

Análisis de la Evolución Geológica de la Franja Mogotes-Onzaga, Macizo de Santander

Juan Sebastián Pastrana Caviedes

Solomon David Blair Camacho

Trabajo de Grado para Optar el Título de Geólogo

Director

Francisco Alberto Velandia Patiño

PhD en Geociencias

Codirector

Luis Carlos Mantilla Figueroa

PhD en Geología económica y Geoquímica

Universidad Industrial De Santander

Facultad De Ingenierías Físico-Químicas

Escuela De Geología

Bucaramanga

2023

### **Dedicatorita**

*A Dios primeramente por darme la vida, la salud y las fuerzas para seguir adelante.*

*A mi madre Nancy y mi padre Guillermo por haberme enseñado valores y estar siempre brindándome amor y apoyo incondicional.*

*A mis hermanos Sofia y Luigui por estar conmigo apoyándome y brindándome consejos.*

*A mis abuelos Luis e Ines por todo el cariño y comprensión que me ha ofrecido durante toda mi vida, y todos mis tíos y demás familia.*

*A mis maestros que a lo largo de mi vida que me han formado académicamente y como persona. Desde la profesora Francy en preescolar, todos los docentes en el colegio, y en la universidad en especial los profesores Francisco Velandia, Luis Carlos Mantilla y Hernán Dario Madero por inspirarme a esforzarme cada día para ser un mejor Geólogo.*

*A mi compañero de tesis Solomon, por su compromiso y compañerismo.*

*Y a todos mis compañeros, amigos y amigas personales que contribuyeron con sus consejos con mi crecimiento como persona.*

**JUAN SEBASTIAN**

### **Dedicatoria**

*A Dios por brindarme la oportunidad de vivir esta gran experiencia, concediéndome salud, sabiduría y capacidades necesarias para que esta vivencia haya sido la mejor que he tenido en mi vida.*

*A mi mamá Nelly Camacho, la persona más maravillosa de mi vida. Por el infinito amor que me brinda y el apoyo incondicional cada día; que a pesar de todos los retos que le coloco la vida, con su esfuerzo y dedicación saco adelante a una bonita familia; que con su sabiduría y enseñanzas me construyo y me inculco de valores para ser una mejor persona. Finalmente, cada una de mis metas son tuyas y que este logro tan valioso también es completamente tuyo.*

*A mis hermanos David y Jesse, que los amo muchísimo; por alegrarme cada día, por acompañarme en mis caminos, sueños y metas, y apoyarme en todos los momentos de mi vida.*

*A mis primos, tías y tíos; por cada hermoso momento en familia, por todo el cariño y aprecio que me brindan.*

*A mi amigo Pastrana, por su compañía, paciencia y esfuerzo para lograr este objetivo; por esos grandes momentos únicos e imaginables en la universidad, por su compañerismo y amistad en este gran camino.*

*A cada uno de los profesores de la escuela (particularmente en los que fui alumno), que con su conocimiento y experiencia se dedican a forjar grandes profesionales y personas en la facultad. En especial al profesor Francisco Velandia, por brindarme tanto saber y entrega, por su simpatía y afecto en cada reunión y encuentro a lo largo de la carrera. También al profesor Luis Carlos Mantilla, por su acompañamiento y aprendizaje en los últimos años.*

*A todos los profesionales de bienestar universitario UIS incluyendo a Paola, k, m; por su gran servicio.*

*A todos mis compañeros y amigos, a los que tuve el placer de conocer y pasar momentos agradables, de todos me llevo un granito de grava.*

*A cada miembro de la comunidad UIS, que ayudan a que el entorno universitario sea el más agradable para cada uno de nosotros.*

*Finalmente, al muchacho Solomon Blair Camacho por las ganas, esfuerzo y resiliencia en estos años, por vivir la experiencia y porque de este proceso, se llevará el mejor aprendizaje de su vida.*

**SOLOMON DAVID**

### **Agradecimientos**

A nuestros directores Francisco Velandia y Luis Carlos Mantilla por su apoyo, asesoría y todas las enseñanzas brindadas a lo largo del desarrollo del trabajo.

A la escuela de Geología en su conjunto y todo su plantel de docentes que a lo largo de tanto tiempo nos brindaron valiosas enseñanzas que nos ayudaron a crecer en nuestra vida académica.

A los funcionarios administrativos y auxiliares de la escuela por brindarnos su colaboración siempre, en especial a Martica, Rosita, Lucho y Cesar por su apoyo.

A la profesora Rocío Olaya Bernal y el geólogo Álvaro Villar por permitirnos usar en nuestro trabajo datos colectados gracias a ellos.

Al laboratorio de difracción de rayos X UIS sede Guatiguará en cabeza del profesor Antonio Henao por su apoyo en los análisis realizados.

A los estudiantes de campo II de la escuela de Geología UIS por su material geológico recopilado y facilitado para la elaboración de este proyecto.

Y finalmente a nuestras familias, compañeros y amigos por su apoyo incondicional en cada fase del proyecto.

## Tabla de Contenido

Introducción.....	13
1. Justificación.....	14
2. Objetivos.....	16
2.1 Objetivo General.....	16
2.2 Objetivos Específicos.....	16
3. Marco geológico.....	17
3.1 Marco geológico regional.....	17
3.2 Estratigrafía.....	20
3.2.1 Rocas Metamórficas.....	20
3.2.1.1 Neis de Bucaramanga.....	20
3.2.1.2 Formación Silgará.....	21
3.2.1.3 Miembro Floresta.....	21
3.2.2 Rocas ígneas.....	22
3.2.2.1 Riolita de Onzaga.....	22
3.2.2.2 Riolita del Alto los Cacaos.....	23
3.2.2.3 Riolita El Uvo.....	24
3.2.2.4 Riolita de San Joaquín.....	24
3.2.2.5 Batolito de Mogotes.....	25
3.2.3 Rocas Sedimentarias.....	26
3.2.3.2 Formación Rionegro.....	27
3.2.3.3 Formación Tibú-Mercedes.....	28
3.2.3.4 Formación Aguardiente.....	28
3.2.3.5 Formación Capacho.....	29
3.2.3.6 Formación La Luna.....	29

3.3 Geología estructural.....	30
3.3.1 Falla de Chaguacá.....	30
3.3.2 Falla de Los Santos.....	30
3.3.3 Falla de Boyacá .....	31
3.3.4 Falla de Pueblo Viejo .....	31
4. Metodología.....	32
4.1 Revisión bibliográfica y análisis de datos existentes.....	32
4.1.1 Base de datos geocronológica.....	33
4.1.2 Estimación preliminar del espesor de la paleocorteza a través de datos geoquímicos	33
4.2 Interpretación fotogeológica.....	35
4.2.1 Criterios geomorfológicos .....	36
4.3 Recolección de datos de campo.....	37
4.4 Análisis de laboratorio e interpretación de datos.....	37
4.4.1 Análisis estructural .....	37
4.4.2 Análisis del grado de madurez termal .....	38
4.5 Discusión de resultados y elaboración del informe final.....	41
5. Resultados.....	41
5.1 Cartografía geológica 1:25000 de la zona .....	41
5.2 Estimación preliminar del espesor de la paleocorteza a través de datos geoquímicos...	41
5.3 Base de datos geocronológica.....	46
5.4 Análisis estructural .....	48
5.4.1 Foliación .....	49
5.4.2 Diaclasas .....	50
5.4.3 Diques.....	51
5.4.4 Venas.....	52

5.4.5 Planos Estriados.....	53
5.5 Análisis del grado madurez termal de la Formación Floresta a partir de los índices de cristalinidad de illita y clorita .....	55
6. Discusión.....	58
6.1 Metamorfismo y temporalidad de la Formación Floresta aflorante en la zona .....	58
6.2 Evolución de la cartografía geológica de la zona: desde la 1:100000 (SGC) hasta la del presente trabajo.....	61
6.3 Geología estructural.....	62
6.4 Potencial de recursos minerales.....	63
7. Conclusiones.....	68
8. Recomendaciones .....	69
Referencias bibliográficas .....	70

**Lista de tablas**

	<b>Pág.</b>
Tabla 1 Normalización y cálculo del promedio de la relación La/Yb de los datos compilados.....	44
Tabla 2 Base de datos geocronológicas de la zona.....	47
Tabla 3 Coordenadas de las muestras de la Formación Floresta .....	56
Tabla 4 Resultados de facies cristalinas de las muestras ubicadas en la Formación Floresta metamorfoseada (KML13A y KML13C respectivamente).....	57
Tabla 5 Valores de los índices de cristalinidad de la illita y clorita para las muestras colectadas.....	58

**Lista de figuras**

	<b>Pág.</b>
Figura 1 Localización área de estudio. ....	13
Figura 2 Marco tectónico del Noreste de Suramérica.....	17
Figura 3 Mapa geológico del sector suroccidental Macizo de Santander (el recuadro representa la zona de estudio), con cortes A-A' y B-B' en los cuales se pueden apreciar las diferentes estructuras que afectan las unidades geológicas del sector.....	19
Figura 4 Características macroscópicas del Batolito de Mogotes .....	26
Figura 5 Diagrama de flujo para la metodología del trabajo. ....	32
Figura 6 Correlación de los valores de de Sr/Y y La/Yb frente al espesor de la corteza (profundidad de Moho).....	35
Figura 7 Esquema de correlación entre los índices de cristalinidad Illita/Clorita, y los límites diagénesis-anquizona y anquizona-diagénesis. ....	40
Figura 8 Mapa geológico y estructural integrado del área de estudio .....	42
Figura 9 Mapa Geológico del Macizo de Santander con ubicación de muestras geoquímicas compiladas.....	43
Figura 10 Correlación $(La/Yb)_n$ y espesor de la corteza del Macizo de Santander .....	45
Figura 11 Mapa geológico con la ubicación de los datos geocronológicos compilados para la zona.....	46
Figura 12 Diagrama de rosas y polos para Foliaciones, con su ubicación respectiva en el mapa.....	49
Figura 13 Diagrama de rosas y polos para Diaclasas, con su ubicación respectiva en el mapa.....	50
Figura 14 Diagrama de rosas y polos para Diques, con su ubicación respectiva en el mapa.....	51

Figura 15	Diagrama de rosas y polos para Venas, con su ubicación respectiva en el mapa.....	52
Figura 16	Diagrama de rosas y polos para Estrías, con su ubicación respectiva en el mapa.....	53
Figura 17	Diagrama primer tensor de esfuerzos de los datos de estrías. ....	54
Figura 18	Diagrama segundo tensor de esfuerzos de los datos de estrías. ....	55
Figura 19	Ubicación de muestras colectadas en el mapa geológico de la zona.....	56
Figura 20	Muestras de mano recolectadas de la Formación Floresta.....	57
Figura 21	Gráfica de correlación entre los índices de cristalinidad de la illita y clorita, y el dominio de diagénesis- anquizona- epizona para las muestras analizadas. Valores de referencia tomados de Arkai (1991). ....	59
Figura 22	Geología de la zona tomada de las planchas 136 y 152 (SGC) para la zona de estudio.....	61
Figura 23	Diagramas de variación de Rb vs Ba en roca total (Mason, 1966, adaptado por El-Sheshtawi et al., 1999) para las unidades: (a) Riolitas El Uvo, (b) Riolita de San Joaquín, (c) Riolitas del Alto Los Cacaos.....	64
Figura 24	Composición de los circones para: (a) Riolita de San Joaquín y (b) Riolitas del Alto de Los Cacaos, en diagrama de Lu et al. (2016) .....	65
Figura 25	Distribución espacial de potasio en porcentaje. El recuadro blanco delimita el área de las Riolitas del Alto Los Cacaos, con anomalía de potasio .....	66

## Resumen

**Título:** Análisis de la Evolución Geológica de la Franja Mogotes-Onzaga, Macizo de Santander\*

**Autores:** Juan Sebastián Pastrana Caviedes, Solomon David Blair Camacho \*\*

**Palabras Clave:** Evolución Geológica, Franja Mogotes-Onzaga, Índices de cristalinidad, Paleocorteza, Análisis estructural

### Descripción:

La Franja Mogotes-Onzaga, ubicada al suroeste del Macizo de Santander, ha sido objeto de varios estudios en las diversas áreas de las geociencias. El presente trabajo retoma y compila datos de publicaciones anteriores, y aporta nuevos datos mediante los cuales pretende aportar nuevos elementos que contribuyan al análisis de la evolución geológica del área de estudio. Más exactamente, el presente trabajo realiza un análisis estructural basado en datos tomados en campo, en el cual se ratifica el dominio estructural presente en la zona tanto actualmente como en periodos geológicos anteriores. De igual manera se estima preliminarmente la profundidad de la paleocorteza jurásica a partir de datos geoquímicos compilados, y se calcula el grado de madurez termal para 2 muestras de la Formación Floresta a partir de los índices de cristalinidad de illita y clorita. Además, se genera como producto final un mapa geológico y estructural integrado del área de estudio a escala 1:25000 que incorpora estudios petrográficos recientes y define la cinemática de las fallas principales.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. PhD en Geociencias. Codirector: Luis Carlos Mantilla Figueroa. PhD en Geología económica y Geoquímica

### **Abstract**

**Title:** Analysis of the Geological Evolution of the Mogotes-Onzaga Fringe, Santander Massif\*

**Authors:** Juan Sebastián Pastrana Caviedes, Solomon David Blair Camacho \*\*

**Key Words:** Geological evolution, Mogotes-Onzaga Fringe, Crystallinity indexes, Paleocrust, Structural analysis

#### **Description:**

The Mogotes-Onzaga Fringe, located southwest of the Santander Massif, has been the subject of several studies in different areas of geosciences. The present work retakes and compiles data from previous publications, and provides new data through which it intends to provide new elements that contribute to the analysis of the geological evolution of the study area. More precisely, the present work performs a structural analysis based on data taken in the field, which ratifies the structural domain present in the area both at present and in previous geological periods. Likewise, the depth of the Jurassic paleocrust is preliminarily estimated from compiled geochemical data, and the grade of thermal maturity is calculated for 2 samples of the Floresta Formation from the crystallinity indexes of illite and chlorite. In addition, an integrated geological and structural map of the study area at 1:25000 scale is generated as a final product, incorporating recent petrographic studies and defining the kinematics of the main faults.

---

\* Degree Work

\*\*Faculty of Physical-Chemical Engineering. College of Geology. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño. PhD in Geosciences. Co-director: Luis Carlos Mantilla Figueroa. PhD in Economic Geology and Geochemistry.

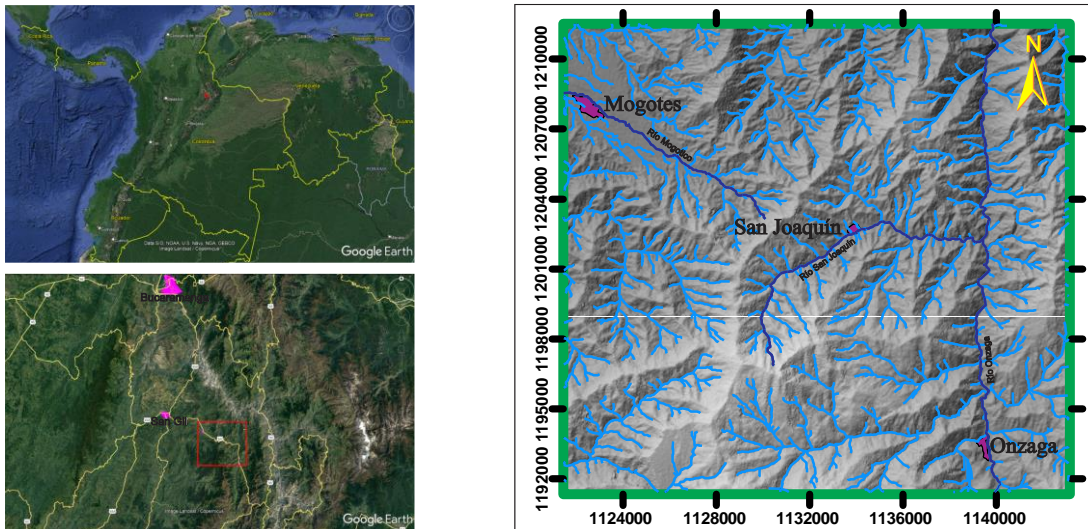
### Introducción


El presente trabajo de grado analiza la evolución geológica de la franja Mogotes – Onzaga a partir de la compilación de información existente (cartográfica, petrográfica y geocronológica), uso de herramientas SIG y control de campo.

La zona seleccionada para el desarrollo del estudio se encuentra ubicada en la Cordillera Oriental colombiana, al suroeste del Macizo de Santander, y es abarcado por áreas que corresponden a la jurisdicción de los municipios de Mogotes, San Joaquín y Onzaga. Para acceder a la zona de estudio se tiene principalmente la vía que conecta a Mogotes con el municipio de San Gil (ubicado en carretera nacional) (ver figura 1).

**Figura 1**

Localización área de estudio.



<p>LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO: FRANJA MOGOTES-ONZAGA</p>	<p>LEYENDA</p> <ul style="list-style-type: none"> <li><span style="border: 1px solid black; display: inline-block; width: 15px; height: 10px; margin-right: 5px;"></span> Área de estudio</li> <li><span style="color: blue; font-size: 1.2em; margin-right: 5px;">~</span> Drenajes</li> <li><span style="color: blue; font-size: 1.5em; margin-right: 5px;">~</span> Río principal</li> </ul>	<p>Coordinate System: MAGNA Colombia Bogotá Projection: Transverse Mercator Datum: MAGNA False Easting: 1.000.000.000 False Northing: 1.000.000.000 Central Meridian: -74.0775 Latitude Of Origin: 4.5964 Units: Meter</p>	 <p>Universidad Industrial de Santander</p>
<p>1:270.000</p> <p>0 1,5 3 6 9 12 Kilometers</p>	<p>Autores: Blair, S. Pastrana, J.</p>		

### **1. Justificación**

En el mundo cada vez se hace más necesario reconstruir la evolución geológica de una región, tanto espacial como temporalmente; lo cual contribuye a llevar a cabo la gestión de un territorio e influye en la planificación del desarrollo de las comunidades. La realización de la cartografía geológica permite sintetizar la distribución de los elementos geológicos de las zonas de estudio. El Servicio Geológico Colombiano ha cubierto gran parte del país en una escala 1:100000, no obstante, es importante realizar actualizaciones a detalle ya que la ciencia y los conceptos geológicos evolucionan a través del tiempo, y cada vez se necesita conocer más a fondo nuestro territorio, con especial énfasis respecto a recursos minerales, gestión de riesgo de desastres y medio ambiente. La zona que comprende la franja Mogotes–Onzaga, en el Macizo de Santander, ya han sido objeto de varios estudios con diferentes enfoques, los cuales serán la base para el presente trabajo.

Cuando se requiere realizar una cartografía geológica más detallada que la preexistente, uno de los factores a tomar en cuenta es que algunos autores definen zonas como una sola unidad, aunque puedan corresponder a áreas con características petrográficas heterogéneas. En dicho caso, el propósito de la revisión cartográfica consiste en identificar la heterogeneidad de estas zonas y agruparlas según sus facies ígneas y litotipos metamórficos, y definiendo los contactos entre unidades tomado en cuenta las estructuras de la zona, así como hacer una discusión de la nomenclatura estratigráfica.

En el área de estudio afloran las unidades, denominadas por el SGC, como Batolito de Mogotes, Formación Floresta, Formación Silgará, además de depósitos cuaternarios, aunque Rodríguez et al. (2016) incluye otras unidades como Formación Río Negro y Riolita de Onzaga. En casos como la Formación Floresta (originalmente sedimentaria con reporte de contenido fósil en algunos sectores, según Moreno-Sánchez et al., 2005) se ha reportado metamorfismo de bajo grado (Mantilla et al., 2018; Ward et al., 1973). Para estudiar esta idea de metamorfismo, en nuestro trabajo se estimará el grado de madurez termal a partir de estudios de su mineralogía. Así mismo, se espera proponer un modelo estructural de la zona

en base a datos compilados de campo, lo cual ayuda al análisis de la evolución tectónica y su relación con potenciales recursos del subsuelo y amenazas geológicas en el área de estudio.

De igual modo, algunos autores han contribuido con datos de temporalidad de cada una de las unidades aflorantes en la zona. En el presente trabajo se compilarán, organizarán y analizarán esta información geocronológica con el fin de establecer una base de datos detallada sobre la temporalidad absoluta de las unidades y los diferentes eventos que pudieron afectarlas. El análisis de toda la información permitirá examinar y sugerir distintas posibilidades de uso y restricción del suelo y subsuelo en el sector, con especial énfasis en su potencial de recursos.

## **2. Objetivos**

### **2.1 Objetivo General**

Realizar un análisis de la evolución geológica de la franja Mogotes-Onzaga (Macizo de Santander), a partir de la compilación de información existente, análisis de laboratorio y usos de herramientas SIG.

### **2.2 Objetivos Específicos**

- Realizar una actualización de la cartografía Geológica a escala 1:25000 de la franja Mogotes-Onzaga.
- Estudiar mediante uso de herramientas SIG los rasgos geomorfológicos predominantes del área de estudio a fin de que sirva de apoyo a inferencias sobre el tipo de roca y las estructuras presentes.
- Definir las estructuras y procesos de deformación que afectan las unidades geológicas del área de estudio apoyados en la teledetección e información compilada de campo.
- Determinar el grado de madurez termal en las rocas de más bajo grado de metamorfismo para corroborar el mismo, a partir de la cristalinidad de la illita y clorita.
- Generar una base de datos geocronológica en el área de estudio, que contribuya al entendimiento de la temporalidad absoluta de las litologías aflorantes en la franja Mogotes-Onzaga mediante la compilación de datos existentes, y de la misma manera realizar una base de datos geoquímicos que permita estimar preliminarmente el espesor de la paleocorteza de la zona.
- Examinar, a la luz de los datos anteriores, posibles usos y restricciones del suelo y subsuelo de la franja Mogotes-Onzaga con el fin de facilitarle a la comunidad científica, el Estado y los residentes de la zona suficientes criterios para darle el uso pertinente a su territorio.

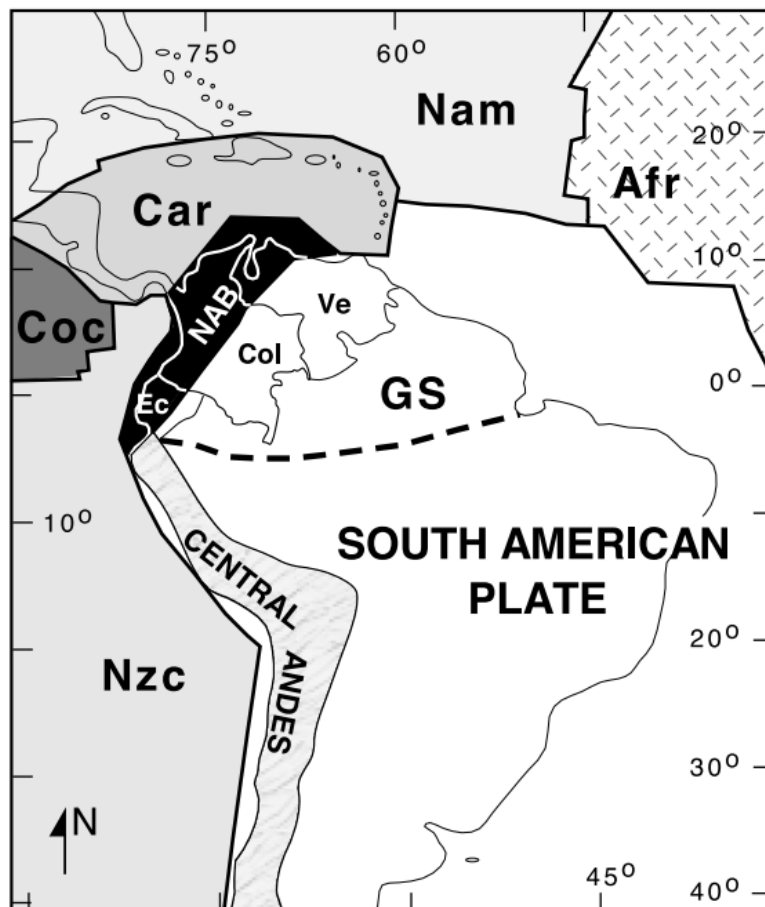
### 3. Marco geológico

#### 3.1 Marco geológico regional

En el margen norte de la placa Sudamericana se puede diferenciar un segmento correspondiente a un territorio geológicamente complejo y tectónicamente dinámico (Royero y Clavijo, 2001), en el cual se presenta la interacción de tres placas litosféricas principales: Nazca, Caribe y Sudamericana (Cediel et al., 2003). Dicho segmento es comúnmente conocido como el bloque Norandino (Pennington, 1981 y; Cediel et al., 2003) o Andes del Norte el cual se extiende por más de 900 km a lo largo del oeste suramericano (Gansser, 1973; Alemán y Ramos, 2000) (ver Figura 2).

