

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Contexto Evolutivo de las Rocas Ígneas Plutónicas en Santander: Aporte al Conocimiento
del Magmatismo durante el Jurásico-Triásico en la Cordillera Oriental

Mónica Lizeth Rangel Camacho y Juan Diego Tarazona Ardila

Trabajo de Grado para Optar al Título de Geólogo

Directora

Edith Katherine Jerez Heredia

Geóloga, Máster en Ciencias de la Tierra

Universidad Industrial de Santander

Facultad de ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Geología

Bucaramanga

2022

Dedicatoria

*A mi madre y a mi padre por su acompañamiento a lo largo de mi proceso formativo,
donde me brindaron todo su apoyo incondicional e inculcaron valores profesionales
y sobre todo personales.*

*A mi abuela que yace en el cielo, quien siempre cuidó de mí con todo el cariño y se
preocupó por hacer de mí una mejor persona cada día.*

*A mi familia y amigos, quienes siempre me dieron su apoyo y consejo, y me tendieron
su mano en los momentos de dificultad.*

Juan Diego Tarazona Ardila

*A mi madre por estar siempre apoyándome sin importar la distancia, por haberme
educado con fuertes principios que me ayudaron a llevar de mejor manera mi etapa
universitaria y por ser ese motor que me ha impulsado toda la vida.*

*A mi padre por escucharme y ser mi guía en los buenos y malos momentos, por
siempre cuidarme y estar para mí.*

*A mis hermanos que con su ejemplo y guía me han ido ayudando a construir mi
camino y me han dado unos sobrinos maravillosos, quienes han sido causa de
muchas de mis alegrías.*

A mi perrito que ha sido una fuente de amor y compañía incondicional.

*A mi compañero de tesis Juan Diego por luchar conmigo en este camino que nos
presentó varios obstáculos, por ser apoyo y nunca soltarme.*

A los amigos que conocí a lo largo de mi carrera, por dar consejos y alegrías.

Mónica Lizeth Rangel Camacho

Agradecimientos

*A nuestros padres por su apoyo y amor incondicional a lo largo de nuestro proceso
formativo y personal.*

*A nuestra directora Edith Katherine Jerez Heredia, por su guía, tiempo y cariño
empleados durante el desarrollo de este proyecto.*

*A los docentes que hicieron parte de nuestra formación íntegra como profesionales,
por brindarnos sus conocimientos de la mejor manera posible.*

*A nuestros compañeros y amigos por acompañarnos en cada uno de los momentos
vividos durante nuestro paso por la universidad.*

*A la Escuela de Geología por brindarnos los elementos necesarios para formar
nuestras competencias investigativas a lo largo de nuestro proceso formativo.*

Tabla de Contenido

	Pág.
Introducción.....	12
1. Objetivos	14
1.1 Objetivo General.....	14
1.2 Objetivos Específicos	14
2. Planteamiento del Problema.....	15
3. Justificación.....	17
4. Localización	18
5. Metodología	20
6. Marco Geológico y Antecedentes	28
6.1 Unidades correspondientes al grupo plutónico de Santander	31
6.1.1 <i>Monzogranito de Santa Bárbara (JRcs)</i>	31
6.1.2 <i>Batolito de Mogotes (JRcm)</i>	34
6.1.3 <i>Monzogranito de la Corcova (JRcl)</i>	36
6.1.4 <i>Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico (TRtgd)</i>	38
6.1.5 <i>Monzogranito de Rionegro (Jgd)</i>	40
6.1.6 <i>Granito de Pescadero (JRgp)</i>	41
6.2. Geología Estructural	42
7. Resultados y Análisis	45
7.1 Análisis Macroscópico y Microscópico.....	45
7.1.1 <i>Monzogranito de Santa Bárbara</i>	45
7.1.2 <i>Batolito de Mogotes</i>	50
7.1.3 <i>Monzogranito de la Corcova</i>	55

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

7.1.4 Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico	59
7.1.5 Monzogranito de Rionegro	63
7.1.6 Granito de Pescadero	67
7.2 Geoquímica	71
7.2.1 Elementos Mayores	72
7.2.2 Elementos Traza	85
8. Modelo Evolutivo.....	92
9. Discusión.....	94
10. Conclusiones.....	96
11. Recomendaciones	99
Referencias Bibliográficas.....	100

Lista de Tablas

	Pág.
Tabla 1. Localización de las muestras colectadas	19
Tabla 2. Resumen de las principales características en las rocas plutónicas (enfoque textural y genético).....	81
Tabla 3. Resumen de las principales características en las rocas plutónicas (enfoque geoquímico).....	82
Tabla 4. Resumen de las principales características en las rocas volcánicas.	83

Lista de Figuras

	Pág.
Figura 1. Localización del área de estudio.....	18
Figura 2. Metodología usada para el desarrollo del proyecto	200
Figura 3. Portadas de algunas de las fuentes bibliográficas utilizadas.....	21
Figura 4. Rutas para la colección de muestras	22
Figura 5. Reconocimiento de las unidades siguiendo las coordenadas colectadas previamente en la etapa de revisión bibliográfica.....	24
Figura 6. Análisis macroscópico de las muestras.....	25
Figura 7. Análisis microscópico de las muestras	26
Figura 8. Logo del software GCDKit.....	27
Figura 9. Mapa Geológico del Macizo de Santander	28
Figura 10. Esquema tectónico del jurásico tardío.	31
Figura 11. Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Monzogranito de Santa Bárbara	46
Figura 12. Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).	47
Figura 13. Tamaño promedio de los cristales para la muestra Monzogranito de Santa Bárbara.	48
Figura 14. Fotomicrografías de la muestra DM-21 del Monzogranito de Santa Bárbara	49
Figura 15. Afloramiento y muestra de mano correspondiente al Batolito de Mogotes	51
Figura 16. Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).	52

Figura 17. Tamaño promedio de los cristales para la muestra Batolito de Mogotes. ...	53
Figura 18. Fotomicrografías de la muestra DM-17 del Batolito de Mogotes	54
Figura 19. Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Monzogranito de Corcova	55
Figura 20. Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).	56
Figura 21. Tamaño promedio de los cristales para la muestra Monzogranito de la Corcova.	57
Figura 22. Fotomicrografías de la muestra DM-4 del Monzogranito de La Corcova...	58
Figura 23. Afloramiento y muestra de mano correspondientes a la Granodiorita de Páramo Rico	59
Figura 24. Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).	60
Figura 25. Tamaño promedio de los cristales para la muestra Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico.	61
Figura 26. Fotomicrografías de la muestra DM-11 de la Granodiorita de Páramo Rico	62
Figura 27. Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Monzogranito de Rionegro	63
Figura 28. Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).	64
Figura 29. Tamaño promedio de los cristales para la muestra Monzogranito de Rionegro.....	65
Figura 30. Fotomicrografías de la muestra RN-1 del Monzogranito de Rionegro	66

Figura 31. Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Granito de Pescadero	67
Figura 32. Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).	68
Figura 33. Tamaño promedio de los cristales para la muestra Granito de Pescadero... 69	
Figura 34. Fotomicrografías de la muestra GP-1 del Granito de Pescadero	70
Figura 35. Diagrama para determinar estado de alteración de las rocas (Ohta & Arai, 2007).	71
Figura 36. Diagramas para el análisis de elementos mayores en las muestras analizadas	72
Figura 37. Diagrama Fe ₂ O ₃ vs MgO para determinar contaminación de los magmas (Yang et al., 2015).....	84
Figura 38. Diagrama multielemental de elementos traza normalizado al condrito de Nakamura (1974)..	85
Figura 39. Diagrama multielemental de elementos trazas normalizado con respecto al NMORB de Sun & McDonough (1989).....	86
Figura 40. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico (Condie, 1989).....	88
Figura 41. Diagrama de discriminación de ambiente. Modificado de Pierce (2008)... 89	
Figura 42. Diagrama de discriminación de ambiente tectónico para granitos (Pearce, Harris, & Tindle, 1984).....	90
Figura 43. Diagrama de variación de elementos traza La/Sm (Hao Zou et al., 2022).. 91	
Figura 44. Contraste textural para rocas plutónicas, tamaños en milímetros correspondientes a cada cuerpo.....	94

Resumen

Título: Contexto Evolutivo de las Rocas Ígneas Plutónicas en Santander: Aporte al Conocimiento del Magmatismo Durante el Jurásico-Triásico en la Cordillera Oriental*

Autores: Mónica Lizeth Rangel Camacho & Juan Diego Tarazona Ardila**

Palabras Clave: Colombia, Macizo de Santander, Grupo Plutónico de Santander, Evolución magmática, Batolito, Ambientes Geotectónicos.

Descripción:

Durante finales del Triásico Tardío e inicios del Jurásico Temprano en el Macizo de Santander se registró un evento magmático representado por rocas plutónicas (mayoritariamente localizadas al este de la falla de Bucaramanga) denominadas Grupo Plutónico de Santander. El conjunto de unidades ígneas trabajadas y cartografiadas en este estudio pertenecen a dicho grupo y corresponden a los plutones Batolito de Mogotes, Granito de Pescadero, Monzogranito de Rionegro, Monzogranito de la Corcova, Monzogranito de Santa Bárbara y Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, contando con variedad de afloramientos desde el municipio de Berlín hasta San Joaquín Santander, e intruyendo al Neis de Bucaramanga, Ortoneis, Formación Silgará y Formación Floresta. Predominan rocas félsicas de afinidad granítica (monzogranitos y granodioritas, ricas en plagioclasa, cuarzo y feldespatos potásico).

Edades documentadas de U-Pb en circones (principalmente mediante técnica LA-ICP-MS), indican que la formación de estas rocas se dio hace aproximadamente $214,9 \pm 7,3$ a $186,4 \pm 3,6$ ma (Noriense – Sinemuriense).

Los estudios mineralógicos, petrográficos y geoquímicos previos de las rocas del Grupo Plutónico de Santander permitieron evidenciar un carácter en su mayoría peraluminoso y de afinidad calco-alcalina alta en potasio. La presencia de anomalías negativas de Ti, Nb, entre otras características geoquímicas, indican que los cuerpos ígneos relacionados a dicho grupo se formaron mediante varios pulsos magmáticos, en un ambiente de subducción sobre régimen extensional.

En este trabajo fueron colectadas en campo muestras de 6 cuerpos plutónicos, los cuales fueron analizados petrográficamente y comparados mediante datos de ETR (elementos de tierras raras) obtenidos de estudios previos, buscando identificar las similitudes y diferencias entre estos cuerpos magmáticos, y resultando en que las variedades graníticas derivan de magmas influenciados principalmente por procesos de cristalización fraccionada, formados en un ambiente de arco volcánico por subducción en un régimen extensional.

* Trabajo de Grado

** Facultad de Físicoquímicas. Escuela de Geología. Programa académico Geología.
Director: Edith Katherine Jerez Heredia. Máster en Ciencias de la Tierra.

Abstract

Title: Evolutionary Context of the Plutonic Igneous Rocks in Santander: Contribution to the Knowledge of Magmatism During the Jurassic-Triassic in the Eastern Cordillera.

Authors: Mónica Lizeth Rangel Camacho & Juan Diego Tarazona Ardila.

Key Words: Colombia, Santander Massif, Plutonic Group of Santander, Magmatic Evolution, Batholith, Geotechnic Settings.

Description:

During the late Triassic and early Early Jurassic in the Santander Massif, a magmatic event was recorded represented by plutonic rocks (mostly located east of the Bucaramanga fault) called the Plutonic Group of Santander. The set of igneous units worked and mapped in this study belong to this group and correspond to the plutons Batolito de Mogotes, Granito de Pescadero, Monzogranito de Rionegro, Monzogranito de la Corcova, Monzogranito de Santa Bárbara and Tonalita and Granodiorita de Páramo Rico, with a variety of outcrops from the municipality of Berlin to San Joaquín Santander, and intruding to the Neis of Bucaramanga, Ortoneis, Silgará Formation and Floresta Formation. Felsic rocks of granitic affinity predominate (monzogranites and granodiorites, rich in plagioclase, quartz and potassium feldspar).

Documented ages of U-Pb in zircons (mainly by LA-ICP-MS technique), indicate that the formation of these rocks occurred approximately 214.9 ± 7.3 to 186.4 ± 3.6 ma (Noriense – Sinemuriense) ago.

The previous mineralogical, petrographic, and geochemical studies of the rocks of the Plutonic Group of Santander allowed to evidence a mostly peraluminous character and of calco-alkaline affinity high in potassium. The presence of negative anomalies of Ti, Nb, among other geochemical characteristics, indicate that the igneous bodies related to this group were formed by several magmatic pulses, in an environment of subduction on extensional regime.

In this project, samples of 6 plutonic bodies were collected in the field, which were petrographically analyzed and compared using REE (rare earth elements) data obtained from previous studies, looking for identify the similarities and differences between these magmatic bodies, and resulting in the granitic varieties derived from magmas influenced mainly by processes of fractional crystallization, formed in a volcanic arc environment by subduction in an extensional regime.

* Degree Work

** Physicochemical Faculty. Geology School. Academic Program Geology. Director: Edith Katherine Jerez Heredia. Earth Sciences Master.

Introducción

El departamento de Santander se encuentra localizado geográficamente sobre la cordillera oriental y el Valle Medio del Magdalena. Presenta una gran riqueza y complejidad geológica, conformada por una sección de la cordillera oriental colombiana que se desvía abruptamente al nor-noroeste y luego se bifurca alrededor del extremo sur de la Cuenca de Maracaibo, denominada Macizo de Santander (Ward *et al.*, 1973), el cual está constituido esencialmente por granitoides metaluminosos a altamente peraluminosos, intruyendo el Neis de Bucaramanga y las rocas metamórficas del Esquisto de Silgará (Granodiorita de Onzaga, Diorita del Rio Guaca, Tonalita de San Martín, Diorita de Suratá, Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, Cuarzomonzonita de La Corcova, Monzogranito de Pescadero, Cuarzomonzonita de Santa Bárbara, Cuarzomonzonita de Mogotes y Granito Alcalino de Ocaña), que composicionalmente se resumen en dioritas, tonalitas, granodioritas y granitos (SGC, 2020).

La actividad magmática en el macizo de Santander data del Triásico Superior – Jurásico, manifestada por el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos, cuerpos hipoabisales y vulcanismo riolítico-riodacítico en basamentos metamórficos del Paleozoico (Rodríguez *et al.*, 2016) que, en su mayoría, según los datos geocronológicos pertenecen a un solo intervalo plutónico (Ward *et al.*, 1973).

En este proyecto de grado se propone, a partir de la recopilación de información bibliográfica existente y junto a datos petrográficos propios, realizar una caracterización

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

mineralógica, petrográfica, geoquímica y textural de algunos cuerpos ígneos presentes en el departamento de Santander, con el fin de comparar las similitudes y diferencias entre ellos y de esta manera proponer un modelo evolutivo para este magmatismo como aporte al conocimiento geológico del territorio Santandereano.

1. Objetivos

1.1 Objetivo General

Construir un modelo geológico a partir de datos petrográficos, geocronológicos y geoquímicos de los pulsos magmáticos presentes en Santander, aportando al conocimiento del magmatismo en la cordillera oriental.

1.2 Objetivos Específicos

- Compilar y organizar información geológica existente sobre cuerpos ígneos plutónicos aflorantes en Santander.
- Colectar muestras representativas de rocas ígneas plutónicas aflorantes en el departamento de Santander.
- Clasificar mediante análisis macroscópico y petrográfico las rocas que integrarán el estudio.
- Elaborar fichas descriptivas con la información macroscópica y microscópica a partir de las rocas analizadas de cada plutón.
- Analizar la geoquímica de los cuerpos ígneos que hacen parte de este proyecto.
- Proponer un modelo evolutivo que integre características petrográficas, texturas, dataciones, geoquímica de los pulsos magmáticos reportados en el departamento de Santander.

2. Planteamiento del Problema

La actividad magmática del Macizo de Santander está evidenciada por el emplazamiento de cuerpos intrusivos graníticos, hipoabisales y vulcanismo riolítico-riodacítico en su basamento metamórfico, rocas sedimentarias. Los cuerpos intrusivos alargados se presentan orientados en dirección preferencial norte-noroeste, los cuales concuerdan con el rumbo de las fallas regionales que delimitan las diferentes unidades del macizo, principalmente la falla de Bucaramanga (SGC, 2020b). La geocronología U/Pb en circones ígneos de una ignimbrita y una toba riolítica de la Formación Jordán indica edades de acumulación de $199,37 \pm 0,34$ Ma y $198,49 \pm 0,33$ Ma, lo que posibilita asignar su edad al Jurásico Temprano. Estos nuevos resultados sugieren que los registros de la actividad volcánica en la Formación Jordán son coetáneos con el desarrollo y la génesis del Grupo Plutónico de Santander (de edad ~ 202 -195 Ma), (Alarcón *et al.*, 2020) y estudios recientes reportan nuevos pulsos en el Mioceno, las rocas estudiadas constan de una de variedad andesita porfirítica, y una granodiorita de textura porfirítica-fanerítica; las cuales arrojaron edades de 10.1 ± 0.2 y 10.9 ± 0.2 Ma, respectivamente. (Mantilla *et al.*, 2011).

A lo largo de la historia geológica de Santander, la cámara magmática que dio lugar a esta variedad de rocas presentó cambios en sus propiedades físicas y químicas; como variaciones en temperatura, viscosidad de los magmas, etc., dichos cambios se pueden ver representados en la mineralogía, pero principalmente en las texturas que poseen los minerales que, si bien algunas se pueden ver a escala macroscópica, la gran mayoría requieren métodos

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

microscópicos y geoquímicos para ser analizados. Esta información actualmente está disponible para todos los cuerpos del grupo plutónico de Santander de forma individual, por lo que se hace necesario integrarla y analizarla para, con base en ella, construir un modelo evolutivo que relacione todas estas unidades ígneas.

3. Justificación

El magmatismo en Santander ha sido objeto de estudio por varios años, desde los primeros registros en la década de los 70, donde se describen cuerpos ígneos como el Granito de Pescadero, Batolito de Mogotes, Monzogranito de la Corcova, entre otros (Goldsmith, Marvin, & Maner, 1971; Ward *et al.*, 1973; SGC, 2016a, 2016b, 2018a, 2020b, 2020c, 2020d). Gracias a esta labor de investigación se conocen procesos magmáticos involucrados en la formación de cada cuerpo y sus implicaciones mineralógicas y texturales.

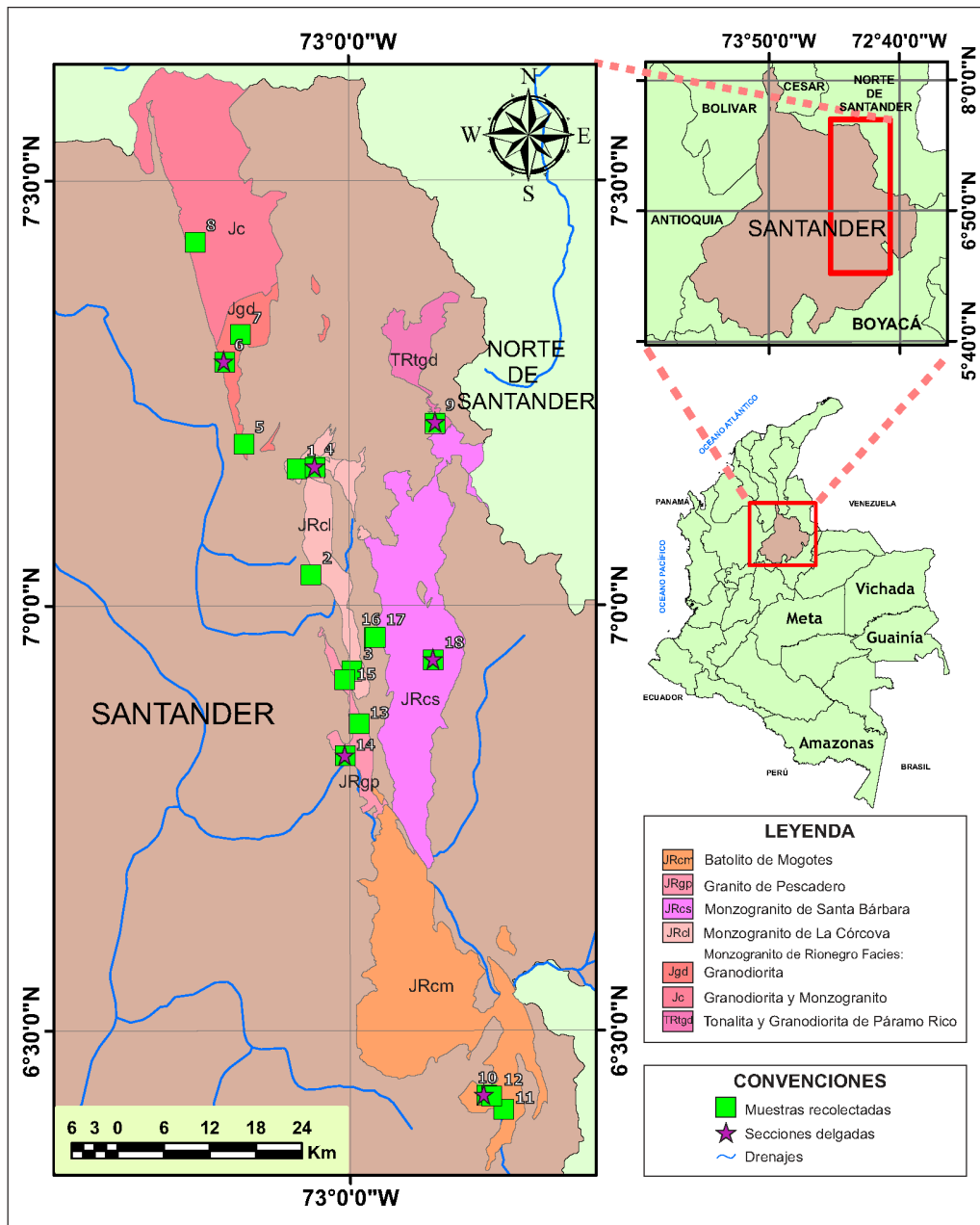
La mayoría de estos cuerpos ígneos han sido analizados de manera individual y cuentan con datos de cartografía, petrografía, geoquímica, que han permitido delimitar su distribución espacial, eventos de formación y características más representativas: como mineralogía, textura y procedencia magmática.

En este trabajo se propone entender el magmatismo en Santander de manera regional, ya que es factible aprovechar la información disponible de manera individual para muchas de las rocas ígneas de la región. Aunque existe el reto de integrar diversas fuentes se hace necesario generar un modelo evolutivo que explique las características principales del magmatismo Triásico-Jurásico en esta área.

4. Localización

Figura 1.

Localización del área de estudio.



Nota. Las geometrías de los plutones fueron tomadas y editadas del SGC (2016a; 2016b; 2018; 2020b; 2020c)

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Los sitios de estudio se encuentran ubicados en el departamento de Santander (Figura 1), dentro del cuadrángulo H-12 Bucaramanga en cercanía a los municipios de Floridablanca, Piedecuesta, Berlín, Rionegro, Los Curos, Tona, Guaca, Onzaga y San Joaquín

Tabla 1.

