaramanga y al este por el sistema de fallas inversas de Pamplona-Labateca-Chitagá-Mercedes-Perchiquez, siendo este último el que lo separa del sector suroccidental de los Andes de Mérida y la Cuenca del Catatumbo (Restrepo-Pace, 1995; García *et al.*, 2005; Zuluaga *et al.*, 2017).

Litológicamente el basamento cristalino del macizo está compuesto por: Neis de Bucaramanga, Esquistos del Silgara, Esquistos del Chicamocha, Ortoneis, un grupo de metasedimentitas de edad Ordovícico-Silúrico (*i.e.* Formación Floresta Metamorfoseada, Formación Mogotes, Filitas de San Pedro y Formación de Guaca – La Virgen) y el Grupo Plutónico de Santander (Ward *et al.*, 1973; Royero, 1994; Moreno *et al.*, 2005; Mantilla *et al.*, 2016a,b).

El Neis de Bucaramanga se caracteriza por poseer un protolito sedimentario a volcanosedimentario, metamorfizado en condiciones de facies anfibolitas a granulitas. Su composición es principalmente pelítica, semipelítica, arenácea y en menor proporción mafica y calcárea (Ward *et al.*, 1973). Litológicamente está compuesto por neis biotítico, neis sillimanítico-biotítico, neis sillimanítico, esquistos, neis cuarzo-feldespático, migmatitas, cuarcitas, mármol, neis hornbléndico, neis biotítico-hornbléndico y anfibolita (García *et al.*, 2005; Urueña y Zuluaga, 2011; Amaya, 2012; Urueña, 2014; Zuluaga *et al.*, 2017). Regionalmente está subdividido en tres zonas conocidas como Faja Bucaramanga, Faja Central y Faja Oriental (Ward *et al.*, 1973).

El metamorfismo de este litodema en general es caracterizado por tener una trayectoria PT en sentido horario, de presión media y temperatura alta, que varía entre 5.0 a 9.5 Kbar de presión y 630 a 727 °C de temperatura (García *et al.*, 2005). Dichas condiciones evidencian un enterramiento tectónico producto de una colisión. Por otra parte, no hay un consenso sobre la temporalidad del evento tectono-metamórfico que originó esta unidad, ya que las edades del evento de metamorfismo han sido consideradas como Precámbricas (Goldsmith, 1971; Ward *et al.*, 1973;

Cardona, 2003; Restrepo-Pace, 1995) u Ordovícicas Tempranas a Medias (apéndice A; Van der Lelij, 2013; Amaya, 2016).

Adicionalmente, el Neis de Bucaramanga ha sido correlacionado con litologías metamórficas de alto grado pertenecientes a otras localidades (figura 1;apéndice B). Todas estas unidades han sido consideradas hasta el momento como parte del registro de un evento orogénico de edad grenvilliana (*i.e.* Meso a Neoproterozoico), que en Colombia es conocido como Orogenia Orinoquiense o Putumayense (Restrepo-Pace, 1995; Ibañez *et al.*, 2011).

Suprayaciendo al Neis de Bucaramanga se encuentra la Formación Silgara (*sensu* Ward *et al.*, 1973), la cual posee protolitos sedimentario e ígneo con metamorfismo de grado bajo a alto, alcanzado la zona de la sillimanita en los sectores central y noreste del macizo (García *et al.*, 2005). Su composición es principalmente pelítica, semipelítica, cuarzo feldespática y en menor proporción máfica, carbonatada y calcolsilicatada (Ward *et al.*, 1973; García *et al.*, 2019). Litológicamente está compuesta por esquistos micáceos, esquistos cuarzoso-micáceos, filitas, pizarras, esquistos micáceo-cuarzosos, esquistos cuarzo-feldespáticos, meta-wacas, cuarcitas, cuarcitas micáceas, meta-areniscas; y en menor cantidad esquistos anfibólicos, anfibolitas, mármoles y neises. La Formación Silgara (*s.l.*) aflora principalmente en cuatro sectores: Faja Silgará, Faja Piedecuesta-Aratoca, Faja Pamplona-Chitagá y Área Berlín-Silos-Mutiscua (Ward *et al.*, 1973).

De manera similar al Neis de Bucaramanga, los Esquistos del Silgará presenta una trayectoria P-T en sentido horario, con condiciones de presión media y temperatura media a alta, alcanzando un pico de 7.8 a 11.3 Kbar de presión y 670 a 770° C de temperatura (Campos, 1999; Castellanos, 1999; Ríos *et al.*, 2003; Arenas, 2004; García *et al.*, 2005; Castellanos *et al.*, 2008; García *et al.*, 2019). La edad del metamorfismo es Ordovícica Temprana-Media y ha sido datada de manera

directa en neises (Van der Lelij, 2013) e indirecta asociándola al Ortoneis (Ward *et al.*, 1973; Restrepo-Pace y Cediel, 2010; García *et al.*, 2017).

En trabajos recientes, Mantilla *et al.* (2016a y 2016b) proponen escindir los Esquistos del Silgará (*s.l.*) en tres unidades distintas, debido a las diferentes edades de máxima depositación obtenidas por el método U-Pb en circones detríticos, la variación en la predominancia de los grupos composicionales en cada franja y el grado de metamorfismo alcanzado en cada una de estas. Estas tres unidades son: Esquistos del Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro. En este trabajo se empleara el termino Esquistos del Silgará en un sentido amplio.

Los Esquistos del Silgará han sido correlacionados con otras unidades de distintos sectores (apéndice B). Dichas litologías son asociadas a un metamorfismo regional de edad Famatiniana (*i.e.* Ordovícico Temprano) producto de la Orogenía Quetame-Caparonensis.

De manera coetánea a la Orogenia Quetame-Caparonensis, se encuentra la unidad Ortoneis. Composicionalmente consta de litologías cuarzo-feldespática a pelítica y en menor proporción máfica a anfibolítica. Su protolito ígneo son granitos a tonalitas calcoalcalinas que se caracterizan por tener una afinidad peraluminosa (Rey, 2015; Jimenez, 2016). Estas rocas se emplazaron en un ambiente de margen continental activo y su metamorfismo es de facie anfibolita, zona de la andalucita-almandino a sillimanita baja (Restrepo-Pace y Cediel, 2010; Mantilla *et al.*, 2012; Van der Lelij, 2013; Rey, 2015; García *et al.*, 2017).

Adicionalmente, en el macizo se encuentran rocas de muy bajo grado de metamorfismo que suprayacen el complejo metamórfico anteriormente mencionado. Estas litologías han sido definidas como Formación Floresta Metamorfoseada, Metasedimentitas de Silos (informal), Formación Mogotes y Formación de Guaca – La Virgen (Ward *et al.*, 1973; Royero, 1994; Moreno *et al.*, 2005; Castellanos, 2017). Estas metasedimentitas están constituidas por filitas, cuarcitas,

metareniscas, metaconglomerados, metalimolitas calcáreas y filitas limosas (Royero y Clavijo, 2001).

El basamento metamórfico del Macizo de Santander es intruido por varios stocks, plutones y batolitos de edad Triásico-Jurásica que han sido agrupados como el Grupo Plutónico de Santander (Ward et al., 1973; Royero y Clavijo, 2001). Estas rocas intrusivas poseen una clasificación modal de gabro-diorita a granito, su afinidad geoquímica es calcoalcalina y es clasificada como leve a altamente peraluminosa (Leal-Mejía *et al.*, 2019 y las citaciones allí). Recientemente se ha reportado una sobre impresión de baja presión en el núcleo metamórfico y un metamorfismo de bajo grado debido a las intrusiones de estos cuerpos ígneos (Amaya, 2016; Zuluaga y Lopez, 2019).

Finalmente, diques de textura porfirítica y composiciones intermedias se encuentran emplazando el basamento cristalino anteriormente descrito y litologías sedimentarias de edad Cretácica (Mantilla *et al.*, 2009, 2011). Estos cuerpos hipabisales son asociados a un magmatismo Miocénico producto de la subducción de la placa Caribe. Eventos hidrotermales posteriores han sido asociados con estos diques (Mantilla *et al.*, 2013).

## **2.2. Marco geológico del área de estudio**

La zona de estudio se sitúa en el sector occidental del Bloque de Ocaña, según la delimitación tectonoestratigráfica propuesta por Clavijo y otros (1993). Este bloque se encuentra limitado al oeste por la Falla Bucaramanga y al este por el Sistema de Fallas Mercedes-Mutiscua-Perchiquez-Baraya (Figura 1; Clavijo *et al.*, 1993; Clavijo, 1994; Royero y Clavijo, 2001). Se caracteriza tectónicamente por presentar un estilo estructural de fallamiento en bloques menores, separados por fallas inversas de dirección predominantemente SW-NE. Estratigráficamente está constituido por rocas ígneas triásico-jurásicas y metamórficas precámbricas y paleozoicas (Royero y Clavijo, 2001).

Localmente, el área se encuentra limitada al oeste por la Falla Bucaramanga y al este por una falla inferida que es paralela al Sistema de Fallas Surata-Arboledas. La Falla Bucaramanga posee una dirección N20°W y es considerada como una falla de rumbo sinistral con componente inversa que estuvo inactiva durante el Cretácico Temprano hasta el Paleoceno, y que la mayor importancia de su actividad se dio desde el Mioceno (Boinet *et al.*, 1989). Por otra parte, la Falla Surata es una falla inversa con un componente dextral que presenta un rumbo predominante N15°E y cuya actividad ha sido clave para la exhumación del Macizo de Santander (figura 2; Ward *et al.*, 1973; Royero y Clavijo, 2001; Amaya *et al.*, 2017).

En esta área se localiza el sector norte de la faja occidental del Neis de Bucaramanga y la zona sur de la franja Silgará para los Esquistos del Silgará. Sumado a esto, ambas unidades son intruidas por pequeños cuerpo ígneos que son considerados como apófisis del Batolito de Rionegro (Ward *et al.*, 1973).

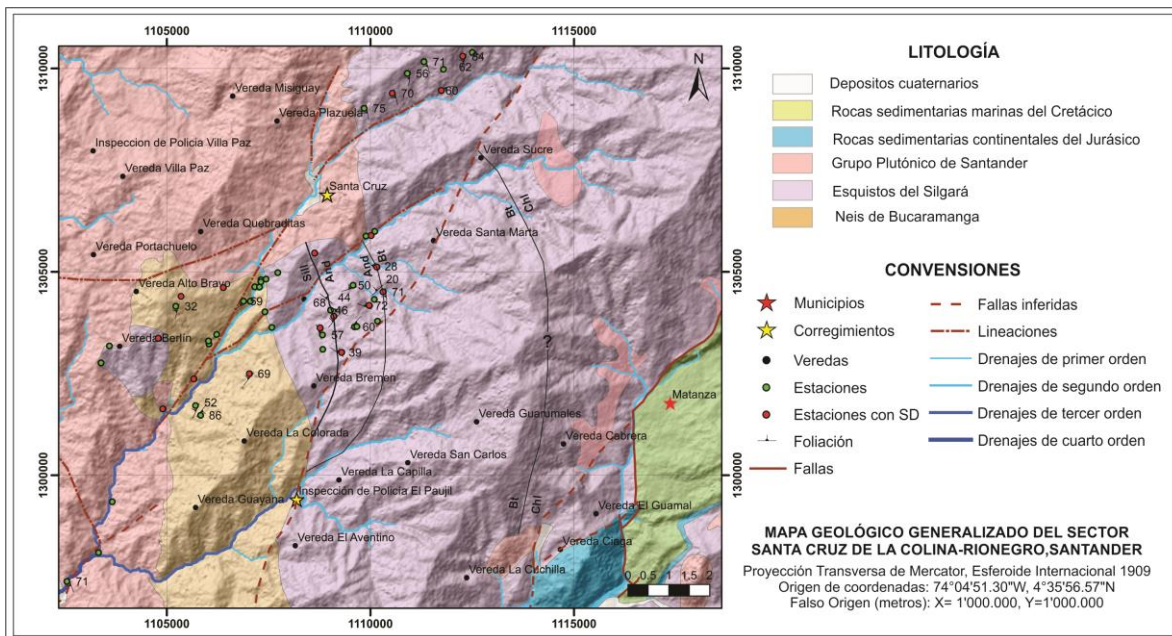


Figura 2: Mapa geológico generalizado del área de estudio. Modificado de Ward et al. (1973).

El Neis de Bucaramanga en el sector norte de la faja occidental consiste principalmente de metapelitas, semi-pelitas y meta-areniscas intercaladas con capas delgadas locales de rocas calcosilicatadas y anfibolitas (Ward *et al.*, 1973). No obstante, en la presente área de estudio no se evidenciaron estas dos últimas litologías.

De manera análoga, los Esquisto del Silgara fueron caracterizados por Ward y otros (1973) en esta zona como estratos meta-arenaceos intercalados con filitas porfiroblásticas y esquistos. Los porfiroblastos pueden ser de cordierita, andalucita. En dicho trabajo advierten la presencia de la sillimanita tipo fibrolita en zonas cercanas al contacto con el Neis de Bucaramanga.

Rueda y Villamizar (2014) desarrollaron una investigación en cercanías a la presente zona de estudio, identificando y caracterizando los distintos litotipos de los Esquisto del Silgará en la franja Matanza-Cachirí-Turbay. Los Esquistos del Silgará están compuestos principalmente de rocas pelíticas a semipelíticas que sufrieron un metamorfismo progrado de tipo regional. Las autoras determinan el pico de metamorfismo en la zona del granate de las facies esquistos verdes y de una manera cualitativa infieren unas condiciones P-T de 2 a 3.7 Kbar y de 350 a 440° C. Mediante una comparación con otras fajas de los Esquistos del Silgará (*s.l.*) concluyen que la franja Matanza-Chachirí-Turbay son las que poseen menor grado de metamorfismo (muy bajo a bajo), modificando la zonación metamórfica propuesta por Ward *et al.* (1973).

Finalmente, se encuentra el Batolito de Rionegro, el cual es uno de los cuerpos ígneos pertenecientes al Grupo Plutónico de Santander. Éste es limitado al oeste por la Falla Bucaramanga, al nororiente se encuentra mezclado con el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará, y en su terminación sur se adelgaza en dirección a la Falla Suratá (Ward *et al.*, 1973). Su composición ha sido subdividida en granodiorita y cuarzomonzonita. Según Hernandez *et al.*

(2017) es clasificado como un granito tipo “S” que fue formado en un ambiente distensivo, relacionado a un arco continental en una zona de subducción de edad Triásica-Jurásica.

### **3. Metodología**

La elaboración del presente proyecto de investigación se desarrolló en las siguientes etapas:

#### **3.1. Pre-campo**

Esta etapa consistió inicialmente en esclarecer cuál era la problemática a tratar, con el fin de delimitar los objetivos y el alcance del presente estudio. Posteriormente, mediante una recopilación de material bibliográfico consistente de artículos científicos, mapas geológicos y sus memorias, se evidenció cual era el estado del arte de esta dos unidades en el sector y en distintas localidades del Macizo de Santander. A partir de la información recopilada, se definieron los recorridos a realizar y las áreas claves de muestreo, que requerían de un mayor detalle durante el estudio.

#### **3.2. Trabajo de campo**

Se realizaron cuatro transversas, las cuales cortan las zonas metamórficas de los Esquistos del Silgara y al Neis de Bucaramanga. Dos de ellas hacia el sector sur de la zona, su acceso se hizo mediante las distintas vías que conectaban las veredas Bremen y Los Patios; la segunda, se encuentra ubicada en la parte media del área de estudio, fue realizada en la ruta que conecta las veredas Santa Marta, El Filo y El Olivo; y la última, está localizada en el sector norte, en la vía de Santa Cruz de la Colina a la vereda Santa María.

Esta fase estuvo acompañada de un muestreo sistemático y documentación de los afloramientos estudiados.

### **3.3. Trabajo de laboratorio**

Inició con el análisis macroscópico de las muestras tomadas en campo para estudiar su composición mineralógica, características texturales y estructurales. De las muestras más representativas, se elaboraron 18 secciones delgadas para su estudio microscópico y precisar litotipos (apéndice C). Adicionalmente, se realizó geoquímica de roca total en 5 muestras. Por último, para la identificación de las fases minerales opacas, se utilizó el microscopio electrónico de barrido (SEM por sus siglas en inglés).

**3.3.1. Análisis Petrográfico.** El análisis petrográfico se realizó en un microscopio triocular de luz transmitida marca LEICA, modelo DM750DP, del laboratorio del Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA). Las microfotografías aquí mostradas, fueron tomadas empleando el sistema de fotografía digital MC120HD, acoplado al microscopio LEICA DM750P.

La clasificación de los litotipos fue basada en las recomendaciones de la Subcomisión en Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR) de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) en el 2007. La descripción de microestructuras y mecanismos de deformación es según Passchier and Trouw (2005). Las abreviaturas minerales utilizadas son las propuestas por Whitney and Evans (2010).

**3.3.2. Análisis geoquímico.** Los análisis geoquímicos fueron llevados a cabo en el laboratorio de Bureau Veritas. Los elementos mayores fueron determinados a través de fluorescencia de rayos X (XRF), teniendo un límite de detección de 0.01 %Wt. Los valores para elementos traza y tierras raras fueron determinado mediante ICP-MS, teniendo un límite de detección de 0.1 y 0.01 ppm. Sumado a esto, el laboratorio reporta los datos de STD OREAS45E, STD OREAS25A-4A, STD OREAS184, STD SY-4(D), STD OREAS45E, STD OREAS25A-4A, como muestras estándar y QUARTZ\_MDE, QUARTZ\_MDE, como blancos.

Los datos geoquímicos fueron procesados con dos software de libre acceso. El primero es el Geochemical Data Toolkit (GCDKit) versión 6.0 de Janousek *et al.* (2006), el cual fue utilizado para obtener los arcnogramas. Este software está disponible para descargar en <http://www.gcdkit.org/download>. El segundo es el Theriak-Domino de De-Capitani (1987), versión 09-03-2019, el cual fue utilizado para realizar los cálculos termobarométricos. Se utilizó la base de datos JUN92d de Berman (1988) para establecer los equilibrios de fase en el método de pseudosección.

**3.3.3. Análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM).** Las secciones delgadas pulidas fueron analizadas en el microscopio electrónico de barrido FEI Quanta 650 FEG ambiental (ESEM) utilizando la sonda EDAX serie SDD Apollo X y la técnica de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS). Este equipo forma parte del Laboratorio de Microscopía del Parque Tecnológico de Guatiguara de la Universidad Industrial de Santander.

Cada sección fue recubierta con grafito en un metalizador/evaporador de carbón QUORUM Q150R ES con bomba rotatoria. Se seleccionó este material debido a que por el bajo número atómico del carbono, tendrá una emisión menor a comparación del resto de los elementos.

La identificación de la mayoría de las fases minerales de cada muestra fue basada en el atlas de petrología SEM publicada por Joanne Welton en 1984.

### **3.4. Fase de oficina**

Se realizó el análisis e interpretación de los datos obtenidos. De esta manera se determinó el tipo de metamorfismo, las deformaciones y las condiciones de presión y temperatura en las unidades Neis de Bucaramanga y Esquistos del Silgará. Finalmente, se recopiló, estructuró y organizo toda la información obtenida a lo largo del proyecto para presentarla en un informe con sus correspondientes conclusiones.

## **4. Resultados de campo**

En el área de estudio, el Neis de Bucaramanga posee una composición predominante cuarzo-feldespática (neis feldespático-cuarzoso, neis cuarzo-feldespático) con niveles subordinados de cuarcitas. Las litologías cuarzo-feldespáticas se observan de color gris oscuro a claro en muestras frescas y pardo en muestras meteorizadas, poseen una estructura bandeada grosera y tamaño de grano fino a medio (figura 3a); por otra parte, las cuarcitas son de color gris oscuro, presentan una estructura masiva y tamaño de grano fino a medio.

Por la carretera principal hacía el corregimiento de Santa Cruz de la Colina, el Neis de Bucaramanga evidencia procesos de fusión parcial que producen migmatitas de estructura bandeada (figura 3b). Estas rocas están conformadas por leucosomas de composición granítica, melanosomas compuestas por neises biotíticos y mesosomas conformadas por neises cuarzo-feldespáticos. Los leucosomas son de color gris claro a blanco, comúnmente son concordantes con la foliación, faneríticos, holocristalinos con tamaños de grano fino a medio; los melanosomas son de color gris oscuro a negro, con estructura bandeada grosera y tamaño de grano fino a medio; los

mesosomas son de color gris claro, con estructura bandeada grosera y tamaño de grano fino a medio.

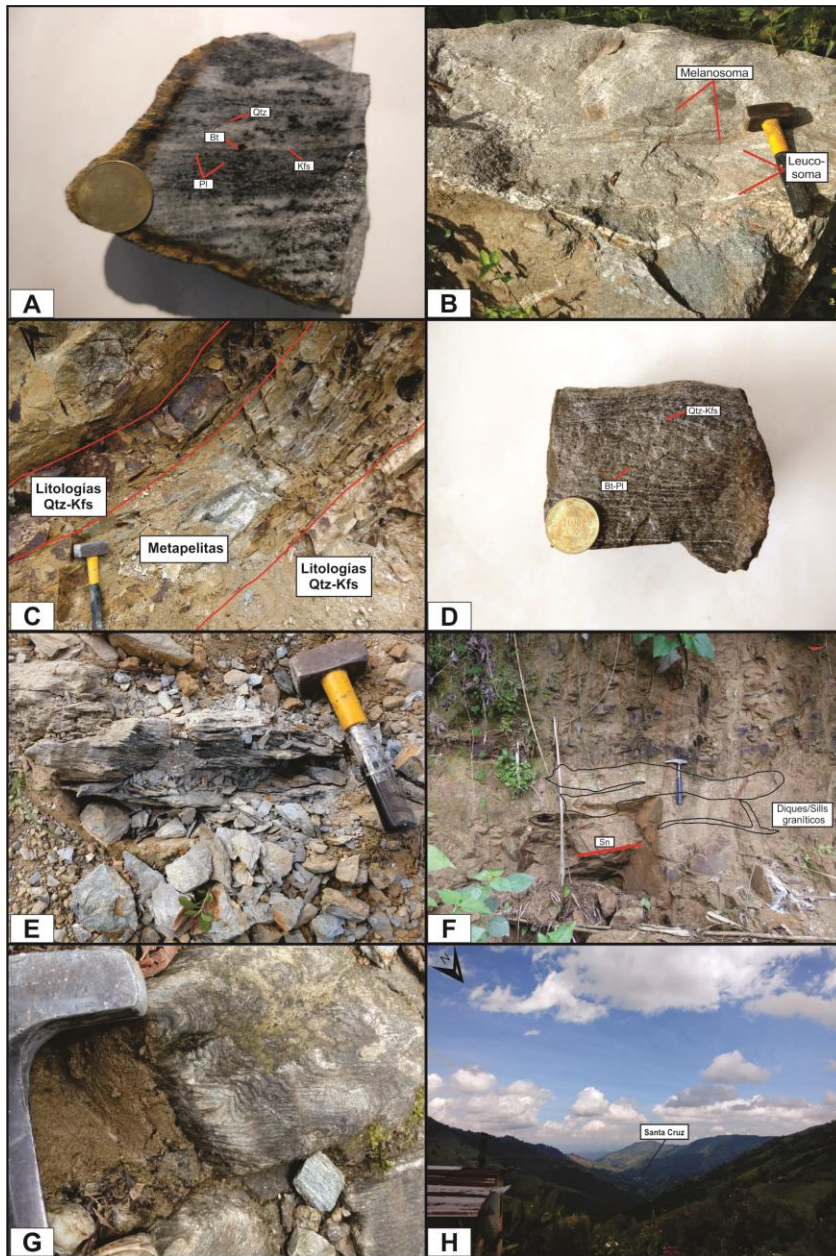
Por otro lado, los Esquistos del Silgará están compuestos principalmente por una intercalación de litologías cuarzo-feldespáticas (neis feldespático-cuarzoso, neis cuarzo-feldespático) y pelíticas (neis biotítico-feldespático con andalucita) (figura 3c). Ambas litologías poseen una estructura bandeada con geometrías suaves y un tamaño de grano fino que ayuda a diferenciarlas del Neis de Bucaramanga durante su cartografía (figura 3d). Cabe resaltar que el trazo del contacto litológico entre los dos litodemas no se observó aflorante en el área de estudio. Las litologías cuarzo-feldespáticas pertenecientes a los Esquistos del Silgará se observan de color gris oscuro en muestras frescas, de color pardo en muestras meteorizadas y es de aspecto competente; mientras que las litologías pelíticas presentan color gris oscuro en muestras frescas y color gris claro o pardo en muestras meteorizadas, se destaca un brillo sedoso y están por lo general fuertemente meteorizadas. A diferencia de otras franjas del Macizo de Santander, la estructura esquistosa es poco común en esta zona y solo fue evidenciada en los esquistos cuarzo-micáceos ubicados hacia el extremo norte del área de estudio, en la vereda Santa María (figura 3e), donde los esquistos cuarzo-micáceos son de color gris claro, brillo sedoso y tamaño de grano medio.