**Figura 2**

*Marco tectónico del Noreste de Suramérica*



*Nota: Tomado de Cediel et al. (2003)*

En los Andes Colombianos se pueden diferenciar tres cordilleras: Occidental, Central y Oriental, en ésta última se han reconocido cuatro macizos: Garzón, Quetame, Floresta y Santander, donde afloran rocas del basamento cristalino, compuesto mayoritariamente por rocas metamórficas del pre-Devónico y rocas ígneas del pre-Cretácico. (Restrepo & Toussaint, 1988; Case et al., 1990; Cooper et al., 1995; Restrepo-Pace et al., 1997). El Macizo de Santander también forma parte del margen suroeste de bloque Maracaibo (van der Lelij, 2016), el cual está delimitado por tres estructuras principales: los sistemas de fallas de Bocono, Bucaramanga–Santa Marta y Oca-Ancón. Estudios regionales del bloque coinciden en su escape hacia el norte (Taboada et al., 2000; Cediél et al., 2003; Audemard et al., 2005; Monod et al., 2010; Egbue et al., 2014). El macizo ha sido sometido a una tectónica transpresional en un estilo dominó, y está controlado por fallas longitudinales sinistral de deslizamiento tal como la Falla de Bucaramanga; el estilo tectónico también exhibe fallas internas transversales de tendencia NE-SW con cinemática de deslizamiento dextral (Velandia et al., 2020). La zona de estudio se encuentra en el sector suroccidental del Macizo de Santander, cerca de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga (Figura 4), en donde predomina un régimen transpresivo (Velandia y Bermúdez., 2018).

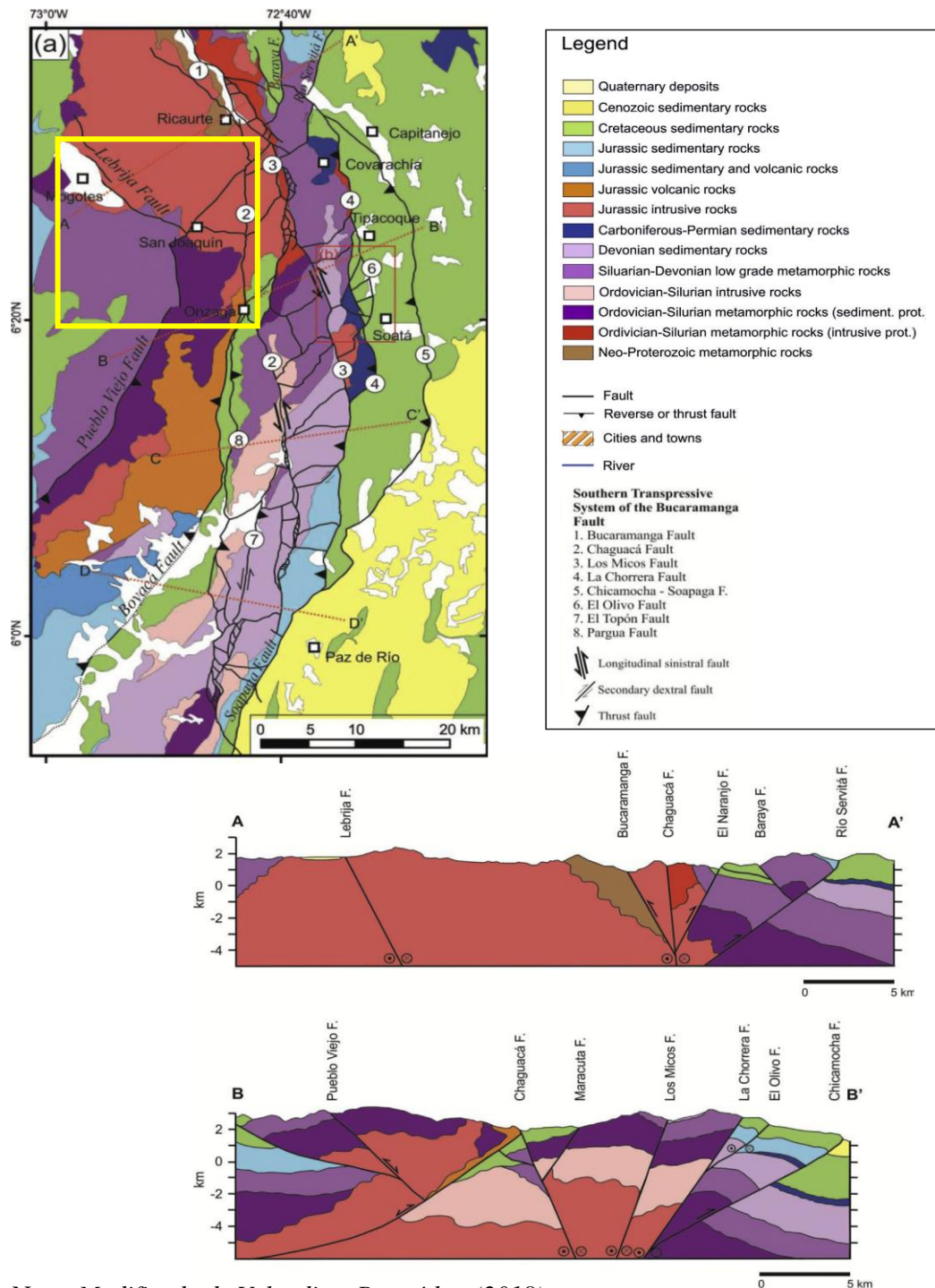
El basamento metamórfico del Macizo de Santander ha sido subdividido en tres unidades principales: Gneis de Bucaramanga, Esquistos del Silgará y Ortoneis (Ward et al., 1973). Estas rocas son intruidas por cuerpos magmáticos de edades variables, el evento magmático más antiguo es de edad Silúrico temprano. El primer registro sedimentario en el Macizo de Santander, posterior a estos eventos metamórficos y magmáticos se presenta en la Formación Floresta del Devónico (Boinet et al., 1985).

Los eventos tectonomagmáticos más importantes para el desarrollo del Macizo de Santander son: la Orogenia Grenvilliana, con alto grado de metamorfismo (hasta migmatización) datada entre 1.240 y 957 Ma; Magmatismo Calcoalcalino en el Ordovícico Temprano, que fue simultáneo con la Orogenia Caparonensis-Famatianiana (~ 477 Ma); y Magmatismo Calcoalcalino post-colisional de mediados a finales del Ordovícico (~ 486Ma - 436 Ma)

(Kroonenberg et al., 1982; Aceñolasa, 1982; Toussaint, 1993; Restrepo-Pace, 1995; Cediell et al., 2000;).

**Figura 3**

Mapa geológico del sector suroccidental Macizo de Santander (el recuadro representa la zona de estudio), con cortes A-A' y B-B' en los cuales se pueden apreciar las diferentes estructuras que afectan las unidades geológicas del sector.



Nota: Modificado de Velandia y Bermúdez, (2018).

## 3.2 Estratigrafía

### 3.2.1 Rocas Metamórficas

**3.2.1.1 Neis de Bucaramanga.** Esta unidad fue definida por Ward et al., (1973) y también se denomina Complejo Bucaramanga (Royero y Clavijo, 2001). Se presenta como un cuerpo elongado orientado noroeste-sureste, intruido por el Batolito de Mogotes. Pese a que tradicionalmente la unidad había sido cartografiada con una edad Proterozoica (García y Ríos, 1999; Ordóñez et al., 2006) y presenta un pico metamórfico datado en  $1.057 \pm 28$  Ma por geocronología U-Pb SHRIMP en circones (Cordani et al., 2005), cuya edad se relaciona con la orogenia Grenvilliana; existen estudios más recientes que han definido la unidad como Ordovícica, obteniendo edades de metamorfismo de 477 Ma, correspondientes a la orogenia Caparonensis (Van der Lelij., 2013; Van der Lelij et al., 2016; Zuluaga et al., 2017; Rodríguez et al., 2017).

El Neis de Bucaramanga está constituido por rocas de alto grado de metamorfismo alcanzando facies anfibolitas, constituye el basamento del Macizo de Santander conformado por paraneises pelíticos, cuarzofeldespáticos, migmatíticos y pocas cantidades de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, mármoles y esporádicamente granulitas. La localidad tipo se encuentra entre el Cerro la Judía y el Cerro Morro Negro al oriente de Bucaramanga (Royero y Clavijo, 2001). En la mayoría del área de este sector los contactos se encuentran cubiertos por depósitos coluviales, sin embargo, cuando son visibles se observan contactos de tipo intrusivo y fallado (Amaya-Ferreira, 2012). En el área de estudio se pueden observar afloramientos en la vía Mogotes – San Joaquín.

El Ortoneis de Berlín es un cuerpo metamórfico de origen ígneo con composición félsica a intermedia que comprende neises pelíticos, cuarzo-feldespáticos y máficos y cuerpos discontinuos de anfibolitas foliadas de forma lenticular y tabular; las foliaciones de los neises y anfibolitas son siempre concordantes y de aspecto masivo (García et al., 2017). El cuerpo intruye el Neis de Bucaramanga y está cubierto discordantemente por sedimentitas del Devónico Medio (Royero y Clavijo, 2001). En el área de estudio la unidad aflora en la vía Onzaga-El Uvo.

**3.2.1.2 Formación Silgará.** Nombrada en un principio Formación Silgará, propuesta por Ward et al. (1973), que toma el nombre de la quebrada Silgará, al sur del río Cachirí, donde gran parte de la formación aflora en condiciones ideales (muy poca meteorización), también es referida como Unidad Esquistos del Silgará (Clavijo, 1994). Se estiman edades U-Pb entre 451 y 1180 Ma en circones dedríticos con máxima edad de metamorfismo en el Ordovícico y edad del protolito del Precámbrico (Mantilla et al., 2016).

La unidad presenta principalmente rocas metasiliciclásticas (predominantemente metareniscas/metacuarzoarenitas, y en menor proporción metapelitas), las cuales fueron afectadas por metamorfismo regional en facies esquistos verdes (Mantilla et al. 2016). De igual manera Mantilla et al. (2016) divide la Formación Silgará en tres unidades diferentes: Esquistos del Silgará (unidad fundamentalmente pelítica y semipelita), Esquistos del Chicamocha (unidad compuesta fundamentalmente de metapsamitas, metapelitas y metabasitas; posiblemente litologías calco-silicatadas, la cual aflora en la zona de estudio) y Filitas de San Pedro (unidad compuesta fundamentalmente de metapsamitas, metapelitas; y localmente muy posiblemente litologías metavolcanoclásticas). Las rocas de la Formación Silgará sufrieron un metamorfismo a temperaturas entre 460 y 650 °C y presiones entre 4 y 7 kbar siendo de tipo Barreviano, alcanzando las facies esquistos verdes o las facies anfibolita baja (Ward et al., 1973; Castellanos, 2001; Castellanos et al., 2004; Ríos, 2005; García et al., 2005). La formación en la zona de estudio se puede observar en afloramientos de la vía Joaquín-Onzaga.

**3.2.1.3 Miembro Floresta Metamorfoseado.** El término “Formación Floresta Metamorfoseada” fue establecido por Ward et al. (1973) para referirse a una secuencia de cerca de 1.000 m de espesor constituida por rocas sedimentarias ligeramente metamorfoseadas que aflora cerca de Mogotes y San Joaquín. Su edad está estimada entre 380 a 390 Ma, según reportan Boinet et al. (1985) a través de estudios paleontológicos, y corroborado por dataciones U-Pb (Mantilla et al., 2018).

La unidad esta relaciona a las formaciones Metasedimentitas de Guaca y Metasedimentitas la Virgen; correspondiendo a las unidades levemente metamorfoseadas

que cubren el basamento del macizo de Santander (Ward et al., 1973; Royero & Vargas, 1999; Royero, 1994).

La unidad se halla compuesta principalmente por conglomerados, argilitas grises, metalimolitas calcáreas y mármol gris claro. Una de las características litológicas más importantes de esta formación es la presencia de potentes bancos de mármoles grises donde ocasionalmente se reconocen restos de crinoideos. Como parte de esta Formación también fueron incluidas las fajas de filitas pizarrosas y mármoles que afloran en el flanco este del batolito de Santa Bárbara al norte de la Falla de Bucaramanga (Ward et al., 1973). En el área de Berlín y Silos esta unidad parece alcanzar grados más altos de metamorfismo, que sin embargo se mantiene dentro de la facies esquisto verde (Ward et al., 1973). En el sector de Mogotes la base de esta unidad no se conoce ya que se halla intruida por cuarzomonzonitas del “Batolito de Mogotes” de edad Mesozoico, sin embargo, en otros sitios (suroeste de Molagavita y de San Andrés) la unidad parece suprayacer a la Formación Silgará. En el área de estudio se pueden reconocer afloramientos en la vía Mogotes-San Joaquín.

### **3.2.2 Rocas ígneas**

**3.2.2.1 Riolita de Onzaga.** La unidad fue definida por Vargas et al. (1981),. corresponde a un cuerpo con geometría alargada en dirección N-S ubicado al sur-oeste del Municipio de Onzaga, con un área aproximada de 155 km<sup>2</sup>; limita en su margen oeste con el Stock de Canutos y los Esquistos de Silgará y su límite oriental es la Falla de Boyacá, la cual ubica a las Riolitas de Onzaga adyacente a las rocas sedimentarias del Cretácico. La datación geocronológica de U-Pb en circones reportada por Rodríguez, (2022) indica una edad de cristalización que varía entre  $450,9 \pm 2,5$  Ma y  $449,9 \pm 5,9$  Ma, es decir, correspondiente al Ordovícico Temprano.

Según Rodríguez, (2022), la unidad está constituida por rocas metavolcánicas que clasifican químicamente como riolitas, las cuales fueron afectadas por metamorfismo en facies esquisto verde a probablemente anfibolita baja. Las metariolitas están constituidas por porfidoclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, algunos conservan las texturas y formas relictas de los fenocristales; estos se encuentran dentro de una matriz microcristalina,

con desarrollo local de mosaicos de cuarzo y láminas orientadas de mica blanca y biotita. El contacto con los Esquistos de Silgará es intrusivo debido a la presencia de diques y silos dentro de esta última unidad, así como en otros sitios los estratos de la Formación Montebel se depositaron inconformemente sobre la Riolita de Onzaga (Vargas et al., 1981). En la zona de estudio, la unidad aflora en la carretera Onzaga-Santafé.

**3.2.2.2 Riolita del Alto los Cacaos.** La unidad fue definida y nombrada por Correa et al. (2020) en consideración a su litología dominante y al nombre geográfico de la localidad tipo, pese a que este cuerpo hipoabisal había sido referido por Ward et al. (1973), quienes lo presentaron como una parte del Granito de Pescadero. La unidad se presenta como un cuerpo con una geometría irregular, aflora al NW de la cabecera municipal del municipio de San Joaquín, donde ocupa un área aproximada de 22 km<sup>2</sup>. En cuanto a su edad, resultados geocronológicos reportados en Correa et al. (2020), identificaron dos poblaciones de edades (la primera población arrojó una edad de 210,6±2,7 Ma y la segunda reveló una edad de 201,6±2,1 Ma), lo cual indica que las riolitas representan un evento magmático anterior al que dio origen al Granito de Pescadero. El cuerpo de riolitas es posterior a la Formación Floresta.

La Riolita del Alto Los Cacaos es uno de los cuerpos subvolcánicos que se generó durante el importante magmatismo de arco Triásico-Jurásico generado dentro del basamento metamórfico del margen occidental del Macizo de Santander (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Van der Lelij, 2013; Correa et al., 2020). A nivel petrográfico, la unidad está compuesta por riolitas y traquitas de grano fino y porfídicas de tonalidades rosa y naranja con variaciones graduales entre una y otra, que desarrollan saprolitos de colores rosa muy claro a naranja, arcillosos. Las riolitas y traquitas están intruidas localmente por diques centimétricos de andesita e intruyen los esquistos de la Formación Silgará (Correa et al., 2020). En el área de estudio la unidad aflora en un tramo de la vía que comunica los municipios de Mogotes y San Joaquín, conocido como Alto de los Cacaos, de donde recibe su nombre.

**3.2.2.3 Riolita El Uvo.** Esta unidad fue propuesta por Zapata et al., (2020) a partir de la composición modal dominante, que son rocas hipoabisales de composición riolítica y de su localización geográfica, ya que aflora en el municipio de San Joaquín, se presenta como un cuerpo alargado en sentido norte-sur, con un área aproximada de 16 km<sup>2</sup>. Se ha reportado que para esta unidad se pueden encontrar edades que oscilan entre ~220 Ma Triásico Tardío (Noriense) y ~187 Ma Jurásico Temprano (Pliensbachiense). La Riolita El Uvo intruye al Batolito de Mogotes (Ward et al., 1977; Vargas et al., 1981; Zapata et al., 2020)

Según Zapata et al. (2020), la Riolita El Uvo corresponde a rocas faneríticas inequigranulares de grano medio a fino, porfídicas, leucocráticas, con matriz afanítica felsítica, con microcristales de cuarzo, cristales de feldespato potásico de color rosado, plagioclasa y biotita en láminas. En el área de estudio, la unidad aflora sobre la vía vereda Santa Fe-El Uvo, en el municipio de San Joaquín.

**3.2.2.4 Riolita de San Joaquín.** El nombre de este cuerpo ígneo subvolcánico, propuesto por Rodríguez et al. (2020) proviene de su composición modal dominante y de su localización geográfica, a unos 3 km al norte de la cabecera municipal de San Joaquín. Se presenta como un cuerpo con un área de 20,9 km<sup>2</sup> de forma tabular irregular, alongada, con dirección N-S. Este cuerpo es producto del importante magmatismo que se presentó en el Triásico-Jurásico hacia la margen occidental del Macizo de Santander, con el emplazamiento de grandes batolitos, stocks graníticos y cuerpos riolíticos subvolcánicos localizados dentro del basamento metamórfico, con desarrollo de contactos netos intrusivos (Restrepo y Toussaint, 1988). Su edad según dataciones corresponde a 201,0 ± 2,1 Ma (Rodríguez et al., 2020).

La Riolita de San Joaquín corresponde a una roca masiva de color entre anaranjado y rosado, moteada de blanco y negro, porfirítica, constituida por fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo y biotita, flotando en una matriz afanítica de color anaranjado claro a gris (Rodríguez et al., 2020). La unidad se emplazó en el Neis de Bucaramanga; al suroeste está en contacto fallado con la Riolita del Alto de Los Cacaos y está intruida por el Batolito de Mogotes; en el extremo norte aparece en contacto con esquistos cuarzo-sericíticos, probablemente de la Formación Silgará, sobre los cuales reposa

un cuerpo pequeño de areniscas de posible edad Cretácico; además, se encuentra atravesada por diques y pequeños cuerpos de monzogranitos aplíticos (Restrepo et al., 2011; Rodríguez et al., 2020). En el área de estudio, la unidad aflora sobre la carretera que comunica al casco urbano del municipio de San Joaquín con la vereda La Aurora.

**3.2.2.5 Batolito de Mogotes.** Unidad definida por Ward et al. (1973) que se extiende desde el oeste de Cepitá hasta el norte de Onzaga, y ocupa un área aproximada de 410 km<sup>2</sup>, siendo uno de los cuerpos ígneos más grandes del departamento de Santander. El Batolito de Mogotes se asocia con el Granito de Pescadero y la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara dadas sus similitudes petrogenéticas y geoquímicas (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Correa et al., 2020). Las dataciones radiométricas dentro de estos cuerpos han arrojado edades entre  $172 \pm 7$  Ma y  $195 \pm 7$  Ma (Goldsmith et al., 1971), lo que indica una edad del Jurásico Temprano.

Según Correa et al. (2020), el batolito está constituido principalmente por Monzogranitos, que desarrollan un relieve de montañas con aristas subangulosas y drenaje dendrítico. Son de color blanco rosáceo, rosado-naranja, gris rosáceo, y en general exhiben intensa meteorización, con desarrollo de saprolitos de entre 5 y 15 m de espesor que originan suelos arenosos de tonalidades que varían entre crema a café claro y anaranjado, los cuales localmente conservan la textura granular fanerítica de grano medio. Así mismo en los extremos SE y NNE del cuerpo principal hay granodioritas y cuarzomonzonitas (Correa et al., 2016). El Batolito de Mogotes intruye principalmente al Neis de Bucaramanga y a los Esquistos de Silgará. En el área de estudio, la unidad aflora a lo largo de la vía Mogotes-San Joaquín-Onzaga.

**Figura 4**

*Características macroscópicas del Batolito de Mogotes*



*Nota:* Tomado de Correa et al., (2020).

**3.2.3 Rocas Sedimentarias**

**3.2.3.1 Formación Floresta.** En primera medida, la unidad fue propuesta por Caster (1939), y más recientemente nombrada como formación por Mojica y Villaroel (1984). Cediel (1969) define la formación de edad Devónico Medio por medio de dataciones en

fósiles. La sección tipo corresponde a unas rocas sedimentarias constituidas por arcillolitas negras y areniscas multicolores con intercalaciones de arcillolitas ocre, violetas y amarillas depositadas en un ambiente de plataforma marina la cual se encuentra en los alrededores del Municipio de Floresta (Departamento de Boyacá). Mantilla y García (2018) reconocieron tres diferentes miembros de la formación, ubicados en un área de trabajo entre Mogotes-San Joaquín, con base en su composición y presencia o ausencia de planos de anisotropía : (a) el miembro basal (Devónico Temprano, 410Ma), presenta componentes siliciclásticos predominantemente arenoso-conglomeráticos con un metamorfismo bajo, alteradas por procesos supérgenos donde adquieren una tonalidad de color ladrillo-anaranjado muy característico; (b) miembro medio del Devónico Tardío (Frasniense , 370 Ma) , en donde predominan capas de areniscas y lodolitas de espesores variables ; y (c) El miembro superior (Devónico Tardío) con predominancia de rocas de grano muy fino. En el área de estudio aflora en la vía Mogotes-San Joaquín.

**2.2.3.2 Formación Rionegro.** La Formación Rionegro es nombrada por Hedberg (1931) para rocas del Cretácico Temprano de la Serranía de Perijá (Venezuela). Miller (1960) la incluye en una sección del Valle del Cesar, posteriormente Richards (1968) aconseja su uso para denominar capas arenosas basales del Cretácico en la Concesión Barco. El término es empleado en estudios posteriores realizados en el borde oriental del Macizo de Santander (Vargas et al., 1976; Royero y Zambrano, 1987). Su expresión morfológica corresponde con escarpes de fuerte pendiente. La edad de la Formación Rionegro es considerada del Berriasiano al Aptiano inferior (Royero & Clavijo, 2001). Esta formación es correlacionable con la Formación Los Santos de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (Royero y Clavijo, 2001).

La formación está compuesta por areniscas grises, verdosas a moteadas, grano fino a grueso, arcosas que pasan a cuarzoareniscas, con algunas intercalaciones de conglomerados grises e intercalaciones delgadas de lodolitas grises a verdosas, levemente calcáreas, en capas delgadas y medianas (Royero y Clavijo, 2001). El contacto inferior es discordante sobre algunas unidades pre-cretácicas ígneas, metamórficas y sedimentarias. De acuerdo con García et al., (1980, en Royero y Clavijo, 2001) estos sedimentos se depositaron en un

ambiente deltaico-fluvial y en lagunas costeras. Esta unidad infrayace a la Formación Tibú-Mercedes. En el área de estudio, las rocas afloran al noreste del municipio de Onzaga.

**3.2.3.3 Formación Tibú-Mercedes.** Formaciones definidas en principio por Notestein et al. (1944) como unidades litológicas por separado, posteriormente Royero y Clavijo (2001) propusieron la Formación Tibú-Mercedes como sola una unidad. Se estima una edad de Aptiano tardío a Albiano temprano, con base en estudios paleontológicos (Royero y Clavijo, 2001). Galvis y Velandia (2015) ubicaron evidencias de morfologías exokársticas desarrolladas en superficie, con presencia de gran cantidad de dolinas de disolución con depresiones elipsoidales y circulares en esta unidad, al este de Onzaga.

La unidad presenta alternancia de calizas oscuras, localmente arenosas con arcillosas, lodolitas y areniscas de grano medio a conglomeráticas grises oscuras y fosilíferas con presencia especialmente de bivalvos y niveles delgados de lodolitas grisáceas con madrigueras (Royero y Clavijo, 2001). Estos sedimentos se depositaron en un ambiente marino de aguas tranquilas o con corrientes ligeramente reductoras (Fabre, 1981). En el área de estudio la formación aflora al este municipio de Onzaga y constituye el flanco oriental del sinclinal de Onzaga en el sur, y el núcleo está al norte.

