

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS DIQUES RIODACITICOS PORFIRÍTCOS
AFLOANTES EN EL SECTOR CERRO DE LAS ANTENAS (MUNICIPIO DE
MOGOTES, DEPARTAMENTO DE SANTANDER)**

DANIELA MARIA PINILLA GRANADOS

JULIAN DAVID ALMANZAR MARTINEZ

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2017

**ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS DIQUES RIODACITICOS PORFIRÍTCOS
AFLORANTES EN EL SECTOR CERRO DE LAS ANTENAS (MUNICIPIO DE
MOGOTES, DEPARTAMENTO DE SANTANDER)**

AUTORES:

DANIELA MARÍA PINILLA GRANADOS

JULIAN DAVID ALMANZAR MARTINEZ

Trabajo de grado para optar título de Geólogo

MODALIDAD: Trabajo de investigación

DIRECTOR:

LUIS CARLOS MANTILLA FIG.UEROA

GEÓLOGO PhD

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2017

DEDICATORIA

Para mis padres que como verdaderos maestros, día a día me llevan de la mano de Dios y con sus enseñanzas, motivación y un modelo ejemplar de vida han hecho de mí lo que ahora soy. Cada uno de mis logros es por completo de ustedes y para ustedes.

A Camila, mi soporte, mi confidente, mi condensador de alegría. Gracias por recordarme lo diversa y maravillosa que es la vida.

A mis amigos y compañeros de camino en la vida universitaria, traigo conmigo las mejores experiencias y enseñanzas.

Daniela.

AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos especiales al director del proyecto Luis Mantilla por el apoyo y las recomendaciones durante la elaboración del trabajo.

Al grupo de investigación GIGBA por el apoyo financiero para realizar los análisis de geoquímica, datación y SEM.

A Craig Hart, Antony Hernandez y Juandavid Acevedo por los consejos durante la fase de petrografía. A Rafael Rodriguez por la colaboración durante la fase de geoquímica. A Luis Fernando Anaya por la ayuda y guía en elaboración de las láminas delgadas y a Cesar Llerena y al profesor Carlos Rios por facilitar el acceso a los laboratorios de microscopía óptica en la escuela de Geología y en el Parque Tecnológico de Guatiguara.

A los estudiantes de campo II por localizar los diques objetos de estudio y la compañía en la fase de campo.

Y finalmente a nuestras familias, amigos y compañeros por su apoyo incondicional en cada fase de este proceso.

TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	
1. OBJETIVOS	16
1.1 OBJETIVO GENERAL.....	16
1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	16
2. INTRODUCCIÓN.....	17
3. MARCO GEOLÓGICO.....	19
4. METODOLOGÍA.....	22
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	24
5.1 RASGOS MACROSCOPICOS.....	24
5.2 PETROGRAFÍA.....	24
5.2.1 Mineralogía primaria.....	24
5.2.2 Mineralogía de alteración.....	27
5.2.3 Hidrotermalismo y paragénesis.....	34
5.3 GEOCRONOLOGÍA.....	36
5.4 GEOQUÍMICA.....	38
5.4.1 Clasificación de la roca.....	39
5.4.2 Discriminación tectónica.....	41
5.4.3 Discriminación de adauquitas.....	44
6. MODELO EVOLUTIVO.....	46
7. CONCLUSIONES.....	47
8. RECOMENDACIONES.....	48
BIBLIOGRAFIA.....	49
ANEXOS	

LISTA DE FIGURAS

Pág.

FIGURA 1. Localización geográfica y esquema geológico del área de estudio. Mapa geológico alrededor de la zona de estudio tomado de las planchas 135 y 136 del Ingeominas. Punto MOG-03-01 con coordenadas X: 1206891 mN Y: 1119684 mE. **pDs:** Formación Silgará (Esquistos del chicamocha). **Dfm:** Formación Floresta. **JTRcm:** Batolito de Mogotes. **Jg:** Formación Girón. **Jar:** Formación Arcabuco. **Kita:** Formación Tambor. **Kir:** Formación Rosa Blanca. **Kip:** Formación Paja. **Kit:** Formación Tablazo. Líneas rojas representan fallas; la imagen de la derecha modificada de (Mantilla, 2013).
..... 18

FIGURA 2. Provincias tectónicas de la parte noroccidental de Suramérica, tomado y modificado de Van der Lelij (2016a). BB: Bloque Bonaire, BF: Falla Boconó, CC: Cordillera Central, CM: Montañas Caribe, EB: Macizo el Baúl, EC: Cordillera Oriental, FM: Macizo de Floresta, GM: Macizo Garzón, LB: Cuenca de los llanos, MA: Andes Merida, MTB: Bloque Triangular Maracaibo, OF: Falla Oak, PP: Península Paraguana, QM: Macizo Quetame, SL: Serranía de San Lucas, SMBF: Falla Santa Marta - Bucaramanga, SM: Macizo de Santader, SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta, SP: Sierra de Perijá, TL: Isla Toas. 19

FIGURA 3. Roca objeto de estudio en diferentes escalas. (A) Afloramiento del dique porfirítico de interés. (B) Roca porfirítica en muestra de mano. (C) Bloque pulido de la roca de interés, se aprecia la textura porfirítica y el vetillo intenso de óxidos y cuarzo hidrotermal. (D) Fotografía de sección delgada mostrando fenocristales de Plg Y Kfs. (E) Textura glomeroporfídica observada en sección delgada, en el centro grupo de cristales de Plg y Kfs agrupados. 26

FIGURA 4 Minerales de plagioclasa con una marcada alteración potásica. (A y B) Fotografía con cuña de cuarzo y en nicoles cruzado respectivamente, la alteración potásica rodea completamente el cristal de plagioclasa. (C y D) Borde de un cristal de plagioclasa, se aprecian las 3 zonas de la alteración potásica, se observan también las inclusiones de sericita Ser₁ (E y F) Fotografía en nicoles cruzados e imagen SEM respectivamente de un pequeño cristal de plagioclasa con su borde de alteración potásica 28

FIGURA 5 Imágenes de la izquierda son fotografías en nicoles paralelos, las de la derecha son fotografías en nicoles cruzados. **(A y B)** Clorita anhedral uniforme reemplazando el feldespato potásico, Chl₁. **(C y D)** Cristales de clorita junto a sericita reemplazando minerales máficos, Chl₂ y Ser₂, acompañados por inclusiones de rutilo Rt. **(E y F)** Delgada vetilla de clorita, Chl₃. **(H)** fotografía de una Chl₂ tomada por medio del SEM, **(G)** es la misma clorita en nicoles paralelos..... 30

FIGURA 6 Vetilla de cuarzo-sericita (A) Fotografía con cuña de cuarzo. (B) Fotografía en nicoles cruzados.	31
FIGURA 7 Vetillas de cuarzo donde se observan las 3 fases del evento de silicificación menor. (A y C) Fotografías con cuña de cuarzo. (B y D) Fotografías en nicoles cruzados.	31
FIGURA 8 (A y B) Vetilla de hematita Hem ₁ que atraviesa de arriba-abajo cortándola vetilla de sericita y la de cuarzo. (C y D) Hematita Hem ₂ relleno de la porosidad secundaria de la vetilla de cuarzo. (E) hematita con forma euhedral Hem ₃ , uno en el borde izquierdo de la fotografía y otro en el borde inferior de la clorita. (F) Imagen SEM de Hem ₃	33
FIGURA 9. Secuencia paragenética de las alteraciones en la roca de estudio.	36
FIGURA 10 Distribución de rangos de edades dominando edad entorno a 203 Ma. Muestra MOG-03-01.....	37
FIGURA 11 Diagrama concordia U/Pb a partir de circones. Muestra MOG-01-01	37
FIGURA 12. Diagrama del test de alteración. Na/Al vs K/Al modificado de Davies y Whitehead, 2006.....	39
FIGURA 13. Nb/Y vs Zr/Ti clasificación de rocas volcánicas modificado por Pearce, 1996. Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Askitas II	40
FIGURA 14. Diagrama de discriminación Th/Co, (Hastie <i>et al.</i> , 2007). Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Alaskitas II.....	40
FIGURA 15. Diagrama de discriminación tectónica Rb-Hf-Ta por Harris <i>et al.</i> (1986). Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Alaskitas II.....	42
FIGURA 16. Diagramas de discriminación tectónica para granitos (Y + Nb vs Rb) por Pearce <i>et al.</i> (1984). Los demás diagramas en el Anexo E. Rojo: Diques objetos de	

estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Alaskitas II. 43

FIGURA 17. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (McDonough y Sun, 1995) para las rocas objeto de estudio (rojo y rosa) y los datos geoquímicos de Mantilla *et al*, 2013 (verde, cyan y azul) 44

FIGURA 18. Diagramas para determinación de magmas adaquíticos modificados de Bissig y Tosdal (2009). Las muestras de los diques de estudio son MOG-03-01-01 y MOG-03-01-02, la muestra MOG-03-05 corresponde al BM. 45

LISTA DE ANEXOS *

- A. Fórmulas de reacciones químicas de las alteraciones hidrotermales
- B. Resultados de análisis U-Pb (LA-ICPMS) en circones para rocas objeto de estudio (muestra MOG-03-01-01 (Lat.: 6° 28' 7.56"; Long: 72° 59' 56.68"; h: 1886).
- C. Resultados análisis de Microscopia Electrónica de Barrido en muestra MOG03-05-01
- D. Datos de análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y traza en la roca ígnea porfírica objeto de estudio (muestras MOG-03-01-01, MOG-03-01-02) y del Batolito de Mogotes (muestra MOG03-05-01).
- C. Diagramas de discriminación tectónica (Y vs Nb; Y + Nb vs Rb; Yb + Ta vs Rb; Yb vs Ta) por Pearce *et al.*, 1984. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (McDonough y Sun, 1995).

* Ver anexos en la carpeta adjunta al CD

RESUMEN

TÍTULO:

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS DIQUES RIODACITICOS PORFIRÍTICOS AFLORANTES EN EL SECTOR CERRO DE LAS ANTENAS (MUNICIPIO DE MOGOTES, DEPARTAMENTO DE SANTANDER). *

AUTORES:

PINILLA GRANADOS, Daniela María

ALMANZAR MARTINEZ, Julián David **

Palabras Clave: Pórfido riodacítico, Macizo de Santander, Petrografía, Alteración hidrotermal, Geoquímica.

El estudio de los diferentes componentes o segmentos del sistema Volcano-Plutónico de edad Triásico Terminal-Jurásico Temprano, observados fragmentariamente en diferentes sectores Macizo de Santander, es una tarea fundamental para entender la petrogenesis de los magmas, sus procesos de diferenciación magmática, y determinar el potencial metalogénico asociado. Con éste propósito, en el presente trabajo se estudia un segmento de diques porfiríticos que intruyen a la unidad metamórfica Esquistos del Silgará (s.l.; de edad pre-Devónica), aflorantes al SW del municipio de Mogotes (Departamento de Santander). Los análisis mineralógicos, petrográficos y geoquímicos de estos diques porfiríticos, permiten establecer que estos cuerpos ígneos se proyectan en el campo de las rocas riodacitas y traqui-andesitas. Evidencias de alteraciones hidrotermales hipógenas, principalmente de tipo potásica, sódica (?) y fílica, han sido reconocidas afectando los diques porfiríticos. Una pigmentación hematítica tardía, se observa igualmente afectando éstas litologías ígneas y las rocas metamórficas encajantes. Dataciones U/Pb en circones ígneas de los diques porfiríticos, arrojan una edad de 203 ± 2.9 Ma., lo cual coincide en términos generales con la edad del evento magmático de edad Triásico Tardío-Jurásico Temprano (205-194 Ma) que se registra ampliamente en el Macizo de Santander; y el cual se relaciona con un ambiente de margen continental activo, producto de la subducción de la placa Farallones bajo Gondwana.

*Proyecto de grado

**Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico-químicas. Escuela de Geología. Director Ph D. MANTILLA FIGUEROA Luis Carlos.