Localización de las muestras colectadas

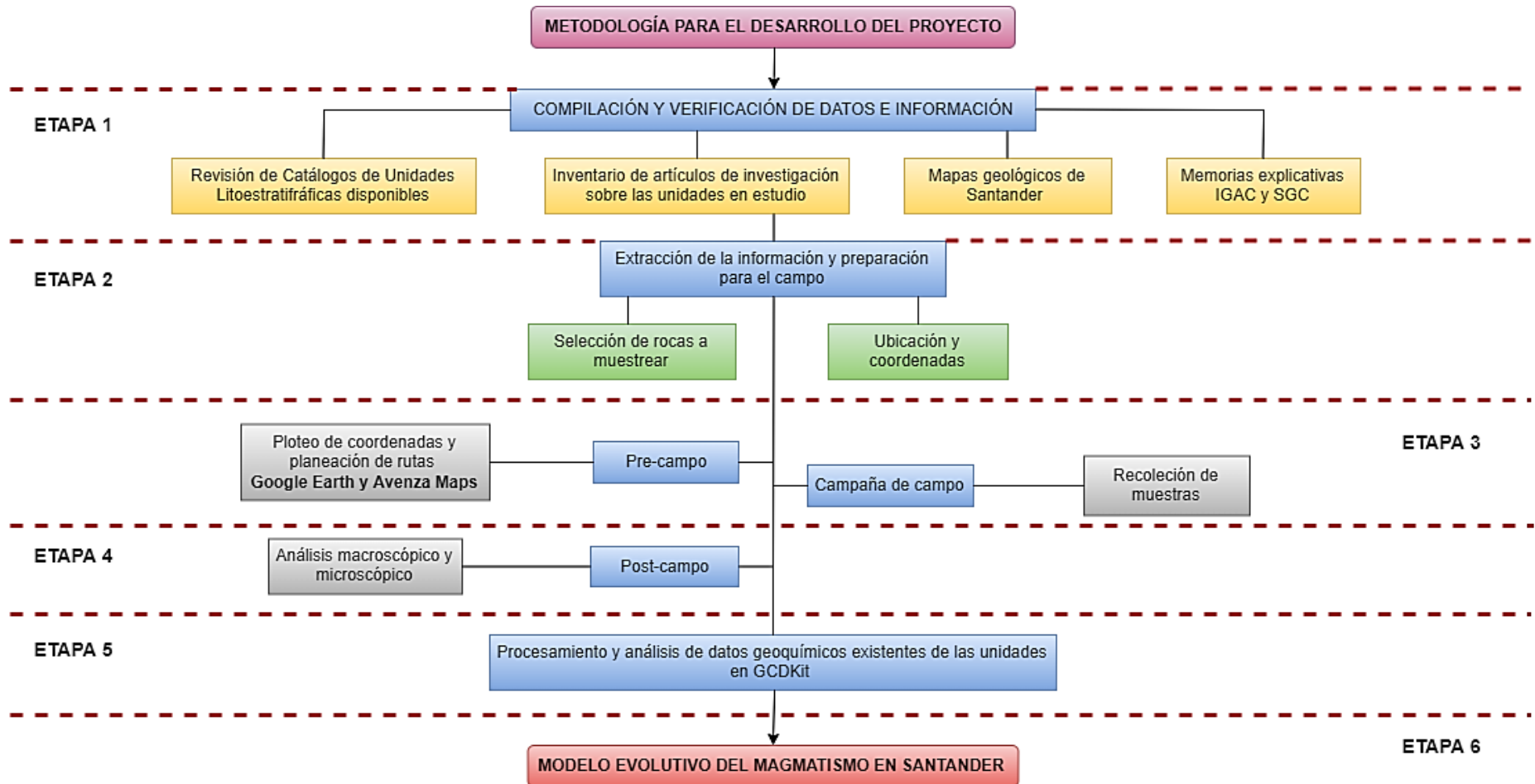
Nombre del cuerpo	Localidad	Coordenadas			Tipo de roca	
		E	N	Edad	Análisis Macroscópico	Análisis Microscópico
Monzogranito de Santa Bárbara	Vía Piedecuesta-Guaca, a unos 10km de Curos	1122297	1261826	175.4 ± 1.7	Diorita	N/A
Monzogranito de Santa Bárbara	Vía Piedecuesta-Guaca, 200m desde la parada anterior	1122515	1261796	175.4 ± 1.8	Monzogranito	N/A
Monzogranito de Santa Bárbara	Vía Piedecuesta-Guaca, aproximadamente 20km desde la parada anterior	1129927	1258939	198.0 ± 2.7	Monzogranito	Monzogranito
Batolito de Mogotes	Vía Onzaga - San Joaquín, margen izquierdo de la carretera, aproximadamente a 8 kilómetros de Onzaga,	1139183	1200428	200,4 ± 7	Monzogranito	Monzogranito
Batolito de Mogotes	Vía San Joaquín _ Onzaga, margen derecho de la carretera, aproximadamente a 3.5 kilómetros de San Joaquín	1136937	1202312	200,4 ± 7	Sienogranito aplítico	N/A
Batolito de Mogotes	Vía San Joaquín - Onzaga, margen derecho de la carretera, aproximadamente a 4 kilómetros de San Joaquín	1137519	1202187	201 ± 9	Monzogranito	N/A
Batolito de Mogotes	Vía San Joaquín - Onzaga, desvío a la izquierda en puente a aproximadamente 2.5 kilómetros de San Joaquín, margen izquierdo de la carretera a 1 kilómetro del puente.	1136694	1202454	201 ± 9	Monzogranito	N/A
Monzogranito de La Córcova	3,5 km aprox en dirección NE, desde La Parcela (Piedecuesta)	1114067	1270012	198,3 ± 1,8	Cuarzodiorita	N/A
Monzogranito de La Córcova	Vía Curos-Guaca, a unos 3km de Curos	1119352	1257489	198,3 ± 1,8	Monzogranito	N/A
Monzogranito de La Córcova	Vía Bucaramanga-Tona, a 15km de Tona	1114638	1284008	198,3 ± 1,8	Monzogranito	Monzogranito
Tonalita y Granodiorita de Paramo Rico	Berlín, Santander, a unos 6km del casco urbano por la salida oeste del pueblo.	1130187	1289698	205 ± 5	Granodiorita	Granodiorita
Monzogranito de Rionegro	Rionegro, a unos 2km del casco urbano se encuentran unos balnearios que dan paso hacia La Cima, aproximadamente a un kilómetro sobre el carretable principal.	1102855	1297665	214 ± 2,7	Tonalita	Granodiorita
Monzogranito de Rionegro	Siguiendo el mismo carretable, por unos 5,5km	1104838	1301258	214 ± 2,7	Granodiorita	N/A
Granito de Pescadero	Vía Piedecuesta-San Gil, a unos 3km de Curos, sobre la mina.	1120340	1250650	194.8 ± 3.2	Granodiorita	N/A
Granito de Pescadero	Sobre la misma vía hacia San Gil, a unos 6km del punto anterior	1118525	1246438	199.1 ± 1.3	Sienogranito	N/A
Granito de Pescadero	700 metros pasado el peaje de San Gil sobre la misma vía, junto al puente	1118451	1256383	193.0 ± 6	Monzogranito	Monzogranito

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

5. Metodología

Figura 2.

Metodología usada para el desarrollo del proyecto



Etapa 1: Revisión de bibliografía y recopilación de datos

Para la primera etapa se realiza la respectiva recopilación de los datos necesarios para la elaboración del proyecto, entre estos se incluyen principalmente los Catálogos de Unidades Litoestratigráficas de Colombia, elaborados por el Servicio Geológico Colombiano, ya que de estos es de donde se van a extraer las coordenadas de las rocas que se utilizarán en el estudio (**Tabla 1.**) También se utilizan las memorias explicativas de los cuadrángulos que conforman el territorio de Santander, elaboradas por el IGAC y el SCG (**Figura 3.**), y todos los documentos que puedan contener información acerca de las unidades presentes en la zona. La compilación referente a la distribución geográfica de los cuerpos ígneos se hará a partir de información técnica, mapas cartográficos, informes geológicos y geomorfológicos, además de artículos y demás bibliografía relevante realizados con anterioridad.

Figura 3.

Portadas de algunas de las fuentes bibliográficas utilizadas.



Etapa 2: Extracción de la información y preparación para el campo

En esta etapa se utiliza la información plasmada en las referencias bibliográficas, los catálogos del Servicio Geológico Colombiano y otros realizados en estudios particulares, con el fin de seleccionar las rocas que se van a muestrear en campo y extraer la ubicación exacta de cada una de ellas, lo que incluye coordenadas, carreteras y senderos por los cuales se puede acceder a los afloramientos correspondientes. El criterio de selección que se utiliza, además de que pertenezcan al departamento de Santander, es que sean plutónicas, representativas de cada unidad y que cuenten con diferente clasificación mineralógica. Al finalizar se seleccionaron 17 ejemplares para el muestreo.

Figura 4.

Rutas para la colección de muestras.



Nota. Las líneas amarillas indican la ruta del primer día, la blanca representa la ruta del segundo día, y la naranja representa la ruta del tercer día.

Etapa 3: Pre-campo y Campo

- **Reconocimiento de la zona de estudio**

Teniendo la lista de rocas seleccionadas con sus respectivas coordenadas, se procede a plotearlas en la aplicación Avenza Maps, Google Earth y un dispositivo GPS, esto con el fin de planear las rutas que se seguirán para la recolección de las muestras, reconocer las zonas por las que se encuentran los afloramientos de las unidades y saber el punto exacto donde hay que detenerse para la extracción de cada roca en campo (**Figura 4.**).

- **Muestreo de campo**

Aquí se procede a realizar (de acuerdo con el plan de rutas elaborado) el reconocimiento y recolección de las 17 muestras seleccionadas de las diferentes unidades, marcando nuevamente en el GPS los puntos donde se colectan y llevando control fotográfico de cada afloramiento con su respectiva orientación (**Figura 5.**).

Figura 5.

Reconocimiento de las unidades siguiendo las coordenadas colectadas previamente en la etapa de revisión bibliográfica.



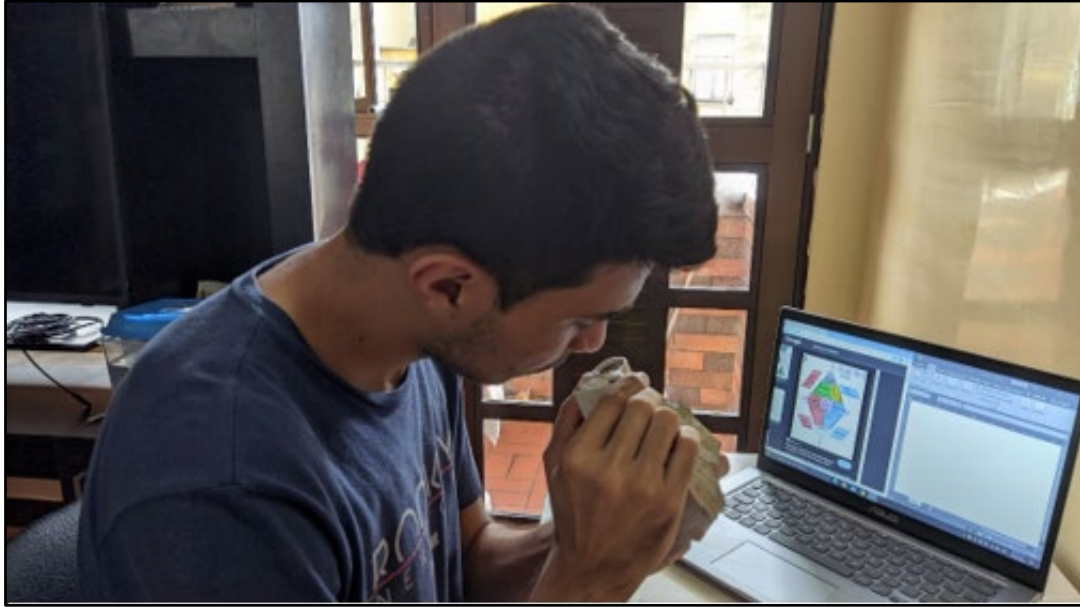
Etapa 4: Post-campo

- **Análisis macroscópico**

Teniendo las muestras de mano ya recolectadas, lo que sigue es el análisis, descripción y clasificación de las 6 rocas más frescas y representativas (una por cada unidad), observando sus porcentajes mineralógicos por medio de una lupa, haciendo los respectivos recálculos y graficándolos en los diagramas de Streckeisen (1976) (**Figura 6.**).

Figura 6.

Análisis macroscópico de las muestras.



- **Análisis microscópico**

Con el fin de obtener más información sobre las condiciones de formación de los cuerpos, se realizan secciones delgadas a 6 muestras de diferentes unidades y se procede a analizarlas mediante microscopía de luz transmitida, haciendo un conteo de 300 puntos a cada muestra e identificando mineralogía y texturas presentes en las mismas (**Figura 7.**).

Figura 7.

Análisis microscópico de las muestras



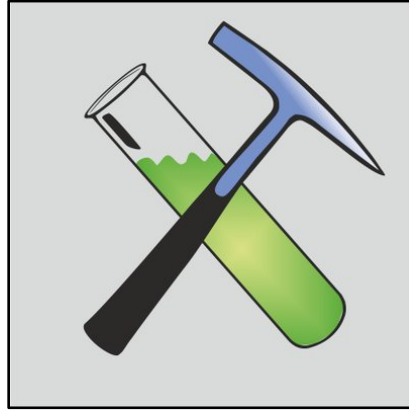
Nota. Para esta fase se hizo uso del microscopio de luz transmitida proporcionado por la escuela.

Etapa 5: Ploteo, análisis y comparación de datos geoquímicos en el software GCDKit

Usando la información existente en la bibliografía de los datos geoquímicos, y con ayuda del software libre GCDkit (**Figura 8.**) desarrollado por Janoušek, *et al.*, (2006) se procede a organizar los datos de geoquímica, haciendo énfasis en óxidos mayores y elementos traza de al menos una roca representativa de cada unidad estudiada en este proyecto, para ser ploteados y comparados entre sí.

Figura 8.

Logo del software GCDKit.



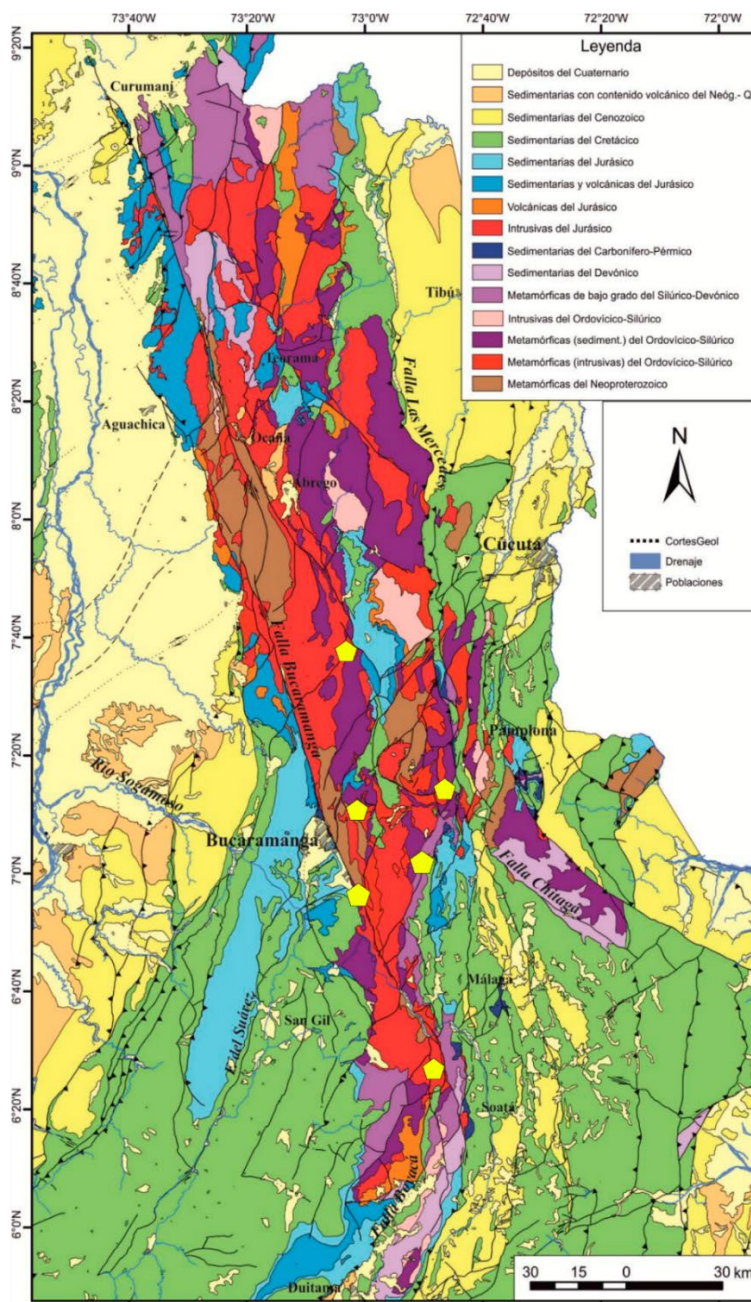
Etapa 6: Modelo evolutivo

Con la información obtenida en las etapas anteriores, se propone un modelo evolutivo que explica el ambiente geológico en el que se produjo el magmatismo y posterior emplazamiento de los plutones en el departamento de Santander.

6. Marco Geológico y Antecedentes

Figura 9.

Mapa Geológico del macizo de Santander.



Nota. Modificado de Gómez *et al.*, (2015). Extraído de Velandia (2017). Pentágonos amarillos indican la ubicación de las muestras recolectadas.

Con el fin de contextualizar la geología del área de estudio, en este apartado se presentarán algunos rasgos generales sobre la geología de los cuerpos ígneos de Santander colectados para este trabajo, sus relaciones petrológicas y tectónicas, así como las áreas de afloramiento de lo que recibe el nombre de Grupo Plutónico de Santander (**Figura 9**).

“Durante el Mesozoico, el margen del Pacífico de Sudamérica estaba experimentando un régimen tectónico extensional, asociado a fallas en bloque y extensión, por encima de una slab en retroceso” (SGC, 2020a). Este régimen extensional comenzó en el Pérmio-Triásico con el desarrollo de un graben en los Andes orientales de Perú y Bolivia, ocasionando un adelgazamiento de la corteza y la formación de cuencas marginales delimitadas por fallas hacia el oeste, desde la mitad de Ecuador hasta la Patagonia (Pitcher, 1997). Por consiguiente, “la esquina noroeste de Sudamérica está caracterizada por cuencas marginales extensionales del Triásico Tardío al Jurásico, llenas de depósitos producidos por la erosión y productos volcánicos” (Cediel *et al.*, 2003).

A finales del Triásico y comienzos del Jurásico se inicia el proceso de ruptura de Pangea mediante un rifting intercontinental, cuyas ramificaciones afectaron el noroccidente de la placa suramericana, que estaba en interacción con la Norteamericana y Africana (Duncan & Hargraves, 1984; Pindell & Erickson, 1994; Pindell & Kennan, 2001); simultáneamente a esto, también estaba activa la zona de subducción del Pacífico Andino (Apsden *et al.*, 1987; Maze, 1984; McCourt, *et al.*, 1984).

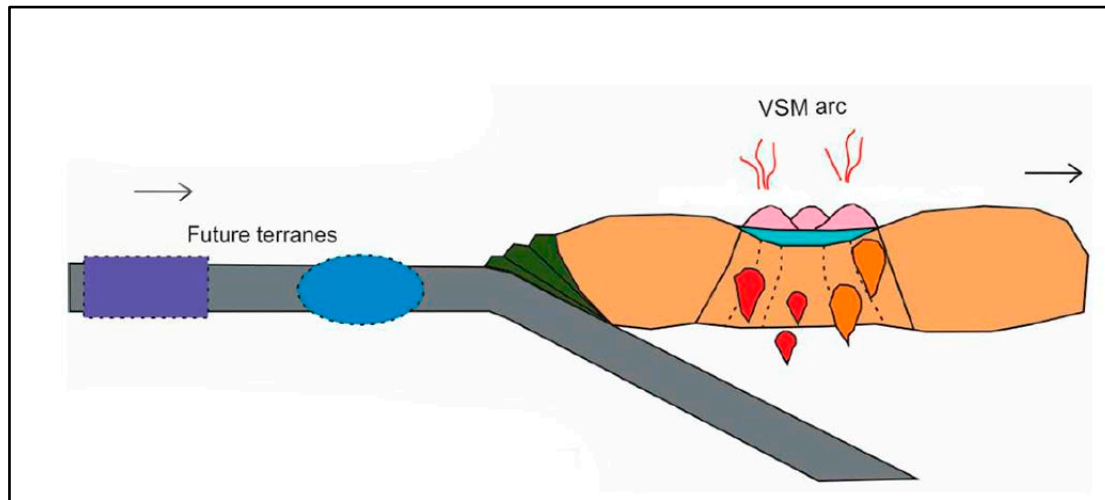
Los modelos propuestos para explicar el magmatismo del Triásico-Jurásico abarcan desde una extensión intracontinente (Zuluaga, Pinilla, & Mann, 2015), hasta un arco magmático continental; Pindell y Dewey (1982) sugieren que hubo un desarrollo de

magmatismo bimodal (toleítico y calco-alcálico) relacionado a la ruptura y deriva del supercontinente Pangea, (Bayona *et al.*, 2012; Cardona *et al.*, 2018). Modelos más recientes involucran magmatismo de arco continental, ya sea en un entorno tectónico de extensión de arco posterior (Spikings *et al.*, 2015) o a lo largo de cuencas extensionales intra-arco, (Zuluaga *et al.*, 2015); “en cualquier caso, se interpreta que el contexto geodinámico ha sido dominado por magmatismo relacionado con la subducción, seguido por el desarrollo de cuencas transtensionales desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Inferior” (SGC, 2020a) **(Figura 10.)**.

En Colombia se tiene como ejemplo la Serranía de San Lucas donde se ha informado de un magmatismo bimodal y la formación de grabens; Cediél *et al.*, (2003) también afirman grabens en el sector de los Andes, y mencionan que son consecuencia de un adelgazamiento de la corteza atribuido a un régimen extensional, esto a causa de la ruptura de Pangea que ocurrió sobre esa época (Clavijo *et al.*, 2008). En adición, Spikings *et al.*, (2019) mencionan que el incremento de Hf y Nd, junto a una firma geoquímica calcoalcalina alta en potasio para rocas ígneas del jurásico, se relaciona como evidencia de que la corteza se estuvo adelgazando sobre los 209-145 Ma y formula la hipótesis de que hubo un retroceso posterior, lo que mencionan como Negative roll back. Rodríguez (2017) concuerda con lo anterior, sugiriendo que también hubo periodos de compresión, teniendo en cuenta la distribución actual de los cuerpos ígneos. El magmatismo bimodal también está muy relacionado con la subducción por extensión, por lo que son coherentes los granitoides tipo-a que se encontraron pertenecientes al Monzogranito de Rionegro, de edad 200 Ma (Hernández, López, & Zuluaga, 2017).

Figura 10.

Esquema tectónico del jurásico tardío.



Nota. Tomado y modificado de Rodríguez *et al.*, (2017). Se observa corteza continental con movimiento en el mismo sentido que la corteza oceánica subduciendo.

Según la información extraída de los Catálogos de las unidades litoestratigráficas de Colombia, se resumen a continuación las principales características geológicas de cada cuerpo ígneo que integra el estudio, utilizando la nomenclatura propuesta por Ward *et al.*, (1973).

6.1 Unidades correspondientes al grupo plutónico de Santander

6.1.1 Monzogranito de Santa Bárbara (JRcs)

El Monzogranito de Santa Bárbara se encuentra aflorando al oriente de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Santander (Ward *et al.*, 1977) en cercanías a los municipios de Santa Bárbara, Guaca y Piedecuesta.

Se trata de un plutón de forma alargada en dirección N-S, de 51 km de largo por 12 km de ancho en su sección más amplia y con un área de aproximadamente 428,5

Km^2 , por lo que en algunas referencias se cita como Batolito de Santa Bárbara (Ward *et al.*, 1973; SGC, 2020d).

Este cuerpo ígneo intruye a la Formación Floresta, la Formación Silgará, el Ortoneis de Berlín y el Neis de Bucaramanga (el cual lo separa del Granito de Pescadero); al sur se encuentra en contacto fallado con el Batolito de Mogotes y la Formación Tambor (del cretácico) reposa discordante sobre la unidad (SGC, 2018; Ward *et al.*, 1973).

El nombre del cuerpo fue dado inicialmente por Ward *et al.*, (1970) como Batolito de Santa Bárbara, luego Ward *et al.*, (1973) utilizaron el nombre de Cuarzomonzonita de Santa Bárbara y posteriormente Vargas *et al.*, (1981) propusieron el nombre de Cuarzomonzonita Rosada. El Servicio Geológico Colombiano (2018) utiliza el nombre de Monzogranito de Santa Bárbara, teniendo en cuenta que la mayoría de las rocas del cuerpo son monzogranitos y no cuarzomonzonitas como se sugirió antes, y que el sitio geográfico de la descripción original es el municipio de Santa Bárbara; esto con el fin de uniformizar la nomenclatura de la unidad siguiendo las sugerencias de la International Subcommission on Stratigraphic, ISS (1987, 1994).

“Litológicamente el Monzogranito de Santa Bárbara es un cuerpo homogéneo de variaciones composicionales menores, constituido por granitoides faneríticos de grano medio, holocristalinos, con texturas predominantes granular y equigranular bimodal” (SGC, 2018). “La unidad está atravesada por diques y pequeños cuerpos con características composicionales andesítica-diorítica y riolítica-granítica de edades triásicas y jurásicas” (SGC, 2020d). Estos diques y cuerpos intrusivos están constituidos por rocas rosadas

faneríticas finas, equigranulares con textura aplítica y composición monzogranítica, que algunos autores como Mantilla et al. (Mantilla *et al.*, 2011, 2013) llamaron “alaskitas”, “caracterizadas por su mayor resistencia a la meteorización, la cual genera colinas; además, presenta diques de cuarzo lechoso, riolitas, y dacitas porfídicas de color rosado” (SGC, 2018).

En cuanto a su edad, Goldsmith et al. (1971) mediante dataciones K/Ar en biotita a dos muestras de cuarzomonzonitas pertenecientes al cuerpo, encontraron que provenían de los 194 +/- 7 Ma y 192 +/-7 Ma.

Restrepo-Pace (1995) dató por el método Ar-Ar en hornblenda y biotita 4 muestras de rocas metamórficas localizadas al interior de la unidad, tres ortoneis y un paraneis, obteniendo edades de cierre de 204 +/- 0,6 Ma, 203,4 Ma, 187 +/- 4 Ma y 175,4 +/- 1,7 Ma que se interpretaron como resultado de un evento termal sobre impuesto que se relacionó con la cristalización del plutón (SGC, 2018).

En el más reciente catálogo del Monzogranito de Santa Bárbara realizado por el Servicio Geológico Colombiano (2020d), las dataciones realizadas a nueve muestras de la unidad por el método LA-MC-ICP-MS U-Pb en circón dieron como resultado las siguientes edades:

196,8 +/- 2 Ma, 198 +/- 2,7 Ma, 203,8 +/- 2,7 Ma y 195,1 +/- 1,9 Ma para facies graníticas, sugiriendo que se trata de un cuerpo formado por varios pulsos magmáticos y que fue intruido por diques y cuerpos menores de 190,6 +/- 1,5 Ma, 192,9 +/- 1,1 Ma, 210,6 +/- 4 Ma, 200,7 +/- 2 Ma y 203 +/- 2,6 Ma.

Los autores también concluyen que la química de las rocas y circones clasifican el Monzogranito de Santa Bárbara como un granito Tipo I, formado en un ambiente de Arco continental.

6.1.2. Batolito de Mogotes (JRcm)

Este batolito de rumbo NW-SE está situado al occidente de la falla de Bucaramanga, con unas dimensiones de aproximadamente 45 kilómetros de largo y hasta 21 kilómetros de ancho en su zona más amplia; “la unidad aflora principalmente en la Plancha 136 – Málaga (390 Km^2) y en una parte del noroeste de la plancha 152 – Soatá (13 Km^2)” (SGC, 2016b) en cercanía de los municipios de Mogotes, San Joaquín y Onzaga.