En el área de estudio, tanto el Neis de Bucaramanga como Esquistos del Silgará, se observan intruidos por diques concordantes a discordantes y pequeños cuerpos globulares ígneos de composición granodiorítica a monzo-granítica, que han sido considerados como apófisis pertenecientes al Batolito de Rionegro (Ward *et al.*, 1973; figura 3f). Estos cuerpos ígneos pueden variar sus dimensiones de centímetros a metros, son de color gris claro en muestras frescas y de color pardo oscuro en muestras meteorizadas, presentan texturas holocristalinas, faneríticas a porfiríticas, y en las muestras porfiríticas poseen fenocristales de plagioclasa. Se diferencian

mineralógicamente de los leucosomas del Neis de Bucaramanga por su mayor contenido de biotita y el color rosado en el feldespato potásico.

Adicionalmente, las rocas de este sector han sufrido procesos de alteración hidrotermal caracterizados por una fuerte sericitización de las plagioclasas. En las litologías pelíticas (*i.e.* neis biotítico-feldespático con andalucita) este proceso favorece un brillo sedoso en las rocas más alteradas. Además, se observaron venas y venillas rellenas de sílice, concordantes a discordantes con la foliación de las rocas metamórficas y que podrían estar asociadas al evento hidrotermal.

Ambas unidades litodémicas están fuertemente plegadas en toda el área de estudio. En el sector oriental, por ejemplo, se evidencia incluso un evento de deformación posterior que genera un clivaje de crenulación compresional en el neis feldespático-cuarzoso de la unidad Esquistos del Silgará (figura 3g). Por otra parte, hacia el norte de la zona de estudio, rocas deformadas de la unidad Esquistos del Silgará también fueron identificadas. Estas rocas milonitizadas son de color gris con bandas claras, son de grano fino y poseen porfiroclastos de cuarzo. Estas litologías son asociadas a una falla con dirección SW-NE que es sub-paralela al Sistema de Fallas Suratá-Arboledas y controla la morfología del valle de la Quebrada Campo Hermoso (figura 3h).



*Figura 3: Relaciones de campo de las litologías metamórficas observadas en el sector Santa Cruz de la Colina-Rionegro, Santander. A: Estructura bandeada grosera del Neis de Bucaramanga. B: Migmatita bandeada con sus respectivos melanosomas y leucosomas. C: Intercalación de litologías pelíticas y cuarzo-feldespáticas heredadas del protolito de los Esquistos del Silgará. D: Estructura neisica de los Esquistos del Silgará. E: Estructura esquistosa típica de los Esquistos del Silgará. F: Diques y sills granodioríticos intruyendo el Neis de Bucaramanga. G: Clivaje de*

*crenulación compresional observada para los Esquistos del Silgara. H: Valle controlado estructuralmente por una de las fallas satélite del Sistema Suratá-Arboledas.*

## 5. Petrografía

Dado que las características de los dos litodemas en este sector son similares (*i.e.* ambos presentan composición cuarzo-feldespática y estructura neísica), los litotipos que son establecidos para cada unidad pueden tener los mismos nombres. No obstante, las diferencias en sus paragénesis minerales, debido al grado de metamorfismo, son evidentes (tabla 1).

Mediante el análisis petrográfico de la paragénesis de cada unidad se advierte que: el Neis de Bucaramanga se encuentra metamorfozado en condiciones de la anfibolita alta, en la zona de la sillimanita; el grado de metamorfismo en los Esquistos del Silgará varía desde las facies esquistos verdes (zona de la biotita) hasta la anfibolita alta (zona de la sillimanita), y aumenta en dirección al contacto con el Neis de Bucaramanga.

En el sector norte todas las litologías están deformadas por un evento posterior, probablemente asociado a la actividad del Sistema de Fallas Suratá-Arboledas. La mayoría de la muestras analizadas pertenecen a los Esquistos del Silgará, no obstante, también se evidencio un granito milonitizado del Batolito de Rionegro (tabla 2).

### *Tabla 1*

*Composición mineralógica de las distintas litologías y litotipos de metamorfismo regional.*

Litodema	Litotipo	Muestra	Composición Mineral (%)																	
			Qtz	Pl	Kfs	Mc	Ms	Bt	And	Sil	Crd	Grt	Crn	Chl	Tur	Opq	Rt	Zr	Ap	Il
Neis de Bucaramanga	Neis feldespático-cuarzoso	DR-04	69	22	-	3	-	4	-	-	-	-	-	-	-	<1	<1	<1	-	-
		DR-21	57	9	10	<1	-	6	-	-	<1	-	-	-	-	2	<1	-	-	15
	Migmatita bandeada	DR-09	11	54	3	-	-	26	-	-	-	-	-	-	3	<1	<1	-	<1	-
	Neis cuarzo-feldespático	DR-13	36	41	11	7	-	5	-	-	-	<1	-	-	-	<1	-	<1	<1	-
		DR-22	37	28	19	9	-	6	-	-	-	-	-	-	1	-	<1	-	-	-
Esquistos del Silgará	Neis biotítico-feldespático con andalucita	DR-10	4	38	-	-	9	14	4	-	-	-	<1	-	4	2	-	-	-	24
		DR-23	7	6	-	-	9	20	<1	-	-	-	-	-	6	-	-	-	-	52
		DR-32	5	31	-	2	8	11	3	2	1	-	-	-	4	<1	-	-	<1	32
		DR-37	5	41	-	-	10	14	5	2	-	-	-	-	4	-	-	-	-	19
	Neis cuarzo-feldespático	DR-26	29	44	-	-	2	3	2	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	16
		DR-31	37	31	-	9	7	9	-	-	-	-	-	-	1	-	<1	-	-	7
		DR-34	40	25	10	8	1	15	-	-	-	-	-	-	1	-	<1	-	-	-
	Neis feldespático-cuarzoso	DR-28	60	20	-	-	10	7	-	-	-	-	-	-	3	<1	<1	-	-	-
		DR-30	50	25	-	8	3	12	-	-	-	-	-	-	2	<1	-	-	-	-
	Esquisto cuarzoso-micáceo	DR-41-01	13	-	-	-	65	7	-	-	-	-	-	<1	-	15	-	-	-	-

Tabla 2

Composición mineralógica de las distintas litologías y litotipos de metamorfismo dinámico.

Roca de falla	Litotipo	Muestras	Composición Mineral (%)																	
			Porfiroclastos											Matriz						
			Qtz	Pl	Kfs	Mc	Bt	Ms	Rt	Opq	Zr	And	Total porfiro.	Qtz	Pl	Kfs	Mc	Bt	Ms	Total matriz
Cohesiva	Granito milonitizado	DR-41-02	6	2	1	9	<1	<1	<1	1	<1	-	19	56	9	4	2	5	5	81
	Ultramilonita	DR-43	3	1	1	1	-	1	<1	<1	<1	-	7	59	7	5	-	4	18	93
	Milonita	DR-46	12	4	-	-	-	-	-	3	-	<1	19	35	-	-	-	6	40	81

### 5.1. Neis de Bucaramanga

**5.1.1. Neis feldespático-cuarzoso (muestras DR-04, DR-21).** Este litotipo es una variación cuarzosa de las composiciones cuarzo-feldespáticas y está localizado hacia el sector centro-occidental del área de estudio, en las veredas Casetabla y el Olivo. Puede estar asociado con paquetes de cuarcitas y es intruido por diques y sills de composición granítica, y algunas venas concordantes. En muestra de mano, las litologías son de color gris oscuro con bandas de color gris claro cuando está fresca y de color pardo cuando esta alterada, son muy macizas, de grano fino a medio y compuestas por una estructura neisica bien desarrollada.

Petrográficamente las muestras posee una foliación continua (figura 4a), compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, microclina, feldespato potásico como minerales principales; por opacos,

cordierita, circón, rutilo1, apatito como minerales accesorios; por sericita (plagioclasa, feldespato potásico, microclina), caolinita (plagioclasa, feldespato potásico, microclina), muscovita1 (feldespato potásico), clorita1 (biotita), rutilo2 (biotita) como minerales secundarios; y por epidota (plagioclasa), muscovita2 (plagioclasa) y clorita2 como minerales asociados a venillas.

Cuarzo: Se observan dos generaciones.

Cuarzo1 (45-62%): Individuos incoloros, de bajo relieve, con tamaños de grano fino a grueso, xenoblásticos, heteroblásticos, algunos con geometrías alargadas y colores de interferencia grises de primer orden. Presenta extinción ondulante, desarrollo de límites de bordes de subgranos y recristalización dinámica por migración de borde de grano (GBM por sus siglas en inglés). Puede tener inclusiones de plagioclasa, biotita y microclina. Sus bordes irregulares a lobulados están en contacto neto con plagioclasa, microclina y biotita.

Cuarzo2 (0-24%): Este tipo de cuarzo se presenta como individuos de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con extinción ondulante, bandas de deformación y son producto de la recristalización dinámica del cuarzo1.

Plagioclasa (9-22%): Individuos incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, son orientados de manera paralela a la foliación, con colores de interferencia grises de primer orden y en algunos casos con maclas polisintéticas. Presenta textura antipertítica, migración de borde de grano (figura 4b) está alterando a sericita, caolinita y muscovita2. Sus bordes irregulares a rectos están en contacto neto con cuarzo, microclina, feldespato potásico y biotita.

La muscovita 2 presenta formas subidioblásticas tabulares, tamaños heteroblásticos que varían de grano muy fino a fino y se encuentra asociada a la plagioclasa, estando incluida en ésta y con contactos reaccionales. Su tamaño y abundancia aumentan hacia los sectores de venillas.

Biotita (4-6%): Agregados de color marrón, con su pleocroísmo típico, de relieve moderado, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, concordantes con la foliación, con bordes rectos, terminaciones irregulares y colores de interferencia del segundo orden. Está asociada en contacto neto con cuarzo, plagioclasa, microclina y opacos.

Debido al metamorfismo retrogrado la mayoría de los cristales ha sufrido un proceso de cloritización que ha modificado el color a verde y el color de interferencia a azul Berlín. También puede presentarse exsolución de rutilo por este proceso.

Microclina (<1-3%): Individuos incoloros, de bajo relieve, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden, extinción ondulante y maclas de tartan. Se presenta alterándose a sericita y caolinita. Sus bordes irregulares a curvilíneos se presentan en contacto con cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico.

Feldespato potásico (<1-10%): Individuos incoloros, de relieve bajo, de grano medio, xenoblásticos, heteroblásticos, con alteraciones de caolinita y sericita, con colores de interferencia grises de primer orden. Presenta texturas peritéticas, desarrollo de límites de subgranos y maclas de deformación. Está alterando a sericita y muscovita<sup>1</sup>. Sus bordes irregulares están en contacto neto con cuarzo, plagioclasa y biotita.

La muscovita<sup>1</sup> se presenta como agregados incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con hábito tabular, extinción moteada, sin una orientación específica y con colores de interferencia de segundo a tercer orden. Son producto de la hidratación del feldespato potásico.

Opacos (<1-2%): Cristales xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de grano muy fino a fino, con bordes irregulares a rectos, algunos de geometrías alargadas, otro con hábitos prismáticos, tienden a ordenarse de manera paralela a la foliación, presentan distribución

homogénea. En algunos casos se presentan como inclusiones en cuarzo<sup>1</sup>. Están en contacto con cuarzo, plagioclasa, biotita y microclina.

Cordierita (<1%): Relictos incoloros, de relieve bajo, de grano muy fino, xenoblásticos, homeoblásticos y con colores de interferencia grises de primer orden (figura 4c). Está alterándose a pinita y clorita. Se encuentra en contacto con plagioclasa y feldespatos potásicos.

Circón (<1%): Individuos incoloros, de relieve alto, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, de hábito granular a prismático, algunos poseen geometría ovalada y bordes curvilíneos, sin orientación específica, con colores de interferencia de tercer orden y está en contacto con cuarzo, plagioclasa y biotita.

Apatito (<1%): Individuos incoloros, de relieve alto, de grano fino, xenoblástico, homeoblástico, de hábito granular, posee geometría ovalada, con bordes curvilíneos y colores de interferencia grises de primer orden. Se encuentra incluido en cuarzo<sup>1</sup> y microclina.

Rutilo: Existen dos generaciones.

Rutilo<sup>1</sup> (<1%): Individuos de color pardo rojizo, relieve alto, de grano fino a medio, con formas subidioblásticas a idioblásticas, heteroblásticos, de hábito prismático, no poseen una orientación específica y sus colores de interferencia se ven enmascarados por el color del mineral. Se encuentran en contacto con cuarzo, muscovita y biotita.

Rutilo<sup>2</sup>: Agregados aciculares que se cruzan en dos direcciones. Se encuentran en biotita cloritizadas y son el producto de la exsolución de titanio durante el metamorfismo retrogrado.

Clorita: Ocurre como dos generaciones de clorita.

Clorita<sup>1</sup>: Individuos pseudomorfos que son productos del metamorfismo retrogrado. En algunos casos están en asociación con agregados aciculares de rutilo, debido a la exsolución de este último.

Clorita<sub>2</sub>: Agregados de color verde, de relieve moderado, de grano muy fino, se presenta como masas escamosas xenoblásticas y homeoblásticas, no presentan ninguna orientación, sus colores de interferencia son de primer orden a anómalos y debido a que se encuentra localizadas hacia sectores cercanos de venillas de óxidos se relaciona su génesis con un evento hidrotermal posterior.

Sericita (0-15%): Agregados escamosos incoloros, de bajo relieve, tamaño de grano muy fino, homeoblásticos, no presentan una orientación específica y son el producto de la alteración de la plagioclasa y en menor cantidad del feldespato potásico. Se presenta en la muestra DR-21 como una fase secundaria sobresaliente.

En conclusión la muestra presenta una textura lepidó-granoblástica, siendo para algunos casos el componente lepidoblástico aumentado por la sericitización. También se apreciaron texturas locales como pertitas y antipertitas.

**5.1.2. Migmatita bandeada (muestra DR-09).** En campo se evidencia esta litología asociada a leucosomas graníticos por lo general concordantes y con zonas cercanas más máficas (*i.e.* neis biotítico) catalogadas como melanosomas. La muestra fue tomada del mesosoma (*i.e.* neis cuarzo-feldespático). Es una roca de color gris en muestras frescas y pardo en muestras meteorizadas, es extremadamente maciza, de grano medio y estructura neisica bien desarrollada.

Microscópicamente se denota una foliación continua compuesta por plagioclasa, biotita, cuarzo como minerales principales (figura 4d); feldespato potásico, opacos como minerales menores; ilmenita, circón como minerales accesorios; por sericita (plagioclasa, ortoclasa), caolinita (plagioclasa, ortoclasa), clorita<sub>1</sub> (biotita) como minerales secundarios; y por clorita<sub>2</sub>, epidota (plagioclasa) como minerales asociados a venillas.

Plagioclasa (54%): En este caso la plagioclasa posee una composición de anortita que la cataloga como andesina. Son agregados incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio,

subidioblásticos a idioblásticos tabulares, heteroblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas y de carlsbad. Poseen extinción ondulante, maclas de deformación y recristalización tipo GBM (figura 4e). Presentan texturas antipertíticas, zonaciones concéntricas y se encuentra sericitizada en mayor grado hacia áreas cercanas a venillas (figura 4f). Se encuentra asociada y en contacto neto con biotita, cuarzo y feldespato potásico.

Biotitas (26%): Agregados marrones, de relieve moderado, tamaños de grano fino a medio, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, de hábito tabular, cloritizada y con colores de interferencia de segundo orden. Varios cristales presentan extinción ondulante. Está asociada en contacto neto a la plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico.

La clorita se presenta como pseudomorfos que modifican el color de la biotita a verde y el color de interferencia a colores anómalos. Es producto del metamorfismo retrogrado de la biotita.

Cuarzo (11%): Individuos incoloros, de bajo relieve, grano fino, con formas xenoblásticas, tamaños relativos heteroblásticos y colores de interferencia grises de primer orden. Poseen evidencias de dos eventos deformativos, uno de alto grado por el cual se generaron microestructuras de migración de borde de grano, y otro de bajo grado que produjo el desarrollo de límites de subgranos y extinción ondulante. Sus bordes irregulares están en contacto neto con plagioclasa, biotita y feldespato potásico.

Ortoclase (3%): Individuos incoloros, de relieve bajo, de grano fino, formas subidioblásticas, tamaños relativos heteroblásticos, posee colores de interferencia grises de primer orden, está alterando levemente a caolinita y está asociada en contacto neto con plagioclasa, biotita y cuarzo.

Opacos (2.4%): Individuos xenoblásticos a subidioblásticos con hábito prismático corto, heteroblásticos, de grano fino, con distribución homogénea en la muestra, pueden estar como inclusiones en la plagioclasa y se presenta en contacto neto con plagioclasa, biotita y cuarzo.

Ilmenita: Individuos opacos, con formas xenoblásticas, tamaños heteroblásticos que varían entre muy fino y fino, algunos cristales tienen bordes de rutilo como mineral secundario, no evidencia ninguna orientación específica y está en contacto neto con plagioclasa, biotita, cuarzo y feldespato potásico.

Zircón: Individuos incoloros, de relieve alto, grano muy fino, de geometrías alargadas, xenoblásticos, homeoblásticos, sin orientación específica y está en contacto con plagioclasa, biotita y cuarzo.

Epidota: Individuos incoloros a verde claro, de relieve medio a alto, de grano fino, formas xenoblásticas, homeoblásticos y colores de interferencia altos en el segundo orden. Se encuentra zonada en la sección hacia sectores donde corta las venillas hidrotermales, por esta razón es considerada como posterior a la asociación. Está asociada a los minerales opacos y sus bordes irregulares están incluidos o en contacto reaccional con la plagioclasa y la biotita.

Clorita: Se presentan dos generaciones.

Clorita1: Individuos pseudomorfos, de color verde, con color de interferencia azul Berlín y son producto del metamorfismo retrogrado.

Clorita2: Agregados de color verde, de relieve moderado, de grano muy fino, se presenta como masas escamosas xenoblásticas, homeoblásticas, no presentan ninguna orientación, sus colores de interferencia son de primer orden a anómalos y debido a que se encuentra localizadas hacia sectores cercanos de venillas se relaciona su génesis con un evento hidrotermal posterior.

En conclusión la muestra evidencia una textura lepidó-granoblástica y microestructuras locales de la plagioclasa y el cuarzo asociadas a la recristalización dinámica de estos.

**5.1.3. Neis cuarzo-feldespático (muestras DR-13, DR-22).** Este litotipo está constituido por el Neis de Bucaramanga (DR-13, DR-22) hacia la zona central y occidental del área de estudio, en las Veredas Casetabla, El Olivo y la vía principal que conduce a Santa Cruz de la Colina. En campo se encuentra intruido de manera concordante a discordante por pequeños cuerpos ígneos de composición granodiorítica que son asociados al Batolito de Rionegro. En muestra de mano esta litología es muy maciza, es de color gris oscuro con bandas claras en muestras frescas, de color pardo cuando está meteorizada, muy maciza, con un tamaño de grano que varía de fino a medio y una estructura neisica bien desarrollada.

Microscópicamente se denota una foliación continua compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, microclina, biotita como minerales principales; y opacos, granate, zircón, apatito como accesorios. Dentro de las fases posteriores a la asociación están los minerales secundarios como sericita (plagioclasa, ortoclasa), caolinita (plagioclasa, ortoclasa), clorita (biotita), rutilo (biotita), epidota (plagioclasa); y los minerales asociados a venillas como muscovita.

Plagioclasa (28-41%): Individuos incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio, xenoblásticos a idioblásticos tabulares, comúnmente heteroblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas y de carlsbad. Dependiendo del sector puede estar alterando a caolinita, sericita o epidota. Presentan texturas antipertíticas, mirmekíticas, zonaciones concéntricas, extinción ondulante, maclas de deformación y microestructuras tipo “pinning” (figura 4g). Posee inclusiones de opacos y sus bordes irregulares a rectos están en contacto neto con cuarzo, biotita, feldespato potásico y microclina.

La epidota se presenta como individuos pleocroicos, de color verde claro, de relieve alto, con tamaño de grano muy fino a fino, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos y con colores

de interferencia de finales del segundo orden. Su génesis probablemente es debida al metamorfismo retrogrado.

Cuarzo (36-37%): Individuos incoloros, de bajo relieve, grano fino a medio, xenoblásticos, tamaños relativos heteroblásticos, de hábito granular, geometría alargada, en algunos casos altamente fracturados y con colores de interferencia grises de primer orden. Presenta extinción ondulante, lamelas de deformación, desarrollo de bordes de sub-granos y recristalización dinámica tipo GBM. Poseen inclusiones de biotita y sus bordes irregulares o curvilíneos están en contacto neto con plagioclasa, biotita, feldespato potásico, microclina y granate.