**3.2.3.4 Formación Aguardiente.** La unidad fue designada por Notestein et al. (1944) por el Filo del Aguardiente en Norte de Santander, en donde igualmente se encuentra la localidad tipo. En base en análisis paleontológicos corresponde a una edad del Cenomaniano al Turoniano (Richards, 1968). Los contactos inferior y superior de esta unidad son concordantes con las formaciones Tibú-Mercedes y Capacho, respectivamente (Royero y Clavijo, 2001).

La Formación Aguardiente está conformada por intercalaciones de areniscas de cuarzo glauconíticas, grises a gris claras, de grano fino a medio, con estratificación cruzada e intercalaciones delgadas de lodolitas grises a negras, carbonosas y micáceas. Presenta un espesor que generalmente varía de 150 a 480 m (Royero y Clavijo, 2001). Además, el área de estudio se observa la presencia de bandas de liesegang producidas por la precipitación de óxidos de hierro (Galvis, 2016). Para Fabre (1985), la sedimentación de esta unidad

representa un frente deltaico. En el área de estudio la unidad aflora en las cercanías del municipio de Onzaga, y se ubica en escarpes de pendientes altas en general, como los de loma Redonda, Maracuta y las Escaleras.

**3.2.3.5 Formación Capacho.** La unidad fue designada por Sievers (1888), redefinida por Sutton (1946) y más recientemente modificada por Rod y Maync (1954), con una edad que abarca del Albiano Tardío a Turoniano en base a dataciones fósiles (Fabre, 1981), siendo correlacionable en parte con la Formación Simití y con la Formación Chipaque de la Sabana de Bogotá (Royero y Clavijo, 2001).

En su localidad tipo, Royero y Clavijo (2001) dividieron la formación en tres; el miembro inferior, corresponde a shales localmente calcáreos, con escasas intercalaciones de areniscas y calizas grises; la parte media con de areniscas de cuarzo micáceas, localmente glauconíticas, calizas gris localmente micríticas, con intercalaciones de shales calcáreos, localmente fosilíferas; y la parte superior está constituida principalmente de lodolitas grises con delgadas intercalaciones de calizas grises y areniscas en capas medianas.

En la zona de estudio la formación aflora al oeste del municipio de Onzaga. Galvis (2016), reconoce en el área de estudio secuencias de calizas oscuras con lodolitas negras micáceas y con presencia de fósiles (bivalvos), con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino a medio, se destaca la presencia de nódulos calcáreos de aproximadamente 15 cm de diámetro hasta 1 m. En la unidad también se presenta pendientes suaves las cuales contrastan con los niveles competentes las unidades infrayacentes y suprayacentes.

**3.2.3.6 Formación La Luna.** La unidad fue propuesta por Notestein et al. (1944) por la quebrada La Luna en Venezuela, y le fue asignada una edad de Turoniano al Santoniano, según Richards (1968). Se correlaciona con la formación del mismo nombre de las Cuencas del Maracaibo (Venezuela) del Valle Medio del Magdalena (Royero y Clavijo, 2001).

Está constituida por calizas oscuras, lutitas calcáreas con delgadas intercalaciones de calizas arcillosas, concreciones de calizas con fósiles y capas delgadas de chert negro con capas fosfáticas (Royero y Clavijo, 2001). En la zona de estudio, al este del municipio de Onzaga, afloran en la base de la formación, secuencias de chert y porcelanitas las cuales se

encuentran fuertemente fracturadas y microplegadas; y en el tope como una secuencia de lodolitas moradas con intercalaciones menores de areniscas de grano fino (Galvis, 2016). Esta formación se presenta geomorfológicamente en escarpes con pendientes altas, la cual marca un cambio de relieve con la formación infrayacente (Formación Capacho).

### **3.3 Geología estructural**

La zona de estudio se ubica al suroeste del Macizo de Santander, y estructuralmente; está en un sector aledaño a la Falla de Bucaramanga, más exactamente cerca de su terminación sur, y en la confluencia con la Falla de Boyacá, de la cual aparece una pequeña parte de su trazo al suroeste, tal y como se observa en la figura y corte del mapa geológico de Velandia y Bermúdez (2018) (figura 3).

#### **3.3.1 Falla de Chaguacá**

Esta estructura va desde la cabecera municipal de Onzaga hacia el sur, controlando el rumbo del río del cual toma nombre (Chaguacá). Tiene una dirección en su parte más septentrional NW-SE cambiando hacia el sur por una dirección NE-SW. Esta falla podría representar una de las expresiones más meridionales de la Falla de Bucaramanga. Hacia el norte se conjuga con la Falla de Boyacá y hacia el sur su identificación dentro del Macizo de Floresta es difícil. (Vargas et al., 1981).

La Falla de Chaguacá es una estructura con un movimiento importante en rumbo sinistral con componente inverso (Velandia, 2005; Del Real y Velandia, 2013), el cual deja evidencias geomorfológicas propias de este tipo de fallas como los ganchos de fallas y otras morfoestructuras como los lomos de presión, de obturación, en forma de ballena y trazos Riedel y Antiriedel. Está presente al sureste en el área de estudio.

#### **3.3.2 Falla de Los Santos**

Denominada según Velandia (2017) como Falla de Lebrija, pero denominada en éste trabajo como Falla de Los Santos para identificar más fácilmente la continuidad de dicha falla hacia la zona de Mogotes y San Joaquín. La estructura corresponde a Falla de rumbo longitudinal de tendencia NE, con una cinemática sinistral, tiene continuidad regional paralela a la Falla

de Bucaramanga (Velandia et al, 2020). Junto con esta falla configuran una cuenca alargada (Arcabuco-Noreán) que tuvo continuidad al sur con las fallas de Boyacá y Pueblo Viejo (Velandia, 2017).

En la cartografía geológica de Ward et al. (1977), en la zona de Santander y Norte de Santander, es evidente el trazo de la Falla de Lebrija porque pone en contacto rocas del Paleozoico y Jurásico en el bloque colgante al este, y unidades sedimentarias del Cretácico y Paleógeno en el bloque yacente al oeste. Del mismo modo Velandia (2017) estima un componente inverso al que se le identifican rasgos transcurrentes relacionados, como pliegues oblicuos y trazos sintéticos (R) y antitéticos (R') indicando movimiento sinistral de la Falla de Lebrija. En el área del presente estudio se proyecta inmediaciones de su segmento norte, ubicándose en una dirección aproximada WNW-ESE, en disposición al Abanico de Mogotes que forma el extenso valle sobre el cual reposa el casco urbano de este municipio (Mantilla y García, 2018).

### **3.3.3 Falla de Boyacá**

Hacia el sur la falla adquiere importancia sirviendo de límite Este a una franja Cretácica de forma sinclinal que se conserva como retazo interno dentro del macizo. La fracturación en el macizo es generalmente NS y esta falla tiene claramente tal dirección. Velandia (2005) la define como una falla de rumbo sinistral con componente inverso. Rocas subvolcánicas de la unidad Riolitas de Onzaga han sido deformadas por esta falla, generando rocas miloníticas y cataclásticas (Mariño, 2018). En la zona de estudio, pone en contacto rocas las Riolitas de Onzaga con rocas cretácicas pudiéndose visualizar en el segmento sur de la misma.

### **3.3.4 Falla de Pueblo Viejo**

Según Velandia y Bemudez (2018) ésta estructura constituye un retrocabalgamiento inverso a partir de la Falla de Boyacá, y ambas definen el sector más meridional del basamento de la Cordillera Oriental en el Macizo de Floresta. Probablemente, antes de la inversión, la Falla de Pueblo Viejo formaba parte del borde de la cuenca del Mesozoico, que se habría iniciado con el depósito de las rocas volcánicas y volcanoclásticas observadas a lo largo y entre estas dos fallas, como parte de la estructura cola de caballo dextral mencionada por Kammer y

Sánchez (2006) para el Mesozoico temprano. En nuestra zona de estudio, la estructura está presente en la parte sur extendiéndose hasta el municipio de San Joaquín.

#### 4. Metodología

El presente trabajo de investigación se desarrolló a través de cinco fases que se puede observar en el diagrama de la figura 5.

**Figura 5**

*Diagrama de flujo para la metodología del trabajo.*



##### 4.1 Revisión bibliográfica y análisis de datos existentes

Esta fase inicial consistió en la recopilación de material bibliográfico del área de estudio (SE del Macizo de Santander), en donde se incluyeron sus antecedentes y un reconocimiento geológico local. El material empleado corresponde a trabajos de grado de pregrado y posgrado, y artículos científicos; que se han consultado de fuentes como el Boletín de

Geología UIS, Science Direct, Geological Survey, además de la cartografía geológica hecha por el Servicio Geológico Colombiano, entre otros. Esta información recolectada fue analizada y seleccionada con el fin de obtener y condensar la más relevante según los objetivos planteados del proyecto; que tal y como ya se mencionó, incluyen características de los tipos de roca, además de aspectos estructurales, geoquímicos y geocronológicos de la zona, respecto a esto último, profundizaremos en el apartado a continuación.

#### ***4.1.1 Base de datos geocronológica***

Si bien el presente trabajo no pretende obtener directamente dataciones en la zona, si busca realizar una base de datos que condense toda la información geocronológica presente en el área de estudio, en base en trabajos de grado y artículos realizados por diversos autores (publicados y por publicar), los cuales fueron llevados a cabo principalmente dataciones U-Pb en circones empleando la técnica LA-ICP-MS, que describen a detalle los trabajos de Chang et al. (2006), Schoene (2014), Spencer et al. (2015) y Peña et al. (2018).

#### ***4.1.2 Estimación preliminar del espesor de la paleocorteza a través de datos geoquímicos***

En esta fase del trabajo, se compiló información geoquímica en cuerpos plutónicos del jurásico de algunos elementos traza (La, Yb) en ppm y normalizados según los valores condriticos de McDonough y Sun (1995), a fin de realizar una estimación preliminar del espesor de la paleocorteza, los datos tomados abarcan tanto la zona de estudio, así como otros sectores aledaños que corresponden a cuerpos generados al magmatismo peraluminoso del Macizo de Santander. El método empleado es detallado a continuación.

El método usado parte del hecho de que se han encontrado que las proporciones de elementos traza (TE) en margen convergentes varían sistemáticamente con respecto al espesor de la corteza del arco (Lieu y Stern, 2019). El magmatismo de margen convergente contribuye significativamente al crecimiento continental de la tierra (Rudnick, 1995; Kelemen et al., 2003). Un proceso esencial consiste en la fusión parcial de la parte superior del manto y la posterior modificación del magma restante para producir material con composiciones que son ampliamente superiores a la corteza continental (Gill, 1981).

Dado que la corteza continental puede formarse en arcos, un parámetro para caracterizar la formación de corteza es la tasa de adición de la corteza, lo cual requiere que se estime el volumen de la corteza del arco. El volumen está en función del espesor, y el espesor actual de la corteza es obtenido mayoritariamente y de forma fiable mediante técnicas de reflexión y refracción de la corteza, que presentan la limitación de tener un elevado costo económico, además de que geofísicamente discernir el Moho puede llegar a ser complejo (Lieu y Stern, 2019).

Estudios de Dickison (1975) y Coulon y Thorpe (1981) han demostrado que las variaciones en algunos elementos mayores en arcos magmáticos se correlacionan con el espesor de la corteza, proporcionando un método no geofísico para la determinación del espesor de la corteza. Nuevos trabajos que involucran estudios empíricos han demostrado también una correlación entre la profundidad del Moho con algunos elementos traza (Dhuime et al., 2015; Chapman et al., 2015; Profeta et al., 2015; Hu et al., 2017). Éste tipo de estimación del espesor de la corteza conlleva la posibilidad de inferir espesores de paleo-corteza.

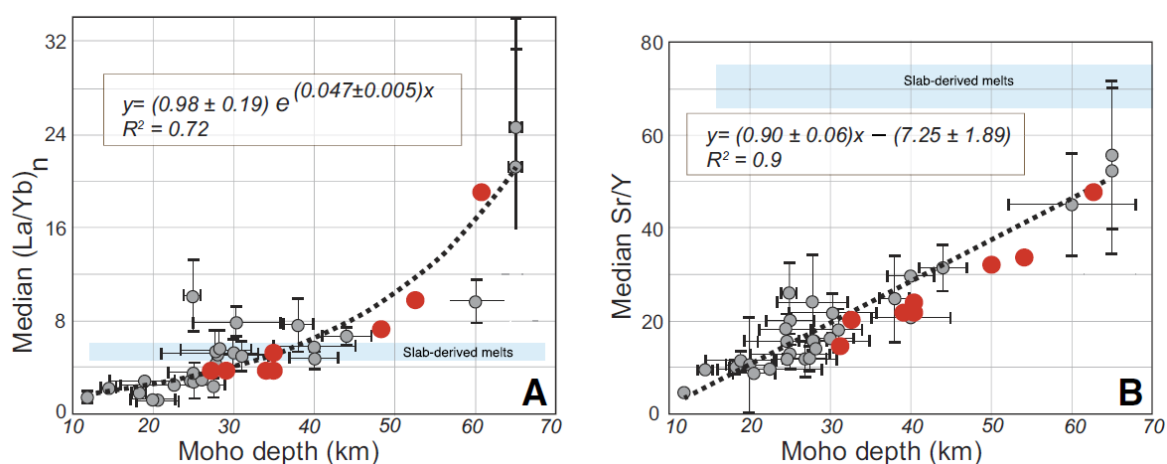
La utilidad de los elementos traza indicadores del espesor de la corteza en arcos magmáticos depende de la partición de ciertos TE (Sr, Y, La e Yb) a medida que los magmas interactúan con los minerales a través de la columna litosférica y cortical que atraviesan, desde la región de generación del magma en la cuña del manto hasta llegar a la superficie o emplazarse (Lieu y Stern, 2019).

Estudios recientes señalan que algunas proporciones de elementos traza en ambientes convergentes de arco magmático se correlacionan con el espesor de la corteza subyacente (Chapman et al., 2015; Dhuime et al., 2015; Profeta et al., 2015; Farner y Lee, 2017). En particular Chapman et al. (2015) mostró que la relación Sr/Y en muestras de rocas intermedias y félsicas se correlacionan linealmente con espesores de corteza de hasta 70 km. Profeta et al. (2015) mostró una correlación similar en rocas calcoalcalinas bajas en MgO y agregó una correlación de ley de potencia entre La/Yb y el espesor de la corteza. Todos éstos resultados corresponden a curvas empíricas ajustadas a grandes conjuntos de datos de elementos traza en arcos magmáticos.

El trabajo de Lieu y Stern (2019), realizó un estudio para determinar la curva de correlación de las relaciones Sr/Y y La/Yb, realizando una adquisición de datos propia y realizándole ajustes a trabajos previamente llevados a cabo (Profeta et al., 2015; Farner y Lee, 2017), teniendo como resultado las gráficas de la Figura 6.

**Figura 6**

*Correlación de los valores de de Sr/Y y La/Yb frente al espesor de la corteza (profundidad de Moho)*



*Nota:* Tomado de Lieu y Stern (2019).

El presente trabajo realizó a partir de datos compilados, la estimación del promedio de la relación La/Yb, y la extrapolación de dicho dato a la gráfica de correlación del espesor de la corteza según Lieu y Stern (2019). La relación Sr/Y no se tuvo en cuenta debido a que en gran parte de los estudios geoquímicos consultados no habían tenido en cuenta el Y.

**4.2 Interpretación fotogeológica**

Esta fase de trabajo se llevó con el fin de obtener la mayor información posible sobre aspectos litológicos, geomorfológicos y estructurales acerca del área de estudio conjuntamente con la revisión de otros trabajos. Se extraerá dicha información a partir de fotografías aéreas, imágenes de satélite y modelos digitales de elevación (DEM), posteriormente se integrarán en un Sistema de Información Geográfica (SIG) para posibilitar el tratamiento de datos.

Los modelos digitales de elevación e imágenes de satélite para realizar el trabajo se han obtenido de Google Earth y la página Earth Explorer perteneciente al *United States Geological Survey* (USGC). El tratamiento de la imagen consiste principalmente en mejoras del brillo, saturación y nitidez; además de realizar la combinación de bandas en las imágenes LANDSAT, a fin de obtener una imagen de falso color o RGB (Rojo, verde y azul) que nos permita resaltar los aspectos geológicos. El software que será empleado para el tratamiento de datos fue QGIS 3.26.3. Luego de esto se procedió a interpretar las imágenes obtenidas en base a datos de cartografía geológica existentes y algunos criterios como los descritos a continuación.

#### ***4.2.1 Criterios geomorfológicos***

Las geoformas son la expresión morfológica superficial del terreno y dependen de factores como el tipo de material constituyente y disposición estructural de la misma, de los procesos geomorfológicos que interactúan de acuerdo al ambiente morfogenético en particular, y el tiempo de duración de la acción de los mencionados procesos. (Keller y Rockwell, 1984; Robertson, 1990).

El análisis geomorfológico es una herramienta que aporta en la reconstrucción de la génesis, procesos y edad del relieve de una localidad. En ese sentido, informa sobre la distribución y correlación de geoformas, que ayudan a la definición de litologías, estructuras, suelos, minería y evolución de fenómenos dinámicos desarrollados sobre la superficie terrestre. Actualmente, empleando herramientas como Modelos Digitales de Elevación (DEM), mapas de pendientes, cartografía geológica, mapa de suelos e imágenes de sensores remotos, se ha facilitado la interpretación de las formas del terreno que posteriormente se verifican en campo.

En las unidades metamórficas, se observan sectores con rasgos topográficos suaves, algo de foliación y un drenaje rectangular a angular; y otras zonas, en general presentan una topografía abrupta de aspecto masivo, con sierras simétricas, rasgos erosivos bajos y vegetación variable. Los cuerpos ígneos suelen presentar una topografía ondulada y redondeada, en general con drenajes dendríticos rectangulares densos y algunos drenajes

paralelos a subparalelos de densidad media. Las rocas sedimentarias cretácicas se pueden identificar por el drenaje dendrítico con rasgos erosionales y topográficos marcados, debido a la heterogeneidad de las unidades. Los depósitos cuaternarios presentan una forma tabular desarrolladas en conos y terrazas, la mayoría en zonas de baja pendiente.

El área de estudio en general, principalmente debido a su clima tropical, presenta una alta cobertura vegetal, con predominio de ambiente morfogenéticos de origen estructural, siguiendo por ambientes de origen denudacional y fluvial y, en menor proporción ambientes de origen antropogénico y kárstico. Debido a que la zona presenta una dinámica interna muy activa, las geoformas más comunes son espolones, laderas y lomos estructurales, escarpes de falla y sierras de acuerdo con la metodología propuesta por el SGC (2012). En ocasiones éstas goeformas son modificadas por procesos moderados o intensos de meteorización, erosión y transporte que remodelan y dejan remanentes de las unidades preexistentes y de igual manera, crean nuevas unidades por la acumulación de sedimentos.

### **4.3 Recolección de datos de campo**

En esta fase se recolectaron de campo dos muestras pertenecientes a la Formación Floresta metamorfoseada, para realizarle análisis de difracción de rayos X posteriormente descritos; y además se compilaron 367 datos estructurales que incluyen dirección de diaclasas, foliaciones, diques, venas de cuarzo y estrías de falla; los cuales fueron facilitados gracias a trabajos de campo compilados y dirigidos por los docentes Luis Carlos Mantilla Figueroa (Ph.D) y Rocío Del Pilar Bernal Olaya (Ph.D), además los 29 datos de estrías de falla procesados fueron recolectados gracias al Geólogo y estudiante de maestría UIS Álvaro Villar. Los datos se procesaron e interpretaron en la fase de análisis estructural descrita a continuación.

### **4.4 Análisis de laboratorio e interpretación de datos**

#### ***4.4.1 Análisis estructural***

En esta fase se realizó en primera instancia, una interpretación a los datos estructurales obtenidos a lo largo de la zona de estudio: datos de dirección de diaclasas, de foliación

metamórfica, de diques, de venas de cuarzo y estrías de falla; todos éstos datos fueron procesados utilizando los softwares Georose 0.5.1 y Stereonet 11.5.1, generando diagramas de polos y rosas para cada conjunto de datos en general.

En segunda instancia, se procesaron los datos de estrías de falla mediante el software Win-Tensor 5.9.0.2 (Delvaux & Sperner, 2003), para calcular dos tensores de esfuerzos para la zona. Se trabajó con dos módulos para inversión, que son el de Diedros Rectos Mejorado (I.R.Dihedr) y de Optimización Rotacional (R. Optim); antes de proceder a la inversión se filtraron los datos según su distribución de círculo de Mohr, los planos que se ubicaron en el campo de neoformados o reactivados, fueron los analizados para obtener los tensores de esfuerzos. De esta manera, y teniendo en cuenta los análisis estructurales regionales sugeridos por otros autores y las fallas definidas para la zona, se sugirió una interpretación estructural respecto a los esfuerzos que han ejercido la deformación en el sector de estudio.

#### ***4.4.2 Análisis del grado de madurez termal***

A cada una de las muestras recolectadas en la Formación Floresta metamorfoseada (KML13A y KML13C) se le realizaron dos análisis diferentes en difracción de rayos X (Drx). El primer análisis consistió en enviar al laboratorio el agregado total de la muestra triturado en mortero de ágata en una fracción menor a 53 micras para realizar la identificación de facies minerales de la muestra en general.

El segundo análisis pretende estimar el grado de madurez termal para lo cual se realizó el método de cristalinidad en illitas y cloritas, en donde se realizó un riguroso procedimiento para separar la fracción menor de 2 micras. La aplicación del método K-Ar y Cristalinidad en illitas, exige un estudio detallado de las muestras con illitas y de las illitas en sí. El trabajo de Mantilla (2003) presenta una detallada metodología para dichos estudios, describiendo procesos fundamentales como el de separación y concentración, que permiten interpretar correctamente los datos resultantes, en términos de la relación que éstos muestran con su historia termal.

La primera fase para preparar la muestra antes de someterla al análisis de Drx, es la fase de separación. Existen cuatro métodos para que las illitas se separen de la muestra y luego se concentren: tres tipos de disgregación y uno de trituración, que Mantilla (2003) describe minuciosamente. El método que se empleó en el estudio fue la disgregación mecánica, en donde se martilló la muestra a mano muy suavemente, sobre un papel blanco limpio en una base metálica el cual evita que se pierda parte del material disgregado, el cual posteriormente se vertió en un vaso precipitado con 1 litro de agua destilada, para ser sometido posteriormente a la agitación mecánica.

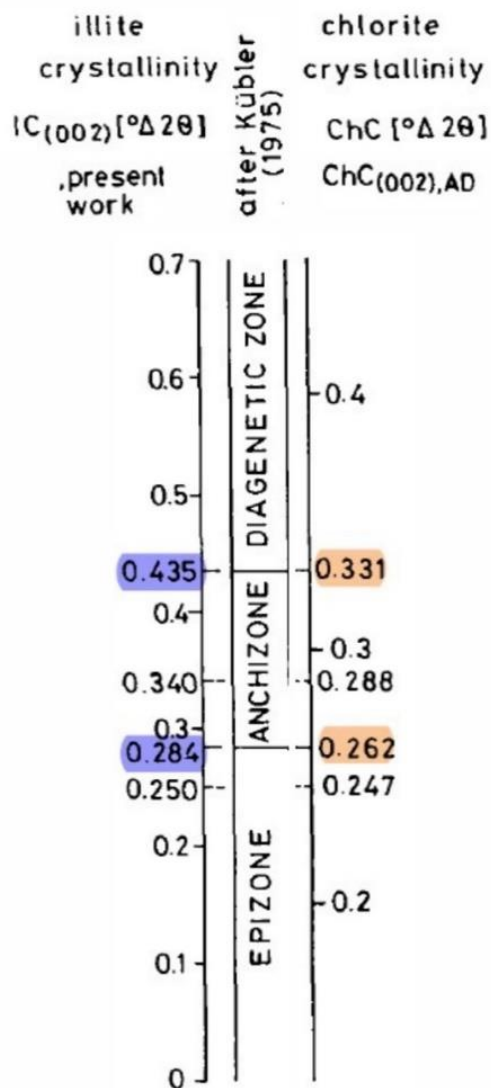
Antes de la fase de agitación mecánica, según sugiere Mantilla (2003), se debe proceder a la eliminación de materia orgánica y carbonatos, no obstante, las muestras escogidas para el análisis no los presentan por lo que se pasó a la siguiente fase. Para la fase de agitación mecánica, se vertieron 300 g de muestra en 1 litro de agua destilada y se sometió a agitación por medio de un Folicuador durante 8 horas, intercalando 45 minutos de agitación con 15 de reposo. Una vez finalizado el proceso se dejó reposar durante 8 horas (tiempo determinado por ley de Stokes para extraer la fracción de 2 micras).