En cuanto a su posición estratigráfica, la unidad está limitando hacia el oriente con la falla de Bucaramanga, intruye al Neis de Bucaramanga, al Ortoneis y las formaciones Floresta y Silgará, con las cuales limita en su flanco occidental (Ward *et al.*, 1973); al norte el cuerpo ígneo se encuentra limitado por el Monzogranito de Santa Bárbara y con el Granito de Pescadero, el cual Ward *et al.* (1973) y Goldsmith *et al.* (1971) consideran como parte del Batolito de Mogotes (SGC, 2016b).

El nombre de la unidad fue asignado por Goldsmith *et al.* (1971), quienes lo propusieron en su trabajo sobre edades radiométricas en el Macizo de Santander, sin hacer definición de la unidad, y más adelante fue usado por Ward *et al.* (1973) en la memoria de los cuadrángulos H-12 y H-13 y Vargas *et al.*, (1976a; 1981) en la Geología del Cuadrángulo I-13 Málaga. El nombre se conservó debido a que el cuerpo corresponde a un Plutón de más de 100 Km^2 , lo que cumple con la definición de Batolito, y toma el nombre del municipio de Mogotes - Santander, uno de los lugares donde aflora el cuerpo ígneo (SGC, 2016b).

En cuanto a su litología, Ward *et al.* (1973) describieron un cuerpo compuesto por rocas cuarzomonzoníticas y granodioríticas localizado en la parte media-sur del Cuadrángulo I-13 (Planchas 136 y 152). Sin embargo, Vargas *et al.*, en el mapa del cuadrángulo I-13-Soatá (1976b) y de la plancha 152-Soatá (1987) hablan de la unidad nombrándola con la abreviatura JRcm y describiéndola como cuarzo mozonita biotítica blanca a rosada grano medio alaskítica, mientras que en el mapa geológico de la plancha 136-Málaga (1976c) la unen con otras dos unidades (JRcs y JRgp) bajo el nombre de Granito de Pescadero (SGC, 2016b).

El Servicio Geológico Colombiano (2016b) describe macroscópicamente al Batolito de Mogotes como una unidad constituida principalmente por monzogranitos y en menor proporción por granodioritas; resalta que contiene cuerpos menores de composición semejante a la principal y que es atravesado por diques en su mayoría félsicos (monzogranitos y sienogranitos) y en menor medida intermedios a máficos (Cuarzo-dioritas), concluyendo que es un plutón subcalcalino de la serie calcoalcalina alta en k y peraluminoso, generado en un ambiente relacionado a subducción, coherente con un arco volcánico continental.

Ward *et al.* (1973) detallan que en el sector SE de la unidad (en cercanías al Municipio de Onzaga) la roca es una granodiorita localmente porfirítica. Las granodioritas se presentan principalmente al este y noreste de San Joaquín (Vía Las Tapias – El Morro) y en menor cantidad al sureste de San Joaquín y norte de Onzaga (Vía Las Tapias – Onzaga); en cercanías de Cepitá también se pueden encontrar. (SGC, 2016b).

Goldsmith *et al.* (1971) proponen que como el Granito de Pescadero hace parte del Batolito de Mogotes su edad es la misma, por lo que les atribuyen la datación obtenida en el granito, la cual es 193 +/-6 Ma, (K/Ar en biotita). Van Der Leji (2013), quien realizó

dataciones específicamente a muestras del Batolito de Mogotes, obtuvo tres edades U/Pb en circón a partir de tres muestras recogidas al sur de la unidad: Dos Granodioritas de la unidad Granodioritas de Onzaga que dieron edades de 200,4 +/-7 Ma y a, y una granodiorita de la unidad Granodiorita de Mogotes que presentó una edad de 198 +/-0,8 Ma (SGC, 2016b).

En el catálogo del Batolito de Mogotes (SGC, 2016b), se llegó a la conclusión de que este cuerpo ígneo se formó a partir de varios pulsos magmáticos entre los 203 y 195 Ma según las edades del cuerpo principal, mientras que los menores están por encima del límite superior de edades del batolito (205 y 202 Ma). También encontraron que hay diques de 195 y 191 Ma (Jurásicos) y otros de 108 y 98 Ma (Cretácicos).

6.1.3. Monzogranito de la Corcova (JRcl)

La denominación Monzogranito de La Corcova atiende a su composición modal predominante y a su localización geográfica cerca del corregimiento de La Corcova (Santander), sobre la vía Bucaramanga-Pamplona, por los municipios de Tona, Pericos y La Aguada. Es un plutón de forma tabular alargada en sentido N-S, con un área aproximada de 103,4 km². La localización de sus afloramientos se puede observar en las planchas geológicas 109 Río Negro, 110 Pamplona, 120 Bucaramanga y 121 Cerrito (SGC, 2020c).

En Ward *et al.* (1973) se presenta que el Monzogranito de La Corcova presenta una facies típica en la mayor parte del cuerpo intrusivo de composición granítica, una segunda facies porfirítica bien expuesta al oeste de La Corcova y en la carretera que conduce a Tona (cuadrángulo H-12), cerca del río del mismo nombre. Además, reconocen facies menores ricas en biotita de grano fino con algo de hornblenda, expuestas localmente en la carretera Bucaramanga-Pamplona, al este de La Corcova, en la carretera de Los Curos a Guaca y al

este del río Manco. Diques y pequeños cuerpos de composición cuarzomonzonita, se encuentran intruyendo el Monzogranito de La Corcova, siendo más abundantes al norte del plutón, al este de Bucaramanga.

Las rocas del Monzogranito de La Corcova son de color blanco moteadas de negro a gris, cuando están frescas. Sus productos de alteración son de color amarillo claro moteados de gris y negro. Dichas rocas son faneríticas de grano fino a medio, principalmente equigranulares, con textura de cristales finos, y presentan biotita uniformemente diseminada. La facies porfirítica contiene fenocristales rosados de feldespatos alcalinos en una matriz de grano fino a medio granular sacaroidea, aunque de grano ligeramente más fino que el monzogranito normal de La Corcova. La facies rica en biotita también exhibe textura sacaroide de grano fino. Localmente, las rocas se tornan ligeramente porfiríticas, con fenocristales de plagioclasa blanca. Hacia los bordes del plutón se presentan facies más básicas, de cuarzodioritas a cuarzomonzonitas, equigranulares, de grano fino, de color blanco moteadas de negro, compuestas por cristales de plagioclasa subhedrales, y en menor proporción, cristales de cuarzo con contenidos mayores de biotita y hornblenda (SGC, 2020c).

El Monzogranito de La Corcova intruye al Neis de Bucaramanga, presenta xenolitos y techos colgantes de neises, e igualmente intruye rocas de la formación Silgará en el sector norte del cuerpo. La “cuarzomonzonita” rosada de la facies porfirítica del Monzogranito de La Corcova corta la “cuarzomonzonita” gris típica (Ward *et al.*, 1973). Localmente se presentan diques aplíticos de monzogranitos, riolitas porfídicas y venas de cuarzo (SGC, 2020c).

Van der Lelij (2013) presentó una datación obtenida con el método U-Pb en circón, y reportó una edad de $198,3 \pm 1,8$ Ma para una muestra dedicada del Monzogranito de La Corcova en el Neis de Bucaramanga. Ha podido interpretarse que el magma parental de los granitoides es de zona de subducción y que habría tenido dos fuentes: por un lado, un componente relacionado con la placa oceánica más los sedimentos oceánicos subducidos, y, por otra parte, un componente importante perteneciente a la corteza continental, y la mayoría de las rocas se clasificarían entre granitos tipo S e I (SGC, 2020c).

6.1.4. Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico (TRtgd)

El plutón Páramo Rico es un cuerpo ígneo que cubre un área de aproximadamente 50 Km^2 al norte de Berlín, entre Bucaramanga y Pamplona, el cual intruye al Neis de Bucaramanga (de edad aproximada 420 Ma según Goldsmith *et al.* (1971)) y a la Formación Silgará (Paleozoico Inferior) (Dörr *et al.*, 1995). Se encuentra en el centro del páramo del mismo nombre y al noreste del Cuadrángulo H-13, estando limitado en su extremo sur en contacto fallado con el Batolito de Santa Bárbara, de edad 192 ± 7 Ma según Goldsmith *et al.* (1971), (probablemente una falla de contacto) no está expuesto (Ward *et al.*, 1973).

“Esta unidad está intruida por diques de alaskitas, aplitas cuarzo-monzoníticas y las cuarzo-monzonitas de La Corcova, los cuales dieron una edad K/Ar en biotitas de 111 ± 4 Ma y K/Ar en moscovitas de 195 ± 7 Ma” (Dörr *et al.*, 1995).

El plutón está compuesto casi en su totalidad por tonalita gris de grano medio a grueso algo más equigranular que predomina en la parte norte y granodiorita que predomina en la parte sur. La tonalita intruye al Neis de Bucaramanga en el área de Páramo rico y está cubierta

inconformemente por la Formación Tambor, del Caretácico Inferior. En la parte sur, al norte de Berlín, la roca es de grano grueso, algo inequigranular, gris y no foliada (Ward et al., 1973).

Las rocas de esta unidad, en especial su parte sur, se asemejan textural y composicionalmente con la granodiorita de los batolitos de Rionegro y Mogotes según Ward et al. (1973). En campo se evidencia que los cuerpos que intruyen al plutón son más jóvenes, es decir que la unidad es más antigua que la cuarzomonzonita de La Córcova, aunque quizá no mucho, estando la edad de este último entre aproximadamente 420 Ma y 195 Ma (Dörr *et al.*, 1995). Es ciertamente pre-Girón y posterior al metamorfismo regional, que se considera Ordoviciano. La tonalita y granodiorita podrían ser tan antiguas como el Silúrico o tan jóvenes como el Triásico; su edad está probablemente hacia el extremo superior de este intervalo (Ward *et al.*, 1973).

En su estudio de la edad U-Pb de circones del plutón Páramo rico, Dörr *et al.*, (1995) finalmente encontraron que “Las edades aparentes de una fracción de circón de la tonalita y la edad de intersección más baja de la granodiorita son similares, indicando la intrusión del plutón Páramo Rico alrededor de los 210 Ma, cerca del límite Triásico/Jurásico”

En base a sus hallazgos y las consideraciones paleogeográficas de Aspden *et al.*, (1987), Dörr *et al.* (1995) proponen que el plutón proviene de una configuración geológica de arco continental, específicamente una subducción del este de la corteza del Océano Pacífico bajo el margen Oeste del escudo de Guayana, posiblemente comenzado durante el Triásico. Todo esto concuerda con datos geocronológicos y petrológicos de otras partes de la

Cordillera Oriental y la Cordillera Central colombianas. El límite Jurásico lo indica la actividad plutónica alrededor de 200 Ma en el Macizo de Santander (Goldsmith *et al.*, 1971),

6.1.5. Monzogranito de Rionegro (Jgd)

El Monzogranito de Rionegro tiene un área total aproximada de 1.445 km² y está situado entre las planchas 86, 97 y 109. Es un cuerpo de forma alargada que se extiende en sentido NNW-SSE desde el flanco occidental de la cordillera Oriental, sobre los departamentos de Santander y Norte de Santander, en cercanía a los municipios de Rionegro y el Playón. En base a la cartografía existente, el límite oriental del Monzogranito de Rionegro intruye la Formación Silgará y el Monzogranito de Cáchira, y está limitado por la falla Veguitas y las fallas satélites de la falla de Cáchira. (SGC, 2020b).

Limita hacia el occidente por la falla de Bucaramanga, en contacto con la Formación Bocas y la Formación Girón. En cercanías del municipio de San Alberto se encuentra en contacto fallado e intrusivo con la unidad Ortoneis y con el Neis de Bucaramanga. Hacia el norte, el límite de la unidad es impreciso y ha sido incluido como parte del complejo extrusivo-intrusivo en la Plancha 76-Ocaña (Daconte & Salinas, 1980).

Según Arias y Vargas (1987), estos dos cuerpos granodioríticos presentan similitudes entre sí; sin embargo, una edad reportada por Vand der Leiji, (2013) de $443,4 \pm 3,2$ Ma, U-Pb en circones para la unidad que aflora en la plancha 86 indica que se trata de un plutón diferente del Batolito de Rionegro y de la facies granodiorita que aflora al sur de este, localizada en cercanías del municipio de Rionegro y la población de Santa Cruz, en la Plancha 109 (Ward *et al.*, 1973). “La granodiorita que aflora en los alrededores de Rionegro debe ser tratada como una unidad aparte del Monzogranito de Rionegro, de acuerdo con la

edad U/Pb en circones obtenida en este proyecto, de $214,5 \pm 2,7$ Ma, pues es anterior a la cristalización de las rocas del Monzogranito de Rionegro” (SGC, 2020b).

6.1.6. Granito de Pescadero (JRgp)

Este plutón se localiza en las planchas 120-Bucaramanga, 121-Cerrito y 136-Málaga como un cuerpo de forma alargada al occidente de la Falla de Bucaramanga, con orientación SE-NW, paralelo a ella. Aflora en una extensión de aproximadamente 22 km con 4 km de ancho máximo (SGC, 2016).

La denominación Granito de Pescadero fue utilizada inicialmente por Goldsmith (1971) pero la definición como unidad litológica la presentaron Ward *et al.* (1973) en la Memoria Explicativa de los cuadrángulos H-12 y H-13, donde fue descrito como un granito leucocrático rosado naranja. Vargas *et al.* (1981) en la Memoria Explicativa del Cuadrángulo I-13 utiliza esta misma nomenclatura. Royero & Clavijo (2001) en la Memoria del Mapa Geológico de Santander denominaron este cuerpo como Granito Rosado. “Se ha considerado la posibilidad que el Granito de Pescadero haga parte del Batolito de Mogotes.” (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001)

La primera datación radiométrica de rocas del Granito de Pescadero fue presentada por Goldsmith *et al.* (1971), corresponde al resultado de un análisis K-Ar en biotita, la edad obtenida fue 193 ± 6 Ma. Van der Lelij (2013) presentó la datación por el método U-Pb en circón de un granitoide del Granito de Pescadero arrojando una edad de $199,1 \pm 1,3$ Ma.

En el proyecto realizado por el Servicio Geológico Colombiano (2016) se analizaron dos muestras, una colectada sobre la carretera Piedecuesta-Mesa de los Santos que presentó

una edad U-Pb de $194,8 \pm 3,2$; y otra, colectada en la vía Piedecuesta–Pescadero, mostró una edad de $197,3 \pm 2,4$ Ma.

El ambiente tectónico corresponde principalmente a granitos tipo S y algunas de tipo I, son rocas orogénicas tardías. En otros diagramas por su química y edades se revelan al menos tres patrones diferentes de distribución de las tierras raras; se clasifican como rocas magmáticas de subducción, el patrón principal es de arco continental maduro y otro de arco continental normal (SGC, 2016).

6.2. Geología Estructural

El departamento de Santander se encuentra localizado en gran parte sobre la Cordillera Oriental, en un territorio complejo tanto en su geología como en su tectonismo dinámico, estando relacionado con las placas tectónicas de Nazca, Caribe y Suramericana. La zona se caracteriza por la presencia de tres estilos estructurales: uno en fallamiento de bloques en la región oriental, otro de fallamiento inverso en la región central, y otro representado por el Graben del Magdalena en la región occidental, siendo regiones bien delimitadas por importantes rasgos tectónicos como los sistemas de fallas de Bucaramanga – Santa Marta y de La Salina (IGAC, 1992; Rueda, 2019).

Esta región se encuentra sometida a esfuerzos de carácter compresivo que son producto de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y la margen de Suramérica, lo que ocasiona en el continente la reactivación diferencial de los sistemas de fallas paralelos a los Andes, que en términos generales se expresaría como un dominio transpresivo (Toro & Osorio, 2005).

Para realizar la caracterización tectónica del departamento de Santander, el territorio tuvo que ser subdividido en tres provincias tectónicas: la del Macizo de Santander, conformada por los bloques Floresta, Cucutilla, Pamplona y de Ocaña; la del Valle Medio del Magdalena y la de la Cordillera Oriental, todo en conformidad con el esquema tectónico de Clavijo *et al.*, (1993) (INGEOMINAS, 2010). La zona de estudio se encuentra ubicada en las provincias tectónicas del Macizo de Santander y la Cordillera Oriental.

En el Macizo de Santander son claros los lineamientos de dirección NS, correspondientes a las estructuras principales del sistema compresivo, debido a que se caracterizan por ser de tipo sinistral e inverso. A partir de la actividad de estas fallas se generan bloques estructurales que presentan fallas de rumbo con una orientación NE-SW y EW (Hincapié & Veloza, 2009). Este macizo es una región geológica predominantemente de régimen transpresivo, en el cual se distinguen dominios limitados por fallas longitudinales mayores con cinemática sinistral, estilo estructural que lo diferencia de otras regiones como el Macizo de Floresta al sur y a Serranía de Perijá al norte, donde predomina la compresión (fallas inversas, eventualmente con componente de rumbo). La estructura principal del Macizo de Santander está constituida por las fallas de Soapaga, Río Servitá, Mutiscua y Las Mercedes (Velandia *et al.*, 2017).

La provincia Cordillera Oriental, localizada al oeste de la Falla de Bucaramanga, se caracteriza por pliegues anticlinales y sinclinales amplios, limitados por fallas inversas y de cabalgamiento en dirección NE-NW, con inclinación predominante hacia el oriente. Se divide en dos bloques: el principal, localizado en la región central

estructural y limitado al oriente por las fallas Riachuelo y Bucaramanga – Santa Marta, y al occidente por la Falla La Salina; y el bloque menor ubicado en la región

oriental, limitado al oriente por la Falla de Servitá y al occidente por las fallas Bucaramanga – Santa Marta y de Baraya (INGEOMINAS, 2010).

El área de estudio es influenciada principalmente por dos estructuras importantes: la Falla de Bucaramanga y la Falla del Suárez. La falla de Bucaramanga es considerada una de las estructuras más importantes que disectan la Cordillera Oriental y se marca como el límite tectónico occidental del Macizo de Santander. Con base en los estudios realizados, se considera que esta falla es una estructura regional reactivada, cuyo movimiento durante el Mesozoico fue transtensional (dextral con componente normal) y se favoreció por un tensor regional NE-SW, todo como producto de una configuración tectónica de subducción oblicua entre la placa Farallones y el paleo-margen noroccidental de Sudamérica. El anterior ambiente generó una cizalla que se extendió desde regímenes frágiles a dúctiles, con orientación NNW a N-S y cuyo trazo no fue modificado por la posterior reinversión tectónica (García et al., 2021). La falla de Bucaramanga según Campbell (1965) y Vargas & Niño (1992) es un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral, cuyo desplazamiento fue calculado por Campbell (1965) y Tschanz (1969) en unos 100 a 110 km. Tiene una componente vertical importante, según Julivert (1958) y Ward y Goldsmith (1973), que hace que esta falla se comporte en algunos sectores como inversa y en su extremo meridional aún en cabalgamiento (Boinet, Bourgois, & Mendoza, 1985; Royero & Clavijo, 2001).

En cuanto a la Falla del Río Suárez, se define principalmente como una falla inversa con inclinación de 32° hacia el NW, con rumbo de N 13° E. Su comportamiento es mecánico inverso, donde el bloque colgante expone las Formaciones Girón y Rosablanca. “Su actividad neotectónica da una tasa de movimiento de 0,1 mm/año, basado en el desplazamiento de depósitos de edad Cuaternario” (París *et al.*, 2000). Carrilo & Vergara (2001) estiman la misma tasa para el tramo ubicado al oeste de Bucaramanga, catalogándolo como potencialmente activo. Diederix *et al.*, (2008) difieren asegurando a través de indicios geomorfológicos directos e indirectos y criterios sedimentológicos, que la Falla del Suárez debe considerarse como activa y no potencialmente activa.

También INGEOMINAS (1997), determina que de acuerdo con las evidencias neotectónicas obtenidas, en el sector Norte de la Falla del Suárez se cataloga como activa, con una tasa de movimiento baja de 0,01 – 0,1 mm/año y de Girón hacia el Sur potencialmente activa (Rueda, 2019).

7. Resultados y Análisis

7.1 Análisis Macroscópico y Microscópico

7.1.1 Monzogranito de Santa Bárbara

Los afloramientos trabajados para este plutón se encuentran en la vía Curos-Guaca, composición principalmente monzogranítica de colores blanco moteado de rosado a gris, equigranular a inequigranular, de grano medio a medio-grueso. En el afloramiento de la **Figura 11**, a pesar de estar en condiciones poco favorables debido a la meteorización tan

agresiva, se logró extraer una roca fresca, macroscópicamente presenta una textura granular fanerítica de cristales medios (2-7mm según McKenzie *et al.*, (1996)), holocristalina, con índice de color leucocrático, inequigranular y de cristales subhedrales, mineralógicamente compuesta de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita.

Figura 11.

Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Monzogranito de Santa Bárbara.

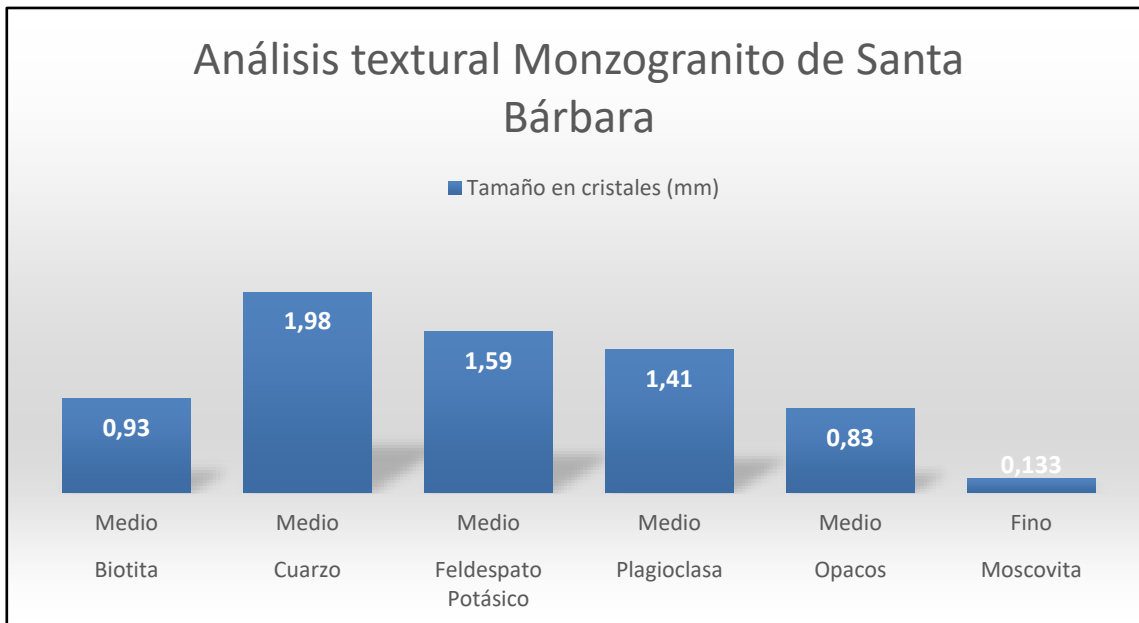


Nota. En el recuadro rojo se observa la zona donde se extrajo la muestra.

En el análisis microscópico de la muestra DM-21 correspondiente al plutón Monzogranito de Santa Bárbara presenta mineralógicamente; 34% plagioclasa, 22% corresponde a cuarzo, 19% feldespato potásico, 17% biotita y 8% donde se incluyen moscovita y algunos minerales opacos, al realizar el recálculo y ploteando en el diagrama de Streckeisen (1976) (**Figura 12**), la muestra se localiza en el campo del monzogranito. Es una roca holocristalina, con tamaño de cristales generalmente finos a medios (<1-5mm) (**Figura 13.**) según McKenzie *et al.*, (1996), equigranular, de textura fanerítica, con forma de cristales principalmente subhedral (hipidiomórfica) (**Figura 14**).

Figura 13.

Tamaño promedio de los cristales para la muestra Monzogranito de Santa Bárbara.

