

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN ARENISCAS CUARZOSAS DEL DEVÓNICO-
CARBONÍFERO DE LA FORMACIÓN FLORESTA (NORTE DE SANTANDER):
CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS REGIONALES**

YOHANA VILLAFANEZ CARDONA

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERIA
GEOLOGÍA
MEDELLIN – ANTIOQUIA**

2012

**ANÁLISIS DE PROCEDENCIA EN ARENISCAS CUARZOSAS DEL DEVÓNICO-
CARBONÍFERO DE LA FORMACIÓN FLORESTA (NORTE DE SANTANDER):
CONSIDERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS REGIONALES**

Proyecto dirigido de grado para optar por el título de Geóloga

Yohana Villafañez Cardona

yvillafa@eafit.edu

DIRECTOR

Ph.D. AGUSTIN CARDONA MOLINA

acardonam@unal.edu.co

**UNIVERSIDAD EAFIT
ESCUELA DE INGENIERIA
GEOLOGÍA
MEDELLIN – ANTIOQUIA**

2012

CONTENIDO

RESUMEN.....	14
1. INTRODUCCIÓN.....	12
2. PROBLEMÁTICA.....	13
3. OBJETIVOS	14
3.1. Objetivo General.....	14
3.2. Objetivos Específicos	14
4. LOCALIZACIÓN	15
5. ANTEDECENTES	16
6. METODOLOGIA.....	18
6.1 Recopilación de la información disponible y planeación del trabajo de campo... 18	
6.2 Trabajo de Campo.....	18
6.3 Análisis Petrográfico	18
6.4 Análisis de Minerales Densos	22
6.5 Análisis de Catodoluminiscencia de Color en cuarzo	24
7. MARCO GEOLÓGICO (Paleogeografía regional: Contexto del Paleozoico Superior)	
28	
7.1 Paleogeografía local: Contexto del Paleozoico Medio-Superior en Colombia.....	31
8. MARCO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL.....	34
8.1 GEOLOGIA REGIONAL DEL ÁREA DE LABATECA.....	35
8.2 Neis de Bucaramanga (PEb).....	37
8.3 Formación Silgará (pDs)	37
8.4 Rocas ígneas intrusivas (DCcm-DCgr)	37
8.5 Formación Floresta (Df)	38
8.6 Formación Diamante (CPd).....	38
9. RESULTADOS	40
9.1 Estratigrafía, relaciones de campo y muestreo	40
9.2 Petrografía	43
9.3 Minerales Densos.....	48
9.3.1 Análisis de Alta Resolución (HRHMA).....	51
9.4 Catodoluminiscencia.....	55
10. PETROFACIES.....	58

11. ÁREAS DE APORTE REGIONALES	59
12. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA	61
13. IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOTECTÓNICAS.....	70
CONCLUSIONES.....	74
RECOMENDACIONES.....	76
BIBLIOGRAFÍA.....	77

Lista de Figuras

Figura 1. Localización de la zona de estudio. (Imágenes tomadas de: www.nasa.gov/centers/goddard y Labateca.gov.co)	15
Figura 2. Procesos operantes durante el ciclo sedimentario que pueden modificar la composición y características mineralógicas desde el área fuente hasta el lugar del depósito. (Modificado de Morton y Hallsworth, 1994).	23
Figura 3. Conteo Longitudinal a través de la placa, (Modificado de Moreno, 2011).	24
Figura 4. Microscopio para Catodoluminiscencia en Caliente (HC-1LM); Institut Für Geowissenschaften Universidad de Jena - Alemania.	26
Figura 5. Diferentes espectros para diferentes colores de CL obtenidos en granos de cuarzo. (Modificado de Zinkernagel, 1978).	27
Figura 6. Reconstrucción de Pangea a 250Ma mostrando las posiciones de los orógenos Alegeniano-Ouachita, Variscano, Uraliano y Terra Australis. Según Pizarevsky, S. A. (en Cawood y Buchan, 2007).	30
Figura 7. Localidades Paleozoicas en Colombia (Modificado de Moreno, 2004).	33
Figura 8. Columna estratigráfica del Carbonífero y Devónico (?) de Labateca, (Según Hubach en Trumphy, 1943).	36
Figura 9. Columna estratigráfica sintética de la Formación Floresta sección Labateca; se indica la posición de las muestras.	41
Figura 10. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para la Formación Floresta; según Folk (1980).	43
Figura 11. Microfotografías (10X) de las Sublitoarenitas y Cuarzoarenitas de la Formación Floresta. Muestras 64-0010-6 Nicoles cruzados – Nicoles paralelos (superior) y 64-0011-2 (inferior) Nicoles cruzados – Nicoles paralelos.	44
Figura 12. Microfotografías (10X) Redondez y Esfericidad. Muestras 64-0015 Nicoles cruzados – Nicoles paralelos (superior) y 64-0010-2 (inferior) Nicoles cruzados – Nicoles paralelos.	45
Figura 13. Microfotografías Cemento Ferruginoso. Muestra 64-0022-1 Nicoles cruzados – Nicoles paralelos, (10X superior) 25x (inferior).	46

Figura 14. Diagrama ternario de clasificación de fragmentos líticos para las Formación Floresta; según Folk (1980).....	47
Figura 15. Distribución de la frecuencia de las especies minerales, ubicadas en posición estratigráfica.	49
Figura 16. Cristal de Oxyturmalina (25x); alrededor algunos cristales redondeados y subredondeados de circón.	50
Figura 17. Microfotografías cristales de moscovita (Ms) y hornblenda (Hb) identificados durante el análisis (10x).....	51
Figura 18. Diferentes colores de Catodoluminiscencia obtenidas para los diferentes tipos de cuarzo para la Fm. Floresta-Sección Labateca.....	55
Figura 19. Comparación e integración de los cambios máximos de color durante el bombardeo de electrones durante el análisis de catodoluminiscencia. El esquema de colores es de Augustsson y Bahlburg (2003) y está basado en los tipos de espectros presentados por Zinkernagel (1978). (n= granos totales de cuarzo analizados).....	57
Figura 20. Diagrama de la naturaleza de los tipos de cuarzo presentes en las areniscas de la Formación Floresta. (Tortosa et al., 1991, modificado de Basu et al., 1975).	62
Figura 21. Representación gráfica de análisis de alta resolución de minerales pesados – Formación Floresta: a). Circón, b). Turmalina, c). Rutilo y d). Apatito.	65
Figura 22. Diagrama ternario de procedencia de las areniscas de la Fm. Floresta (Dickinson, 1985).	66
Figura 23. Microfotografías (4x) de cuarzo policristalino foliado (QPF) de las muestras de techo de la columna levantada. Nicoles cruzados.	67
Figura 24. Representación esquemática del ambiente depositacional de la Formación Floresta. Elemento tectónico desconocido acrecionado en el Silúrico.	69
Figura 25. Reconstrucción Paleogeográfica del Paleozoico medio-superior: hacia 370 Ma, Laurentia, Báltica y Avalonia-Carolina (A-C) han colisionado para formar Laurasia; hacia 280 Ma el Océano Rheico empieza a retroceder, cerrándose para formar el Supercontinente Pangea. (Modificado de Nance, et al., (2010) en Lotero, 2012).	71

Figura 26. Reconstrucción Paleogeográfica de Pangea durante el Paleozoico Medio-Superior: hacia 280 Ma el Océano Rheico empieza a retroceder por la convergencia que da inicio al supercontinente Pangea (Modificado de Cawood et al., 2010). 72

Lista de Tablas

Tabla 1. Trabajos anteriores relacionados a la Fm. Floresta.....	17
Tabla 2. Códigos de conteo aplicados en el análisis petrográfico.	21
Tabla 3. Cálculos modales para los diagramas QtFL de Folk (1980), QmFLt de Dickinson (1985) y StVtMt de Folk (1980).	22
Tabla 4. Colores obtenidos en el análisis de Catodoluminiscencia en el cuarzo. (Tomado de Boggs Jr & Krinsley, 2006).	25
Tabla 5. Conteo modal de la clasificación de los tipos de cuarzo presentes en las areniscas de la Formación Floresta.	47
Tabla 6. Conteo de alta resolución (HRHMA). Porcentajes de los tipos de: a. circón, b. turmalina y c. rutilo y d. apatito para las muestras de la Formación Floresta.	53
Tabla 7. Determinación de Valores índice de procedencia.....	54

Lista de Anexos

Anexo 1. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA Y MAPA GEOLÓGICO - ZONA DE ESTUDIO	86
Anexo 2. CONTEOS PETROGRÁFICOS	87
Anexo 3. CONTEO DE MINERALES PESADOS	88
Anexo 4. FORMATOS DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA.....	89



-“Y se echaron a andar hacia esa inmensa cadena de montañas y volcanes...”-

Isabel Allende

Caminar es de las mejores cosas que sé hacer. Caminando comprendí que la curiosidad es el motor que impulsa mi gusto por ver más allá. Saber un poco más. Es el comportamiento lo que me interesa, es poder observar y experimentar desde otra esfera la cotidianidad de los seres.

En esta búsqueda rodé por varios senderos, decidí instruirme con la Ingeniería, ésta me sedujo casi al punto de enamorarme. Pero en mi afán por ver más allá, terminé acostándome con algunas de sus hermanas, las Casi Exactas.

Después de un período de tiempo, me declaro víctima de todas, decido cortar, lo lógico. Declaro un pacto de no agresión entre ellas. Más amor menos guerra, aceptación de la una con la otra, me bajé del cielo para correr hacia los brazos de la geología. Fueron tiempos confusos y adúlteros, debo admitirlo. Entre libros, conversaciones, juerga, mucho rock y humo se gestaron cosas algo inesperadas.

Es ahí donde nace y es ahí donde yo me embeleso de ella cada día, la llaman Geología y a mí, ahora Geóloga. Ahora correteo rocas como en mi infancia. Observando de nuevo como coexistimos los unos con los otros, la diferencia es que ahora cargo un martillo, una lupa y una pasión.

Ahora camino y observo tranquila, por lo demás no me preocupo, a ella no le molesta que yo amanezca o atardezca con algunas de sus primas lejanas. Literatura y música me ha dicho que es con quien mejor se lleva.

Además ella sabe que en algunas noches de soledad bebo y fumo, es más, ella siempre se nos une.

En memoria de mi hermano, compañero de aventura y alma gemela:

Mauricio Villafañez Cardona.

AGRADECIMIENTOS

Durante los años que he pasado estudiando Geología, muchas personas estimularon mis ganas de conocimiento y profundización en las preguntas que comenzaron siendo simple curiosidad, a tal punto de convertirse hoy en día en el motor que motivó y me sigue motivando. Es por esto que quiero agradecer de manera muy especial al Dr. **Agustín Cardona Molina**, profesor de la Universidad Nacional – Sede Medellín; asesor de este proyecto, profesor, mentor, amigo.

Agradecemos enormemente a la **Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo** y el apoyo del **Fondo Ares-Corrigan**, el cual permitió apoyar el trabajo, incluyendo el viaje a los laboratorios de la Universidad de Jena, en Alemania.

Igualmente a los Doctores **Andrés Bustamante Londoño** de la Universidad de São Paulo, **Juan Carlos Silva Tamayo** de la Universidad de Stanford, **Víctor Valencia Gómez** de la Universidad de Washington, quienes siempre estuvieron dispuestos a responder dudas y asesorar durante todo el curso de la carrera y de la realización de este proyecto, además de entrañables amigos. Quiero agradecer de manera especial a la Doctora **Carita Augustsson** quien fue mi tutora durante el desarrollo de los análisis de Catodoluminiscencia en el Institut für Geowissenschaften de la Universidad de Jena - Alemania.

A la profesora Gloria Sierra por sus aportes, disposición y calurosa recepción al esclarecimiento de dudas, al profesor Michel Hermelin por reír de mis “artes escénicas”, a María Isabel Acevedo y Wilton Echavarría de los laboratorios de Geología por su disposición y cariño al 100%. Al departamento de Geología de la Universidad Eafit y su cuerpo docente.

A mi próximo colega Jorge Esteban Henao quién colaboró desinteresadamente en la elaboración del mapa, al geólogo y compañero Samuel Jaramillo por su ayuda en la

etapa de campo de este proyecto, a la geóloga Andrea Lotero por su guía en el manejo de tablas para minerales densos y conversaciones acerca de artículos y modelos.

A mis polos a Tierra, compañeras de tertulia, de viajes, de libros, de películas, de lágrimas, de pantalones quemados, tigres fallidos y sonrisas que se convirtieron en mis hermanas de diferente mamá, también a Pablo por tanto oído (Are you ready to testify?).

Al salón de la justicia y su corte de “SuperAmigos”, a Vero Ramirez, Sara Bustamante, Juan Esteban Quijano y a Harold Jiménez.

A mi compañero de práctica y amigo: El geólogo Mario Lara Ocampo, y demás compañeros: Jakeline Vanegas Arroyave, y Gustavo Cañizales.

A los parcer@s y compañer@s de carrera.

A todos aquellos que entenderán que significa decir: “la del arranque”.

Finalmente a todos los que me han acompañado en lo que literalmente es denominado como un “**Cambio del Cielo a la Tierra**” porque aunque en Tierra, aún conservo mis alas.

A todos ustedes ;GRACIAS!

“Mente et Malleo”

RESUMEN

En regiones donde la historia geológica se encuentra restringida a exposiciones sedimentarias, como el caso del Paleozoico Medio-Superior en el oriente Colombiano, las características geológicas y tectónicas del área de aporte pueden ser reconstruidas mediante el análisis integrado de procedencia de los detritos sedimentarios.

En este proyecto se obtuvieron nuevos resultados de análisis de procedencia integrado (petrografía, minerales densos y catodoluminiscencia) en la Formación Floresta, la cual aflora en la región de Labateca, Norte de Santander. Los nuevos resultados sugieren que los sedimentos que componen las cuarzoarenitas y sublitoarenitas de la Fm. Floresta provienen de tres áreas fuentes principales: (1) erosión del basamento plutónico y metamórfico de bajo grado de edad Pre-Devónica, del Macizo de Santander, (2) magmatismo contemporáneo con la sedimentación y (3) reciclaje de material sedimentario.

Esta cuenca sedimentaria se habría formado en un margen continental activo durante el Devónico. Dependiendo de la restauración paleogeográfica preferida (autóctona o formada al sur de la latitud actual), las unidades Devónicas pueden haber sido parte de los márgenes del océano Rheico, que terminaron en la formación de Pangea y en la interacción de Gondwana con Laurasia, o serían el producto de la subducción de la placa Pacífica bajo el sistema orogénico del Terra Australis.

La baja porosidad y el alto grado de empaquetamiento de las areniscas sugieren una diagénesis elevada, que habría podido alcanzarse tanto durante la historia Paleozoica como durante la historia post-Paleozoica.

Palabras clave: Paleozoico Medio-Superior, Formación Floresta, procedencia, catodoluminiscencia, Macizo de Santander, margen activa, subducción, Rheico, Pangea.

ABSTRACT

In areas where the geological record is restricted to sedimentary exposures, the understanding of the geological and tectonic features can be achieved from an integrated provenance analysis of the siliciclastic rocks.

New provenance analysis (petrography, heavy minerals and cathodoluminescence) were obtained from the Devonian Floresta Formation in the region of Labateca in the Santander Massif. The new results reveal that the quartzarenites and sublitharenites from de Floresta Formation were sources for at least three main areas: (1) plutonic and low grade metamorphic rocks , (2) sin-sedimentary volcanism and (3) recycling of sedimentary material. Whereas some of this sources can be related to the adjacent Santander Massif the others sources suggest the existence of sedimentary and volcanic exposures that were formed relatively contemporaneous with the filling of the Devonian Basin.

The sedimentary basin were the Floresta Formation was deposited can be considered as part of an active Devonian continental margin of western South America. Depending on the preferred paleogeographic reconstruction (autochthonous versus allochthonous southern position) the Devonian units of the Eastern Andes could have been part of the active margins of the Rheic ocean that ended in the formation of Pangea and Gondwana interaction with Larussia, or related the subduction of the Pacific plate that formed an accretionary as part of the wide Terra Australis orogeny system.

The low porosity values and the well packed natures of the sandstones suggest that this unit has acquired high diagenetic condition probably during its Paleozoic and post-Paleozoic burial history.

Key words: Middle-Upper Paleozoic, Floresta Formation, provenance, cathodoluminescence, Santander Massif, active margin, orogeny system, subduction, Rheic, Pangea.

1. INTRODUCCIÓN

La configuración paleogeográfica del Proto-margen Andino durante el Devónico-Carbonífero, incluye la formación de diferentes arcos magmáticos continentales, la acreción de terrenos continentales y el inicio de la aglutinación de Pangea, asociado a la interacción entre Norte y Suramérica (Cawood, 2007; Nance et al., 2010). En los Andes Colombianos, pese a la ocurrencia de importantes unidades estratigráficas Devónico-Carboníferas, el conocimiento de su paleogeografía y la contextualización tectónica regional dentro del proto-margen Andino aún se encuentran escasamente definidos (Toussaint, 1993; Moreno-Sánchez, 2004; Ordoñez-Carmona et al., 2006; Horton, 2010).

En regiones donde la historia geológica se encuentra restringida a exposiciones sedimentarias, como el caso del Paleozoico Medio-Superior en el oriente Colombiano, las características geológicas y tectónicas del área de aporte y/o de la cuenca se pueden llegar a reconstruir mediante el análisis detallado de su composición, usando herramientas multidisciplinarias, como el estudio de procedencia de los detritos sedimentarios que constituyen las rocas siliciclásticas lodosas, arenáceas o conglomeráticas (Haughton et al., 1991).

En este proyecto se presenta un análisis integrado de procedencia (petrografía, caracterización de minerales pesados, catodoluminiscencia de color en cuarzo) de las unidades arenáceas que conforman la Formación Floresta, expuesta en el Macizo de Santander (Cordillera Oriental de los Andes Colombianos), en la región de Labateca. Los resultados integrados indican la presencia de fuentes mixtas relacionadas a rocas sedimentarias y metasedimentarias, rocas plutónicas y algún aporte volcánico, que podrían haberse formado en un margen continental del tipo Andino, que estaría instalado en el proto-margen Andino, durante el Devónico.