ABSTRACT

TITLE:

GEOLOGICAL STUDY OF THE RHYODACITES PORPHYRY DIKES EXPOSED IN THE CERRO DE LAS ANTENAS (MOGOTES-SANTANDER). *

AUTHORS:

PINILLA GRANADOS, Daniela María

ALMANZAR MARTINEZ, Julián David **

Keywords: Santander Massif, Mogotes, Rhyodacite Porphyry dykes, Hydrothermal Alteration; Metallogeny.

The study of different components or segments of the Late Triassic-Early Jurassic Volcanic-Plutonic system, observed fragmentarily in different zones of the Santander Massif, is a fundamental task to understand the magma petrogenesis, magmatic differentiation processes, and to determine the associated metallogenic potential. With this purpose, this research describes a segment of porphyritic dykes that inject the metamorphic unit Esquistos del Silgará (*s.l.*; pre- Devonian age), exposed at the SW of the town of Mogotes, Santander. Mineralogical, petrographic and geochemical analysis in these porphyritic dykes allow to classify these igneous bodies in the rhyodacite and trachy-andesite rocks fields. Evidence of hypogenic hydrothermal alterations: potassic, sodic (?) and phyllic have been recognized affecting the porphyritic dykes. A late hematitic pigmentation is also observed affecting this igneous lithology and the metamorphic host rocks. U/Pb dating in igneous zircons of the porphyritic dikes give an age of 203 ± 2.9 Ma., which coincide with the age of the Late Triassic-Early Jurassic magmatic event (205-194 Ma), which is widely registered in the Santander Massif; and is related with an active continental margin environment, result of the subduction of the Farallones plate below Gondwana.

*Bachelor Thesis.

** Universidad Industrial de Santander, Faculty of Physical and Chemical Engineering. Geology department . Director: Ph D. MANTILLA FIGUEROA Luis Carlos.

1. OBJETIVOS

1.1 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar mediante análisis mineralógico-petrográficos y litogeoquímicos los diques graníticos porfíricos aflorantes en el sector Cerro de las Antenas (Mogotes, Santander).

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

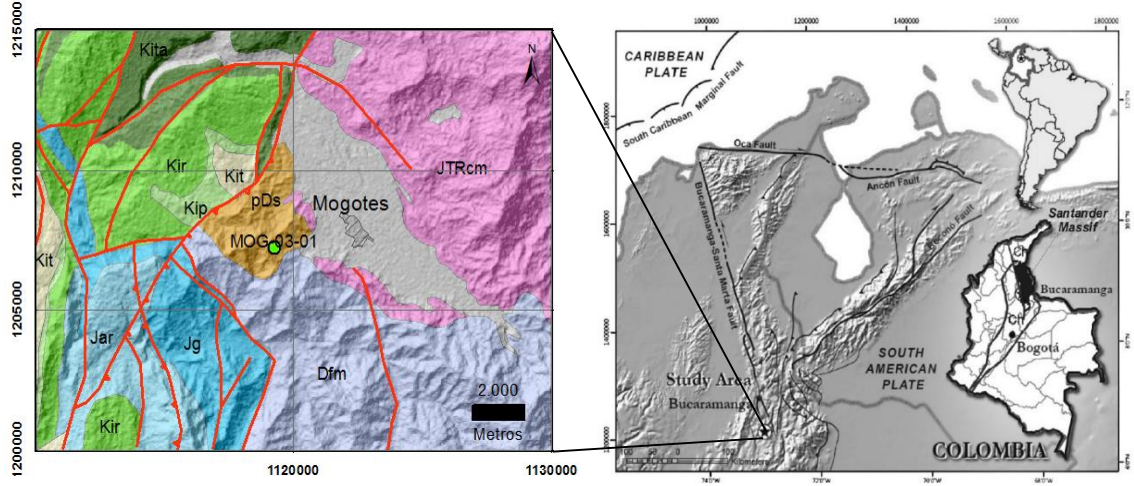
- Analizar y recopilar la información bibliográfica disponible sobre la geología del sector de estudio, para fines de contextualizar desde el punto de vista de la geología regional y local el área de la presente investigación.
- Realizar análisis mineralógico- petrográficos de los diques graníticos porfíricos aflorantes, para fines de definir los diferentes contextos paragenéticos (asociados a eventos ígneos e hidrotermales-epigenéticos) de las litologías objeto de estudio.
- Realizar análisis litogeoquímicos en las rocas ígneas de interés, con el propósito de establecer su contexto tectónico de emplazamiento.
- Sugerir a la luz de los nuevos datos un modelo de evolución de las litologías objeto de estudio.

2. INTRODUCCIÓN

El estudio de los sistemas Volcano-Plutónicos es esencial para entender tanto la petrogénesis y evolución de los magmas como su potencial metalogénico asociado. Numerosos estudios han demostrado que los magmas tienen la capacidad de formar una variedad importante de depósitos minerales y que éstos últimos dependen del tipo de magma. Tal y como mencionan Robb (2005), Hart *et al.*, (2004), Miller, 1989 e Ishihara (1981;1998), la profundidad de emplazamiento de los magmas graníticos en la corteza terrestre y la naturaleza del material fundido, condiciona su contenido inicial de agua y por lo tanto los posibles depósitos minerales asociados a estos.

El presente trabajo caracteriza petrográfica y geoquímicamente algunas manifestaciones de diques porfiríticos con el propósito de definir su contexto paragenético, modelo tectónico de emplazamiento y evaluar si tienen potencial económico alguno. Adicionalmente se presenta la edad de esta roca hipoabisal, lo que contribuye a documentar mejor los datos geocronológicos de la región y contextualizar estos eventos en un ámbito más regional. Las rocas objeto de estudio están localizadas en el sector SW del Macizo de Santander, sobre el flanco occidental de la Cordillera Oriental. Los cuerpos afloran en el sector conocido como Cerro de las Antenas, en la vereda Guayaguata del municipio de Mogotes, departamento de Santander.

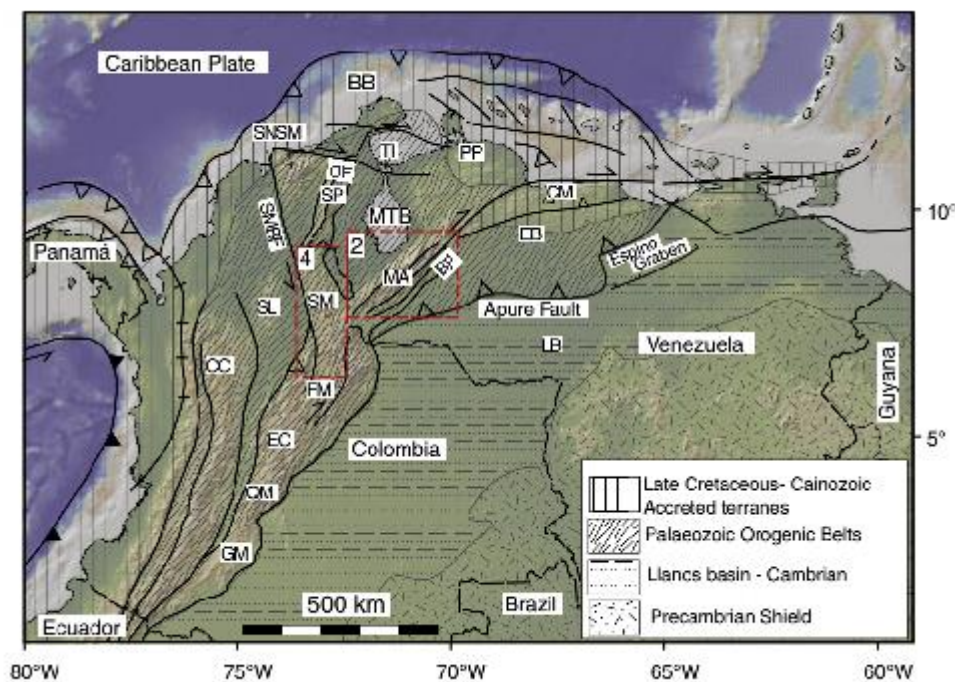
FIGURA 1. Localización geográfica y esquema geológico del área de estudio. Mapa geológico alrededor de la zona de estudio tomado de las planchas 135 y 136 del Ingeominas. Punto MOG-03-01 con coordenadas X: 1206891 mN Y: 1119684 mE. **pDs:** Formación Silgará (Esquistos del chicamocha). **Dfm:** Formación Floresta. **JTRcm:** Batolito de Mogotes. **Jg:** Formación Girón. **Jar:** Formación Arcabuco. **Kita:** Formación Tambor. **Kir:** Formación Rosa Blanca. **Kip:** Formación Paja. **Kit:** Formación Tablazo. Líneas rojas representan fallas; la imagen de la derecha modificada de (Mantilla, 2013).



3. MARCO GEOLÓGICO

El Macizo de Santander hace parte del Sistema Orogénico Andino, más específicamente de los Andes del Norte conformado por los Andes Venezolanos, los Andes Colombianos y Ecuatorianos (Gansser et al., 1977 y Alemán & Ramos, 2000; en Mantilla et al., 2011). Es la continuación de la cordillera Oriental de Colombia y forma el margen sur-oeste del Bloque de Maracaibo (Van der Lelij, 2016a), el cual está limitado por las Fallas Bucaramanga-Santa Marta, Oca y Boconó (Figura 1) (Tschanz et al., 1974 y Van der Hilst & Mann, 1994; en Mantilla et al., 2011). Su margen oriental está definido por cinturones Cenozoicos tardíos que lo separan de los Andes de Mérida (Macellari, 1984; en Van der Lelij, 2016a). Su margen occidental está claramente definido por la falla Bucaramanga-Santa Marta (Van der Lelij, 2016a), limita al sur con el Macizo de Floresta y al norte con la Sierra de Perijá.

FIGURA 2. Provincias tectónicas de la parte noroccidental de Suramérica, tomado y modificado de Van der Lelij (2016a). BB: Bloque Bonaire, BF: Falla Boconó, CC: Cordillera Central, CM: Montañas Caribe, EB: Macizo el Baúl, EC: Cordillera Oriental, FM: Macizo de Floresta, GM: Macizo Garzón, LB: Cuenca de los llanos, MA: Andes Merida, MTB: Bloque Triangular Maracaibo, OF: Falla Oak, PP: Península Paraguana, QM: Macizo Quetame, SL: Serranía de San Lucas, SMBF: Falla Santa Marta - Bucaramanga, SM: Macizo de Santander, SNSM: Sierra Nevada de Santa Marta, SP: Sierra de Perijá, TL: Isla Toas.



Las litologías que conforman el área de estudio (extremo Sur-Oeste del Macizo de Santander) son el Neis de Bucaramanga, Formación Silgara (*s.l.*), Formación Floresta Metamorfoseada y Batolito de Mogotes.

El Neis de Bucaramanga cuya formación se atribuye a la Orogenia Putumayense, y constituiría el basamento cristalino del sector. Consiste principalmente de paraneis, esquistos, neis calcáreo, neis hornblendico, anfibolita y migmatita (Ward *et al.*, 1973).

Las condiciones metamórficas del Neis de Bucaramanga alcanzan facies anfibolita de alta temperatura y presión intermedia (García *et al.*, 2005; Castellanos *et al.*, 2008 y Urueña-Suárez & Zuluaga, 2011; en Van der Lelij, 2016a). Dataciones U/Pb en zircones dan un rango de edad entre 960-1200 Ma (Cordani *et al.*, 2005; en Van der Lelij, 2016a).

La Formación Silgará en el área de estudio consta según Ward *et al.*, (1973), de rocas clásticas metamorfoseadas: filitas, pizarras, meta-limolita y meta-arenisca; tiene un metamorfismo desde esquistos verdes a la más baja de la anfibolita (grado de la estauroлита). Limitada al Este por el Batolito de Mogotes y al Oeste desaparece bajo los sedimentos cretácicos, consta hacia la base de esquistos cuarzo-micáceos con granate y estauroлита, hacia el sur en las áreas de Pitiguao y Mogotes consiste en esquistos cuarzo muscovíticos con intercalaciones de metagrauvas, con diques pegmatíticos posiblemente del batolito de Mogotes (Vargas *et al.*, 1981). Mantilla *et al.*, (2016) propone escindir la Formación Silgara (*s.l.*) en tres unidades diferentes: Esquistos del Silgara (*s.s.*), Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro; de manera que las características litológicas definidas anteriormente son parte de la Formación Esquistos del Chicamocha, y su metamorfismo ocurre durante el evento Orogénico Principal Fammatiniano en el Ordovícico Temprano cuya máxima edad estratigráfica es de 520-506 Ma.