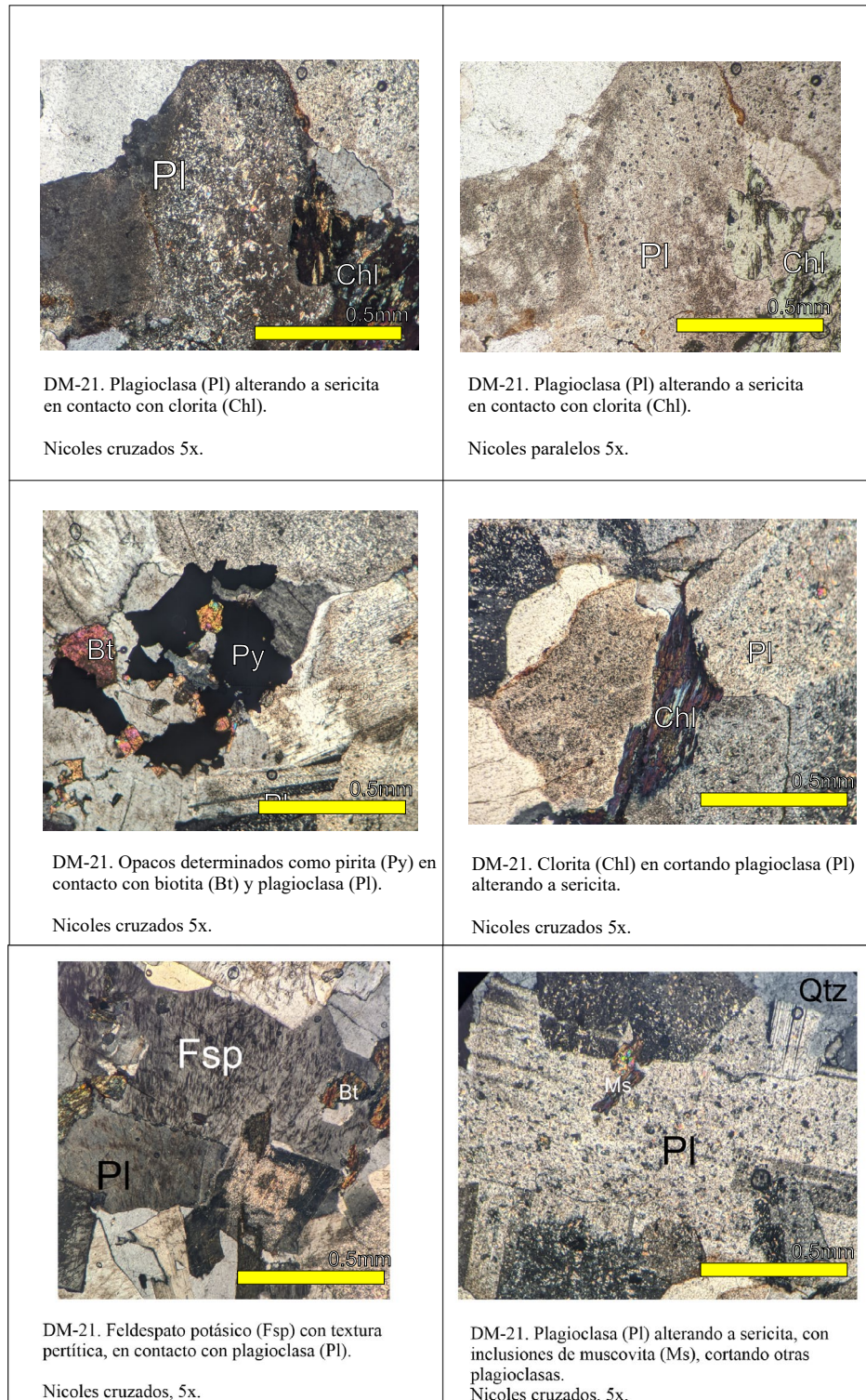


Nota. Se observa que el promedio en tamaño de los cristales principales corresponde al medio, sin embargo, los minerales accesorios tienden al tamaño fino.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APOORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 14.

Fotomicrografías de la muestra DM-21 del Monzogranito de Santa Bárbara.

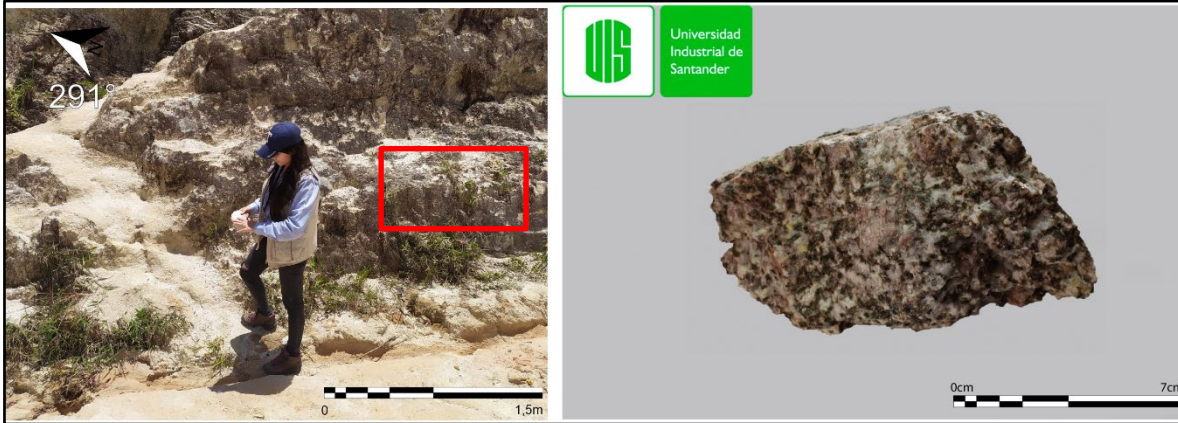


7.1.2 Batolito de Mogotes

Los afloramientos trabajados para este plutón se encuentran en la vía Onzaga-San Joaquín, cuya litología se constituye principalmente de monzogranitos y en una menor proporción de granodioritas; presenta tonalidades generales en blanco grisáceo, incluyendo también rosados-naranjas suaves característicos de la presencia del feldespato potásico como se muestra en la **Figura 15**, se evidencian mayormente con intensa meteorización, desarrollando saprolitos de aproximadamente entre 5 y 8 metros de espesor, salvo algunas excepciones. Localmente conservan una textura granular fanerítica de cristales medios (1-5mm según McKenzie *et al.*, (1996)), holocristalina, con índice de color leucocrático moteado (debido a las micas), equigranular a inequigranular y de cristales subhedrales principalmente. Destacan por su presencia minerales como plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita, que en la muestra DM-17 se encuentran con los siguientes porcentajes: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita.

Figura 15.

Afloramiento y muestra de mano correspondiente al Batolito de Mogotes.

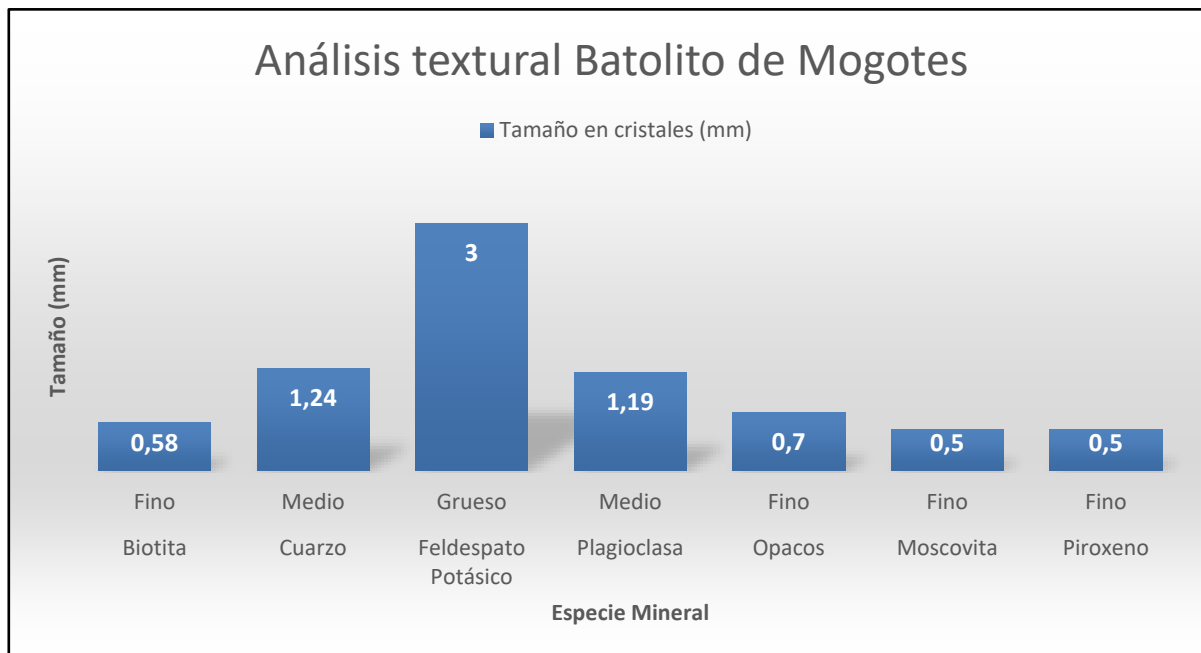


Nota. En el recuadro rojo se observa la zona donde se extrajo la muestra.

En el análisis microscópico de la muestra DM-17 correspondiente al plutón Batolito de Mogotes, mineralógicamente se compone de: 32% plagioclasa, 27% corresponde a cuarzo, 19% feldespato potásico, 17% biotita y 5% donde se incluyen moscovita y algunos minerales opacos, realizando el recálculo y ploteando en el diagrama de Streckeisen (1976), la muestra se localiza en el campo del monzogranito (**Figura 16.**). Es una roca holocristalina, con tamaño de cristales generalmente finos a medios (<1-5mm) (**Figura 17.**) según McKenzie et al., (1996), equigranular, de textura fanerítica, con forma de anhedral a subhedral.

Figura 17.

Tamaño promedio de los cristales para la muestra Batolito de Mogotes.

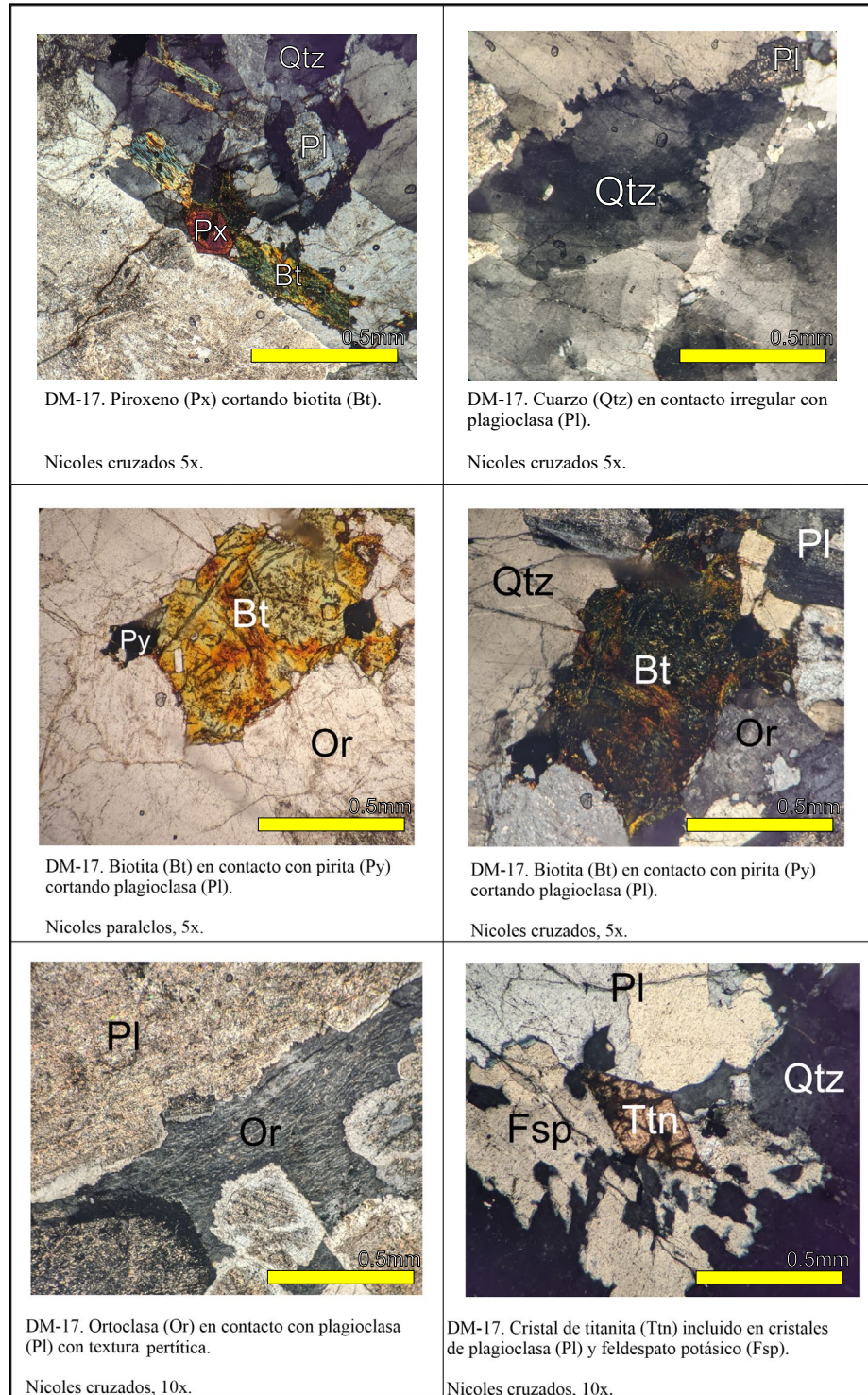


Nota. Se observa que el promedio en tamaño de los cristales principales corresponde de medio a grueso, sin embargo, los minerales accesorios tienden al tamaño fino.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 18.

Fotomicrografías de la muestra DM-17 del Batolito de Mogotes.



7.1.3 Monzogranito de la Corcova

El afloramiento trabajado para el Monzogranito de la Corcova se encuentra en la vía Bucaramanga – Tona, con colores blanco-grisáceos y un estado poco alterado, corresponde a la facies porfirítica (**Figura 19.**). La roca colectada en presenta una textura granular fanerítica a porfirítica, cristales medios a gruesos (3-8mm según McKenzie *et al.*, (1996)), holocristalina, con índice de color leucocrático, inequigranular y de cristales subhedrales, mineralógicamente compuesta de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y moscovita.

Figura 19.

Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Monzogranito de Corcova.



Nota. En el recuadro rojo se observa la zona donde se extrajo la muestra.

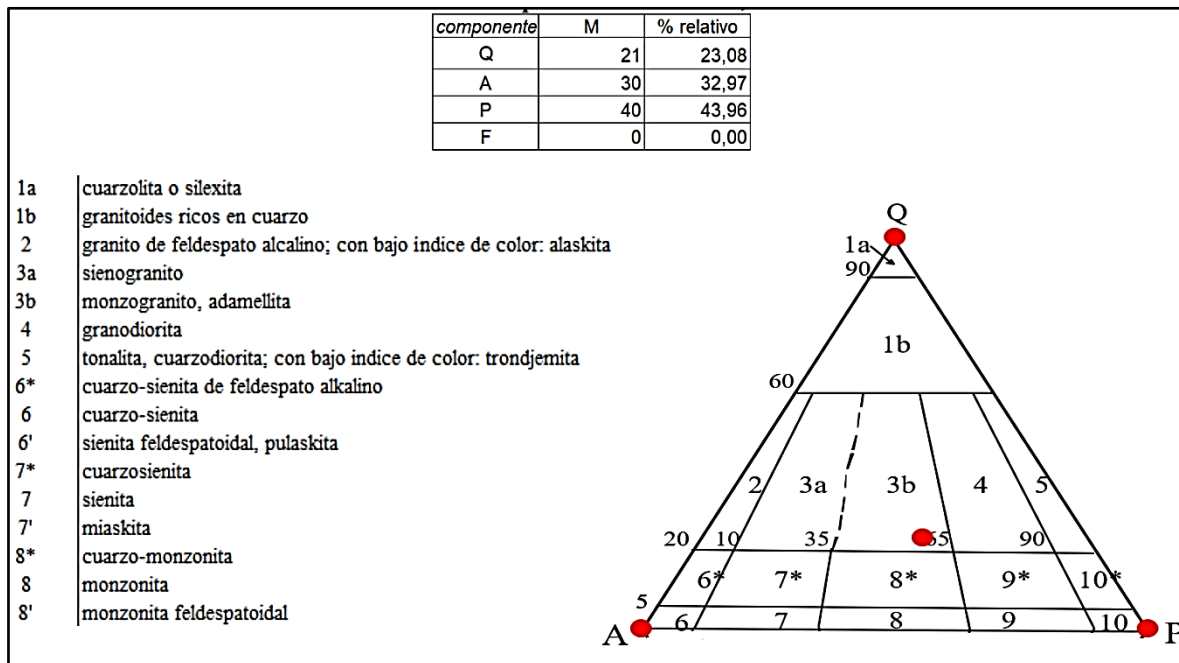
La muestra DM-4 correspondiente al plutón Monzogranito de Corcova, contiene en su mineralogía: plagioclasa (40%), feldespato potásico (30%) (se discrimina microclina y ortosa por presencia de maclas), cuarzo (21%), biotita (5%), y moscovita (4%). Realizando el recálculo y ploteando en el diagrama de Streckeisen (1976), la muestra se localiza en el campo del monzogranito (**Figura 20.**). Es una roca holocristalina, con tamaño de cristales generalmente finos a medios (<1-5mm) (**Figura 21.**) según McKenzie *et al.*, (1996),

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

equigranular, de textura fanerítica, con forma de cristales principalmente subhedral (hipidiomórfica).

Figura 20.

Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).

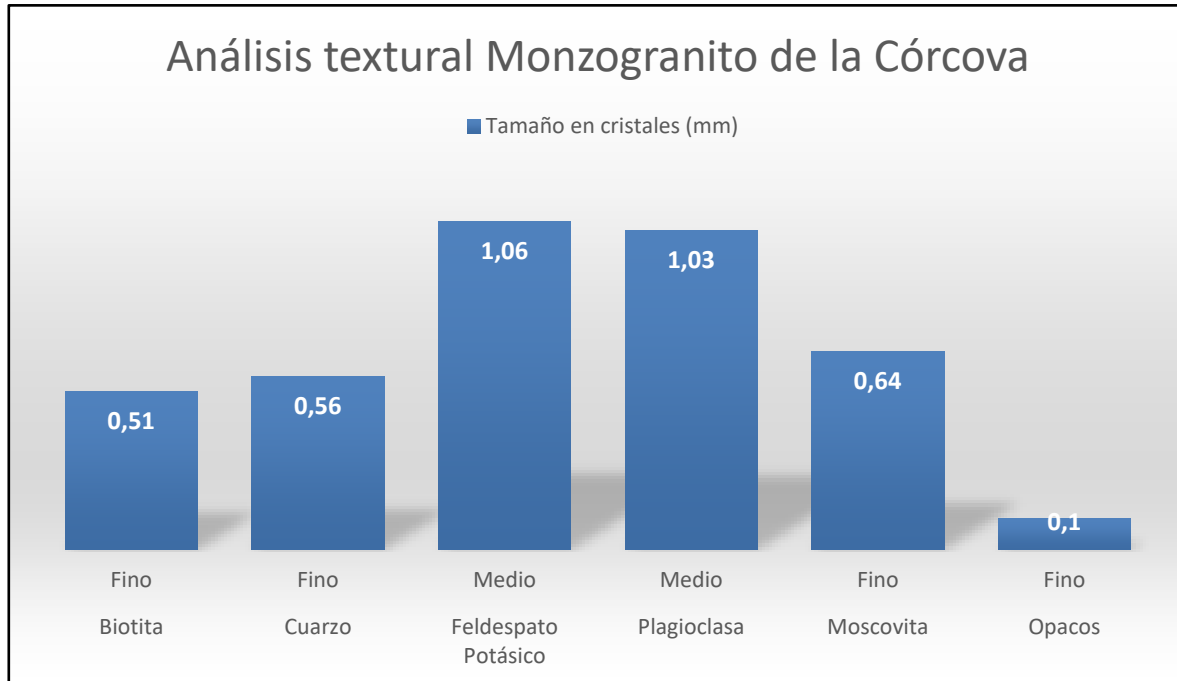


Nota. Se observa que la roca se sitúa en el campo 3b correspondiente al monzogranito.

En la roca se observa textura perítítica en varios feldespatos potásicos, además de textura mirmequítica cuenta con un índice de alteración moderado, por lo que hay presencia de sericita y clorita (**Figura 22.**).

Figura 21.

Tamaño promedio de los cristales para la muestra Monzogranito de la Corcova.

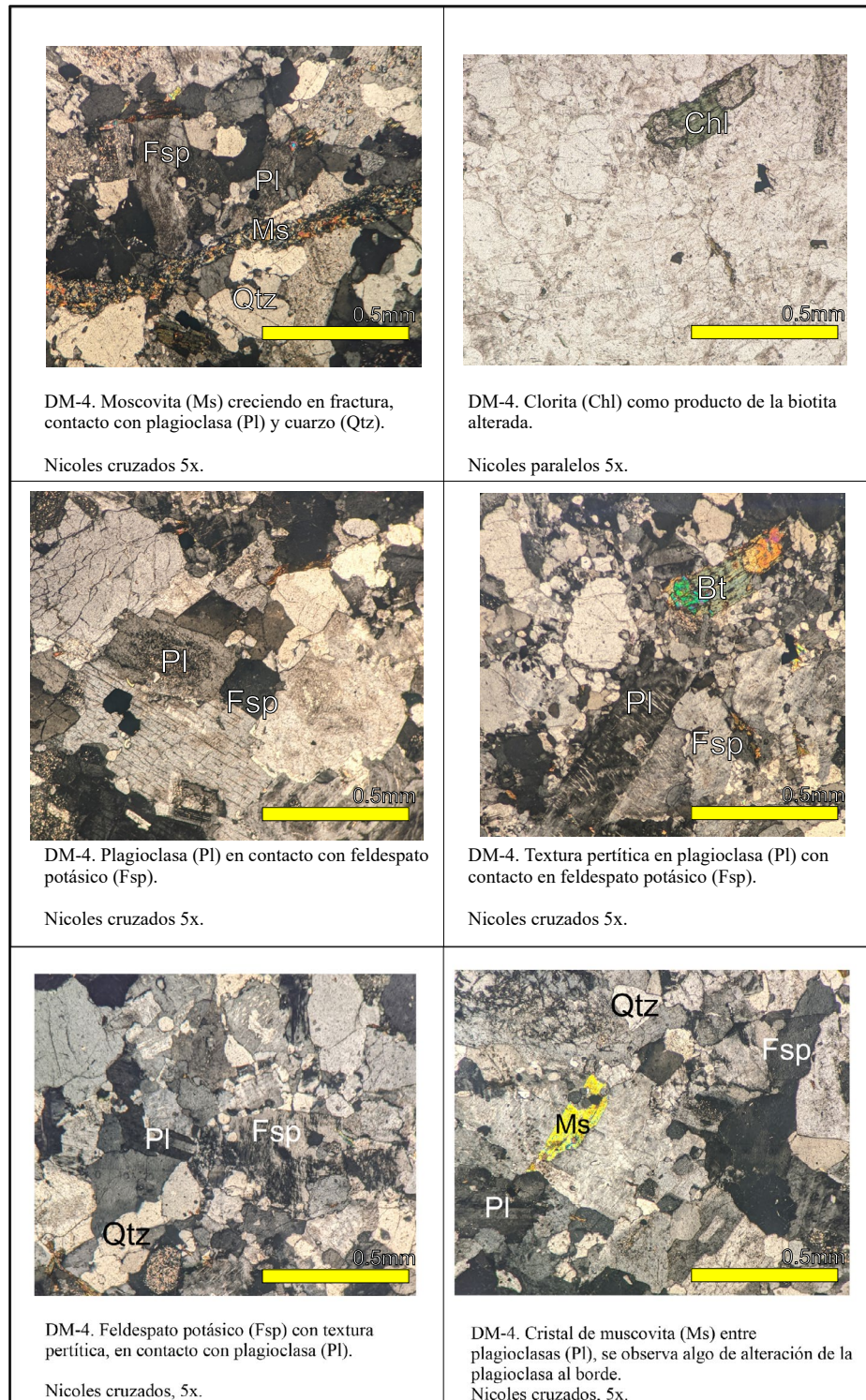


Nota. Se observa que el promedio en tamaño de los cristales principales corresponde de fino a medio, sin embargo, los minerales accesorios tienden al tamaño fino.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 22.

Fotomicrografías de la muestra DM-4 del Monzogranito de La Corcova

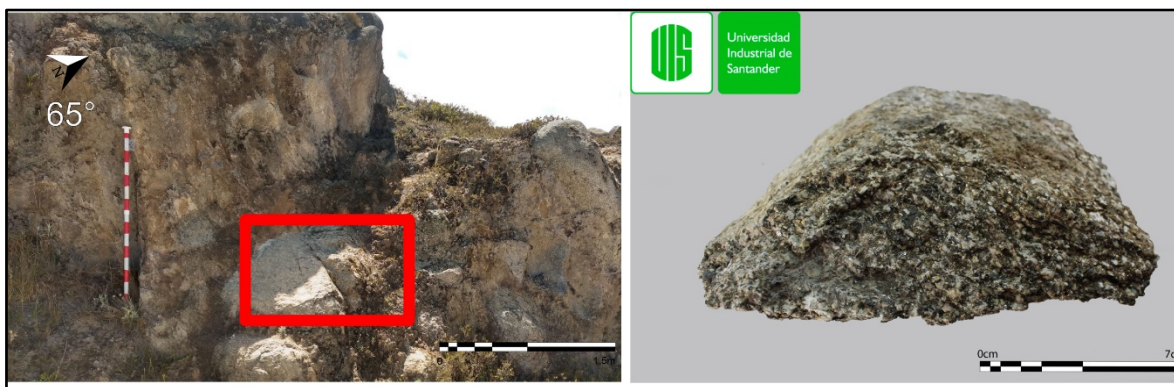


7.1.4 Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico

La muestra del plutón Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico se recolectó cerca del casco urbano de Berlín, por la salida oeste. El afloramiento, presenta altos niveles de meteorización y vegetación, tonalidades generales en blanco grisáceo a café amarillento la capa superficial es un saprolito de unos 15cm de profundidad (**Figura 23.**). La roca colectada en exhibe una textura granular fanerítica a porfírica, cristales medios a gruesos (3-8mm según McKenzie *et al.*, (1996)), holocristalina, con índice de color mesocrático, inequigranular y de cristales subhedrales a anhedrales, mineralógicamente compuesta de plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo y feldespato potásico.

Figura 23.

Afloramiento y muestra de mano correspondientes a la Granodiorita de Páramo Rico.



Nota. En el recuadro rojo se observa la zona donde se extrajo la muestra.