Biotita (6-15%): Agregados de color marrón a pardo rojizo, de relieve moderado, tamaño de grano fino a medio, subidioblásticos, heteroblásticos, de hábito tabular con terminaciones irregulares, con extinción ondulante, orientados en dirección paralela a la foliación y con colores de interferencia del segundo orden. Sus bordes rectos están en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, microclina y granate.

Debido al metamorfismo retrogrado presenta pseudomorfos de clorita. La cloritización puede generar cambios de las propiedades de la biotita como colores verdes y un color de interferencia azul berlín.

Feldespato potásico (11-19%): Individuos incoloros, de relieve bajo, tamaño de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos y con colores de interferencia grises de primer orden. Presenta texturas pertíticas, extinción ondulante y están alterándose a sericita y caolinita en menor grado que la plagioclasa. Sus bordes irregulares están en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, biotita y microclina. Está siendo reemplazado por muscovita.

La muscovita se presenta como agregados incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos, de hábito tabular con terminaciones irregulares, heteroblásticos,

no poseen una orientación específica, con extinción ondulante y colores de interferencia de segundo a tercer orden. Su génesis proviene de la reacción de hidratación del feldespato potásico (figura 4h).

Microclina (7-9%): Individuos incoloros, de relieve bajo, tamaño de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, colores de interferencia grises de primer orden y maclas de tartan. Presentan extinción ondulante, texturas peritíticas y se están alterando a sericita y caolinita. Sus bordes irregulares están en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico.

Granate (<1%): Se encuentra como porfidoblastos en una matriz lepidó-granoblástica. Son de alto relieve, tamaño de grano fino, xenoblásticos, homeoblásticos e isotrópicos. Debido a la relación de éste con la biotita, se infiere que es pre-tectónico (figura 4i). En algunos cristales se identifica una textura poikiloblástica, no muy marcada, con inclusiones de biotita y circones. Está en contacto neto con plagioclasa, cuarzo y biotita.

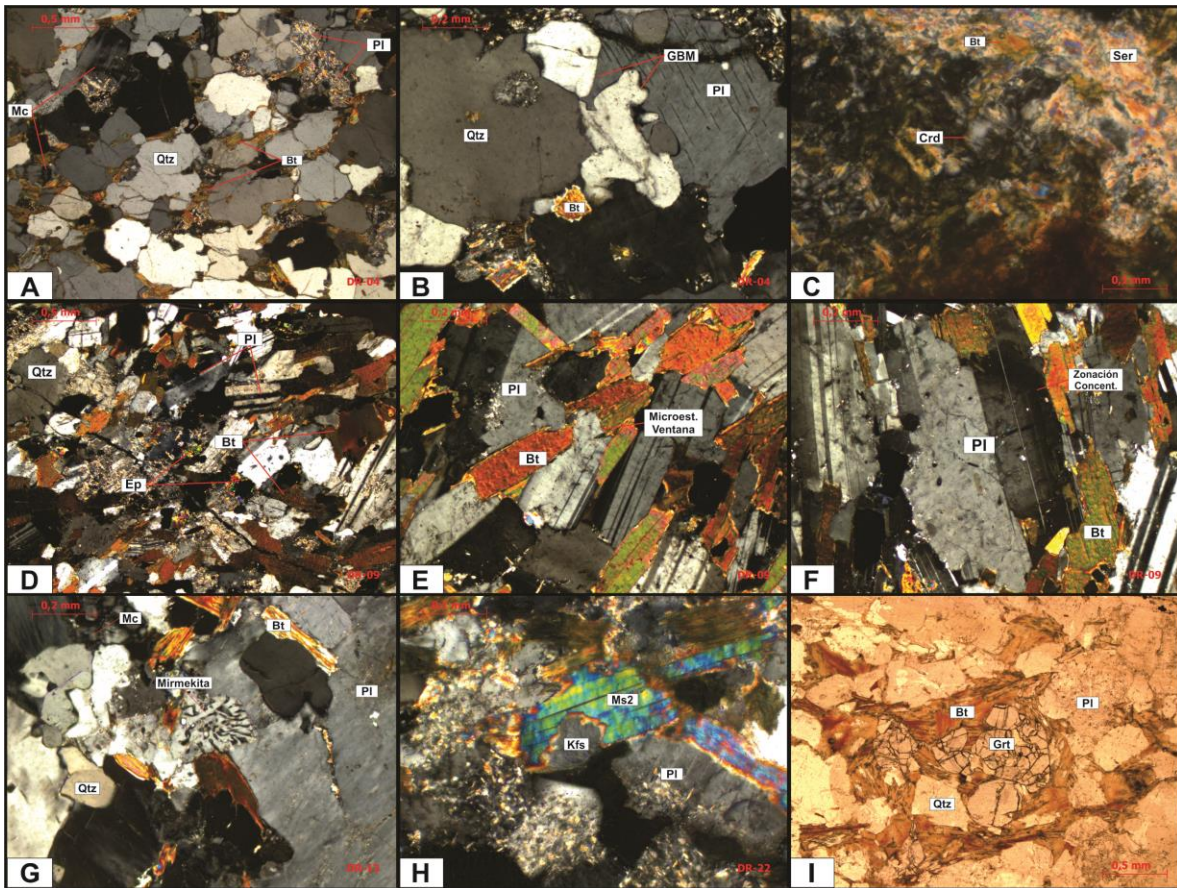
Opacos (<1-5%): Individuos de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con distribución homogénea en la roca, no poseen una orientación específica, están como inclusiones en plagioclasa y en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, biotita y microclina.

Circón (<1%): Individuos incoloros, de alto relieve, tamaño grano muy fino a fino, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de hábito granular, geometría ovalada, no poseen una orientación específica y con colores de interferencia de tercer orden. Pueden estar presente como inclusiones en plagioclasa, feldespato potásico y biotita, siendo esta última donde generan los pleocroicos debido a la emanación de radiación. Y está en contacto con plagioclasa, cuarzo y biotita.

Apatito (<1%): Individuos incoloros, de alto relieve, tamaño de grano fino a medio, xenoblásticos, homeoblásticos, habito granular y colores de interferencia gris de primer orden. Se encuentra incluido en ortoclasa y cuarzo.

Sericita: Agregados escamosos incoloros, de bajo relieve, tamaño de grano muy fino, homeoblásticos, no presentan una orientación específica y son el producto de la alteración de la plagioclasa y en menor cantidad del feldespato potásico. En este litotipo se encuentra en una cantidad considerable en DR-22.

En general la muestra presenta una textura lepidogranoblástica, con el componente lepidoblástico siendo aumentado parcialmente por el proceso de sericitización. También evidencian texturas locales como pertitas, antipertitas, mirmekitas, zonaciones concéntricas en plagioclasas y microestructuras por deformación y recristalización dinámica.



*Figura 4:* Características de los litotipos del Neis de Bucaramanga. Neis feldespático-cuarzoso (A-C): A: Foliación continua compuesta por la asociación principal; B: Evidencias de recrystalización dinámica como migración de borde de grano (GBM); C: Cordierita alterando a pinita y clorita. Migmatita bandeada (D-F): D: Asociación principal de la migmatita siendo alterada por una venilla hidrotermal; E: Microestructura tipo ventana que evidencia GBM en la plagioclasa; F: Plagioclasa con zonación concéntrica y maclas polisintéticas y de carlsbad. Neis cuarzo-feldespático (G-I): G: Textura mirmekítica en neis de alto grado de metamorfismo; H: Hidratación del feldespato potásico, alterando a muscovita; I: Flexión en la foliación de la biotita debido a un porfidoblasto de granate pre-tectónico.

## 5.2. Esquistos del Silgará

**5.2.1. Neis biotítico-feldespático con andalucita (muestras DR-10, DR-23, DR-32, DR-37).** Este litotipo pertenece netamente a los Esquistos del Silgara. En campo se identificaron las litologías cuarzo-feldespáticas intercaladas con estas litologías y están asociadas con venas y venillas concordantes a discordantes. Es una roca de color pardo en muestras meteorizadas y de color gris oscuro en muestras frescas, con brillo sedoso, maciza, de grano muy fino a fino y con estructura neisica.

Mineralógicamente es constituido por plagioclasa, biotita, muscovita, cuarzo, andalucita como minerales principales; por tumalina, opacos, sillimanita, microclina, cordierita como minerales menores; por corindón y rutilo como minerales accesorios; por sericita (plagioclasa, microclina), clorita (biotita, cordierita) como minerales secundarios; y por hematita como mineral asociado a venillas. La sericita en este litotipo se presenta como un mineral secundario que alcanza porcentajes significativos y puede modificar desde la composición mineralógica hasta la estructura de la roca.

Plagioclasa (6-41%): Individuos incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, de hábito tabular, presenta bordes rectos a irregulares, colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas. Se está alterando a caolinita y fuertemente a sericita, por esta razón se encuentran como relictos dispuestos en una matriz lepidoblastica de sericita. El porcentaje de plagioclasa varía inversamente proporcional al contenido de sericita. Posee texturas antipérticas y extinción ondulante. Con inclusiones de opacos y está en contacto neto con biotita<sup>1</sup>, muscovita<sup>1</sup>, cuarzo<sup>1</sup>, andalucita y corindón.

Biotita: Se presentan dos generaciones:

Biotita1 (8-15%): Agregados marrones, con pleocroísmo fuerte, de relieve moderado, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, concordantes con la foliación, de hábito hojoso y con colores de interferencia del segundo orden. En algunos casos se encuentra alterando a clorita debido al metamorfismo retrogrado. Se encuentra en contacto neto con plagioclasa, muscovita1, cuarzo1, andalucita.

Biotita2 (3-5%): Agregados xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, homeoblásticos, de grano fino, con texturas decusadas, cloritizados y en contacto neto con microclina, sillimanita y cordierita.

En ambos casos la clorita se presenta como un pseudomorfo de la biotita, modificando el color a verde y el color de interferencia a azul Berlín. Está asociada al metamorfismo retrogrado de la litología.

Muscovita: Se evidencian dos generaciones.

Muscovita1 (8-10%): Agregados incoloros, de relieve bajo, grano fino a medio, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de hábito tabular, concordante con la foliación y colores de interferencia del segundo hasta principios del tercer orden. Poseen inclusiones de los opacos de grano muy fino a fino. Sus bordes rectos están en contacto reaccional con sillimanita y microclina, y en contacto neto con plagioclasa, biotita1, cuarzo, andalucita y corindón.

Muscovita2: Agregados xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de grano fino, no presentan una orientación definida, están distribuidos ampliamente en la muestra y se encuentran asociados en contacto neto con hematita y sericita.

Cuarzo: Se presentan dos generaciones:

Cuarzo1 (4-7%): Individuos incoloros, de relieve bajo, de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, de hábito granular o levemente alargados y con colores de interferencia grises de

primer orden. Se encuentran fracturados y evidencian desarrollo de límites de subgranos, extinción ondulante, maclas y lamelas de deformación. Presenta inclusiones de los opacos de menor tamaño y sus bordes irregulares están en contacto reaccional con microclina, y en contacto neto con plagioclasa, biotita<sub>1</sub>, muscovita<sub>1</sub> y andalucita.

Cuarzo<sub>2</sub>: Individuos xenoblásticos, heteroblásticos con tamaños de grano que varían de fino a medio, evidencian recristalización tipo bulging y su desarrollo de bordes de subgranos, su génesis pertenece a un evento hidrotermal y pueden tener en sus bordes o como inclusiones cristales de muscovita y sericita.

Andalucita (<1-5%): Porfidoblastos pleocroicos de rojo claro a incoloros, de relieve moderadamente alto, de grano fino a grueso, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, con hábito columnar, en algunos casos fracturados, comúnmente es concordante con la foliación y con colores de interferencia grises de primer orden. Evidencia una textura esquelética (figura 5a). Posee inclusiones de opacos y sus bordes rectos están en contacto reaccional con sillimanita y corindón, y en contacto neto con plagioclasa, biotita<sub>1</sub>, muscovita<sub>1</sub> y cuarzo<sub>1</sub>.

Sillimanita (0-2%): Agregados incoloros, de alto relieve, de tamaño de grano medio en su eje más largo, idioblásticos, homeoblásticos, con hábito acicular a prismático, son concordantes con la foliación y con colores de interferencia del segundo orden. Sus bordes rectos están en contacto reaccional con muscovita<sub>1</sub> y andalucita (figura 5b y 5c), y en contacto neto con microclina y biotita<sub>2</sub>.

Microclina (2%): Individuos incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, con extinción ondulante, colores de interferencia grises de primer orden y maclas de tartan. Está en contacto reaccional con muscovita<sub>1</sub> y cuarzo, y en contacto neto con sillimanita.

Cordierita (0-1%): Relictos incoloros, de relieve bajo, de grano muy fino, xenoblásticos, homeoblásticos y con colores de interferencia grises de primer orden. Está alterándose a pinita y clorita. Se encuentra en contacto con microclina y biotita<sup>2</sup>.

Corindón (<1%): Porfidoblastos incoloros con pleocroísmo moderado, relieve muy alto, tamaño de grano medio, xenoblásticos, homeoblásticos y con colores del final del primer orden. Posee texturas coroníticas de andalucita, inclusiones de ilmenita y está en contacto neto con plagioclasa y muscovita<sup>1</sup>. Debido a la presencia de cuarzo está reaccionando a andalucita.

Opacos (2-6%): Individuos xenoblásticos, heteroblásticos, con tamaños de grano muy finos a medios, asociados a muscovita<sup>1</sup> y biotita, presentan distribución homogénea en la roca y se organizan de manera paralela a la foliación. Los de menor tamaño pueden estar como inclusiones en andalucita, biotita<sup>1</sup>, plagioclasa y cuarzo, y sus bordes irregulares están en contacto con plagioclasa, biotita<sup>1</sup>, muscovita<sup>1</sup>, andalucita, cuarzo, sillimanita y corindón. Los cristales de tamaños de grano medio están estrechamente relacionados con muscovita<sup>2</sup>.

Rutilo (<1%): Cristales rojizos, de relieve alto, de grano fino, subidioblásticos, homeoblásticos, con habito prismático, con colores de interferencia enmascarados por el color del mineral, está asociada y en contacto neto con biotita y opacos, su distribución es local.

Hematita: Cristales xenoblásticos, homeoblásticos, con tamaños de grano medio, distribuidos de forma homogénea, no presentan una orientación específica y están estrechamente relacionados con muscovita<sup>2</sup>.

Ilmenita: Agregados subidioblásticos a idioblásticos, heteroblásticos, de grano muy fino a fino, con habito tabular, distribuido de forma homogénea, concordantes con la foliación (figura 5f). Pueden estar incluidos en plagioclasa, muscovita<sup>1</sup>, cuarzo<sup>1</sup>, andalucita y corindón.

Sericita (19-32%): Agregados escamosos incoloros, de bajo relieve, tamaño de grano muy fino, homeoblasticos, son el mineral más abundante en el dominio de clivaje, se encuentra como mineral secundario y está en contacto reaccional con la andalucita y la plagioclasa.

En conclusión, La muestra posee una textura granolepidoblástica a lepidoblástica, siendo desarrollada por el evento de sericitización posterior a la formación de la asociación original. También se denotaron algunas texturas locales porfidoblásticas de andalucita envueltas en una matriz lepidoblástica.

**5.2.2. Neis cuarzo-feldespático (muestras DR-26, DR-31, DR-34).** Los Esquistos del Silgará están constituidos por este litotipo hacia el sector oriental, en las Veredas Bremen y Santa Marta (Figura 2). En campo se encuentra intruido de manera concordante a discordante por pequeños cuerpos ígneos de composición granodiorítica que son asociados al Batolito de Rionegro. Por lo general se encuentran intercalados con niveles de neises biotítico-feldespáticos con andalucita. En muestra de mano esta litología es muy maciza, es de color pardo cuando esta alterada y de color gris oscuro con bandas claras en muestras frescas. Poseen tamaños de grano fino y las bandas son de geometría más suaves y delgadas en comparación al Neis de Bucaramanga. Debido al bajo grado metamórfico que presenta este último litodema, la muscovita puede estar presente como parte de la asociación principal.

Microscópicamente se denota una foliación continua compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico, microclina, muscovita<sup>1</sup> como minerales principales (figura 5d); y opacos, zircón como accesorios. Dentro de las fases posteriores a la asociación están los minerales secundarios como sericita (plagioclasa, ortoclasa), caolinita (plagioclasa, ortoclasa), clorita (biotita), rutilo (biotita), epidota (plagioclasa); y los minerales asociados a venillas como muscovita<sup>2</sup>.

Cuarzo: Se presentan dos generaciones.

Cuarzo1 (7-32%): Individuos incoloros, de bajo relieve, grano fino a medio, xenoblásticos, tamaños relativos heteroblásticos, de hábito granular, geometría alargada, en algunos casos altamente fracturados y con colores de interferencia grises de primer orden. Presenta extinción ondulante, lamelas de deformación, desarrollo de bordes de sub-granos y recristalización dinámica tipo GBM en menor proporción. Poseen inclusiones de biotita y sus bordes irregulares, curvilíneos o lobulados están en contacto neto con plagioclasa, biotita, feldespato potásico, microclina y muscovita1.

Cuarzo2 (8-22%): Este tipo de cuarzo es de grano muy fino a fino, es xenoblástico, heteroblástico, de hábito granular, con geometría irregular y su origen es asociado a la recristalización dinámica del cuarzo1. Posee extinción ondulante y pueden estar incluidos en el cuarzo1.

Plagioclasa (25-44%): Individuos incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas y de carlsbad. Puede estar alterando a caolinita o sericita. Presentan texturas antipertíticas, extinción ondulante y maclas de deformación. Posee inclusiones de opacos y sus bordes irregulares a rectos están en contacto neto con cuarzo, biotita, feldespato potásico, microclina, muscovita1 y andalucita.

Biotita (3-15%): Agregados de color marrón, de relieve moderado, tamaño de grano muy fino a fino, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de hábito tabular con terminaciones irregulares, con extinción ondulante, orientados en dirección paralela a la foliación y con colores de interferencia del segundo orden. Sus bordes rectos están en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, microclina y muscovita1.

Debido al metamorfismo retrogrado presenta cristales exseltos de rutilo y pseudomorfos de clorita (figura 5e). La cloritización puede generar cambios de las propiedades de la biotita como colores verdes y un color de interferencia azul berlín.

Feldespato potásico (0-10%): Individuos incoloros, de relieve bajo, tamaño de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos y con colores de interferencia grises de primer orden. Presenta texturas pertíticas, extinción ondulante y están alterándose a sericita y caolinita en menor grado que la plagioclasa. Sus bordes irregulares están en contacto neto con cuarzo, plagioclasa, biotita y microclina.

Microclina (0-10%): Individuos incoloros, de relieve bajo, tamaño de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, colores de interferencia grises de primer orden y maclas de tartan. Presentan extinción ondulante y se están alterando a sericita y caolinita. Sus bordes irregulares están en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, biotita, feldespato potásico y muscovita1.

Muscovita: Se presentan dos generaciones.

Muscovita1 (1-7%): Agregados incoloros, de relieve moderado, de grano fino a medio, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, con terminaciones irregulares, orientados en dirección paralela a la foliación y con colores de interferencia de segundo a principios de tercer orden. Presenta extinción moteada y ondulante, y está asociada en contacto neto con plagioclasa, cuarzo, biotita y microclina. Se presenta como parte de la asociación principal en las litologías de menor grado de metamorfismo.

Muscovita2: Agregados incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos y con colores de interferencia de segundo orden. Están dispuestos sin una orientación definida o de manera radial en venillas que cortan la foliación de manera oblicua a perpendicular (figura 5f).

Andalucita (0-2%): Porfidoblastos englobados por una matriz lepidoblástica, incoloros, de relieve medio, de grano medio, xenoblásticos a subidioblásticos, con hábito prismático, heteroblásticos, comúnmente están orientados paralelos a la foliación y presentan colores de interferencia grises de primer orden. Evidencian una textura esquelética siendo reemplazados por sericita, posee inclusiones de opacos y está en contacto con muscovita y plagioclasa.

Opacos (1-5%): Individuos de grano muy fino a fino, xenoblásticos a subidioblásticos con hábito prismático corto, heteroblásticos, de geometría irregular o alargada en dirección paralela a la foliación, con distribución homogénea en la roca, están en contacto neto o como inclusiones en cuarzo, plagioclasa y biotita.

Circón (<1%): Individuos incoloros, de alto relieve, tamaño grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, de hábito granular, geometría ovalada, algunos están muy fracturados, no poseen una orientación específica y con colores de interferencia de tercer orden. Pueden estar presente como inclusiones en cuarzo, plagioclasa y biotita. Está en contacto con cuarzo, plagioclasa y biotita.

Sericita (0-16%): Agregados escamosos incoloros, de bajo relieve, tamaño de grano muy fino, homeoblásticos, no presentan una orientación específica y son el producto de la alteración de la plagioclasa y en menor cantidad del feldespato potásico. En este litotipo se encuentra en una cantidad considerable en DR-26 y DR-31.

En general la muestra presenta una textura lepidogranoblástica, con el componente lepidoblástico siendo aumentado parcialmente por el proceso de sericitización. También evidencian texturas locales como pertitas, antipertitas y porfidoblastos de andalucita en una matriz lepidoblástica.

**5.2.3. Neis feldespático-cuarzoso (muestras DR-28, DR-30).** Este litotipo está localizado hacia el sector oriental de la zona de estudio, en la vereda Santa Marta. Están intercalados con niveles de litologías pelíticas muy meteorizadas (*i.e.* neis biotítico-feldespático con andalucita) y son intruidos por diques y sills de composición granítica, y algunas venas concordantes. Son color gris claro a oscuro con bandas claras, son rocas muy macizas, de grano fino a medio y compuestas por una estructura neisica bien desarrollada. En algunos sectores un evento de deformación posterior modificó la estructura de los neises, generando un clivaje de crenulación compresional.

Petrográficamente la muestra posee una foliación continua compuesta por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita<sup>1</sup>, microclina como minerales principales; por opacos, circón, como minerales accesorios; por sericita (plagioclasa, feldespato potásico, microclina), caolinita (plagioclasa, feldespato potásico, microclina), clorita (biotita) como minerales secundarios; y por epidota (plagioclasa) como mineral asociado a venillas.

Cuarzo: Se presencian dos generaciones.

Cuarzo<sup>1</sup> (35-55%): Individuos incoloros, de bajo relieve, con tamaños de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, algunos con geometrías alargadas y colores de interferencia grises de primer orden. Presenta desarrollo de bordes de subgranos, lamelas y maclas de deformación, extinción ondulante, y recristalización dinámica por bulging y GBM. Puede tener inclusiones de plagioclasa, opacos y circón. Sus bordes irregulares a lobulados están en contacto neto con plagioclasa, microclina, biotita, muscovita y microclina.

Cuarzo<sup>2</sup> (5-15%): Este tipo de cuarzo se presenta como individuos de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con extinción ondulante y son producto de la recristalización dinámica del cuarzo<sup>1</sup>. Pueden estar incluidos en el cuarzo<sup>1</sup>.