2. PROBLEMÁTICA.

A diferencia de algunos segmentos de los Andes centrales y del Sur, en donde la evolución Devónico-Carbonífera ya ha sido caracterizada con algún nivel de detalle (Cardona., et al 2009; Mišković., et al. 2009), en el sector oriental de los Andes Colombianos se encuentra expuesto un importante registro de unidades estratigráficas Devónico-Carboníferas, cuyo conocimiento paleogeográfico aún se encuentra escasamente definido (Toussaint, 1993; Moreno-Sanchez, 2004; Horton, 2010).

Estas secuencias siliciclásticas se caracterizan por una significativa madurez composicional y por haber sido depositadas en ambientes sedimentarios transicionales.

En esta investigación se pretende utilizar el análisis integrado de técnicas de procedencia tradicionales, tales como: petrografía y caracterización de minerales densos junto con catodoluminiscencia de color en cuarzo, sobre la Formación Floresta para establecer las características composicionales de las áreas de aporte que existieron durante la sedimentación y contribuir así al entendimiento de la configuración paleotectónica del Paleozoico Medio-Superior en el Norte de los Andes.

Adicionalmente se busca utilizar técnicas de análisis de procedencia que permitan reconstruir las áreas fuentes o los procesos condicionantes en la formación de areniscas cuarzosas (composición del área fuente, clima y diagénesis).

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo General

Realizar un análisis de procedencia integrando técnicas convencionales, como la petrografía y el análisis de minerales densos de areniscas, con el método de catodoluminiscencia de color en cuarzo, para las unidades siliciclásticas del Paleozoico medio-superior expuestas en la sección de Labateca (Santander), como parte de la Formación Floresta, y contribuir así al conocimiento paleogeográfico y paleotectónico del Norte de los Andes durante el Paleozoico Medio-Superior.

3.2. Objetivos Específicos

- Establecer las relaciones de las características y variaciones temporales en el área fuente a partir del análisis de la composición del área de aporte.
- Establecer las petrofacies presentes en la Formación Floresta.
- Aplicar la técnica de catodoluminiscencia de color, como herramienta discriminadora en el análisis de procedencia de areniscas cuarzosas.
- Discutir y unir resultados en términos de reconstrucciones paleotectónicas y paleogeográficas regionales.

4. LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra ubicada en el municipio de Labateca, en la parte Noreste del Departamento de Norte de Santander (**Figura 1**).

La zona de estudio se encuentra en las inmediaciones del Cañón del Río Chitagá (**Anexo 1 Mapa geológico – zona de estudio**), contiguo al Sinclinal de Arcabuco, donde afloran, en un escarpe topográfico, ~ 700 m de sección Paleozoica.

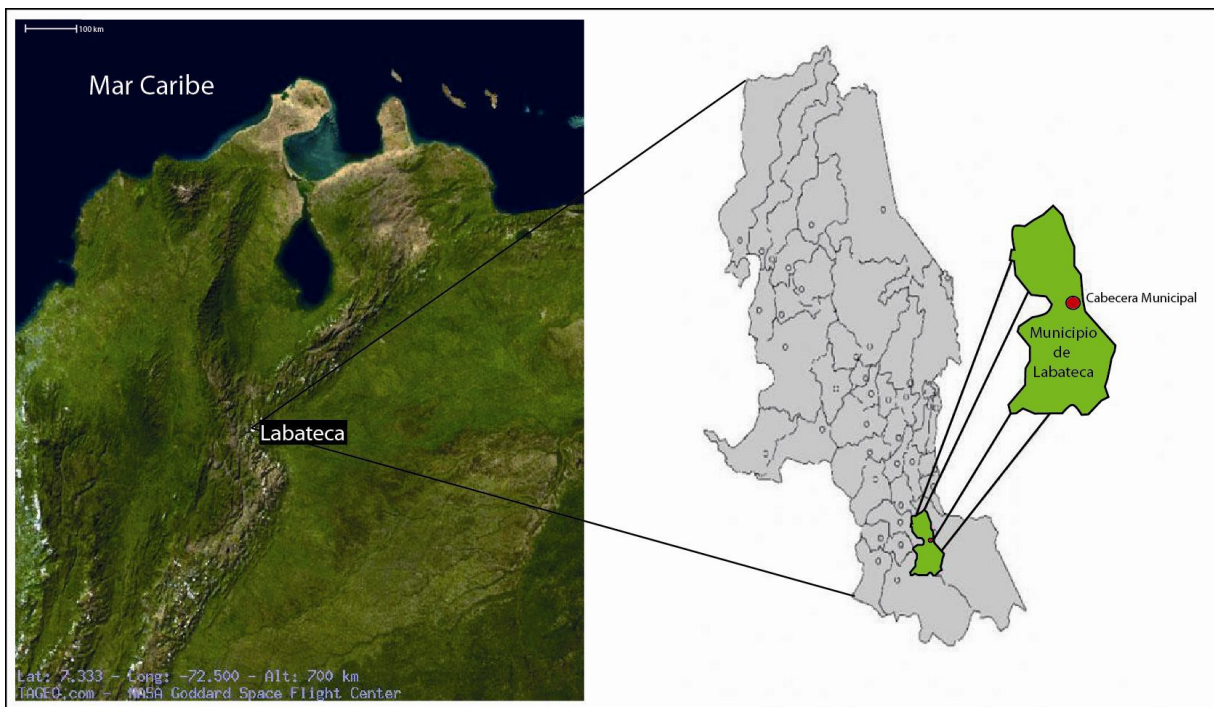


Figura 1. Localización de la zona de estudio. (Imágenes tomadas de: www.nasa.gov/centers/goddard y Labateca.gov.co)

5. ANTEDECENTES

Estudios anteriores realizados en la Formación Floresta, en la localidad de Labateca (Tabla 1), incluyen información estratigráfica, paleontológica y cartográfica, no solo de Labateca sino también de sus alrededores. Estos estudios han permitido establecer, con algún detalle, las relaciones estratigráficas y la temporalidad relativa del registro sedimentario Paleozoico.

Autor / Año	Título/Resumen
Trumpy. D (1943)	Pre-Cretaceous of Colombia: Da a conocer una sucesión sedimentaria que aflora al oeste de Labateca, a la cual le asigna una edad que varía del Devónico al Carbonífero.
Julivert, M (1968)	Lexique Stratigraphique Internationale: Capítulo del Léxico Estratigráfico Internacional dedicado al Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico de Colombia presentando los conocimientos sobre la estratigrafía de Colombia obtenidos hasta 1968.
Tellez, N (1978)	Geología del área Labateca-Ragonvalia.
Ward et al.(1973),	Informe geológico de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona: Describen la mayoría de las unidades litológicas que se presentan en la Plancha 111 y dan pautas sobre la evolución del Macizo de Santander y zonas aledañas.
Téllez (1978) y Mejía et al. (1980)	Efectúan la cartografía geológica regional de partes de la Plancha 111, presenta sus interpretaciones con base en trabajos fotogeológicos, con algunos controles de campo, limitados a secciones geológicas a lo largo de caminos y quebradas.
Villaroel & Mojica (1987)	El paleozoico superior (Carbonífero-Pérmico) sedimentario de Colombia. Afloramientos conocidos y características generales.
Mojica & Villaroel (1984)	Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental Colombiana; Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cuche: Investigación donde se presentan los resultados y significados regionales que se consideran relevantes para la comprensión de la evolución geológica del Macizo de Floresta y sus alrededores.
Boinet et al. (1982)	Evolucion tectóno-estructural de la región de Pamplona-Labateca, e interpretación de los sistemas de fallas regionales, como resultado de una fase de compresión.

Toussaint, J.F (1993)	Evolución Geológica de Colombia. Paleozoico: Reseña de las investigaciones básicas realizadas relacionadas con el conocimiento geológico e historia tectónica de las unidades del Paleozoico Medio-Superior en Colombia
Royero, J.M y Clavijo, J (2001)	Memoria explicativa: Mapa geológico generalizado del Departamento de Santander: Reseña explicativa del mapa geológico del Departamento de Santander.
Royero, J.M (2001)	Geología y geoquímica de la plancha 111 Toledo-Norte de Santander: Memoria explicativa de la plancha Toledo 111.
Moreno-Sánchez, M. (2004)	Devonian plants from Colombia: Geologic framework and paleogeographic implications: Investigación realizada en las secuencias Devónicas del Macizo de Floresta para determinar las relaciones estratigráficas de las localidades estudiadas con el registro del Devónico en Colombia y la distribución de la biota global durante este periodo.

Tabla 1. Trabajos anteriores relacionados a la Fm. Floresta.

6. METODOLOGIA

La metodología para el desarrollo del presente estudio se dividió en 6 etapas:

- Recopilación de la información disponible y planeación del trabajo de campo.
- Trabajo de campo.
- Análisis Petrográfico.
- Análisis de Minerales Densos
- Análisis de Catodoluminiscencia.
- Análisis e interpretación.

6.1 Recopilación de la información disponible y planeación del trabajo de campo.

Se efectuó una búsqueda de información geológica, estratigráfica y bioestratigráfica disponible para unidades del Paleozoico Medio-Superior con énfasis en la Formación Floresta, en informes, artículos científicos, mapas topográficos y geológicos, bases de datos electrónicos y revistas científicas.

6.2 Trabajo de Campo

La campaña de campo tuvo una duración de 12 días, en el Municipio de Labateca y alrededores; en las quebradas Ligua, Lirguita, Mariposa, y el Cañón del Río Chitagá. Allí se levantó una sección de aproximadamente 70 metros, con brújula y cinta. Se colectaron 50 muestras, las cuales corresponden a: Lodolitas de grano muy fino, algunas con contenido fosilífero, areniscas y cuarzoarenitas (clasificaciones de campo).

6.3 Análisis Petrográfico

El estudio composicional de areniscas es una herramienta muy útil para caracterizar el área de procedencia de los sedimentos (Dickinson et al., 1985). La composición final de los granos constituyentes de una roca sedimentaria (fragmentos de roca o minerales) depende básicamente de la geología del área fuente, de la durabilidad de los granos durante el transporte, del clima, de la topografía del área, la meteorización y modificación química, de la disolución y la diagénesis.

Sin embargo, ha quedado demostrado que otros factores, tales como los ambientes deposicionales, el clima y la diagénesis, también pueden influir y modificar los detritos de estas rocas (Garzanti, 1986 - **Figura 2**).

El análisis petrográfico permite conocer las características composicionales y texturales de los detritos presentes en las areniscas (tamaño de grano, redondez y selección). Esta caracterización petrográfica también incluye la determinación de aspectos tales como el tipo de contacto entre partículas, la porosidad, el contenido de matriz, la presencia y tipo de cemento y otras reacciones diagenéticas (Pettijohn et al., 1973, Tucker, 2001). El análisis de composición modal se realiza siguiendo la metodología de Dickinson (et al., 1985), mediante el conteo de 300 puntos del armazón y clasificando el tipo de detrito.

Para el desarrollo del conteo se establecieron 29 categorías, las cuales están descritas en la **tabla 2 (Anexo 2, tabla a)** con sus respectivas descripciones. El análisis se llevó a cabo usando un microscopio petrográfico convencional de luz transmitida (Nikon E200-Pol).

Código	Abrev.	Nombre	Descripción
1	Qm	Cuarzo Monocristalino	Granos de cuarzo con caras limpias
2	Qsed	Cuarzo Policristalino sedimentario	Fragmento con granos de cuarzo de tamaño arena muy fina a limo, con contactos suturados y usualmente con material intergranular
3	Qpf	Cuarzo Policristalino Foliado	Contactos suturados y cristales alargados y alineados
4	Qpd	Cuarzo Policristalino difuso	Contactos suturados y cristales equidimensionales
5	Qc	Chert	Cuarzo microcristalino, en nicoles paralelos algo grisáceo

6	Fk	Ortoclasa	Reconocibles por la tinción amarilla en nicoles paralelos.
7	Pl	Plagioclasa	En general con maclas, fragmentos euhedrales y fragmentos meteorizados
8	Fm	Microclina	Macla enmallada
9	Ls	Lítico sedimentario	Fragmentos finogranulares (limo y arcilla), a veces laminados y con sericita. En nicoles paralelos se identifican por sus colores oscuros o pardos
10	Lmm	Lítico metamórfico micáceo/grafitoso	Esquistos y filitas micáceas y grafitosas
11	Lmc	Lítico metamórfico clorítico	Esquistos y filitas verdes
12	Lma	Lítico metamórfico anfibólico	Fragmentos de anfibolitas
13	Lmn	Lítico metamórfico neisico	Fragmentos de neises y granulitas
14	Lv	Lítico Volcánico	Fragmentos con texturas porfíricas, en donde se observan algunos cristales embebidos en una matriz microcristalina. Localmente los bordes de los cristales son algo difusos pero existe impregnación de feldespatos en el grano
15	Lvv	Lítico Volcánico vítreo	Fragmento volcánico con textura afanítica, en ocasiones con vesículas
16	Lp	Lítico plutónico	Fragmentos ígneos de grano grueso
17	Li	Lítico indiferenciado	Fragmentos muy alterados imposibles de diferenciar su origen
18	Biot	Biotita	Biotitas flotantes
19	Mosc	Moscovia	Moscovitas flotantes
20	MP	Minerales pesados	Circón, turmalina, apatitos, rutilo, clorita, etc
21	Opac	Opacos	Óxidos, sulfuros, etc
22	Pe/Fo	Pellets y fosfatos	
23	Glc	Glauconita	Fragmentos redondeados color verde, retrabajados

24	Intsil	Intraclastos siliciclásticos	Fragmentos de clastos limosos muy similares a la matriz y por tanto difíciles de distinguir. Se consideran clastos intracuena retrabajados por pulsos de mayor energía
25	Intcal	Intraclastos calcáreos	Granos de micrita y calizas en general
26	Fos	Fósiles	Fragmentos fósiles (foraminíferos, bivalvos, etc)
27	Mtx	Matriz	
28	Cem	Cemento	
29	Por	Poros	

Tabla 2. Códigos de conteo aplicados en el análisis petrográfico.

Debido a la madurez composicional de las areniscas, se aplicó adicionalmente la metodología propuesta por Basu et al., (1975), la cual fue modificada por Tortosa et al (1991). Esta se basa en la identificación de las cuatro tipologías de granos de cuarzo en función del carácter de la extinción y de la policristalinidad, para sugerir que el contenido de las areniscas difiere en función del tamaño de grano y del área de procedencia.

La clasificación petrográfica y los resultados obtenidos de los conteos modales (**Tabla 3; Anexo 2 tabla b**) realizados en cada una de las muestras analizadas fueron graficados en los diagramas ternarios QtFL (Folk, 1980), StVtMt (Folk, 1980), QmFLt (Dickinson, 1985) y en el diagrama de naturaleza de los cuarzos (Basu et al., 1975 y Tortosa et al., 1991).

Código	Descripción
Qt	% Cuarzo total= $Q_m + Q_{sed} + Q_{pf} + Q_{pd} + Q_c$
Qm	% Cuarzo monocristalino
F	% Feldespatos= $F_k + P_l + F_m$
L	% Líticos= $L_s + L_{mm} + L_{mc} + L_{ma} + L_{mn} + L_v + L_{vv} + L_p + L_i$

Lt	% Líticos totales= "L"+Qsed+Qpf+Qpd+Qc
St	% Líticos Sedimentarios totales= (Ls+Qsed+Qc)/Lt-(Qpd+Li)
Vt	% Líticos Volc. y plut. totales= (Lv+Lv+Lp)/Lt-(Qpd+Li)
Mt	% Líticos Metam. totales= (Lmm+Lmc+Lma+Lmn)/Lt-(Qpd+Li)

Tabla 3. Cálculos modales para los diagramas QtFL de Folk (1980), QmFLt de Dickinson (1985) y StVtMt de Folk (1980).

6.4 Análisis de Minerales Densos

Los minerales densos se definen como aquellos componentes accesorios, caracterizados por presentar densidades por encima de 2.82 gr/cm³. La asociación de estos minerales densos permite diagnosticar algunas áreas fuentes específicas.

Sin embargo, muchos procesos pueden alterar la abundancia relativa de estos minerales durante el ciclo sedimentario (Morton, 1985), como la meteorización, el transporte, la depositación y la diagénesis, lo cual puede introducir variaciones dentro de las areniscas derivadas de una misma área fuente (**Figura 2**).

Para este análisis se realiza una preparación previa de la muestra de roca en partículas de material más pequeñas por medio de un triturador manual de acero, hasta obtener una fracción con un peso aproximado de 300 g y un tamaño por partícula de aproximadamente $\approx 400 \mu\text{m}$.

La concentración de los minerales densos se realiza por medio del método de la batea, sobre $\approx 150 \text{ g}$ de muestra. La separación final se hace por medio de la interacción de líquidos densos (solución acuosa de politungsteno de sodio, con una densidad de 2,89 g/cm³); finalmente el montaje de granos se formaliza sobre un porta objetos,

impregnado previamente con una solución epóxica de recubrimiento (Melmount® índice de refracción $n_x = 1.539$).