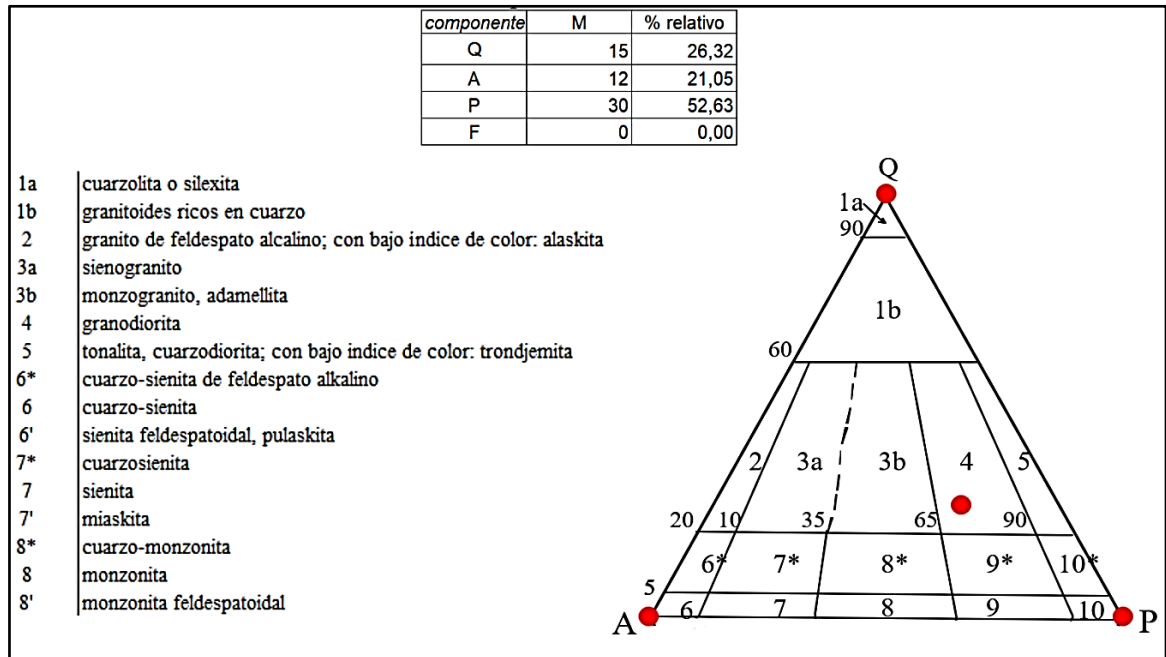
La muestra DM-11 correspondiente al plutón Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, plagioclasa (30%), hornblenda (23%), biotita (20%), cuarzo (15%) y feldespato potásico (12%). Realizando el recálculo y ploteando en el diagrama de Streckeisen (1976), la muestra se localiza en el campo de la granodiorita (**Figura 24.**). Es una roca holocristalina, con tamaño de cristales generalmente finos a medios (<1-5mm) (**Figura 25.**) y algunos

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

fenocristales de 6-7mm según McKenzie *et al.*, (1996), equigranular, de textura fanerítica, con forma de cristales anhedral a subhedrales.

Figura 24.

Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).

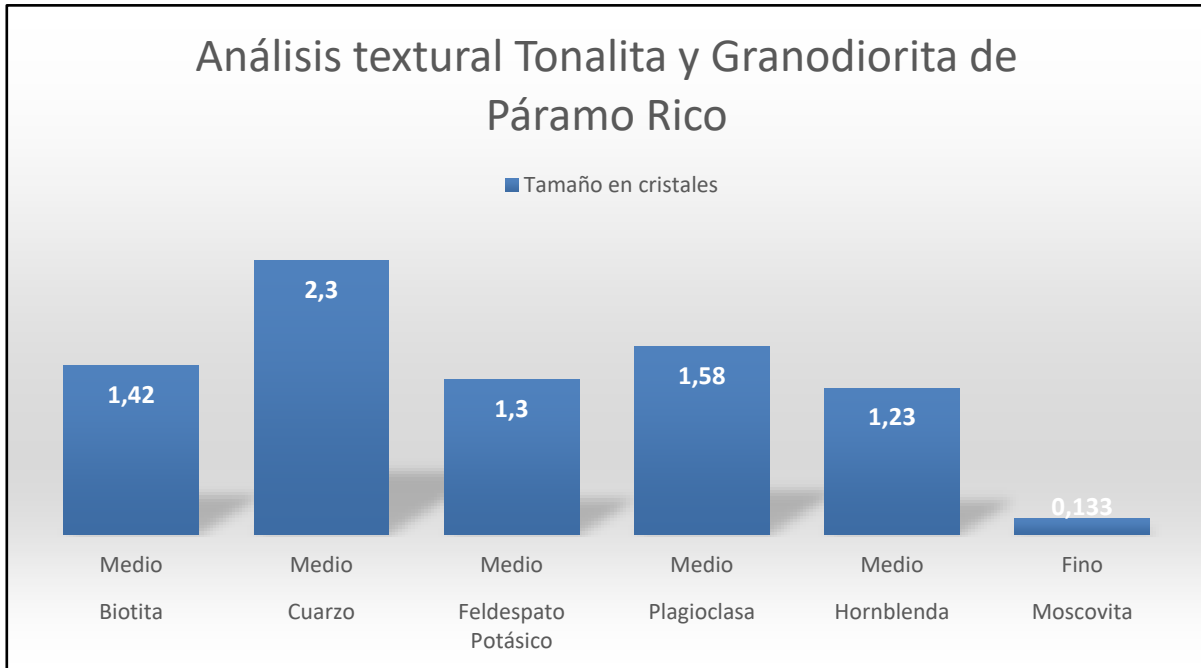


Nota. Se observa que la roca se sitúa en el campo 4 correspondiente al campo de la granodiorita.

El índice de alteración es bastante elevado, sericita y clorita abundan notablemente en la muestra. Adicionalmente y como caso resaltable, se observan anfíboles (hornblenda) y biotitas distribuidas de forma considerable por toda la muestra. La forma en la que cristalizó el cuarzo es un claro ejemplo de cristalización fraccionada, dado que solo tuvo lugar para crecer en los espacios que dejaron los demás minerales al cristalizar (**Figura 26**).

Figura 25.

Tamaño promedio de los cristales para la muestra Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico.



Nota. Se observa que el promedio en tamaño de los cristales principales corresponde al medio, sin embargo, los minerales accesorios tienden al tamaño fino.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 26.

Fotomicrografías de la muestra DM-11 de la Granodiorita de Páramo Rico.



7.1.5 Monzogranito de Rionegro

El afloramiento trabajado para el Monzogranito de Rionegro se ubica cerca al casco urbano del municipio de Rionegro, en la vía hacia el norte, se observa en la **Figura 27**. Macroscópicamente se observan como rocas faneríticas de color gris a gris verdoso, con un lavado superficial que otorga un color amarillento, tamaño de grano medio a ligeramente, la roca colectada en exhibe una textura equigranular subporfirítica, cristales medios a gruesos [3-5mm según McKenzie *et al.*, (1996)], holocristalina, con índice de color leucocrática, de cristales principalmente subhedrales, mineralógicamente compuesta de plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico.

Figura 27.

Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Monzogranito de Rionegro.

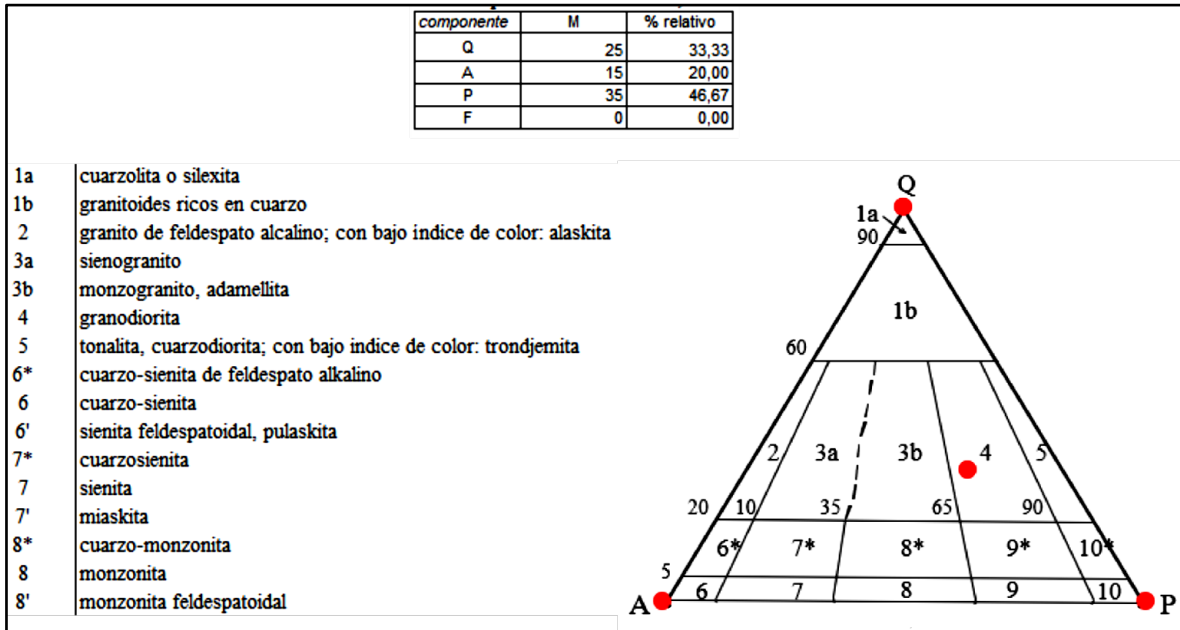


Nota. En el recuadro rojo se observa la zona donde se extrajo la muestra.

En la muestra RN-1 se compone mineralógicamente de: plagioclasa 35%, cuarzo 25%, feldespato potásico 15%; biotita 15%, microclina 5% y como accesorios pirita 2%, titanita 1%, circón 1% y apatito 1%; en el diagrama de Streckeisen (1976) (**Figura 28.**), la roca se localiza en el campo de Granodiorita.

Figura 28.

Clasificación de la roca según Streckeisen (1976).

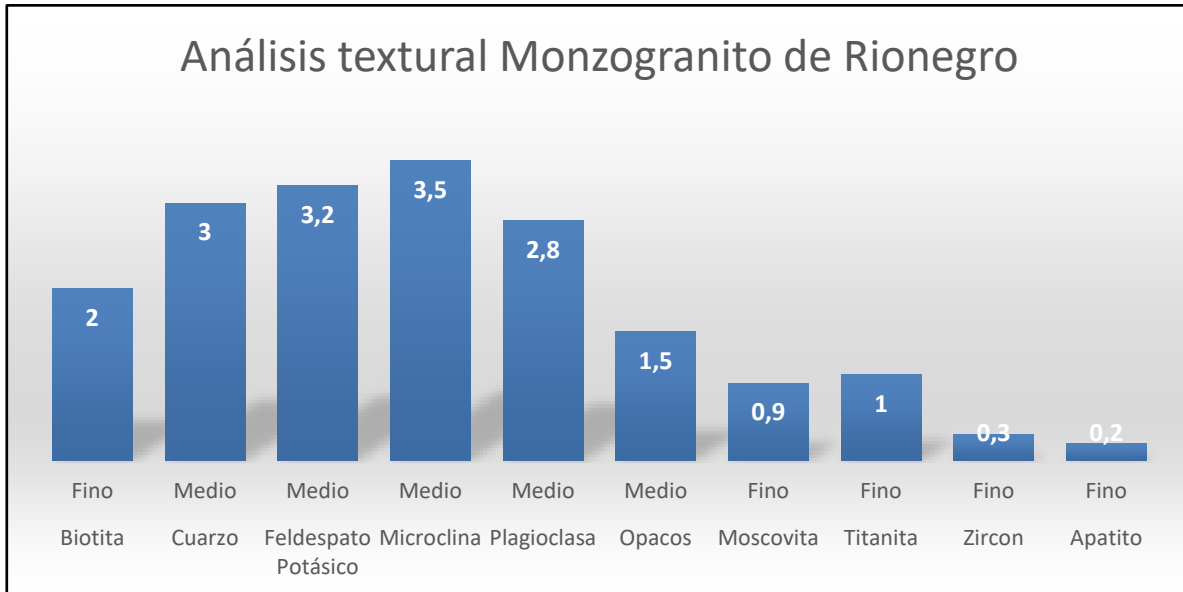


Nota. Se observa que la roca se sitúa en el campo 4 correspondiente a la granodiorita.

El grado de alteración de la roca es bajo, presentándose generalmente como sericita (alteración de la plagioclasa) y clorita (alteración de la biotita). Se encuentran algunas plagioclasas con zonación concéntrica, y algunas otras reaccionando con el feldespato potásico en textura mirmequítica (**Figura 30**). Es una roca holocristalina, con tamaño de cristales generalmente medio (1-5mm según McKenzie *et al.*, (1996)) y en menor proporción posee fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa de 7, 9 y hasta de 11 mm de longitud (**Figura 29**), equigranular, de textura fanerítica y principalmente subhedral, es decir, hipidiomórfica.

Figura 29.

Tamaño promedio de los cristales para la muestra Monzogranito de Rionegro.

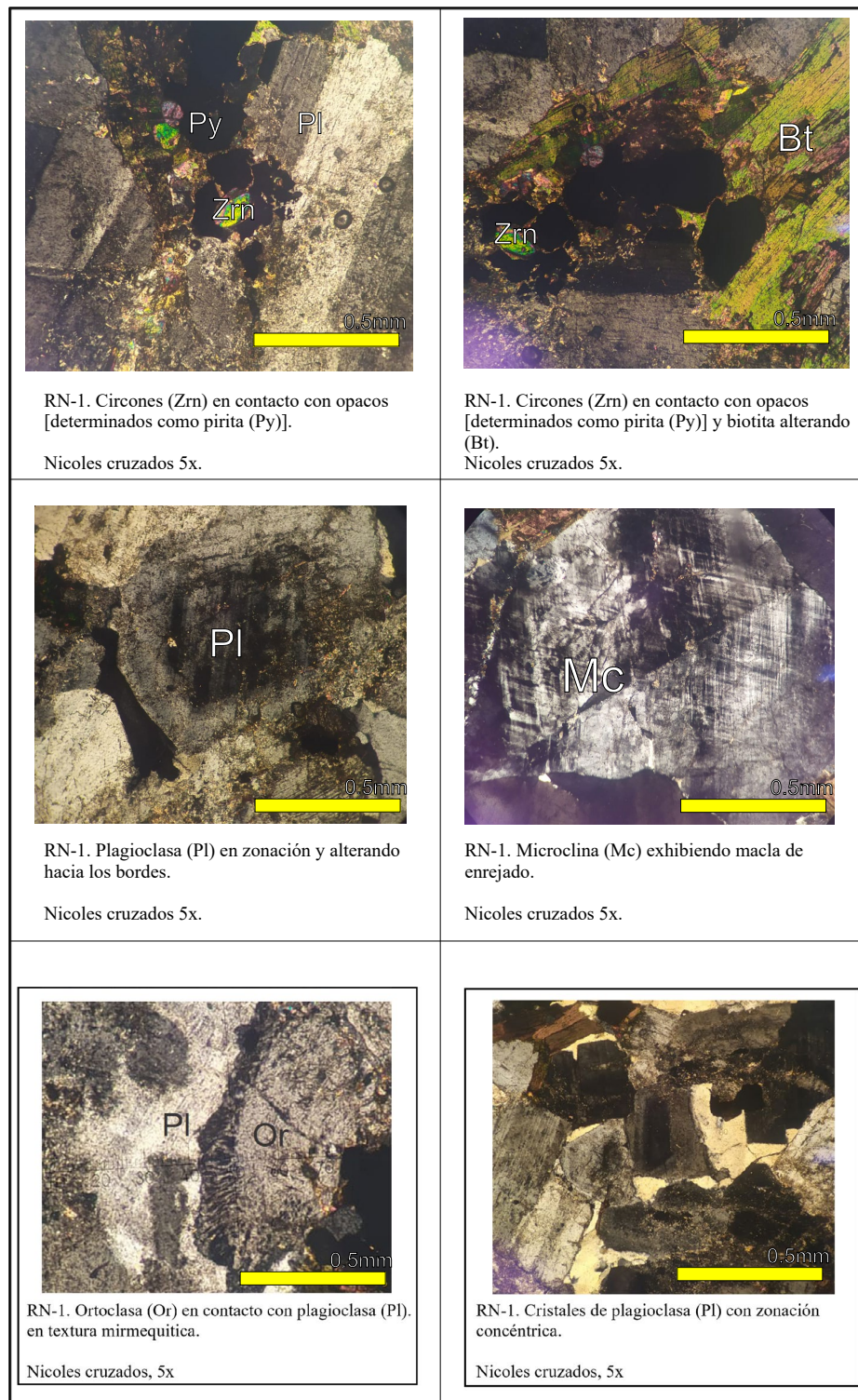


Nota. Se observa que el promedio en tamaño de los cristales principales corresponde al medio, sin embargo, los minerales accesorios tienden al tamaño fino.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 30.

Fotomicrografías de la muestra RN-1 del Monzogranito de Rionegro.

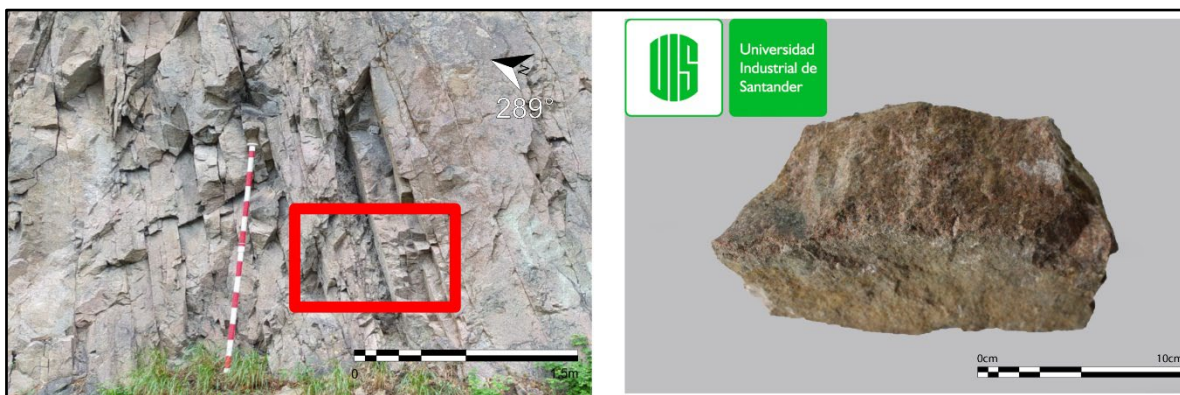


7.1.6 Granito de Pescadero

Por la vía Piedecuesta-San Gil se llegó al Granito de Pescadero, unidad en la que macroscópicamente se observan rocas faneríticas equigranulares a inequigranulares, de grano fino a medio, a escala macroscópica, los afloramientos trabajados para el Granito de Pescadero presentan tonalidades generales en blanco grisáceo (**Figura 31.**), texturalmente los cristales corresponden a tamaños finos a medios (<1-3mm según McKenzie *et al.*, (1996)), de color rosado con texturas equigranulares, con índice de color leucocrático moteado (debido a las micas), equigranular a inequigranular. Su mineralogía principal consta de: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, moscovita y biotita.

Figura 31.

Afloramiento y muestra de mano correspondientes al Granito de Pescadero.

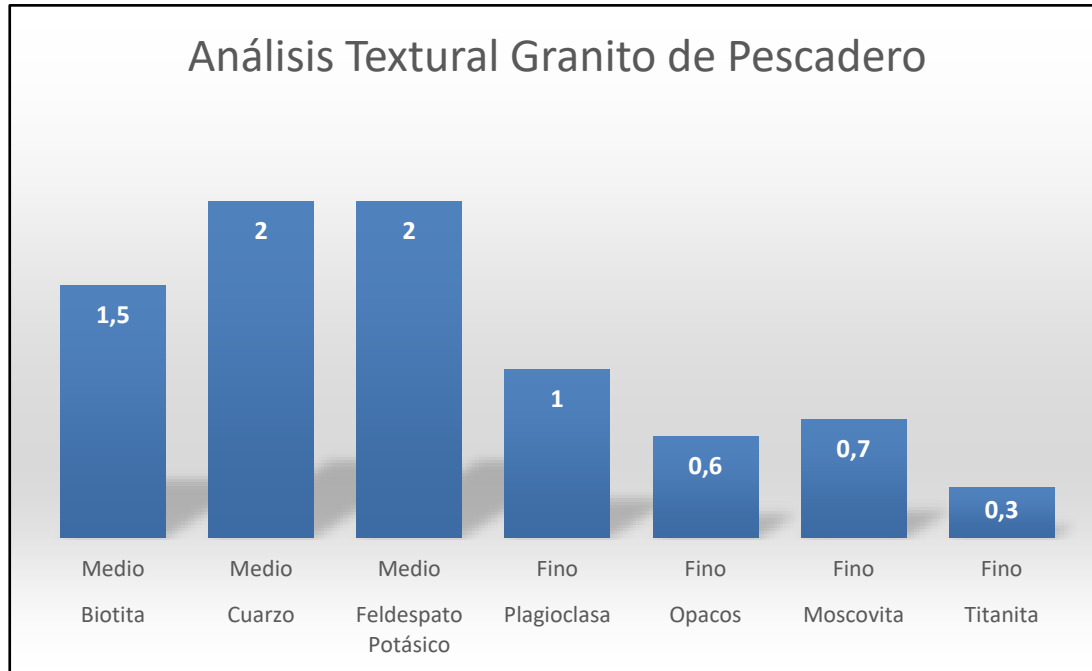


Nota. En el recuadro rojo se observa la zona donde se extrajo la muestra.

En la muestra GP-1 correspondiente al plutón Granito de Pescadero, mineralógicamente presenta: plagioclasa 32%, feldespato potásico 19%, cuarzo 15%, clorita 15%, biotita 12%, moscovita 5% y como accesorios Pirita 1% y Titanita 1%, valores que al plotearlos en el triángulo de Streckeisen resultaron cayendo en el campo de Monzogranito (**Figura 32.**).

Figura 33.

Tamaño promedio de los cristales para la muestra Granito de Pescadero.

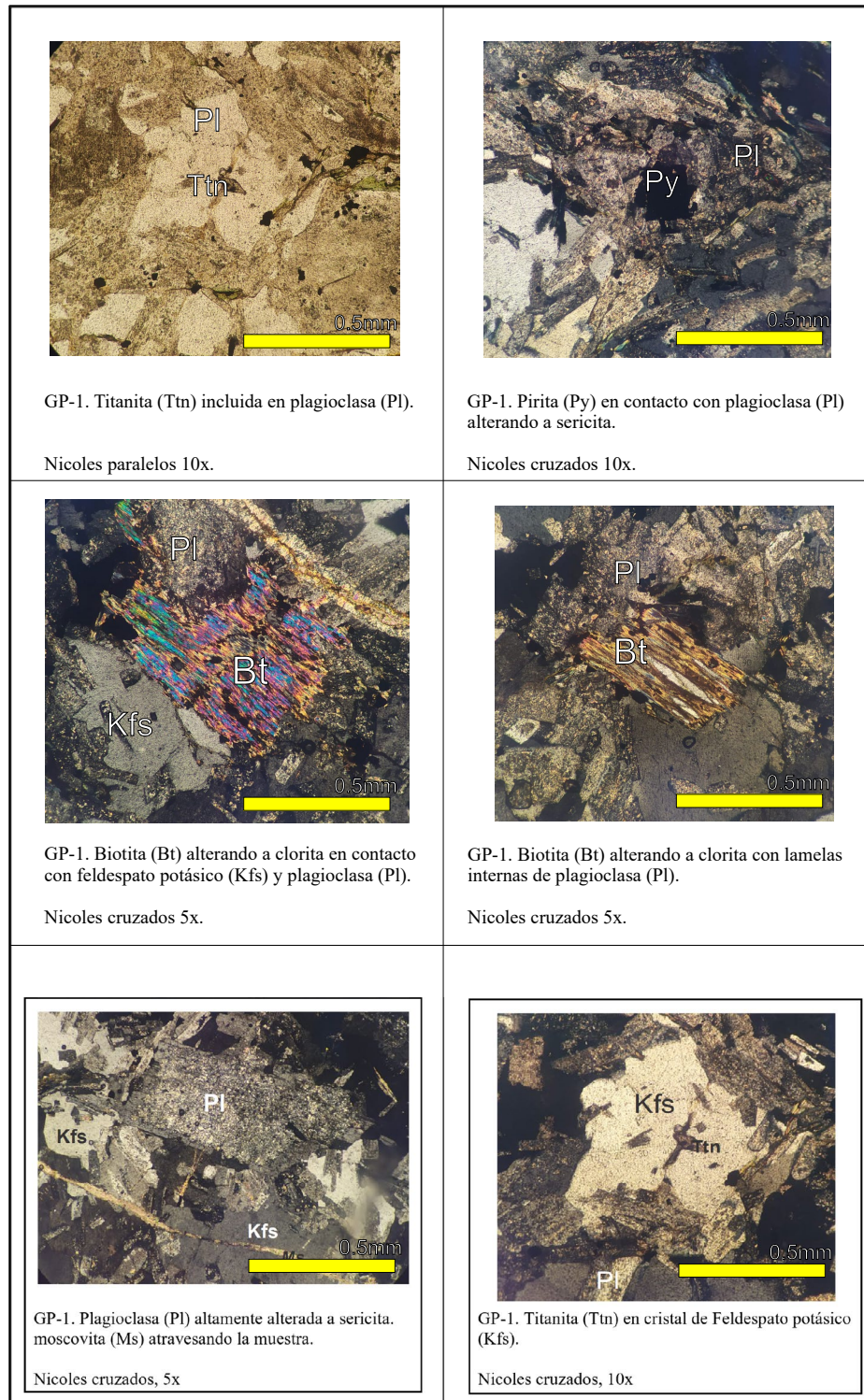


Nota. Se observa que el promedio en tamaño de los cristales principales corresponde al medio, sin embargo, los minerales accesorios tienden al tamaño fino.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 34.