La Formación Floresta Metamorfoseada cubre a la Formación Silgará (Específicamente Esquistos del Chicamocha) cerca de Mogotes y San Joaquín, la cual tiene un grado de metamorfismo muy bajo (Ward *et al.*, 1973). La litología y el grado de metamorfismo es muy similar a la de la Formación Silgará, por lo que sus límites son aproximados, las asociaciones mineralógicas corresponden a la parte más baja de las facies de los esquistos verdes, sub-facies muscovita-clorita, con un metamorfismo tipo Abukuma (Vargas *et al.*, 1981).

Las rocas ígneas formadas durante el magmatismo Triásico-Jurásico son correspondientes al Batolito de Mogotes. Estas rocas son de composición cuarzomonzonítica hacia el sector de Mogotes principalmente, y tiene variaciones locales a granito y granodiorita hacia el sur y sureste de San Joaquín (Royero y Clavijo, 2001). Diques de riolita, riolita porfírica, aplita, cuarzo-latita y lamprofiro son comunes particularmente en la parte sur, cerca de Mogotes. La Cuarzomonzonita es rosada naranja, gris rosáceo o blanca rosácea, equigranular a subporfírica, con un tamaño de grano de 1 a 3 mm, la roca es típicamente leucocrática, contiene cantidades iguales de oligoclasa, feldespato potásico, cuarzo y menos de 3% de biotita (Ward *et al.*, 1973). Según Van der Lelij *et al.*, (2016b) dataciones U/Pb correspondientes al Batolito de Mogotes dan una edad de 197.97 ± 0.8 Ma.

Al Oeste del área de estudio aflora una secuencia de rocas sedimentarias correspondientes a: Formación Floresta, Formación Girón, Formación Arcabuco, Formación Tambor, Formación Rosa Blanca, Formación Paja y Formación Tablazo. (Pulido, 1985)

4. METODOLOGÍA

Previamente se hizo una revisión bibliográfica de artículos científicos, memorias explicativas, mapas geológicos, informes técnicos, trabajos de grado e informes de campo sobre la geología y antecedentes del área de estudio obtenidos a través de la base de datos de biblioteca UIS, ELSEVIER, SEG, y Google académico.

Se realizó una salida de campo al área de estudio donde se recolectaron muestras del cuerpo porfirítico de interés, de su roca caja y del Batolito de Mogotes (BM) y se hizo su petrología de mano utilizando lupa de mano 10x y 20x, ácido clorhídrico, imán y rayador. Los análisis posteriores se hicieron con las muestras MOG-03-01-01, MOG-03-01-02 que corresponden al dique de estudio y la muestra MOG-03-05-01 del BM.

Fueron elaboradas un total de 6 láminas delgadas en el laboratorio TECLAB G&P s.a.s. ubicado en Bogotá, y en el laboratorio de rocas de la Universidad Industrial de Santander (UIS). La petrografía se realizó en los microscopios de luz transmitida Nikon ECLIPSE 2000, Nikon YS2-T, Nikon modelo Labophot2-poi y Leica modelo DM750 P del grupo de investigación GIGBA en el Parque Tecnológico de Guatiguará-UIS y sede Central.

Se realizó análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM) en el laboratorio de microscopía de la sede Guatiguará-UIS por medio del microscopio QUANTA FEG 650, a un máximo de 2 secciones delgadas pulidas, con un revestimiento de carbono por medio del SPUTTER COATERS Q150R ES.

Los análisis lito geoquímicos de roca total fueron efectuados en el laboratorio ALS Minerals en Medellín, estos datos fueron tratados con el software ioGAS con la licencia

para estudiantes de la UIS en los equipos del centro de tecnologías de información y comunicación (CENTIC).

Las extracción de zircones para análisis geocronológicos U-Pb, se realizó utilizando los métodos tradicionales en ZirChron LLC (Tucson, AZ), mientras que las dataciones U-Pb fueron realizadas utilizando la técnica LA-ICP-MS en el laboratorio de geoquímica isotópica de la Universidad Estatal de Washington (WSU, USA) siguiendo los procedimientos analíticos descritos por Chang *et al.*, (2006). Los detalles del correspondiente procedimiento analítico, también se resumen en el apartado 'Metodología', documentado en Mantilla *et al.*, (2013).

La nomenclatura de las abreviaturas minerales usadas en el informe petrográfico y en las imágenes fueron adaptadas de Whitney y Evans (2010) y las descripciones petrográficas fueron elaboradas teniendo en cuenta los parámetros descritos en Castro Dorado (1989), Mackenzie *et al.*, (1996), Mackenzie y Adams (1996), Thompson y Thompson (1996), Melgarejo (1997), García (1997), Mantilla (2003), y Bowden (2007).

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 RASGOS MACROSCOPICOS

La roca objeto de estudio se encuentra localizada en un afloramiento de aproximadamente 10 m de largo y 2,5 m de alto que tiene un grado de meteorización moderado. (FIG. 3A) Macroscópicamente corresponde a una roca ígnea subvolcánica hipoabisal con textura porfírica afectada por una fuerte alteración hidrotermal. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales de tamaño medio (3mm aproximadamente) embebidos en una matriz muy fina. Está compuesta principalmente por fenocristales de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo que son en gran proporción reemplazados por mineralogía hidrotermal. La roca muestra gran cantidad de vetillas de cuarzo hidrotermal y de óxidos, las cuales son de tonalidad marrón oscuro y más delgadas y abundantes que las de cuarzo (FIG. 3 B y C).

5.2 PETROGRAFÍA

5.2.1 Mineralogía primaria. La mineralogía primaria de la roca consiste de feldespato potásico (46%), plagioclasa (27%), cuarzo (19%) y minerales máficos (8%), clasificándola petrográficamente como una riocita porfírica con matriz afanítica. Presenta textura holocristalina, hipidiomórfica. El tamaño de los fenocristales varía de medio a grueso (0.5 a 3.5 mm) predominando el tamaño medio. Estos fenocristales se observan agrupados evidenciando una textura glomeroporfídica. Composicionalmente corresponden a plagioclasa, feldespato potásico y biotitas y/o anfíboles reemplazados a clorita-sericita. La matriz está formada por agregados microlíticos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, cuyos granos tienen un tamaño promedio de muy fino a fino (<0.4 mm).

Los fenocristales de plagioclasa se presentan de forma tabular euhedral a subhedral, con tamaños que varían desde 0.5 a 3.5 mm. La mayoría con maclado polisintético y

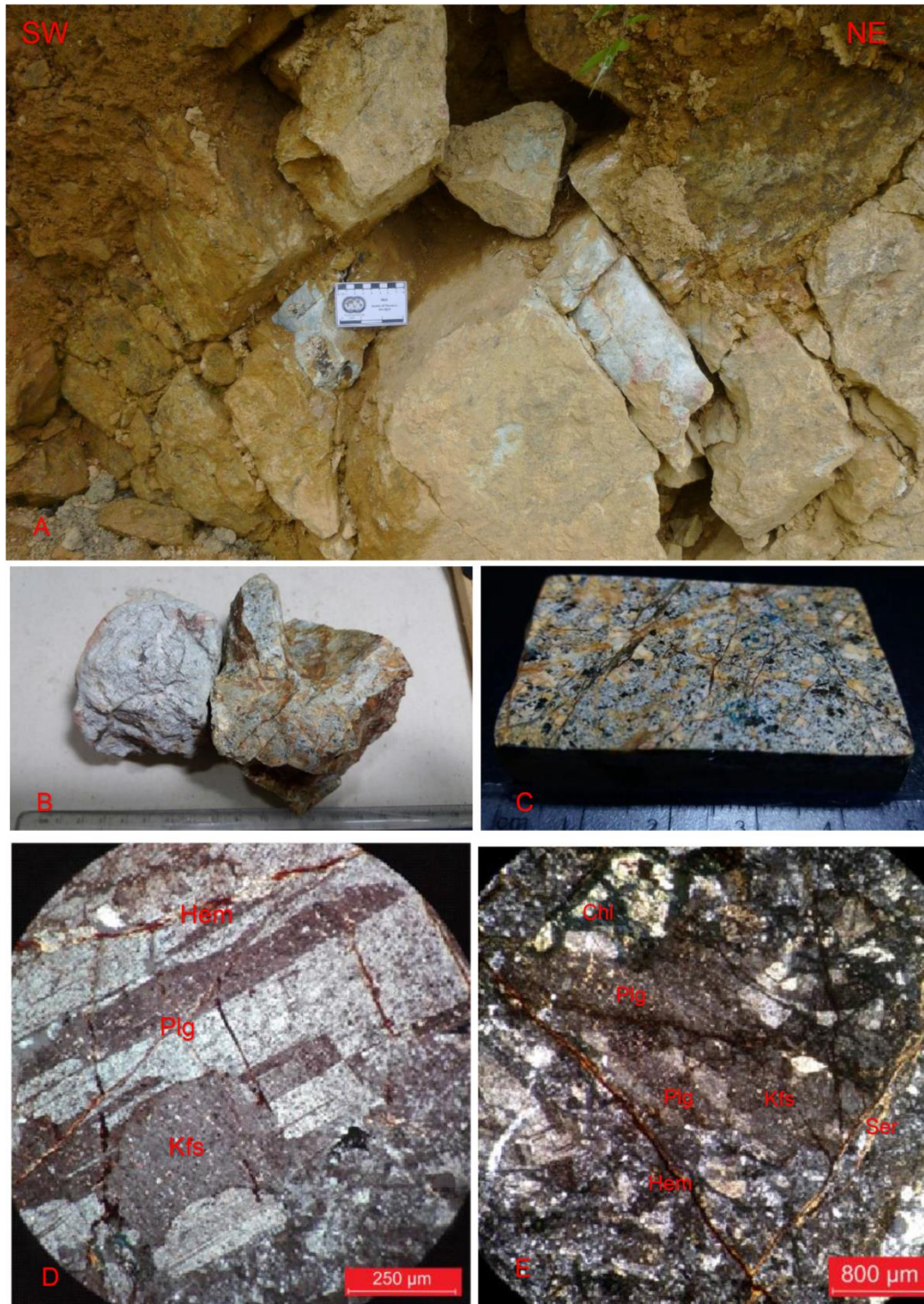
algunas con macla compuesta. Es de tipo Albita principalmente por su contenido de sodio según la proporción Na/Ca (Na 93% - Ca 7%). Se observa también formando parte de la matriz con cristales de tamaño fino de formas tabulares euhedrales y principalmente mostrando macla compuesta. Tanto en los cristales de la matriz como en los fenocristales se evidencia sericita producto de alteración hidrotermal.

El feldespató potásico se observa como cristales subhedrales a anhedrales con tamaños que oscilan de 0.5 a 1.0 mm. La mayoría no tienen macla, algunos presentan macla simple, probablemente sea Ortoclasa. Tanto los cristales de la matriz como los fenocristales presentan alteración hidrotermal.

El cuarzo primario se evidencia principalmente en la matriz con tamaños muy finos a finos (<0.37 mm), de forma euhedral a anhedral y mostrando extinción ondulosa.

Las biotitas y/o anfíboles han sido completamente reemplazados a clorita-sericita. Son cristales euhedrales con hábito basal y algunos con forma pentagonal. Su tamaño varía desde 0.5 a 2.75 mm. Sobre todas estas cloritas basales se observan óxidos de titanio (Rutilo) que se presentan a modo de parches a veces con formas alargadas y fibrosas.

FIGURA 3. Roca objeto de estudio en diferentes escalas. (A) Afloramiento del dique porfirítico de interés. (B) Roca porfirítica en muestra de mano. (C) Bloque pulido de la roca de interés, se aprecia la textura porfirítica y el vetillo intenso de óxidos y cuarzo hidrotermal. (D) Fotografía de sección delgada mostrando fenocristales de Plg Y Kfs. (E) Textura glomeroporfídica observada en sección delgada, en el centro grupo de cristales de Plg y Kfs agrupados.