Plagioclasa (20-25%): Individuos incoloros, de relieve bajo, de grano fino a medio, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, algunos cristales están muy fracturados, son orientados de manera paralela a la foliación, con colores de interferencia grises de primer orden y en algunos casos con maclas polisintéticas. Está alterando a sericita, caolinita y epidota. Sus bordes irregulares a rectos están en contacto neto con cuarzo, biotita, muscovita y microclina.

La epidota se presenta como individuos fracturados, incoloros, de alto relieve, tamaños de grano fino, xenoblásticos, homeoblásticos, con colores de interferencia del segundo orden al tercer orden, habito granular a columnar, en contacto reaccional con la plagioclasa y su origen es correlacionado a venillas hidrotermales.

Biotita (7-12%): Agregados de color marrón, con su pleocroísmo típico, de relieve moderado, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, concordantes con la foliación, con bordes rectos, terminaciones irregulares y colores de interferencia del segundo orden. Está asociada en contacto neto con cuarzo, plagioclasa, muscovita, microclina y opacos.

Pseudomorfos de clorita que son producto del metamorfismo retrogrado ha modificado el color de la biotita a verde y el color de interferencia a azul Berlín.

Muscovita (3-10%): Cristales incoloros, de relieve bajo a moderado, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de habito tabular u hojoso, concordante con la foliación y con colores de interferencia de tercer orden. Sus bordes rectos a irregulares se presentan en contacto neto con cuarzo, plagioclasa y biotita. Se presenta como parte de la asociación principal.

Microclina (0-8%): Individuos incoloros, de bajo relieve, de grano fino, heteroblásticos, xenoblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden, extinción ondulante y maclas

de tartan. Se presenta alterándose a sericita y caolinita. Sus bordes irregulares a curvilíneos se presentan en contacto con cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita.

Opacos (2-3%): Cristales xenoblásticos, heteroblásticos, con bordes irregulares a rectos, algunos de geometrías alargadas, tienden a ordenarse de manera paralela a la foliación, presentan distribución homogénea. En algunos casos se presentan como inclusiones en cuarzo<sup>1</sup>. Están en contacto con cuarzo, plagioclasa, biotita, microclina y muscovita.

Circón (<1%): Individuos incoloros, de relieve alto, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, de hábito granular a prismático, algunos poseen geometría ovalada y bordes curvilíneos, sin orientación específica, con colores de interferencia de tercer orden y está en contacto con cuarzo y plagioclasa.

Apatito (<1%): Individuos incoloros, de relieve alto, de grano fino, xenoblástico, homeoblástico, de hábito granular, posee geometría ovalada, con bordes curvilíneos y colores de interferencia grises de primer orden. Se encuentra incluido en cuarzo<sup>1</sup>.

En conclusión la muestra presenta una textura lepidó-granoblástica, siendo el componente lepidoblástico levemente aumentado por la sericitización. En la muestra DR-30 se evidencian algunas texturas locales como un clivaje de crenulación compresional y microestructuras en el cuarzo asociadas a recristalización dinámica (figura 5g-5i).

**5.2.4. Esquisto cuarzoso-micáceo (muestra DR-41-01).** Este litotipo es el único en el área de estudio que presenta una estructura esquistosa. Es intruido por venas concordantes y está en contacto intrusivo con un granito milonitizado. Roca de color gris claro, con brillo sedoso, moderadamente maciza, de grano fino, con estructura esquistosa bien desarrollada y porfidoblastos de opacos.

La muestra evidencia una foliación continua compuesta por muscovita con algunos lentes aislados de microlitones compuestos predominantemente por cuarzo. Mineralógicamente está compuesta por muscovita, cuarzo, biotita<sub>2</sub> como minerales principales; por opacos, biotita<sub>1</sub>, clorita<sub>1</sub> como minerales menores; y por clorita<sub>2</sub> (biotita) como mineral secundario.

Muscovita (65%): Agregados incoloros, de relieve bajo, de grano fino, que incrementan su tamaño en los lentes de cuarzo, xenoblásticos a subidioblásticos, con hábito tabular, heteroblásticos, concordantes con la dirección de foliación principal y con colores de interferencia de segundo a tercer orden. Sus bordes rectos están en contacto con cuarzo y biotita.

Cuarzo: Se presentan dos generaciones.

Cuarzo<sub>1</sub> (3%): Individuos incoloros, de relieve bajo, de grano medio, xenoblásticos, algunos presentan una geometría alargada, heteroblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden. Presentan varios registros de deformaciones, el primero se evidencia por la recristalización dinámica tipo bulging, la segunda por el desarrollo de subgranos y el tercero por la extinción ondulante. Presenta inclusiones de clorita y sus bordes irregulares están en contacto con muscovita y biotita. Se presentan como porfiroclastos con morfología tipo sigma, están manteados y con sombras de presión de biotita<sub>2</sub> (figura 7c).

Cuarzo<sub>2</sub> (10%): Agregados incoloros, de bajo relieve, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con colores de interferencia grises de primer orden, producto de la recristalización del cuarzo<sub>1</sub>. Pueden conformar sigmoides o el manto de los porfiroclastos del cuarzo<sub>1</sub>.

Biotita: Se presentan dos generaciones.

Biotita<sub>1</sub> (1%): Porfiroblastos de color verde, de relieve moderado, de grano fino, subidioblásticos tabulares, heteroblásticos y con colores de interferencia de segundo orden o anómalos. Sus bordes rectos se encuentran en contacto neto con opacos<sub>1</sub> y pueden tener inclusiones de opacos<sub>2</sub>.

Biotita<sub>2</sub> (6%): Cristales de color verde con algunas tonalidades marrones, de relieve moderado, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, alargados debido a la deformación en las sombras de presión y con colores de interferencia azul berlín y de segundo orden. Se encuentra en agregados junto con el cuarzo<sub>2</sub> o como sombras de presión en los porfiroblastos de opacos.

Opacos: Se evidencian dos tipos:

Opacos<sub>1</sub> (10%): Porfidoblastos idioblásticos, heteroblásticos, de grano muy fino a fino, de hábito prismático corto, pueden estar en contacto neto con muscovita, biotita y cuarzo<sub>2</sub>, se presentan ampliamente distribuidos en la matriz lepidoblástica y poseen sombras de deformación de biotita<sub>2</sub>.

Opacos<sub>2</sub> (5%): Cristales de tamaño de grano ultrafino a muy fino, xenoblásticos, heteroblásticos, alargados en dirección paralela a la foliación, predominan en la matriz lepidoblástica y están en contacto con muscovita, biotita y cuarzo.

Clorita: Se evidencian dos tipos.

Clorita1: Agregados de color verde, de relieve bajo, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con formas de gusanos y colores de interferencia anómalos. Se presentan como inclusiones en porfiroclastos de cuarzo.

Clorita2: Pseudomorfos debidos a la exhumación y rehidratación de la roca, se encuentran reemplazando a la biotita, dándoles colores de interferencia anómalos en nicoles cruzados y colores verdes en nicoles paralelos.

En conclusión la muestra presenta una textura granolepidoblástica con algunas texturas locales porfidoblasticas en la matriz lepidoblástica y miloníticas como: porfiroclastos tipo delta con clastos manteados, sigmoides, y estructuras SC (figura 5j-5l).

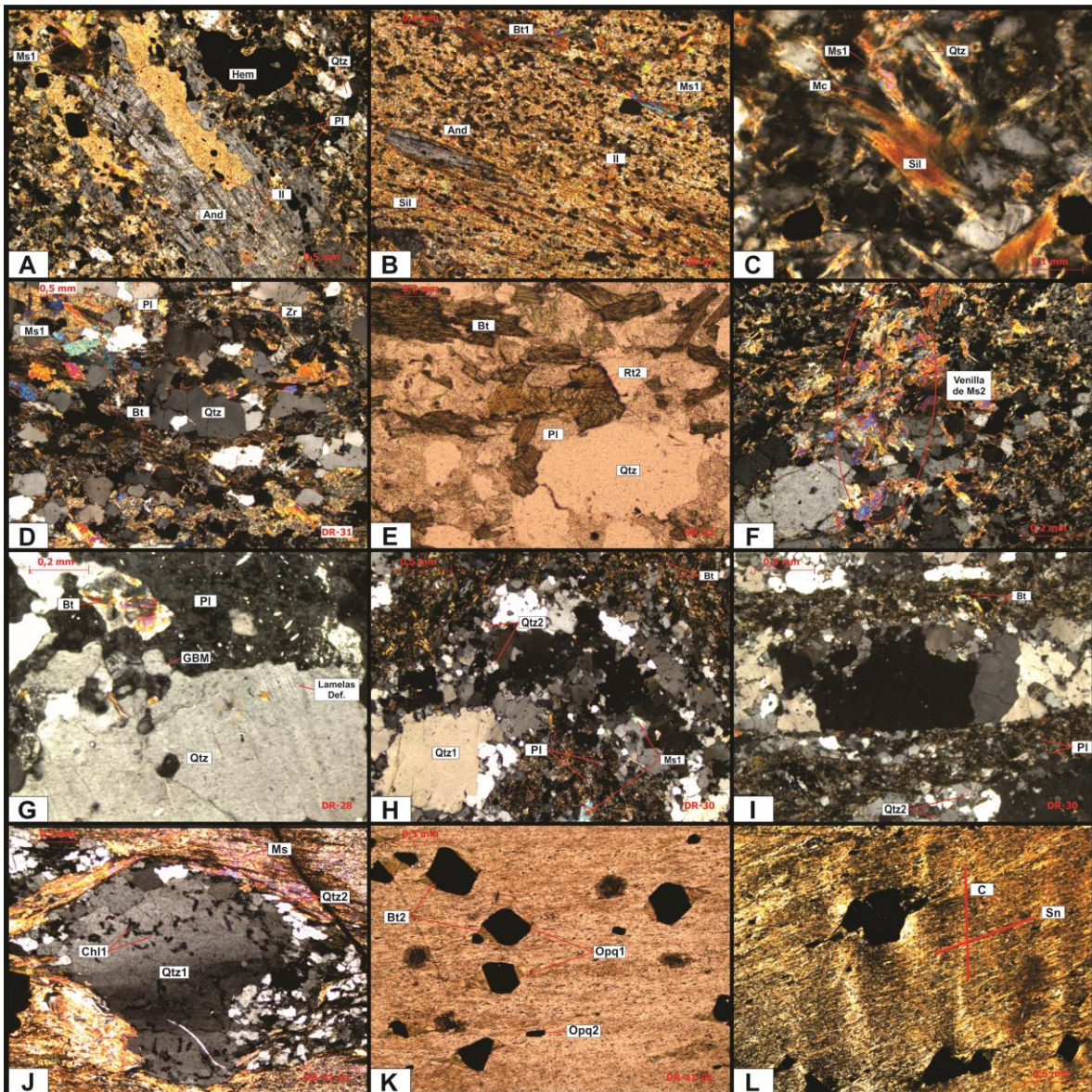


Figura 5: Características de los litotipos de los Esquistos del Silgará. Neis biotítico-feldespático (A-C): A: Textura esquelética de un cristal de andalucita como producto de la sericitización; B: Andalucita en contacto reaccional con sillimanita; C: Muscovita1 y cuarzo reaccionando para producir microclina y sillimanita. Neis cuarzo-feldespático (D-F): D: Asociación principal de los neises Qtz-Kfs de menor grado de metamorfismo; E: Exsolución de rutilo debido al metamorfismo retrogrado; F: Venilla compuesta de muscovita con textura decusada. Neis feldespático-cuarzoso (G-I): G: Evidencias de deformación como migración de borde de grano (GBM) y lamelas de

deformación; H: Clivaje de crenulación compresional y recristalización dinámica tipo bulging, generados por un evento de deformación posterior a la asociación; I: Bandas de cuarzo recristalizados por bulging. Esquistos cuarzoso-micáceos (J-L): J: Porfiroclasto de cuarzo manteado y de morfología escalonada (tipo sigma); K: Porfidoblastos de opacos con sombras de deformación de biotita y morfologías tipo sigma; L: Desarrollo local de estructura SC.

### 5.3. Rocas de falla

**5.3.1. Granito milonitizado (muestra DR-41-02).** Está en contacto intrusivo con el esquisto cuarzoso-micáceo. La roca es de color pardo, con brillo mate, muy maciza, de grano fino a medio y con estructura milonítica en muestra de mano.

Mineralógicamente está compuesto por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, microclina, biotita, muscovita como minerales principales; por opacos y rutilo como minerales accesorios; y por sericita (plagioclasa, feldespato potásico, microclina), caolinita (plagioclasa, feldespato potásico, microclina) como minerales secundarios

Cuarzo: Se presentan dos generaciones.

Cuarzo1 (6%): Porfiroclastos incoloros, de bajo relieve, de grano medio, xenoblásticos, heteroblásticos, con geometrías alargadas y con colores de interferencia grises de primer orden. Evidencia deformación intracristalina generando bordes de subgranos y extinción ondulante. También presenta recristalización dinámica por rotación de subgranos (SGR por sus siglas en inglés). Por último, estos individuos se encuentran rodeados de cuarzo2 formando texturas de clastos manteados y pueden estar en contacto con muscovita y biotita. La morfología de los porfiroclastos pueden ser tipo sigma o tipo fi.

Cuarzo2 (56%): Agregados xenoblásticos, heteroblásticos, con tamaños de grano que varían de muy fino a fino, son producto de la recristalización del cuarzo1 y están conformando la matriz y

el manto que envuelve los porfiroclastos o que compone los sigmoides (figura 6a). Pueden estar en contacto con biotita, muscovita, plagioclasa y microclina.

Plagioclasa: Se aprecian dos generaciones.

Plagioclasa1 (2%): Porfiroclastos incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos con extinción ondulante, se están alterando a sericita o caolinita, presentan colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas. Algunas evidencian deformación intracrystalina como bandas de deformación y extinción ondulante. Presenta texturas tipo fish, kinking y porfiroclastos tipo sigma con sombras de deformación de muscovita y biotita (figura 6b y 6c). Están en contacto con cuarzo2, con biotita y muscovita.

Plagioclasa2 (9%): Agregados incoloros, de bajo relieve, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, de hábito tabular, con extinción ondulante, con colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas. Se presentan como parte de la matriz y están en contacto neto con cuarzo2, biotita2 y muscovita2.

Microclina: Se encuentran dos generaciones.

Microclina1 (9%): Porfiroclastos incoloros, de bajo relieve, de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, en algunos casos con extinción ondulante, se están alterando a sericita y caolinita, con colores de interferencia grises de primer orden y maclas de tartan. Presenta texturas miloníticas como clastos desnudos ("naked clasts") y porfiroclastos con sombras de deformación de biotita, cuarzo2 y microclina. Está en contacto con cuarzo, biotita y muscovita.

Microclina2 (2%): Agregados incoloros, de relieve bajo, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con extinción ondulante, colores de interferencia grises de primer

orden y con su típica macla de tartan. Son producto de la recristalización de la microclina<sup>1</sup> y pueden estar presentes en la matriz y en las sombras de deformación.

Feldespatos potásicos: Se presentan dos generaciones.

Feldespatos potásicos<sup>1</sup> (1%): Porfiroclastos incoloros, de bajo relieve, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, muy fracturado, con colores de interferencia grises de primer orden y se encuentran alterando a sericita y caolinita. Conforman porfiroclastos tipo fi con sombras de presión de biotita, microclina y cuarzo.

Feldespatos potásicos<sup>2</sup> (4%): Agregados incoloros, de bajo relieve, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, alterando a caolinita y con colores de interferencia grises de primer orden. Su génesis está asociada a la recristalización dinámica del feldespato potásico<sup>1</sup>, conforma parte de la matriz y está en contacto neto con cuarzo<sup>2</sup>, plagioclasa<sup>2</sup>, biotita<sup>2</sup> y muscovita<sup>2</sup>.

Biotita: Se denotan dos generaciones.

Biotita<sup>1</sup> (<1%): Porfiroclastos de color marrón, de relieve moderado, de grano fino a medio, subidioblásticos tabulares, heteroblásticos y con colores de interferencia del segundo orden. Está en contacto con cuarzo y muscovita<sup>2</sup>.

Biotita<sup>2</sup> (5%): Agregados de color marrón, de relieve moderado, de grano muy fino a fino, xenoblásticos a subidioblásticos, de hábito tabular, heteroblásticos, concordantes con la foliación y con colores de interferencia enmascarados por el color del mineral. Junto con las muscovita están como matriz y sombras de deformación envolviendo porfiroclastos.

Muscovita: Se evidencian dos generaciones.

Muscovita<sup>1</sup> (<1%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, con tamaños de grano fino a medio, subidioblásticos, de hábito tabular y con colores de interferencia del segundo orden. Presentan texturas mica fish y están en contacto neto con cuarzo<sup>2</sup>, muscovita<sup>2</sup>

Muscovita<sub>2</sub> (5%): Agregados incoloros, de relieve bajo, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, orientados de manera paralela a la foliación y con colores de interferencia de segundo a tercer orden. Están asociadas con la biotita conformando la matriz y las sombras de deformación. Pueden estar en contacto neto con cuarzo, plagioclasa y microclina.

Rutilo (<1%): Individuos de color pardo rojizo, con relieve alto, de grano fino, subidioblásticos, heteroblásticos, con habito prismático, sin ninguna orientación específica, con colores de interferencia enmascarados por el color del mineral, distribuidos de manera homogénea en la muestra y en contacto neto con cuarzo y muscovita.

Opacos (1%): Individuos xenoblásticos a subidioblásticos prismáticos, heteroblásticos, de grano fino, sin ninguna orientación específica, presenta distribución homogénea y están en contacto neto con cuarzo, plagioclasa, microclina, biotita y muscovita.

En conclusión la muestra es clasificada como mesomilonita debido a su contenido de matriz y abundantes texturas miloníticas, entre ellas los sigmoides, texturas tipo fish y porfiroclastos tipo sigma manteados y con sombras de presión. Según su composición modal su protlito ígneo es clasificado como granitoide rico en cuarzo.

**5.3.2. Ultramilonita (muestra DR-43).** Intercaladas con litologías de milonitas pelíticas. La roca es de color gris claro en muestras frescas y de color marrón en meteorizadas, de brillo mate, de grano fino y compuesta por una estructura bandeada.

Petrográficamente la muestra está compuesta por cuarzo, muscovita, plagioclasa, feldespato potásico como minerales principales; por biotita, microclina como minerales menores; rutilo, circón, opacos como minerales accesorios; por sericita (plagioclasa), caolinita (plagioclasa), clorita (biotita) como minerales secundarios; y por cuarzo<sub>2</sub> como mineral asociado a venillas.

Cuarzo: Se presentan varias generaciones.

Cuarzo1 (3%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, algunos con geometrías alargadas, extinción ondulante, desarrollo de subgranos y con colores de interferencia grises de primer orden. Se presentan como agregados en bandas junto con la plagioclasa o en sistemas de porfiroclastos manteados (figura 6d) o como clastos desnudos (“naked clast”). Evidencian recristalización dinámica tipo SGR y GBM. Pueden estar en contacto neto con cuarzo2, plagioclasa, muscovita y biotita.

Cuarzo2: Individuos xenoblásticos, heteroblásticos, agrupados en venas que cortan la foliación, presentan extinción ondulante, desarrollo de subgranos y recristalización dinámica por SGR.

Cuarzo3 (59%): Agregados incoloros, de relieve bajo, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, de habito granular y pueden componer la matriz o el manto recristalizado de los porfiroclastos de cuarzo. Su origen es relacionado a la recristalización dinámica de los cuarzo1 y cuarzo2.

Muscovita: Se presentan dos generaciones.

Muscovita1 (1%): Porfidoclastos incoloros, de relieve bajo, de grano medio, subidioblásticos, heteroblásticos y con colores de interferencia del segundo orden. Se presentan con texturas mica fish y están en contacto con muscovita2, cuarzo3 y feldespato potasico2 (figura 6e).

Muscovita2 (18%): Agregados incoloros, de relieve bajo, con tamaños de grano muy fino a medio en su eje más largo, xenoblásticos, heteroblásticos, con extinción ondulante y colores de interferencia de segundo a tercer orden. Se presentan como matriz o en sombras de presión plegándose y rodeando los porfiroclastos. Pueden estar en contacto neto con cuarzo, plagioclasa y biotita.

Plagioclasa1 (1%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, de grano fino a medio, de menor tamaño que cuarzo1, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, alterados a

sericita o caolinita, con colores de interferencia grises de primer orden y maclas polisintéticas y de carlsbad. Se presentan como agregados junto con el cuarzo<sup>1</sup> o en sistemas de porfiroclastos con sombras de deformación de biotita o muscovita (figura 6f). Pueden estar en contacto con cuarzo, muscovita y biotita.

Plagioclasa<sup>2</sup> (7%): Este tipo de plagioclasa se presenta junto con el cuarzo<sup>3</sup> como agregados que conforman la matriz. Presentan tamaño de grano muy fino a fino, son xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de hábito tabular o granular y se encuentran como el producto de la recristalización dinámica de la plagioclasa<sup>1</sup>.

Feldespatos potásicos: Se presentan dos generaciones.

Feldespatos potásicos<sup>1</sup> (1%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con geometrías alargadas, bordes irregulares, está alterando a caolinita y sericita, presenta colores de interferencia grises de primer orden. Están como clastos desnudos y en contacto neto con cuarzo<sup>3</sup>, muscovita<sup>2</sup>, biotita<sup>2</sup>

Feldespatos potásicos<sup>2</sup> (5%): Agregados incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos, están alterando a caolinita y poseen colores de interferencia grises del primer orden. Está en contacto con cuarzo<sup>3</sup> y muscovita.

Biotita (4%): Agregados marrones y verdes, de relieve moderado, de grano fino, xenoblásticos, heteroblásticos y con colores de interferencia de segundo orden y en algunos casos anómalos. Junto con la muscovita forman agregados que componen la matriz y están presentes como sombras de deformación. Sus bordes irregulares a rector pueden estar en contacto con cuarzo, plagioclasa y muscovita.

Presenta pseudomorfos de clorita debido a su hidratación.

Microclina (1%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos, homeoblásticos, con geometrías alargadas, extinción ondulante, colores de interferencia grises de primer orden y con macla de tartan. Se presentan con una morfología tipo fi y con sombras de deformación de muscovita<sup>2</sup> y biotita

Rutilo (<1%): Individuos de color pardo rojizo, de alto relieve, de grano medio, idioblásticos, con hábito prismático y colores de interferencia enmascarados por el color del mineral. Sus bordes rectos están en contacto con cuarzo, muscovita y biotita.

Circón (<1%): Individuos incoloros, de alto relieve, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos, con hábito prismático a granular, geometrías ovaladas y con colores de interferencia de tercer orden. Se encuentran distribuidos de manera homogénea y sin una orientación específica dentro de la muestra. Están en contacto con cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita.

Opacos (<1%): Individuos de grano muy fino a fino, heteroblásticos, los cristales de menor tamaño son xenoblásticos y los de mayor tamaño subidioblásticos a idioblásticos prismáticos. Los de menor tamaño se ubican de manera concordante a la foliación. Se encuentran distribuidos de manera homogénea y están en contacto con cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita.