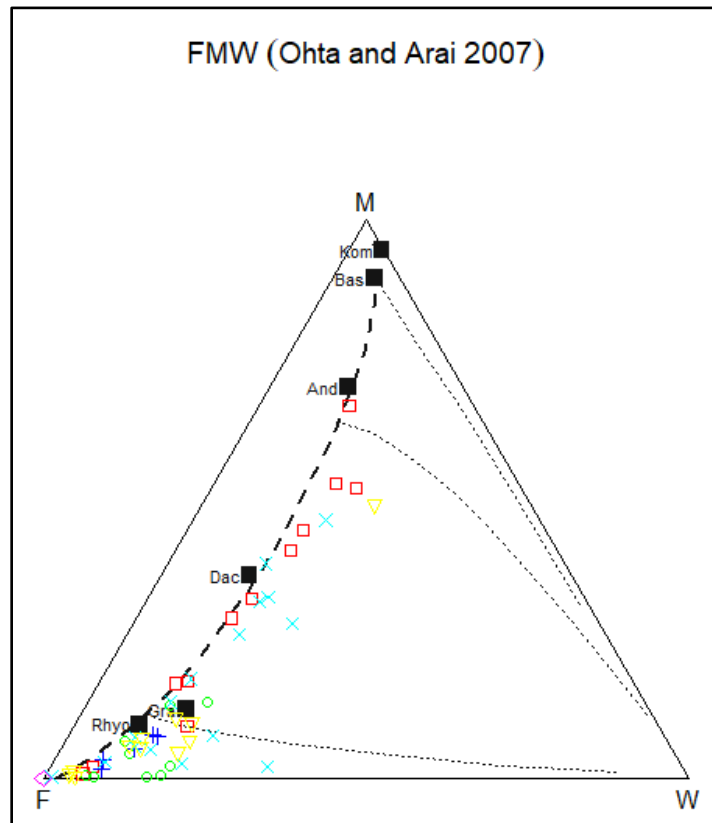
Fotomicrografías de la muestra GP-1 del Granito de Pescadero.



7.2 Geoquímica

Figura 35.

Diagrama para determinar estado de alteración de las rocas (Ohta & Arai, 2007).



Nota. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro.

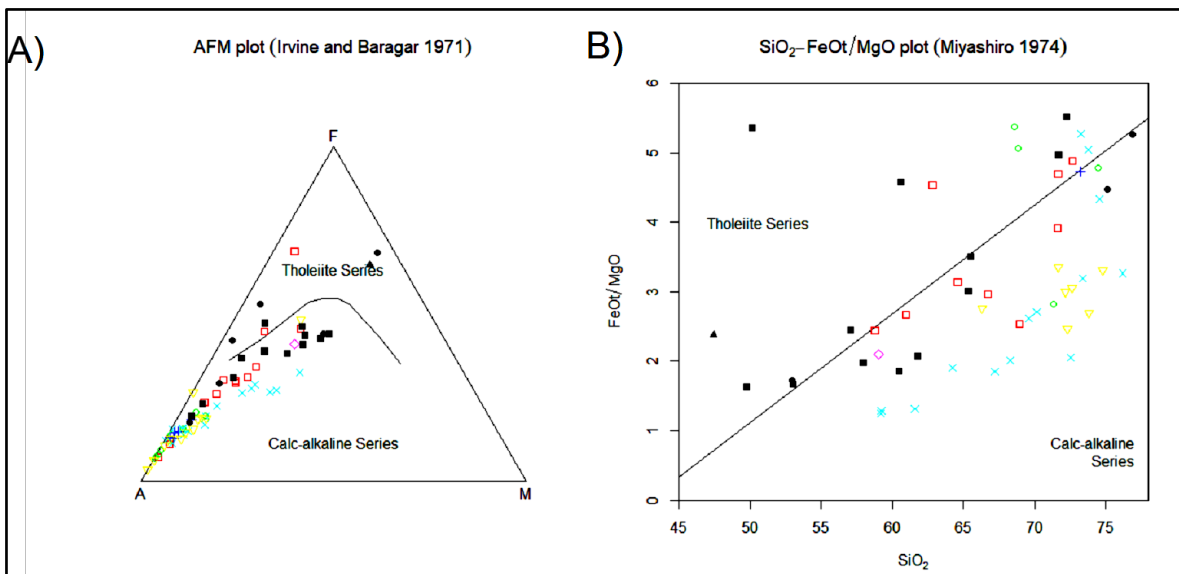
Para determinar que el estado de alteración en las muestras documentadas fuera el menos, se corroboró mediante la gráfica de Ohta & Arai (2007) (Figura 35), en donde las muestras más cercanas a la línea punteada vertical son roca más fresca.

7.2.1 Elementos Mayores

Varios cuerpos ígneos del macizo de Santander muestran un comportamiento metaluminoso a peraluminoso, con mayor afinidad hacia el campo peraluminoso. Van der Lelij (2013), sugiere que esta firma en las rocas posiblemente refleje el tipo de fuente del cual se derivó el magma de estos cuerpos intrusivos (magmas derivados de fuentes sedimentarias o de fuentes ígneas), las variaciones entre Na₂O con respecto a K₂O muestran el tipo de granito asociado (Tipo S o Tipo I) (SGC, 2020a).

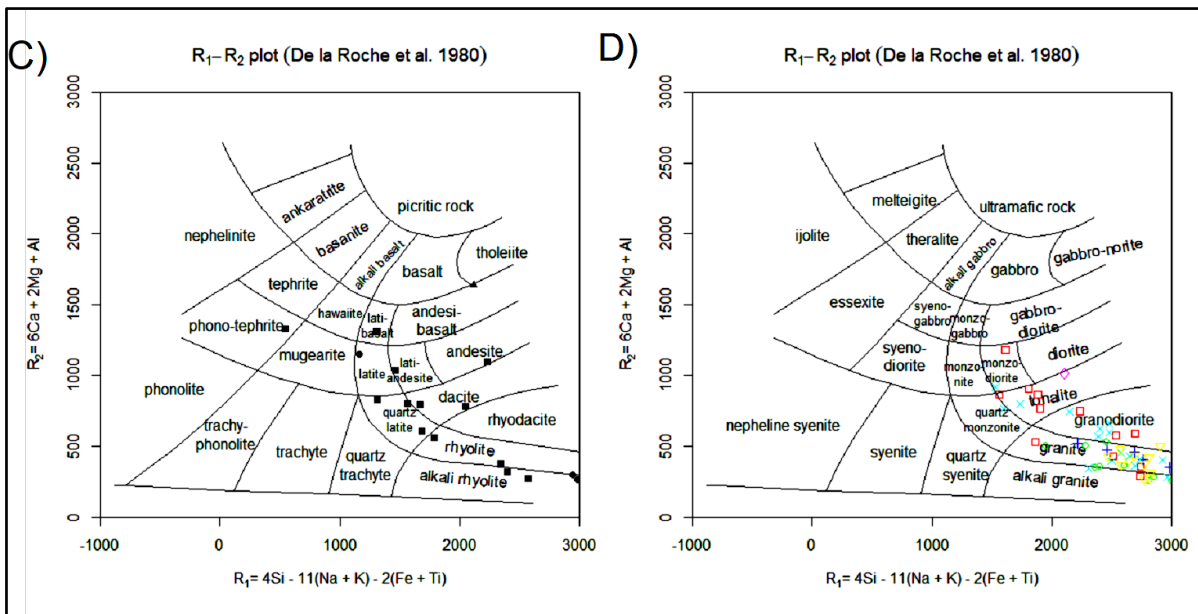
Figura 36.

Diagramas para el análisis de elementos mayores en las muestras analizadas.

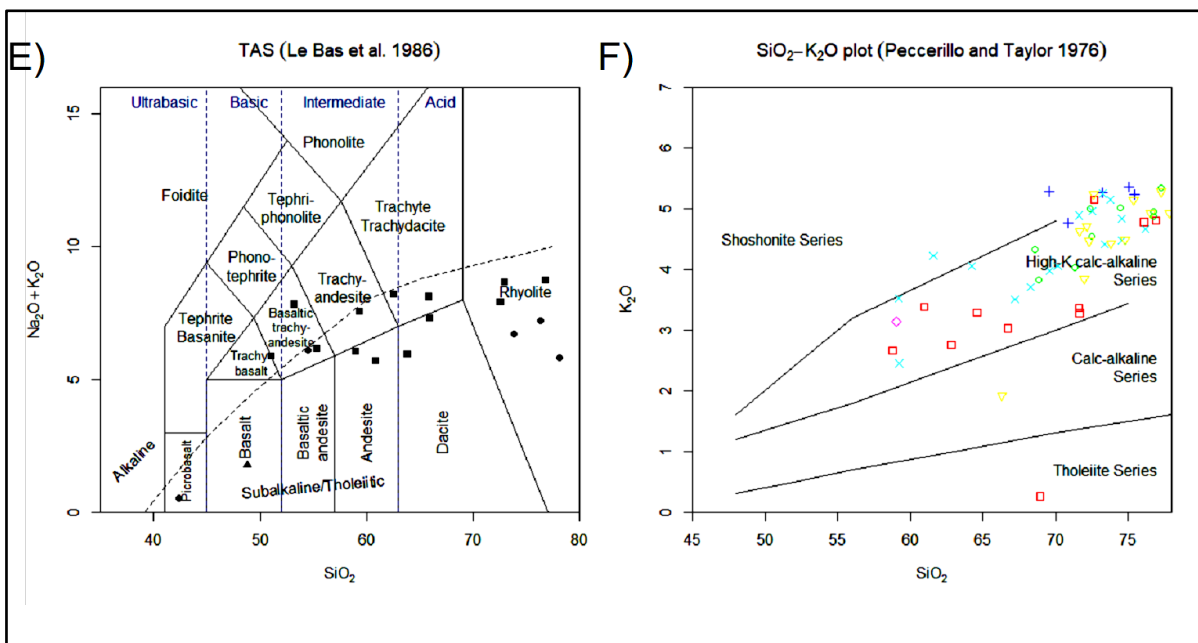


Nota. Diagramas de clasificación de las series magmáticas, rocas con tendencia calco-alcalina. Fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, Verde: Granito de Pescadero, Azul: Monzogranito de la Corcova, Celeste: Batolito de Mogotes, Amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, Rojo: Monzogranito de Rionegro, Negro: Rocas volcánicas de Santander.

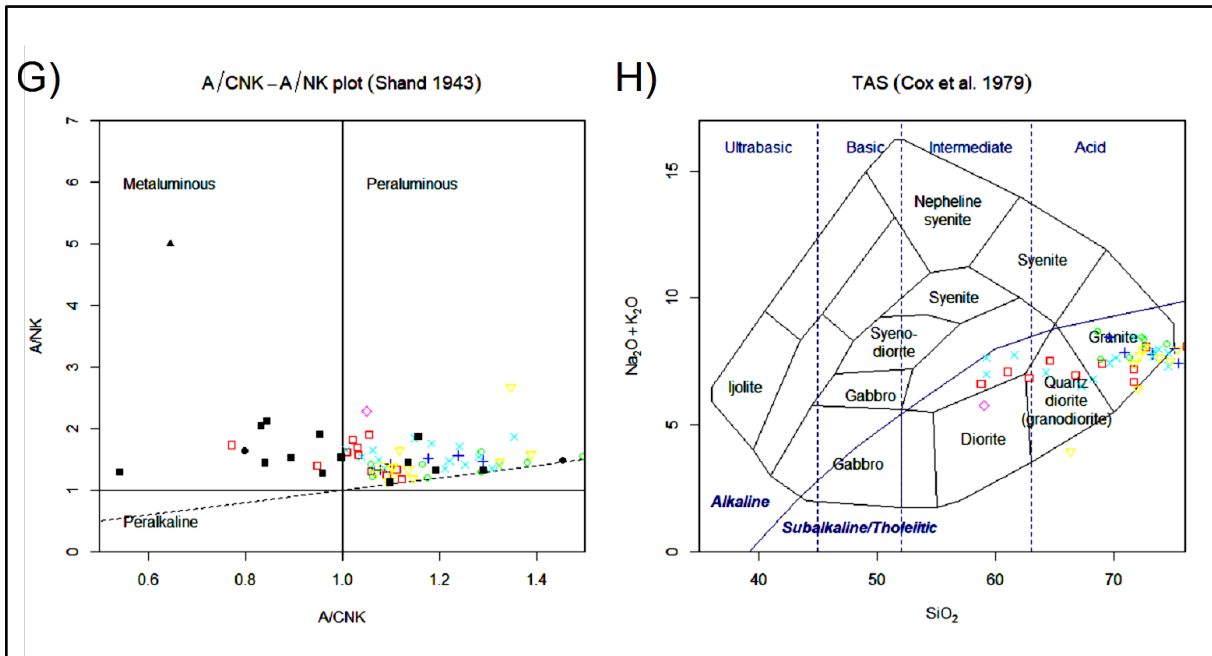
CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL



Nota. Diagramas de clasificación de las rocas. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro, negro: Rocas volcánicas de Santander.

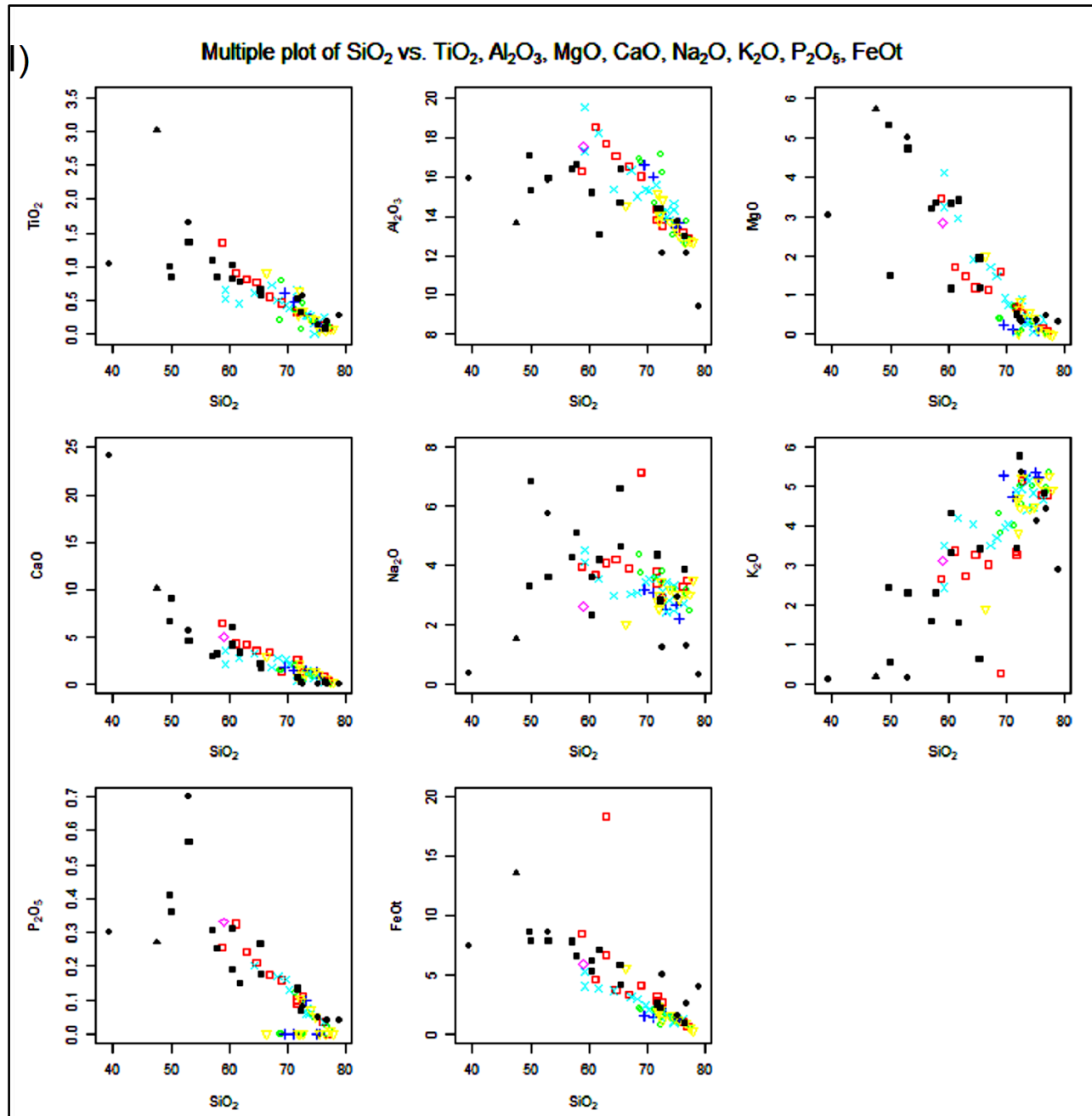


CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL



Nota. Diagramas para determinar acidez de las rocas. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro, negro: Rocas volcánicas de Santander.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL



Nota. Diagramas multielementales en relación con porcentaje de SiO_2 . En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la

Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro, negro: Rocas volcánicas de Santander.

7.2.1.1 Monzogranito de Santa Bárbara.

Los valores de SiO₂ en rocas granitoides del Monzogranito de Santa Bárbara varían entre 72% y 77%. los valores de Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO y CaO disminuye con el aumento de SiO₂, el Na₂O y K₂O son altos y constantes con el aumento de SiO₂ y el TiO₂ < 0,6%.

Las rocas del Monzogranito de Santa Bárbara se clasifican químicamente en el campo de los granitos y granitos de feldespato alcalino dentro de la serie subalcalina.

Los granitos que componen el Monzogranito de Santa Bárbara grafican en el campo peraluminoso del gráfico de Shand (1943), con valores de A/NK >1 y valores de A/CNK >1; lo que sugiere un importante aporte al magma de material de corteza continental o corresponden a granitos altamente diferenciados, con valores altos de SiO₂ >71%. Sylvester (1998) afirma que las concentraciones de CaO y Na₂O en granitoides tipo-S son controlados por la proporción original de plagioclasa en la roca fuente.

7.2.1.2 Batolito de Mogotes.

La mayor parte de las muestras exhiben afinidad con granitos tipo-I y algunas caen en el campo de los granitos tipo-S. Es importante anotar que en tres de las cuatro muestras que grafican en el campo de los tipo-S se identificaron texturas mirmequíticas y micrográficas y es posible que el desarrollo de los intercrecimientos haya tenido alguna influencia en los contenidos de K₂O y Na₂O y que estos no reflejen la composición original de la roca. Según Castro Dorado (2015) algunos autores han interpretado los crecimientos mirmequíticos como evidencia de metasomatismo de Ca, Na y K, aunque para dicho autor

representan la desgasificación del magma granítico en las etapas finales de cristalización. En conclusión, es probable que estas muestras originalmente hubieran sido granitos tipo-I, pero que se modificó su composición original debido a un metasomatismo durante la formación de las mirmequitas.

7.2.1.3 Monzogranito de La Corcova

Los valores de SiO₂ en rocas granitoides del Monzogranito de La Corcova varían entre 69,56% y 75,45%, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, Na₂O y CaO disminuye con el aumento de SiO₂, K₂O varía entre 4,6% y 5,3%, el CaO varía entre 0,7 y 2,5%, MgO < 1% y TiO₂ < 0,6%, la razones K₂O/Na₂O > 1.

En los diagramas K₂O versus SiO₂ (Pecerrillo & Taylor, 1976), las rocas granitoides de la facies normal y porfídica del Monzogranito de La Corcova grafican en las series calcoalcalina alta en K y shoshonítica. De acuerdo con el diagrama AFM (Irvine & Bargar, 1971), las rocas hacen parte de la serie calco-alcalina. Las rocas del Monzogranito de La Corcova corresponden a rocas subalcalinas que químicamente se agrupan alrededor de los granitos en los diagramas TAS de (Middlemost, 1985; 1994).

Los granitos que componen el Monzogranito de La Corcova se sitúan en el campo peraluminoso del gráfico de Shand (1943), con valores de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{Al}_2\text{O}_3) \text{ mol (A/NK)} > 1$ y valores de $(\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) \text{ mol (A/CNK)} > 1$; lo que sugiere aporte al magma de material de corteza continental, con valores altos de SiO₂ > 68% (SGC, 2020c).

7.2.1.4 Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico

Según Chappell & White, (1974) la presencia de hornblenda y esfena en las rocas de Páramo Rico junto con la ausencia de moscovita, son propiedades típicas de los granitoides tipo-I. Otros indicadores de las características de granitoide tipo-I del grupo de plutones sobre la Cordillera Oriental son las mineralizaciones de pórfido de cobre en los plutones Mesozóicos del Macizo de Santander y un espectro de composiciones relativamente amplias, abarcando de félsico a máfico.

Las muestras analizadas tienen contenidos de SiO₂ entre 54 y 59%. Las rocas pertenecen a una composición calco-alcalina, con un índice alcalino-lime alrededor de 57. El registro El diagrama CaO/K₂O+ Na₂O - SiO₂ revela que las rocas se comparan bien con otras de composición calco-alcalina, y localizadas en un campo intermedio entre el típico arco continental y de arco de islas.

7.2.1.5 Monzogranito de Rionegro

Las rocas RN-2 y RN-3 muestran una composición mineralógica y geoquímica que difieren de la constitución promedio de la facies granodiorítica del Monzogranito de Rionegro, ambas rocas se localizan en el sector occidental del plutón donde se evidencian intrusiones del Monzogranito de Rionegro en un cuerpo cuarzomonzodiorítico. Las muestras corresponden a rocas intermedias con contenidos de SiO₂ de 50,06% - 57,43% respectivamente, Na₂O de 3,8% en ambas rocas y bajos contenidos de K₂O de 1,39% y 2,6%. El MgO está en contenidos de 4,46% - 3,38%, TiO₂ de 2,08% - 1,37%, Al₂O₃ es de 16,3% - 15,9%, tienen valores de CaO altos de 7,26% - 6,28%, así mismo el Fe₂O₃ es alto en

contenidos de 9,29% - 5,62%. Las rocas del Monzogranito de Rionegro exhiben una tendencia hacia el campo peraluminoso.

7.2.1.6 Granito de Pescadero

En el diagrama de Middlemost (1994) las rocas del Granito de Pescadero químicamente se localizan en facies ácidas en el campo de los granitos concordando con los resultados petrográficos. Por el contenido de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ corresponden a la serie subalcalina. Todas las muestras en el diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) se ubican en el campo de las rocas calcoalcalinas ricas en potasio.

En el diagrama de alcalinidad-aluminosidad (Shand, 1943) las rocas del Granito de Pescadero se acomodan en el campo peraluminoso con valores de $A/NK > 1$ y $A/CNK > 1$ (**Figura 36G**), lo que sugiere una posible contaminación del magma con rocas de caja o fusión de corteza continental.

7.2.2 Rocas Volcánicas



Las muestras correspondientes a Formación Bocas, Nogontova y Noreán evidencian una tendencia similar en los diagramas de Harker (**Figura 36.I**) a los demás cuerpos plutónicos, la diferencia más apreciable radica en el porcentaje de SiO_2 , donde las rocas volcánicas tienden a ser más básicas a intermedias. De igual forma, el índice de alumina presenta un contraste notorio, donde las rocas volcánicas exhiben una tendencia más metaluminosa, asociado a una menor evolución magmática.

Esta diferencia de procesos también se observa en la gráfica de (Miyashiro, 1974), donde varias muestras están asociadas a la serie toleítica y calco-alcalina, mientras que la mayoría de las plutónicas tienen preferencia por la serie calco-alcalina alta en K.

La clasificación general de estas rocas según el diagrama TAS de Le Bas., *et al* (1986) (**Figura 36E**) abarca desde tranquiandesita basáltica, pasando por andesitas y dacitas, hasta riolitas. Adicional una muestra se clasificó como microbasalto, correspondiente a los basaltos de Bocas (Correa-Martínez et al., 2019; Clavijo, 1995).

Tabla 2.

Resumen de las principales características en las rocas plutónicas (enfoque textural y genético).







Muestra	Ícono	Tamaño de cristales	Clasificación TAS	Clasificación Streckeisen	Tipo de Granitoide	Ambiente tectónico
Monzogranito de Santa Bárbara		Medio	Granito	Monzogranito	Tipo I	Arco volcánico, subducción en régimen extensional
Batolito de Mogotes		Medio	Granito	Monzogranito	Tipo I	
Monzogranito de La Córcova		Fino	Granito	Monzogranito	Tipo I- Tipo S	
Tonalita y Granodiorita de Paramo Rico		Medio	Diorita	Granodiorita	Tipo I	
Monzogranito de Rionegro		Medio	Granodiorita	Granodiorita	Tipo A - Tipo S - Tipo I	
Granito de Pescadero		Medio	Granito	Monzogranito	Tipo I- Tipo S	

Nota. Síntesis de las principales características texturales y formativas de las rocas plutónicas.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL
JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Tabla 3.




Resumen de las principales características en las rocas plutónicas (enfoque geoquímico).

Muestra	Ícono	Saturación de Alumina	Serie Magmática	Porcentaje de Máficos	Roca Encajante	Tipo de Plagioclasa
Monzogranito de Santa Bárbara		Peraluminoso	Calcoalcalina rica en potasio	7%	Formación Floresta, la Formación Silgará, el Ortoneis de Berlín y el Neis de Bucaramanga.	Oligoclasa
Batolito de Mogotes		Peraluminoso	Calcoalcalina rica en potasio	18%	Basamento Metamórfico	Albita
Monzogranito de La Córcova		Peraluminoso	Shoshonítica	11%	Formación Floresta, la Formación Silgará, el Ortoneis de Berlín y el Neis de Bucaramanga.	Albita - Oligoclasa
Tonalita y Granodiorita de Paramo Rico		Peraluminoso	Calcoalcalina rica en potasio	23%	Formación Silgará	Albita
Monzogranito de Rionegro		Peraluminoso	Calcoalcalina rica en potasio	15%	Ortoneis y Neis de Bucaramanga	Albita - Oligoclasa
Granito de Pescadero		Peraluminoso	Calcoalcalina rica en potasio	5%	Formación Silgará	Albita

Nota. Síntesis de las principales características genéticas de las rocas plutónica

Tabla 4.