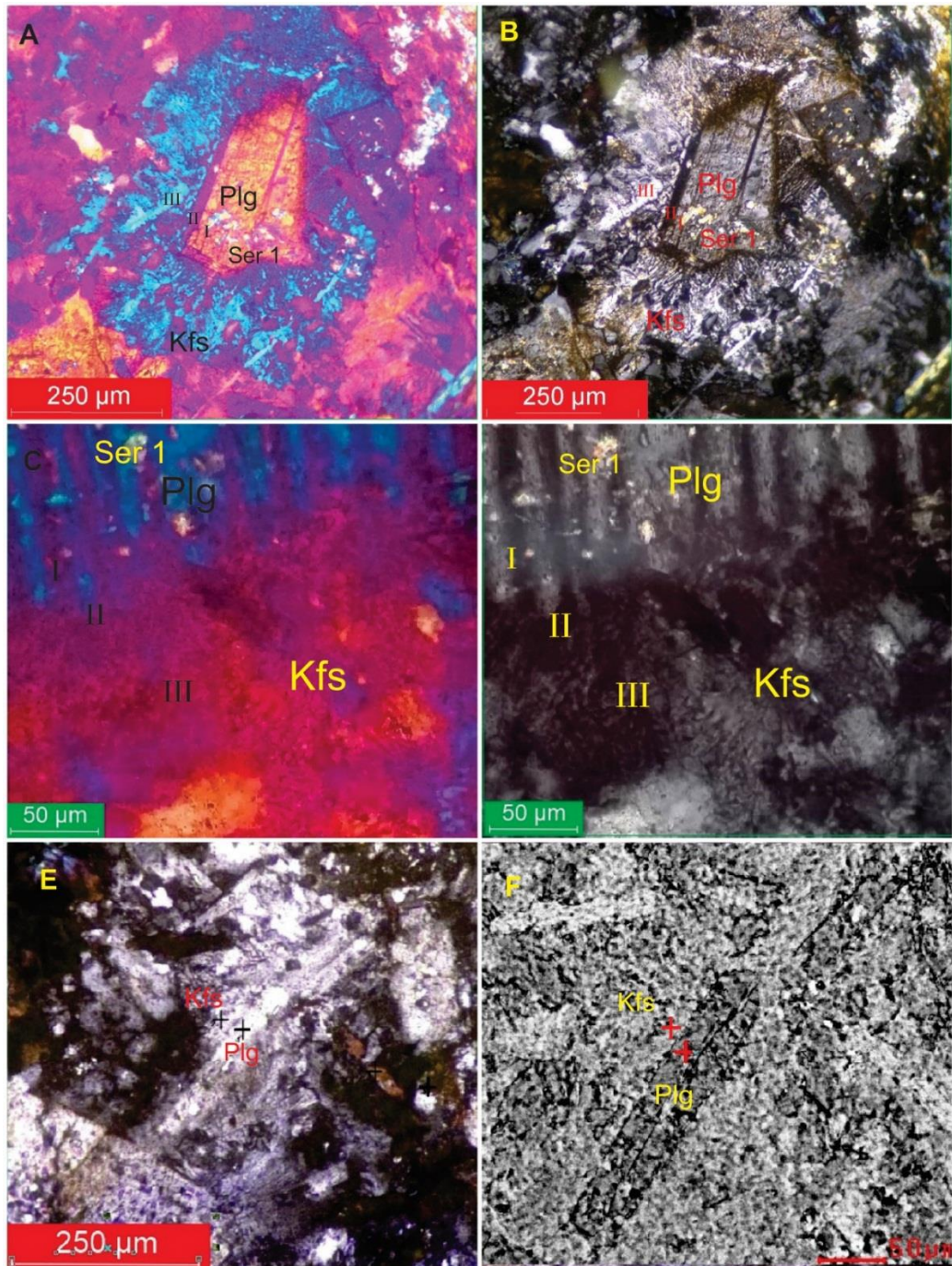


5.2.2 Mineralogía de alteración. Los minerales de alteración identificados mediante petrografía son: feldespatos potásicos secundario, clorita, sericita, cuarzo, óxidos de hierro y rutilo.

El feldespato potásico secundario (**Kfs**) se observa alrededor de los fenocristales primarios de plagioclasa y feldespato potásico primario. En algunos cristales, especialmente los fenocristales de plagioclasa se pueden observar 3 zonas desde el centro hacia la periferia (Figura 2): (I) corresponde a los fenocristales primarios de plagioclasa y feldespato potásico. Estos fenocristales presentan gran cantidad de inclusiones de sericita, en algunos casos siguiendo un patrón de orientación con textura vermicular y en otros solo a manera de parches. (II) se observa como un borde alrededor de la plagioclasa, no presenta inclusiones de sericita, este borde suele ser muy pequeño y en algunos casos casi imperceptible o inexistente. (III) es el feldespato potásico de alteración propiamente dicho, se muestra a manera de aureola con textura estriada englobando los fenocristales de plagioclasa. Este feldespato es muy limpio y no presenta ningún tipo de inclusión y en general su forma es muy irregular, podría estar acompañado de cuarzo. También aparece Kfs en gran cantidad de forma irregular entre los cristales que conforman la matriz, en este caso no se diferencian zonas, se identifica por su textura estriada y no presenta inclusiones de otros minerales

La clorita (**Chl₁**) se observa uniforme en la matriz de la roca (Figura 3_{A,B}), este mineral se presenta como cristales anhedrales, distribuido en parches con una apariencia muy limpia, tonalidades verdes pálido y algunas inclusiones de rutilo de alteración (Rt). Aparece también con hábito subhedral, alargado e irregular. Clorita (**Chl₂**) se presenta como cristales euhedrales a subhedrales de 0.5 mm a 2.75 mm con tonalidad verde claro, hábito tabular, basal y en ocasiones de forma pentagonal (FIG 3_{C,D}), también evidencia inclusiones de rutilo (Rt) y está asociada a sericita (Ser₂), sus cristales

FIGURA 4 Minerales de plagioclasa con una marcada alteración potásica. (A y B) Fotografía con cuña de cuarzo y en nicols cruzado respectivamente, la alteración potásica rodea completamente el cristal de plagioclasa. (C y D) Borde de un cristal de plagioclasa, se aprecian las 3 zonas de la alteración potásica, se observan también las inclusiones de sericita Ser₁ (E y F) Fotografía en nicols cruzados e imagen SEM respectivamente de un pequeño cristal de plagioclasa con su borde de alteración potásica



precursores pueden ser biotitas o anfíboles primarios. Clorita (**Chl₃**) se presenta en vetillas en ocasiones acompañando las venas de sericita, estas vetillas son muy escasas en la roca. (FIG 3_{E,F}).

Sericita (**Ser₁**) se observa sobre las superficies de los fenocristales de feldespato (FIG 2_{C,D}), se presenta a manera de vermiculas muy finas con tamaños aproximados de 0.007 mm a veces distribuidas aleatoriamente y en otras ocasiones mostrando ciertos patrones de orientación en dos direcciones, se observan también como agregados de cristales muy finos, de 0.01 mm aproximadamente, con forma anhedral y hábito irregular, en ocasiones presentando texturas escamosas tipo flakes (Thompson, A.J.B. y Thompson, J.F.H., 1996); algunos minerales granulares de mayor tamaño podrían ser moscovita secundaria. Sericita (**Ser₂**) se observa dispuesta a manera de parches de cristales muy finos, con formas anhedrales y con hábito fibroso e irregular, asociada a Chl₂ por alteración de biotitas o anfíboles (Figura 3_{C,D}). Sericita (**Ser₃**) se encuentra como vetillas, principalmente de tonalidad blanca y en más poca proporción de tono verde pálido (Figura 6_{A,B}) con aspecto fibroso, ocasionalmente acompañadas por clorita en vetillas (Chl₃), consiste composicionalmente en moscovita e illita, composición química obtenida mediante análisis SEM. Sericita (**Ser₄**) se observa en vetillas asociadas a cuarzo (Figura 4), es de mayor tamaño a los otros tipos de sericita y muestra hábito basal y fibroso; los cuarzos son de 0.375 mm aproximadamente, con formas euhedrales a subhedrales y en ocasiones con hábitos alargados.

FIGURA 5 Imágenes de la izquierda son fotografías en nicóles paralelos, las de la derecha son fotografías en nicóles cruzados. **(A y B)** Clorita anhedral uniforme reemplazando el feldespato potásico, Chl_1 . **(C y D)** Cristales de clorita junto a sericita reemplazando minerales máficos, Chl_2 y Ser_2 , acompañados por inclusiones de rutilo Rt. **(E y F)** Delgada vetilla de clorita, Chl_3 . **(H)** fotografía de una Chl_2 tomada por medio del SEM, **(G)** es la misma clorita en nicóles paralelos.

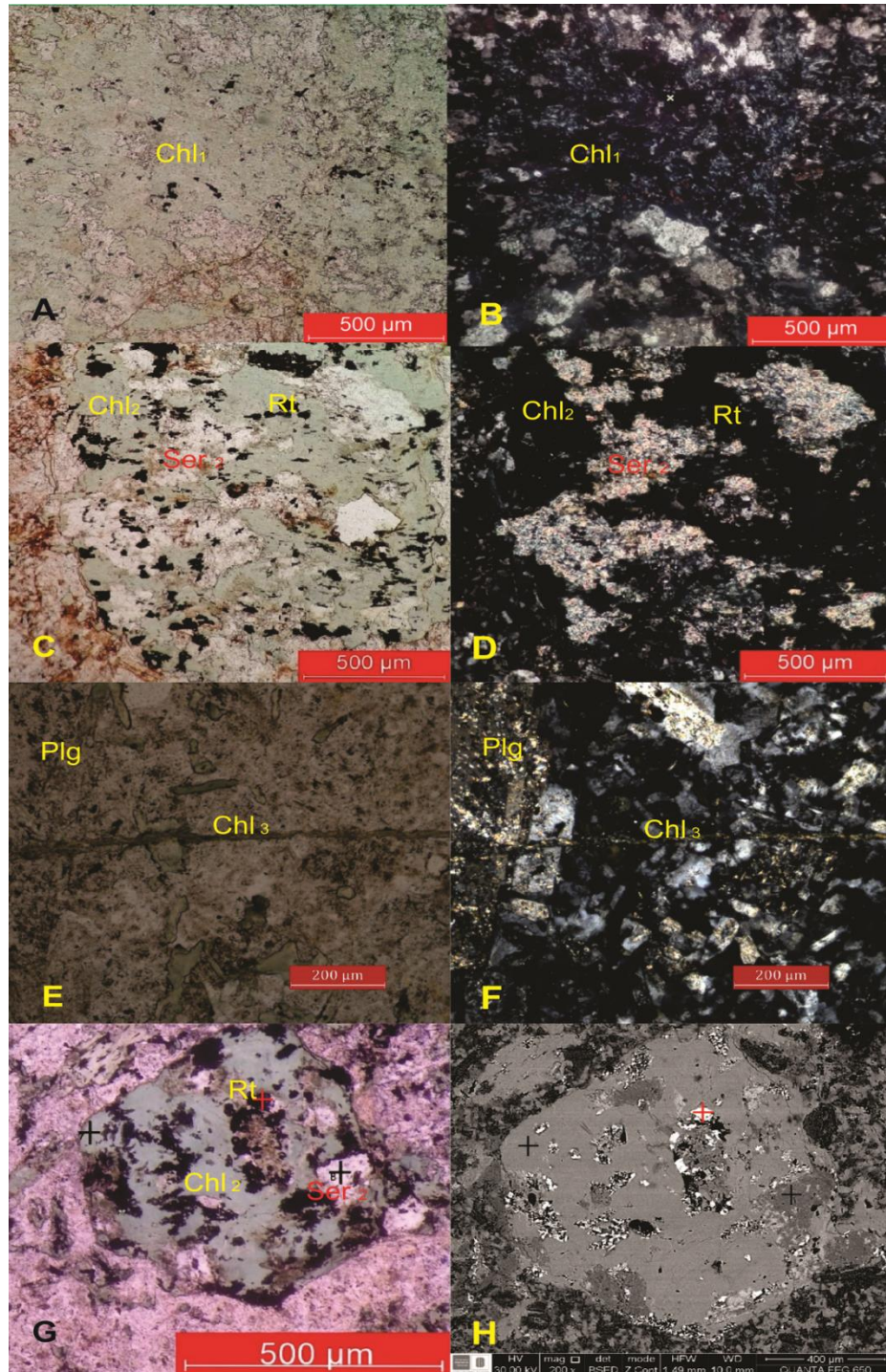


FIGURA 6 Vetilla de cuarzo-sericita **(A)** Fotografía con cuña de cuarzo. **(B)** Fotografía en nicols cruzados.