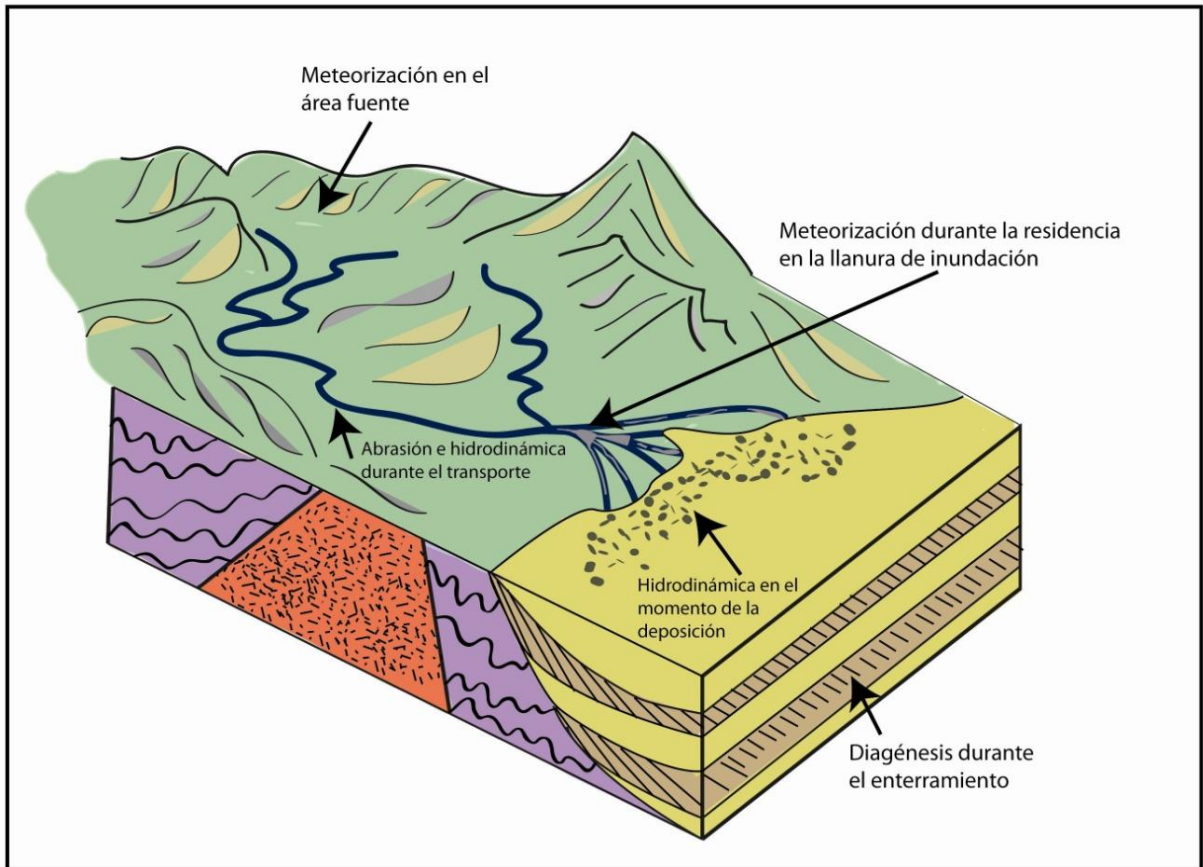


Figura 2. Procesos operantes durante el ciclo sedimentario que pueden modificar la composición y características mineralógicas desde el área fuente hasta el lugar del depósito. (Modificado de Morton y Hallsworth, 1994).

Para el análisis de los granos se utiliza un microscopio petrográfico de luz transmitida, teniendo en cuenta todas las especies minerales presentes en el campo visual y registrando la frecuencia de aparición de cada especie mineral (**Figura 3**). Basándose en el Atlas de Minerales Pesados de Mange y Maurer (1992), se realiza un conteo de 350 granos traslúcidos, más 150 granos de minerales opacos, para un total de 500 granos.

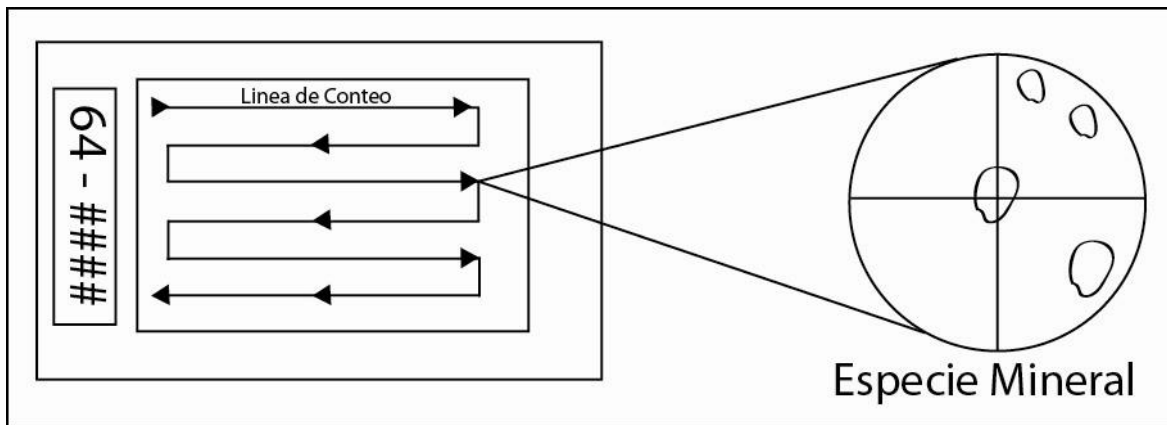


Figura 3. Conteo Longitudinal a través de la placa, (Modificado de Moreno, 2011).

Posteriormente, se hace una identificación y categorización de las diferentes especies de minerales pesados estables y ultraestables, que están presentes en cada una de las muestras (circón, apatito, turmalina y rutilo), por medio del análisis de alta resolución (HRHMA-High Resolution Heavy Mineral analyses; Mange, 2007).

Para este caso fueron caracterizados 100 granos de cada una de las especies minerales mencionadas en color, forma y redondez; del total de las especies minerales encontradas se realiza un análisis estadístico, el cual consiste en recalcular al 100% el total de todas las especies minerales registradas en el conteo.

6.5 Análisis de Catodoluminiscencia de Color en cuarzo

La catodoluminiscencia consiste en la emisión de luz de materiales cristalinos que han sido sometidos a excitación por un haz de electrones que inciden directamente sobre los cristales, haciendo que se produzca una gran cantidad de interacciones entre partículas (Zinkernagel, 1978). Las imágenes de catodoluminiscencia de color en el cuarzo constituye una valiosa herramienta para establecer el origen del material cuarzoso, el cual por su resistencia a la meteorización es uno de los minerales más abundantes dentro de las rocas sedimentarias (Pagel., et al. 2000; Augustsson y Bahlburg 2003, Augustsson y Reker, 2012).

Para este análisis fueron utilizadas 11 secciones con pulido metalográfico analizadas en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Jena – Alemania; el equipo utilizado fue un microscopio de catodoluminiscencia caliente (HC-1LM) acoplado a un dispositivo de carga acoplado ANDOR OE-CCD (CCD por sus siglas en Inglés “*Charge-Coupled Device*”) refrigerado por agua (**Figura 4**). La evaluación de los espectros se realiza de manera óptica y directa, como una comparación entre el tipo de espectro calibrado para cada tipo de cuarzo y el obtenido. Sin embargo, para la evaluación sistemática se realizó una deconvolución de forma individual (**Figura 5**), con el fin de garantizar el resultado y minimizar el error. De esta manera queda plenamente identificado el color obtenido (**Tabla 4**) para cada grano de cuarzo bombardeado.

Color en Catodoluminiscencia	Posible área de procedencia
Azul a violeta	Cuarzo plutónico, fenocristales en rocas volcánicas y en rocas metamórficas de alto grado.
Rojo	Presente en la matriz de rocas volcánicas.
Café	Rocas regionalmente afectadas por metamorfismo.
Verde o azul muy claro	Hidrotermal y Pegmatítico
Incoloro o débilmente luminiscente	Autígeno
Verde o azul efímero	Cuarzo hidrotermal o de origen pegmatítico.

Tabla 4. Colores obtenidos en el análisis de Catodoluminiscencia en el cuarzo. (Tomado de Boggs Jr & Krinsley, 2006).



Figura 4. Microscopio para Catodoluminiscencia en Caliente (HC-1LM); Institut Für Geowissenschaften Universidad de Jena - Alemania.

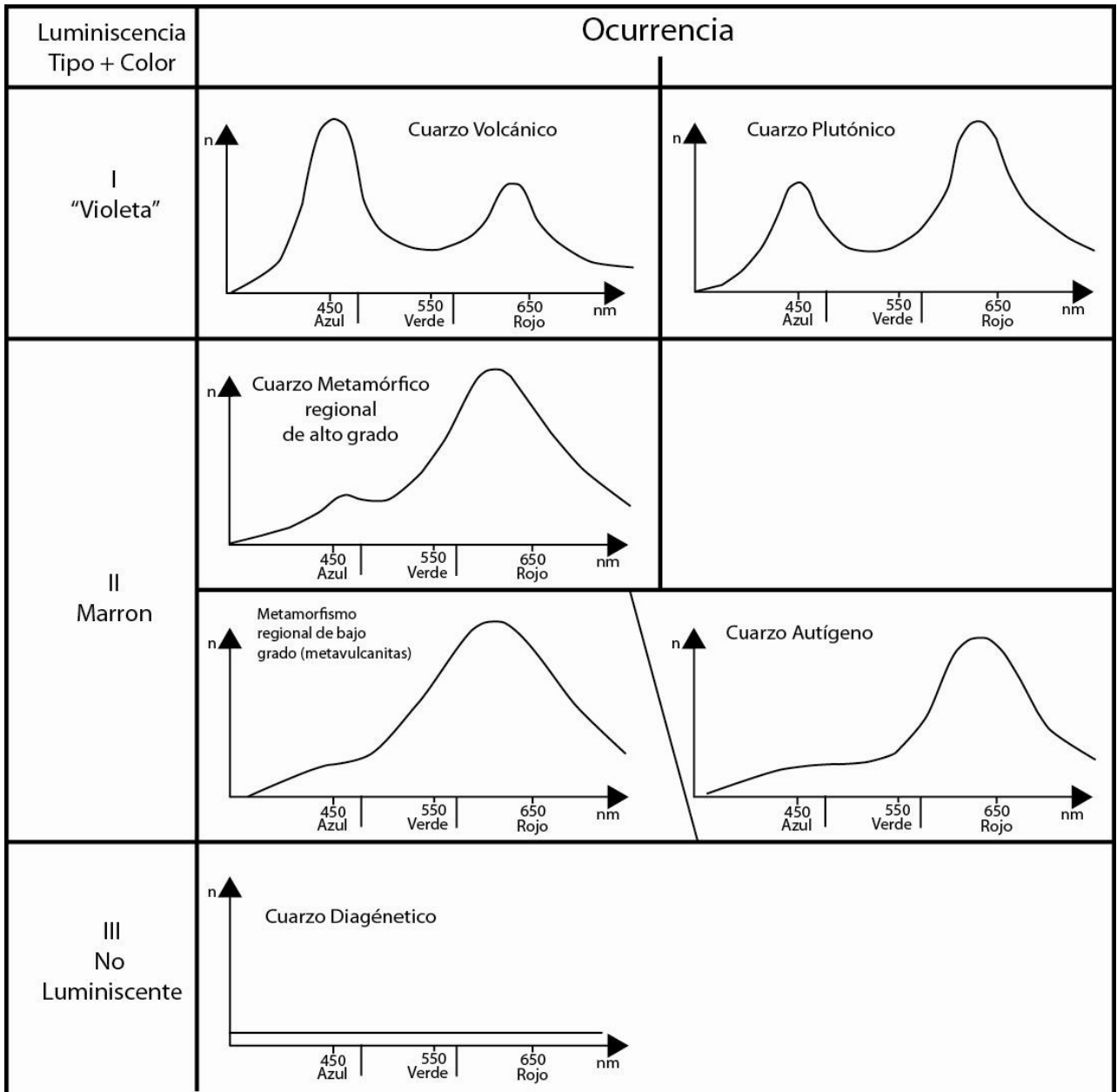


Figura 5. Diferentes espectros para diferentes colores de CL obtenidos en granos de cuarzo. (Modificado de Zinkernagel, 1978).

7. MARCO GEOLÓGICO (Paleogeografía regional: Contexto del Paleozoico Superior)

Durante el Paleozoico Medio y Superior, la margen Pacífica de las Américas fue modificada por el crecimiento de diferentes orógenos acrecionales, asociados a la subducción continua de la placa oceánica del Pacífico y a la aproximación de masas continentales y de diferentes terrenos continentales, para construir el Supercontinente Pangea (Nance *et al.*, 2010 ; Cawood y Buchan, 2007).

Durante esta época, el régimen tectónico en el norte de Sur América presenta claramente dos sistemas orogénicos, cuya distribución espacial y elementos geológicos no han sido definidos completamente: (1) un orógeno colisional continente-continente, que en el Norte de Suramérica estaría registrando la interacción de Gondwana con Norteamérica (Laurasia); y (2) un orógeno acrecional, formado por la subducción del océano Pacífico bajo el margen continental, lo que permite la construcción de diferentes arcos magmáticos y la acreción de algunos terrenos continentales. (Cawood y Buchan, 2007).

A continuación se contextualizan brevemente los dos escenarios orogénicos:

(1) Durante el Devónico temprano, el océano Rheico, que fue el océano más importante durante el Paleozoico y separaba Laurasia (incluyendo Norteamérica) de Gondwana (incluyendo Suramérica), comenzó a cerrarse, debido a la construcción de diferentes zonas de subducción en los bordes oceánicos (Nance *et al.*, 2010). El cierre del océano Rheico fue completado durante el Missisipiano, cuando Gondwana y Laurasia se unieron para formar Pangea. Este proceso de colisión continente-continente se extendió hasta el Pérmico temprano y dio como resultado el cinturón orogénico Variscano-Alleghaniano-Ouachita, que fue el orógeno colisional más grande del Paleozoico y suturó a Gondwana y Laurasia para formar Pangea (Nance *et al.*, 2010 -

Figura 6). El norte de África colisionó con el sur de Europa, para formar el orógeno Variscano durante el Devónico-Carbonífero, y el occidente de África y Sur América se unieron a Norte América, para formar el orógeno Alleghaniano y Ouachita respectivamente, durante el Carbonífero-Pérmico (Nance et al., 2010).

(2) El océano Pacífico se formó durante el Neoproterozoico, como resultado de la fragmentación continental de Rodinia y, a pesar de estar asociado a una larga historia de convergencia de placas, este océano, al parecer, nunca se ha cerrado completamente. El registro de esta apertura, y del comienzo de la convergencia a través de la iniciación de la subducción que se extiende a lo largo del margen de Gondwana, se preservan en el orógeno acrecionario Terra Australis (**Figura 6**). La terminación del Terra Australis se dio alrededor de los 300-230Ma (Pérmico-Triásico) y se asocia a la formación de Pangea, lo que redujo las tasas de convergencia globales (Cawood y Buchan, 2007).

Los segmentos de la secuencia orogénica continental, en el margen occidental de Gondwana, se extienden desde Sur África hasta Sur América. En el caso de la Cordillera de los Andes, al norte de Sur América, los elementos asociados a esta compleja evolución tectónica han sido cubiertos por los eventos tectónicos posteriores relacionados con la orogenia Andina (Cawood, 2005; Cawood y Buchan, 2007).



Figura 6. Reconstrucción de Pangea a 250Ma mostrando las posiciones de los orógenos Alegeniano-Ouachita, Variscano, Uraliano y Terra Australis. Según Pizarevsky, S. A. (en Cawood y Buchan, 2007).

7.1 Paleogeografía local: Contexto del Paleozoico Medio-Superior en Colombia.

Durante el Paleozoico Medio-Superior, el elemento tectonoestratigráfico o terreno limitado por la Falla de Guaicáramo y por la Falla Otú, que incluye la Cordillera Oriental y se conoce como el Terreno Chibcha (según Restrepo y Toussaint, 1988), presenta aparentemente el registro de diferentes eventos tectónicos, de erosión, sedimentación, cambios en el nivel del mar y climáticos asociados a los grandes sistemas orogénicos globales. El registro geológico sedimentario de estos eventos se encuentra hoy expuesto de manera segmentada sobre la Cordillera Oriental, parte de la Cordillera Central, el Valle Superior del Magdalena y la Sierra Nevada de Santa Marta (**Figura 7**).

Durante el Paleozoico Temprano, este elemento tectonoestratigráfico habría experimentado una sedimentación seguida de un evento metamórfico y plutónico, relacionado probablemente con una colisión entre Gondwana y otro elemento tectónico desconocido (Ordoñez-Carmona et al., 2006).

En el Terreno Chibcha, el Devónico comenzó con un periodo de intensa erosión de los relieves preexistentes, los cuales habían sido formados durante el Paleozoico Inferior. Durante el Emisiano (~405Ma), un mar de poca profundidad hizo transgresión, lo que inició un periodo de depositación. A finales del Devónico, el mar regresó a algunas regiones y se dieron algunos eventos tectono-metamórficos que afectaron algunos de los registros sedimentarios existentes (Toussaint, 1993).

Así mismo, este autor sugiere que para el Carbonífero - Pérmico, la sedimentación se relaciona con la depositación de importantes secuencias marinas, caracterizadas por sedimentos clásticos-calcareos. A finales del Carbonífero Inferior, se generó una nueva transgresión marina, interrumpida por la generación de una serie de plegamientos suaves y la ausencia de metamorfismo y plutonismo, lo cual permitió el retiro del mar

en casi toda la región (Toussaint, 1993).

Si bien estos modelos sirven como guía regional, la ausencia de información geológica detallada en las secuencias Paleozoicas ha dificultado probar estas hipótesis y establecer de forma detallada la secuencia de eventos geológicos que afectaron estos elementos tectonoestratigráficos del margen Andino.

Adicionalmente, Bayona et al. (2006b), utilizando información paleomagnética de las rocas Jurá-Cretácicas que reposan sobre secuencias Paleozoicas del Oriente Colombiano, han sugerido que este bloque se encontraría durante el Mesozoico a una latitud equivalente, en la actualidad, al sector Norte del Perú. Esta reconstrucción indicaría adicionalmente que para el Paleozoico Medio este bloque y su historia geológica habría igualmente ocurrido al sur de su latitud actual.