Resumen de las principales características en las rocas volcánicas.

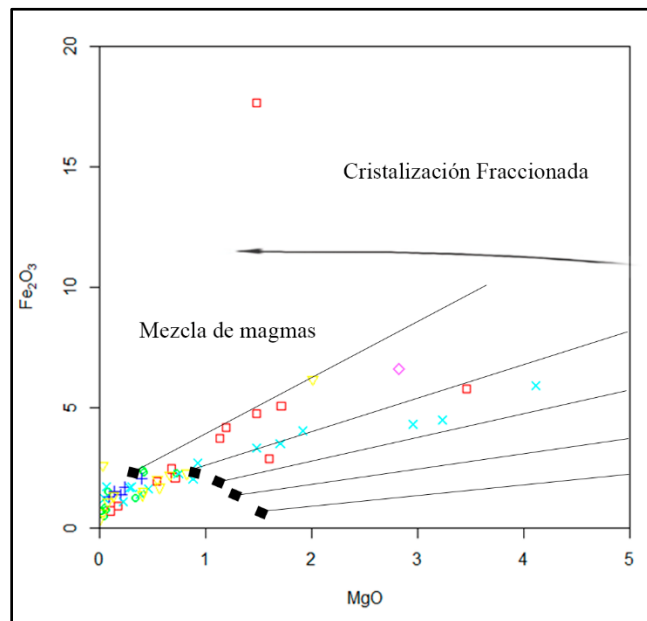
Muestra	Ícono	Índice Alumina	Serie Magmática	Clasificación TAS	Ambiente tectónico
Formación Noreán		Metaluminoso a peraluminoso	Toleítica a Calcoalcalina	Picrobasalto, basalto traquiandesítico, traquiandesita y riolita.	Arco volcánico, subducción en régimen extensional.
Formación Bocas		Metaluminoso a peraluminoso	Toleítica a Calcoalcalina	Traquiandesitas a riolitas.	
Formación Nogontova		Metaluminoso	Toleítica	Basalto.	

Nota. Síntesis de las principales características de las rocas volcánicas.

Se observa una diferencia en el índice de saturación de alúmina de las rocas plutónicas respecto a las volcánicas (**Tablas 3.** y **4.**), debido a que estas últimas tienen un carácter metaluminoso (consecuencia de un menor tiempo de residencia en la cámara) y además son rocas producto de un magma menos evolucionado, caso contrario al de las rocas plutónicas, donde hubo más tiempo de residencia que favoreció procesos de asimilación y cristalización (AFC) (**Figura 43**) pudiendo aumentar su contenido de alúmina, dando a estas rocas un carácter peraluminoso y composiciones más calcoalcalinas (Best, 2003).

Figura 37.

Diagrama Fe_2O_3 vs MgO para determinar contaminación de los magmas (Yang *et al.*, 2015).



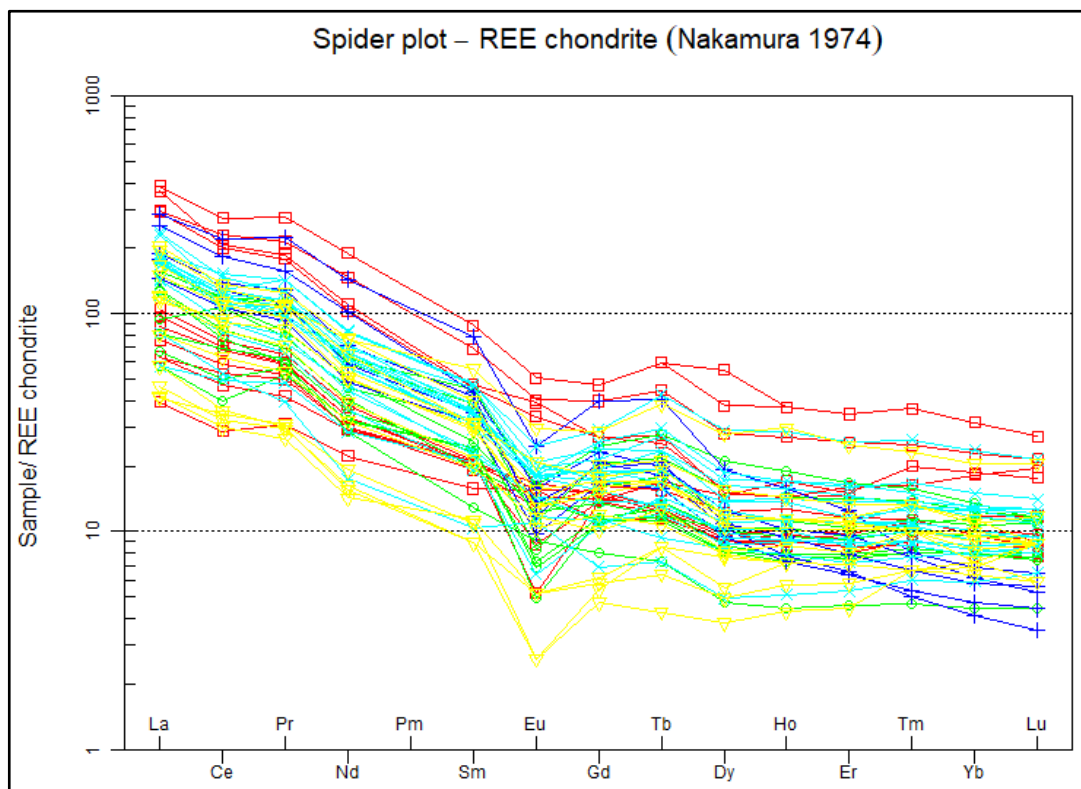
Nota. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro.

Se propone una mezcla de magmas para las unidades del Grupo Plutónico de Santander, según las evidencias petrográficas en los cristales de plagioclasa, donde se observa una zonación y basados en la gráfica de Yang *et al.*, (2015) (**Figura 37**), en la cual se exhibe una fuerte tendencia hacia la mezcla, sin embargo, es necesario un análisis geoquímico más extenso para determinar con certeza dicho proceso.

7.2.2 Elementos Traza

Figura 38.

Diagrama multielemental de elementos traza normalizado al condrito de Nakamura (1974).

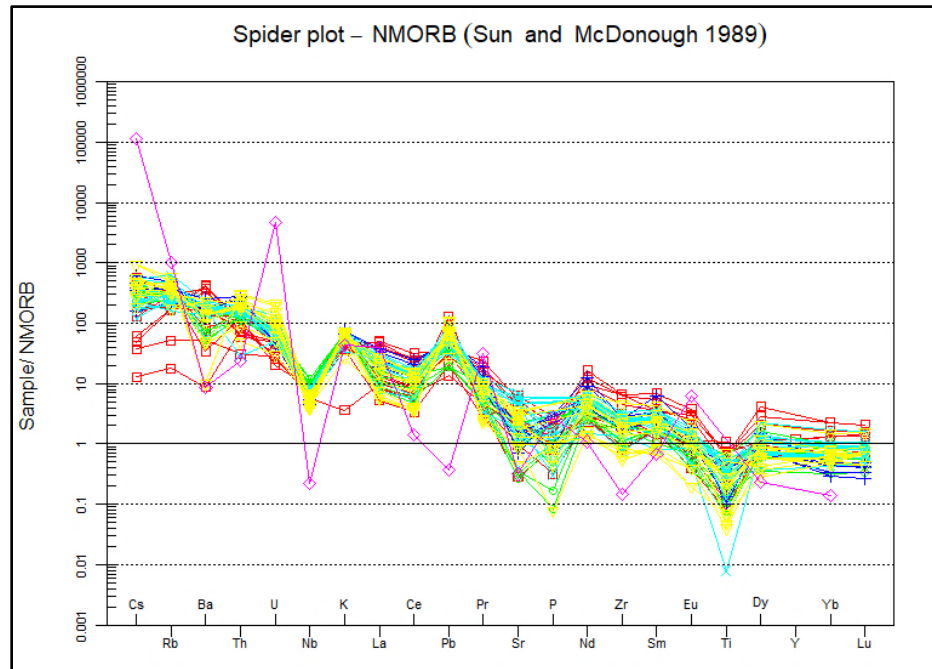


Nota. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 39.

Diagrama multielemental de elementos trazas normalizado con respecto al NMORB de Sun & McDonough (1989).



Nota. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro.

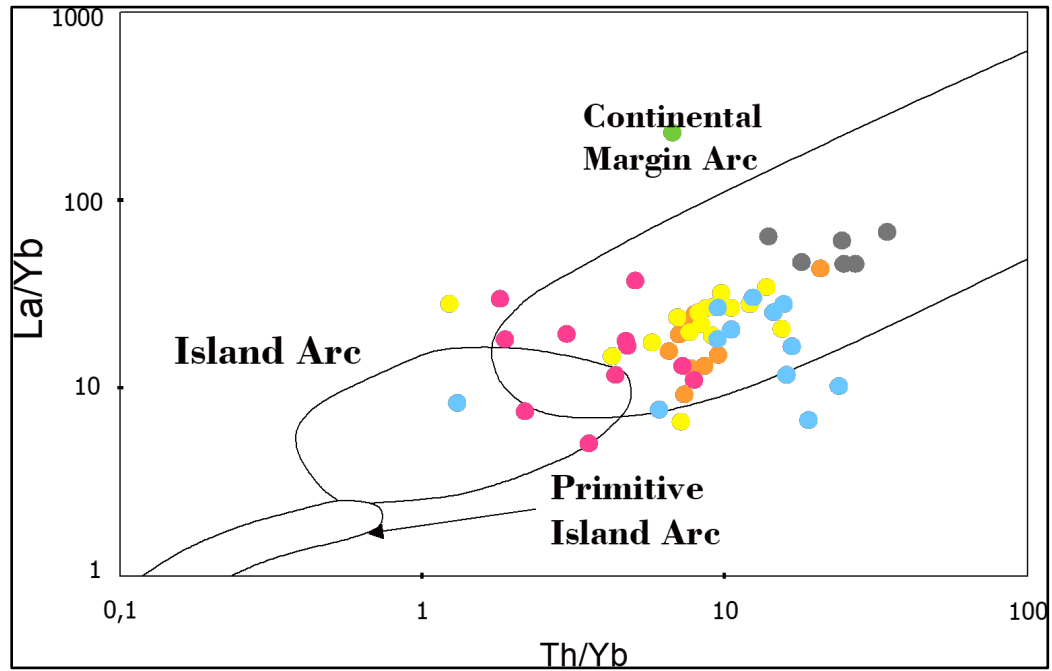
El diagrama multielemental de elementos trazas normalizado con respecto al NMORB de Sun & McDonough (1989) (**Figura 39.**) para todas las unidades, muestra anomalías negativas en Nb, Sr, P, Zr y Ti (elementos inmóviles), y en algunas unidades también se puede ver en Eu, mientras que en el diagrama multielemental de elementos traza normalizado al condrito de Nakamura (1974) se destaca de gran manera la anomalía negativa en Eu (**Figura 38.**).

El empobrecimiento de los elementos inmóviles puede corresponder de acuerdo con Winter, (2001) a separación de fases minerales accesorias como la titanita, circón y apatito, minerales que se encontraron en las muestras recolectadas y que son reflejo de la evolución magmática, donde el Nb se comporta geoquímicamente similar al Ti. Las anomalías negativas de Nb, Ti y P son características de arcos magmáticos relacionados a ambientes de subducción, además, presentan anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, lo que geoquímicamente es típico de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a arcos. Los mayores valores de los elementos Cs, Ba y Th indican una afinidad de corteza continental (márgenes convergentes), donde abundan estos elementos altamente incompatibles, y los valores mayores que se evidencian en K, Ba y Rb se deben a su movilización desde fluidos que interactúan en la zona de subducción hacia el magma (SGC, 2018).

El patrón de elementos traza de los fundidos residuales pueden revelar información importante sobre qué fases se están fraccionando; por ejemplo, según Best (2003) en fundidos silícicos la reducción o anomalía negativa de Eu y Sr resultan del fraccionamiento de la plagioclasa en el magma, permitiendo que Eu^{+3} cambie su estado de oxidación a Eu^{+2} , mientras que la del Ba resulta del fraccionamiento de micas o de feldespato potásico.

Figura 40.

Diagrama de discriminación de ambiente tectónico (Condie, 1989).

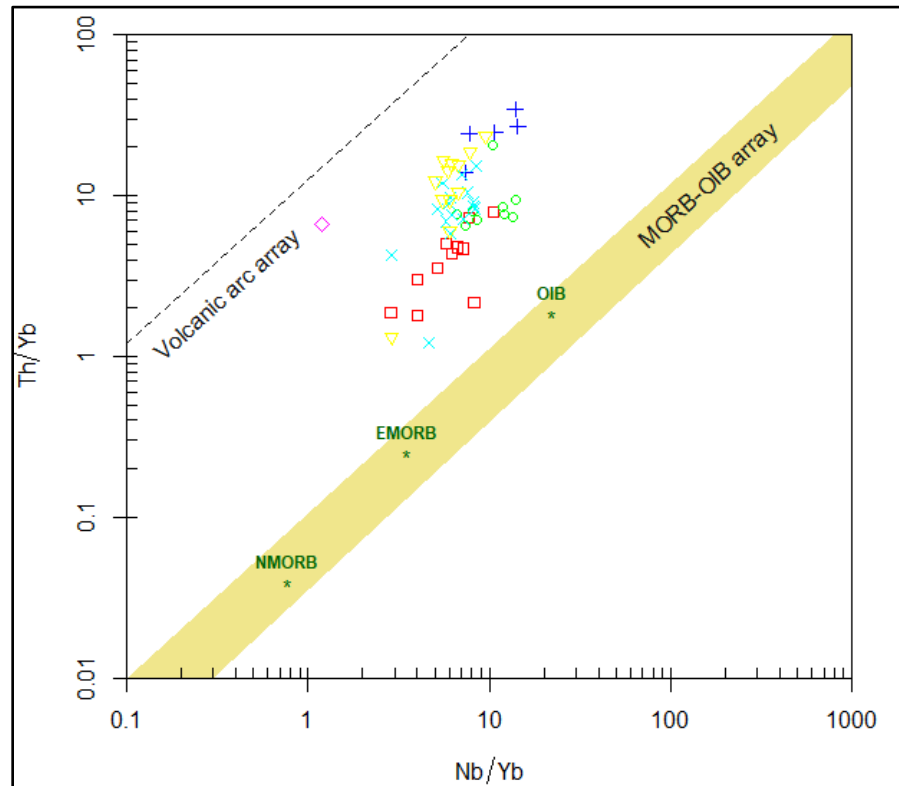


Nota. En verde: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, naranja: Granito de Pescadero, gris: Monzogranito de la Corcova, amarillo: Batolito de Mogotes, celeste: Monzogranito de Santa Bárbara, fucsia: Monzogranito de Rionegro.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

Figura 41.

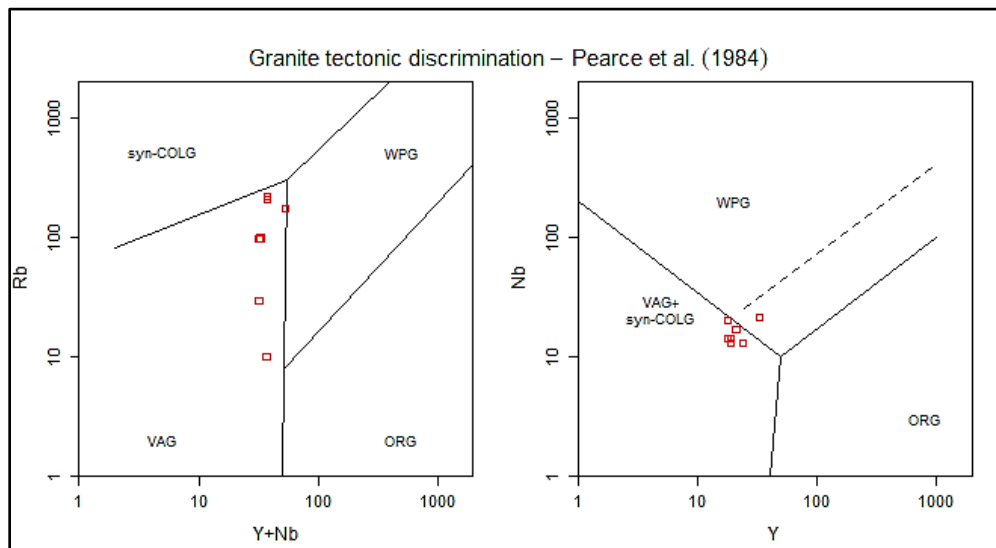
Diagrama de discriminación de ambiente. Modificado de Pierce (2008).



Nota. En fucsia: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, verde: Granito de Pescadero, azul: Monzogranito de la Corcova, celeste: Batolito de Mogotes, amarillo: Monzogranito de Santa Bárbara, rojo: Monzogranito de Rionegro.

Figura 42.

Diagrama de discriminación de ambiente tectónico para granitos (Pearce, Harris, & Tindle, 1984).



Nota. Muestras correspondientes a la unidad Monzogranito de Rionegro, única con valores de elemento Y.

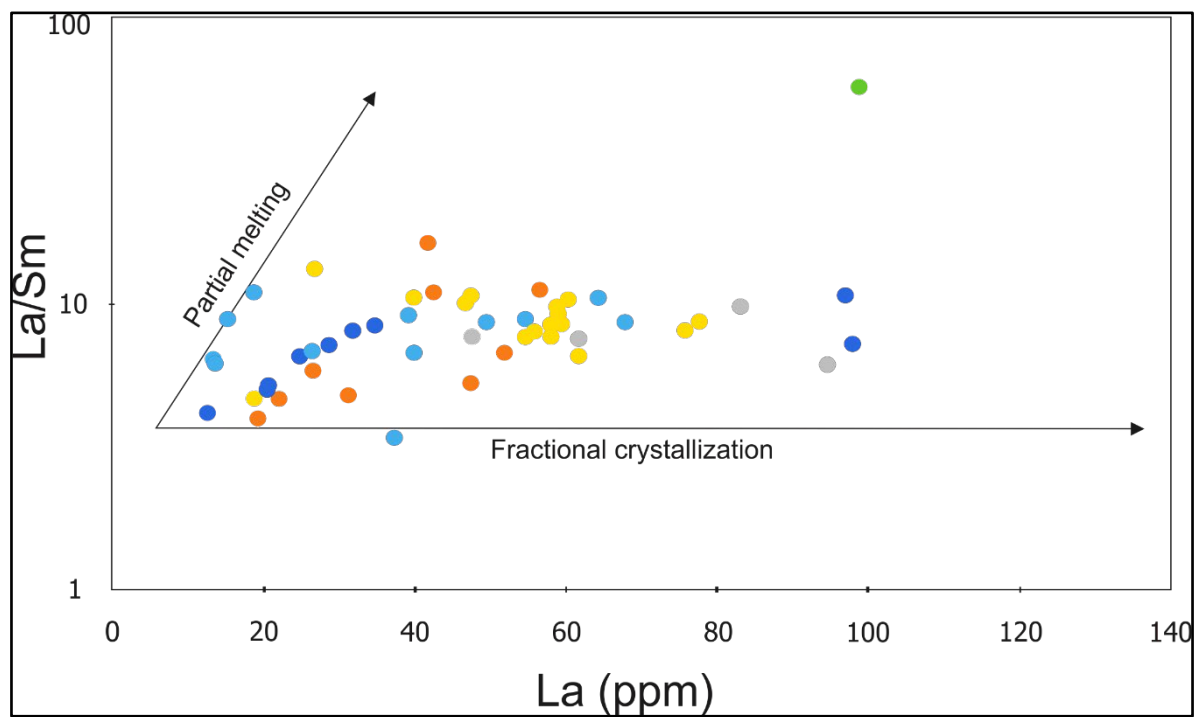
Condie (1989) plantea algunos modelos de relaciones geoquímicas para discriminar ambientes tectónicos en base a datos análogos de las rocas del Arqueano – Proterozoico y las del presente. Los datos existentes para las muestras de este estudio permiten utilizar la gráfica de la **Figura 40** con el fin de asociarlas a una configuración tectónica. Los altos valores en la relación Th/Yb (>5) correlacionados con los valores (>10-100) de La/Yb de las muestras en estudio, evidencian que se formaron en un ambiente de margen de arco continental en su gran mayoría.

En la **Figura 41**, según Pearce (2008) se puede interpretar que la tendencia vertical que presentan las muestras entre los puntos EMORB y OIB significa una dinámica de subducción como aporte del magma. La **Figura 42** presenta planteada solamente a la unidad

Monzogranito de Rionegro debido a que las demás muestras no cuentan con valores documentados del elemento Y, por lo que se utilizó para reafirmar el ambiente de formación para este plutón.

Figura 43.

Diagrama de variación de elementos traza La/Sm (Hao Zou et al., 2022).



Nota. En verde: Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, naranja: Granito de Pescadero, gris: Monzogranito de la Corcova, amarillo: Batolito de Mogotes, celeste: Monzogranito de Santa Bárbara, azul: Monzogranito de Rionegro.

Según Hao Zou et al (2022) (**Figura 43**), la relación La/Sm de todas las muestras analizadas es relativamente constante pero el contenido de La es diferente, sugiriendo que la cristalización fraccionada jugó un papel importante en cambio de contenido de elementos incompatibles.

8. Modelo Evolutivo

La actividad magmática en el departamento de Santander se vio controlada por varios eventos a gran escala, como lo fue la interacción de la Placa de Nazca con la Placa Suramericana. Como se observa en la **Figura 10**, a consecuencia de esta subducción los procesos de fusión parcial y ascenso del magma se intensificaron, dando lugar a la formación de una cámara magmática compuesta en su mayoría de uno o varios magmas de composición intermedia-ácida, los cuales se habrían emplazado desde las cercanías del manto hasta unas profundidades propuestas por Hernández *et al.*, (2017) que oscilan entre 6 y 12 km y con temperaturas muy variadas (entre unos 650 y 1000 °C).

El magmatismo se vio fuertemente influenciado por varios factores, uno de los más relevantes fue el tectónico, debido que a finales del Triásico y principios del Jurásico el supercontinente Pangea inició su proceso de ruptura, razón por la cual, aunque se encontrara en un ambiente de subducción, la corteza continental se desplazaba en la misma dirección que la oceánica, produciendo así un régimen extensivo, tal como fue propuesto originalmente por Aubouin *et al* (1980) y aclarado posteriormente por Daly (1989) y Ramos (2010). Como evidencia de esto tenemos el desarrollo de grabens en varios países de Suramérica, siendo un ejemplo en Colombia el graben de San Lucas. A su vez, la presencia de granitoides tipo A es otra evidencia, así como lo mencionan Hernández *et al.*, (2017) la asociación de granitoides tipo A y S está fuertemente relacionada a ambientes extensivos.

Los procesos que influyeron en la evolución de los magmas fueron principalmente la cristalización fraccionada, tendencia observada en los diagramas multi-elementales de

Harker, y la contaminación cortical, que se evidencia en el gráfico de Pearce (2008), donde sugiere que los principales aportes provienen de la corteza media y superior. Ambos procesos se pueden ver tanto en las texturas petrográficas analizadas en el laboratorio como en las documentadas en estudios previos, y en los diagramas que relacionan óxidos mayores, donde tenemos magmas principalmente peraluminosos y en menor proporción metaluminosos

El ascenso de los magmas estuvo favorecido por el régimen extensional que data del Noriense hasta el Pliensbachiense, periodo durante el cual los magmas se emplazaron regionalmente mediante varios eventos, controlados por la subducción y sus fallas asociadas, desde lo que hoy en día es el municipio de Berlín, hasta Mogotes y San Joaquín. Lo anterior se puede apreciar al analizar la composición de cada plutón y observar que en un mismo cuerpo hay distintos porcentajes de óxidos mayores, como por ejemplo el SiO₂ y el Al₂O₃, que quizá son los más importantes para determinar los procesos evolutivos del magma.

Así como se vio favorecida la formación de rocas plutónicas, durante el periodo Noriense-Pliensbachiense también ocurrieron eventos volcánicos que dieron lugar a la formación de la mayoría de las rocas extrusivas que podemos encontrar en el departamento de Santander, las cuales son tanto de composición ácida como básica (Correa-Martínez *et al.*, 2019; Clavijo, 1995), y están asociadas a las Formaciones Bocas, Nogontova y Noreán.

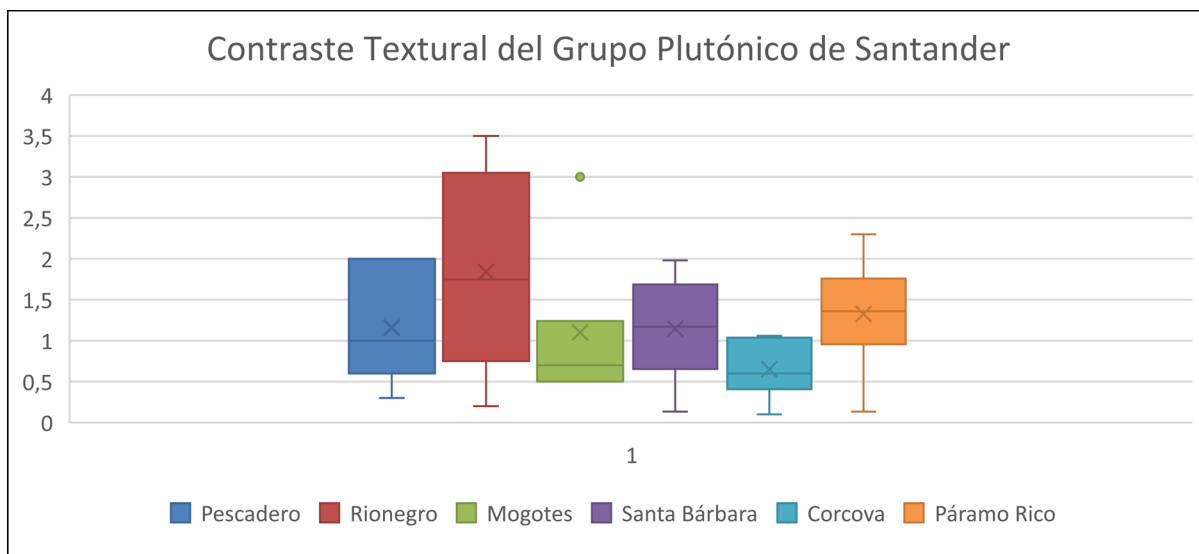
Gracias a la geoquímica expuesta, las rocas volcánicas y plutónicas de Santander se pudieron correlacionar a un magma parental común, esto debido a que sus tendencias en las gráficas empleadas son similares, y considerando que el magmatismo precede al vulcanismo.