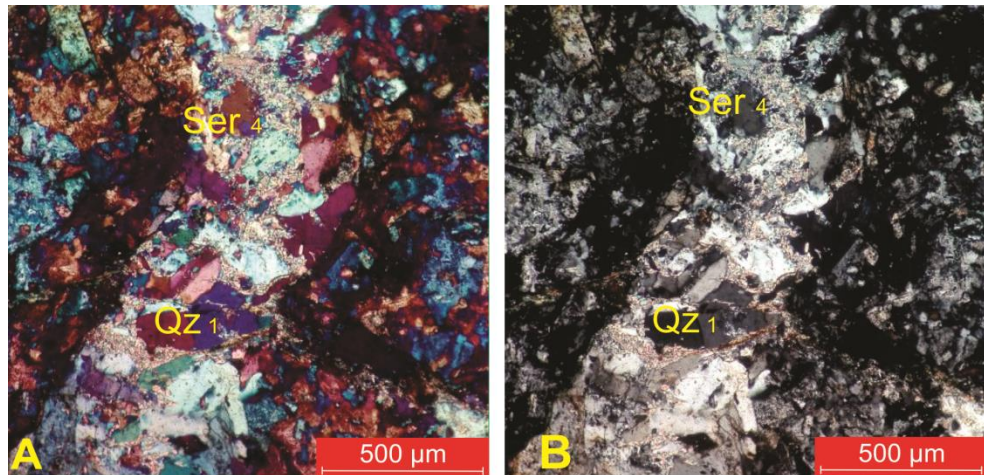
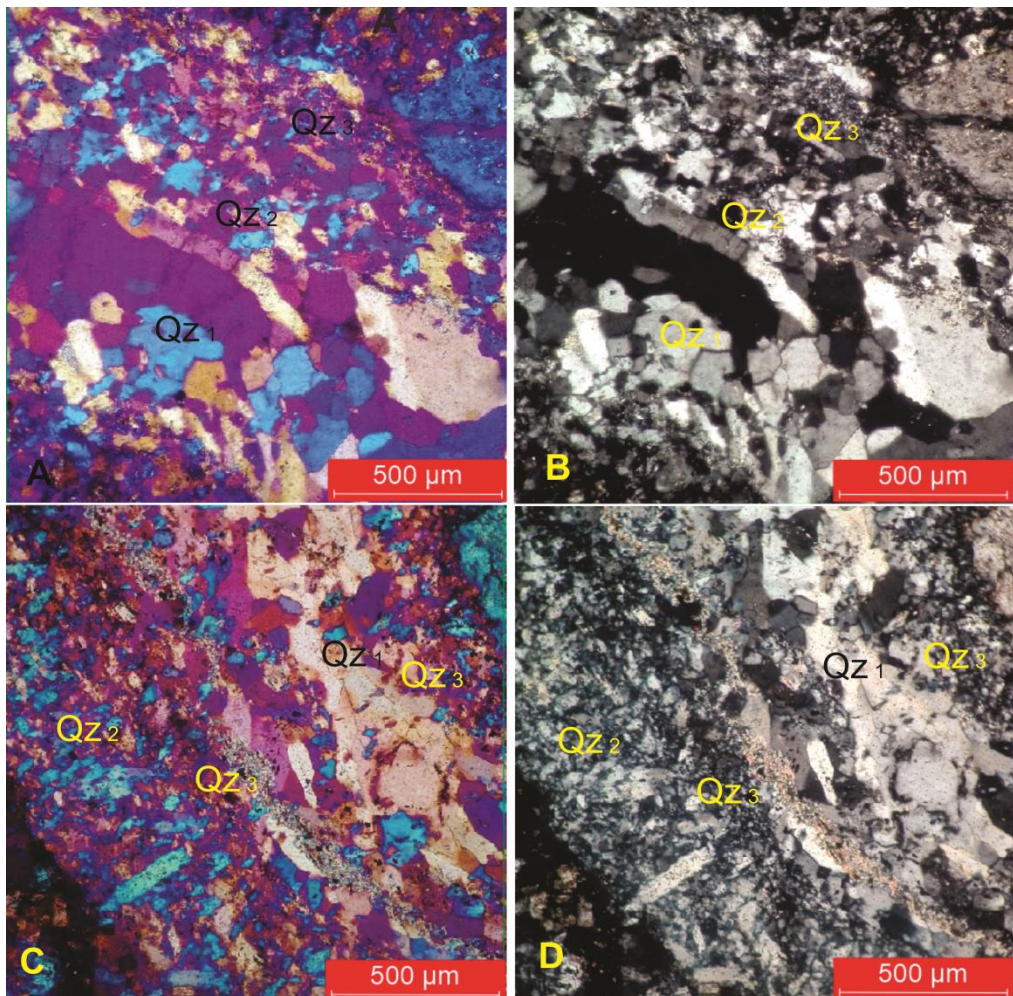


FIGURA 7 Vetillas de cuarzo donde se observan las 3 fases del evento de silicificación menor. **(A y C)** Fotografías con cuña de cuarzo. **(B y D)** Fotografías en nicols cruzados.

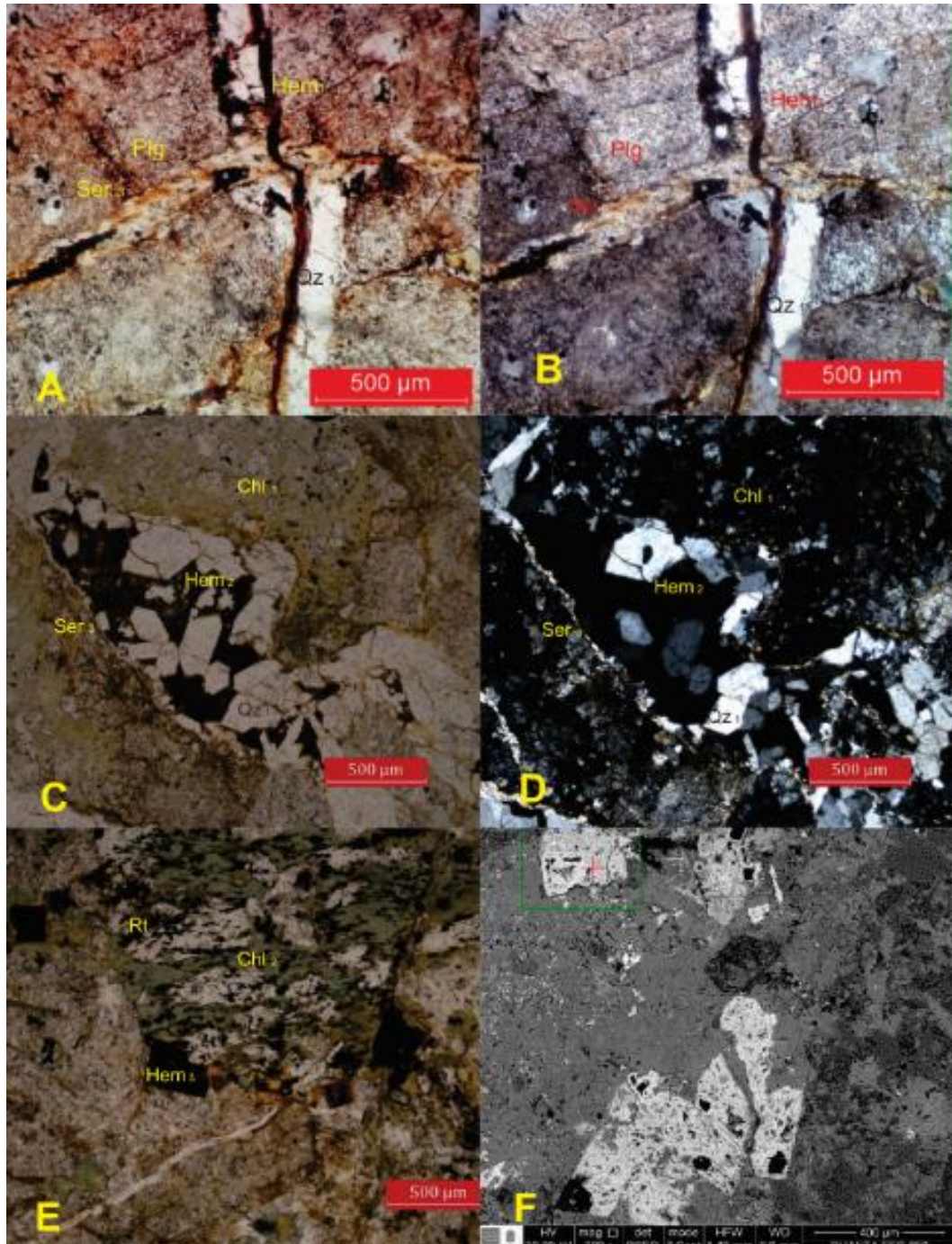


El cuarzo hidrotermal cristaliza en vetillas poco sinuosas, las cuales presentan un grosor de 0.1 mm hasta 1.7 mm, se presenta en 3 tipos texturales (Figura 5): Cuarzo (**Qtz₁**) tipo mosaico, formado por cristales subhedrales a euhedrales con bordes bien definidos y un tamaño promedio del cristal de 0.15 mm y localizado en la parte interna de las venas. Cuarzo (**Qtz₂**) de cristales subhedrales de forma alargada, ubicado en la parte exterior de las venas, con un tamaño de los cristales promedio de 0.05 mm. Cuarzo (**Qtz₃**) de cristales anhedrales a subhedrales muy fino y alargado, con tamaño de cristal menor a 0.0025 mm, es la variedad más abundante y aparece por lo general en la parte media de las venas.

Los óxidos de hierro son bastante abundantes, se consideran hematita debido a su composición y ausencia de magnetismo, se presentan de tres formas: Hematita (**Hem₁**) como vetillas delgadas poco sinuosas a rectas, de color rojo claro a rojo muy oscuro, marrón y negro, pueden encontrarse asociadas con sericita (Figura 6_{A,B}). Hematita (**Hem₂**) como óxidos asociados a relleno de la porosidad secundaria en cuarzo residual, relleno poco común a lo largo de la roca (Figura 6_{C,D}). Hematita (**Hem₃**) como óxidos reemplazando totalmente cristales perfectamente euhedrales con formas cuadradas o triangulares, que están distribuidos aleatoriamente a lo largo de la matriz de la roca y tienen un tamaño aproximado de 0.22 (Figura 6_{E,F}).

Los óxidos de titanio (**Rt**) se presentan a modo de parches dispuestos por toda la superficie de las cloritas, con formas alargadas y fibrosas, en ocasiones se observan con apariencia moteada, color café oscuro y negro y otras más pequeñas de color café claro y con formas euhedrales.

FIGURA 8 (A y B) Vetilla de hematita Hem₁ que atraviesa de arriba-abajo cortándola vetilla de sericita y la de cuarzo. **(C y D)** Hematita Hem₂ relleno de la porosidad secundaria de la vetilla de cuarzo. **(E)** hematita con forma euhedral Hem₃, uno en el borde izquierdo de la fotografía y otro en el borde inferior de la clorita. **(F)** Imagen SEM de Hem₃.