En conclusión la muestra presenta una textura milonítica con texturas locales como mica fish, clastos desnudos y porfiroclastos manteados y con sombras de presión con morfología tipo sigma y tipo fi. Debido al contenido de matriz la muestra es catalogada como ultramilonita. Por su composición mineralógica la muestra es asociada con el litotipo neis feldespático-cuarzoso.

**5.3.3. Milonita (muestra DR-46).** Roca de color gris claro, de brillo sedoso, de grano fino, poco compacta y con una estructura bandeada bien desarrollada.

Su composición mineralógica está conformada en los minerales principales por cuarzo, muscovita, biotita; en los minerales menores por plagioclasa y opacos; en los minerales accesorios por andalucita; y en los minerales secundarios por sericita (plagioclasa), caolinita (plagioclasa), clorita (biotita).

Cuarzo: Se presentan dos generaciones de cuarzo.

Cuarzo1 (12%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, de grano fino a medio, xenoblásticos, heteroblásticos, con geometrías alargadas, fracturados y con colores de interferencia de primer orden. Presentan extinción ondulante, desarrollo de límites de subgranos, texturas tipo fish y recristalización dinámica tipo SGR (figura 6g). Sus bordes irregulares están en contacto neto con cuarzo2, muscovita y biotita.

Cuarzo2 (35%): Agregados xenoblásticos, heteroblásticos, de grano muy fino a fino, con hábito granular, producto de la recristalización del cuarzo1.

Muscovita (40%): Agregados incoloros, de bajo relieve, de grano muy fino a fino, xenoblásticos, heteroblásticos, con extinción ondulante y con colores de interferencia del segundo a comienzos del tercer orden. Está asociada con la biotita y está en contacto con cuarzo y plagioclasa.

Biotita (6%): Agregados de color verde, de relieve moderado, de grano muy fino a fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares y con colores de interferencia de segundo orden. Son concordantes con la foliación y se encuentra en contacto neto con cuarzo, plagioclasa y muscovita.

Plagioclasa (4%): Porfiroclastos incoloros, de relieve bajo, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos tabulares, heteroblásticos, fracturados, con colores de interferencia grises de

primer orden, presentan maclas polisintéticas y están alterando a sericita y caolinita. Se encuentra como clastos desnudos o sistemas de porfiroclastos con sombras de deformación de cuarzo<sup>2</sup> y biotita (figura 6h y 6i). Sus bordes rectos están en contacto con cuarzo, muscovita y biotita.

Opacos (3%): Cristales xenoblásticos a idioblásticos prismáticos, heteroblásticos de grano muy fino a fino, con una distribución homogénea en la muestra, pueden estar incluidos en cuarzo<sup>1</sup> y en contacto neto con cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita.

Andalucita: Porfiroclastos incoloros, de relieve alto, de grano fino, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, de hábito prismático, con una dirección de exfoliación bien desarrollada y con colores de interferencia grises de primer orden. Se presentan como porfiroclastos rodeados por sombras de deformación de muscovita y biotita.

Rutilo: Individuos de color pardo rojizo, de alto relieve, de grano fino, idioblásticos, con hábito prismático y colores de interferencia enmascarados por el color del mineral. Sus bordes rectos están en contacto con cuarzo, muscovita y biotita.

En conclusión la muestra presenta una textura milonítica con texturas locales como tipo fish, porfiroclastos manteados y porfiroclastos con sombras de deformación, siendo estos dos últimos con morfologías tipo sigma. Debido a su composición mineralógica se asocia con el litotipo neis biotítico feldespático.

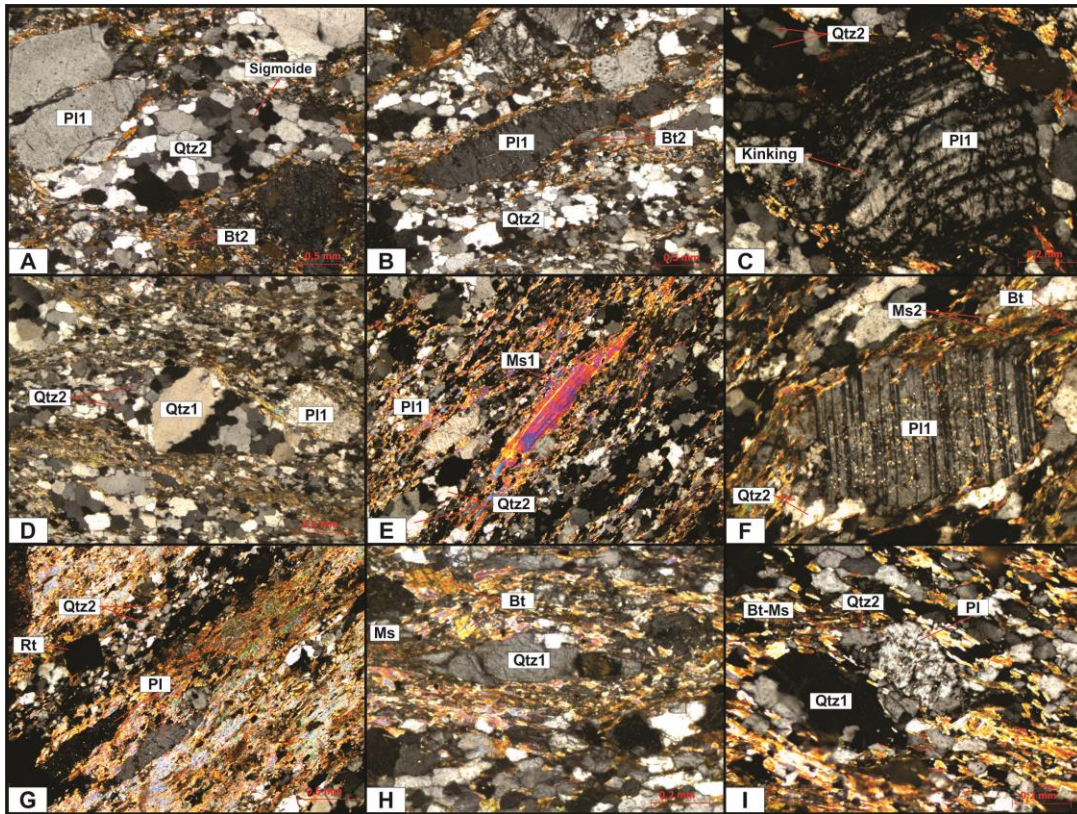


Figura 6: Características petrográficas del granito milonitizado (A-C), la ultramilonita (D-F) y la milonita (G-I). A: Sigmoide compuesto por cuarzo<sub>2</sub>. B: Textura tipo “fish” en porfiroclasto de plagioclasa. C: Kinking en plagioclasa. D: Clasto mantecado tipo sigma de cuarzo que evidencia la recrystalización por rotación de subgrano (SGR). E: Muscovita con textura mica fish. F: Porfiroclasto de plagioclasa con sombras de deformación de biotita y muscovita<sub>2</sub>. G: Clastos desnudos de plagioclasa en una matriz compuesta por muscovita y biotita. H: Cuarzo con textura tipo “fish”. I: Porfiroclasto de plagioclasa tipo sigma con sombras de deformación de cuarzo<sub>2</sub>, muscovita y biotita.

## 6. Química Mineral

La química mineral es obtenida a través de análisis de espectrometría de dispersión de energía de rayos X (EDS) con un microscopio electrónico de barrido (SEM) FEI Quanta, modelo 650 FEG

ambiental (sección 3.3.3.). Se realizó de manera semicuantitativa en sectores puntuales, obteniendo el porcentaje en peso de los elementos. Dado que las muestras debieron ser recubiertas por grafito para crear una superficie eléctricamente conductiva, todos los análisis registran un porcentaje de carbono en la composición de las distintas fases. Se evidenciaron y caracterizaron minerales como granate, biotita, apatito, andalucita, corindón, ilmenita y hematita.

### 6.1. Neis de Bucaramanga

Se caracterizaron las fases minerales de un neis cuarzo-feldespático (DR-13) que presenta una foliación continua y una textura lepidogranoblastica compuestas por la asociación  $Pl+Qtz+Kfs+Mc+Bt+Grt$ .

**Granate:** Se encuentran como porfidoblastos de alto relieve, tamaño de grano fino, xenoblásticos, homeoblásticos e isotrópicos. Son pretectónicos y en algunos casos con texturas esqueléticas o poikiloblasticas con inclusiones de biotita. Está en contacto neto con biotita, cuarzo y plagioclasa. Está compuesto por O, Fe, Si, Al, Mn, Mg, Ca (tabla 3). Hacia la zona externa del cristal el contenido relativo de Al, Mg, Si, Fe aumenta y el porcentaje de Mn, Ca disminuye (figuras 7a-d).

**Biotita:** Son agregados pleocroicos, de color pardo a pardo rojizo, relieve moderado, de grano fino a medio, son predominantemente subidioblasticos, heteroblasticos, con colores de interferencia de segundo orden y un proceso cloritización puede estar enmascarando algunas de sus características. Se encuentra en contacto neto con cuarzo, plagioclasa, ortoclasa, microclina y granate. Está compuesto por O, Si, Fe, Al, K, Mg, Mn (tabla 3). Presenta picos pequeños de Ti (figuras 7e-f).

**Apatito:** Individuos incoloros, de alto relieve, tamaño de grano fino a medio, xenoblásticos, homeoblásticos y con colores de interferencia grises de primer orden. Se encuentra incluido en ortoclasa y cuarzo. Está compuesto por Ca, O, P (tabla 3; figuras g-h).

## 6.2. Esquistos del Silgará

Se analizaron dos muestras correspondientes al litotipo neis biotítico-feldespático (DR-10, DR-37). La paragénesis de estas rocas está compuesta por una asociación de bajo grado con  $Pl+Ms+Bt1+Qtz+And+Crn$  y una de alto grado con  $Bt2+Mc+Crd+Sil$ .

**Andalucita:** Se presentan como porfidoblastos pleocroicos de rojo claro a incoloros, de relieve moderadamente alto, de grano fino a grueso, xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos, concordante con la foliación y con colores de interferencia grises de primer orden. Posee inclusiones de ilmenita y sus bordes rectos están en contacto reaccional con sillimanita y corindón, y en contacto neto con plagioclasa, biotita<sub>1</sub>, muscovita<sub>1</sub> y cuarzo<sub>1</sub>. Está compuesto por Al, O, Si, Fe (tabla 4; figuras 8a-b).

**Corindon:** Se encuentra como porfidoblastos incoloros con pleocroismo moderado, relieve muy alto, tamaño de grano medio, xenoblásticos, homeoblásticos y con colores del final del primer orden. Posee texturas coroníticas de andalucita, inclusiones de ilmenita y está en contacto neto con plagioclasa y muscovita<sub>1</sub>. Está compuesto químicamente por Al, O, Fe (tabla 4; figuras 8c-d).

**Ilmenita:** Son agregados subidioblásticos a idioblásticos, heteroblasticos, de grano muy fino a fino, con habito tabular, distribuido de forma homogénea, concordantes con la foliación (figura 5f). Pueden estar incluidos en plagioclasa, muscovita<sub>1</sub>, cuarzo<sub>1</sub>, andalucita y corindón. Su composición química es conformada por Fe, O, Al, Mn (tabla 4; figuras 8e-f).

**Hematita:** Son individuos xenoblásticos, homeoblásticos, con tamaños de grano medio, distribuidos de forma homogénea, no presentan una orientación específica y estan estrechamente

relacionados con muscovita<sup>2</sup>. Se encuentra compuesto químicamente por Fe, O (tabla 4; figuras 8g-h).

Tabla 3

*Fases minerales del neis cuarzo-feldespático (DR-13) con su composición química.*

Elemento químico	Porcentaje en peso (%)			
	Grt p.1	Grt p.2	Bt	Ap
<i>C</i>	7.48	7.1	12.12	12.87
<i>O</i>	26.74	27.55	32.36	25.19
<i>Mg</i>	1.6	1.83	4.15	-
<i>Al</i>	11.82	12.05	13.26	-
<i>Si</i>	18.76	19.5	18.46	-
<i>Ca</i>	0.86	0.73	-	42.69
<i>Mn</i>	6.65	4.79	0.25	-
<i>Fe</i>	26.09	26.46	14.55	-
<i>K</i>	-	-	4.86	-
<i>P</i>	-	-	-	22.25

Tabla 4

*Fases minerales del neis biotítico-feldespático (muestras DR-10, DR-37) con su composición química.*

Elemento químico	Porcentaje en peso (%)			
	And	Crn	Ilm	Hem
<i>C</i>	20.28	16.24	12.75	11.41
<i>O</i>	28.95	30.93	15.6	20.03
<i>Al</i>	32.7	51.02	6.11	-
<i>Si</i>	16.01	-	-	-
<i>Fe</i>	2.07	1.81	63.97	68.56
<i>Mn</i>	-	-	1.56	-

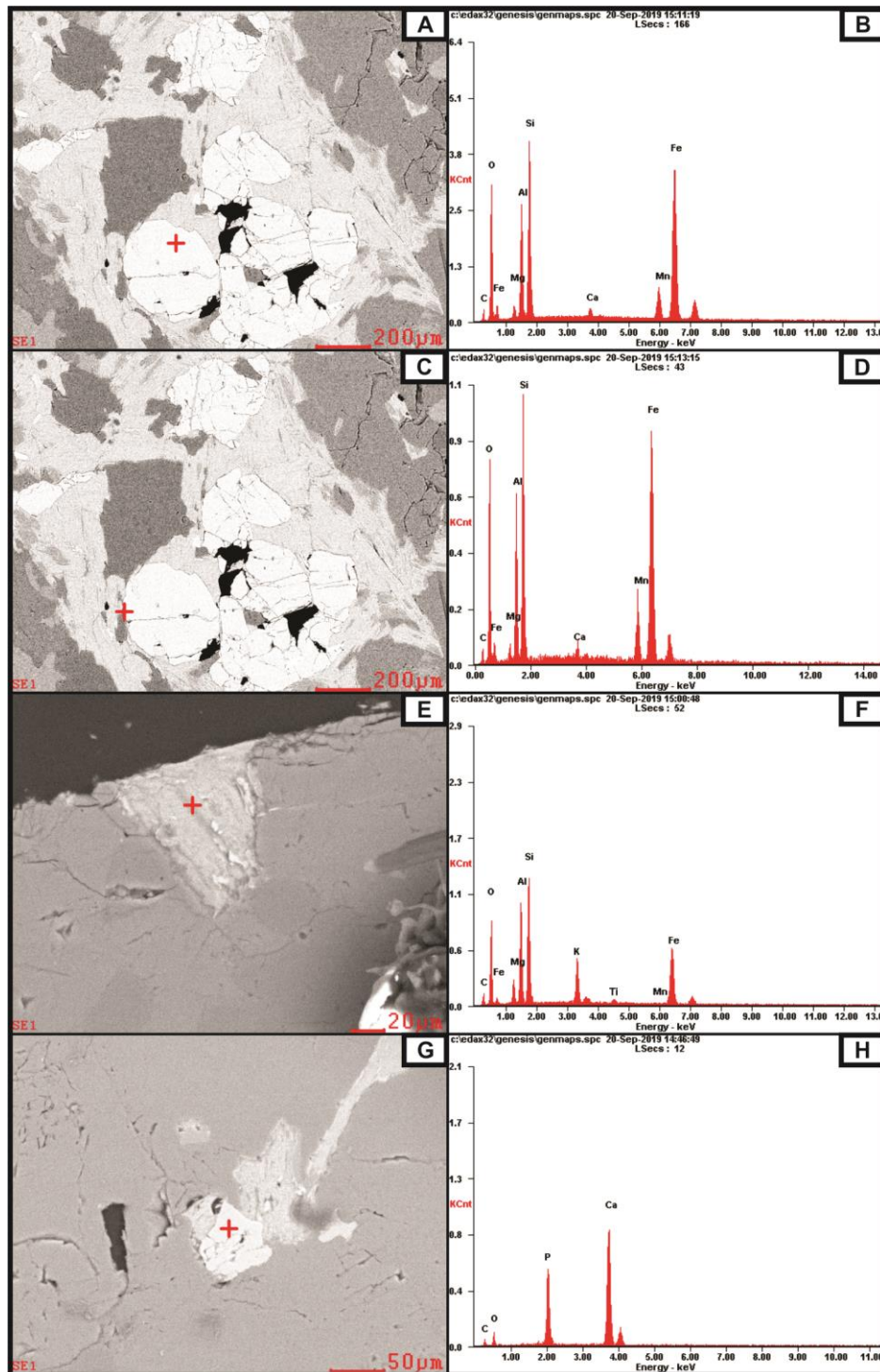


Figura 7: Microfotografías SEM de las distintas fases minerales identificadas en el neis cuarzo-feldespático (izquierda) con sus correspondientes espectros EDS (derecha). A: Granate, punto 1. B: Granate, punto 2. C: Biotita. D: Apatito.

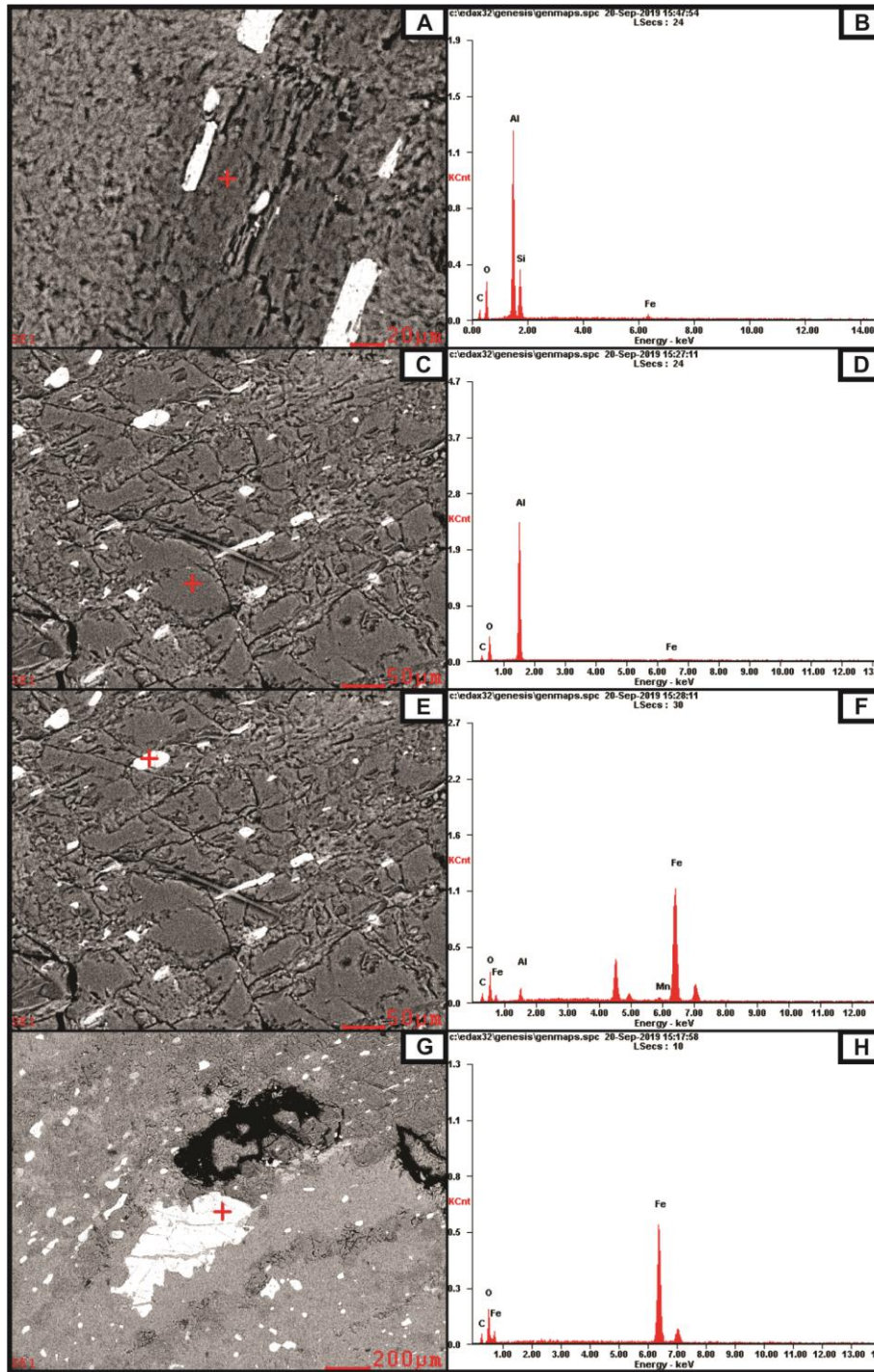


Figura 8: Microfotografías SEM de las distintas fases minerales identificadas en el neis biotítico-feldespático (izquierda) con sus correspondientes espectros EDS (derecha). A: Andalusita (DR-37). B: Corindón (DR-10). C: Ilmenita (DR-10). D: Hematita (DR-10).

## 7. Geoquímica

Los análisis de geoquímica fueron realizados en el Neis de Bucaramanga en los litotipos: neis cuarzo-feldespático (muestra DR-13), migmatita bandeada (muestra DR-09) y neis feldespático-cuarzoso (muestra DR-04); y para los Esquistos del Silgará en los litotipos: neis biotítico-feldespático con andalucita (muestra DR-10) y neis cuarzo-feldespático (muestra DR-31) (tabla 5).

Dado que en la fase de petrografía se evidenció que gran parte de las litologías han sido afectadas por un proceso hidrotermal, es probable que algunas de las muestras analizadas hayan tenido una removilización y/o adición de algunos de los elementos mayores y menores. Por ejemplo, para la formación de sericita a partir de plagioclasa es necesaria una reacción de intercambio catiónico donde el potasio es introducido y el sodio es removilizado (Albaréde, 2009; Robb, 2011). Por esta razón, la mayor parte de los análisis geoquímicos son realizados con tierras raras (REE por sus siglas en inglés), las cuales se caracterizan por ser elementos trazas inmóviles.