Posterior a esto se realizó la separación por suspensión, en donde se sustrajo la solución en suspensión con una jeringa, y se introdujo en una centrífuga por 15 min a 4500 rpm tal y como lo establece Mantilla (2003) para concentrar la fase sólida de la solución en el fondo. Luego se puso la fracción restante en láminas de cristal para que con ayuda de calor, se evaporara el agua restante y quedara la fracción menor de 2 micras correspondiente a cada muestra, la cual se llevó al laboratorio para realizarle además de la identificación de facies minerales, calcular los índices de cristalinidad de la illita y clorita.

El grado de madurez termal que se pretende calcular en las rocas de bajo metamorfismo del sector como la Formación Floresta Metamorfoseada, se hallará usando la técnica de los índices de cristalinidad de la illita y clorita, que constituyen uno de los métodos más útiles especialmente en rocas pelíticas por su gran sensibilidad a cambios de temperatura. El índice de cristalinidad de la illita fue propuesto inicialmente por Kübler (1964) y replanteado por Dunoyer de Segonzac et al. (1968) y por el propio Kübler (1967 a,b).

**Figura 7**

*Esquema de correlación entre los índices de cristalinidad Illita/Clorita, y los límites diagénesis-anquizona y anquizona-diagénesis.*



*Nota:* Modificado de Arkai (1991).

El índice de cristalinidad de la illita (IC) se define como la anchura a mitad de la altura de la primera reflexión basal de la illita (10Å); por su parte, el índice de cristalinidad de la clorita (ChC) se define como la anchura a media altura de la reflexión a 7Å de la clorita (Fernandez, 1993). Los resultados de dichos índices determinan los rangos de transición de las rocas desde la fase de diagénesis hasta el metamorfismo de bajo a muy bajo grado, es decir, en el dominio

de diagénesis- anquizona- epizona. Autores como Frey y Robinson (1999), y Arkai (1991) han propuesto esquemas que correlacionan los índices de cristalinidad de la illita y clorita con los límites de la anquizona. El presente trabajo tomará como referencia los valores propuestos por Arkai (1991) mostrados en el esquema de la Figura 7.

#### **4.5 Discusión de resultados y elaboración del informe final**

En esta etapa se integró la información geológica obtenida para posteriormente ser evaluada y debatida con respecto a diferentes estudios petrográficos, tectónicos, geoquímicos, estructurales y geocronológicos realizados en el macizo de Santander y en zonas aledañas al proyecto. Posteriormente se procedió a la elaboración del documento según los parámetros establecidos por la Universidad Industrial de Santander, en el cual se integran los mapas de estaciones, columnas generalizadas, tablas y gráficos. Además, se presenta el mapa geológico a escala 1:25000 y el modelo de evolución de la franja Mogotes-Onzaga generado a partir de los estudios realizados.

### **5. Resultados**

Luego de ejecutar la metodología anteriormente descrita, se obtuvieron como resultado los productos presentados a continuación.

#### **5.1 Cartografía geológica 1:25000 de la zona**

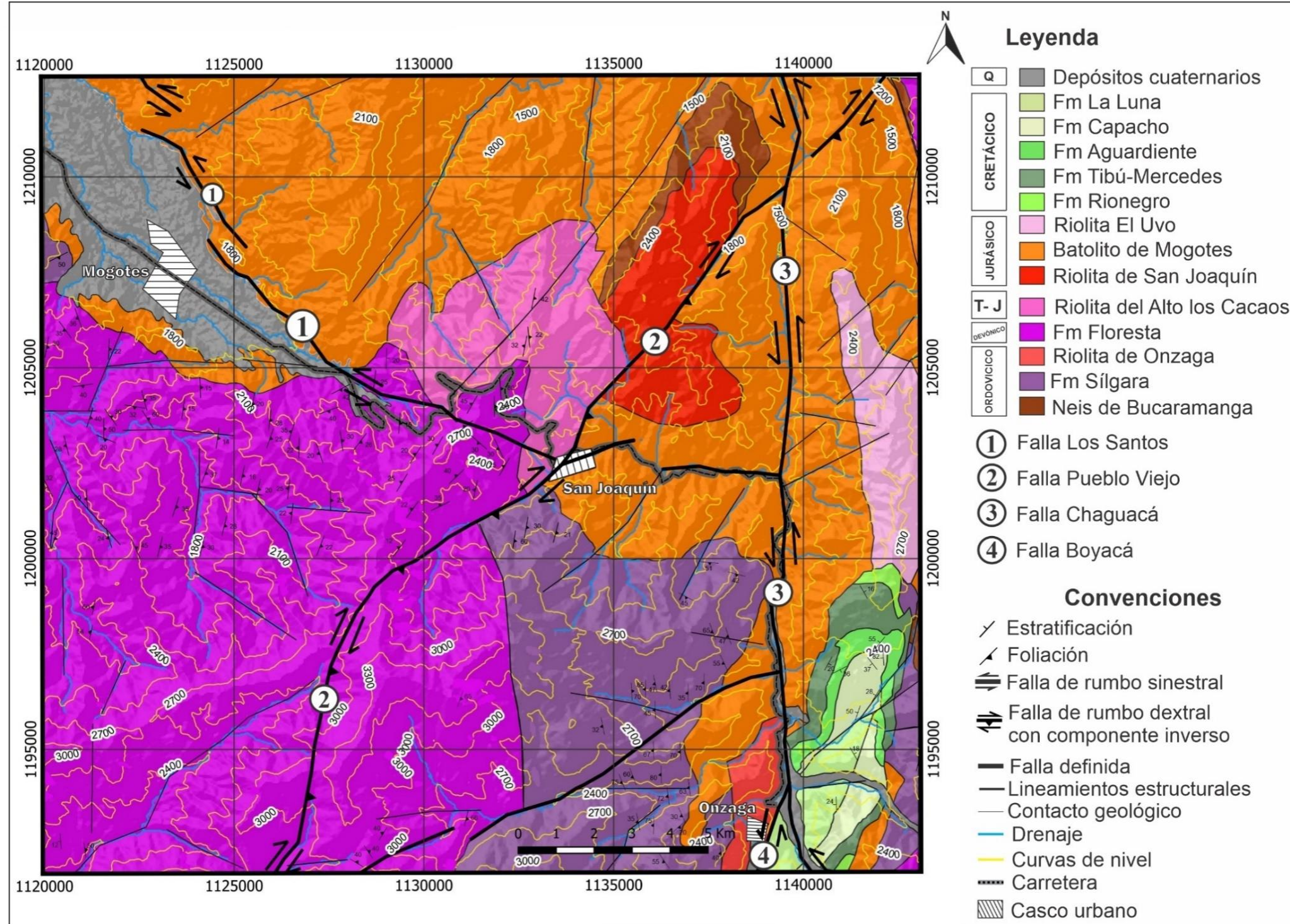
En este mapa geológica se sintetizó y organizó las unidades litológicas de la zona en base los trabajos anteriormente citados en el marco geológico, ajustando algunos contactos al contexto estructural; de igual manera, con ayudas de herramientas de teledetección, se definieron los trazos de las fallas principales con su respectiva cinemática, así como los lineamientos fotogeológicos (figura 8).

#### **5.2 Estimación preliminar del espesor de la paleocorteza a través de datos geoquímicos**

Para el análisis se compilaron un total de 59 datos geoquímicos de La e Yb que podemos ver representados en el mapa de la figura 9. Estos datos están ubicados en cuerpos intrusivos

Figura 8

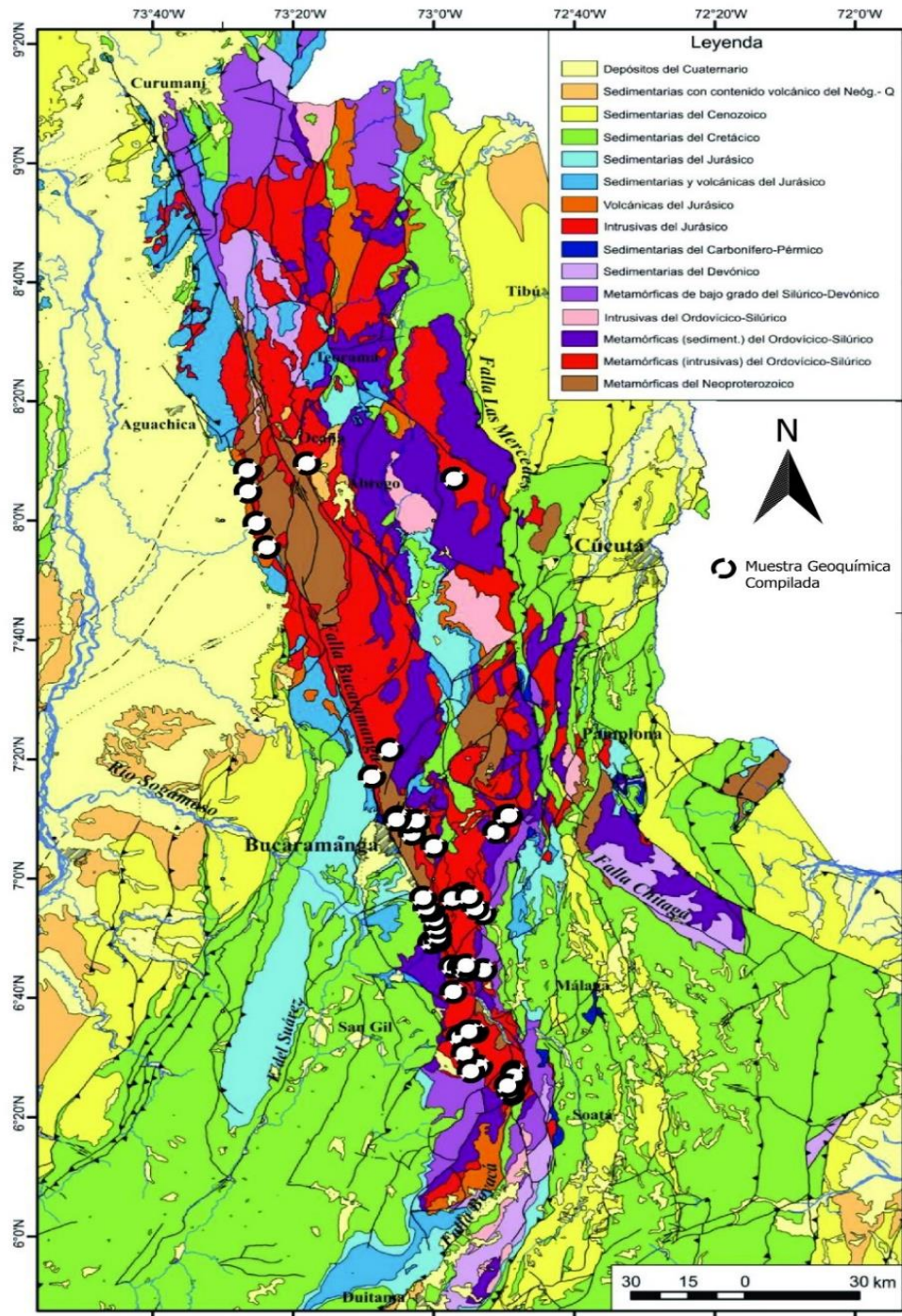
Mapa geológico y estructural integrado del área de estudio



Triásico-Jurásicos del Macizo de Santander, de los cuales nueve puntos se encuentran en la zona de estudio y los restantes distribuidos a lo largo del macizo.

**Figura 9**

*Mapa Geológico del Macizo de Santander con ubicación de muestras geoquímicas compiladas.*



*Nota:* Modificado de Gómez et al. (2015) y Velandia (2017).

Luego de normalizar los datos de La e Yb según los valores condriticos de McDonough y Sun (1995), se procedió a calcular el promedio del cociente La/Yb, tal y como se puede apreciar en la Tabla 1.

**Tabla 1**

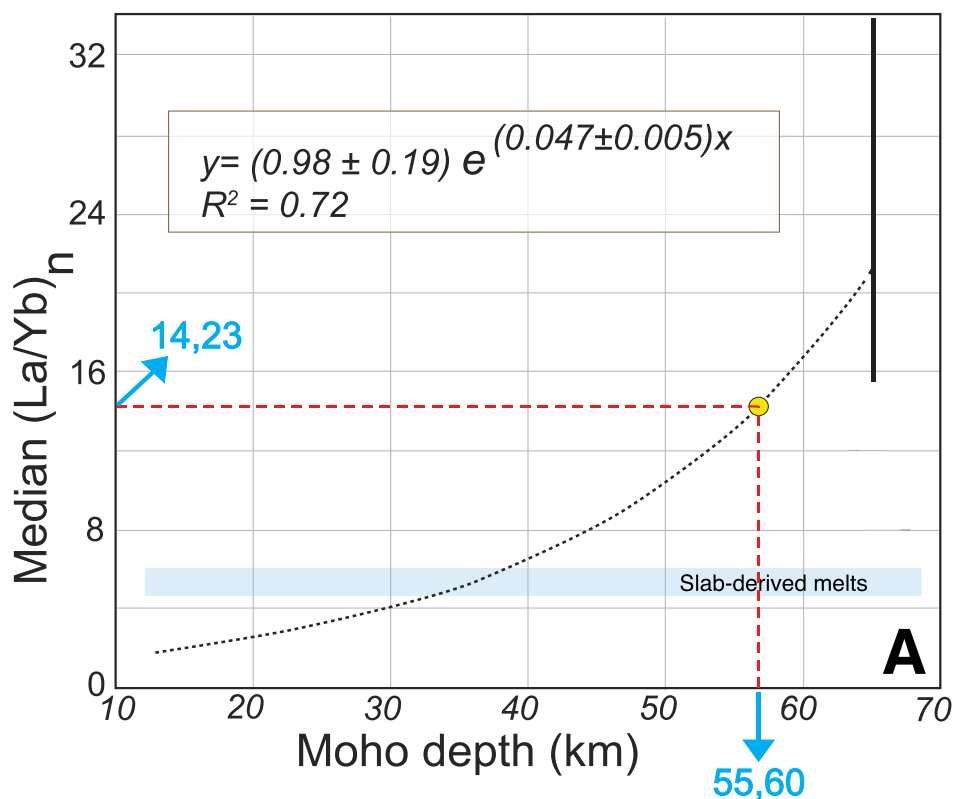
*Normalización y cálculo del promedio de la relación La/Yb de los datos compilados.*

	Unidad	# Muestra	Coordenadas		Elementos (ppm)		Elementos Normalizados		Relación La/Yb
			X	Y	La	Yb	La	Yb	
1	Batolito de Mogotes	900944	1126040	1217144	58	3,3	158,04	13,31	11,88
2	Batolito de Mogotes	900887	1129973	1218837	19	2,8	51,77	11,29	4,59
3	Batolito de Mogotes	900927	1131045	1208090	27	1,3	73,57	5,24	14,03
4	Batolito de Mogotes	900965	1127293	1212077	78	2,8	212,53	11,29	18,82
5	Batolito de Mogotes	900869	1123996	1238967	40	2,1	108,99	8,47	12,87
6	Batolito de Mogotes	900943	1128418	1218926	76	5,2	207,08	20,97	9,88
7	Batolito de Mogotes	900966	1128868	1206624	58	2,9	158,04	11,69	13,51
8	Batolito de Mogotes	900874	1139427	1199642	47	1,8	128,07	7,26	17,64
9	Batolito de Mogotes	900962	1124265	1231161	59	2,2	160,76	8,87	18,12
10	Batolito de Mogotes	900917	1139227	1200562	59	1,7	160,76	6,85	23,45
11	Batolito de Mogotes	900900	1140183	1203787	55	2	149,86	8,06	18,58
12	Batolito de Mogotes	900903	1140363	1206394	62	2,6	168,94	10,48	16,11
13	Batolito de Mogotes	900902	1140297	1205191	56	2	152,59	8,06	18,92
14	Batolito de Mogotes	10VDL32	1138600	1202160	47,44	1,77	129,26	7,14	18,11
15	Granito de Pescadero	10VDL22	1120122	1247161	56,7	2,54	154,50	10,24	15,08
16	Granito de Pescadero	900867	1118525	1246438	42,03	0,98	114,52	3,95	28,98
17	Granito de Pescadero	900873	1120201	1247032	47,39	2,97	129,13	11,98	10,78
18	Granito de Pescadero	900899	1120192	1248404	42,67	1,72	116,27	6,94	16,76
19	Granito de Pescadero	900872	1120105	1251098	52,02	2,72	141,74	10,97	12,92
20	Granito de Pescadero	900898	1119450	1253741	31,32	2,36	85,34	9,52	8,97
21	Granito de Pescadero	900871	1118451	1256383	26,67	1,74	72,67	7,02	10,36
22	Granito de Pescadero	900897	1117247	1257175	19,17	2,07	52,23	8,35	6,26
23	Granito de Pescadero	900864	1116348	1260230	22,26	1,72	60,65	6,94	8,75
24	Monzogranito de Sta Barbara	900857	1131987	1255454	68	2,5	185,29	10,08	18,78
25	Monzogranito de Sta Barbara	900870	1126314	1238798	39,4	1,4	107,36	5,65	19,02
26	Monzogranito de Sta Barbara	900881	1135523	1280563	15,4	1,5	41,96	6,05	6,94
27	Monzogranito de Sta Barbara	900882	1138272	1285445	40,1	2,2	109,26	8,87	12,32
28	Monzogranito de Sta Barbara	900896	1130042	1257023	49,8	2,4	135,69	9,68	14,02
29	Monzogranito de Sta Barbara	900908	1126936	1261464	19	1,6	51,77	6,45	8,02
30	Monzogranito de Sta Barbara	900910	1132151	1237861	37,7	4,5	102,72	18,15	5,66
31	Monzogranito de Sta Barbara	900911	1127462	1237751	13,9	1,8	37,87	7,26	5,22
32	Monzogranito de Sta Barbara	900920	1138946	1285633	55	2,2	149,86	8,87	16,89
33	Monzogranito de Sta Barbara	900933	1124047	1259950	26,6	1,6	72,48	6,45	11,23
34	Monzogranito de Sta Barbara	900935	1128475	1260575	13,6	2	37,06	8,06	4,60
35	Monzogranito de Sta Barbara	900941	1127633	1239321	64,3	2,1	175,20	8,47	20,69
36	Monzogranito de la Corcova	900862	1113420	1280055	62	0,91	168,94	3,67	46,04
37	Monzogranito de la Corcova	900929	1112260	1283759	58,7	1,27	159,95	5,12	31,23
38	Monzogranito de la Corcova	900863	1114638	1284010	47,8	1,04	130,25	4,19	31,06
39	Monzogranito de la Corcova	900921	1119186	1276101	95	1,5	258,86	6,05	42,80
40	Monzogranito de Rionegro	900997	1088009,77	1344458,3	24	3,1	65,40	12,50	5,23
41	Monzogranito de Rionegro	900999	1088409,73	1339422,36	13	1,7	35,42	6,85	5,17
42	Monzogranito de Rionegro	900954	1107525	1305963	121	4	329,70	16,13	20,44
43	Monzogranito de Rionegro	900949	1102880,24	1297648,84	127	7	346,05	28,23	12,26
44	Monzogranito de Rionegro	10VDL59	1102855	1297665	130,3	5	355,04	20,16	17,61
45	Monzogranito de Rionegro	900952	1104858,24	1301286,77	98	5	267,03	20,16	13,24
46	Monzogranito de Rionegro	900950	1103873,24	1300072,8	97	2,6	264,31	10,48	25,21
47	Monzogranito de Rionegro	900985	1094479,63	1337675,34	25	2,1	68,12	8,47	8,04
48	Monzogranito de Rionegro	900973	1083832,28	1397462,6	35	2,1	95,37	8,47	11,26
49	Monzogranito de Rionegro	900990	1094479,63	1337675,34	32	1,8	87,19	7,26	12,01
50	Monzogranito de Rionegro	900971	1105544,5	1340405,22	29	2,2	79,02	8,87	8,91
51	Monzogranito de Rionegro	900974	1084623,25	1395985,62	21	1,9	57,22	7,66	7,47
52	Monzogranito de Rionegro	10VDL54	1085713	1394473	20,9	4,1	56,95	16,53	3,44
53	Tonalita de San Martin	901002	1069983	1392339	14,73	1,32	40,14	5,32	7,54
54	Tonalita de San Martin	901032	1075180	1368544	22,73	3,1	61,93	12,50	4,95
55	Tonalita de San Martin	901033	1072495	1376017	24,06	1,43	65,56	5,77	11,37
56	Tonalita de San Martin	901003	1070179	1385799	17,63	2,2	48,04	8,87	5,42
57	Diorita del Río Suratá	10VDL35	1109570	1285052	41,01	3,18	111,74	12,82	8,71
58	Granito de Aguablanca	10VDL56	1124547	1389741	33,01	1,65	89,95	6,65	13,52
59	Granodiorita Río Suratá	10VDL61	1109295	1284344	48,09	3,87	131,04	15,60	8,40
							<b>PROMEDIO La/Yb</b>		<b>14,23</b>

Al extrapolar el dato del promedio La/Yb (14,23) en la curva calculada por Lieu y Stern (2019) se obtuvo como resultado un espesor de la paleocorteza jurásica de 55,6 km (Figura 10).

**Figura 10**

*Correlación  $(La/Yb)_n$  y espesor de la corteza del Macizo de Santander*



*Nota:* Modificado de Lieu y Stern. (2019).

Por otra parte, según estudios geofísicos descritos en Avellaneda (2022), para el Macizo de Santander las restricciones sísmicas sugieren una profundidad de Moho de 48.1-56.5 km. Es necesario dejar claro que la presente estimación es preliminar y no concluyente.

Es necesario tener en cuenta que durante el límite Triásico-Jurásico se desarrolló un importante magmatismo de arco de margen continental, con el emplazamiento de grandes batolitos, stocks graníticos y cuerpos riolíticos subvolcánicos localizados hacia el margen

occidental del Macizo de Santander, en el basamento metamórfico (Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Van der Lelij, 2013 y Correa et al., 2020).

Los plutones Triásico-Jurásicos del Macizo de Santander hacen parte del Terreno Santander, en el sentido de Etayo Serna et al., (1985). Por su parte, en el sentido de Restrepo y Toussaint (1989) y Restrepo et al. (2011), los plutones Triásico-Jurásicos del Macizo de Santander hacen parte del Terreno Chibcha. De acuerdo con estos autores, éste terreno tiene basamento continental del Precámbrico, donde el último evento tectonometamórfico es Caledoniano. Estas rocas metamórficas están cubiertas en discordancias por rocas sedimentarias del Paleozoico. En el margen occidental del terreno se originó un cinturón magmático jurásico y se depositó una importante cobertura sedimentaria mesocenozoica. Unidades sedimentarias depositadas en el Cretácico reposan discordantemente sobre el basamento metamórfico y los plutones. Posterior a la sedimentación cretácica, se dio escaso magmatismo durante el Mioceno, que de todos modos emplazó pequeños cuerpos de pórfidos con mineralización de oro (Leal-Mejía, 2011; Mantilla Figueroa et al., 2013).

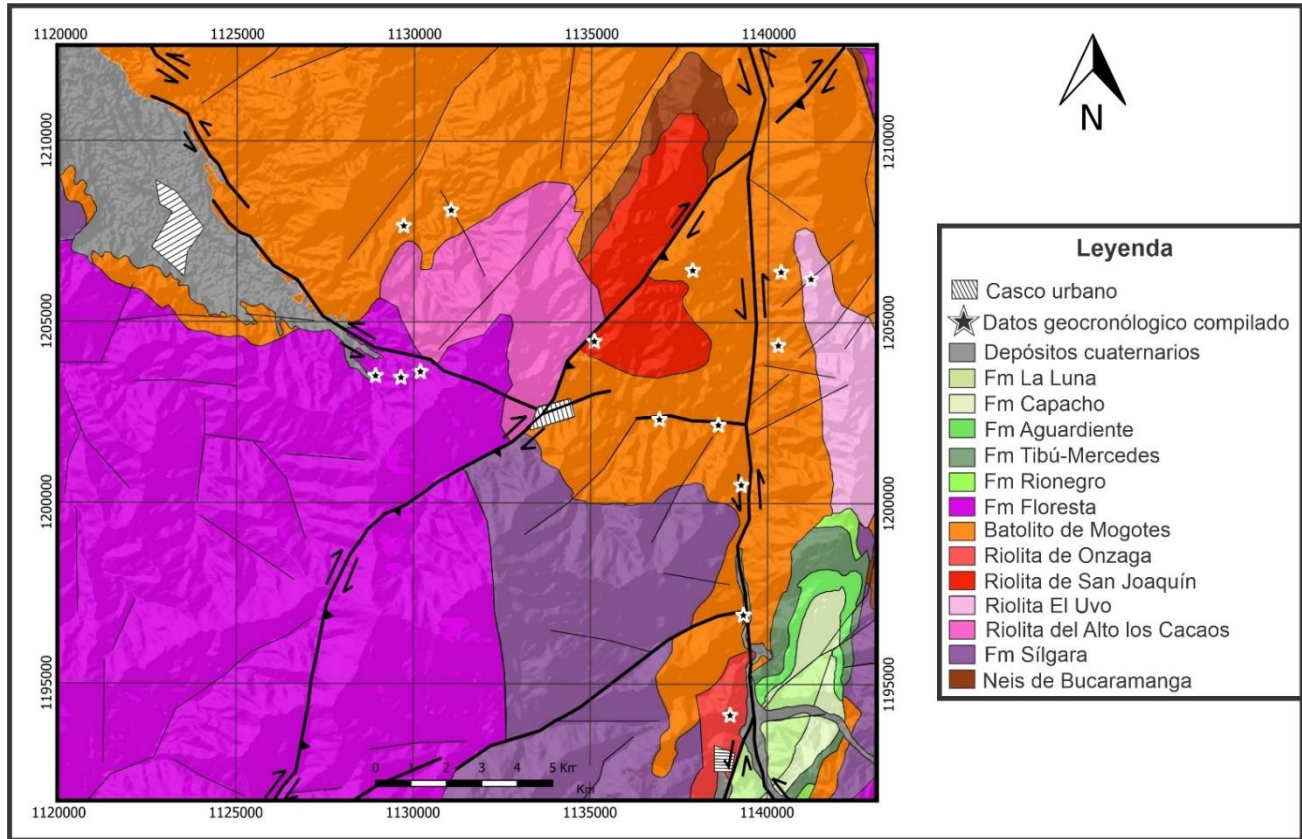
### **5.3 Base de datos geocronológica**

A fin de sintetizar la información geocronológica de la zona, se compilaron las dataciones U-Pb existentes; su ubicación se puede apreciar en el mapa de la figura 11.