5.2.3 Hidrotermalismo y paragénesis. La alteración potásica es el primer evento hidrotermal, consiste principalmente en la formación de feldespato potásico secundario (Sillitoe, 2010) observado en la matriz y en la zona III de las plagioclasas, mejor definida con los análisis de microscopía electrónica de barrido (SEM, anexo C) los cuales muestran que el contenido de Na presente en las plagioclasas ha desaparecido en dicha zona y se hace evidente un pico de potasio (FIG 4 E y F). Este proceso según Robb (2005) es un intercambio catiónico entre K^+ y Na^+/Ca^+ (fórmula 1, Anexo A), lo cual ocurre en fluidos neutros y es generado por una adición de potasio al sistema. Según Lang *et al.*, 1995, este tipo de evidencias se podrían considerar una alteración tardimagnética formada a altas temperaturas, mientras que para Pirajno (2009) el intercrecimiento de Kfs con cuarzo genera un tipo de textura granofídica que es comúnmente observada en sistemas graníticos asociados a alteración hidrotermal e indican que el fundido inicial debió estar enriquecido en Ab, mientras la fase fluida en K. Si se corrobora la presencia de inclusiones de albita en los fenocristales de feldespatos podría además de la textura granofídica también existir una textura perfitica de origen hidrotermal debida al mismo proceso (Pirajno, 2009).

La alteración Fílica es el segundo evento hidrotermal, corresponde a la asociación de minerales de clorita, sericita, rutilo y cuarzo de alteración, la cual ha sido agrupado en 5 fases según su relación genética:

En la primera fase ocurre la alteración de fenocristales de feldespatos a sericita (Ser_1) la cual según Pirajno (2009) es debida a un proceso de Hidrólisis en el que se desestabilizan los feldespatos en presencia de H^+ y se forma mica blanca (Hemley y Jones, 1964; fórmula 2 y 3 Anexo A). La fuente de los iones H^+ pueden ser las reacciones subsolidus ocurridas durante el metasomatismo de alkalis que da lugar a la alteración potásica. Durante esta fase también ocurre la alteración por hidrólisis de minerales

máficos a clorita (Chl_2), sericita (Ser_2) y óxidos de titanio (Rt) como muestra Ferry (1979) (fórmula 4, Anexo A); en este caso a rutilo en lugar de esfena por la ausencia de calcio en la roca (Anexo C); esta alteración también puede darse a clorita y feldespato potásico que posteriormente altera a sericita como muestra Chayes (1955) (fórmulas 5 y 6, Anexo A). Se libera Na, Mg, Ti, Fe y K durante la reacción (Pirajno, 2009).

La segunda fase de alteración corresponde a la formación de clorita muy limpia (Chl_1) a partir del feldespato potásico secundario. Ocurre debido a los cationes de Fe^+ y Mg^+ liberados en el sistema que provienen de minerales máficos alterados en la fase 1 (Morad y Aldahan, 1987), que junto con el silicio y aluminio aportado por feldespatos alterados en esta misma fase, generan una reacción conocida como metasomatismo de catión que ocurre en un sistema químico abierto (Robb, 2005) y hace posible la formación de clorita Chl_1 (fórmula 7, Anexo A).

Posteriormente debido a la hidrólisis (fórmulas 2 y 3, Anexo A), se generan las tres siguientes fases de alteración: en la tercera fase se forman las vetillas de sericita (Ser_3) y clorita (Chl_3), en la cuarta se forma cuarzo de alteración y da lugar a las vetillas de cuarzo y sericita (Qtz_1 y Ser_4). En la quinta fase ocurre una silicificación menor, se forman las vetillas de cuarzo hidrotermal sin asociación de sericita, lo cual corresponde a la etapa final de la alteración fílica en la que según Robb (2005) se agota la sericita quedando solo un residuo de sílice en el fluido y rellenando fracturas en la roca.

En general, esta alteración en sus cinco fases podría ser correlacionable con las alteraciones denominadas por Sillitoe (2010) como Clorita-sericita y sericítica y por Bowden (2007) como Fílica quien además menciona el ensamblaje Illita \pm titanita/rutilo (leucoxeno) lo que es evidente en la alteración de los minerales máficos en la roca objeto de estudio.

La hematización es el tercer evento hidrotermal, este proceso de precipitación de hematita puede ocurrir por la mezcla de fluidos oxidantes que contienen hierro con fluidos que llevan sulfato u oxígeno (Reed & Barnes, 1997), lo que genera la formación de minerales con una alta proporción Fe^{3+}/Fe^{2+} como en este caso la hematita, que puede también estar asociada a sericita (Robb, 2005).

En síntesis se identificaron 7 eventos paragenéticos que generan los minerales de alteración en los diques porfíricos objetos de estudio, los cuales son mostrados en la Figura 7.

FIGURA 9. Secuencia paragenética de las alteraciones en la roca de estudio.

	Alteración potásica	Alteración fílica					Hematización
		Fase 1	Fase 2	Fase 3	Fase 4	Fase 5	
Feldespato potásico secundario							
Clorita							
Clorita 1 (En parches por la matriz)							
Clorita 2 (Con forma basal)							
Clorita 3 (En vetillas)							
Sericita							
Sericita 1 (inclusiones en feldespatos)							
Sericita 2 (Junto a la clorita 2)							
Sericita 3 (en vetillas de solo sericita)							
Sericita 4 (En vetillas de Qz-Ser)							
Cuarzo							
Cuarzo 1 (Euhedrales de tamaño fino)							
Cuarzo 2 (Subhedrales de tamaño muy fino)							
Cuarzo 3 (Anhedral de tamaño menor a muy fino)							
Hematita							
Hematita 1 (En vetillas)							
Hematita 2 (Como relleno de porosidad secundaria)							
Hematita 3 (Euhedrales de forma cuadrada o triangular)							
Rutilo							

5.3 GEOCRONOLOGÍA

Se obtuvo el análisis de cuarenta y un (41) puntos (Anexo B) en los cuales se pueden diferenciar tres grupos de edades en circones. Treinta (30) de los circones muestran un rango de edad $203.45 \pm 3/2.8$ M.a (Figura 8 y 9). La cual es la edad relacionada con la cristalización del cuerpo porfírico, los otros dos grupos de circones que muestran

edades más antiguas posiblemente representan circones heredados. El resultado muestra que los diques riódacíticos objetos de estudio se formaron durante el magmatismo Triásico tardío- Jurásico temprano, el cual es un evento magmático entre diorítico y granítico y considerado el episodio ígneo más importante en la Cordillera Oriental Colombiana (Mantilla *et al.*, 2013), este mismo autor ha reportado este magmatismo en la parte Norte del Macizo de Santander (Distrito Minero de Vetas y California) , y lo ha dividido en tres grupos, rocas de afinidad granítica Alaskitas I, rocas intermedia, y rocas de afinidad granítica Alaskitas II.

FIGURA 10 Distribución de rangos de edades dominando edad entorno a 203 Ma. Muestra MOG-03-01.

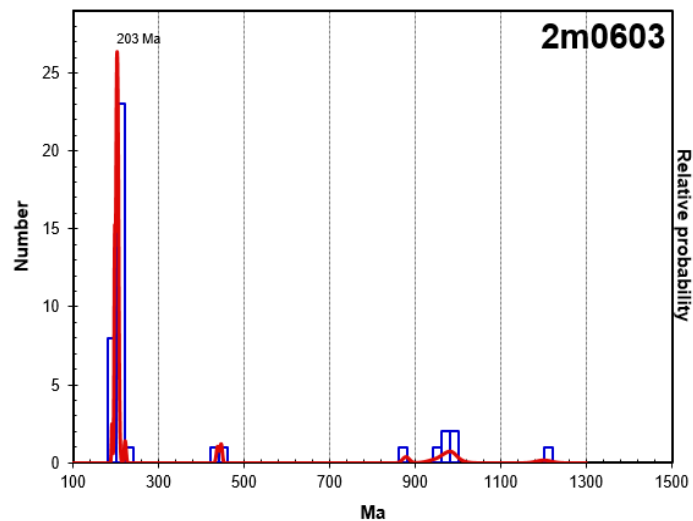
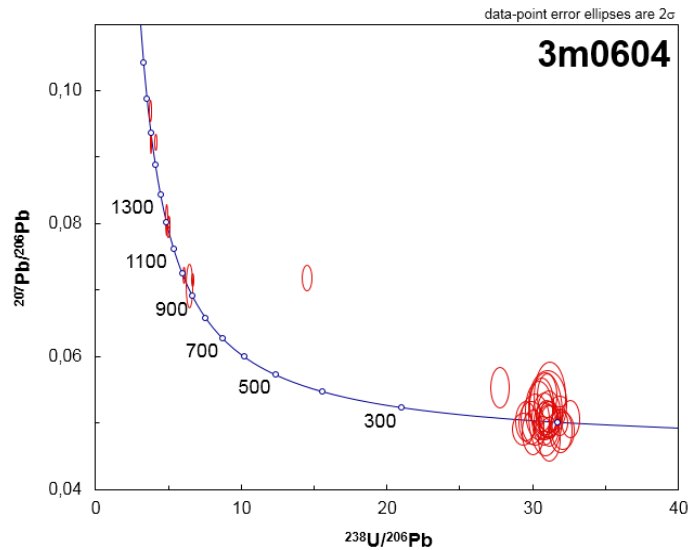


FIGURA 11 Diagrama concordia U/Pb a partir de circones. Muestra MOG-01-01



5.4 GEOQUÍMICA

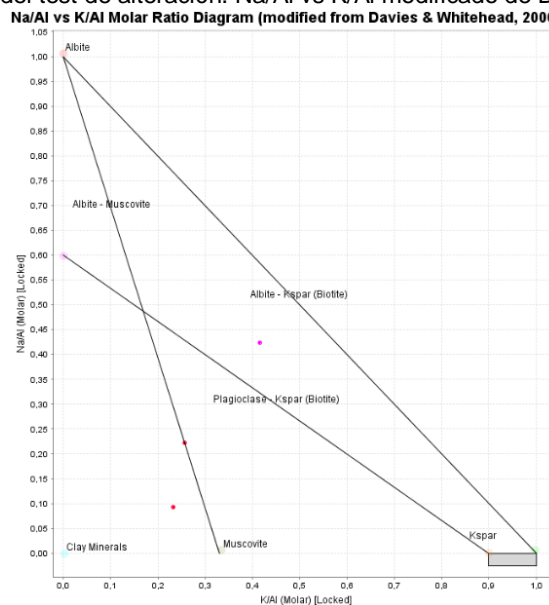
El análisis de roca total (geoquímica mineral de elementos mayores, menores y traza, incluyendo tierras raras) se realizó en tres muestras de roca, dos correspondientes a los diques riódacíticos porfíricos objetos de estudio (MOG03-01-01 y MOG03-01-02) y una al Batolito de Mogotes (MOG03-05-01). Resultados en Anexo D.

Se estableció el grado de alteración de las muestras a interpretar mediante el test de alteración propuesto por Davies y Whitehead (2006) (Figura 10), cuyo resultado muestra que los diques riódacíticos porfíricos están en el campo de los minerales arcillosos, por lo tanto no es posible usar valores de elementos móviles para el tratamiento de los datos pues elementos como Na, K, Ca, Si y algunos otros LFSE como Rb, Ba, U, Cs y Sr son móviles en condiciones de alteración hidrotermal y su uso podría conllevar a interpretaciones erróneas de los resultados (MacLean y Barrett, 1993). Se usaron diagramas de clasificación de roca y discriminación de ambiente geotectónico, que involucran elementos considerados incompatibles inmóviles (Th, P, Ti, Zr, Nb, Hf y Ta,

Cr, Co y Ni, Y y REE) frente a los procesos de alteración (Jenner, 1996; MacLean y Barrett, 1993; Pearce, 1987).

En los diagramas mostrados en esta sección los puntos de tonalidad roja corresponden a las muestras del dique de estudio, y el punto rosa al Batolito de Mogotes.