En ambas unidades, el contenido de  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son inversamente proporcionales y la variación en sus concentraciones se ve reflejado en el porcentaje modal de la mineralogía. Es decir que las litologías con mayor porcentaje de sílice serán las que tendrán mayor contenido de cuarzo, mientras que las rocas con mayor contenido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  son las que presentan un porcentaje mayor de aluminosilicatos. De esta manera se puede realizar una distinción de los litotipos a través de su composición química. En el Neis de Bucaramanga, la muestra con contenido de sílice más alto es el neis feldespático-cuarzoso de DR-04 (82.64%) y la muestra con menor porcentaje es la migmatita bandeada de DR-09 (51.87%); en los Esquistos del Silgará, la muestra con mayor

Tabla 5

*Composición química del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.*

Muestra	DR-04	DR-09	DR-10	DR-13	DR-31	UCC (Rudnick & Gao, 2003)
Unidad	Neis de Bucaramanga	Neis de Bucaramanga	Esquistos del Silgará	Neis de Bucaramanga	Esquistos del Silgará	
Litología	Neis Feldespático-Cuarzoso	Migmatita (Mesosoma)	Neis Biotítico-Feldespático	Neis Cuarzo-Feldespático	Neis Cuarzo-Feldespático	
Latitud N	7°19'21.889845"	7°19'45.792199"	7°20'06.626621"	7°19'49.797873"	7°20'54.950552"	
Longitud W	73°07'38.779699"	73°07'13.920783"	73°05'15.538917"	73°06'29.413798"	73°04'42.244627"	
SiO2 (%)	82.64	51.87	47.98	67.13	72.54	66.62
TiO2	0.62	1.42	1.22	0.91	0.36	0.64
Al2O3	7.17	19.90	24.80	15.33	14.06	15.40
Fe2O3	3.65	9.44	10.43	6.38	3.32	5.04 (*)
MnO	0.03	0.17	0.27	0.08	0.06	0.10
MgO	0.85	3.26	3.29	1.62	0.82	2.48
CaO	0.73	6.92	0.62	0.61	2.18	3.59
Na2O	1.04	2.59	1.41	1.30	3.17	3.27
K2O	2.04	2.60	5.41	4.27	3.17	2.80
P2O5	0.03	0.73	0.15	0.17	0.11	0.15
LOI	0.5	1.0	4.0	2.2	0.5	
Cr2O3	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	<0.01	
Total	99.3	99.9	99.6	100.0	100.3	
Mo	0.05	0.71	<0.05	0.17	2.15	1.10
Ni	15.7	0.5	76.9	21.4	6.6	47.00
Zn	44.2	105.4	163.5	90.6	56.2	67.00
Cu	1.8	41.2	1.3	41.0	15.5	28.00
As	<0.2	1.0	0.5	0.4	<0.2	4.80
Cd	<0.02	0.05	<0.02	0.02	0.16	0.09
Sb	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.40
Bi	<0.04	0.14	<0.04	<0.04	0.13	0.16
Ag	<20	53	<20	<20	<20	53.00
Tl	0.42	1.05	1.06	0.66	0.69	0.90
Se	0.6	0.4	<0.3	<0.3	0.4	0.09
Ga	8.80	25.57	35.57	20.59	17.45	17.50
Sc	7.3	16.7	23.8	11.8	4.9	14.00
V	43	92	197	67	39	97.00
W	<0.1	0.4	0.5	0.3	0.2	1.90
Co	9.2	15.0	32.1	10.6	5.7	17.30
Cs	0.8	3.0	2.5	1.6	2.4	4.90
Ba	506	1206	1100	709	1032	624.00
Be	<1	2	5	3	<1	2.10
Rb	76.7	100.3	151.4	119.1	96.8	84.00
Sn	1.0	2.4	4.0	1.5	1.5	2.10
Th	14.5	7.0	17.3	18.7	16.8	10.50
Nb	6.55	16.53	6.02	13.21	11.94	12.00
Ta	0.2	0.8	0.4	0.8	1.0	0.90
Sr	121	712	123	102	187	320.00
Zr	1.8	3.8	1.1	2.4	1.1	193.00
Hf	0.02	0.10	0.05	0.07	0.02	5.30
Y	7.5	34.7	12.6	35.5	10.8	21.00
Pb	15.68	7.48	16.01	10.60	18.23	17.00
U	0.7	1.2	1.9	2.0	2.7	2.70
La	29.4	46.1	38.2	46.9	45.6	31.00
Ce	61.75	102.34	86.81	99.67	79.19	63.00
Pr	7.4	13.6	11.0	13.3	8.6	7.10
Nd	24.9	49.0	37.7	48.3	26.6	27.00

Sm	4.9	10.1	7.4	9.4	4.9	4.7
Eu	1.1	2.5	1.6	2.0	0.9	1.00
Gd	3.4	8.9	6.3	7.9	3.4	4.00
Tb	0.4	1.3	0.8	1.2	0.4	0.70
Dy	1.9	7.7	4.3	7.0	2.3	3.9
Ho	0.3	1.5	0.7	1.4	0.3	0.83
Er	0.6	4.0	1.2	3.6	0.9	2.3
Tm	<0.1	0.5	0.1	0.6	<0.1	0.3
Yb	0.3	3.1	0.7	3.1	0.9	2
Lu	<0.1	0.5	0.1	0.4	<0.1	0.31

porcentaje de sílice es la del neis cuarzo-feldespático de DR-31 (72.54%) y la de menor contenido es el neis biotítico-feldespático con andalucita de la muestra DR-10 (47.98%).

Cabe señalar que el bajo porcentaje de sílice del neis biotítico-feldespático con andalucita (muestra DR-10) es particularmente comparable al de la composición promedio de rocas máficas y ultramáficas (Winter, 2010). No obstante, la mineralogía de esta roca está compuesta predominantemente por aluminosilicatos y posee un bajo porcentaje de minerales maficos. Este bajo contenido de sílice puede tener dos posibles explicaciones: (i) que la composición química de la roca sea heredada de un protolito pobre en sílice y rico en aluminio; (ii) que sea producto de la disminución del contenido de SiO<sub>2</sub> por un proceso hidrotermal posterior. Pese que esta muestra presenta un fuerte proceso de sericitización, esta última hipótesis no es considerada valida, pues este proceso no sustrae o removiliza el sílice (Albaréde, 2009). Además, la asociación mineral de esta muestra está conformada por corindón, el cual solo es estable en metapelitas con un protolito que esté empobrecido en sílice (Bucher and Grapes, 2011). Sumado a esto, la geoquímica de esta muestra es similar a la composición típica de una pelita, cuya abundancia en sus elementos mayores presenta el siguiente orden: SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>, CaO (Bucher and Grapes, 2011). Para el presente caso, la relación anomala K<sub>2</sub>O>MgO (tabla 5), puede ser explicado debido a la adición de potasio y sustracción del sodio durante el proceso de sericitización de la plagioclasa.

Por otra parte, la alteración del protolito de estas litologías fue medido mediante el índice de alteración química propuesto por Nesbitt and Young (1984; figura 9). Los autores proponen este diagrama teniendo en cuenta que la corteza expuesta consiste principalmente de plagioclasa (35%), cuarzo (20%), feldespato potásico (11%), vidrio volcánico (12%), biotita (8%) y muscovita (5%). De esta manera, los feldespatos y el vidrio volcánico (compuestos principalmente por Al, Na, Ca, y K) conforman el 75% de los minerales en la corteza que son aptos para alterarse. Durante la meteorización del feldespato potásico y la plagioclasa, el potasio es extraído del feldespato potásico y el calcio y sodio de la plagioclasa. Dado que el calcio y sodio de la plagioclasa es más fácil de retirar que el potasio de los feldespatos potásicos, las tendencias durante la meteorización tienden a dirigirse hacia el borde  $Al_2O_3-K_2O$ .

Según el índice de alteración química, el Neis de Bucaramanga presenta un protolito con un grado de meteorización bajo (muestra DR-04) a medio (muestras DR-09, DR-13); así mismo, el protolito de los Esquistos del Silgará posee un grado de meteorización bajo (muestra DR-31) a medio (muestra DR-10). Se evidencia una clara tendencia de las muestras hacia el borde  $Al_2O_3-K_2O$ , hacia la ubicación de la muscovita, siendo DR-10 la muestra más cercana a este punto (figura 9). Cabe resaltar que esto difiere de la tendencia hacia la illita que se produce comúnmente durante un proceso de meteorización (campo morado en el diagrama). Adicionalmente, se correlaciona con las características evidenciadas durante la petrografía, puesto que las litologías más afectadas por el proceso de sericitización se localizan más cerca al borde de la muscovita. Esto es debido a la adición de potasio durante la formación de sericita a partir de plagioclasa, donde la tendencia se inclina con una tendencia hacia la esquina del  $K_2O$ .

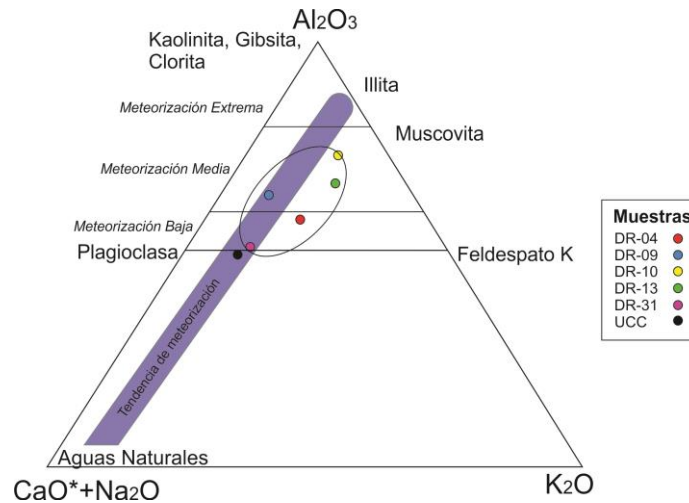


Figura 9: Índice químico de alteración (CIA por sus siglas en inglés). Modificado de Nesbit and Young (1984) en Bock (1998).

Por otra parte, los arcanogramas de tierras raras sirven para la identificación de las características de la fuente de la cual provenía el protolito. Debido a que estos elementos tienen una baja solubilidad durante la interacción agua/roca, estos son transferidos casi cuantitativamente en el componente terrígeno. Es decir que los REE son transportados principalmente como carga sólida y no serán trasladados por distancias significantes como solución, de esta manera reflejando las características predominantes de sus fuentes (McLennan, 1989). Los análisis realizados por lo general son comparados con respecto al condrito, puesto que éste representa las abundancias totales de los elementos terrestres. Cabe agregar que las tendencias de los diagramas de rocas de la corteza continental superior normalizados al condrito comúnmente presentan un enriquecimiento en tierras raras livianas (LREE por sus siglas en inglés) y un patrón plano en las tierras raras pesadas (HREE por sus siglas en inglés), que indican un enriquecimiento general en elementos litofilos de iones grandes en comparación con las fuentes del manto. Sumado a esto, las anomalías negativas de europio corresponden a procesos de diferenciación intracortical que controlan la distribución de los elementos (Taylor and McLennan, 1985).

Las rocas de esta franja metamórfica evidencian dichas tendencias cuando son normalizadas al condrito. Las litologías con mayor contenido de sílice son las menos enriquecidas en REE, puesto que el cuarzo es un mineral pobre en estos elementos y diluye su concentración en las litologías (McLennan, 1989; figura 10). Se evidencian dos patrones generales: uno que es típico de la composición de la corteza continental superior, con un enriquecimiento en La en dos órdenes de magnitud, un enriquecimiento en Yb de 10 a 15 veces, la anomalía de Eu y un patrón plano en los HREE (muestras DR-09, DR-13); y otro que presenta el mismo enriquecimiento en LREE junto con las típicas anomalías de Eu, pero con una pendiente fuerte en los HREE (Gd-Lu). Para este último caso, los valores de  $Gd_N/Yb_N \approx 6-8$ , pueden explicarse de dos maneras: la primera es debido al aporte de minerales pesados (*e.g.* zircon, allanita o monacita) que presentan patrones y pendientes similares cuando son normalizados al condrito (Gromet and Silver, 1983; Lee and Bastron, 1967 en McLennan, 1989); y la segunda es debido al aporte de granitoides provenientes de la fusión parcial de fuentes donde el granate es estable, puesto que este mineral posee grandes índices de partición para los HREE (Winter, 2010). Ambos casos son considerados válidos, sin embargo para la primera hipótesis, los elementos que son afectados por la adición de estos minerales (*e.g.* Zr, Hf, Th) no están enriquecidos con respecto a la composición promedio de la corteza continental superior.

Adicionalmente, las tierras raras fueron normalizadas a valores de la corteza continental superior (Rudnick and Gao, 2003). Las litologías del Neis de Bucaramanga poseen composiciones similares a la composición promedio de la corteza continental superior, no obstante la muestra DR-04 presenta un empobrecimiento de los HREE. Igualmente, los neises pertenecientes a los Esquistos del Silgará presentan una afinidad de corteza continental superior pero con un empobrecimiento de los HREE (muestras DR-10, DR-31). Como se mencionó anteriormente esto

probablemente es debido al aporte de sedimentos de una roca ígnea pobre en HREE por la fusión parcial de una fuente con presencia de granate.

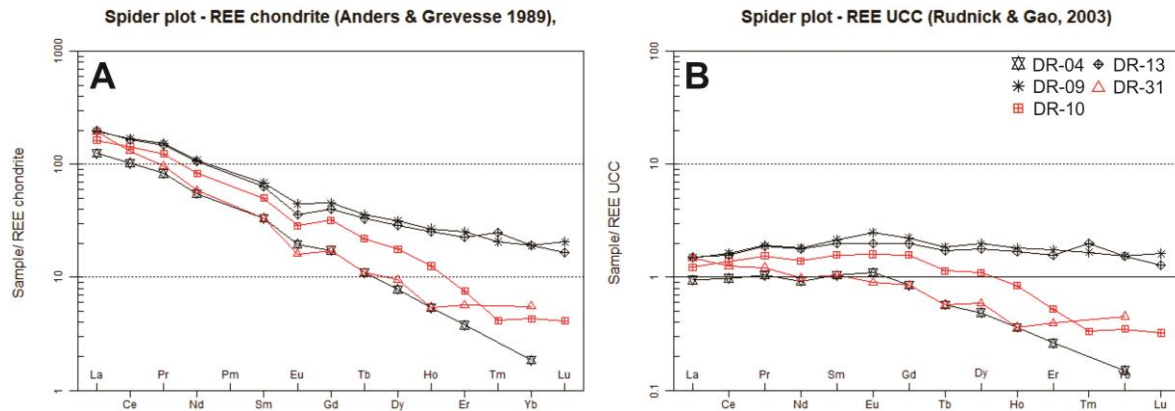


Figura 10: Diagramas araña de tierras raras para las muestras estudiadas. A: Normalizadas al condrito (Anders and Grevesse, 1989); B: Normalizadas con la composición promedio de la corteza continental superior (Rudnick and Gao, 2003). Las muestras del Neis de Bucaramanga se presentan en negro y las de los Esquistos del Silgará en rojo.

## 8. Metamorfismo

La franja metamórfica Rionegro-Santa Cruz de la Colina presenta registros de metamorfismo regional, metamorfismo retrogrado, un evento de sericitización y metamorfismo dinámico.

El metamorfismo regional del Neis de Bucaramanga se caracteriza por ser de temperatura alta y presión baja a intermedia. Por otra parte, los Esquistos del Silgará conforman una serie tipo Buchan que aumenta el grado de metamorfismo hacia el contacto con le Neis de Bucaramanga y está compuesta por las zonas de la biotita, andalucita y sillimanita. En ambas unidades, las características identificadas son similares a las descritas por Miyashiro (1961) para la serie Andalucita-Sillimanita.

El metamorfismo retrogrado es evidenciado en todas las rocas analizadas, como un producto de rehidratación de las litologías, donde la biotitas alteran a clorita con exsoluciones de rutilo y el feldespato potásico se rehidrata para transformarse en muscovita.

El evento de sericitización es considerado como distinto al metamorfismo retrogrado, puesto que la plagioclasa es la fase más alterada. El remplazo de este mineral secundario por plagioclasa se da a presiones bajas (<10kbar) y temperaturas bajas (100-300°C) (Verati and Jourdan, 2013). Durante este proceso ocurre una reacción de intercambio catiónico donde el sodio es removilizado y el potasio es adicionado, produciendo de esta manera lo que Robb (2005) menciona como metasomatismo catiónico.

El metamorfismo dinámico se presenta en las rocas del sector norte de la zona de estudio. Es asociado a la actividad de una falla satélite que es subparalela al Sistema de Fallas Suratá-Arboledas. Produce milonitas y ultramilonitas de grado medio (Trow *et al.*, 2010).

### **8.1. Análisis Paragenético**

Uno de los métodos más importantes para descifrar la petrogenesis y evolución de las rocas metamórficas es la aplicación de los análisis paragenéticos, el cual permite conocer las condiciones termodinámicas y químicas en las que se formaron las rocas. Recientemente, el análisis de microestructuras también se ha convertido un complemento para descifrar el rango de temperaturas en el que un mineral es deformado o recristalizado (Passchier and Trow, 2005; Law, 2014). En el actual estudio ambos enfoques serán tenidos en cuenta.

**8.1.1. Neis de Bucaramanga.** Se evidencia un metamorfismo progrado de temperaturas altas y presiones bajas a intermedias. Posteriormente, ocurre un metamorfismo retrogrado que es evidenciado por los minerales de rehidratación y finalmente un evento de sericitización en el que las plagioclasas fueron la fase principalmente afectada.

**8.1.1.1. Zona de la sillimanita.** Todas las litologías del Neis de Bucaramanga son de composición cuarzo-feldespática y pertenecen a esta facie. No obstante, características sutiles sugieren el aumento del grado metamórfico hacia el centro de la zona de estudio:

Qtz+Ab+Bt+Mc+Kfs

Pl+Qtz+Or+Bt+Mc+Grt

Qtz+Kfs+Pl+Bt+Mc+Crd

Pl+Bt+Qtz+Or

En las litologías de menor grado, el feldespato potásico que predomina es la microclina y las microestructuras por migración de borde grano (GBM) pertenecen netamente a cuarzos. Por esta razón se infiere que el proceso de recristalización dinámica tuvo lugar a temperaturas entre 500-700°C (Passchier and Trow, 2005).

Con el aumento de la temperatura la biotita muestra una tendencia a incrementar su contenido de Ti, el cual es evidenciado por las composiciones mostradas en el SEM y el color pardo característico que se aprecia en nicoles paralelos. La estructura del cristal del feldespato potásico cambia gradualmente de microclina a ortoclasa, lo cual es concordante con los cambios advertidos en la mineralogía de series tipo And-Sil en otras partes del mundo (*e.g.* Shido, 1958). En esta asociación se denota también la presencia de cordierita, el cual es un mineral que indica unas condiciones de presión bajas a intermedias (Bucher and Grapes, 2011).

El continuo aumento de la temperatura produce una recristalización dinámica en los feldespatos, produciendo microestructuras tipo “pinning”. En esta asociación se advierte relictos de cordierita que denotan condiciones de presión baja (Bucher and Grapes, 2011).

Por último, en las condiciones de migmatización los cristales de cuarzo y feldespato poseen bordes ameoboides y lobulados. Adicionalmente, se producen microestructuras tipo ventana, las cuales han sido reportadas, en presencia de una fase fundida, como indicadores de temperaturas mayores a 850°C (Passchier and Trow, 2005).

Posterior al pico de metamorfismo, estas litologías fueron afectadas por un evento retrogrado en el cual los minerales como el feldespato potásico y la biotita sufren un proceso de hidratación. En el caso de la biotita, texturas aciculares de rutilo pueden ser exseltas por este proceso.

Adicionalmente, un proceso hidrotermal modifico parcialmente la mineralogía de estas rocas. De esta manera, se originó productos como sericita y epidota a partir de plagioclasa. El proceso de sericitización en el Neis de Bucaramanga es más fuerte hacia el occidente de la zona, en la vereda el Olivo y sus alrededores.

**8.1.2. Esquistos del Silgará.** Estas litologías poseen principalmente dos grupos composicionales, uno cuarzo-feldespático y otro pelítico. Ambos han sido sometidos a un metamorfismo progrado de baja presión, un metamorfismo retrogrado, un evento de sericitización y un evento de deformación local. El metamorfismo regional presenta como registro una serie metamórfica que varía desde las facies Esquistos Verdes hasta las facies Anfibolitas, aumentando su grado metamórfico hacia el contacto con el Neis de Bucaramanga.

Registros posteriores de metamorfismo retrogrado son evidentes por la cloritización de la biotita y la exsolución del rutilo. Consecuentemente, un evento que afectó y modificó fuertemente la

mineralogía de las litologías metapelíticas, se advierte por el alto contenido de sericita que alcanza valores de hasta el 24% de la composición modal de la roca (muestra DR-23).

**8.1.2.1. Zona de la biotita.** De esta subfacie solo se identificaron dos composiciones, una cuarzo-feldespática (semipelítica) y otra pelítica, respectivamente presentan las siguientes asociaciones:

Qtz+Pl+Ms+Bt

Ms+Qtz+Bt+Chl

Las fases que componen la semipelita son estables en grandes rangos de temperatura y presión y por lo tanto no se puede determinar las condiciones PT a las que se originó la roca. Por otra parte, en esta muestra se aprecia bordes lobulados en el cuarzo, que son típicos de la recristalización por migración de borde de grano, de esta manera evidenciando un evento de deformación a temperaturas entre 500-700° C. Este evento de deformación pudo ser coetáneo o posterior a la formación de la asociación.

En cuanto a la litología pelítica, esta asociación se forma comúnmente por la reacción  $3\text{Chl} + 8\text{Kfs} = 5\text{Ann} + 3\text{Ms} + 9\text{Qtz} + 4\text{H}_2\text{O}$  (Bucher and Grapes, 2011). Puesto que el feldespato potásico es menor en la composición modal, es consumido por la reacción. Las condiciones indicadas por la mineralogía es de  $T > 420^\circ \text{C}$ .

**8.1.2.2. Zona de la andalucita.** En esta zona las litologías son de composición cuarzo-feldespática (semipelítica) y pelítica con las siguientes asociaciones:

Rocas semipelíticas:

Qtz+Pl+Ms+Bt+Mc

Qtz+Kfs+Pl+Bt+Mc+Ms

Rocas pelíticas:

Pl+Ms+Bt1+Qtz+And+Crn

Las rocas semipelíticas evidencian una disminución de la presencia de muscovita, pasando de ser un componente principal en la asociación a convertirse una fase accesorio. Esto probablemente es debido a las reacciones de deshidratación ocurridas en las litologías al aumentar el grado de metamorfismo.

Las rocas pelíticas evidencian una mineralogía de temperatura media y presión baja. Por el campo de estabilidad de la andalucita, se infiere que esta asociación se generó bajo presiones <400 MPa y una temperatura entre 400-600°C. Adicionalmente, por el contenido de corindón se infiere una temperatura de 600°C, puesto que este mineral no es estable por debajo de estas condiciones (Bucher and Grapes, 2011).

**8.1.2.3. Zona de la sillimanita.** De esta subfacie solo hay litologías de composición pelítica y su asociación es la siguiente:

Bt2+Mc+Crd+Sil

La sillimanita es generada a partir de dos reacciones. La primera es la transición de la fase andalucita a sillimanita, la cual ocurre a bajas presiones (<400Mpa) entre 600-700°C. La segunda es la reacción  $Ms+Qtz = Kfs + Als + H_2O$  (Bucher and Grapes, 2011).

## **8.2. Metamorfismo dinámico**

El metamorfismo dinámico se presenta al norte del área de estudio, probablemente asociado a una falla inferida de dirección NE-SW que es subparalela al Sistema de Fallas Suratá-Arboledas. En este sector se evidenciaron granitos milonitizados (muestra DR-41-02), ultramilonitas (muestra DR-43) y milonitas (muestra DR-46).