Para realizar las bases de datos geocronológica, se consultaron autores como Van der Lelij (2013), Mantilla y García (2018), Correa et al. (2020), Zapata et al. (2020) y Rodríguez (2022). La información geocronológica condensada se encuentra en la tabla 2.

### **Figura 11**

*Mapa geológico con la ubicación de los datos geocronológicos compilados para la zona.*



**Tabla 2**

*Base de datos geocronológicas de la zona.*

	No de Muestra	Coordenadas		Unidad Geológica	Edades	MSDW
		X	Y			
1	TCR-376	1231161	1124265	Batolito de Mogotes	203 ± 1	2,6
2	MIA-638	1217144	1126040	Batolito de Mogotes	200 ± 2	6,7
3	LMC-075	1208090	1131045	Batolito de Mogotes	196 ± 4	7,2
4	AMC-0162	1206436	1137867	Batolito de Mogotes	200 ± 1, 189 ± 1	1,0; 2,0
5	GZ-6831	1206394	1140363	Batolito de Mogotes	194 ± 1	1,9
6	MIA-636	1230947	1122841	Batolito de Mogotes	205 ± 3	13
7	AMC-0144	1202313	1136936	Batolito de Mogotes	202 ± 2	4,6
8	TCR-380	1207654	1129709	Batolito de Mogotes	191 ± 4	4,2
9	AMC-0136A	1238967	1123996	Batolito de Mogotes	108 ± 2	4,1
10	GZ-6829B	1204364	1140288	Batolito de Mogotes	99 ± 2	1,6
11	JGB-483	1175854	1136984	Riolita de Onzaga	449,9 ± 5,9	0,2
12	LMC-976	1194138	1138950	Riolita de Onzaga	450,9 ± 2,5	2,5
13	10VDL23	1259672	1122764	Neis de Bga	461 ± 2,1	2,6
14	10VDL28	1196908	1139320	Riolita de Onzaga	200,4 ± 0,7	1,3
15	10VDL31	1200503	1139250	Riolita de Onzaga	201 ± 0,9	2,9
16	10VDL32	1202160	1138600	Batolito de Mogotes	198 ± 0,8	1,3
17	MIA-641	1206200	1141207	Riolita de Uvo	197,5 ± 1,5	4
18	GR-6729	1204469	1135094	Riolita San Joaquin	201 ± 2,1	3,2

Los datos geocronológicos compilados ayudan a confirmar que, en cuanto a las rocas aflorantes en la zona de estudio, las unidades más antiguas (Ordovícico) corresponden a rocas metamórficas de protolitos proterozoicos y sedimentarios, que sufrieron metamorfismos de grado medio (Esquistos de Silgará) y grado alto (Neis de Bucaramanga) (Mantilla et al., 2016 y García et al., 2017). De igual manera, en el Ordovícico Superior cristalizó la Riolita de Onzaga, relacionado con eventos magmáticos generados en la orogenia Famatiniana (470 Ma) (Rodríguez, 2022). En la zona aflora también la Formación Floresta (Devónico) que corresponde a una sucesión de rocas sedimentarias depositadas en un ambiente de plataforma marina (Mantilla y García, 2018).

Por su parte en el Triásico Tardío-Jurásico, el magmatismo peraluminoso ocurrido en el Macizo de Santander, generó que en el basamento metamórfico del Paleozoico se emplazaran tanto cuerpos intrusivos graníticos, tales como el Batolito de Mogotes; al igual que de cuerpos subvolcánicos riolíticos-riodacíticos, como las unidades Riolitas del Alto Los Cacaos, Riolita de San Joaquín y Riolitas El Uvo (Goldsmith et al., 1971; Correa et al., 2020; Rodríguez et al., 2020 y Zapata et al., 2020). Este mismo evento magmático generó metamorfismo de contacto en la Riolita de Onzaga (Rodríguez, 2022). Por último, en la zona afloran litologías sedimentarias que fueron generadas en el Cretácico, en la cuenca del Valle Medio del Magdalena; de las cuales también existen dataciones, pero de las cuales ninguna ha sido realizada en el área de estudio.

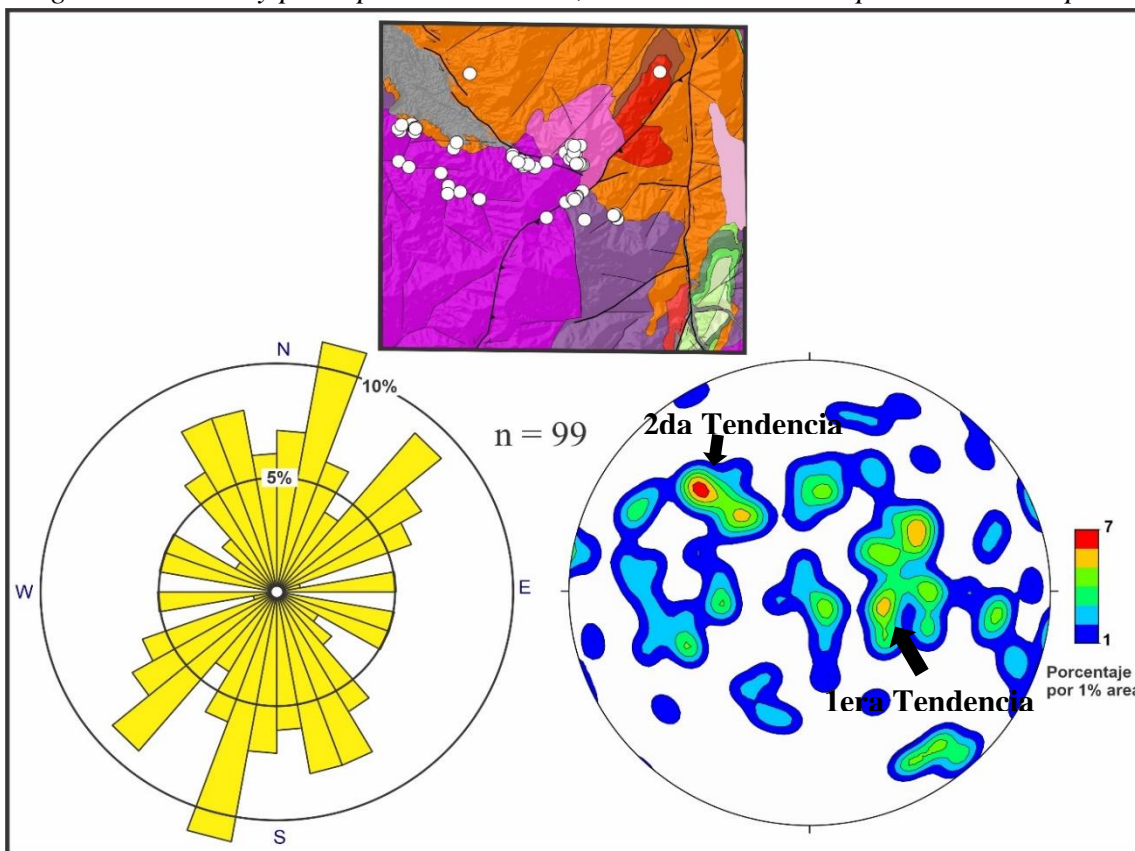
#### **5.4 Análisis estructural**

En la zona de estudio se realizaron diagramas de polos y diagramas de rosas para los respectivos datos estructurales (Foliación, Diaclasas, Venas, Diques y Planos estríados de fallas). El conjunto de datos se encuentra en Anexos.

### 5.4.1 Foliación

**Figura 12**

*Diagrama de rosas y polos para Foliaciones, con su ubicación respectiva en el mapa.*

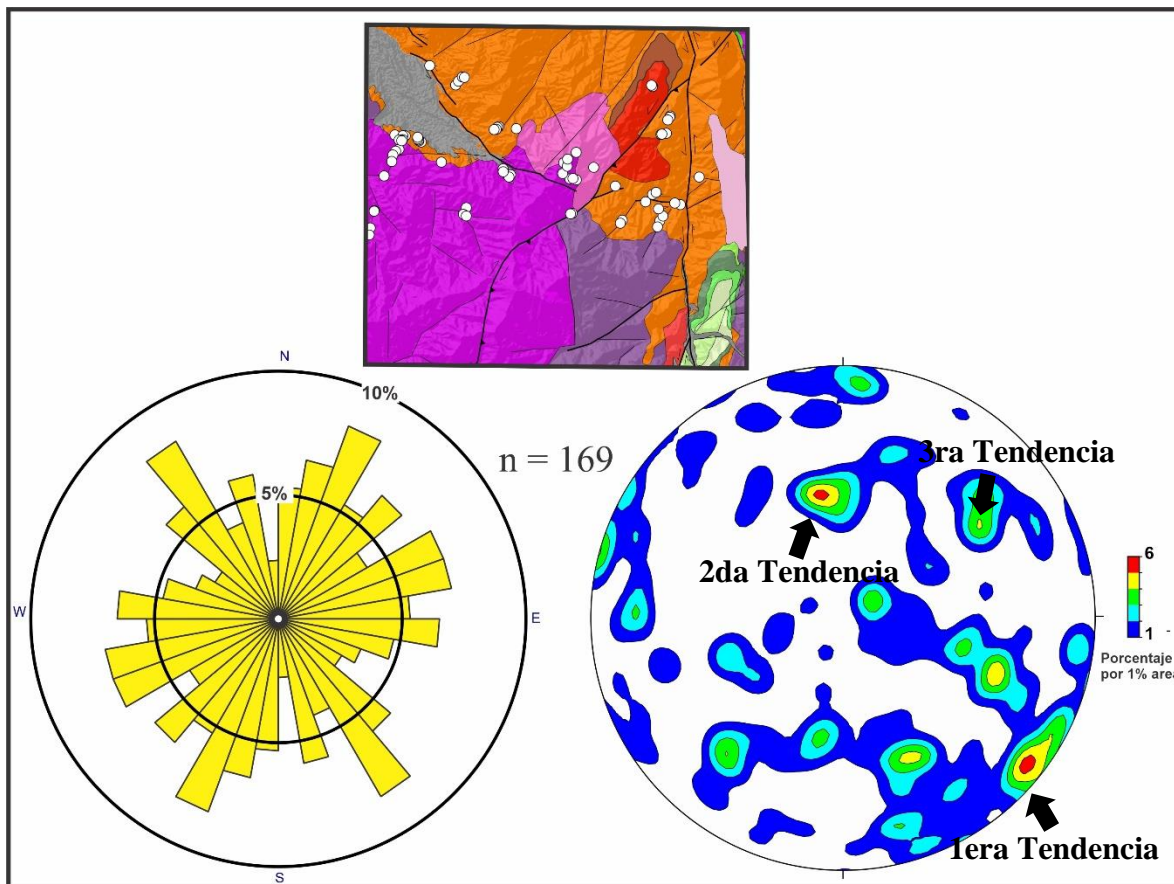


Los 99 datos de foliación estudiados se encuentran distribuidos mayoritariamente en la Formación Floresta (81%). En los diagramas se observan dos tendencias principales: La primera presenta dirección N20E con inclinaciones subhorizontales (menores a 45°) y buzando al SE; y la segunda, dirección N50E buzando al NW y con inclinaciones cercanas a los 60°. La primera tendencia coincide con la dirección del tramo sur de la Falla Pueblo Viejo, y a su vez, la segunda tendencia coincide con la dirección del tramo norte de la Falla Pueblo Viejo, lo que marca el régimen compresivo que expresan la foliación y el componente inverso de la esta falla.

### 5.4.2 Diaclasas

**Figura 13**

*Diagrama de rosas y polos para Diaclasas, con su ubicación respectiva en el mapa.*



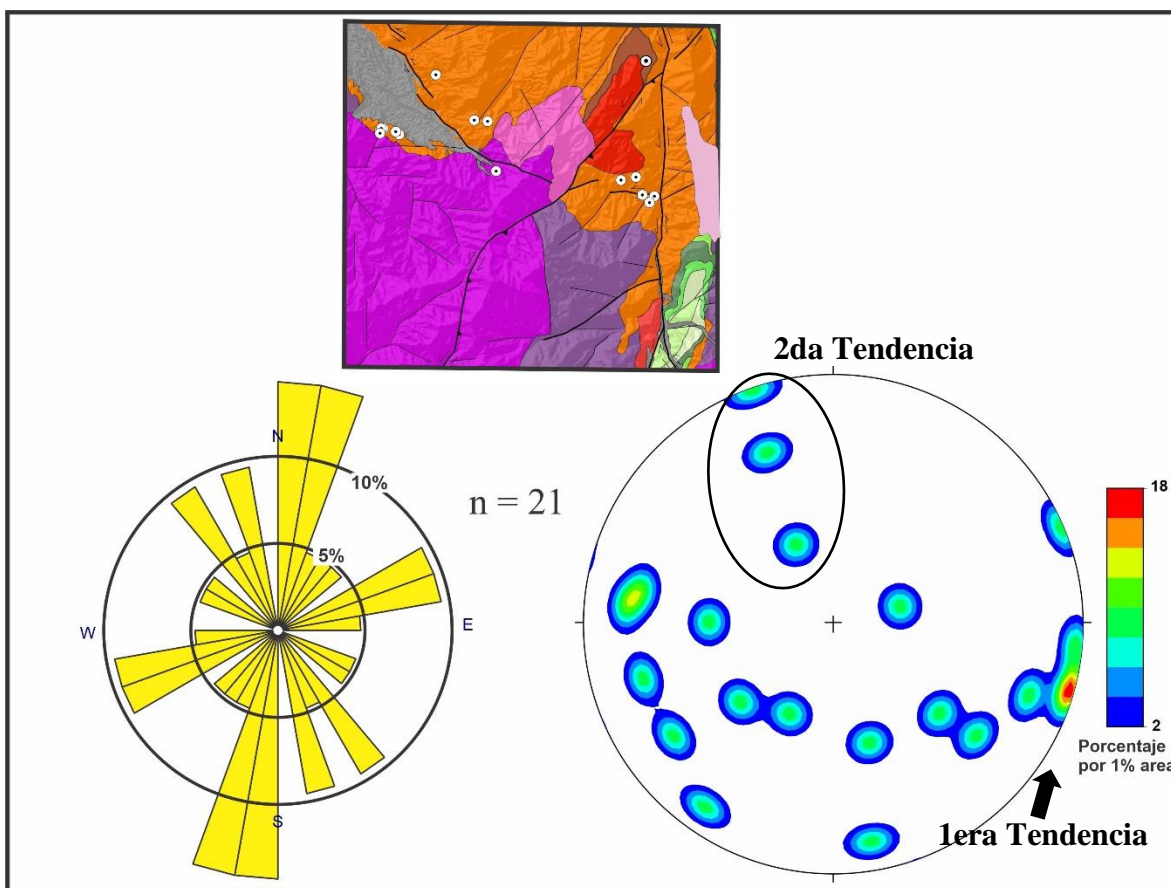
Los 169 datos de diaclasas estudiados se ubican mayoritariamente en el Batolito de Mogotes (57%), seguido de la Formación Floresta (31%), y los restantes en las unidades Riolita del Alto Los Cacaos y Riolita de San Joaquín. En los diagramas se observan tres familias de diaclasas: la primera presenta dirección N30E buzando al SE con inclinaciones bastante verticales; la segunda tiene dirección N70E con inclinaciones subhorizontales (aproximadamente 45°) y buzando al NW; mientras que la tercera familia presenta dirección N40W buzando al NE con inclinaciones en torno a los 60°. La primera dirección coincide con la tendencia general de la Falla Pueblo Viejo, la segunda dirección con algunos

lineamientos NNE al este de la Falla Chaguacá; y la tercera dirección coinciden con el rumbo de la Falla Los Santos.

### 5.4.3 Diques

**Figura 14**

*Diagrama de rosas y polos para Diques, con su ubicación respectiva en el mapa.*



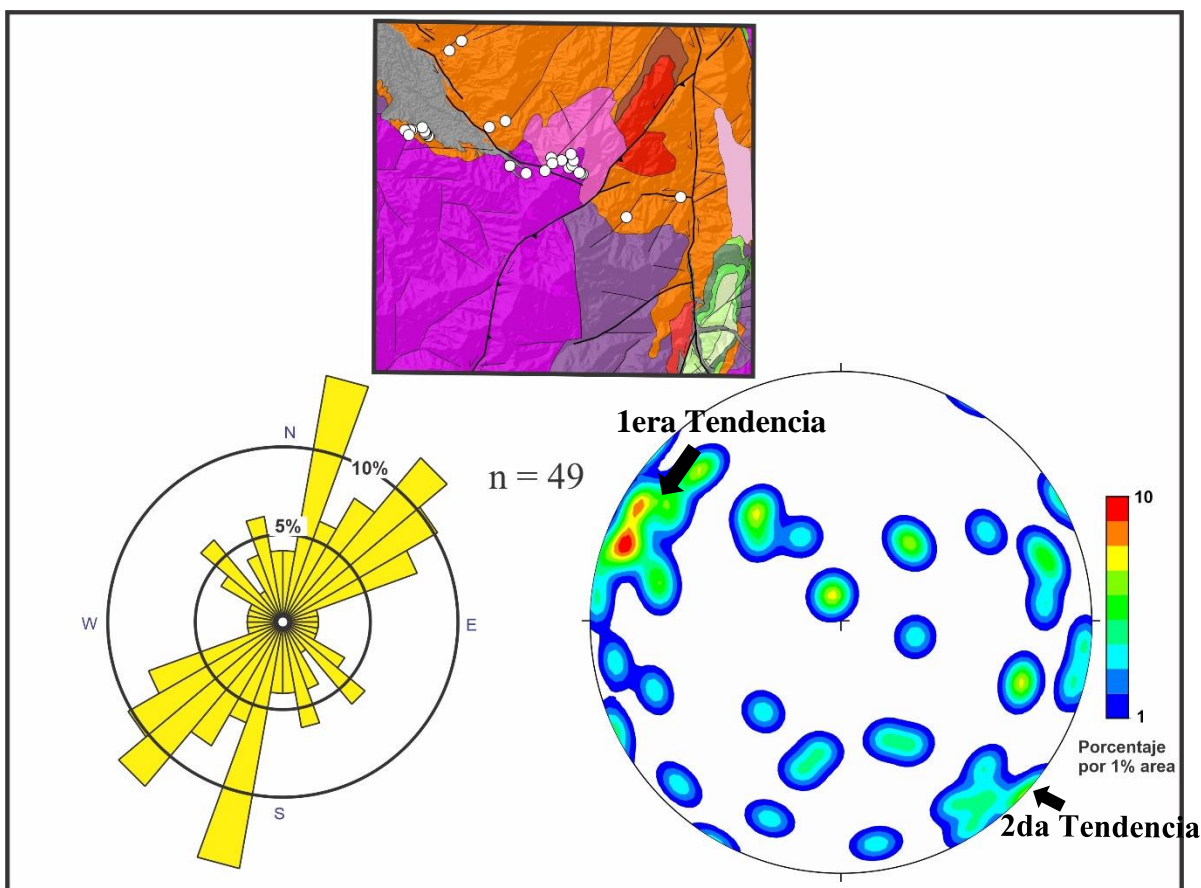
Los 21 datos de diques estudiados se ubican casi en su totalidad en el Batolito de Mogotes (91%). En los diagramas se evidencia una tendencia principal y predominante con dirección N10E buzando al SE e inclinaciones muy cercanas a los 90°; así como otra tendencia menor con dirección N70E buzando al NW con inclinaciones muy variables. La tendencia principal podría coincidir parcialmente con la dirección de las Falla Chaguacá, y por otro lado, la tendencia menor se relaciona con una de las direcciones obtenidas en el diagrama de

diaclasas. En ambos casos se puede interpretar una fase de apertura en estas direcciones y estructuras para permitir el tránsito de fluidos.

#### 5.4.4 Venas

**Figura 15**

*Diagrama de rosas y polos para Venas, con su ubicación respectiva en el mapa*

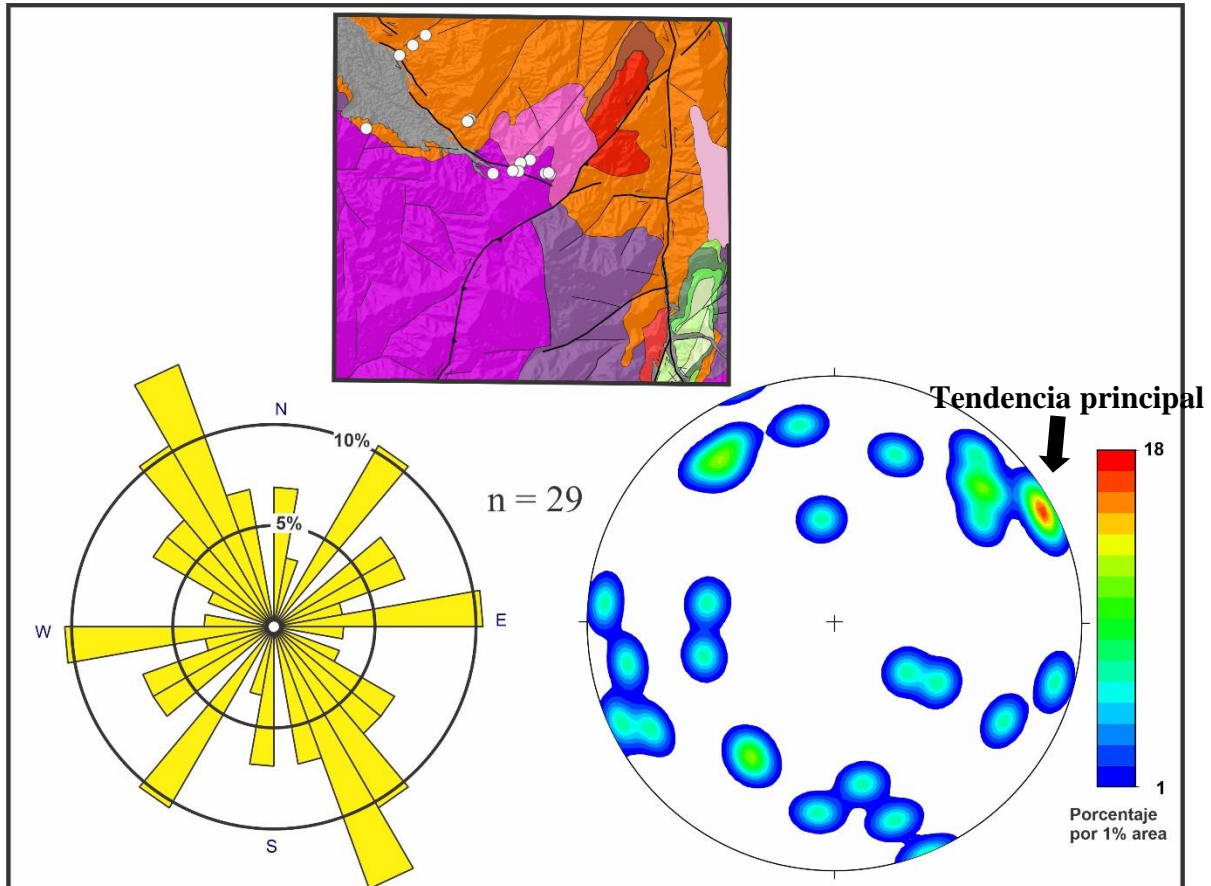


Los 49 datos de venas estudiados se encuentran distribuidos principalmente en el Batolito de Mogotes y la Formación Floresta. En los diagramas se muestran dos tendencias principales: la primera con dirección N15E buzando al NW; y la segunda con dirección N50E y buzando SE; ambas tendencias con inclinación vertical. La primera tendencia se relaciona con la familia principal de diques, la segunda tendencia coincide con una de las familias de diaclasas, reforzando así el carácter distensivo que favoreció el emplazamiento de fluidos en estas direcciones.