FIGURA 12. Diagrama del test de alteración. Na/Al vs K/Al modificado de Davies y Whitehead, 2006



5.4.1 Clasificación de la roca. La clasificación de la roca ígnea se realizó mediante el diagrama Nb/Y vs Zr/Ti (Figura 11) de Pearce, (1996) (modificado de Winchester y Floyd (1977), el cual es un diagrama comúnmente utilizado para clasificación de roca con elementos inmóviles, pues es un sustituto del diagrama de clasificación TAS (Nb/Y sustituye la alcalinidad ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) y Zr/Ti funciona como un sustituto de la sílica) (Hastie *et al.*, 2007), el resultado fue que las rocas objeto de estudio caen en el campo de las *Traqui-Andesitas*, y la muestra del BM en el sector de Riolita-Dacita, cuyo equivalente intrusivo corresponde a un granito o granodiorita.

FIGURA 13. Nb/Y vs Zr/Ti clasificación de rocas volcánicas modificado por Pearce, 1996. Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Askitas II

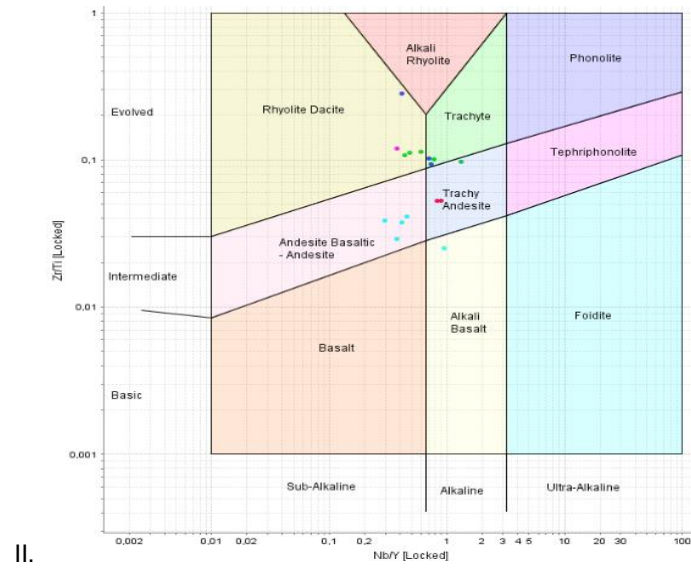
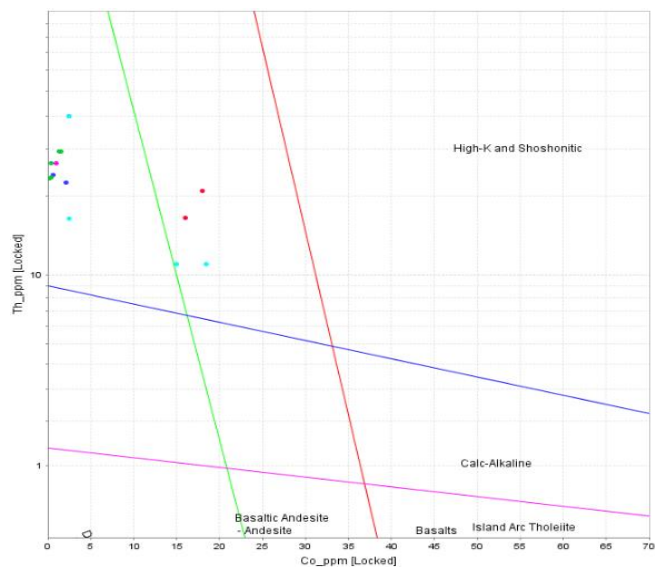


FIGURA 14. Diagrama de discriminación Th/Co, (Hastie *et al.*, 2007). Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Alaskitas II.



Proyectando las muestras en el diagrama de clasificación Th-Co (Figura 12) que es muy próximo y casi equivalente a al diagrama K_2O-SiO_2 (Hastie *et al.*, 2007), se observa una mayor cantidad de Co en las rocas porfíricas en comparación con la muestra del batolito, esto indica que las muestras porfíricas corresponden probablemente a un

pulso menos diferenciado y diferente al del batolito. Según este mismo diagrama la litología porfirítica corresponde a basaltos andesíticos, clasificación que no es muy acertada por la naturaleza granítica de la roca, mientras la muestra del BM cae en el campo de dacitas/riolitas, equivalente extrusivo de granodiorita/granito. Finalmente, ambos tipos de roca están en el campo de la serie alta en potasio que es muy común en ambientes de arco volcánico.

Se puede notar la diferencia con la clasificación obtenida mediante el conteo modal en el análisis petrográfico (riodacita porfirítica), cuyo resultado puede verse alterado por el metasomatismo de la alteración hidrotermal

5.4.2 Discriminación tectónica. Se utilizaron diagramas de discriminación tectónica para granitos ($\text{SiO}_2 > 50\%$), también se añadieron los datos geoquímicos de alaskitas I, rocas intermedias y alaskitas II de Mantilla *et al.*, (2013), para comparar y contextualizar los resultados obtenidos de los diques objetos de estudio con otros cuerpos ígneos del Macizo de Santander. El diagrama triangular de Rb-Hf-Ta propuesto por Harris *et al.*, (1986), arroja como resultado un ambiente de Arco volcánico para las muestras objeto de estudio (Figura 13). Los diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Y vs Nb; Y + Nb vs Rb; Yb + Ta vs Rb; Yb vs Ta), también proyectan a los diques Riodacíticos en el campo de Arco volcánico (Figura 14, Anexo E) el cual según diagrama Th/Co (Hastie *et al.*, 2007) es alto en potasio.

Esto encaja perfectamente en el contexto tectónico regional del Macizo de Santander. Comparando con otros datos del macizo recolectados en Mantilla *et al.*, (2013), se puede apreciar que todas las rocas de carácter intermedio se ubican en el campo de arco volcánico en todos los diagramas, mientras que las rocas de carácter félsico (alaskitas I y II) de ubican tanto en arco volcánico como en syn-colisional.

La muestra del BM cae en el campo granitos intraplaca, aunque esto podría interpretarse como facies tardías del pulso magmático en una transición entre magmatismo de arco volcánico e intraplaca, es difícil conocer la validez de estos resultados con solo una muestra y se hacen necesarios más datos y estudios para entender su significado.

FIGURA 15. Diagrama de discriminación tectónica Rb-Hf-Ta por Harris et al. (1986). Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Alaskitas II.

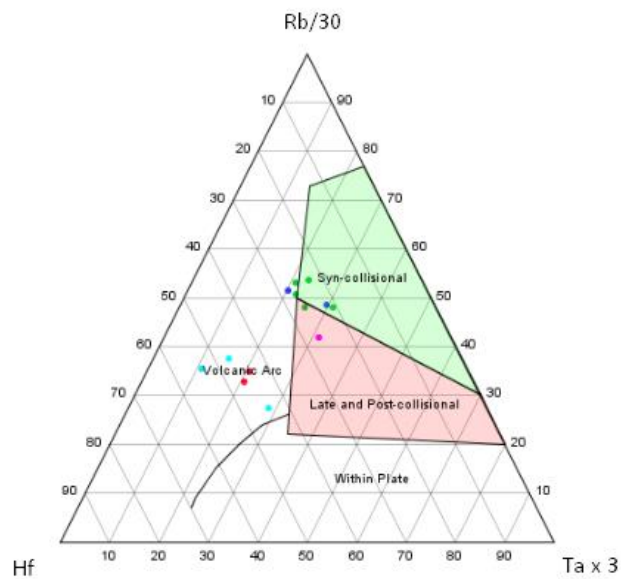
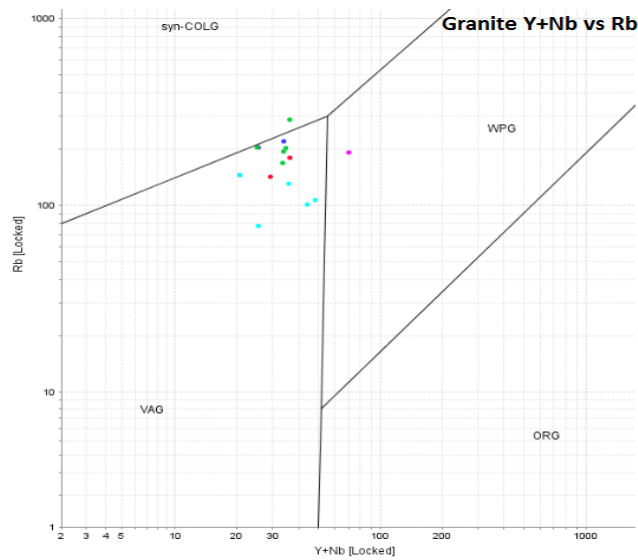
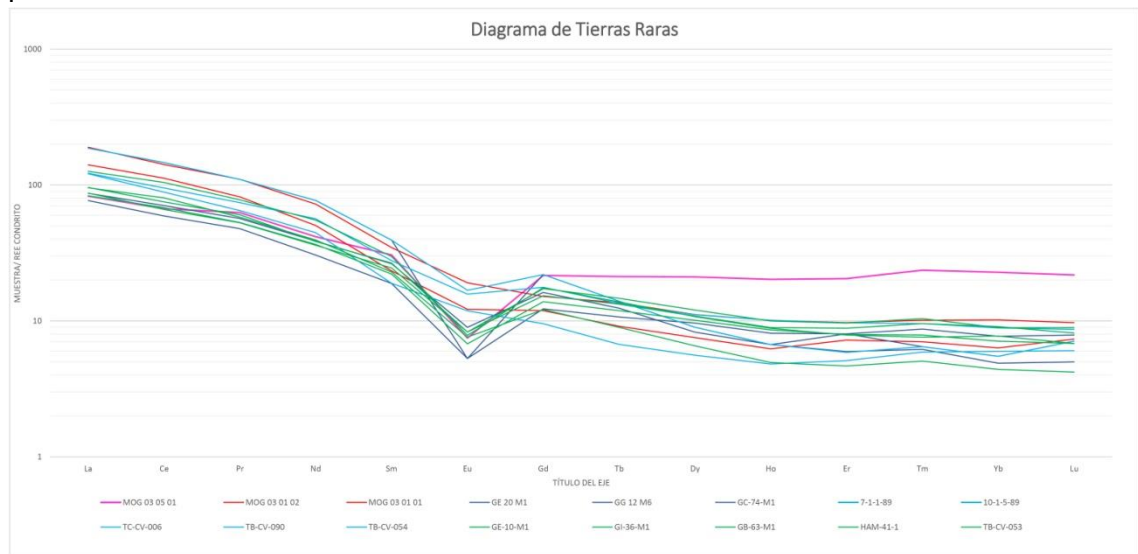


FIGURA 16. Diagramas de discriminación tectónica para granitos (Y + Nb vs Rb) por Pearce *et al.* (1984). Los demás diagramas en el Anexo E. Rojo: Diques objetos de estudio. Rosa: Batolito de Mogotes. Azul: Alaskitas I. Cyan: Rocas intermedias. Verde: Alaskitas II.