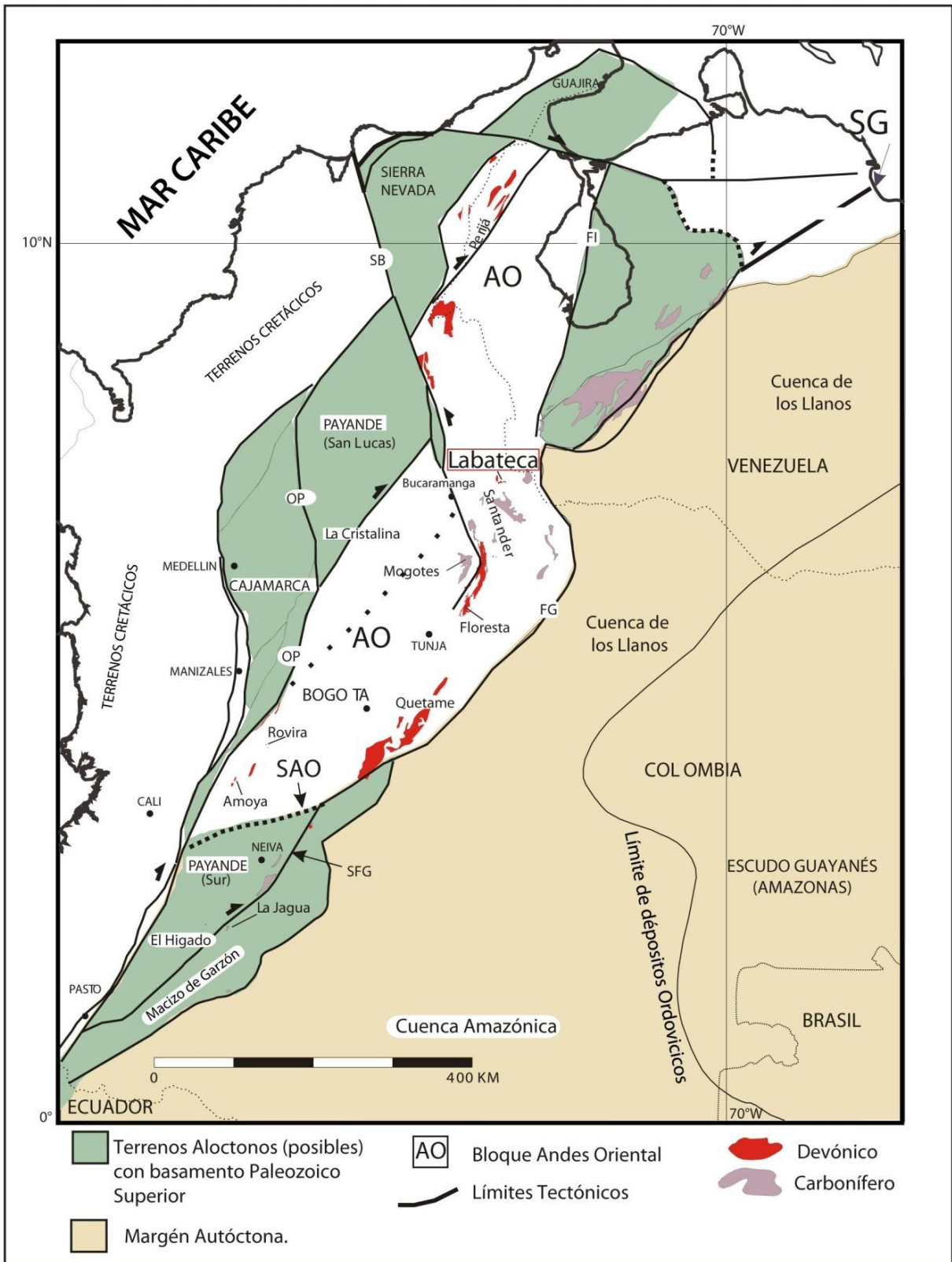


Figura 7. Localidades Paleozoicas en Colombia (Modificado de Moreno, 2004).

8. MARCO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL

Las secuencias sedimentarias del Paleozoico Medio-Superior se encuentran ampliamente expuestas a lo largo de la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos. Estas secuencias afloran en el Macizo de Santander, de Floresta, de Quetame, de Garzón y en la Serranía del Perijá (Moreno-Sánchez, 2004).

En el Macizo de Santander, las secuencias sedimentarias siliciclásticas y calcáreas del Paleozoico Medio-Superior afloran alrededor del basamento cristalino y metamórfico, e incluyen la Formación Floresta/Labateca, el Paleozoico de Confines y los afloramientos de Rio Nevado (Moreno-Sánchez, 2004; Forero, 1970a, 1970b).

En el Macizo de Floresta, la secuencia sedimentaria suprayace discordantemente al basamento ígneo-metamórfico e incluye aproximadamente 2000m de espesor de depósitos marinos y continentales de las Formaciones El Tibet, Floresta y Cuche (Cediel, 1969).

En el Macizo de Quetame se encuentran rocas sedimentarias, que van desde el Precámbrico hasta el Cretácico, y reposan discordantemente sobre el basamento de cuarcitas, metaconglomerados y filitas deformadas (Horton et al, 2010). Estas secuencias sedimentarias corresponden a las Formaciones Areniscas de Gutiérrez, Lutitas de Pipiral y Capas Rojas de Guatiquía (Renzoni, 1968).

En el flanco occidental del Macizo de Garzón se encuentra la Formación La Jagua, descrita por Stibane y Forero (1969). Esta unidad incluye calizas fosilíferas, cuyos fósiles sugieren una edad del Carbonífero inferior (Velandia et al., 1996).

La Serranía del Perijá corresponde al extremo norte de la Cordillera Oriental Colombiana. En ella, las secuencias sedimentarias del Devónico reposan en

discordancia angular con las rocas metamórficas Cambro-Ordovícicas de la Formación Perijá (Forero, 1970b). Las secuencias sedimentarias Carboníferas afloran en la región de Manaure y reposan discordantemente sobre las secuencias Devónicas, cuya fauna sugiere una edad del Pensilvaniano Medio a Superior (Forero, 1970b). Reposando concordantemente sobre las secuencias del Carbonífero se encuentran las unidades sedimentarias Pérmicas, cuya fauna data del Pérmico Medio a Superior (en Toussaint, 1993).

8.1 GEOLOGIA REGIONAL DEL ÁREA DE LABATECA.

Radelli (1967) denomina Formación Labateca (Figura 8) a la secuencia sedimentaria que aflora al oeste del municipio de Labateca, en el departamento de Norte de Santander, al este del Macizo de Santander. Se trata de una secuencia sedimentaria de unos 2900m de espesor, constituida en su parte inferior (480m) por areniscas, lutitas y areniscas conglomeráticas de color rojo, probablemente de edad Devónico superior(?) (Julivert, 1968), seguidas por unos 2400m de capas gruesas de areniscas rojizas, intercaladas con margas, lutitas pardas y bancos calcáreos más oscuros, que afloran en el Páramo de Tierra Negra cerca de Labateca, y cuya fauna corresponde al Carbonífero Superior (Trumpy, 1943).

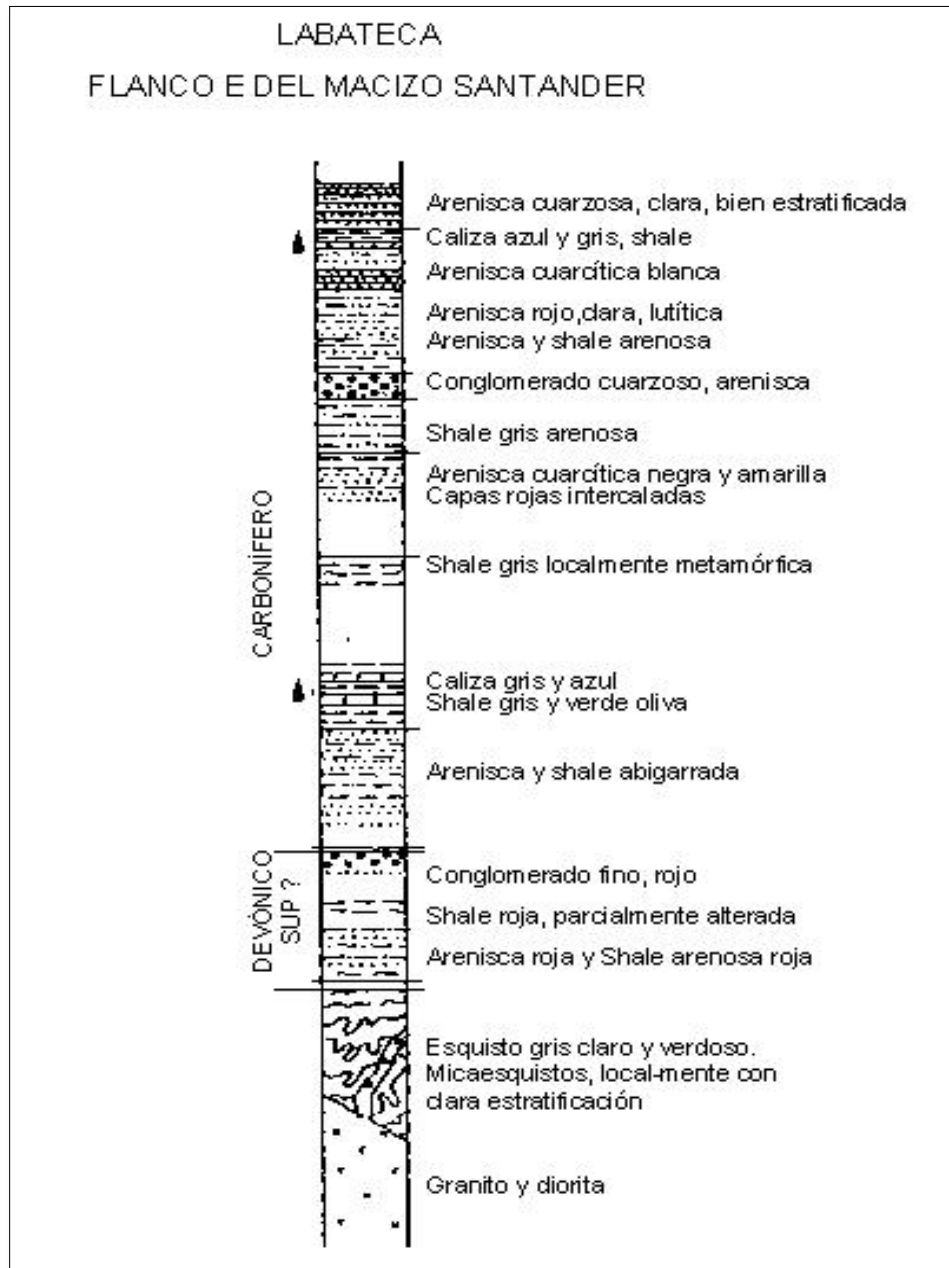


Figura 8. Columna estratigráfica del Carbonífero y Devónico (?) de Labateca, (Según Hubach en Trumpy, 1943).

A continuación se describen las unidades geológicas que representan el sustrato o el basamento sobre el cual se depositaron las unidades sedimentarias del Paleozoico Medio a Superior y, posteriormente, se presentan las características estratigráficas de las unidades Paleozoicas.

Sustrato de la cuenca Paleozoica

Las unidades geológicas que representan el sustrato de la cuenca sedimentaria del Paleozoico, y que podrían igualmente constituir fuentes de aporte durante la sedimentación, incluyen los Neises Precámbricos, las rocas metasedimentarias de bajo a medio grado y las rocas intrusivas deformadas que cortan las otras unidades metamórficas.

8.2 Neis de Bucaramanga (PEb)

Inicialmente fue definida como Neis de Bucaramanga por Ward et al. (1973), quienes le dieron esa denominación a una secuencia de rocas sedimentarias afectadas por un metamorfismo regional de alto y medio grado, con zonas migmatíticas. Litológicamente, la unidad se encuentra constituida por neises cuarzofeldespáticos, neises anfibólicos, anfibolitas, migmatitas, neises cuarzofeldespáticos con granates y cuarcitas con sillimanita.

8.3 Formación Silgará (pDs)

Fue definida por Ward et al. (1973) como una unidad de rocas de origen sedimentario, que se encuentran afectadas por un metamorfismo regional de medio y bajo grado (Rios et al., 2008) y constan de esquistos cuarzo micáceos y esquistos cuarzo micáceos cordieríticos en el área de estudio.

8.4 Rocas ígneas intrusivas (DCcm-DCgr)

En el área de la Plancha geológica Toledo-111 (Ingeominas, 2011) afloran rocas ígneas intrusivas, que están agrupadas y representadas por dos pequeños stocks, los cuales ocupan un área no mayor a 4 km². Uno de estos stocks es de composición cuarzomonzonítica (DCcm); el otro, de composición granítica (DCgr) (Royero, 2001).

8.5 Formación Floresta (Df)

El término Floresta fue inicialmente utilizado en 1937 por Olsson & Caster (en Julivert, 1968), quienes hablaron de una “Floresta Series” en el área de Floresta, Boyacá. Cediell (1969) propuso que la Formación Floresta fuera subdivida en dos miembros: el inferior arenoso (El Tibet) y el superior arcilloso, (Floresta). Estos miembros fueron igualmente cartografiados en el Macizo de Santander por Vargas et al. (1976). Posteriormente fueron elevados al rango de formaciones El Tibet y Floresta por Mojica & Villarroel (1984).

La Formación Floresta en el área de Labateca está constituida, en su parte inferior, por areniscas grises de grano fino a medio, lodosas, ligeramente feldespáticas y ferruginosas, interestratificadas con lodolitas y limolitas grises a gris verdosas, localmente micáceas, fosilíferas y en capas delgadas (Royero, 2001).

En la parte superior, predominan areniscas de cuarzo, de grano fino a medio, ligeramente micáceas, con algunas intercalaciones de lodolitas. El ambiente de depositación de esta unidad es marino somero. El espesor cartográfico de esta unidad varía entre 350 y 400 m al sur de la plancha geológica Toledo 111 (Ingeominas, 2011) . La base de la Formación Floresta es discordante sobre la Formación Silgará. El contacto superior con la Formación Diamante es de aparente paraconformidad. La edad de la Formación Floresta ha sido establecida con base en fósiles colectados por Boinet (1983) y corresponde al Devónico medio. Esta unidad es correlacionable con la Formación Floresta estudiada en el área de Floresta, Boyacá.

8.6 Formación Diamante (CPd)

La Formación Diamante corresponde a la parte inferior del Grupo Suratá descrito por Dickey (1941) y Navas (1962). Las características faciales y faunísticas de esta unidad

indican un ambiente de mar somero transgresivo. El espesor total varía de 250 a 400 m. Sin embargo, Reyes y Barbosa (1993) reportan 540 m de espesor.

En el área de estudio, la Formación Diamante reposa en aparente discontinuidad estratigráfica (paraconformidad) sobre la Formación Floresta. Su contacto superior también es de discontinuidad estratigráfica con la Formación Girón, de edad Jurásica. La edad ha sido considerada del Carbonífero-Pérmico, con base en la posición estratigráfica y en su contenido fósil. Por su posición estratigráfica, el contenido fósil y la similitud litológica, esta unidad es correlacionable con las rocas de la unidad Paleozoica del Río Nevado en el Perijá (Stibane y Forero, 1969). Además, puede ser correlacionable con el conjunto superior de la Formación Cuche, en el Macizo de Floresta, considerada de edad del Carbonífero Inferior (Botero, 1950; Mojica & Villarroel, 1984; Moreno-Sánchez, 2004).

9. RESULTADOS

9.1 Estratigrafía, relaciones de campo y muestreo

Se realizó el levantamiento de una columna estratigráfica de 70 metros (**Figura 9**). Esta incluye de base a techo: 14 estratos de areniscas con espesores variables entre 1 y 6m, 8 estratos de lodolitas con espesores entre 20cm hasta 5m y, finalmente, 2 estratos de shales negros con espesores de 1 y 3 metros respectivamente (en el ANEXO 1 se encuentra la columna completa).

Dentro de la columna fueron tomadas 23 muestras distribuidas espacialmente de base a techo, de las cuales 11 fueron seleccionadas para los análisis de catodoluminiscencia y petrografía, y 8 para minerales densos.

La geometría de los estratos es generalmente tabular, en disposición horizontal, con buzamientos máximos de entre 2 y 8 grados, y, estructuralmente, la secuencia no se encuentra afectada por una deformación sobreimpuesta.

Aunque no se observó el contacto, la secuencia reposa de manera discordante sobre rocas cristalinas metamórficas de bajo grado, relacionadas a los esquistos verdes con porfiroblastos de cordierita de la Fm. Silgara, que afloran en la vereda el Ají, sobre el puente del río Chitagá, en la vía Labateca – Pamplona.

Suprayaciendo al basamento se encuentra una capa de shales negros, muy friables, de color negro, alternado con un nivel de arenas finas de color gris y verde, con moscovita. La sucesión es levemente granocreciente, fundamentalmente por el incremento de arena respecto a las capas de shale.