### 5.4.5 Planos Estriados

**Figura 16**

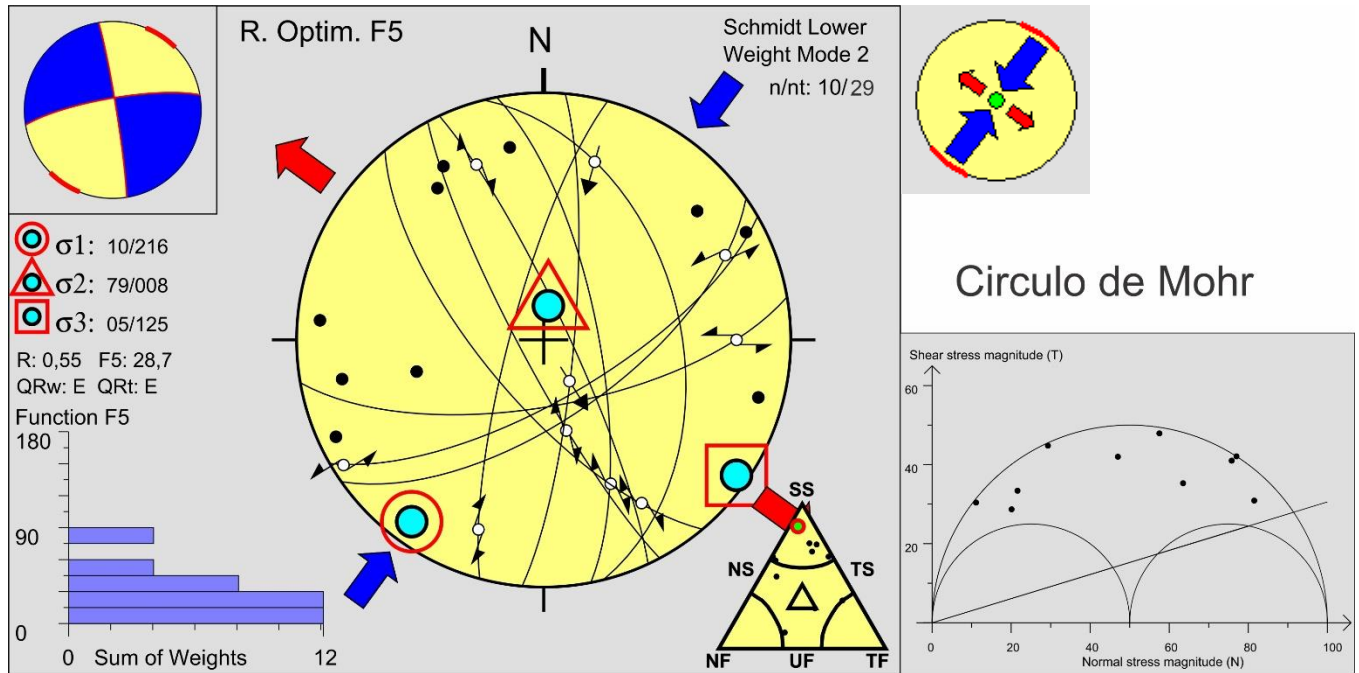
*Diagrama de rosas y polos para Estrías, con su ubicación respectiva en el mapa.*



Los 29 datos de planos estriados se encuentran en la Formación Floresta y Batolito de Mogotes, y en zonas aledañas a la Falla de Los Santos (Figura 17). La familia predominante presenta dirección N30W buzando al NE con inclinaciones cercanas a los  $90^\circ$ . Esta tendencia principal coincide con la dirección de un segmento de la Falla Los Santos. Al procesar los datos con el software Win Tensor 5.9.0.2 (Delvaux & Sperner, 2003), se obtuvieron dos tensores de esfuerzos:

**Figura 17**

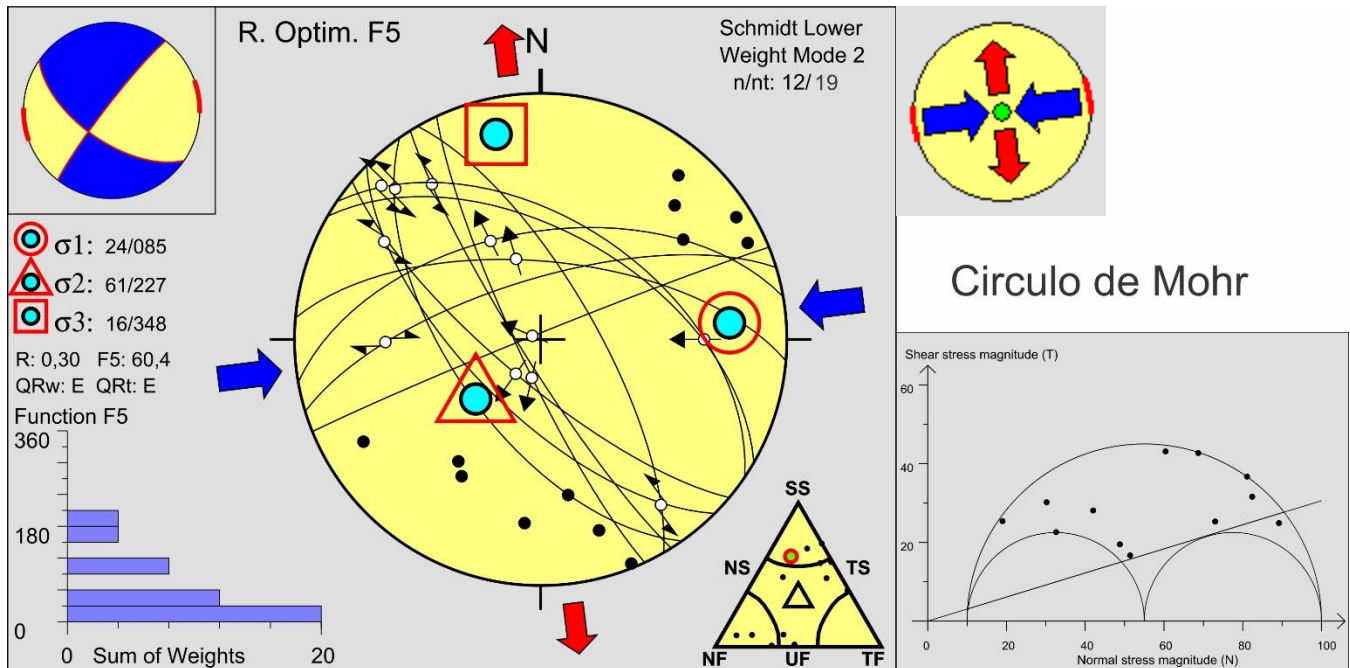
*Diagrama primer tensor de esfuerzos de los datos de estrías.*



El primer tensor indica un régimen de esfuerzos de Transcurrencia Compresiva, con orientación de esfuerzo horizontal máximo ( $\sigma_1$ ) de  $36^\circ$ , aproximadamente en dirección NE-SW (Figura 17). Este régimen resalta la cinemática predominante del área del estudio, con pocas apariciones de movimientos inversos y presenciando dominio de rumbo en las estructuras principales. Las fallas transversales en el diagrama contienen direcciones de azimuth diferentes a los observados en el mapa de la zona, lo cual puede explicar que este primer tensor se relaciona con edades antiguas.

**Figura 18**

*Diagrama segundo tensor de esfuerzos de los datos de estrías.*



Después de filtrar y analizar los planos de estrías obtenidos en el primer tensor, se hizo inversión de un segundo tensor, resultando un régimen de esfuerzos de Pura Transcurrencia orientación de esfuerzo horizontal máximo ( $\sigma_1$ ) de  $83^\circ$ , aproximadamente en dirección E-W (Figura 18). La falla representada en el balón de playa se correlaciona con la Falla Los Santos asemejándose a su dirección en el área de estudio, aunque en el diagrama buza hacia el sur, se puede explicar debido a un pequeño retrocabalgamiento. En el diagrama también se hallan leves presencias de fallas normales, lo que establece que las fallas principales presentan en menor medida inclinaciones y movimientos paralelos al buzamiento.

### 5.5 Análisis del grado madurez termal de la Formación Floresta a partir de los índices de cristalinidad de illita y clorita

Las dos muestras recolectadas se recogieron en la formación Floresta, tal como se muestra la ubicación en el mapa (Figura 19). Las imágenes de las muestras se observan en la Figura 19.

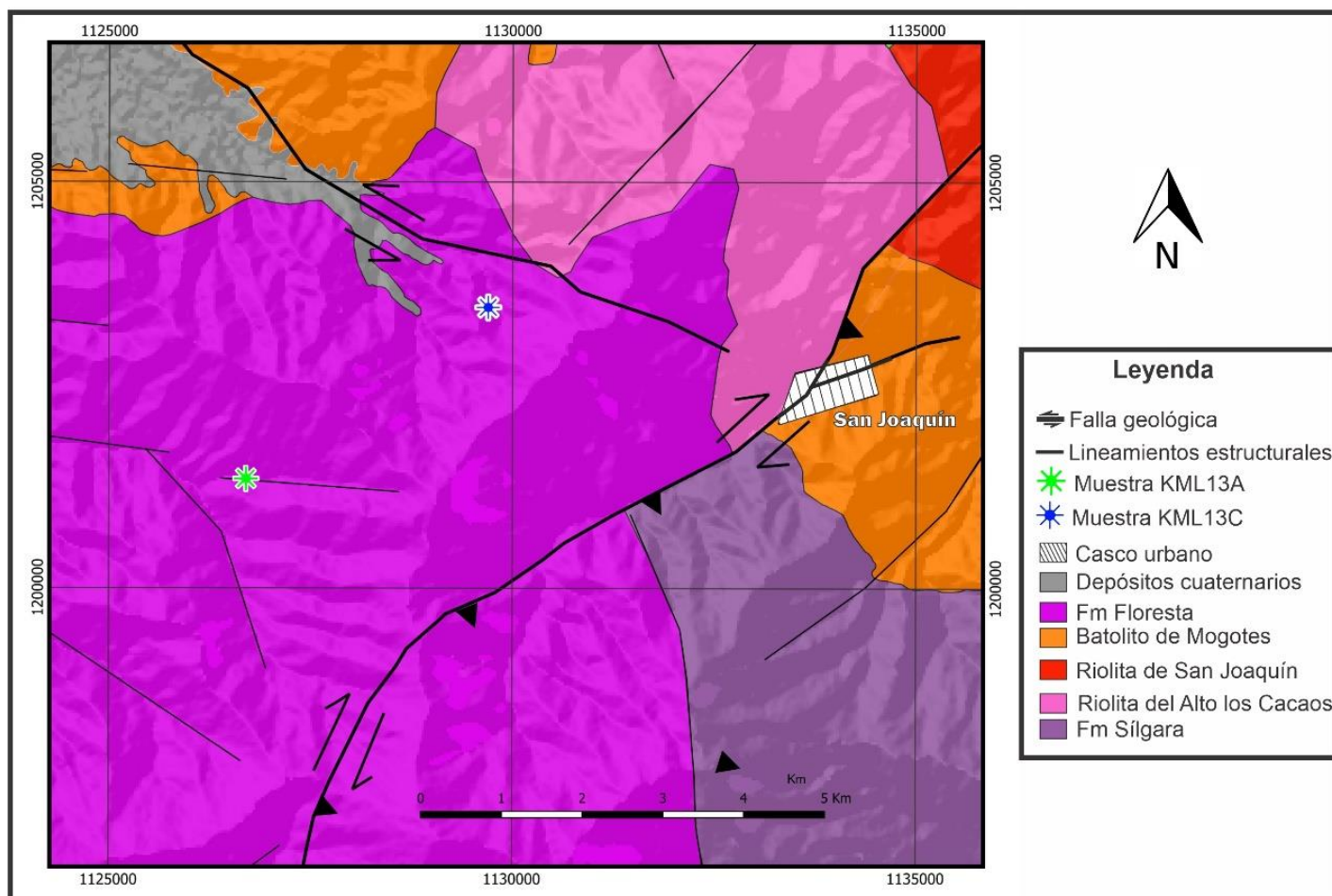
**Tabla 3**

*Coordenadas de las muestras de la Formación Floresta*

Muestra	Coordenadas		Altura (msnm)
	X	Y	
KML13A	1'201.346	1'126.699	1913
KML13C	1'203.457	1'129.698	2204

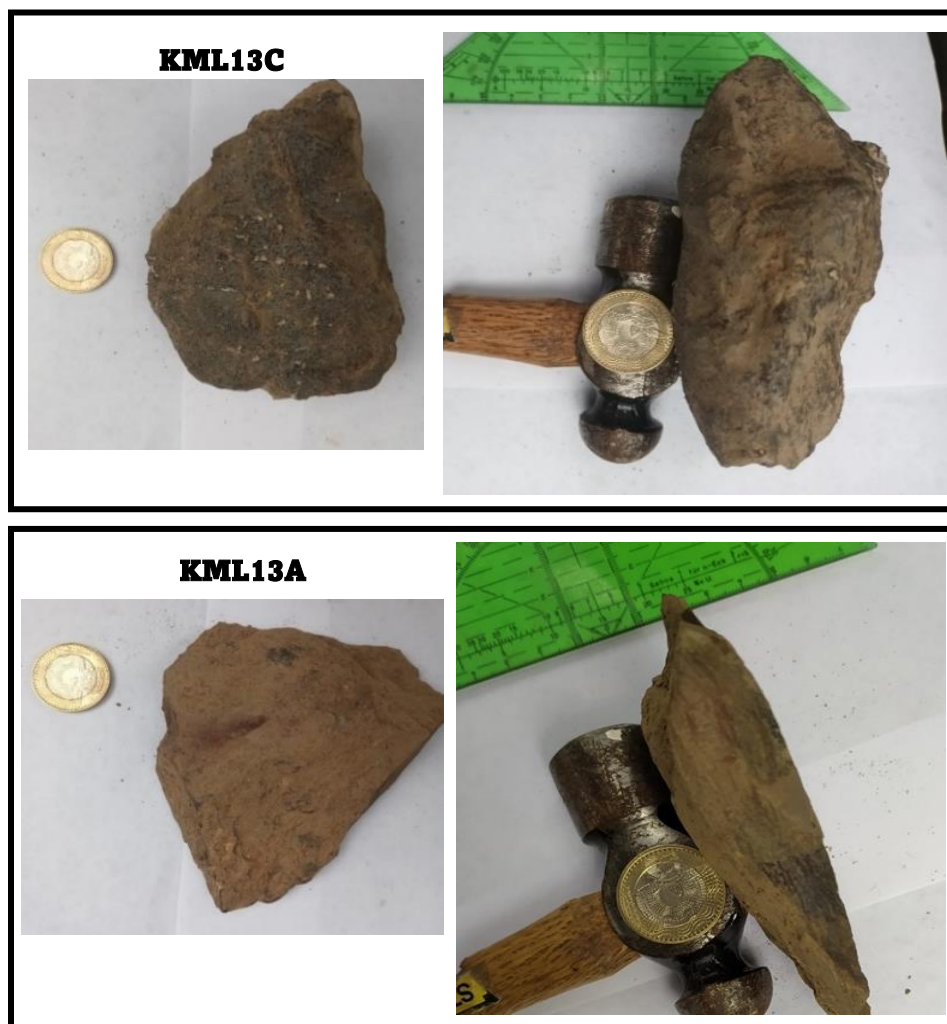
**Figura 19**

*Ubicación de muestras colectadas en el mapa geológico de la zona.*



**Figura 20**

*Muestras de mano recolectadas de la Formación Floresta*



En la Tabla 3 se muestran las fases cristalinas identificadas y cuantificadas de las muestras KML13A y KML13C correspondiente a la fracción menor de 2 micras separada según se describe en el apartado 4.4.2. Los porcentajes reportados corresponden a la relación entre las fases policristalinas cuantificadas.

**Tabla 4**

*Resultados de facies cristalinas de las muestras ubicadas en la Formación Floresta metamorfoseada (KML13A y KML13C respectivamente).*

Muestra N°		<b>KML13A</b>			
Fases cristalinas identificadas en la muestra con código interno				22-1447	
		PDF No	NOMBRE	CUANTITATIVO	
Cristalino		PDF 01-073-9858	Moscovita-2M1, Férrica	45,3%	
		PDF 01-085-0796	Cuarzo	26,6%	
		PDF 01-080-0886	Caolinita-1A	16,2%	
		PDF 01-085-2163	Chamosita-1Mlib	9,1%	
		PDF 01-076-6603	Vermiculita	2,8%	

Muestra N°		<b>KML13C</b>			
Fases cristalinas identificadas en la muestra con código interno				22-1448	
		PDF No	NOMBRE	CUANTITATIVO	
		PDF 01-073-9865	Moscovita-2M1, Férrica	45,1%	
		PDF 01-085-0795	Cuarzo	25,3%	
		PDF 01-083-4643	Caolinita	18,5%	
		PDF 01-072-1234	Clorita	11,0%	

De igual manera se realizó el estudio de los índices de cristalinidad de la illita y clorita, tal y como se muestra a continuación:

**Tabla 5**

*Valores de los índices de cristalinidad de la illita y clorita para las muestras colectadas*

<b>ÍNDICES DE CRISTALINIDAD REPORTADOS POR LAB DRX (UIS)</b>		
Muestra	<b>ILLITA (IC) [<math>^{\circ}\Delta 2\theta</math>]</b>	<b>CLORITA (ChC) [<math>^{\circ}\Delta 2\theta</math>]</b>
<b>KML13A2</b>	0,084	0,130
<b>KML13C2</b>	0,095	0,181

Al extrapolar los valores obtenidos a la correlación propuesta por Arkai (1991), obtenemos que todos los valores de cristalinidad están en el campo de la epizona, lo cual abordaremos a detalle en el apartado de discusión.

## 6. Discusión

### 6.1 Metamorfismo y temporalidad de la Formación Floresta aflorante en la zona

La denominada Formación Floresta (metamorfoseada) fue agrupada y definida en la cartografía 1:100000, considerada de edad devónico (Ward et al., 1973; Vargas et al., 1981), no obstante, Moreno-Sanchez et al. (2005) llevó a cabo estudios paleontológicos posteriores

en los cuales sugirió para éstas litologías una edad Carbonífero/Pérmico, y en base a ello propuso agruparlas dentro de una unidad litológica que denominó “Formación Mogotes”.

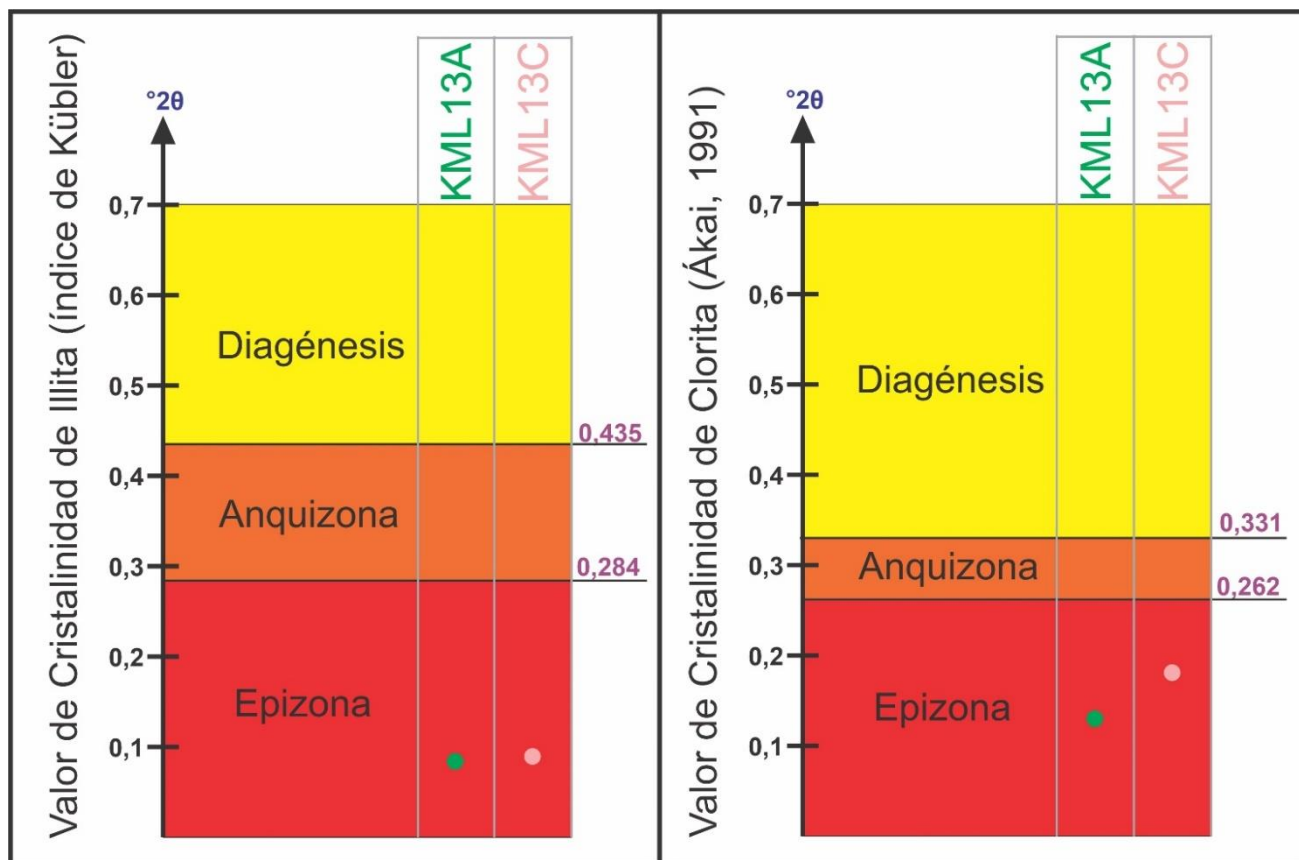
Recientemente, Mantilla y García (2018) llevaron a cabo un estudio petrográfico y geocronológico que subdividió la Formación Floresta (metmorfoseada) en 3 miembros (descritos en el Marco Geológico), y en donde se señaló que si bien existen los datos paleontológicos reportados por Moreno-Sanchez et al. (2005) corroboran la existencia de roca de edad C-P, éstos datos no pueden ser extrapolados a las litologías infrayacentes (Formación Floresta), y por ésta razón la propuesta de nombrar “Formación Mogotes” debe ser descartada.

Ahora bien, la subdivisión de la Formación Floresta en los 3 miembros descritos por Mantilla y García (2018) fue un trabajo realizado a una escala detallada que solo abarca el fragmento norte de la Formación Floresta de la zona de estudio, por ello en la presente cartografía sigue siendo agrupada dentro de una solo unidad. Sin embargo, las 2 muestras a las cuales se realizaron los análisis de cristalinidad previamente descritos, fueron colectadas en dicho fragmento norte, y atendiendo a la subdivisión hecha por Mantilla y García (2018), están ubicadas en el miembro basal (a), que presenta foliación metamórfica y compuesto principalmente por rocas de aspecto filítico de grano fino a ligeramente conglomeráticas, de composiciones cuarzosas-pelíticas; con edades U-Pb en zircones detríticos de 410 Ma (Devónico Temprano).

Como ya se mencionó en los resultados, los índices de cristalinidad de la illita y la clorita calculados, al extrapolarse con las correlaciones reportadas por Arkai (1991), arrojan que las muestras se ubican en la epizona, tal y como se muestra en la Figura 21.

### **Figura 21**

*Gráfica de correlación entre los índices de cristalinidad de la illita y clorita, y el dominio de diagénesis- anquizona- epizona para las muestras analizadas. Valores de referencia tomados de Arkai (1991).*



Éste resultado nos permite sugerir que las rocas de la Formación Floresta estudiadas sufrieron un metamorfismo de muy bajo grado, pudiendo estar relacionado a metamorfismo de enterramiento; y de igual manera, la re-orientación preferente de los componentes esta litología se considera relacionada con procesos dinamo-térmicos, y no con metamorfismo regional (Mantilla y García, 2018).