En todas las muestras el sistema de recristalización dinámica predominante es la rotación de subgranos. Debido a que el SGR ha conformado una fábrica cristaloblastica con tamaños

superiores a 50 micrometros, estas litologías se consideran como milonitas de grado medio. El rango de temperatura para este tipo de milonitas es de 500 a 650°C (Trow *et al.*, 2010).

### 8.3. Termobarometría

Las condiciones de presión y temperatura fueron obtenidas a partir del análisis cuantitativo de la paragénesis mineral con el método de pseudosecciones. Los cálculos termobarométricos son realizados mediante el software libre Theriak-Domino de De-Capitani (versión 09-03-2019) y usando la base de datos JUN92d de Berman (1988). La nomenclatura utilizada es la misma presentada por el software, la cual es la presentada en la tabla 6.

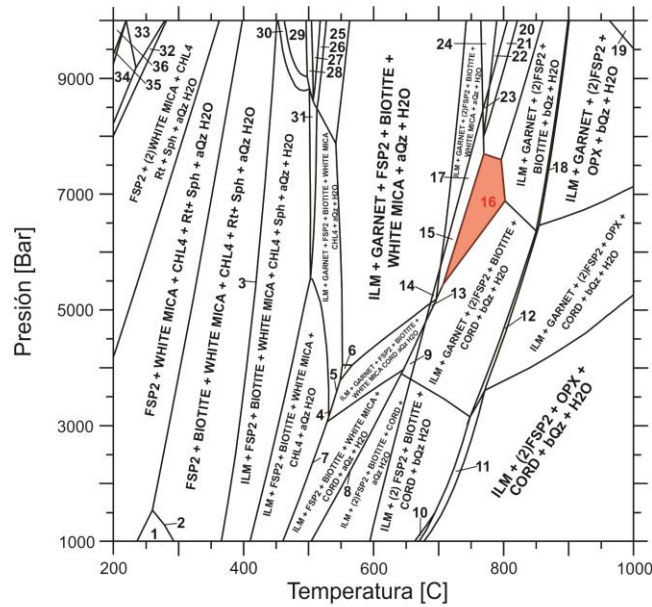
Debido a que el evento de sericitización modificó la mineralogía y química original de las rocas en esta zona, solo se pudo aplicar este método a un neis cuarzo-feldespático del Neis de Bucaramanga (muestra DR-13). Esta litología se encuentra situada hacía la parte central de la zona, por la vía que conecta las veredas Casetabla y Bremen. Presenta una foliación continua y una textura lepidogranoblastica compuestas por la asociación  $Pl+Qtz+Kfs+Mc+Bt+Grt$ . Se utilizó el sistema químico TiNCKFMASH. El Ti es adicionado con base a la identificación de fases minerales con este componente en su composición química.

Las condiciones obtenidas son  $T = 710-800^{\circ}C$  y  $P = 5.5-7.8Kb$  (figura 11). Puesto que esta muestra se encuentra en la subfacie sillimanita-almándino, se tiene en cuenta solo las condiciones barométricas por debajo 7.0Kb, en las cuales la sillimanita es estable. Las presiones medias obtenidas difieren del análisis cualitativo de otras muestras del Neis de Bucaramanga en esta zona, donde las condiciones expresadas por sus asociaciones (*i.e.* neises con cordierita y sin granate) evidencian un metamorfismo de temperatura alta y presión baja.

Tabla 6

*Términos y abreviaturas minerales utilizadas en los cálculos termobarométricos.*

<b>Término/Símbolo</b>	<b>Mineral</b>	<b>Término/Símbolo</b>	<b>Mineral</b>
And	Andalucita	Lw	Lawsonita
BIOTITE	Flogopita, annita, Mn Biotita	Mcar	Mg-carfolita
CHL4	Amesita, peninita, Fe amesita, Fe peninita	Mrg	Margarita
CORD	Cordierita	OPX	Ortoenstatita, ferrosilita, Mg-Fe-piroxeno, Fe-Mg-piroxeno, Mg-Al piroxeno, Fe-Al-piroxeno
CTO1D	Fe-cloritoide, Mg Cloritoide	Qz (aQz/bQz)	Cuarzo
FSP2	Albita, feldespato potasico, anortita	Rt	Rutilo
GARNET	Grosularia, piropo, almandino, espesartina	Si	Sillimanita
Heu	Heulandita	Sph	Esfena
ILM	Ilmenita, geikelita	STAU	Fe-estauroлита, Mg-estauroлита
Kln	Caolinita	Wa	Waikarita
Ky	Cianita	WHITE MICA	Muscovita, paragonita, Mg-celadonita, Fe-celadonita
Lmt	Laumontita		



- |   |   |
|---|---|
| 1. FSP2 WHITE MICA CHL4 Rt Sph aQz H2O                  | 19. ILM GARNET (2)FSP2 OPX bQz H2O                      |
| 2. (2)FSP2 BIOTITE WHITE MICA CHL4 Rt Sph aQz H2O       | 20. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE Rt bQz H2O               |
| 3. ILM FSP2 BIOTITE WHITE MICA CHL4 Rt Sph aQz H2O      | 21. GARNET (2)FSP2 BIOTITE Rt bQz H2O                   |
| 4. ILM GARNET FSP2 BIOTITE WHITE MICA CORD aQz H2O      | 22. GARNET (2)FSP2 BIOTITE Rt aQz H2O                   |
| 5. ILM GARNET FSP2 BIOTITE WHITE MICA CHL4 CORD aQz H2O | 23. GARNET (2)FSP2 BIOTITE WHITE MICA Rt bQz H2O        |
| 6. ILM GARNET FSP2 BIOTITE WHITE MICA STAU aQz H2O      | 24. GARNET (2)FSP2 BIOTITE WHITE MICA Rt aQz H2O        |
| 7. ILM FSP2 BIOTITE WHITE MICA CHL4 CORD aQz H2O        | 25. ILM GARNET FSP2 BIOTITE (2)WHITE MICA aQz H2O       |
| 8. ILM (2)FSP2 BIOTITE WHITE MICA CORD aQz H2O          | 26. ILM GARNET FSP2 BIOTITE (2)WHITE MICA Sph aQz H2O   |
| 9. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE CORD aQz H2O              | 27. ILM GARNET BIOTITE (2)WHITE MICA Sph aQz H2O        |
| 10. OLIVINEi ILM (2)FSP2 BIOTITE CORD bQz H2O           | 28. ILM GARNET BIOTITE (2)WHITE MICA CHL4 Sph aQz H2O   |
| 11. ILM (2)FSP2 BIOTITE OPX CORD bQz H2O                | 29. ILM BIOTITE (2)WHITE MICA CHL4 Sph aQz H2O          |
| 12. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE OPX CORD bQz H2O         | 30. ILM BIOTITE (2)WHITE MICA CHL4 Sph aQz H2O          |
| 13. ILM GARNET FSP2 BIOTITE WHITE MICA CORD bQz H2O     | 31. ILM GARNET FSP2 BIOTITE WHITE MICA CHL4 Sph aQz H2O |
| 14. ILM GARNET FSP2 BIOTITE WHITE MICA bQz H2O          | 32. FSP2 (2)WHITE MICA CHL4 Rt Sph aQz Glc H2O          |
| 15. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE WHITE MICA bQz H2O       | 33. (2)WHITE MICA OMPH CHL4 Rt Sph aQz Glc H2O          |
| 16. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE bQz Si H2O               | 34. (2)WHITE MICA CHL4 Rt Sph aQz Glc H2O               |
| 17. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE WHITE MICA bQz H2O       | 35. (2)WHITE MICA CHL4 Lw Rt Sph aQz Glc H2O            |
| 18. ILM GARNET (2)FSP2 BIOTITE OPX bQz H2O              | 36. (2)WHITE MICA OMPH CHL4 Lw Rt aQz Glc H2O           |

Figura 11: Pseudosección de neis cuarzo-feldespático (muestra DR-13) para el sistema químico TiNCKFMASH. El campo sombreado indica las condiciones de presión y temperatura obtenidas.

## 9. Discusión

En el sector de Rionegro-Santa Cruz de la Colina (Santander), el Neis de Bucaramanga está compuesto por neises cuarzo-feldespáticos, neises feldespático-cuarzosos, migmatitas bandeadas y cuarcitas, los cuales fueron metamorizados en condiciones de la zona de la sillimanita en la facies anfibolita alta. El método de pseudosección fue aplicado en una de las muestras del neis

cuarzo-feldespático (muestra DR-13) que está localizado en la zona central del área de estudio y pertenece al sistema químico TiNCKFMASH. Su asociación mineralógica  $Pl+Qtz+Kfs+Mc+Bt+Grt$  indican de manera cuantitativa unas condiciones de temperatura de 710-800°C y de presión de 5.5-7.0Kb. No obstante, hacia la zona oeste del área de estudio, se identificaron neises feldespático-cuarzosos con cordierita (sin granate), los cuales indican que las condiciones bajo la cuales se formaron estas rocas son de presión baja a media (Bucher and Grapes, 2011). Cabe agregar que un evento de sericitización afectó la mineralogía de las rocas de esta unidad.

Ward *et al* (1973) reportan para la franja occidental del Neis de Bucaramanga litologías de composición principalmente pelíticas, semi-pelíticas y arenáceas intercaladas con capas delgadas locales de rocas calcosilicatadas, mármoles y en menor cantidad anfibolitas. Adicionalmente, los autores reportan un metamorfismo de baja presión y alta temperatura. En la presente área de estudio solo se evidenciaron los neises semi-pelíticos (*i.e.* neis cuarzo-feldespáticos y migmatitas) y arenáceos (*i.e.* neis feldespático-cuarzosos), que evidencian un metamorfismo de presión baja a media y alta temperatura.

Las litologías del Neis de Bucaramanga reportadas aquí presentan una gran similitud a las rocas del sector de Cepitá, donde se han reportado migmatitas, neises cuarzo-feldespáticos con granate y neises cuarzo-feldespáticos con sillimanita y cordierita (Urueña, 2014; Zuluaga *et al.*, 2017). Ambos sectores pertenecen a la franja occidental, no obstante, a diferencia del sector de Cepitá en esta zona la migmatización no es tan fuerte y no se evidencia la presencia de anfibolitas. En otros sectores de la franja occidental este litodema está conformado por neises cuarzo-feldespáticos, biotíticos, hornblendico-biotítico, biotíticos-sillimaníticos, sillimaníticos, migmatitas, anfibolitas con y sin piroxeno y cuarcitas con biotita (Urueña y Zuluaga, 2011; Amaya, 2012; Urueña, 2014).

Según sus asociaciones minerales principales, en la franja occidental se determina condiciones de presión intermedia y temperatura alta (Urueña y Zuluaga, 2011).

En la zona central, el Neis de Bucaramanga está compuesto por neises biotíticos con o sin granate y sillimanita, hornblendicos, biotíticos-hornblendicos, sillimaníticos con granate, cuarzo-feldespáticos, anfibolitas y cuarcitas (García *et al.*, 2005; Amaya, 2012; Urueña, 2014; Sanchez y Suarez, 2018). Adicionalmente, en el sector norte, en la zona de Abrego-Ocaña se han reportado granulitas con clinopiroxeno y ortopiroxeno (Navarro y Reyes, 1983 en Amaya, 2012). En cercanías a California y Vetas (franja central), García y otros (2005) concluyen un metamorfismo de presiones intermedias y temperaturas altas para el Neis de Bucaramanga, el cual lo correlacionan a un evento colisional de edad Grenvilliana. Por otra parte, Zuluaga *et al.* (2017) reportan en este mismo sector asociaciones minerales de presiones intermedias y bajas. Estos últimos autores explican estas diferencias en las condiciones de presión, bajo las cuales fueron formadas las asociaciones, como el registro de dos eventos metamórficos de edades distintas.

En la franja oriental, en las cercanías de Chitagá y al sur de Pamplona, el Neis de Bucaramanga se presenta como bloques fallados. El bloque al este de la Falla Chitagá es caracterizado por la ocurrencia de neises biotítico-sillimaníticos, biotíticos y cuarzo-feldespáticos; al oeste de la Falla Chitagá el Neis de Bucaramanga está compuesto por neises cuarzo-feldespáticos, anfibolitas y granulitas. Debido a las asociaciones principales compuestas por andalucita y cordierita, en esta franja se interpreta un metamorfismo de baja presión y alta temperatura (Estupiñan y Ulloque, 2018). Las asociaciones minerales de baja presión, evidenciadas en el sector de Rionegro-Santa Cruz de la Colina, también pueden ser correlacionadas con aquellas reportadas para la franja oriental.

Los Esquistos del Silgará en la franja Rionegro-Santa Cruz de la Colina están compuestos por neises cuarzo-feldespáticos, feldespático-cuarzosos, biotíticos-feldespáticos con andalucita y en menor proporción por esquistos cuarzo-micáceos. Estos conforman una serie tipo Andalucita-Sillimanita (*sensu* Miyashiro, 1961), la cual indica un metamorfismo de baja presión y alta temperatura. Un evento posterior de sericitización afectó las litologías de esta franja metamórfica, este proceso generó altos porcentajes de sericita y en menor proporción hematita secundaria. En el sector norte del área de estudio, las litologías y la disposición de las isogradas de los Esquistos del Silgará han sido deformadas por el desplazamiento de una falla satélite que es subparalela al Sistema de Fallas Suratá-Arboledas.

Al sur de la franja Silgará (*i.e.* franja Rionegro-Santa Cruz de la Colina), Ward *et al.* (1973) reportan para los Esquistos del Silgará una serie tipo Buchan conformada por metarenitas intercaladas con filitas y esquistos con andalucita, cordierita y sillimanita tipo fibrolita. Los autores también reportan la presencia de metawacas de los Esquistos del Silgará que pueden seguirse a lo largo del rumbo en el Neis de Bucaramanga sin ninguna ruptura visible, con lo cual sugieren un posible contacto entre las dos unidades. Sin embargo: (i) se evidenció que la esquistosidad de algunas litologías (*i.e.* neis biotítico-feldespático con andalucita) es debido a la sericita, la cual es una fase posterior a la asociación principal, y se encuentra sobreimpresa en la estructura neisica original, por esta razón durante la determinación de la nomenclatura de los litotipos no se tiene en cuenta la estructura esquistosa; (ii) se reporta también sillimanita prismática, la cual se produjo por la reacción  $Ms+Qtz=Kfs+Sil$ ; (iii) se modifica la forma de las isogradas propuestas por Ward *et al.* (1973) y Mantilla *et al.*, (2016a) para los Esquistos del Silgará en este sector, teniendo en cuenta las asociaciones minerales reportadas en este trabajo y en Rueda y Villamizar (2014) (figura 2); (iv) a pesar de que el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará presentan en campo

características similares y poseen afloramientos cercanos, no se identificó las metawacas que se pueden seguir a lo largo del rumbo de ambas unidades y tampoco se observó el contacto litológico entre los dos litodemas.

Rueda y Villamizar (2014) describen la franja Matanza-Cachirí (*i.e.* franja Silgará) como rocas de bajo grado de metamorfismo, de composición pelítica (esquistos cuarzo-muscovíticos y filitas) y semipelíticas (esquistos muscovíticos-cuarzosos y metawacas). A pesar de la cercanía entre ambos sectores, las litologías de los Esquistos del Silgará acá reportadas poseen poco en común con las descritas en la franja Matanza-Cachirí.

En el sector de Abrego-Hacarí una serie tipo Buchan ya ha sido reportada (Niño 2012; Castellanos y Ríos, 2015). No obstante, una correlación entre las franjas Rionegro-Santa Cruz de la Colina y Abrego-Hacarí, no es posible dado que los Esquistos del Silgará en este último sector se caracterizan por ser principalmente pizarras, metaareniscas, meta-grauvacas, esquistos pelíticos y cuarcitas. Castellanos y Ríos (2015) sugieren que este tipo de metamorfismo regional de baja presión es debido al emplazamiento de cuerpos plutónicos a bajas profundidades.

Por otra parte, en la franja central, hacia los sectores de Berlin-Mutiscua y Silos-Babega, los Esquistos del Silgará están compuestos por rocas de composición pelítica (filitas, esquistos micáceos, feldespático-micáceos y cuarzo-micáceos), semipelítica (esquistos cuarzo-feldespáticos, esquistos micáceos-cuarzosos, cuarcitas muscovíticas, cuarcita biotíticas, cuarcitas carbonatadas (mármoles puros e impuros); máficas (esquistos anfibólicos y biotíticos-anfibólicos) en el sector de Berlin-Mutiscua; y calcosilicatadas en el sector Silos-Babega (García *et al.*, 2005; Casadiego, 2017; García *et al.*, 2019). En esta misma franja, se han reportado neises pertenecientes a los Esquistos del Silgará, sin embargo, son neises calcosilicatados y biotíticos que pertenecen a

una serie Barroviense (García *et al.*, 2005), que no es correlacionable con los neises cuarzo-feldespáticos de la serie tipo Buchan en la franja Rionegro-Santa Cruz de la Colina.

En la franja Pamplona-Chitaga, los Esquistos del Silgará están compuestos principalmente por esquistos pelíticos (esquistos micáceos y esquistos cuarzo-micáceos) y semipelíticos (esquistos micáceos-cuarzosos). Gutiérrez (2001) reporta la asociación  $Ms+Sill+Bt+Grt+Qtz$  y mediante termobarometría reporta una temperatura de 650-750°C. La autora concluye que en este sector el metamorfismo fue de tipo orogénico colisional.

La franja Pescadero-Aratoca puede ser dividida en dos grupos composicionales, rocas metapelíticas (a semipelíticas) y rocas metamáficas. Las rocas metapelíticas son caracterizadas por la ocurrencia de filitas, esquistos pelíticos ricos en cuarzo y esquistos semipelíticos ricos en feldespato potásico; las rocas metamáficas están compuestas por esquistos biotíticos-anfibólicos y esquistos anfibólicos (Rios *et al.*, 2003). Debido a las diferencias litológicas y de las edades de depositación del protolito, esta franja es escindida del resto de los Esquistos del Silgará y es nombrada por Mantilla *et al.* (2016a,b) como Esquistos del Chicamocha. Cabe resaltar que las características anteriormente mencionadas no son correlacionables con las observadas en los Esquistos del Silgará de la franja Rionegro-Santa Cruz de la Colina.

En cuanto a la firma geoquímica de los protolitos del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará, estos no presentan diferencias significativas entre sí en este sector. En ambos casos las firmas de los sedimentos del protolito son principalmente continentales y pueden provenir de una fuente ígnea producto de la fusión parcial del manto a profundidades en que el granate es estable, empobreciendo el fundido en HREE (Winter, 2010).

Adicionalmente, la asociación  $Bt+Kfs+Crd+Sil$  aquí reportada para algunos neises de la unidad Esquistos del Silgará, es estable a temperaturas entre 600-700°C. Dado que a estas condiciones se

encuentra el solidus de pelitas secas, y granitos y pelitas saturadas en H<sub>2</sub>O, estas litologías podrían estar asociadas con texturas migmatíticas (Bucher and Grapes, 2011; Thompson and Tracy, 1979). No obstante, evidencias de migmatización solo fueron denotadas para el Neis de Bucaramanga.

Por las características anteriormente presentadas, se advierte que en este sector ambas unidades poseen litologías y composición química similar. Sumado a esto, en este sector el grado de metamorfismo de los Esquistos del Silgará aumenta en dirección al contacto con el Neis de Bucaramanga. Estas evidencias sugieren que en la franja Rionegro-Santa Cruz de la Colina, el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará se comportan como una sola secuencia metamorfoseada, que varía desde la zona de la biotita, abarca la zona de la andalucita y alcanza la zona de la sillimanita.

## 10. Conclusiones

La franja metamórfica de Santa-Cruz de la Colina está compuesta por el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará. En este sector el Neis de Bucaramanga está conformado por neises cuarzo-feldespáticos, feldespáticos-cuarzosos y en menor proporción por migmatitas bandeadas y cuarcitas. Estas litologías poseen comúnmente una textura lepido-granoblastica con texturas locales pertíticas, antipertíticas y mirmekíticas; y microestructuras asociadas a procesos de migración de borde de grano (GBM). Alcanzan la zona de la sillimanita de las facies anfibolita alta y están compuestas por la paragénesis: Qtz+Ab+Bt+Mc+Kfs, Pl+Qtz+Or+Bt+Mc+Grt, Qtz+Kfs+Pl+Bt+Mc+Crd y Pl+Bt+Qtz+Or. Las condiciones de metamorfismo de esta unidad fueron obtenidas mediante termobarometría con el método de pseudosección en el sistema TiNCKFMASH. Su asociación mineralógica Pl+Qtz+Kfs+Mc+Bt+Grt indica de manera cuantitativa unas condiciones de temperatura 710-800°C y presión 5.5-7.0Kb. No obstante, la

presencia de cordierita en otras muestras evidencia un metamorfismo de presión baja a intermedia y temperatura alta para las rocas de este litodema.

Los Esquistos del Silgará están compuestos por neises cuarzo-feldespáticos, feldespático-cuarzosos, biotíticos-feldespáticos con andalucita y en menor proporción por esquistos cuarzo-micáceos. Los neises cuarzo-feldespáticos y feldespático-cuarzosos presentan texturas lepidogranoblasticas con texturas locales pertíticas, antipertíticas y microestructuras por migración de borde de grano (GBM); el neis biotítico-feldespático con andalucita posee una textura granolepidoblástica a lepidoblástica con texturas locales antipertíticas y porfidoblásticas en matriz lepidoblástica; en el litotipo esquistos cuarzo-micáceos la textura es granolepidoblástica con texturas locales miloníticas (*e.g.* sigmoides, estructuras SC) y porfidoblásticas en matriz lepidoblástica. En este sector este litodema presenta una serie metamórfica tipo andalucita-sillimanita (*sensu* Miyashiro, 1961), la cual aumenta el grado de metamorfismo en dirección al contacto con el Neis de Bucaramanga y la disposición de sus isogradas tiene una tendencia nortesur. Esta serie está conformada por las zonas de la biotita ( $Qtz+Pl+Ms+Bt$ ,  $Ms+Qtz+Bt+Chl$ ), andalucita ( $Qtz+Pl+Ms+Bt+Mc$ ,  $Qtz+Kfs+Pl+Bt+Mc$

$+Ms$ ,  $Pl+Ms+Bt+Qtz+And+Crn$ ) y sillimanita ( $Bt_2+Mc+Crd+Sil$ ). Mediante un análisis petrográfico de la paragénesis del pico de metamorfismo, se obtuvo que la asociación  $Bt_2+Mc+Crd+Sil$  fue formada a una temperatura de 600-700°C y una presión <4Kbar (Bucher and Grapes 2011).