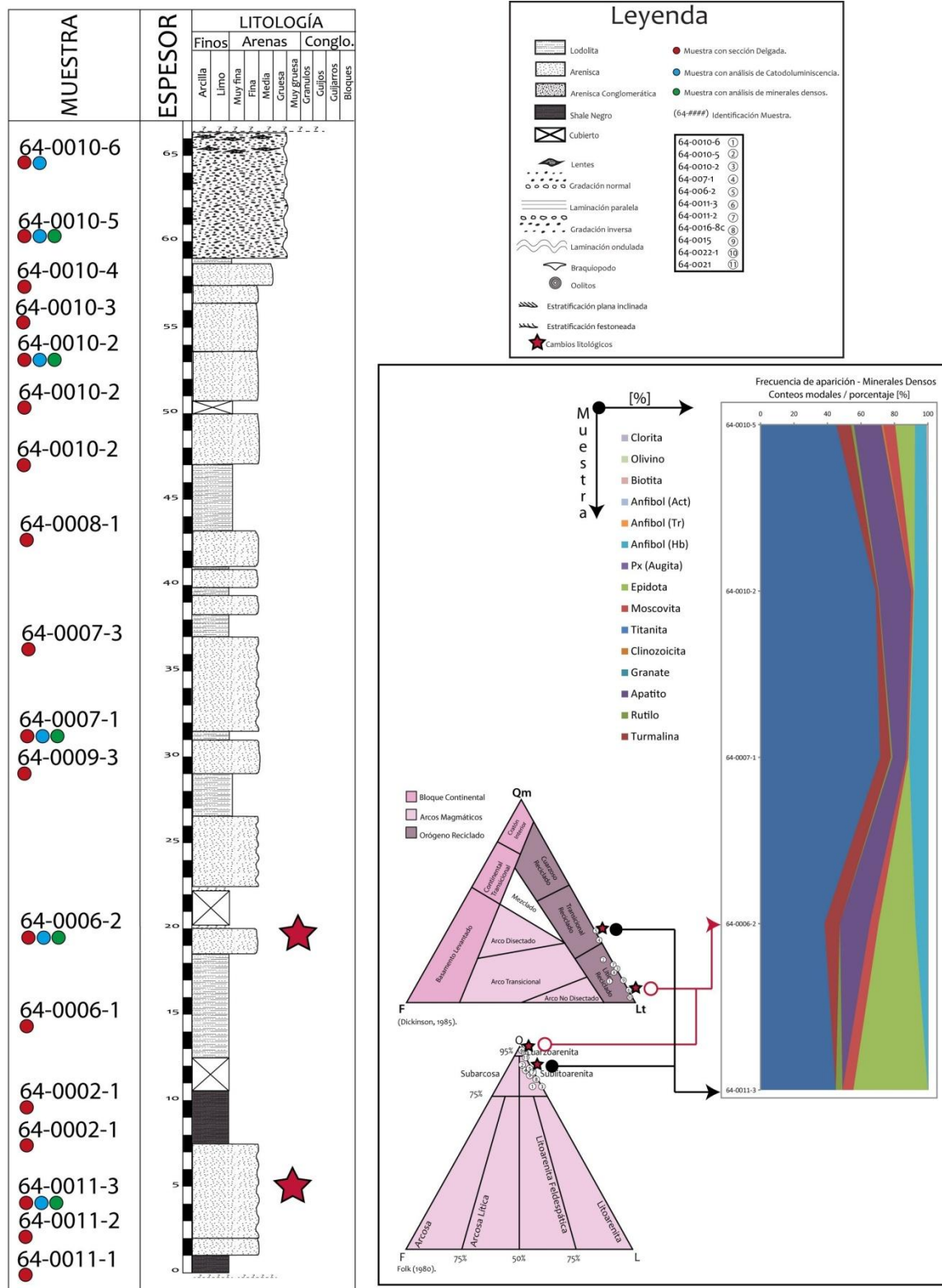


Figura 9. Columna estratigráfica sintética de la Formación Floresta sección Labateca; se indica la posición de las muestras.

A 12 metros de la base, se encuentra un nivel compuesto por areniscas masivas de colores gris y verdes con estratificación plana paralela y cruzada. Estas se intercalan con niveles de lodolitas verdes, hacia las partes basales, y rojas en los niveles superiores, formando sucesiones granodecipientes. Las lodolitas verdes presentan material fosilífero (fragmentos de conchas y bivalvos(?)).

Hacia el tope, la sección finaliza con 8 metros de niveles arenosos granocrecientes, que se intercalan con niveles conglomeráticos y/o lentes de grava, cuya base viene dada por niveles de areniscas con tamaños de grano que van desde medio a grueso. Su color es, en general verdoso, presentan una buena selección, y sus clastos varían de angulosos a subangulosos.

Los contactos en general son tajantes dentro de la secuencia. Sin embargo, algunos de los contactos entre las areniscas parecen ser de tipo gradacional, por lo que en ocasiones se dificulta la delimitación de los estratos.

9.2 Petrografía

Para la realización del análisis petrográfico, fueron utilizadas 10 secciones delgadas de areniscas relacionadas con la Fm. Floresta. Las muestras se encuentran localizadas estratigráficamente (**Figura 9**). En el **ANEXO 2** se encuentra el modelo de formato utilizado y las descripciones detalladas de cada sección.

Petrográficamente, las muestras analizadas corresponden a cuarzoarenitas y sublitoarenitas (**Figuras 10 y 11**). El tamaño de grano varía de fino a grueso (0,1 mm hasta 0,6 mm), con un porcentaje de matriz inferior al 2%.

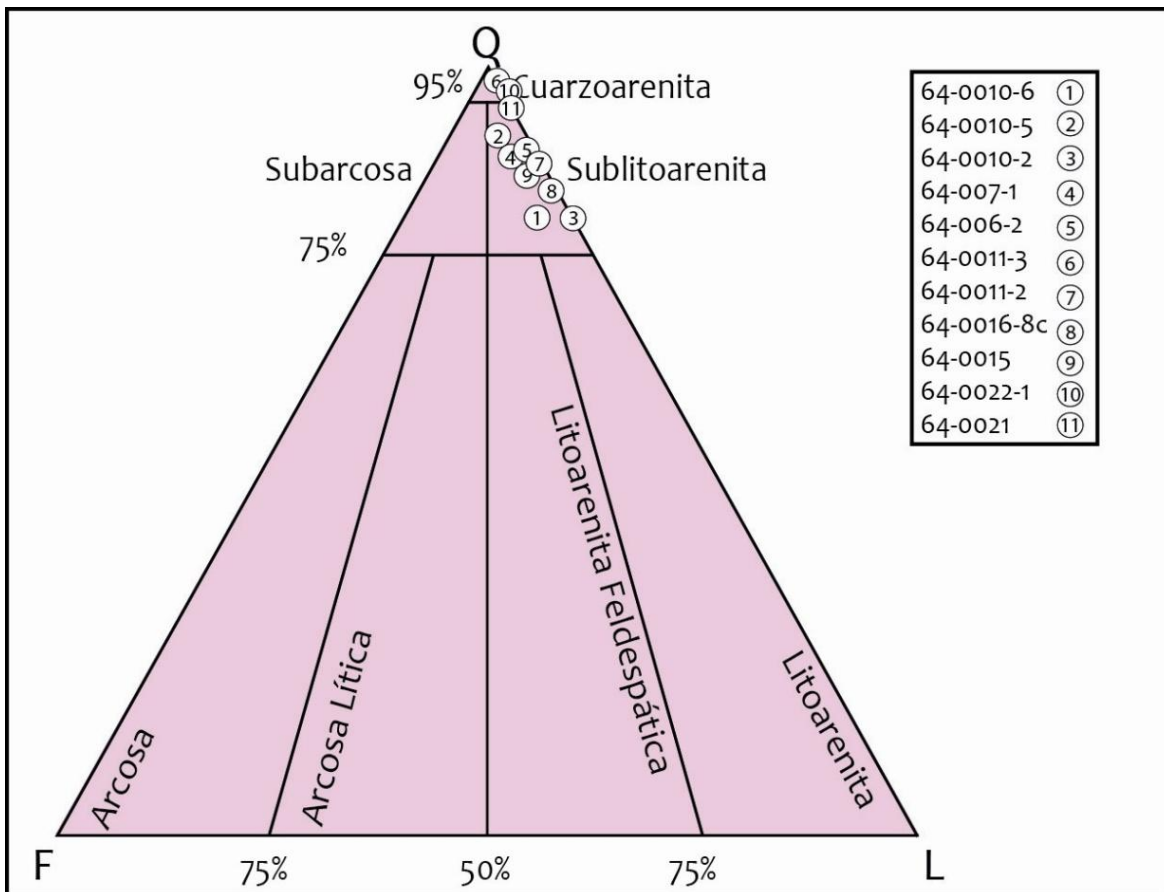


Figura 10. Diagrama ternario de clasificación de areniscas para la Formación Floresta; según Folk (1980).

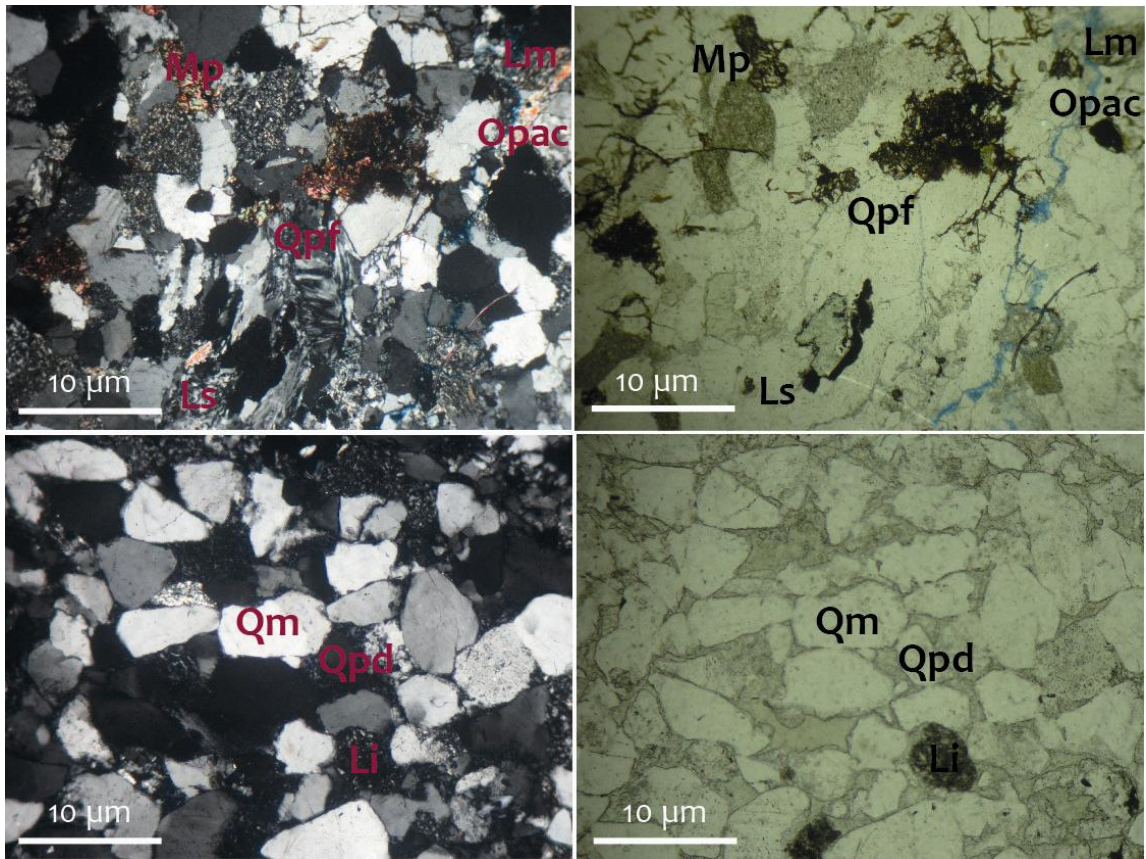


Figura 11. Microfotografías (10X) de las Sublitoarenitas y Cuarzoarenitas de la Formación Floresta. Muestras 64-0010-6 Nícoles cruzados – Nícoles paralelos (superior) y 64-0011-2 (inferior) Nícoles cruzados – Nícoles paralelos.

En todas las muestras, la redondez y la esfericidad (**Figura 12**) varían de redondeada a sub-redondeada y de angular a sub-angular. En general, todas las muestras presentan una buena selección.

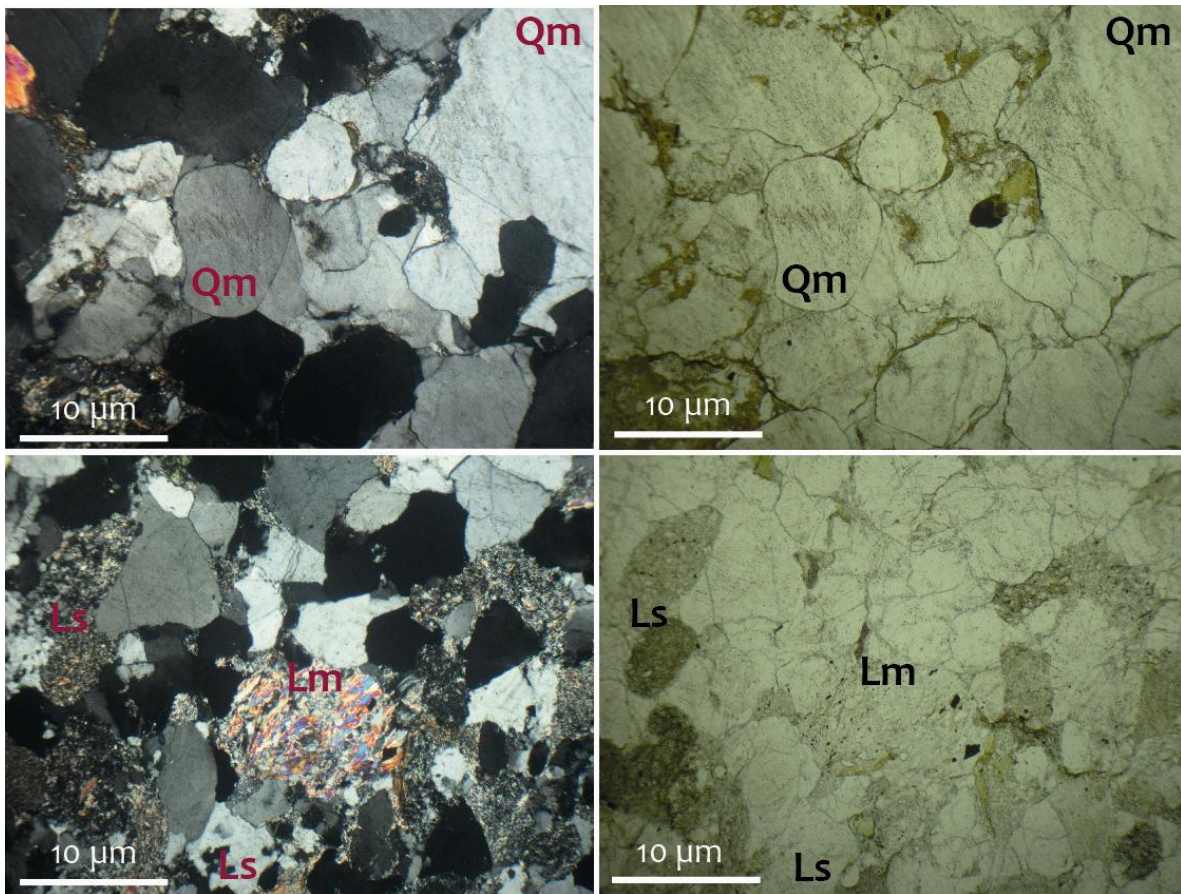


Figura 12. Microfotografías (10X) Redondez y Esfericidad. Muestras 64-0015 Nícoles cruzados – Nícoles paralelos (superior) y 64-0010-2 (inferior) Nícoles cruzados – Nícoles paralelos.

En todas las muestras, los contactos entre granos pueden ser largos, cóncavo-convexos, suturados y puntuales. La porosidad es baja y menor al 1%. En una única muestra (64-0011-1) fue identificado cemento ferruginoso y presencia de oolitos (**Figura 13**).

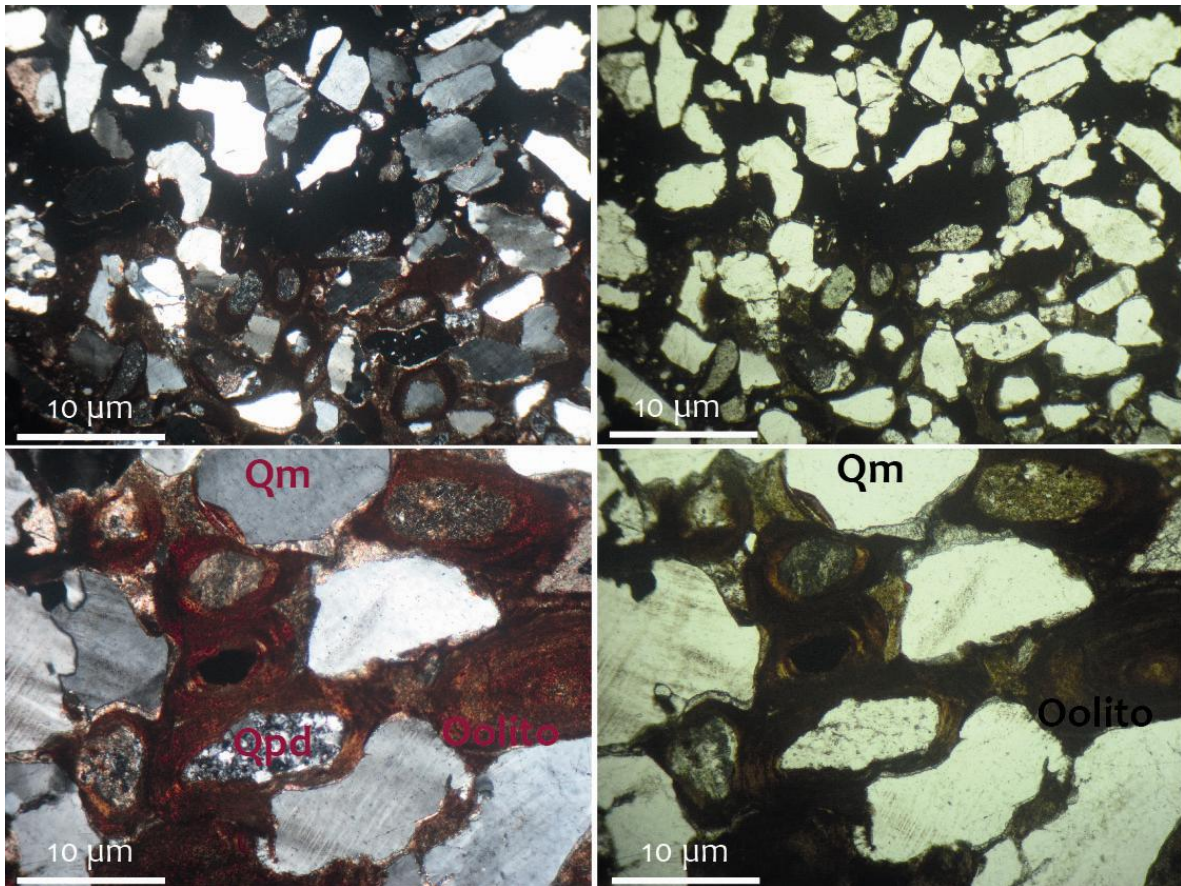


Figura 13. Microfotografías Cemento Ferruginoso. Muestra 64-0022-1 Nícoles cruzados – Nícoles paralelos, (10X superior) 25x (inferior).