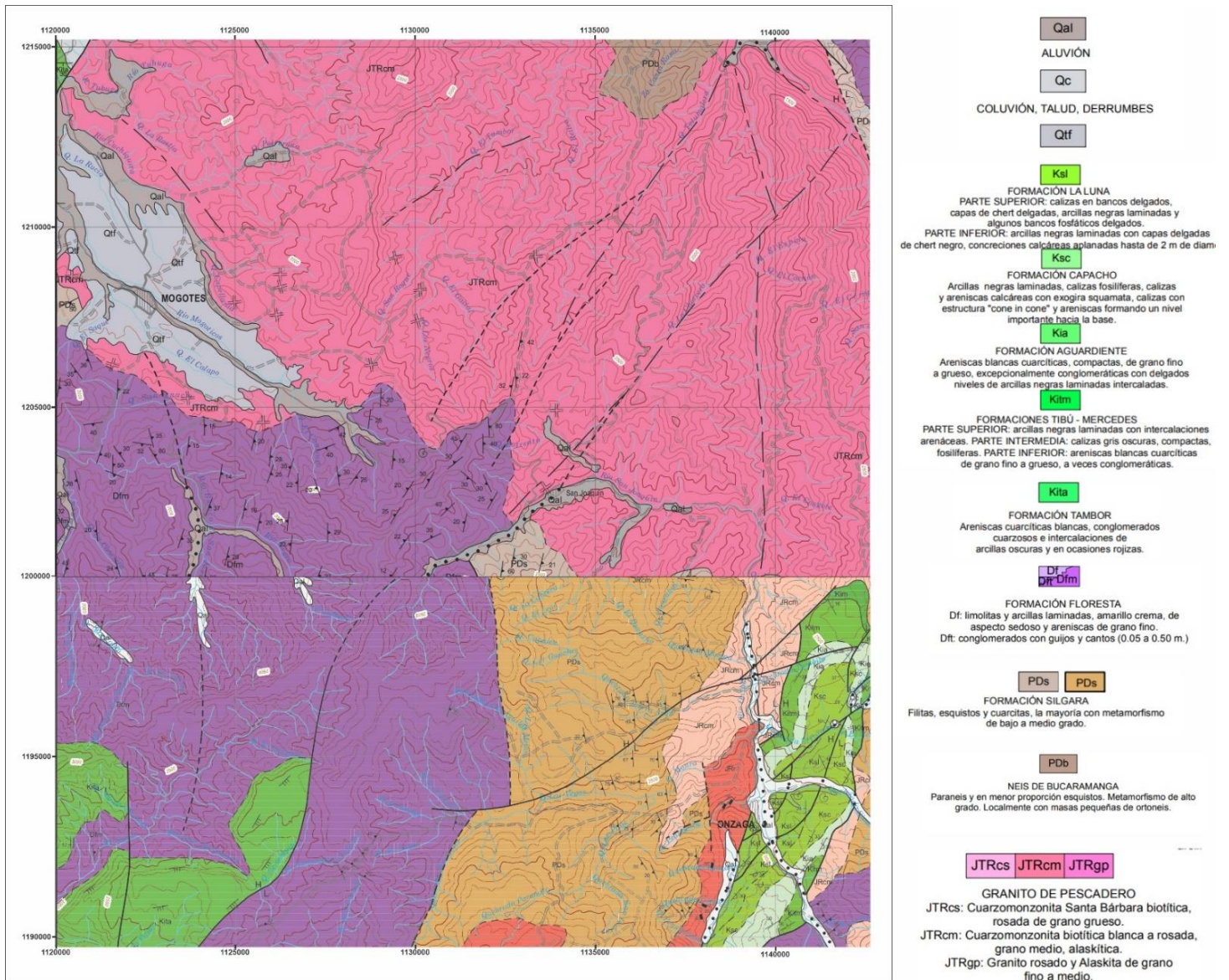
Por otro lado, Pineda (2017) llevó a cabo una caracterización mineralógica y petrográfica en las pizarras de la Formación Floresta Metamorfoseada, en la que realizó dataciones Ar-Ar en sericitas neofórmadas que arrojaron una edad de  $341.86 \pm 9.72$  Ma, con lo cual propone que durante el Missisipiano (Carbonífero), el área debió ser afectada por un evento tectono-termal de carácter local, el cual puede estar relacionado con la generación del metamorfismo de muy bajo grado presente en las rocas analizadas.

## 6.2 Evolución de la cartografía geológica de la zona: desde la 1:100000 (SGC) hasta la del presente trabajo

La zona de estudio ha sido objeto de múltiples estudios de distintas áreas de la geología. A nivel de cartografía geológica, Vargas et al. (1984) y Vargas et al. (1987) realizaron la cartografía a escala 1:100000 de las planchas 152 y 136, que incluyen el sector de estudio.

### Figura 22

Geología de la zona tomada de las planchas 136 y 152 (SGC) para la zona de estudio.



Nota: Modificado de Vargas et al. (1984) y Vargas et al. (1987)

En comparación con la cartografía a escala 1:25000 presentada en el actual trabajo, a nivel litológico, la diferencia que más resalta es que anteriormente, las unidades del Jurásico estaban agrupadas; no obstante, apoyados a los trabajos petrográficos y geoquímicos realizados recientemente por Correa et al. (2020), Rodríguez et al. (2020) y Zapata et al. (2020); se incluyó en el mapa la delimitación de las unidades Riolita del Alto los Cacaos, Riolita El Uvo y Riolita de San Joaquín, diferenciadas del Batolito de Mogotes. Además, en base al trabajo de Rodríguez (2022) se incorporó la unidad Riolita de Onzaga (Ordovícico).

Estructuralmente, respecto a la cartografía 1:100000 resalta la incorporación de la Falla de Lebrija, definida por Velandia (2017) y denominada en nuestro trabajo Falla Los Santos por razones ya expuestas; y adicionalmente, si bien las fallas Chaguacá, Onzaga y Pueblo Viejo ya habían sido trazadas en el mapa; se incorporó su nomenclatura y se clarificó la cinemática de las mismas, apoyados en los trabajos de Galvis (2016), Velandia et al. (2017), y Velandia y Bermudez (2018).

### **6.3 Geología estructural**

El sur del Macizo de Santander se caracteriza por tener un estilo estructural particular, allí se ubica la terminación sur de la Falla de Bucaramanga con una cinemática sinistral, que configuran con diversas fallas subparalelas (Velandia, 2017; Velandia y Bermúdez, 2018). Esta misma falla hacia parte de la estructura de cola de caballo extensional del Triásico Tardío- Jurásico Temprano, con desplazamiento dextral dentro de un régimen extensional general NW-SE (Kammer et al, 2020). Se sugiere que el primer tensor del presente trabajo con  $\sigma_1$  de  $36^\circ$  (NE-SW) (Figura 17), este asociado al régimen de esfuerzos de la época dicha anteriormente, encajando en el mecanismo de esfuerzo del modelo estructural de la Falla de Bucaramanga ancestral dextral.

Del mismo modo este tensor pretende explicar el modelo de deformación de la estructura de cola de caballo que componen la terminación sur de la falla de Bucaramanga, con las fallas de Soapaga y Boyacá (Kammer y Sánchez, 2006); donde se exhiben un modelo de extensión con presencia de fallas normales orientadas al oeste y se relaciona con una geometría en forma de cuña que exponen el relleno sedimentario de dos cuencas de rift del Jurásico

Temprano (Kammer y Sánchez, 2006). Allí la actividad Mesozoica temprana de la falla de Bucaramanga con rumbo NW y transferencia de desplazamiento lateral derecho; aunque el modelo distensivo de la época tendría un  $\sigma_1$  vertical, se puede establecer un esfuerzo horizontal compresivo con orientación NE-SW, semejante al primer tensor resultante en el presente trabajo.

Relacionando las dos citas anteriores (Kammer et al. 2020; Kammer y Sánchez. 2006) con el presente trabajo, se interpreta el primer tensor como un paleotensor de edad Triásico tardío- Jurásico temprano, antes de la reactivación de la falla de Bucaramanga bajo un régimen de deformación contraccional NW-SE en el Cenozoico (Kammer et al, 2020) que dio resultado a la configuración sinistral actual.

El patrón regional actual de esfuerzo máximo horizontal en el Macizo de Santander tiene una tendencia ENE-WSW, este patrón hace parte de la región A (Macizo de Santander- Mérida Andes) con dirección aproximada de  $\sigma_1$  en N97°E propuesta por García-Delgado et al. (2022). La tendencia del esfuerzo horizontal máximo ( $\sigma_1 = 83^\circ$ ) del segundo tensor en la presente tesis (Figura 18), se asemeja considerablemente con el patrón regional dicho anteriormente; lo cual deduce que este segundo tensor pertenece a los regímenes de deformación tectónicos actuales de los Andes Colombianos en la región sur del Macizo de Santander (Velandia et al., 2020; García-Delgado et al. 2022), que se atribuye una dirección aproximada E-W.

#### **6.4 Potencial de recursos minerales**

En la zona de estudio afloran unidades cretácicas con potencial para hidrocarburos (Barrero et al., 2007), que aparecen al suroriente, en un área muy reducida, por otro lado, las unidades aflorantes en el sector de estudio que poseen un eventual potencial de recursos minerales son los cuerpos intrusivos y subvolcánicos relacionados con el magmatismo Triásico-Jurásico.

Para el Batolito de Mogotes, las alteraciones hidrotermales de seritización, arglización y cloritización reportadas, sugieren potencial de mineralizaciones metálicas, no obstante, no se han identificado a la fecha anomalías geoquímicas que sugieran que haya presencia de

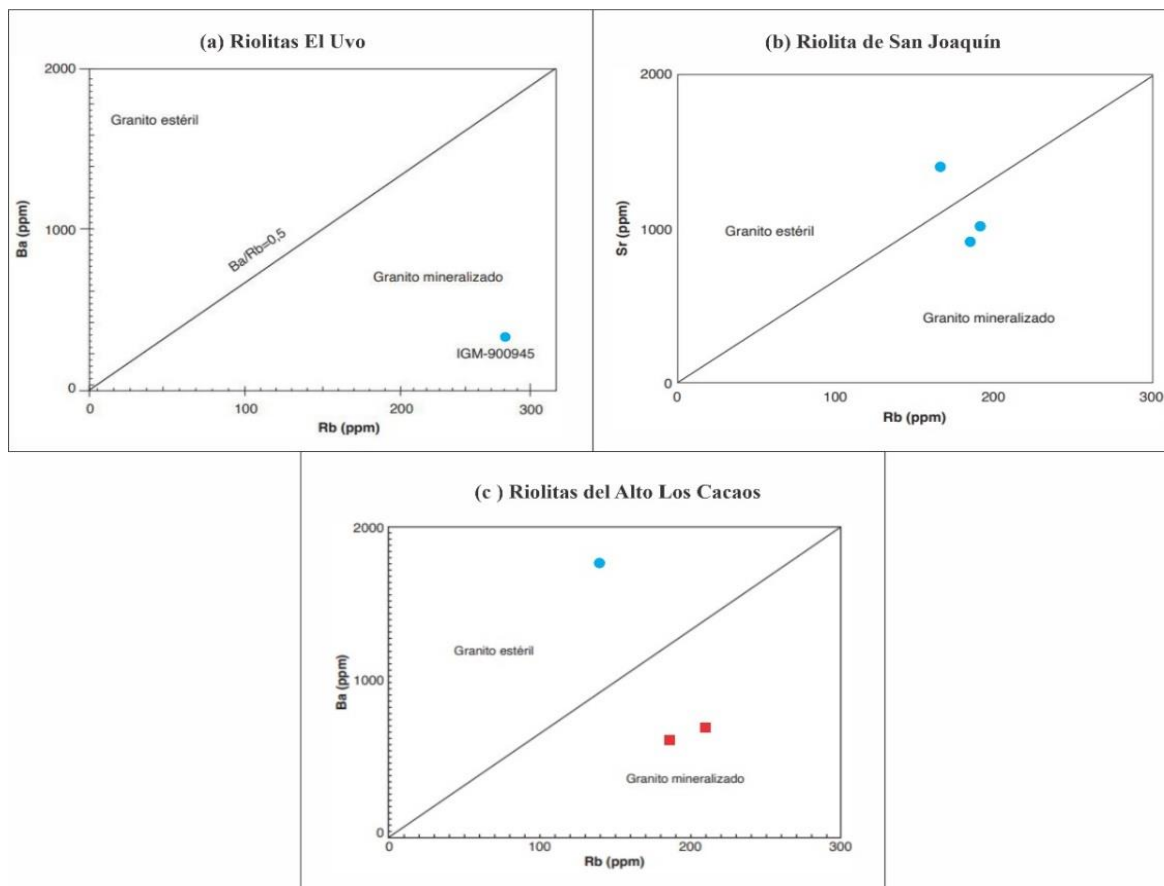
dichas mineralizaciones (Correa et al., 2020). De ésta manera, los recursos minerales potenciales identificados, corresponden a materiales de construcción, específicamente a piedras ornamentales (Ingeominas, 2001).

En cuanto a las Riolitas EL Uvo, también se ha identificado potencial para agregados o piedra ornamental (Zapata et al., 2020), mientras, la Riolita de San Joaquín presenta abundantes diaclasas y fracturas que hacen que sea un cuerpo poco atractivo para explotarlo como piedra ornamental (Rodríguez et al., 2020). Zapata et al (2020) reporta en su trabajo que en las Riolitas El Uvo se identificó químicamente alteración potásica en una de las muestras, lo que sugiere que la unidad tiene potencial de minerales metálicos.

Uno de los más reconocidos como indicadores de fertilidad en las rocas, es el diagrama Rb vs Ba, adaptado por El-Sheshtawi et al. (1999) del diagrama original de Mason (1966). Para la unidad Riolitas El Uvo, Zapata et al., (2020) graficó en el diagrama 2 muestras del cuerpo principal a partir de la química total, en donde ambas se ubicaron en el campo de los granitos mineralizados. Para la Riolita de San Joaquín, Rodríguez et al. (2020) grafican en el diagrama tres muestras del cuerpo principal a partir de la química total, de las cuales dos se ubicaron en el campo de los granitos mineralizados, y una de ellas en el de los granitos estériles. De la misma forma, para la unidad Riolita del Alto los Cacaos, Correa et al. (2020) graficó en el diagrama, a partir de la química total, tres muestras de las cuales dos correspondían al cuerpo principal, y se ubicaron en el campo de los granitos mineralizados; y una de ellas correspondía a un dique, y se ubicó en el campo de los granitos estériles. Podemos apreciar que, según este indicador, un gran porcentaje de las muestras corresponde a rocas fértiles (potencialmente mineralizadas con minerales metálicos).

### **Figura 23**

*Diagramas de variación de Rb vs Ba en roca total (Mason, 1966, adaptado por El-Sheshtawi et al., 1999) para las unidades: (a) Riolitas El Uvo, (b) Riolita de San Joaquín, (c) Riolitas del Alto Los Cacaos*

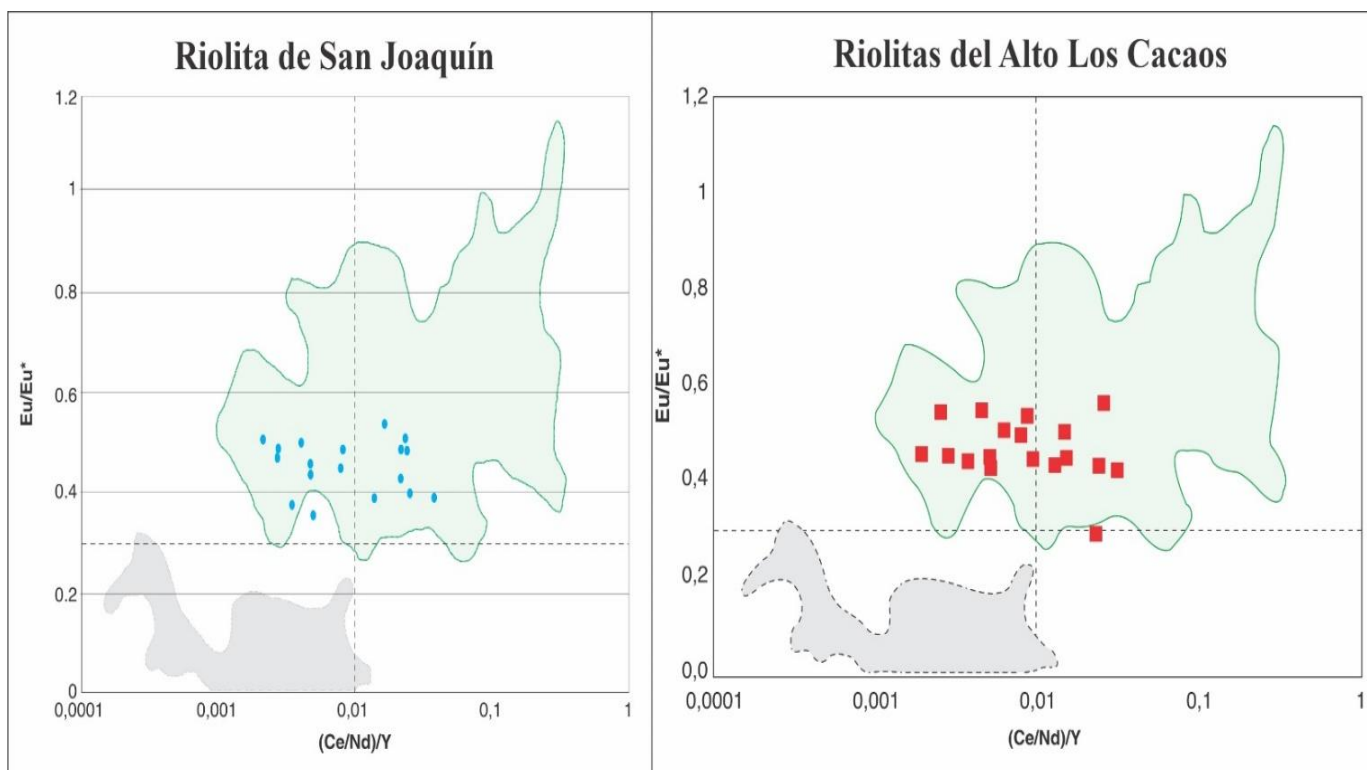


*Nota:* Tomado de Correa et al. (2020); Rodríguez et al. (2020) y Zapata et al (2020).

En el mismo sentido, la composición de los circones permite distinguir entre suites magmáticas fértiles e infértiles, siendo la relación  $Eu/Eu^*$  uno de los mejores indicadores de fertilidad, en donde una relación mayor a 0,3 indica una roca potencialmente fértil (Lu et al., 2016). Rodríguez et al. (2020) y Correa et al. (2020) graficaron a partir de la química de los circones, diagramas  $(Ce/Nd)/Y$  versus  $Eu/Eu^*$  para las unidades Riolita de San Joaquín y Riolitas del Alto Los Cacaos, los cuales las ubican en el campo de las suites fértiles de sistemas de pórfidos Cu/Mo/Au (Lu et al., 2016; Rodríguez et al., 2020) y Correa et al., 2020).

#### Figura 24

*Composición de los circones para: (a) Riolita de San Joaquín y (b) Riolitas del Alto de Los Cacaos, en diagrama de Lu et al. (2016)*

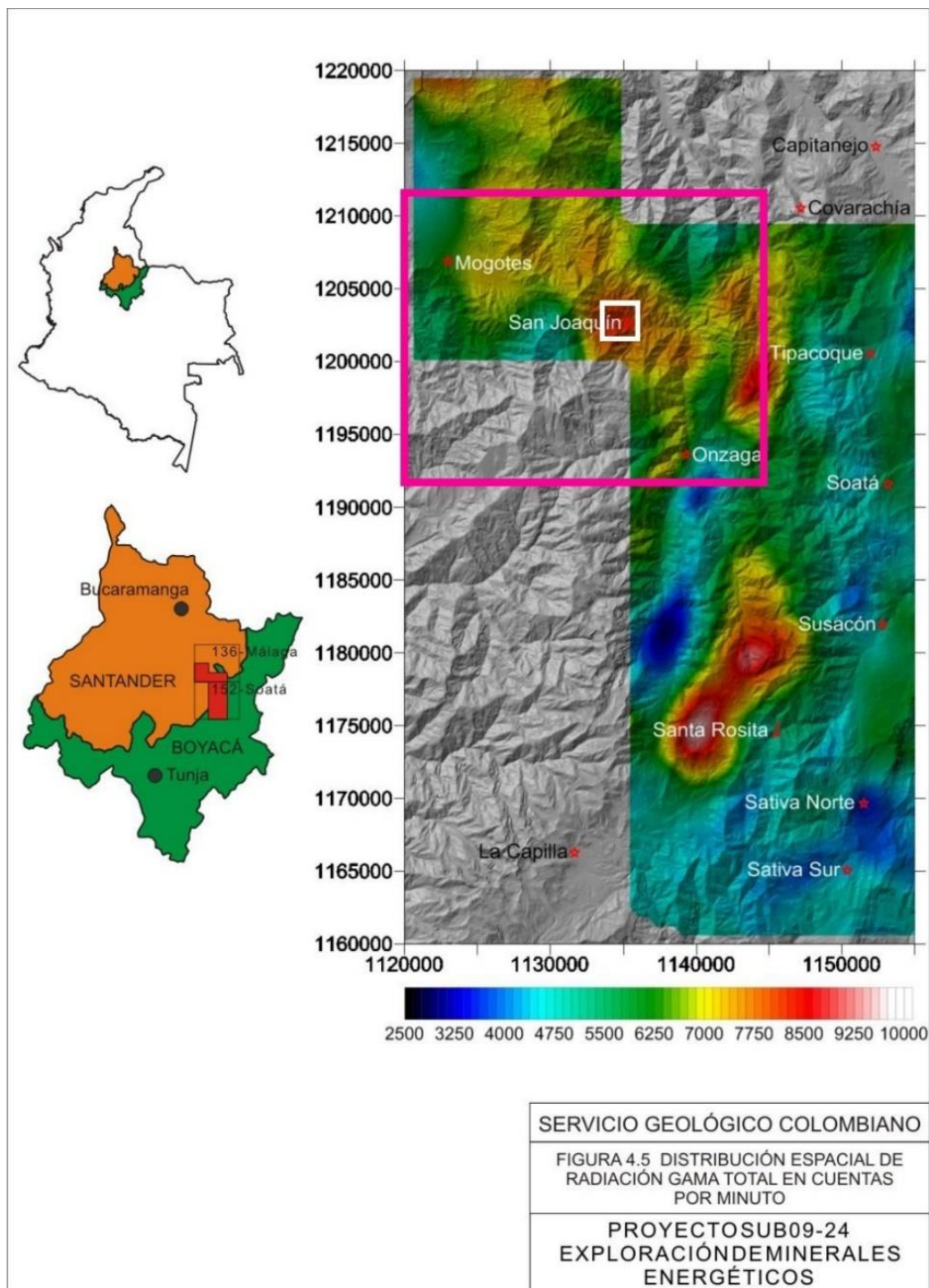


*Nota:* con campos de suites fértiles en verde claro, e infértiles, en gris. Tomado de Correa et al. (2020) y Rodríguez et al. (2020).

La unidad Riolitas del Alto de Los Cacaos exhibe características petrográficas y geoquímicas que indican una alteración hidrotermal potásica (Correa et al., 2020). Moreno et al. (2011) corrobora esto mediante una anomalía de potasio detectada mediante gamaespectrometría (figura 25) en un estudio de exploración regional de minerales energéticos, llevado a cabo en el Macizo de Santander. La alteración potásica sugiere que la unidad tiene potencial de minerales metálicos.

### Figura 25

*Distribución espacial de potasio en porcentaje. El recuadro blanco delimita el área de las Riolitas del Alto Los Cacaos, con anomalía de potasio*



Nota: . El recuadro rosa delimita el área de estudio. Modificado de Moreno et al. (2011).

## 7. Conclusiones

-El análisis preliminar del espesor de paleocorteza mediante la relación La/Yb sugiere que un valor de 55,60 km para la corteza del Triásico-Jurásico. Ésta primera aproximación establece un espesor similar al reportado actualmente a través de datos geofísicos regionales.

-Los índices de cristalinidad de la illita y la clorita corroboran que las rocas de la Formación Floresta analizadas presentan un metamorfismo de muy bajo grado.

-En la zona resalta un modelo estructural compuesto por fallas de rumbo, mayoritariamente con desplazamiento sinistral, relacionado con el patrón estructural en domino transcurrente evidenciado en el sur del Macizo de Santander (Velandia, 2017); los datos estructurales compilados, presentan una dirección preferencial NE e inclinaciones que tienden a ser verticales, lo cual ratifica la cinemática de rumbo de las estructuras de la zona.

-La Falla de rumbo sinistral ubicada al NW de la zona, a la que Velandia et al. (2017) denomina Falla de Lebrija, se denomina en ésta trabajo Falla de Los Santos para identificar más fácil su continuidad hacia el sector de Mogotes y San Joaquín; es paralela a la Falla de Bucaramanga presentando una dirección aproximada NW-SE, y pone en contacto cuerpos ígneos triásico-jurásicos de la Formación Floresta (Devónica).