Las firmas geoquímicas del Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará muestran que el protolito de ambas unidades poseía una meteorización baja a intermedia. Cabe señalar, que en este sector los dos litodemas fueron afectados por un proceso de sericitización que pudo haber adicionado o removilizado algunos elementos móviles (*e.g.* Na, K). Aracnogramas con tierras raras

(elementos inmóviles) evidencian que los sedimentos del protolito de ambas unidades son principalmente continentales y pueden provenir de una fuente ígnea producto de la fusión parcial del manto a profundidades en que el granate es estable, empobreciendo el fundido en HREE.

Dadas las características anteriormente mencionadas se puede advertir que en el área de estudio, el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará presentan litologías y composición química similar. Adicionalmente, el grado de metamorfismo de los Esquistos del Silgará aumenta en dirección al contacto con el Neis de Bucaramanga, hasta alcanzar la zona de la sillimanita. Estas evidencias sugieren que ambas unidades se comportan como una sola secuencia metamorfoseada, que varía desde la zona de la biotita, abarca la zona de la andalucita y alcanza la zona de la sillimanita. Si este es el caso, la franja inferior de los Esquistos del Silgará que había sido reportada para esta zona (Ward *et al*, 1973), en realidad sería parte del Neis de Bucaramanga. Cabe agregar que el contacto entre las dos unidades no fue observado durante su cartografía.

El evento posterior de sericitización, que afecto en distintas proporciones a la mineralogía y química de ambas unidades, está probablemente relacionado a un proceso hidrotermal que ocurrió en esta franja metamórfica. Esta alteración sericítica ocurre a presiones bajas (<10kbar) y temperaturas bajas (100-300°C). En muestra de mano, produce un brillo sedoso en las muestras más alteradas; petrográficamente se caracteriza por aumentar el componente lepidoblástico en la textura de las litologías; y geoquímicamente produce un metasomatismo catiónico, en el cual el sodio es removilizado y el potasio es adicionado (Albaréde, 2009; Robb, 2011).

Al norte de este sector, la actividad de fallas satelitales del sistema de fallas Suratá-Arboledas ha deformado las litologías y la disposición de las isogradas de los Esquistos del Silgará. Este evento de deformación produce milonitas y ultramilonitas de grado medio, las cuales se

caracterizan por estar asociadas a procesos de rotación de subgranos (SGR por sus siglas en ingles) y formarse a temperaturas de 500-650°C (Trow *et al.*, 2010).

## **11. Sugerencias**

Se recomienda realizar estudios geocronológicos de ambas unidades en esta franja, para corroborar o refutar la hipótesis de que el Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará fueron metamorfoseadas durante un mismo evento.

**Referencias bibliográficas**

- Albaréde, F. (2009). *Geochemistry: An Introduction*. Second Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 340 pp.
- Amaya, S. (2012). *Caracterización Petrográfica y Petrológica de los Neises, Migmatitas y Granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander*. Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia.
- Amaya, S. (2016). *Termocronología y geocronología del basamento metamorfo del Macizo de Santander, Departamento de Santander*. Tesis de doctorado. Universidad Nacional de Colombia. 174 pp.
- Amaya, S., Zuluaga, C. A., y Bernet, M. (2017). New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia. *Lithos*, 282-283, 388–402.
- Anders, E., Grevesse, N. (1989). Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53:197–214.
- Arenas, C. (2004) *Litología y petrología de las metamorfitas carbonatadas y metasedimentitas asociadas de la Formación Silgará, faja noroeste de Mutiscua (Macizo de Santander), norte de Santander*. Tesis de pregrado, Bogotá, 156 p. Universidad Nacional de Colombia.
- Berman, R.G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-MgO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>. *Journal of Petrology*. Vol. 29, parte 2, pp. 445-522.

Bock, B., McLennan, S.M., y Hanson, G.N. (1998). Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Member (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology* (1998) 45, 635-655.

Boinet, T., Bourgois, J., y Mendoza, H. (1989). La Falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la Orogenia Andina. *Geología Norandina* (11): 3-10. Bogotá.

Bucher, K., y Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 8 ed. Londres: Springer Heidelberg Dordrecht. 428p.

Campos, N. (1999). Estudio mineralógico y petrográfico de la Formación Silgará al oeste de la Falla de Mutiscua, Cordillera Oriental, Colombia. Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga (Colombia).

Cardona, A. (2003). Correlações entre fragmentos do embasamento pre-Mesozoico da terminação setentrional dos Andes Colombianos, com base em dados isotópicos e geocronológicos. *Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, Brazil*, p 119.

Cardona, A., Chew, D., Valencia, V.A., Bayona, G., Miskovic, A., y Ibañez-Mejía, M. (2010). Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences* 29 (1), 92–104.

Casadiegos, L. (2017). Metamorfismo de la unidad Esquistos del Silgará del Macizo de Santander, en el sector de Silos-Norte de Santander. Tesis de pregrado como geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología.

Castellanos, M.P. (2017). Metasedimentitas de Silos: Ocurrencia, Caracterización y metamorfismo. Tesis de pregrado como geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología.

Castellanos, O. (1999). Estudio mineralógico y petrográfico de la Formación Silgará en la Franja Pescadero-Aratoca (Santander). Tesis de Pregrado. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga (Colombia).

Castellanos, O.M., Ríos, C.A., y Takasu, A. (2008). A new approach on the tectonometamorphic mechanisms associated with p-t paths of the barrobian-type silgará formation at the central Santander Massif. Colombian Andes. Earth Sciences Research Journal, 12(2), pp. 125-155. DOI: 10.15446/esrj

Castellanos, O.M., y Ríos, C.A. (2015). A case of regional metamorphism of Buchan type (andalusite-cordierite) in the Northern Santander Massif, Eastern Cordillera (Colombia). Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 39(152), 416-429. <https://dx.doi.org/10.18257/raccefyn.186>

Cediel, F., Shaw R.P., y Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffer, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79, pp.815-848.

Clavijo, J. (1994). Mapa geológico del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 94 pp.

Clavijo, J., Mendoza, H., Royero, J.M., Bernal, L., y Reyes, G. (1993). Contribución al conocimiento de la geología de los Santanderes. Cuarto Simposio de Geología Regional. Bucaramanga. INGEOMINAS. Documento interno, 99p.

Cordani, U., Cardona, A., Jimenez, D., Liu, D., y Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville Belt. In: Vaughan, A., Leat, P., Pankhurst, R., (Eds), Terrane processes at margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications, 246: 329-346.

De Capitani, C. (1987). Theriak/Domino Suite. [software para cálculos termobarométricos]. Última versión: 04.02.2017. Disponible para la descarga en: <https://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/prog170204/>.

De La Roche, M. H. (1968). Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. Comptes Rendus Académie. des Sciences. Paris, 267 D, 39-49.

Estupiñan, J. D., Ulloque, M. T. (2018). Petrografía del Neis de Bucaramanga, en el sector de Pamplona – Chitagá, Macizo de Santander. Tesis de pregrado como geólogos. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología.

García, C.A., Casadiegos, L., y Castellanos, M.P. (2019). Petrology and geochemistry of the Silgara Schists in the Silos area, Santander Massif, Colombia. DYNA, 86(209), pp. 271-280.

García, C., Ríos, C., y Castellanos, O. (2005) Medium-pressure metamorphism in the central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes: constraints for a collision model. Boletín de Geología 27:43–68.

García, C.A., Rey, V., y Valencia, V. (2017). Ortoneises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: evidencias de la orogenia fannatiniana en los Andes del Norte. Andean Geology 44 (3): 307-327.

Goldsmith, R., Marvin, R.F., y Mehnert, H.H. (1971). Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper, 750-D, D44-D49.

Gutierrez, C.P. (2001). Petrografía y mineralogía de las Formaciones Silgara y Ortoneis en el área de Pamplona (Norte de Santander). Tesis de pregrado como geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología.

Hernandez S., Lopez J.A., y Zuluaga C.A. (2017). Petrografía y geoquímica del Batolito de Rionegro al sur del municipio de Cáchira, Macizo de Santander, Colombia. XVI Congreso Colombiano de Geología: III Simposio de Exploradores.

Ibañez, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G.E., y Mora, A.R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U–Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, Vol. 191: 58-77 pp.

Janousek, V., Farrow, C.M., y Erban, V. (2006). Geochemical Data toolkit (GCDkit). [software para el tratamiento de información geoquímica]. Version 6.0. Disponible en línea en: <http://www.gcdkit.org/download>.

Jimenez, C. (2016) Caracterización petrológica y geoquímica de la unidad Ortoneis, Macizo de Santander, Colombia. Tesis de maestría. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá, Colombia. 103 p.

Law, R.D. (2014). Deformation thermometry based on quartz c-axis fabrics and recrystallization microstructures: a review. *Journal of Structural Geology*. Vol. 66: 129-161.

Leake, E. (1964). The chemical distinction between ortho and para-amphibolites. *Journal of Petrology*, 5, 238 – 253.

Leal-Mejía, H., Shaw, R.P., y Melgarejo, J.C. (2019). Spatial-Temporal Migration of Granitoid Magmatism and the Phanerozoic Tectono-Magmatic Evolution of the Colombian Andes. *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. P 253-410.

- Manosalva-Sánchez, S.R., Naranjo-Merchán, W.E., Ríos-Reyes, C.A., Parra R.A., y Castellanos-Alarcon, O.M. (2017). Estudio petrogenético de las rocas metamórficas del Macizo de Floresta, Cordillera Oriental, Andes Colombianos. *Boletín de Geología*, 39(1): 83-103.
- Mantilla, L.C., Bissig, T., Cottle, J.M. y 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, L.C., Bissig, T., Valencia, V., Hart, C. (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 45, 235–249.
- Mantilla, F.L.C., Mendoza, F.H., Bissig, T., Hart, C. (2011). Nuevas evidencias sobre el magmatismo Miocénico en el distrito minero de Vetas-California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología UIS* 33 (1).
- Mantilla, F.L.C., Valencia, V.A., Barra, F., Pinto, J., Colegial, J. (2009). Geocronología U-Pb de los cuerpos Porfíricos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Santander, Colombia). *Boletín de Geología UIS* 31 (1), 31e43.
- Mantilla, L.C., García, C.A., y Valencia, V.A. (2016a). Propuesta de escisión de la denominada 'Formación Silgará' (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en zircones detríticos. *Boletín de Geología* 38:33–47.
- Mantilla, L.C., García, C.A., y 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). *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat.* 40(155):320-336.

- McLennan, S.M. (1989) Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks. Influence of Provenance and Sedimentary Processes. *Reviews in Mineralogy*, 21, 169-200.
- Miyashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*. 2: 277-311.
- Ordóñez-Carmona, O., Restrepo-Álvarez, J.J., and Pimentel, M.M. 2006. Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 372-382.
- Moreno-Sanchez, M., Gomez, A., y Castillo, H. (2005). La Formación Florestas Metamorfoseada (sendu Ward et al, 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. En: X Congreso Colombiano de Geología (26-29 de Julio, 2005: Bogota D.C.). Bogota: Universidad Nacional-INGEOMINAS. p. 1-7.
- Nesbitt, H.W. y Young, G.M. (1984) Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 48, 1523-1534.
- Niño, D.C. (2012). Metamorfismo de la Formación Silgará en el sector Sardinata-Ábrego-Hacarí, Región Norte del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. Tesis de pregrado como geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de ingenierías fisicoquímicas. Escuela de geología. 120 pp.
- Ordóñez-Carmona, O., Restrepo-Álvarez, J.J., y Pimentel, M.M. (2006). Geochronological and isotopic review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 372-382.
- Passchier ,C.W., y Trow, R.A. (2005). *Microtectonics*. 2ed. Berlín: Springer-Verlag. 372 pp.

- Restrepo-Pace, P.A. (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological, geochemical and isotopic data. Ph.D Thesis, University of Arizona.
- Restrepo-Pace P.A., y Cediél F. (2010). Northern South America basement tectonics and implications for paleocontinental reconstructions of the Americas. *J S Am Earth Sci* 29:764–771.
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz J., Gehrels, G., y Cosca, M. (1997). Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for late Proterozoic–early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters* 150:427–441.
- Rey, V. (2015). Estudio de las rocas de la unidad Ortoneis en el Macizo de Santander: consideraciones petrológicas y geoquímicas. Tesis de pregrado como geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. 133 p.
- Ríos, C.A., García, C.A., y Takasu, A. (2003). Tectono-metamorphic evolution of the Silgará Formation metamorphic rocks in the southwestern Santander Massif, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (2003) 133–154.
- Robb, L. (2005). *Introduction to Ore-Forming Processes*. Oxford (Blackwell Publishing), 373 pp.
- Royero, J.M. (1994). Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1996. p. 76.
- Royero, J., y Clavijo, J. 2001. Mapa Geológico generalizado departamento de Santander. Escala 1: 400.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS, Bogotá.
- Rueda, L., y Villamizar, D. (2014). Petrografía de los Esquistos del Silgará en la franja Matanza-Cachirí- Turbay. Trabajo de grado. Escuela de Geología, Universidad Industrial de Santander.

- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003). Composition of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 1–64.
- Sanchez, A.Y., Suárez, T.A. (2018). Petrografía de las unidades metamórficas aflorantes al sur de Bábeqa, Macizo de Santander. Tesis de pregrado como geóloga. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisico-químicas. Escuela de Geología.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., y Desmons, J. (2007). A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS subcommission on the systematics of metamorphic rocks. Disponible en línea en: <https://www.bgs.ac.uk/downloads/start.cfm?id=3185>. Consultado el 28 octubre del 2019.
- Shido, F. (1958). Plutonic and metamorphic rocks of the Nakoso and Iritono districts in the central Abukuma Plateau. *J. Fac. Sci. Tokyo University. Sec. II*, 11, 131-217.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Tazzo, D., Weber, B., González R., Valencia, V.A., Frei, D., Schaaf, P. y Solari, L.A. (2018). Multiple metamorphic events in the Palaeozoic Mérida Andes basement, Venezuela: insights from U–Pb geochronology and Hf–Nd isotope systematics. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2018.1522520.
- Thompson, A. B., & Tracy, R. J., 1979. Model systems for anatexis of pelitic rocks. II. Fades series melting and reactions in the system CaO-KAlO<sub>2</sub>-NaAlO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Contr. Miner. Petrol.* 70,429-38.
- Trow, R.A.J., Passchier C.W., Wiersma D.J. (2010). *Atlas of Mylonites - and related microstructures*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 305pp.

- Tschanz, C.M., Marvin, R.F., Cruz, J., Mehnert, H.H., y Cebula, G.T. (1974). Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geol Soc Am Bull* 85:273–284.
- Urueña, C.L. (2014). Metamorfismo, Exhumación y Termocronología del Neis de Bucaramanga. (Macizo de Santander, Colombia). Tesis de maestría, Universidad Nacional de Colombia.
- Urueña, C.L., y Zuluaga, C.A. 2011. Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetas - Santander. *Geología Colombiana, Edición Especial*, 36 No. 1, pp 37-56.
- Van der Lelij, R. (2013) Reconstructing north–western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. PhD thesis, Université de Genève, 221 p
- Van der Lelij, R., Spikings, R., Mora, A. (2016a). Thermochronology and Tectonics of the Merida Andes and the Santander Massif, NW South America. PII: S0024- 4937(16)00032-3, DOI: doi: 10.1016/j.lithos.2016.01.006. Reference: LITHOS 3803.
- Van Der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., Mora, A. (2015). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Jaramillo, C., y Restrepo, H. (1973). Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, departamento de Santander. U.S. Geological Survey e INGEOMINAS. *Boletín Geológico XXI* (1-3): 1-132.
- Welton, J.E. (1984). SEM Petrology Atlas. American Association of Petroleum Geologists.
- Winter, J. D. (2010). Principles of igneous and metamorphic petrology. New York: Prentice Hall. 745 pp.
- Whitney, D.L., y Evans, B.W. (2010). Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol. 95, pp. 185-187.

Zuluaga, C.A, Amaya S, Urueña, C., y 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.

Zuluaga-Castrillon, C.A., Amaya, S., Bernet, M. (2019). Crecimiento y colapso del orogeno Ordovícico en los Andes del Norte (Colombia). En XVII Congreso Colombiano de Geología. Memoria XVII, p. 1285. Sociedad Colombiana de Geología.

Zuluaga, C.A., y Lopez, J.A. (2019) Ordovician Orogeny and Jurassic Low-Lying Orogen in the Santander Massif, Northern Andes (Colombia). In: Cediell F., Shaw R.P. (eds) *Geology and Tectonics of Northwestern South America*. *Frontiers in Earth Sciences*. Springer, Cham.

Apéndice

Unidad Litoestratigráfica	Unidad	Coordenadas		Metodo de datación	Edad (M.a.)	Autor
		Latitud N	Longitud W			
Neis de Bucaramanga	Neis Biotítico	7°18'13.81"	72°53'18.44"	Sm- Nd en edades modelo de roca total	1160	Cardona (2003); Cordani et al. (2005)
Neis de Bucaramanga	Neis Biotítico	7°18'13.81"	72°53'18.44"	Sm- Nd en edades modelo de roca total	1619	Cardona (2003); Cordani et al. (2005)
Neis de Bucaramanga	Neis Biotítico	7°18'13.81"	72°53'18.44"	Sm- Nd en edades modelo de roca total	1080	Cardona (2003); Cordani et al. (2005)
Neis de Bucaramanga	Neis Cuarzo-Feldespático	8°16'54.77"	73°25'32.48"	Sm- Nd en edades modelo de roca total	1760	Ordoñez et al. (2006)
Neis de Bucaramanga	Neis Hornbléndico	8°16'51.88"	73°24'21.09"	Sm- Nd en edades modelo de roca total	1710	Ordoñez et al. (2006)
Neis de Bucaramanga	Neis Cuarzo	7°23'11.17"	72°53'29.22"	U-Pb en Zirrones	462.5±13.1	Leal et al (2011)
Neis de Bucaramanga	Neis Cuarzo	7°23'11.17"	72°53'29.22"	U-Pb en Zirrones	460±8.9	Leal et al (2011)
Neis de Bucaramanga	Migmatita	7°15'22.01"	72°53'44.99"	U-Pb en Zirrones	477.0±5.3	Van der Leij (2013); Van der Leij et al. (2015)
Esquistos de Silgara	Neis Biotita-Hornblenda	7°29'20.00"	72°42'15.99"	U-Pb en Zirrones	479.8±3.1	Van der Leij (2013); Van der Leij et al. (2015)
Esquistos de Silgara	Cuarcita	7°18'06.42"	73°03'12.06"	U-Pb en Zirrones	696.8±10.7	Mantilla et al. (2016)
Esquistos de Silgara	Cuarcita	7°18'06.42"	73°03'12.06"	U-Pb en Zirrones	1720.6±24.5	Mantilla et al. (2016)
Esquistos del Chicamocha	Cuarcita	6°47'48.01"	73°00'47.09"	U-Pb en Zirrones	455.1±6.1	Mantilla et al. (2016)
Esquistos del Chicamocha	Cuarcita	6°47'48.01"	73°00'47.09"	U-Pb en Zirrones	506.7±9.3	Mantilla et al. (2016)
Esquistos del Chicamocha	Cuarcita	6°47'48.01"	73°00'47.09"	U-Pb en Zirrones	2586.9±10.2	Mantilla et al. (2016)
Filitas de San Pedro	Cuarcita	6°43'20.09"	73°00'07.01"	U-Pb en Zirrones	451.6±7.7	Mantilla et al. (2016)
Filitas de San Pedro	Cuarcita	6°43'20.09"	73°00'07.01"	U-Pb en Zirrones	1611.5±13.6	Mantilla et al. (2016)

Apéndice A: Dataciones absolutas realizadas al Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgara.

<b>Macizo de Santander</b>	<b>ULE Correlacionables</b>	<b>Localidad</b>	<b>Autores</b>
Neis de Bucaramanga	Complejo Iglesias	Andes de Merida	Ward et al., 1973; Van der Leij et al., 2016a
	Neis de Guapoton-Mancagua	Macizo de Garzon	Restrepo-Pace, 1995; Restrepo-Pace et al, 1997; Cordani et al., 2005
	Granulitas de Vergel		
	Neis de las Margaritas		
	Neis de Dibulla	Macizo de Santa Marta	Tshanz et al., 1974; Restrepo-Pace 1995; Cordani et al., 2005
	Neis de San Lucas	Serranía de San Lucas	UIS-INGEOMINAS, 2006; Clavijo et al., 2008
	Neis de Jojoncito	Península de la Guajira	Cordani et al., 2005
Esquistos del Silgará	Formacion Bella Vista	Andes de Merida	Ward et al., 1973; Van der Leij et al., 2016a
	Formación Caparo		
	Grupo Güejar	Serranía de la Macarena	Ward et al., 1973
	Esquistos de Busbanzá	Macizo de Floresta	Manosalva et al., 2017
	Formación Filitas		
Grupo Quetame	Macizo de Quetame	Ward et al., 1973	
	Serie Perijá	Serranía de Perijá	Forero, 1970; Ward et al., 1973; Caceres, 2010

Apéndice B: Unidades litoestratigráficas que han sido correlacionadas al Neis de Bucaramanga y los Esquistos del Silgará.

Codigo	Coordenadas		PET	GRT	SEM	Codigo	Coordenadas		PET	GRT	SEM
	X	Y					X	Y			
DR-01	1102551	1297387				DR-25	1107729	1304976			
DR-02	1103327	1298094				DR-26	1108634	1305459	X		
DR-03	1103664	1299345				DR-27	1109894	1305875			
DR-04	1104909	1301630	X	X		DR-28	1110023	1305890	X		
DR-05	1109613	1303643				DR-29	1110112	1305992			
DR-06	1109669	1303650				DR-30	1110164	1305112	X		
DR-07	1110178	1303785				DR-31	1110318	1304501	X	X	
DR-08	1110320	1304503				DR-32	1109108	1303904	X		
DR-09	1105670	1302366	X	X		DR-33	1110099	1304318			
DR-10	1109300	1303014	X	X	X	DR-34	1109980	1304169	X		
DR-11	1105708	1301709				DR-35	1109577	1304667			
DR-12	1105834	1301470				DR-36	1109026	1304054			
DR-13	1107035	1302492	X	X	X	DR-37	1108769	1303619	X		X
DR-14	1108834	1303092				DR-38	1108826	1303445			
DR-15	1107164	1304627				DR-39	1106027	1303296			
DR-16	1107055	1304274				DR-40	1112507	1310388			
DR-17	1106888	1304274				DR-41-01	1112276	1310293	X		
DR-18	1106039	1303224				DR-41-02	1112276	1310293	X		
DR-19	1106226	1303457				DR-42	1111798	1309973			
DR-20	1107315	1304801				DR-43	1111747	1309454	X		
DR-21	1106393	1304609	X			DR-44	1111320	1310160			
DR-22	1105223	1304150	X			DR-45	1110909	1309873			
DR-23	1104803	1303360	X			DR-46	1110542	1309385	X		
DR-24	1103594	1303176				DR-47	1109849	1309015			

Apéndice C: Localización de las muestras con sus respectivos análisis. PET: petrografía, GRT: geoquímica de roca total, SEM: Microscopía electrónica de barrido.