Los componentes más abundantes incluyen el cuarzo, con aproximadamente un 80%. Domina el cuarzo monocristalino, seguido del cuarzo policristalino difuso y, por último, el cuarzo policristalino foliado en menor proporción (<3%). Constituyentes en menor proporción incluyen feldespato potásico, micas y minerales pesados (epidota, circón, turmalina, apatito, rutilo) y, por último, óxidos de hierro.

Entre los fragmentos líticos, dominan los líticos sedimentarios (lodolitas principalmente) en las muestras basales; hacia el techo de la secuencia, se observa la aparición de líticos metamórficos micáceos y líticos con alguna foliación (**Figura 14**).

El resultado del conteo para graficar la naturaleza de los cuarzozos (Basu, 1975; Tortosa et al., 1991) se presenta en sus valores modales (Tabla 5). Se evidencia el predominio de granos de cuarzo policristalino con más de tres granos, seguido de cuarzo con extinción ondulatoria y finalmente cuarzo monocristalino con extinción recta.

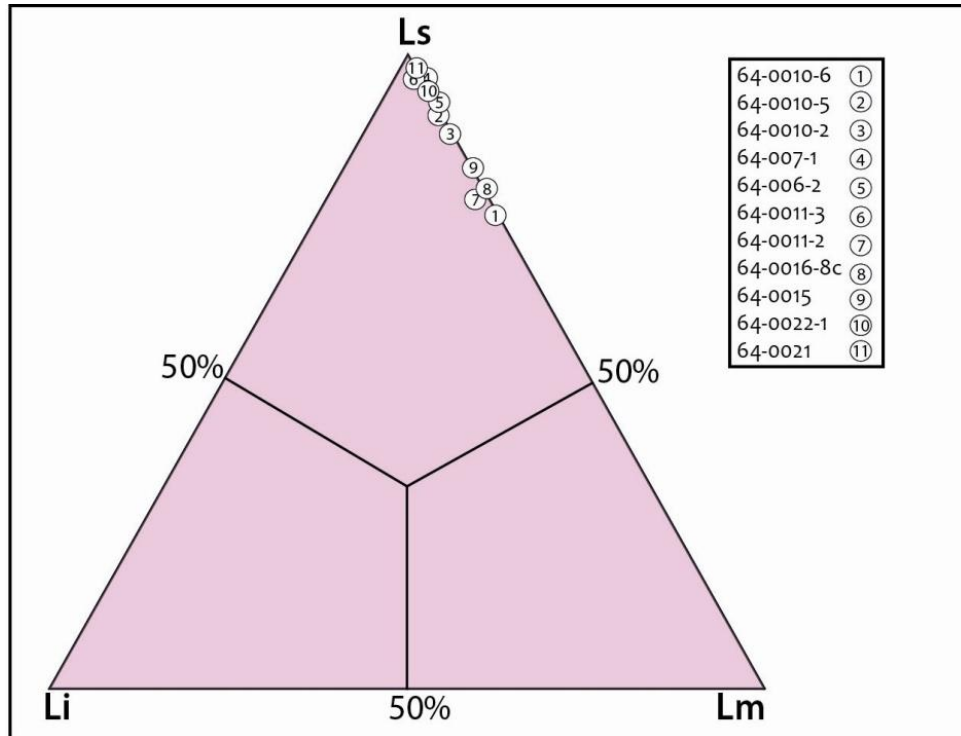


Figura 14. Diagrama ternario de clasificación de fragmentos líticos para las Formación Floresta; según Folk (1980).

Muestra	% Modal				Total
	Qp 2-3	Qp +3	Qm (recto)	Qm (ondu)	
64-0010-5	8	52	6	34	100
64-0010-2	5	46	26	23	100
64-0016-8c	11	10	34	45	100
64-0007-1	7	31	43	19	100
64-0006-2	6	23	35	36	100
64-0011-2	8	69	14	9	100
64-0011-3	5	46	26	23	100
64-0015	6	44	29	21	100
64-0022-1	2	77	17	4	100
64-0021	3	47	22	28	100

Tabla 5. Conteo modal de la clasificación de los tipos de cuarzo presentes en las areniscas de la Formación Floresta.

9.3 Minerales Densos.

En este capítulo se describen y analizan los minerales densos presentes en las muestras recolectadas a lo largo de la sección. Se realizaron y analizaron 8 montajes de grano bajo el microscopio de luz polarizada. Cinco de estos corresponden a muestras localizadas dentro de la columna estratigráfica (**Figura 9**); tres de los montajes se encuentran distribuidos espacialmente en la zona de estudio (ver Mapa de localización - **Anexo 1**). El modelo de formato y los conteos finales se encuentran consignados en el **Anexo 3**.

El análisis de los minerales densos para las muestras indica una baja variabilidad en las especies minerales (**Tabla 7 – Figura 15**). Se presenta un predominio de circón, apatito, turmalina, epidota, hornblenda, moscovita, opacos y, en menor proporción rutilo.

Formación Floresta - Minerales Densos, sección Labateca								
Mineral	64-0010-5	64-0010-2	64-0007-1	64-0006-2	64-0011-3	64-0015	64-0022-1	64-0021
Circón	45	69	71	38	45	44	46	63
Turmalina	9	1	7	9	---	8	13	20
Rutilo	2	---	1	---	4	---	2	2
Apatito	16	19	8	18	---	14	17	2
Granate	---	---	---	---	---	---	---	---
Clinozoicita	1	---	---	---	---	---	---	---
Moscovita	7	1	1	5	7	1	4	1
Epidota	12	1	1	22	45	17	7	---
Hornblenda	7	8	11	7	---	16	11	11
Biotita	1	---	0	0	0	0	0	0
Totales	100	100	100	100	100	100	100	100

. Análisis modal de minerales densos sobre un total de 350 granos.

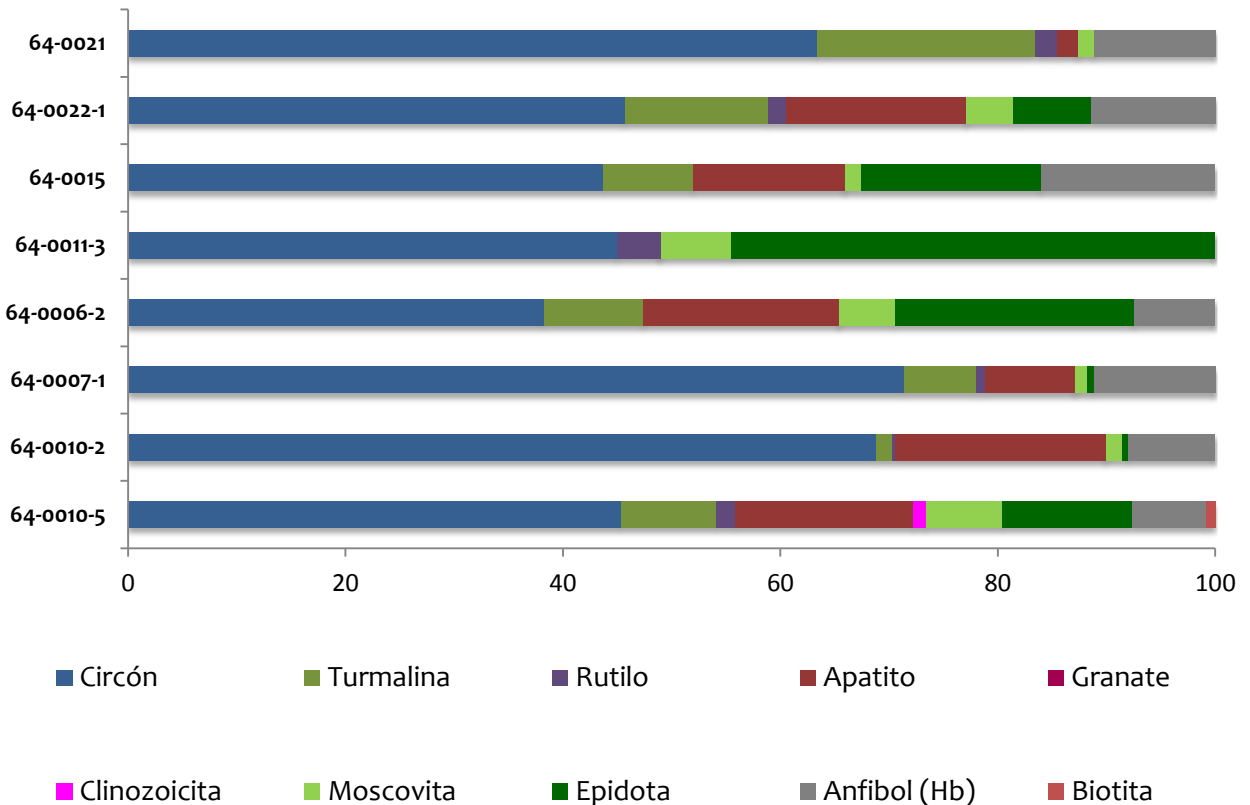


Figura 15. Distribución de la frecuencia de las especies minerales, ubicadas en posición estratigráfica.

Algunas de las características de las especies minerales se describen a continuación:

-Circón: Los porcentajes varían entre 38 y 71 %. Su forma varía desde euhedral a anhedral y los cristales son de color rosa, amarillo hasta completamente translúcidos, siendo estos los más abundantes.

-Turmalina: Presenta contenidos variables entre el 1 y 20%. Su morfología es generalmente tabular, aunque algunos cristales presentan bordes deshilachados (dientes de sierra o “*Hacksaw*”). Los granos son euhedrales a subhedrales, con una baja esfericidad. Algunos presentan un fuerte pleocroísmo, relacionado a una especie de turmalina denominada oxyturmalina (**Figura 16**).

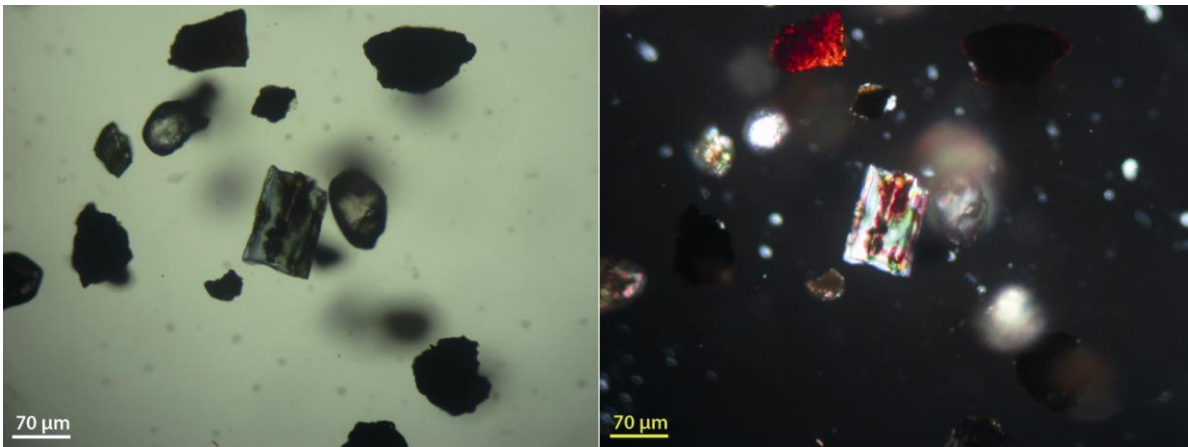


Figura 16. Cristal de Oxyturmalina (25x); alrededor algunos cristales redondeados y subredondeados de circón.

-Apatito: estos presentan formas subhedrales hexagonales con terminaciones prismáticas. Algunos tienen forma de “barril”. Son subredondeados a angulares, con esfericidad media, y representan porcentajes entre el 2 y 19%.

-Anfíboles (Hornblenda): se presenta entre el 7 y 16%. Su morfología es generalmente tabular, euhedral a subhedral, con redondez media-baja (**Figura 17**).

-Epidota: están presentes con porcentajes entre el 12 y 45%, con morfologías generalmente irregulares y anhedrales, y con esfericidad baja.

-Otros: Se presentan otros minerales densos (con porcentajes entre 1 y 7%). Dentro de estos se encuentran la moscovita, la biotita y el rutilo. De estos, el más común es la moscovita, la cual se encuentra generalmente en formas placoides, con una esfericidad muy baja (**Figura 17**). La biotita está presente en porcentajes muy bajos (1%) y no en todas las muestras; por último, el rutilo, con un porcentaje menor al 1%.

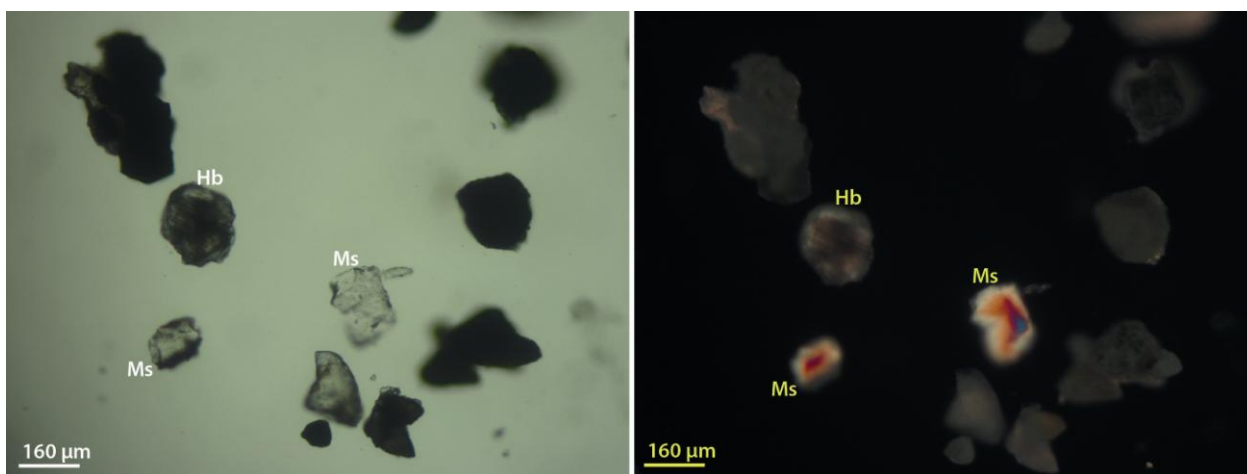


Figura 17. Microfotografías cristales de moscovita (Ms) y hornblenda (Hb) identificados durante el análisis (10x).

9.3.1 Análisis de Alta Resolución (HRHMA)

A continuación se presentan los resultados de los conteos obtenidos en el análisis Morfológico de minerales estables y ultra-estables presentes en las muestras relacionadas a la Fm. Floresta, (**Tablas 6a, 6b, 6c y 6d** respectivamente).

Del análisis se observa que los circones de las muestras recolectadas presentan formas redondeadas (la mayor población con un 33%), a subhedrales con colores traslúcidos y amarillos con un 27% muy similar al 25% que representan los circones anhedrales de color traslúcido amarillento.

a). Círcón								
Muestra	Euhedral		Subhedral		Anhedral	Redondeado		Total (%)
	Translucido a Amarillo	De rosa a violeta	Translucido a Amarillo	De rosa a violeta	Translucido a Amarillo	Translucido a Amarillo	Con óxidos	
64-0010-5	4	---	34	---	5	45	12	100
64-0010-2	7	1	42	---	25	25	---	100
64-0007-1	15	---	40	1	15	25	4	100
64-0006-2	2	---	9	---	47	40	2	100
64-0011-3	5.56	---	21.11	---	31.11	42.22	---	100
64-0015	29	---	41	1	18	10	1	100
64-0022-1	3	---	16	---	30	46	5	100
64-0021	17	---	16	1	33	33	---	100

b). Turmalina							
Muestra	Angular/roto			Prismático			Total (%)
	Café	Azul	Verde	Café	Verde	Azul	
64-0010-5	35.48	---	16.13	19.35	29.03	---	100
64-0010-2	---	---	---	100	---	---	100
64-0007-1	---	---	---	86.96	13.04	---	100
64-0006-2	93.75	---	---	6.25	---	---	100
64-0011-3	---	---	---	---	---	---	---
64-0015	41.38	---	6.90	27.59	17.24	6.90	100
64-0022-1	86.96	---	13.04	---	---	---	100
64-0021	54.29	---	25.71	7.14	12.86	---	100

c). Rutilo				
Muestra	Angular/roto	Prismático	Redondeado	Total (%)
64-0010-5	66.67	---	33.33	100
64-0010-2	---	---	100	100
64-0007-1	66.67	0.00	33.33	100
64-0006-2	---	---	---	---
64-0011-3	87.5	---	12.5	100
64-0015	---	---	---	---
64-0022-1	100	---	---	100

d). Apatito					
Muestra	Angular/roto	Prismático	Prisma-redondeado	Redondeado	Total (%)
64-0010-5	65.52	---	34.48	---	100
64-0010-2	66.18	---	33.82	---	100
64-0007-1	44.83	---	---	55.17	100
64-0006-2	74.60	---	25.40	---	100
64-0011-3	---	---	---	---	---
64-0015	81.63	---	---	18.37	100
64-0022-1	65.52	---	---	34.48	100
64-0021	100	---	---	---	100

Tabla 6. Conteo de alta resolución (HRHMA). Porcentajes de los tipos de: **a.** circón, **b.** turmalina y **c.** rutilo y **d.** apatito para las muestras de la Formación Floresta.