-El análisis de los tensores de esfuerzos estableció un primer tensor de esfuerzos con  $\sigma_1$  de  $36^\circ$ , aproximadamente en dirección NE- SW; y un segundo tensor de esfuerzo horizontal máximo de  $83^\circ$ , aproximadamente en dirección E-W, con regímenes de esfuerzo Transcurrencia Compresiva y Pura Transcurrencia respectivamente; estos resultados indican la presencia de un posible paleotensor relacionado con la tectónica distensiva explicado en Kammer y Sánchez (2006), y un segundo tensor que evidencia la configuración de deformación actual en el Bloque Andino Norte Colombiano (Velandia et al., 2020; García-Delgado et al. 2022).

### **8. Recomendaciones**

-Realizar un estudio geoquímico que incluya nuevos datos abundancias de Sr, Y, La e Yb en las unidades Triásico-Jurásicas, a fin de poder realizar un análisis más robusto aplicando los métodos de estimación de profundidades de corteza mediante relaciones isotópicas Sr/Y y La/Yb.

-Realizar un análisis del grado de madurez termal que incluya una mayor densidad de datos en la Formación Floresta Metamorfoseada (ya sea a través de índices de cristalinidad u otros parámetros).

### Referencias bibliográficas

- Aceñolaza, F.G. (1982). The Ordovician system of South America, *Zbl. Geol. Paläent. Teil. I.*,v. 5/6 . p. 627-645.
- Aleman, A., & Ramos, Victor. (2000). Tectonic evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America. 31st Int. Geol. Cong., Rio de Janeiro, Brazil.* 453-480.
- Amaya Ferreira, S. (2012). Caracterización petrográfica y petrológica de las migmatitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, departamentos de Norte de Santander y Santander. Universidad Nacional de Colombia Sede Bogotá Facultad de Ciencias Departamento de Geociencias.
- Arkai, P. (1991). Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and minera] facies as exemplified by Paleozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary. *J. metamorphic Geol.*, 9, 723-734.
- Audemard, F.A., Romero, G., Rendon, H., Cano, V. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth Sci. Rev.* 69 (3–4), 181–233.
- Avellaneda, D. (2022). On the structure of the lower crust to mantle transition beneath an accretionary inherited Andean margin, northwestern Andes. Ph.D Tesis. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia. 123 p.
- Barrero, D., Pardo, A., Vargas, C. & Martínez, J. (2007). Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and Petroleum geology: a new proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos. 91 p.
- Boinet, T., Bourgois, J., Bellon, H., and Toussaint, J. (1985). Age et repartition du magmatism Premesozoique des Andes de Colombie. *Comptes rendus hebdomadaires des séaces de L'Académie des Sciences. Serie D: Sciences Naturalles*, 300(II), 445-450.

- Boinet, T., Bourgois, J., y Mendoza, H. (1985). Tectónica de sobrecojimiento y sus implicaciones estructurales en el área Pamplona-Cordillera Oriental de Colombia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, UIS, 15 (29): 81-97.
- Botello, F., Mantilla, F.L.C., y Colegial, J.D. (2014). Edad U-Pb en zircones y contexto tectónico de formación del Granito de Durania (Macizo de Santander, Colombia). Memorias XI Semana Técnica de Geología y I Geosciences anual meeting. UIS. Bucaramanga.
- Botero, G. (1950). Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Boyacá. Servicio Geológico Nacional. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, VIII : 245-311. Bogotá.
- Case, J.E., Shagam, R., and Giegengack, R.F. (1990). Geology of the northern Andes: an overview. *GSA Bulletin*, 76: 567-589.
- Castellanos, O. (2001). Chemical composition of the rock-forming minerals in the Silgará Formation and P-T conditions in the Mutiscua área, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Master thesis, Shimane University, Matsue (Japan): 146 p.
- Castellanos, O., Ríos, C. and Takasu, A. (2004). Chemically sector-zoned garnets in the metapelitic rocks of the Silgará Formation in the Central Santander Massif, Colombian Andes: Occurrence and growth history. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*, 26, N° 42: 9-18.
- Caster, K. (1939). A Devonian fauna from Colombia. *Bulletins American Paleontology*, 24(83), 1-14.
- Cediel, F. (1969). Geología del Macizo de Floresta. Primer Congreso Colombiano de Geología. Memoria: pp 17-29. Bogotá.
- Cediel, F. and Caceres, C. (2000). Geological Map of Colombia, Third Edition: Geotec Ltd., Bogota, digital format with legend and tectonostratigraphic chart.

- Cediel, F., R. P. Shaw, and Caceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815 – 848.
- Chang, Z., J. D. Vervoort, W. C. McClelland, and C. Knaack (2006), U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7, Q05009, doi:10.1029/2005GC001100.
- Chapman, J.B., Ducea, M.N., DeCelles, P.G., and Profeta, L. (2015). Tracking changes in crustal thickness during orogenic evolution with Sr/Y: An example from the North American Cordillera: *Geology*, v. 43, p. 919–922, <https://doi.org/10.1130/G36996.1>.
- Clavijo, J. (1994). Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, Memoria explicativa. Informe interno INGEOMINAS, 67p.
- Cooper, M.B., Addison, F.T., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R.H., Hayward, A.B., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A.J., and Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *A.A.P.G. Bulletin*, 79: 1421-1443.
- Cordani, U., Cardona, A., Jiménez, D., Liu, D. and Nutman, A. (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonics history of remnants of a fragmented Grenville belt. *Terrace processes at margins of Gondwana. Geological Society, London, Special publications*, 246: 329-346.
- Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2016). Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Batolito de Mogotes, Cordillera Oriental, departamento de Santander. Medellín, Colombia : Servicio Geológico Colombiano (SGC), 2016. - 148 páginas.
- Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., Zapata, G. y Bermúdez, J. G. (2020). Batolito de Mogotes. En Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia:

Macizo de Santander. Vol. 1. Servicio Geológico Colombiano.  
<https://doi.org/10.32685/9789585279445.1>

Correa Martínez, A. M., Rodríguez, G., Bermúdez, J. G., Arango, M. I. y Zapata, G. (2020). Riolitas del Alto Los Cacaos. En Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander. Vol. 1. Servicio Geológico Colombiano. +

Coulon, C., and Thorpe, R.S. (1981). Role of continental crust in petrogenesis of orogenic volcanic associations: *Tectonophysics*, v. 77, p. 79–93, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90162-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90162-1).

Del Real, C., y Velandia, F. (2013). Cartografía geomorfológica y evidencias de actividad reciente de la falla de chaguacá, prolongación sur de la falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta.

Delvaux, D., and Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.

Dhuime, B., Wuestefeld, A., and Hawkesworth, C.J. (2015). Emergence of modern continental crust about 3 billion years ago: *Nature Geoscience*, v. 8, p. 552–555, <https://doi.org/10.1038/ngeo2466>.

Dickinson, W.R. (1975). Potash-Depth (K-h) relations in continental margin and intra-oceanic magmatic arcs: *Geology*, v. 3, p. 53–56, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1975\)3<53:PKRICM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1975)3<53:PKRICM>2.0.CO;2).

Dunoyer de Segonzac, G., Ferrero, J. et Kübler, B. (1968): Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. *Sedimentology*, 10, 137-143.

Egbue, O., Kellogg, J., Aguirre, H., Torres, C. (2014). Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia. *J. S. Am. Earth Sci.* 58, 8–21.

El-Sheshtawi, Y. A., Youssef, F., Ammar, F. A., Hassaan, M. M. y Sakr, S. M. (1999). Petrography and geochemistry of some granites and their metavolcanic country rocks in the Central

Eastern Desert, Egypt. The proceeding of 1st Seminar of nuclear raw material and their technology. Cairo, Egypt, 1-3.

Etayo Serna, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinosa, A., González, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramírez, C., Zambrano Ortiz, F., Duque Caro, H., Vargas, R., Núñez, A., Álvarez, J., Ropaín, C., Cardozo, E., Galvis, N., Sarmiento, L., Alberts, J. P., Case, J. E., Singer, D. A., Bowen, R. W., Berger, B. R., Cox, D. P. y Hodges, C. A. (1985). Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas 14, Bogotá: Ingeominas.

Fabre, A. (1981). Geología Regional de la Sierra Nevada del Cocuy. Plancha 137, El Cocuy, Departamento de Boyacá e Intendencia de Arauca. Ingeominas. Informe 1877, 246 p. Bogotá.

Fabre, A. (1985). Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental). Proyecto Cretácico. Publicaciones geológicas especiales. INGEOMINAS, 16: 1-20.

Farner, M.J., and Lee, C.A. (2017). Effects of crustal thickness on magmatic differentiation in subduction zone volcanism: A global study: Earth and Planetary Science Letters, v. 470, p. 96–107, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.025>.

Fernandez, J. (1993). Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagénesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico inferior) de la cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja) (Tesis de Doctorado). Universidad Complutense de Madrid, España. 313 p.

Fettes, D. J., Desmons, J., Arkai, P., & International Union of Geological Sciences. (2007). Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms : recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Cambridge: Cambridge University Press.

Frey, M. & Robinson, D.. (2009). Low-Grade Metamorphism. 10.1002/9781444313345.

Galvis, M. (2016). Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzaga, Santander. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 213 p.

- Galvis, Milton y Velandia, Francisco. (2015). Desarrollo del sistema exokárstico en la Formación Tibú-Mercedes en el municipio de Onzaga, departamento de Santander.
- Gansser, A. (1973) Facts and theories on the Andes: Twenty-sixth William Smith Lecture. *Journal of the Geological Society*, London. 1973, v129, p:93–131.
- García, C., Ríos, C. & Castellanos, O. (2005). Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología*, 27, N° 2: 43- 68.
- García, C., y Ríos, C. (1999). Metamorfismo y metalogenia asociada del Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia. Informe final Proyecto de Investigación. Universidad Industrial de Santander - Colciencias, p.191.
- García, R. (1980). Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretácico de los Andes Venezolanos (inédito). 67 p.
- García-Delgado, H., Velandia, F., Bermúdez, M.A. y Audemard, F. (2022) The present-day tectonic regimes of the Colombian Andes and the role of slab geometry in intraplate seismicity. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 111, 2081–2099. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02227-9>
- García-Ramírez, C.; Rey León, V.; Valencia, V. (2017). Orthogneisses from the Silos-Babega strip, Santander Massif, Colombia: evidences of famatinian orogeny in the north andes.. *Andean Geology* 44 (3): 307-327. [doi:<http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV44n3-a04>]
- Gill, J.B. (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: Berlin, New York, Springer-Verlag, 390 p., <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>.
- Hedberg, H. (1931). Cretaceous limestone as a petroleum source rock in north western Venezuela. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 15: 229-246.
- Hu, F., Ducea, M.N., Liu, S., and Chapman, J.B. (2017). Quantifying crustal thickness in continental collisional belts: Global perspective and a geologic application: *Scientific Reports*, v. 7, 7058, <https://doi.org/10.1038/s41598-017-07849-7>.

- Ingeominas. (2001). Mapa de recursos minerales de Colombia. Materiales de construcción. Plancha 5-06. Escala 1:500.000. Bogotá: Ingeominas.
- Jackson, M. L. (1969). Soil Chemical Analysis, advanced course. Publicado por el Dept. of Soil Science, Univ. Of Wisconsin, Madison, Wisconsin. 53706, 498p.
- Kammer, A. & Sánchez, J. (2006). Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá Faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 412–422. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.006>
- Kammer, A., Piraquive, A., Gómez, C., Mora, A., y Velásquez, A. (2020). Structural styles of the Eastern Cordillera of Colombia. In: Gómez, J. & Mateus–Zabala, D. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 3 Paleogene – Neogene*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 37, p. 143–183. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.37.2019.06>
- Kelemen, P.B., Yagodinski, G.M., and Scholl, D.W. (2003). Along-strike variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of high Mg# andesite and implications for continental crust, in Eiler, J., ed., *Inside the Subduction Factory: American Geophysical Union Geophysical Monograph* 138, p. 223–276, <https://doi.org/10.1029/138GM11>.
- Keller, E & Rockwell, T. (1984). Tectonic geomorphology, Quaternary chronology, and paleoseismicity. *Developments and applications of geomorphology*. Edited by J. E. Costa and P. J. Fleisher. Springer verlag Heilderberg. Pp 41 – 76. Berlin.
- Kosler, J. (2007). Laser Ablation IPC-MS - a new dating tool in Earth Science. *Proceedings of the Geologist Association*, 118(1), 19-24. Doi: 10.1016/S0016-7878(07)80043-5.
- Kroonenberg, S.B. (1982). A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield: *Geologie en Mijnbouw*, v. 61, p. 325-333.
- Kübler, B. (1964): Les argiles indicateurs de métamorphisme. *Revue de l'institute Francais du Petrolé* 19, 1093-1112.

- Kübler, B. (1967a): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse, 105-121.
- Kübler, B. (1967b): Anchimétamorphisme et schistosité. Bull. Centre Rech. Pau-SNPA, 1, 259-278.
- Le Maitre, R. W. (2002). Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge: Cambridge University Press, 236 p.
- Leal-Mejía, H. (2011). Phanerozoic gold metallogeny in the Colombian Andes: A tectono-magmatic approach (tesis de doctorado). Universitat de Barcelona, España.
- Lieu, W.K., and Stern, R.J. (2019). The robustness of Sr/Y and La/Yb as proxies for crust thickness in modern arcs: Geosphere, v. 15, no. 3, p. 621–641, <https://doi.org/10.1130/GES01667.1>.
- Lu, Y. J., Loucks, R. R., Fiorentini, M., Mccuaig, T. C., Evans, N. J., Yang, Z. M., Hou, Z. Q., Kirkland, C. L., Ávila, L. A. y Kobussen, A. (2016). Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ±Mo± Au deposits. Society of Economic Geologists Special Publication, 19, 329-347. <https://doi.org/10.5382/SP.19.13>.
- Mackenzie, W., Donaldson, C. y Guilford, C. (1996). Atlas de rocas ígneas y sus texturas. Barcelona: Masson.
- Mantilla Figueroa, L. (2003). Guía de Laboratorios de petrología ígnea. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga.
- Mantilla Figueroa, L. C. (2003). Termocronología K-AR en Illitas: aspectos metodológicos. Boletín De Geología, 25(40), 11–22.
- Mantilla Figueroa, L. C., Bissig, T., Valencia, V. y Hart, C. (2013). The magmatic history of the Vetás-California mining district, Santander Massif Eastern Cordillera, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, 45, 235-249. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.03.006>.

- Mantilla, F.L.C., Bissig, T., Cottle, J.M., and Hart, C. (2012). Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 1-12.
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A. 2016. Propuesta de escisión de la denominada, “Formación Silgará” (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Boletín de Geología*, 38 (1): 33-50.
- Mantilla-Figueroa, L.C., y García-Ramírez, C.A. (2018). Geología y geocronología de las litologías aflorantes en el tramo Mogotes-San Joaquín (sector SW del Macizo de Santander). *Boletín de Geología*, 40(1), 123-144. Doi: 10.18273/revbol.v40n1-2018008
- Mariño, C. (2018). Estudio de la geología de superficie a escala 1:25000 en el sector comprendido entre Onzaga y la falla Los Micos (sector SW del Macizo de Santander). Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 209 p.
- Mason, B. (1966). *Principles of Geochemistry* (3.<sup>a</sup> ed.). New York: John Wileys & Sons.
- McDonough, W.F., and Sun, S.S. (1995). *The composition of the Earth: Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253.
- Miller, J. (1960). Tectonics trends in Sierra de Perijá and adjacent parts of Venezuela and Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 46: 1565-1595.
- Mojica, J. y Villarroel, C. (1984). Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana, Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cucho. Universidad Nacional de Colombia. *Geología Colombiana*, (13) : 55-79 Bogotá.
- Monod, B., Dhont, D., Hervouet, Y. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics* 490, 123–135.
- Moor, D. M., Reynolds, R. C., Jr. (1989). *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay mineral*. Oxford University Press, 332p.

- Moreno S., G., Díaz T., J. F. y Quintero O., F. A. (2011). Exploración de minerales energéticos a partir de mediciones gamaespectrométricas para potasio, uranio y torio en el sector central del Macizo de Santander, Colombia. Informe del Proyecto Exploración de Minerales Energéticos (Sub09-24). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Moreno-Sánchez-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A.d.J., y Castillo-González, H. (2005). La Formación Floresta Metamorfoseada (sensu Ward et al., 1973) no es la Formación Floresta sin metamorfosear. Memorias X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá, pp. 1-7.
- Notestein, F. B., Hubman, C. W., and Bowler, J. W. (1944). Geology of the Barco Concession, / Republic of Colombia, South America: Geol. Soc. America Bull., v.55, p.1165- 1216.
- Ordóñez-Cardona, O., Restrepo-Álvarez, J.J., and Pimentel, M.M. (2006). Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. Journal of South American Earth Sciences, 21: 372-382.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America, J. Geophys. Res., 86 (B11), 10753– 10770, doi:10.1029/JB086iB11p10753.
- Peña Urueña, M. L., Muñoz Rocha, J. A. y Urueña, C. L. (2018). Laboratorio de Geocronología en el Servicio Geológico Colombiano: avances sobre datación U-Pb en circones mediante la técnica LA-ICP-MS. Boletín Geológico, 44, 39-56.
- Pineda, W. (2017). Caracterización mineralógica, petrográfica de las pizarras de la Formación Floresta Metamorfoseada (FFM), aflorante entre los municipios Mogotes y San Joaquín (Cordillera oriental, Colombia). Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 79 p.
- Profeta, L., Ducea, M.N., Chapman, J.B., Paterson, S.R., Gonzales, S.M.H., Kirsch, M., Petrescu, L., and Decelles, P.G. (2015). Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs: Scientific Reports, v. 5, 17786, <https://doi.org/10.1038/srep17786>.

- Restrepo, J. J y Toussaint, J. F. (1989). Terrenos alóctonos en los Andes colombianos: explicación de algunas paradojas. V Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga.
- Restrepo, J. J., Ordóñez Carmona, O., Armstrong, R. y Pimentel, M. M. (2011). Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the Central Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 32 (4), 497-507. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.009>
- Restrepo, J. J., Ordóñez Carmona, O., Armstrong, R. y Pimentel, M. (2011). Triassic metamorphism in the northern part of the Tahamí Terrane of the Central Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 497-507. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.04.009>.
- Restrepo, J.J., and Toussaint, J.F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes*, 7: 189-193.
- Restrepo-Pace, P.A., (1995). Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes based on new geological, geochemical and isotopic data: Unpublished Ph.D. thesis, Tucson (Arizona), USA, The University of Arizona, 195 p
- Restrepo-Pace, P.A., Ruiz, J., Gehrels, G., and 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 Sciences Letters*, 150: 427-441.
- Richards, H. (1968). Cretaceous section in Barco area of Northeastern Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (12) : 2324-2326. Tulsa.
- Richards, H. (1968). Cretaceous section in Barco area of Notheastern Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52, N°12: 2324-2326.
- Ríos, C. 2005. Cations substitutions governing the chemistry of amphibole in the Silgará Formation metabasites at the southwestern Santander Massif. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*, 27, N°2: 13-30.

- Robertson, Kim.(1990). Unidades de levantamientos rurales y forestal – Ecología. Guías de análisis de terreno. Geomorfología aplicada. Subdirección de Docencia e Investigación. IGAC. Notas de clase. 84p. Bogotá.
- Robertson, S. (1999). Rock classification scheme, classification of metamorphic rocks. Nottingham. British Geological Survey. Vol 2.
- Rod, E. and Maync, W. (1954). Revisión of lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 38, (2) : 193-283. Tulsa.
- Rodríguez, G. (2022). Petrographic, chemical and geochronological characteristics of the Onzaga Metarhyolite and its correlation with Ordovician magmatic events in the northern Andes, Colombia. Boletín Geológico, 49(1). <https://doi.org/10.32685/0120-1425/bol.geol.49.1.2022.571>.
- Rodríguez, G., Arango, M. I., Correa Martínez, A. M. y Zapata, G. (2020). Riolita de San Joaquín. En Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander. Vol. 1. Servicio Geológico Colombiano.
- Rodríguez, Gabriel., Correa-Martínez, Ana., Arango, María., Zapata, Gilberto., & Bermúdez, José. (2017). CATÁLOGO DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE COLOMBIA BATOLITO DE MOGOTES Cordillera Oriental Departamento de Santander. Publicación Servicio Geológico Colombiano. CATÁLOGO DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE COLOMBIA. 148.
- Royero, G.J.M., y Clavijo, T.J. (2001). Mapa geológico generalizado del departamento de Santander. Escala 1:400.000. INGEOMINAS. Memoria explicativa. Bogotá.
- Royero, J., Y Vargas, R. (1999). Geología del departamento de Santander. Escala 1:300.000. INGEOMINAS.
- Royero, J.M, (1994). Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar). Ingeominas. Memoria Explicativa. 76 p.

- Royero, J.M. & Zambrano, J.E. (1987). Geología de la plancha 111 Toledo, Norte de Santander. Ingeominas, Internal report 2039, 227 p. Bucaramanga.
- Rudnick, R.L. (1995). Making continental crust: *Nature*, v. 378, p. 571–578, <https://doi.org/10.1038/378571a0>.
- Schoene, B. (2014). U-Th-Pb Geochronology. En K. K. Turekian y H. D. Holland (Eds.), *Treatise on Geochemistry*. Vol. 4. Oxford: Elsevier.
- Servicio Geológico Colombiano (2012). Propuesta metodológica sistemática para la generación de mapas geomorfológicos analíticos aplicados a la zonificación de amenaza por movimientos en masa escala 1:100.000. Bogotá D.C. 56 p.
- Sievers, W. (1888). Die Cordillere von Merida, nebst Bemerkungen über das Karbische Gebirge: *Geogr. Abhandl*, 3, N°1, 238 p.
- Solari, L., Gómez Tuena, A., Bernal, J., Pérez Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U/Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34 (1), 5-18.
- Spencer, C. J., Kirkland, C. L. y Taylor, R. J. (2015). Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U-Pb zircon geochronology. *Geoscience Frontiers*, 7(4), 581-589. Doi: 10.1016/j.gsf.2015.11.006.
- Streckeisen, A.L. (1976). Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 107, 144-240.
- Sutton, F. (1946). Geology of the Maracaibo Basins, Venezuela. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 30: 1621-1741.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., (2000). Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5), 787–813.

- Toussaint J.F. (1993). Evolución Geológica de Colombia - Precámbrico y Paleozoico. Ed: Univ. Nal. Medellín. Tomo 1: 229 p.
- 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). Université de Genève.
- 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. & Tellez, N. (1976). Plancha 136 – Málaga. Escala 1:100.000. Versión digital 2009. INGEOMINAS.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. & Tellez, N. (1981). Geología del cuadrángulo I-13 Málaga, Geología de la plancha 152 Soatá. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS. 76 p.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. & Tellez, N. (1984). Plancha 136 – Málaga. Escala 1:100.000. Versión digital 2013. INGEOMINAS.
- Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L. & Tellez, N. (1987). Plancha 152 – Soata. Escala 1:100.000. Versión digital 2012. INGEOMINAS.
- Velandia, F. (2005). Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes landsat TM. Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología, 27, N° 44: 81-94.
- Velandia, F. (2017). Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander-énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga. PhD Tesis. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia. 222 p.
- Velandia, F., Bermúdez, M.A. (2018). The transpressive southern termination of the Bucaramanga fault (Colombia): insights from geological mapping, stress tensors, and fractal analysis. *J. Struct. Geol.* 115, 190–207.

- Velandia, F., García, H., López, J., Bermúdez, M., Zuluaga, C., y Taboada, A. (2017). Modelo estructural del Macizo de Santander y zonas adyacentes. XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores. Santa Marta, Colombia, pp. 994-1000.
- Velandia, F., García-Delgado, H., Zuluaga, C., López, J., Bermúdez., Audemard, F. (2020). Present-day structural frame of the Santander Massif and Pamplona Wedge: The interaction of the Northern Andes. *Journal of Structural Geology*.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., Téllez, N. y Jaramillo, L. (1977). Mapa geológico de San Gil y Málaga (parte de los cuadrángulos I-12 y I-13), Colombia. Escala 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.
- 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 Geol* XXI (1-3): 1-132.
- Ward, D., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., y Gómez, E. (1977). Mapa geológico del cuadrángulo H-12 Bucaramanga, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Wetherill, W. G. (1956). Discordant Uranium – Lead Ages, I. *Earth & Space Science News*, 37(3), 320-326. Doi: 10.1029/TR037i003p00320.
- Whitney, D. & Evans. B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. Vol 95. 185-187 p.
- Zapata, G., Arango, M. I., Correa Martínez, A. M. y Rodríguez, G. (2020). Riolitas El Uvo. En *Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia: Macizo de Santander*. Vol. 1. Servicio Geológico Colombiano.
- Zuluaga, C., Amaya, S., Urueña, C., and 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. doi: 10.1016/j.lithos.2016.12.036.