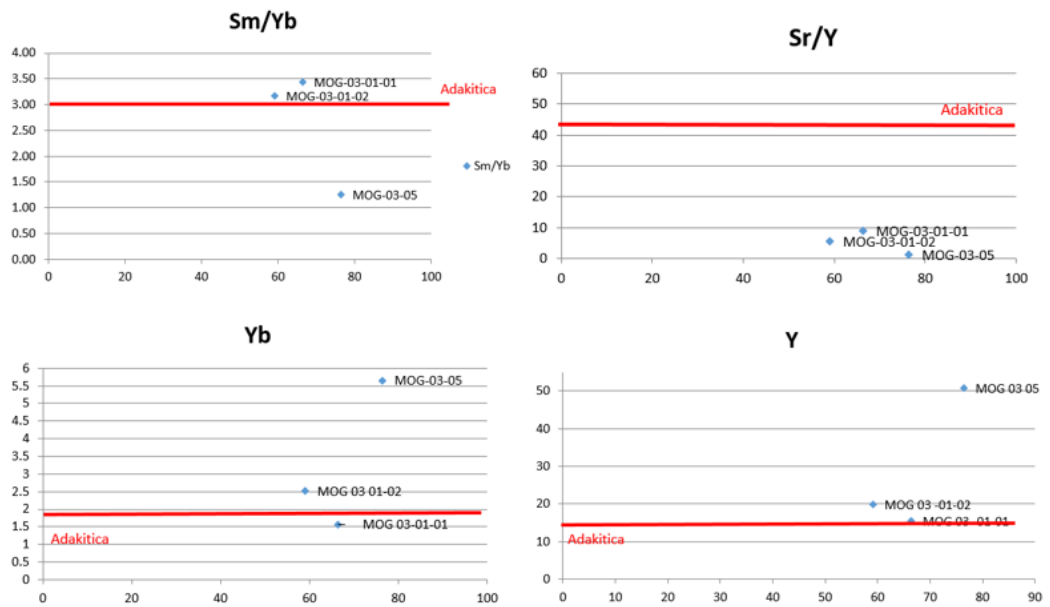
El diagrama de elementos de tierras raras REE normalizado a condrito (Figura 15) (McDonough y Sun, 1995) muestra para los diques riódacíticos porfíricos un enriquecimiento en tierras raras livianas el cual disminuye hacia las tierras raras pesadas. Se observa un patrón plano desde el gadolinio (Gd) hasta el lutecio (Lu), comportamiento común en ambientes de subducción (Wilson, 1989). La muestra del BM tiene una anomalía negativa de Eu, probablemente debida al fraccionamiento de la plagioclasa en el magma, anomalía que no es evidente en las muestras del dique.

FIGURA 17. Diagrama de REE normalizado respecto al condrito (McDonough y Sun, 1995) para las rocas objeto de estudio (rojo y rosa) y los datos geoquímicos de Mantilla *et al*, 2013 (verde, cyan y azul)



5.4.3 Discriminación de adauquitas. Se proyectaron los datos geoquímicos en algunos diagramas para discriminación de la naturaleza Adauquítica de las rocas (Figura 16) ya que como demuestran Richards y Holm, (2013) estos magmas generan los depósitos porfíricos más grandes del mundo y esta firma indicaría que existe un potencial económico en las rocas de estudio. El resultado obtenido muestra que aunque las rocas objeto de estudio caen muy cerca de la línea que separa el campo adauquítico, no son resultados muy precisos, por lo que no es posible decir que estos magmas tengan una firma adauquítica.

FIGURA 18. Diagramas para determinación de magmas adakíticos modificados de Bissig y Tosdal (2009). Las muestras de los diques de estudio son MOG-03-01-01 y MOG-03-01-02, la muestra MOG-03-05 corresponde al BM.



6. MODELO EVOLUTIVO

La comparación de los datos geoquímicos de la roca de estudio con los de los tres grupos descritos por Mantilla *et al.*, (2013), evidencia similitudes en los resultados de discriminación de ambientes geotectónicos (arco volcánico), especialmente con las rocas intermedias. Sin embargo los diques objetos de estudio reportan una edad más antigua ($203.45 \pm 3/2.8$ Ma) al de las rocas intermedias en Vetas y California ($199.2 \pm 2.8/2.7$ Ma a $198.4 \pm 2.4/ 2.4$ Ma). Evidenciando un pulso magmático intermedio en la parte inicial del magmatismo Triásico Tardío-Jurásico temprano, casi al mismo tiempo del magmatismo félsico que forma las Alaskitas I mencionadas por Mantilla *et al.*, (2013), dificultándose saber cuál ocurrió primero debido a los rangos de error en las dataciones.

Estas variaciones composicionales marcadas en periodos de tiempo muy cortos durante el magmatismo Triásico-Jurásico, podrían ser explicadas con ciclos de relajación y compresión en la corteza en ese periodo de tiempo (Mantilla *et al.*, 2013), que pueden estar asociados posiblemente a estructuras activas en el área de estudio durante el magmatismo, tales como la Falla Bucaramanga.

7. CONCLUSIONES

El resultado obtenido mediante análisis modal en la petrografía convencional permite clasificar a los diques como Riodacita porfirítica, y el resultado obtenido utilizando elementos traza (Nb/Y vs Zr/Ti y Th/Co) los clasifica como traqui-andesita porfirítica, clasificación que es más acertada por la fuerte alteración que presenta la roca.

La roca tiene una marcada alteración hidrotermal, la cual ocurre principalmente por procesos de reemplazamiento por hidrólisis e intercambio catiónico. La alteración se divide en tres fases que se dan en el siguiente orden: Potásica, Fílica, y Hematización.

La fuerte alteración hidrotermal, el intenso vetilleo que tiene la roca, y una firma cercana a naturaleza adaquitica (aunque no es adaquitica) mostrada en la geoquímica, son aspectos de interés para pensar en un posible potencial metalogénico, sin embargo, en el presente estudio se muestra la ausencia total de sulfuros en la roca. Es así como se descarta el potencial metalogénico de estas rocas y se realiza un aporte a favor de la idea de que todo el magmatismo Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander es estéril.

El magmatismo Triásico-Jurásico evidenciado en el Macizo de Santander presenta una diferencia entre rocas intermedias y félsicas. Estos cambios químicos en periodos de tiempo tan cortos pudieron ser ocasionados por la acción de ciclos de compresión y relajación de la corteza asociados a estructuras cercanas al área de estudio como la falla Bucaramanga.

8. RECOMENDACIONES

Contribuir con más estudios geoquímicos, petrográficos y geocronológicos (aumentar la densidad de dataciones) al conocimiento de las diferentes manifestaciones del magmatismo Triásico-Jurásico en el Macizo de Santander y de esta forma construir una historia más detallada de la época y establecer de ser posible el carácter félsico o intermedio de los primeros pulsos para este periodo de tiempo.

Como interés científico estudiar la movilidad del azufre en el magmatismo Triásico-Jurásico, para explicar la escasez de este elemento, consecuente esterilidad de este magmatismo y determinar posibles relaciones e implicaciones en la fertilidad de magmas más jóvenes.

BIBLIOGRAFIA

- Bissig, T., y Tosdal, R. M. (2009). Petrogenetic and Metallogenetic Relationships in the Eastern Cordillera Occidental of Central Peru. *J. Geol.*, 117(5), 499.
- Botello B., F. M. (2014). Aportes al conocimiento geológico del granito de Durania (Silúrico Temprano): Macizo de Santander (Colombia). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 72.
- Bowden, C. (2007). Epithermal systems of the Seongsan district, South Korea an investigation on the geological setting and spatial and temporal relationships between high and low sulfidation systems. James Cook University, 67.
- Castro Dorado, A., (1989). Petrografía Básica, Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas. Paraninfo editorial. 143.
- Chayes, F. (1955). Potash Feldspar as a By-Product of the Biotite-Chlorite Transformation, 63(1), 75–82.
- Davies, J. F., y Whitehead, R. E. (2006). Alkali-alumina and MgO-alumina molar ratios of altered and unaltered rhyolites. *Exploration and Mining Geology*, 15(1–2), 75–88.
- Dörr, W., Grösser, J. R., Rodriguez, G. I., y Kramm, U. (1995). Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2), 187–194.
- Ferry, J. M. (1979). Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68(2), 125–139.
- García, R.C.A, (1997) Manual de Laboratorio de Petrología Ígnea. UIS edts. 109.
- Goldsmith, R., Marvin, R. F., y Mehnert, H. H. (1971). Geological Survey Research 1971. Geological Survey Research, 750–D, 44–49.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A., y Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 67–81.
- Hart, C. J., Goldfarb, R. J., Lewis, L. L., & Mair, J. L. (2004). The Northern Cordilleran Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-series Granitoids and Intrusion-related Mineralisation. *Resource Geology*, 54(3), 253-280.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., y Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12), 2341–2357.

- Hemley, J.J. y Jones W. R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, (59), 538-569.
- Ishihara, S. (1998). Granitoid Series and Mineralization in the Circum-Pacific Phanerozoic Granitic Belts. *Resource Geology*, 48(4), 219-224.
- Jenner, G. A. (1996). Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Edited by DA Wyman. Geological Association of Canada. Short Course Notes.
- Lang, J., Stanley, C., Thompson, J., y Dunne, K. (1995). Na-K-Ca Magmatic-hydrothermal alteration in alkalic porphyry Cu-Au deposits, British Columbia. *Magma, Fluids and Ore Deposits*, 23, 339-366.
- MacLean, W. H., y Barrett, T. J. (1993). Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*, 48(2), 109–133.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., (1996). Atlas en color de Rocas ígneas y sus texturas. MASSON. 149.
- Mackenzie, W.S., Adams, A. E., (1996). Atlas en color de Rocas y Minerales en lámina delgada. MASSON. 215.
- Mantilla, L.C. (2003). Guía de Laboratorios de Petrología ígnea. UIS edts, 122.
- Mantilla, L. C. (2011). Mioceno En El Distrito Minero De Vetas-California (Macizo De Santander ,. *Boletín de Geología*, 33, 43–58.
- Mantilla, L. C., Bissig, T., Cottle, J. M., y Hart, C. J. R. (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., y Hart, C. J. R. (2013). The magmatic history of the Vetas-California mining district, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 45.
- Mantilla, L. C., Valencia, V., Barra, F., Pinto, J., y Colegial, J. (2009). Geocronología U-Pb de los Cuerpos Porfiríticos del Distrito Aurífero de Vetas-California (Departamento de Santander, Colombia). *Boletín de Geología*, 31(1), 31–43.
- Mantilla-Figueroa, L. C., García-Ramírez, C. A., y A.Valencia, V. (2016). Propuesta de escisión de la denominada “Formación Silgará” (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38(1), 33–50.
- McDonough, W. F., y Sun, S. s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253.
- Melgarejo-C., (1997). Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Ediciones Universidad de Barcelona. 1076.

- Miller, T. P. (1989). Contrasting plutonic rock suites of the Yukon-Koyukuk Basin and the Ruby geanticline. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B11), 15969-15987.
- Morad, S., y Aldahan, A. A. (1987). Diagenetic chloritization of feldspars in sandstones. *Sedimentary Geology*, 51(3-4), 155-164.
- Pearce, J. A. (1987). An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(1-3), 51-65.
- Pearce, J. A. (1996). A User ' s Guide to Basalt Discrimination Diagrams. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12(November), 79-113.
- Pearce, J. a, Harris, N. B. W., y Tindle, A. G. (1984). Trace element distribution diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer. Perth, 1250.
- Pulido, O. (1985). Reseña explicativa del mapa geológico preliminar de la plancha 135 (San Gil). INGEOMINAS, 135, 1-24.
- Reed, M.H. (1997). Hydrothermal Alteration and Its Relationship to Ore Fluid Composition. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Tercera Edición, nHubert L. Barnes (ed.), John Wiley and Sons Inc. Publication, 303-366.
- Richards, S. W., y Holm, R. J. (2013). Tectonic Preconditioning and the Formation of Giant Porphyry Deposits. *Tectonics, Metallogeny, and Discovery: The North American Cordillera and Similar Accretionary Settings*, (October 2013).
- Robb, L. (2005). *Introduction to Ore-forming processes*. Blackwell Publishing Company. Victoria, 373.
- Royero, M. J., y Clavijo, J. (2001). Memoria explicativa del mapa geológico generalizado del departamento de Santander, escala 1:400.000. INGEOMINAS, 256.
- Santaguida, F., Allen, R. L., Leitch, C. H. ., Sherlock, R. ., Barrett, T. ., Lentz, D. R., ... Rhys, D. . (n.d.). *A field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. (A. J. . Thompson y J. F. H. Thompson, Eds.).
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3-41.
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., y Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290-75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95-139.
- Van der Lelij, R. (2013). Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. *Thèse de doctorat*, (4581), 221.

- Van der Lelij, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., y Mora, A. (2016). Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans. *Gondwana Research*, 31, 271–294.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., y Téllez, N. (1981). Memoria explicativa-Geología de las Planchas 136 Malaga y 152 Soatá Cuadrángulo I-13. INGEOMINAS, 109.
- Ward, D. Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., y Gómez, E. (1973). MEMORIA EXPLICATIVA: Geología de los cuadrángulos H-12 y H-13. INGEOMINAS, 21, 1–132.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*: London. Unwyn Hyman.
- Whitney, D. L., y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187.
- Winchester, J. A., y Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, 20, 325–343.