En menor proporción (10%) se ubican los circones euhedrales (colores translúcidos y amarillos), seguidos de morfologías redondeadas y oxidadas (3%). Los colores rosa y violeta en todas sus formas apenas representan el 0,1% del total de todos los granos contados. Para la relación entre forma y posición estratigráfica, se observa que los cristales subhedrales de circón predominan hacia el tope de la secuencia, al contrario de las formas euhedrales, que no muestran un patrón claro dentro de ésta; de la forma redondeada, se puede decir que se mantiene un tamaño estable desde la base hasta el tope de la secuencia.

De otro lado, la turmalina presenta dos dominios claros en cuanto a su morfología; un dominio de formas irregulares, con cristales angulares y rotos, de color café y verde (22%) hacia la parte basal, y otro de formas prismáticas euhedrales de los mismos colores, representados por el 20% hacia el techo de la secuencia. Las turmalinas azules reportadas (*muestra 64-0015*) se presentan con morfologías prismáticas en porcentajes que no superan el 0,8% de la totalidad de las turmalinas contadas.

La presencia de apatito es constante en casi todas las muestras y se encuentra en proporciones del 62%, 14% y 11%, para morfologías de tipo irregular (cristales angulares y rotos), redondeadas y prismáticas/redondeadas respectivamente. Las morfologías irregulares son constantes dentro de toda la secuencia. Las formas redondeadas son más visibles hacia el tope, al contrario de las formas prismáticas/redondeadas, que son más visibles hacia las partes basales.

Por último, el rutilo es el mineral ultra-estable menos abundante dentro de todas las muestras recolectadas. Este representa solo el 2% del contenido total de todos los minerales pesados ultra-estables seleccionados para este análisis (1389 granos contados); morfológicamente, muestra un predominio de formas irregulares (cristales angulares y/o rotos) cercano al 53% y, en menor proporción, aparece en formas redondeadas (22%). Su aparición dentro de la secuencia lo ubica de medios a techo siendo nula su presencia hacia la parte más basal de la misma.

Por otro lado, siguiendo la propuesta por Morton y Hallaworth (1994) para la obtención de índices de procedencia, se aplica la siguiente ecuación:

$$ATi = 100 \times \frac{\text{Cantidad total de apatito}}{\text{cantidad total de apatito} + \text{cantidad total de turmalina}}$$

Siendo ATi (apatito/turmalina) la única relación par mineral que pudo ser obtenida de acuerdo a la presencia de la especie mineral dentro de las muestras analizadas.

Determinación de valores índices de procedencia.								
Mineral/Muestra	64-0010-5	64-0010-2	64-0007-1	64-0006-2	64-0011-3	64-0015	64-0022-1	64-0021
Apatito	16	19	8	18	---	14	17	2
Turmalina	9	1	7	9	---	8	13	20
ATi	64	95	53	66	--	63	56	9

Tabla 7. Determinación de Valores índice de procedencia.

9.4 Catodoluminiscencia.

En las 11 secciones analizadas fueron identificados, en orden de abundancia: Cuarzo metamórfico (azul oscuro – marrón, **Figura 18a**), seguido de cuarzo ígneo plutónico (azul claro, **Figura 18b-18e**) y, en muy baja proporción, cuarzo volcánico (rojo – violeta, **Figura 18c-18d**). Los carbonatos y circones se reconocen en las secciones por sus colores amarillos y rojos incandescentes (**Figura 18b, c y d**).

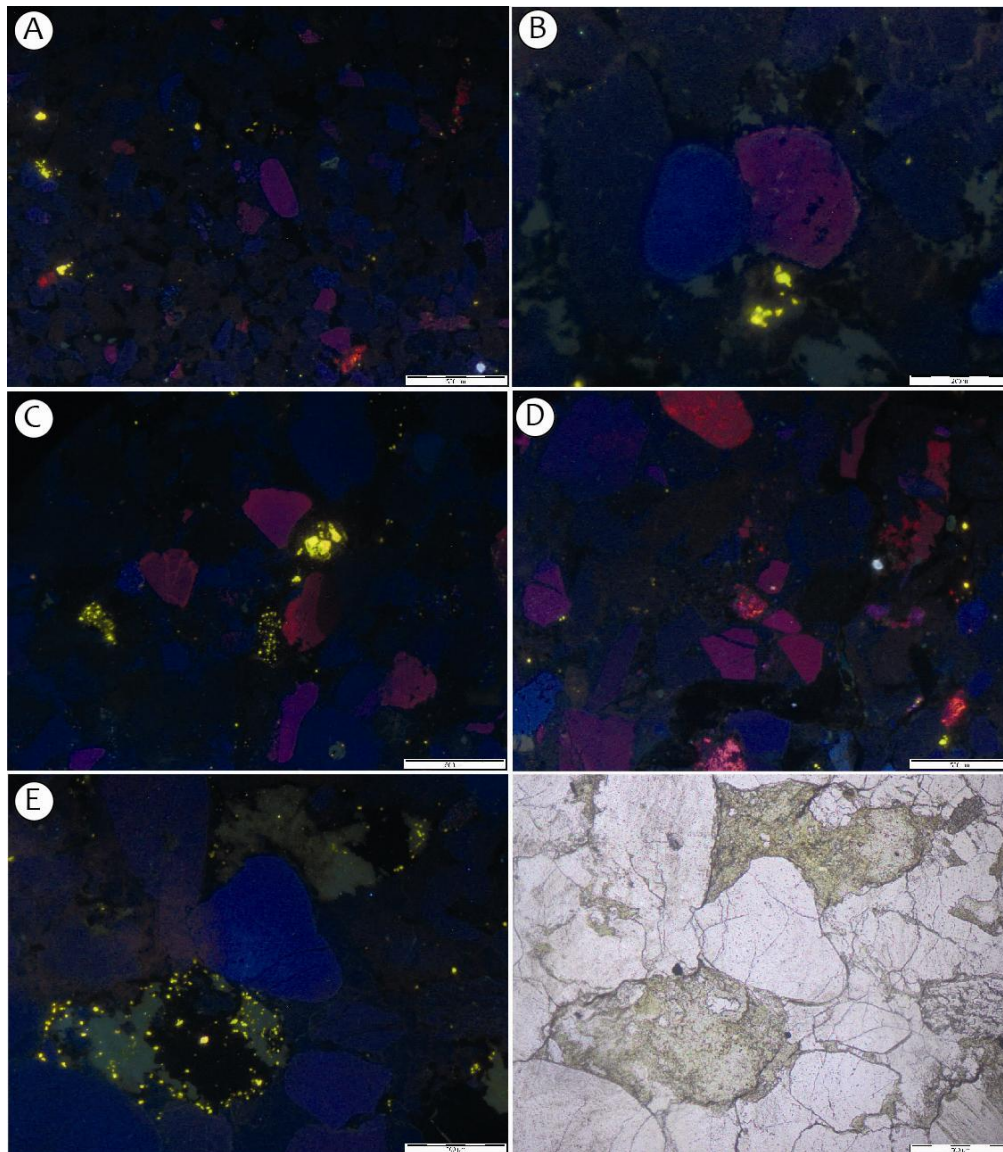


Figura 18. Diferentes colores de Catodoluminiscencia obtenidas para los diferentes tipos de cuarzo para la Fm. Floresta-Sección Labateca.

En el análisis óptico inicial, el 50% fue clasificado como cuarzo marrón, el 40% como azul oscuro, el 5% como azul claro brillante, el 2% como violeta y el 1% como rojo.

Sin embargo, los resultados de la clasificación individual de los espectros, que representa la aproximación más cuantitativa, mostraron que el 60% de los granos de cuarzo tiene el típico espectro de cuarzo azul oscuro, 20% de marrón, 15% de azul claro, 4% de violeta y 1% rojo.

Estos resultados indican, por lo tanto, que los cuarzoes analizados tienen una afinidad con cuarzo formado en condiciones metamórficas de bajo grado, seguido de una influencia ígnea plutónica y volcánica en menor proporción (**Figura 19**).

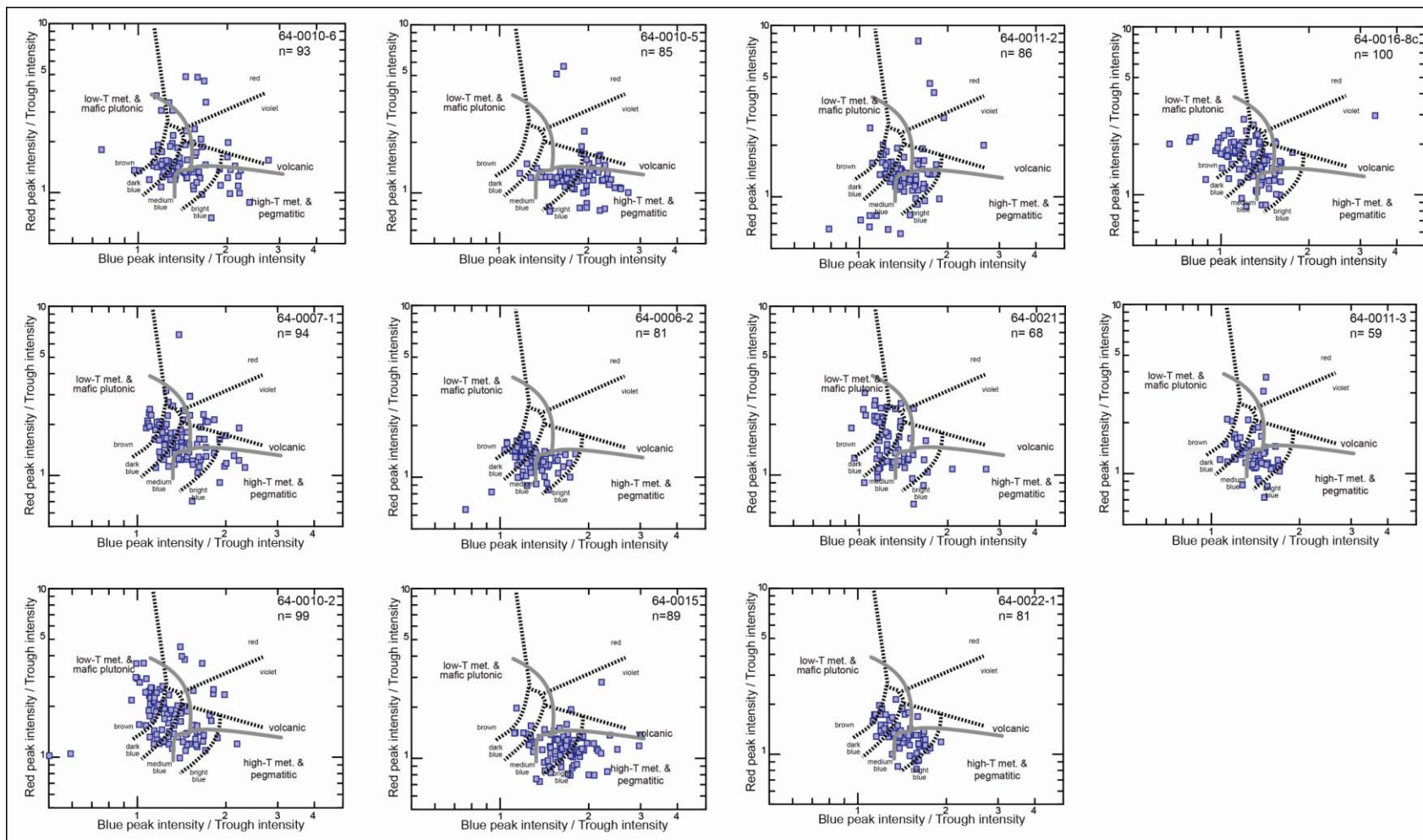


Figura 19. Comparación e integración de los cambios máximos de color durante el bombardeo de electrones durante el análisis de catodoluminiscencia. El esquema de colores es de Augustsson y Bahlburg (2003) y está basado en los tipos de espectros presentados por Zinkernagel (1978). (*n*= granos totales de cuarzo analizados)

10. PETROFACIES

Fueron identificadas 2 petrofacies en las muestras analizadas, las cuales se describen a continuación:

Petrofacies (1): Cuarzoarenitas

A este segmento solo corresponde una de las muestras localizada en la parte más basal de la columna levantada; está compuesta por más del 90% de cuarzo, en su mayoría monocristalino, con algunas apariciones de cuarzo policristalino difuso y muy pocos líticos.

Petrofacies (2): Sublitoarenitas

Corresponde a 10 de las 11 secciones analizadas de las muestras recolectadas en la sección y se describen en términos petrológicos como Sublitoarenitas de grano grueso. Están caracterizadas por presentar, en orden de abundancia, cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino difuso, cuarzo policristalino foliado, fragmentos líticos sedimentarios y líticos metamórficos.

11. ÁREAS DE APORTE REGIONALES

A continuación se presenta una síntesis de las posibles áreas de aporte regionales de los detritos que conforman las secuencias sedimentarias del Paleozoico Medio-Superior de la región de Labateca.

- Macizo de Santander

Como ya fue descrito, se incluyen las rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga, los esquistos de la Formación Silgará y la Formación Ortogneis (Ward et al., 1973). El Gneis de Bucaramanga consta de rocas gnéissicas pelíticas cuarzofeldespáticas, hornbléndicas, micáceas y granatíferas, de edad Grenvilliana. Cordani et al., (2005) reportan edades U/Pb alrededor de 1112 ± 24 Ma y 864 ± 66 Ma, interpretadas como edades de metamorfismo. La Formación Silgará es una secuencia de medio grado metamórfico de edad Ordovícica (Ward et al., 1973); consta de rocas pelíticas cuarzosas a semipelíticas ricas en feldespato. La Formación Ortogneis intruye a la Formación Silgará y presenta una composición diorítica, granítica y tonalítica (Ward et al., 1973). La edad U/Pb del magmatismo es aproximadamente 477 ± 2 Ma (Mantilla et al., 2012) y la edad Rb/Sr de metamorfismo es de 450 ± 80 Ma (Ward et al., 1973).

Los sedimentos derivados de la denudación de estas rocas incluirían fragmentos líticos metamórficos micáceos y cuarzosos, líticos plutónicos, abundante cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y minerales densos estables como granate, biotita, sillimanita y anfíboles, y minerales ultra-estables como circón, apatito y turmalina.

- Escudo de Guayana

Otra posible área de aporte que puede estar representada en los detritos de las secuencias siliciclásticas es el Escudo de Guyana, el cual representa provincias muy antiguas y lejanas, acrecionadas entre 1.4 y 2.7 Ga (Priem et al., 1982). Este dominio geológico presenta un cinturón magmático Meso a Paleoproterozoico, y un importante

cinturón Grenvilliano, que aflora en el Putumayo (Ibañez-Mejía et al., 2011). Estas provincias están compuestas litológicamente por gneises, migmatitas, granulitas, rocas plutónicas de composición granítica, rocas metasedimentarias, sedimentarias clásticas y piroclásticas.

Detritos que se pudieron derivar de estas provincias incluyen fragmentos de rocas maduras con abundante cuarzo y feldespato potásico, o líticos metamórficos y sedimentarios retrabajados. También se esperaría encontrar minerales pesados ultraestables como el circón, turmalina, apatito y rutilo, y otros minerales como epidota y biotita.

- Complejo Marañón

Debido a la hipótesis de correlación de dominios corticales establecida por Bayona, et al (2006b), otra posible área fuente de las secuencias sedimentarias del Macizo de Floresta, durante el Devónico-Carbonífero, corresponde al Complejo Marañón, el cual está ubicado en los Andes Peruanos del Este. Este complejo agrupa diferentes unidades metamórficas de bajo grado, neises y granitoides, con edades que varían entre el Neoproterozoico y el Paleozoico Superior (Chew et al., 2008; Mišković et al., 2009; Cardona et al., 2009), y rocas sedimentarias siliciclásticas fosilíferas depositadas entre 465 ± 6 Ma y 440 Ma (Cardona et al., 2009).

Los sedimentos derivados de este dominio geológico incluirían fragmentos líticos metamórficos micáceos y sedimentarios, plutónicos, abundante feldespato y cuarzo y minerales pesados como circones, apatitos, turmalinas, y otras fases más inestables como moscovita, biotita y anfíboles.

12. ANÁLISIS DE PROCEDENCIA

El ambiente depositacional de la Formación Floresta estaría relacionado con un ambiente transicional marino de plataforma profunda, que fue haciéndose más somero y está asociado a un importante evento regresivo global (Moreno-Sánchez, 2004).

La petrofacies inferior de la Formación Floresta (cuarzoarenitas), caracterizada por un alto contenido de cuarzo, estaría relacionada con el retrabajamiento de sedimentos o con un área de aporte donde las condiciones climáticas intensas habrían preservado fundamentalmente cuarzo.

De otro lado, la segunda petrofacies (sublitoarenitas) se encuentra caracterizada por un menor contenido de cuarzo y fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios, que estarían indicando un retrabajamiento. Igualmente se evidencia un aporte de material sedimentario y metamórfico, este último reflejado por la presencia de cuarzo metamórfico relacionado a rocas de bajo grado metamórfico, como pizarras y esquistos (**Figura 20**).