Así fue como durante aproximadamente 30 millones de años, distintos procesos geológicos que ocurrieron desde el interior de la tierra hasta la superficie dieron lugar a lo que conocemos hoy día como el Grupo Plutónico de Santander y demás cuerpos volcánicos.

9. Discusión

Figura 44.

Contraste textural para rocas plutónicas, tamaños en milímetros correspondientes a cada cuerpo.



Nota. Síntesis textural basada en los datos petrográficos analizados.

Los tamaños expuestos para las rocas plutónicas (**Figura 44**) presentan tendencia hacia el tamaño medio, sin embargo, en el Monzogranito de Rionegro se observaron fenocristales de tamaño grueso, evidencia una mayor estancia en la cámara, dando lugar a pocos centros de nucleación que permitieron que alcanzaran grandes tamaños (Feldespato, plagioclasa y en menor medida el cuarzo), esto lleva a suponer que la cámara donde se formó

pudo haber tenido condiciones ligeramente distintas, por ende, no corresponder a la misma cámara que los demás plutones.

Mineralógicamente todos los cuerpos son bastante similares, teniendo en común el cuarzo, plagioclasa, feldespato, algunos accesorios como micas y ciertos óxidos, con la excepción de la Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, en esta unidad tenemos mineral de hornblenda en mayor proporción, lo que indica diferencia en los procesos que afectaron al magma, para esta diferencia se propone una mayor asimilación de la roca encajante en una fase temprana del magma, este plutón se encuentra intruyendo la Formación Silgará la cual es rica en moscovita, por lo tanto cuenta con la cantidad de aluminio necesaria para aportar a la mineralización de la hornblenda, la evidencia textural soporta la hipótesis debido a que la cristalización fraccionada es más contrastante, lo que lleva a pensar que la hornblenda estuvo desde la nucleación.

La tendencia en los datos geoquímicos es similar para las rocas tanto plutónicas como volcánicas, manteniendo una tendencia en varias de estas gráficas (**Figura 35**), donde además de las características ya presentadas, se ha interpretado como un magma parental común. Sin embargo, la Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico exhibe diferencias en ciertos elementos traza (Cs, U, Pb, Zr) (**Figura 39**), los cuales en una primera interpretación no se han podido relacionar a algún proceso especialmente distinto, por lo que se supone un error analítico en la toma de estos datos.

10. Conclusiones

- A partir de los datos petrográficos se determina que las rocas del Grupo Plutónico de Santander se conforman principalmente de granodioritas y monzogranitos de edades Noriense-Plienbachense, con tamaños de cristales medios y de forma subhedral a ehedral, donde predominan cristales de plagioclasa zonadas y texturas perfiticas y mirmequíticas asociadas a procesos de exhumación que causaron abruptos descensos de temperatura.
- Las tendencias observadas en los diagramas de variación de los elementos mayores en porcentaje de peso contra el contenido de SiO₂ (**Figura 36I**), donde los elementos ferromagnesianos presentan pendiente negativa y positiva en álcalis, indican procesos de cristalización fraccionada en el magma, típica para ambientes de margen continental activa.
- La unidad Monzogranito de Rionegro cuenta con fenocristales que se relacionan a procesos de poca nucleación y un mayor crecimiento, asociado a una mayor estancia en la cámara magmática en comparación a los demás.
- La firma geoquímica de las rocas analizadas corresponde a un ambiente de arco volcánico en subducción, como se evidencia en los diagramas de procedencia (**Figura 40.**), pero acompañado de un régimen extensional intra-arco que puede explicar también la presencia de lavas e ignimbritas asociadas a las formaciones Bocas, Jordán y Norean, correspondientes también al triásico-jurásico en Santander. Esto justificado en que las anomalías negativas de Nb, Ti y P son

características de arcos magmáticos relacionados a ambientes de subducción y la anomalía negativa del Nb con respecto al Th y Ce son típicos de magmas originados en ambientes tectónicos relacionados a arcos, además de presentar una composición calcoalcalina rica en potasio, evidencia de que se originaron en un régimen extensional.

- Las rocas que componen las unidades en estudio se sitúan en el campo peraluminoso (**Figura 36.G**), con valores de $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3)$ mol (A/NK) >1 y valores de $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ mol (A/CNK) >1 ; lo que sugiere aporte al magma de material de corteza continental, con valores altos de SiO_2 58 - $>75\%$, clasificándolos como magmas intermedios a ácidos (**Figura 36H**) y evolucionados que sufrieron asimilación y cristalización fraccionada.

- Los cuerpos ígneos del grupo plutónico de Santander muestran un comportamiento metaluminoso a peraluminoso, con mayor afinidad hacia este último, posiblemente debido a un tiempo prolongado de residencia en la cámara magmática, favoreciendo procesos de asimilación y cristalización fraccionada (**Figura 41**); las rocas volcánicas de la zona se inclinan más hacia un carácter metaluminoso (consecuencia de un menor tiempo de residencia en la cámara), siendo así producto de un magma menos evolucionado.

- Se proponen procesos de AFC (asimilación y cristalización fraccionada), para las unidades del Grupo Plutónico de Santander, según las evidencias petrográficas en los cristales de plagioclasa, donde se observa una

zonación, y apoyados en la gráfica de Yang *et al.*, (2015) (**Figura 37**), en la cual se exhibe una fuerte tendencia hacia la mezcla.

- Al analizar el índice de saturación de alumina se lograron determinar principalmente como granitoides tipo I, otros tipo S, y una muestra del Monzogranito de Rionegro fue clasificada como tipo A, relacionada a un ambiente extensivo en un margen activo de subducción.

- Según la geoquímica expuesta, las rocas volcánicas y plutónicas de Santander pueden provenir de un magma parental común, esto debido a que sus tendencias en las gráficas empleadas son similares, y considerando que el magmatismo precede al vulcanismo.

- Analizando el contenido de Cs (~6 ppm, con excepción de la unidad Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, donde exhibe un valor de 800 ppm), Ba (~2600 ppm) y Th (~36 ppm) presente en las muestras analizadas, se pudo determinar contaminación por asimilación de la corteza continental, debido que allí es donde abundan estos elementos altamente incompatibles.

- Aunque la unidad Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico presenta diferencias petrográficas, y principalmente geoquímicas (picos muy contrastantes en los elementos traza Cs, U, Nb, Pb y Zr), al compararla con los demás cuerpos estudiados, no es posible determinar por completo un origen ajeno al de los otros plutones debido a la falta de datos y estudios relacionados al plutón.

- Las rocas ígneas de Santander corresponden a una provincia plutónica-volcánica en común, posiblemente asociados a una misma cámara magmática que

estuvo activa durante el periodo de tiempo comprendido entre el Noriense-Plienbachiense, donde un proceso de subducción y la ruptura de Pangea jugaron un papel importante en el ascenso del magma y la disposición geográfica de los cuerpos.

11. Recomendaciones

- En el desarrollo de este proyecto se pudo observar una considerable falta de datos geoquímicos y petrográficos para la unidad Tonalita y Granodiorita de Páramo Rico, dificultando el trabajo de comparación y correlación de este Plutón con respecto a los demás cuerpos. Se recomienda investigar en mayor detalle este cuerpo, debido a que, con la presencia de más datos, los análisis serán más confiables. De igual manera, se sugiere implementar nuevas técnicas analíticas a todos los cuerpos, como isotopos, más elementos de tierras raras y elementos trazas que completen los esquemas para así determinar la temperatura, presión y profundidad a las que fueron sometidos para su formación todos los cuerpos magmáticos analizados.
- Las secciones delgadas logradas en este estudio pueden aprovecharse para enriquecer la colección de petrografía de rocas ígneas de Santander, con el fin de aportar material de apoyo a los procesos educativos en la Escuela de Geología.

Referencias Bibliográficas

- Alarcón, C. M., Clavijo, J., Mantilla, L. C., & Rodríguez, J. G. (2020). Nueva Propuesta De Edades Para El Registro Sedimentario De Las Formaciones Bocas Y Jordán Y Su Relación Con El Desarrollo De La Actividad Magmática Del Grupo Plutónico De Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Bogotá.
- Arias, A., & Vargas, R. (1978). Geología De Las Planchas 86 Ábrego Y 97 Cáchira. Departamento De Santander. Memoria Explicativa Escala 1:100.000. Bogotá: Ingeominas.
- Aspden, J. A., Mccourt, W., & Brook, M. (1987). Geometrical Control Of Subduction-Related Magmatism: The Mesozoic And Cenozoic Plutonic History Of Western Colombia. *Journal Of The Geological Society London* 144, 893-905.
- Bayona, G., Cardona, A., Vásquez, M., & Montes, C. (2012). Subduction To Rift-Related Evolution Of Triassic And Jurassic Rocks In The Northern Andes. 108th Annual Meeting, Geological Society Of America, Cordilleran Section, Abstracts With Programs, 44(3) (Pág. 23). Queretaro: Geological Society Of America.
- Best, M. G. (2003). *Igneous And Metamorphic Petrology*. Brigham : Blackwell Publihsing .
- Boinet, T., Bourgois, J., & Mendoza, H. (1985). Tectónica De Sobrecorrimiento Y Sus Implicaciones Estructurales En El Área Pamplona-Cordillera Oriental De Colombia. *Boletín De Geología*, 81- 97.
- Campbell, C. J., & Bürgl, H. (1965). Section Through The Eastern Cordillera Of Colombia, South America. *GSA Bulletin*, 567-590.

- Cediel, F., Robert, P. S., & Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. En C. Bartolini, R. Buffler., & J. Blickwede., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics* (págs. 815-848). American Association of Petroleum Geologists.
- Chappell, B. W., & White, A. J. (1974). Two Contrasting Granite Types. *Pacific Geology.*, 173-174.
- Clavijo, J., Mantilla, L., Pinto, J., Bernal, L., & Pérez, A. (2008). Evolución Geológica De La Serranía De San Lucas, Norte Del Valle Medio Del Magdalena Y Noroeste De La Cordillera Oriental. *Boletín Geológico.*
- Clavijo, J. (1995). La Formación Noreán: Nueva Evidencia De Volcanismo Explosivo En La Paleocuenca Del Magdalena (Colombia) Y Su Relación Con Otras Unidades Del Jurásico Norandino. IX Congreso Latinoamericano De Geología. *Memoirs* , (Pág. 10). Caracas, Venezuela.
- Clavijo, J., Mendoza, H., Royero, J. M., Bernal, L., & Reyes, G. (1993). Contribución Al Conocimiento De La Geología De Los Santanderes. Bucaramanga: INGEOMINAS.
- Condie, K. C. (1989). Geochemical Changes In Basalts And Andesites Across The Archean – Proterozoic Boundary: Identification And Significance. *Lithos* 23, 1-18.
- Correa-Martínez, A. M., Rodríguez, G., Arango, M. I., & Zapata-García, G. (2019). Petrografía, Geoquímica Y Geocronología U-Pb De Las Rocas Volcánicas Y

Piroclásticas De La Formación Noreán Al Nw Del Macizo De Santander, Colombia.

Boletín De Geología, 29-54.

Daconte, R., & Salinas, R. (1980). Geología De Las Planchas 66 Miraflores Y 76 Ocaña.

Departamento Norte De Santander. Memoria Explicativa. Escala 1:100.000.

Bucaramanga: Ingeominas.

Deegan, F. M., Troll, V., & Geiger, H. (2019). Forensic Probe Of Bali's Great Volcano.

Diederix, H., Torres, E., Hernández, C., & Botero, P. (2008). Modelo De Evolución

Morfotectónica Cuaternaria Basado En Evidencias Estructurales, Neotectónicas Y

Paleosimológicas De Los Principales Sistemas De Falla En La Región De

Bucaramanga. Bucaramanga: INGEOMINAS.

Dorado, C. A. (2015). Petrografía De Rocas Ígneas Y Metamórficas. Madrid: Ediciones

Paraninfo, S.A.

Dörr, W., Grösser, J. R., Rodríguez, G., & Kramm, U. (1995). Zircón U-Pb Of Th Páramo

Rico Tonalitegranodiorite, Santander Massif (Cordillera Oriental, Colombia) And Its

Geotectonic Significance. Journal Of South American Earth Science, Vol. 8, No. 2,

187-194.

Duncan, R., & Hargraves, R. (1984). Plate tectonic evolution of Caribbean Region in the

mantle reference frame. En R. Bonini, The Caibbean-South American Plate Boundary

and Regional Tectonics (págs. 81-93). Geological Society of America Memoir.

- García, J. F., Villamizar, J. E., Velandia, F. A., & Forero, A. J. (2021). Deformación Y Cinemática De La Falla De Bucaramanga Al Sureste De Cepitá, Santander: Análisis Medoestructural Y De Tensores De Esfuerzo. Bucaramanga: Universidad Industrial De Santander.
- Goldsmith, R., Marvin, R., & Maner, H. (1971). 1971. Radiometric Ages In The Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. U.S. Geological Survey Professional Paper.
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A., & Diederix, H. (2015). Mapa Geológico De Colombia Escala 1:1.000.000. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Hao, Z., Cheng, H. H., M.Santosh, Hai, F. C., Chang, C. H., Xin, W. C., . . . Min, L. (2022). Crust-Derived Felsic Magmatism In The Emeishan Large Igneous Province: New Evidence From Zircon U-Pb-Hf-O Isotope From The Yangtze Block, China. *Geoscience Frontiers*, 10.
- Harker, A. (1909). *The Natural History Of Igneous Rocks*. Macmillan. New York.
- Hernández, S. A., Lopez-Isaza, J. A., & Zuluaga, C. (2017). Petrografía y Geoquímica del Batolito de Rionegro al Sur del Municipio de Cáchira, Macizo de Santander, Colombia. XVI Congreso Colombiano de Geología: III Simposio de Exploradores, 1224-1301.
- Hincapié, G., & Veloza, J. (2009). Informe Hidrogeológico Del Macizo De Santander. Bogotá: INGEOMINAS.

CONTEXTO EVOLUTIVO DE LAS ROCAS ÍGNEAS PLUTÓNICAS EN SANTANDER: APORTE AL
CONOCIMIENTO DEL MAGMATISMO DURANTE EL JURÁSICO-TRIÁSICO EN LA CORDILLERA ORIENTAL

IGAC. (1992). Atlas De Colombia. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi.

INGEOMINAS (1997). Mapa Geológico Generalizado Del Departamento De Santander.
Escala 1:100000. Bogotá: INGEOMINAS.

INGEOMINAS. (2010). Integración Geológica E Hidrogeológica Del Centro De Santander.
Memoria. Bogotá: INGEOMINAS.

International Subcommittee On Stratigraphic Classification. (1987). Stratigraphic
Classification And Nomenclature Of Igneous And Metamorphic Rock Bodies.
Geological Society America. Bulletin 99(3), 440-442.

Julivert, M. (1958). La Morfoestructura De La Zona De Mesas Al SW De Bucaramanga.
Boletín De Geología, 7-44.

Leal-Mejía, H., Melgarejo, C., & Shaw, R. (2011). . Phanerozoic Gold Metallogeny In The
Colombian Andes. In: Proceedings Let'S Talk Ore Deposits. Society For Geology
Applied To Mineral Deposits, SGA Biennial Meeting. Extended Abstracts, 209-211.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical
Classification Of Volcanic Rock Based On Total Silica Diagram. Journal Of
Petrology, 745-750.

López, J. P., & Bellos, L. I. (2006). Texturas Y Estructuras De Las Rocas Igneas:
Significado Petrológico E Implicancias En Las Condiciones De Formación De Las
Rocas. Tucumán: Isugeo.

Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., & Guilford, C. (1996). Atlas De Rocas Ígneas Y Sus Texturas. Barcelona: Masson.

Mantilla, L. C., Bissig, T., Valencia, V., & Hart, C. (2013). The Magmatic History Of The Vetas-California Mining District, Santander Massif Eastern Cordillera, Colombia. *Journal Of South American Earth Sciences*, (45), 235-249.

Mantilla, L. C., Mendoza, H., Bissig, T., & Craig, H. (2011). Nuevas Evidencias Sobre El Magmatismo Mioceno En El Distrito Minero De Vetas-California (Macizo De Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín De Geología* 33(1), 43-58.

Maze, W. (1984). Jurassic La Quinta Formation in the Sierra Perijá, northwestern Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. Pennsylvania: Geological Society America Memoir. 162.

McCourt, W. J., Aspden, J. A., & Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. London: *Journal of the Geological Society*.

Middlemost, E. A. (1994). Naming Materials In Magma-Igneous Rock System. *Earth Sci. Rev.*, 215-224.

Miyashiro, A. (1974). Volcanic Rock Series In Island Arcs And Active Continental Margins. *American Journal Of Science* , 321-343.

Nakamura, N. (1974). Determination Of REE, Ba, Fe, Mg, Na And K In Carbonaceous And Ordinary Chondrites. *Geochimical Et Cosmochimical Acta*, 38, 757-775.

- Ohta, T., & Arai, H. (2007). Statistical Empirical Index Of Chemical Weathering In Igneous Rocks: A New Tool For Evaluating The Degree Of Weathering. *Chemical Geology*, 240, 280-297.
- París, G., Machette, M., Dart, E., & Haller, K. (2000). Map And Database Of Quaternary Faults And Folds In Colombia And Its Offshore Regions. International Lithosphere Program Group II-2: Major Active Faults Of The World. USGS.
- Pearce, J. A. (2008). *Geochemical Fingerprinting Of Oceanic Basalts With Applications To Ophiolite Classification And The Search For Archean Oceanic Crust*. Cardiff: Cardiff University.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams For The Tectonic Interpretation Of Granitic Rocks. *Petrol*, 25, 956-983.
- Peccerillo, A., & Taylor, T. S. (1976). Geochemistry Of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks From Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions To Mineralogy And Petrology*, 63-81.
- Pindell, J. L., & Dewey, J. F. (1982). Permo-Triassic Reconstruction Of Western Pangea And The Evolution Of The Gulf Of Mexico/Caribbean Region. *Tectonics*, 1(2), 179-211.
- Pindell, J., & Erickson, J. (1994). The Mesozoic Passive Margin of Northern South America. En J. Salfity, *Cretaceous Tectonics of the Andes* (págs. 1-60). Braunschweig: Vieweg.

Pindell, J., & Kennan, L. (2001). Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean.

Transactions, Petroleum Systems of deep-water basins: Global and Gulf of Mexico experience. Houston.

Pitcher, W. S. (1997). The Nature and Origin of Granite. Geological Magazine, 287-300.

Restrepo-Pace, P. A. (1995). Late Precambrian To Early Mesozoic Tectonic Evolution Of The Colombian Andes, Based On New Geochronological, Geochemical And Isotopic Data, Ph.D. Thesis. Tucson: University Of Arizona.

Royero, J. M., & Clavijo, J. (2001). Memoria Explicativa Mapa Geológico Generalizado Departamento De Santander, Escala 1: 400.00. Bogotá: INGEOMINAS.

Rueda, K. Y. (2019). Caracterización Geológica De Cuatro Sitios Localizados En Estaciones Acelerográficas Del Observatorio Sismológico CdmB - Udes. Bucaramanga: Universidad De Santander.

Servicio Geológico Colombiano. (2016a). Catálogo De Unidades Litoestratigráficas De Colombia: Granito De Pescadero. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

Servicio Geológico Colombiano. (2016b). Catálogo De Unidades Litoestratigráficas De Colombia: Batolito De Mogotes. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

Servicio Geológico Colombiano. (2018). Catálogo De Unidades Litoestratigráficas De Colombia: Monzogranito De Santa Bárbara, Cordillera Oriental-Macizo De Santander, Departamento De Santander. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

Servicio Geológico Colombiano. (2020a). Late Triassic To Jurassic Magmatism In Colombia: Implications For The Evolution Of The Northern Margin Of South America. En J. A. López, & C. A. Zuluaga, *The Geology Of Colombia* (Págs. 77-116). Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Servicio Geológico Colombiano. (2020b). *Catálogo De Las Unidades Litoestratigráficas De Colombia: Monzogranito De Rionegro*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

Servicio Geológico Colombiano. (2020c). *Catálogo De Las Unidades Litoestratigráficas De Colombia: Monzogranito De La Corcova*. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

Servicio Geológico Colombiano. (2020d). *Monzogranito De Santa Bárbara*. En *Catálogos De Las Unidades Litoestratigráficas De Colombia: Macizo De Santander*. Vol 1. Medellín: Servicio Geológico Colombiano.

Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, And Their Relation To Ore-Deposits With A Chapter On Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The Geological History Of Northwestern South America: From Pangaea To The Early Collision Of The Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research* 27(1), 95-139.

Spikings, R. A., Cochrane, R., Vallejo, C., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Paul, A., & Winkler, W. (2019). Latest Triassic to Early Cretaceous tectonics of the Northern

- Andes: Geochronology, geochemistry, isotopic tracing, and thermochronology. En B. K. Horton, & A. Folguera, *Andean Tectonics* (págs. 173-208). Austin: Elsevier.
- Streckeisen, A. (1976). *Earth Science Reviews* 12, 1-33.
- Sun, S. S., & McDonough, W. S. (1989). *Chemical And Isotopic Systematics Of Oceanic Basalts: Implications For Mantle Composition And Processes*. Geological Society, London, *Special Publications* 42(1), 313-345.
- Sylvester, P. J. (1998). *Post-Collisional Strongly Peraluminous Granites*. *Lithos*, 29-44.
- Toro, R., & Osorio, J. (2005). *Determinación De Los Tensores De Esfuerzos Actuales Para El Segmento Norte De Los Andes Calculados A Partir De Mecanismos Focales De Sismos Mayores*. Bucaramanga: *Boletín De Geología*. Vol 27. Uis.
- Toselli, A. J. (2010). *Elementos Basicos De Petrología Ígnea*. San Miguel De Tucumán: Instituto Superior De Correlación Geológica.
- Tschanz. (1969). *Geology Of The Sierra Nevada De Santa Marta Área (Colombia)*. Bogotá: INGEOMINAS.
- Vand Der Leiji, R. (2013). *Reconstructing North-Western Gondwana With Implications For The Evolution Of The Iapetus And Rheic Oceans: A Geochronological, Thermochronological And Geochemical Study*. Ginebra: Université De Genève.
- Vargas, G., & Niño, A. (1992). *Modelo De Evolución Para El Abanico De Bucaramanga*. *Revista Facies*. Universidad Industrial De Santander, Vol 2, No 1.

Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., & Tellez, L. (1987). Geología De La Plancha 152 Soatá.

Mapa, Escala 1:100000. Versión Digital 2009. INGEOMINAS.

Vargas, R., Arias, A., Jaramillo, L., & Téllez, N. (1981). Geología De Las Planchas 136

Málaga Y 152 Soatá Cuadrángulo I-13. Escala 1:100.000, Memoria Explicativa. Bol.

Geol. 24. Bogotá.

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

Thesis. Bogotá, Colombia: Universidad Nacional De Colombia.

Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., Jaramillo, L., & Vargas, R. (1970). Geología De La

Plancha 110 Pamplona. Escala 1:100000. Versión Digital 2010. Bogotá: Ingeominas.

Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz, J., Jaramillo, L., & Vargas, R. (1977). Geología De La

Plancha 121 Cerrito. Escala 1:100000. Versión Digital 2010. Bogotá: Ingeominas.

Ward, D., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., & Gómez, E. (1973).

Cuadrángulo H12 Bucaramanga. Planchas 109 Rionegro – 120 Bucaramanga.

Cuadrángulo H-13 Pamplona. Planchas 110 Pamplona – 121 Cerrito. Escala

1:100.000. Memoria Explicativa. Bol. Geol. XXI.

Winter, J. (2001). An Introduction To Igneous And Metamorphic Petrology. Prentice Hall,

697.

Yang, H., Wen-Chun, G., Zhao, G., Dong, Y., Xu, W., Ji, Z., & Yu, J. (2015). Late Triassic

Intrusive Complex In The Jidong Region, Jiamusi–Khanka Block, Ne China:

Geochemistry, Zircon U–Pb Ges, Lu–Hf Isotopes, And Implications For Magma
Mingling And Mixing. *Lithos*, 143-159.

Zapata, S., Cardona, A., Bayona, G., Bustamante, C., Mora, A., Silva-Tamayo, J. C., &
Valencia, V. (2012). Tracing Major Changes In Middle Mesozoic Plate Convergence
In The Northern Andes: Insights From The Jurassic Magmatic Record Of Southern
Colombia. 108th Annual Meeting, Geological Society Of America, Cordilleran
Section, Abstracts With Programs, 44(3) (Pág. 24). Queretaro: Geological Society Of
America.

Zuluaga, C. A., Pinilla, A., & Mann, P. (2015). Jurassic silicic volcanism and associated
continental–arc basin in northwestern Colombia (southern boundary of the Caribbean
Plate). En C. Bartolini, & P. Mann, Petroleum geology and potential of the Colombian
Caribbean margin. (págs. 137-160). Tulsa: American Association of Petroleum
Geologists.