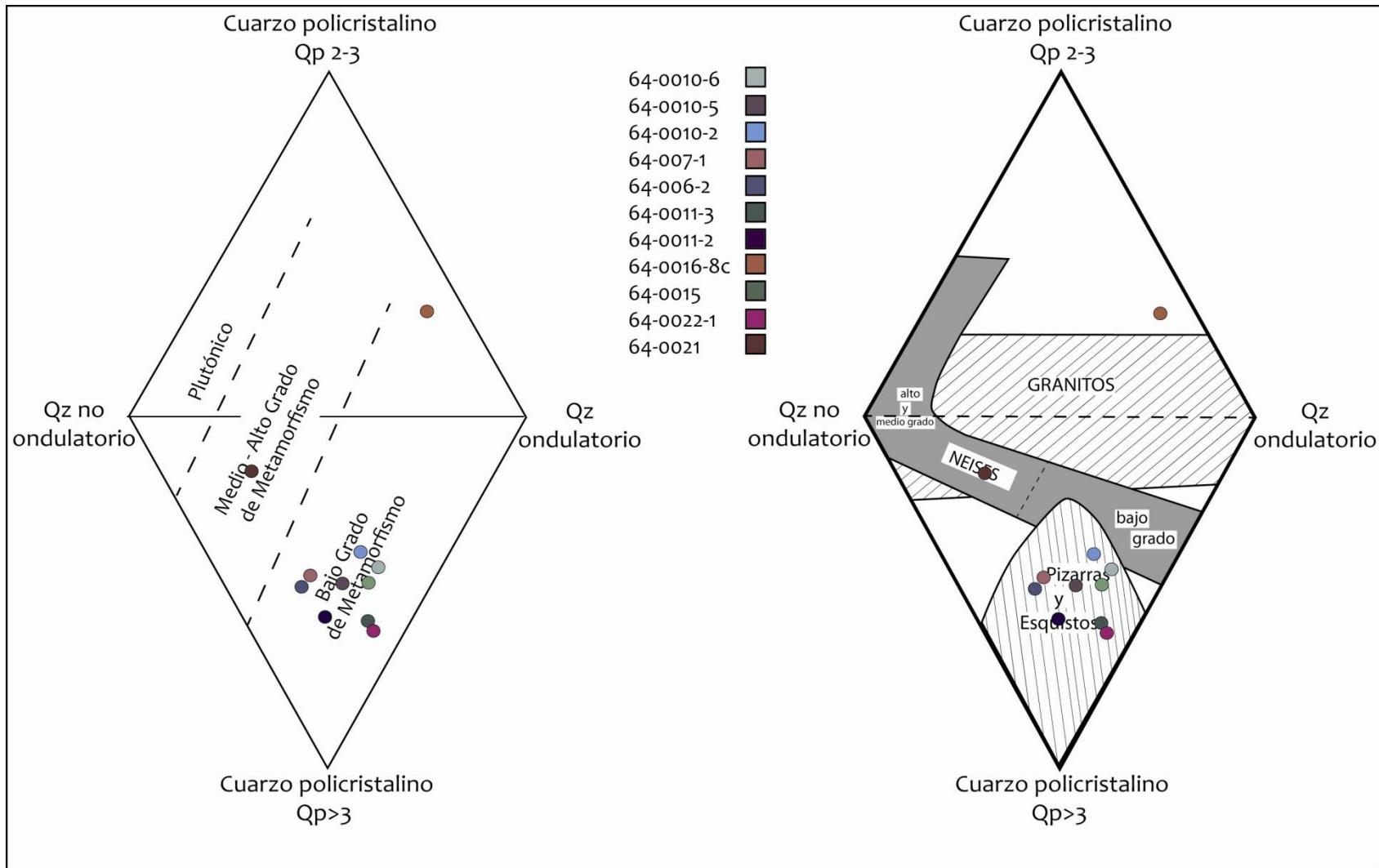


Figura 20. Diagrama de la naturaleza de los tipos de cuarzo presentes en las areniscas de la Formación Floresta. (Tortosa et al., 1991, modificado de Basu et al., 1975).

Los clastos vistos en sección delgada muestran un carácter subredondeado a redondeado, lo que podría estar sugiriendo fuentes sedimentarias retrabajadas. De otro lado, el carácter angular y sub-angular de otros clastos observados también en sección delgada podría indicar cierta inmadurez textural, lo que puede sugerir el aporte de fuentes metamórficas o ígneas relativamente proximales.

La presencia de minerales pesados inestables, como epidota y apatito, estaría asociada a fuentes metamórficas proximales de bajo grado, como filitas o esquistos (**Figura 20**), tal como lo sugieren los resultados de catodoluminiscencia, en donde se observa el dominio del cuarzo de color azul relacionado también a un origen metamórfico de bajo grado (**Figura 19**).

De otro lado, la presencia de minerales ultra-estables y estables, junto con la diversidad tipológica que presentan, reflejan áreas de aporte mixtas. La proporción de minerales redondeados, representados por el circón y el apatito (**Figura 21a – 21d**), indica aportes de fuentes retrabajadas de origen sedimentario o metasedimentario. El carácter prismático y las formas euhedrales de circones y apatitos también estarían indicando aportes provenientes de rocas plutónicas o volcánicas que estarían experimentando un primer ciclo sedimentario. La diversidad de la turmalina (**Figura 21b**), en cuanto a geometrías prismáticas y redondeadas, estaría relacionada con fuentes metamórficas de primer ciclo y fuentes retrabajadas. El rutilo y la turmalina indican fuentes de materiales metasedimentarios a la cuenca (**Figura 21c**).

Según los valores registrados en los índices de procedencia, estos presentan una variabilidad comprendida entre el 9 y el 95%, lo cual estaría confirmando el aporte multiareal del relleno de la cuenca.

Según los valores registrados en los índices de procedencia, estos presentan una variabilidad comprendida entre el 9 y el 95%, lo cual estaría confirmando el aporte multiareas del relleno de la cuenca.

La presencia de hornblenda y apatito, junto con los resultados de cuarzo asociado a un origen volcánico observado en la catodoluminiscencia de color (**Figura 19**), estarían confirmando el aporte de fuentes volcánicas.

Los componentes modales de las areniscas de la Fm. Floresta en el diagrama de procedencia QtFL (Dickinson, 1985) sugieren que la secuencia presenta afinidad con orógenos reciclados, distribuidos entre los campos de lítico reciclado y transicional reciclado (**Figura 22**), **lo que es** consistente con la derivación de múltiples fuentes de aporte y con el predominio de las coberturas superficiales sedimentarias y metasedimentarias que caracterizan a las zonas orogénicas activas (Dickinson, 1985), donde igualmente pudo existir un vulcanismo contemporáneo.

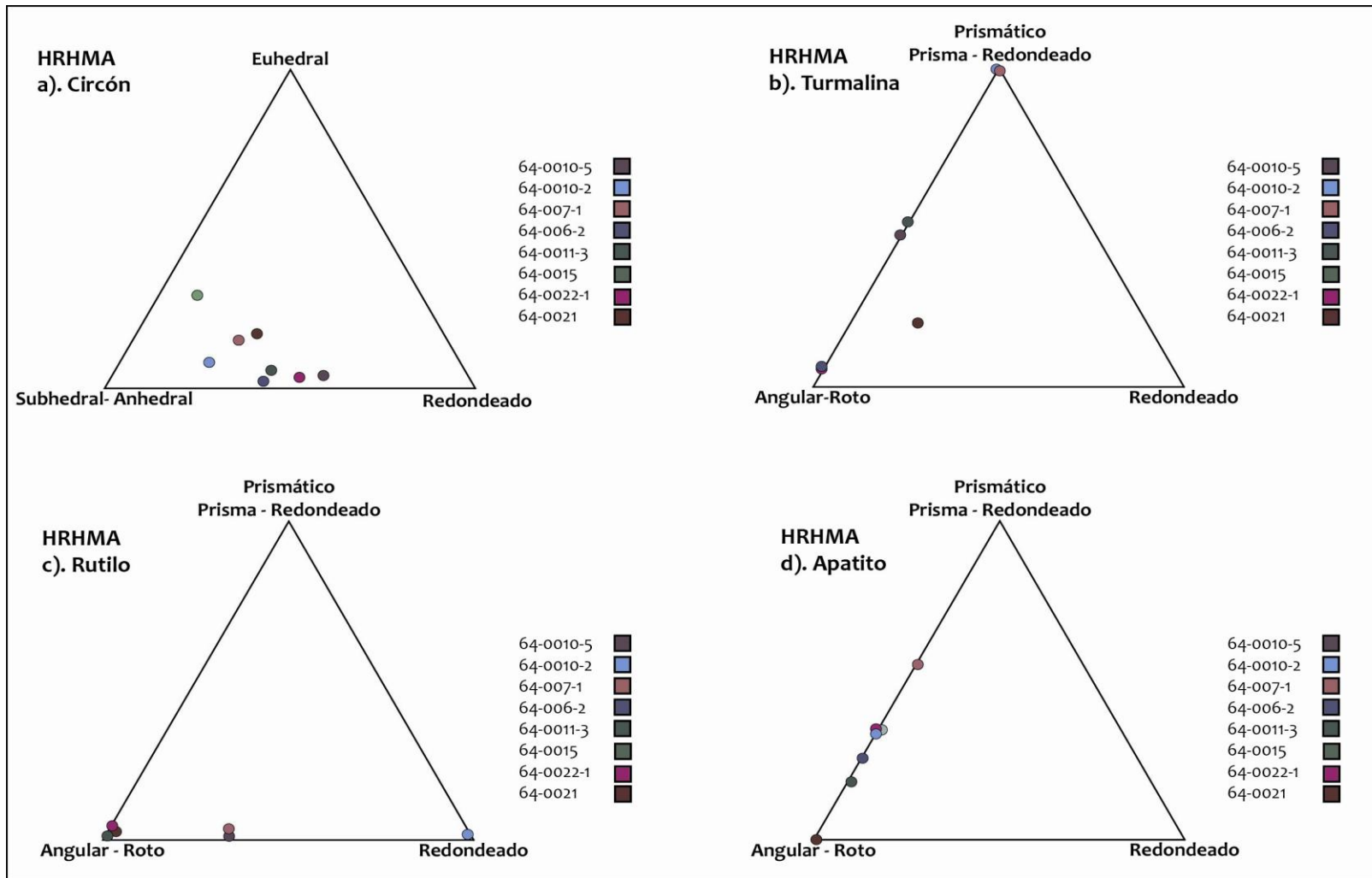


Figura 21. Representación gráfica de análisis de alta resolución de minerales pesados – Formación Floresta: a). Cirkón, b). Turmalina, c). Rutilo y d). Apatito.

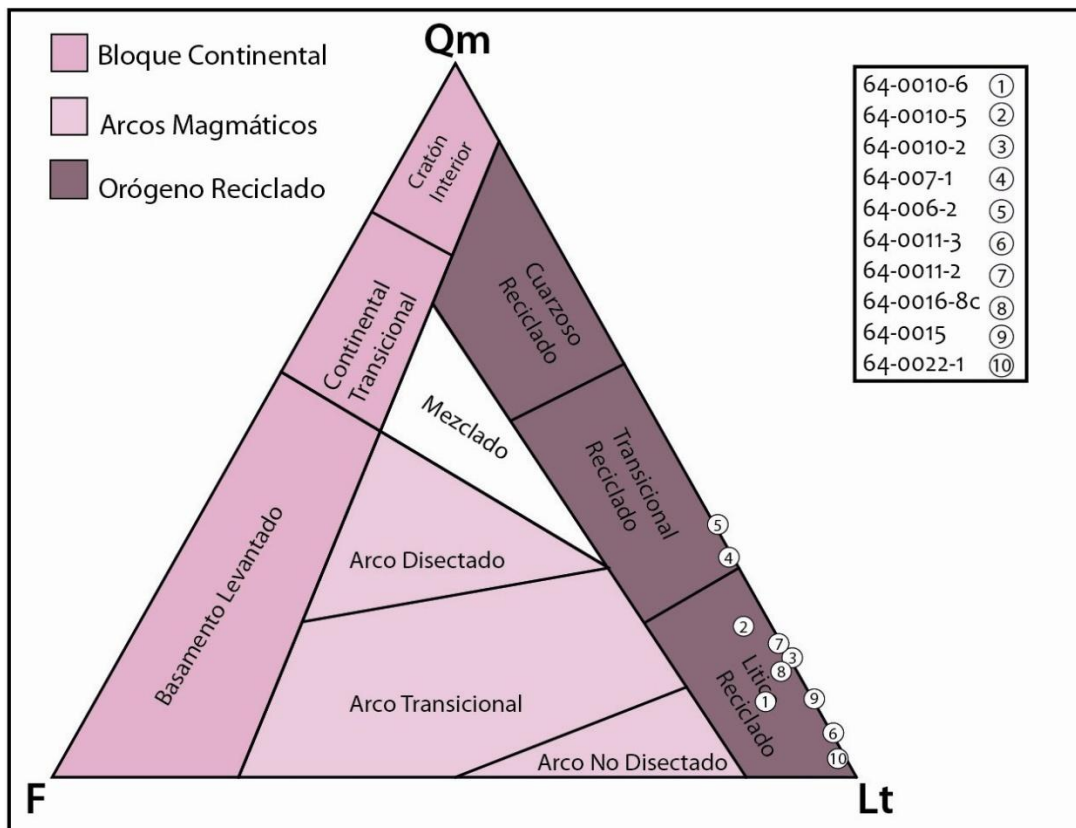


Figura 22. Diagrama ternario de procedencia de las areniscas de la Fm. Floresta (Dickinson, 1985).

La abundancia de cuarzo monocristalino y la presencia de fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios, estaría indicando que para el Cambro-Ordovícico las unidades basales de la cuenca (Formación Silgará) se encontraban expuestas y a su vez estaban siendo erosionadas. Como se mencionó previamente, el basamento de la cuenca se encuentra compuesto por rocas metamórficas de bajo grado.

En los niveles superiores de la secuencia se observa un incremento en el contenido de cuarzo policristalino (**Figura 23**), lo que estaría indicando que el aporte de material de fuentes metamórficas prevalece, y continúan su exhumación y denudación.

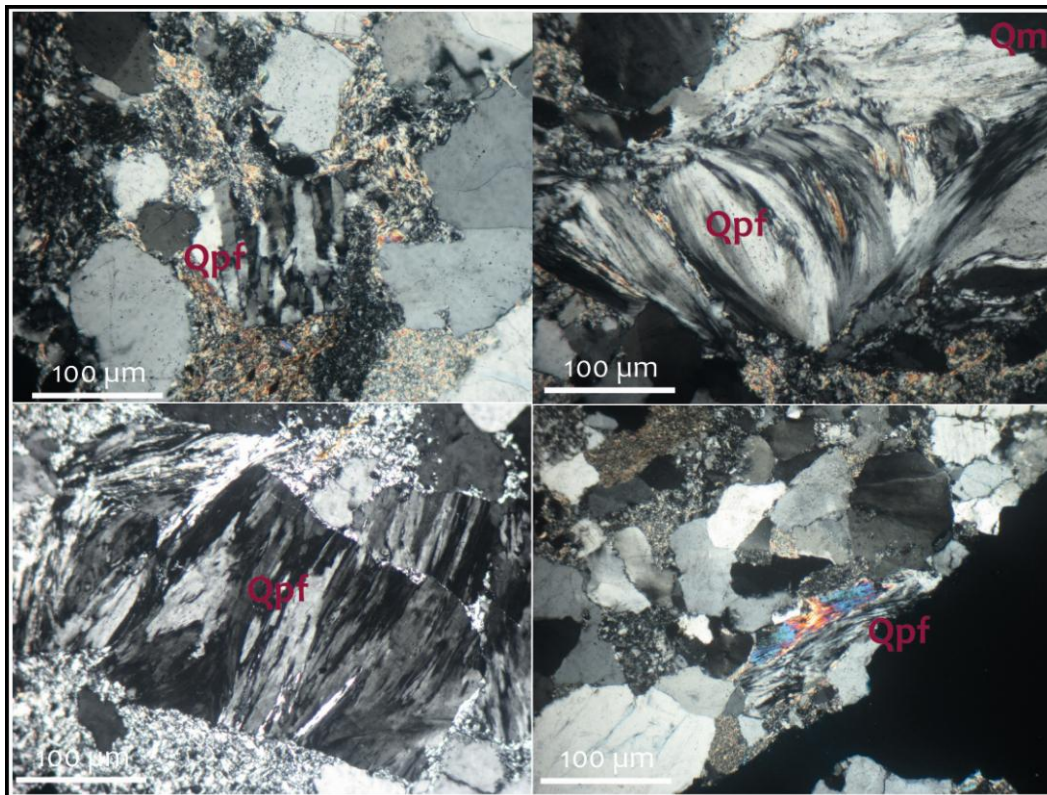


Figura 23. Microfotografías (4x) de cuarzo policristalino foliado (QPF) de las muestras de techo de la columna levantada. Nícoles cruzados.

Considerando los resultados obtenidos, se puede deducir que el aporte de sedimentos a las secuencias proviene de varias fuentes de detritos, una de ellas sería principalmente local y estaría asociada al basamento plutónico-metamórfico Cambro-Ordovícico del Macizo de Santander. Su influencia se evidencia en toda la secuencia, especialmente por la presencia de líticos metamórficos y minerales densos como apatito, hornblenda, turmalina y moscovita.

Los fragmentos líticos volcánicos indicarían una fuente magmática distal, o bien, un magmatismo contemporáneo con la sedimentación, procedente de la denudación de un arco preexistente o contemporáneo con la exhumación y erosión progresiva del Macizo de Santander (**Figura 24**).

Este registro composicional igualmente podrías ser aplicado a áreas fuentes en los Andes Peruanos, donde predominan las rocas metasedimentarias de bajo grado asociadas a granitoides y donde a finales del Devónico se instala un nuevo arco magmático continental (Cardona et al., 2009; Miskovic et al., 2009).

La presencia de contactos largos, cóncavo-convexos, suturados y la baja porosidad de las rocas sugieren que la Formación Floresta sufrió un enterramiento y una diagénesis significativa por la gran carga litostática del Mesozóico.

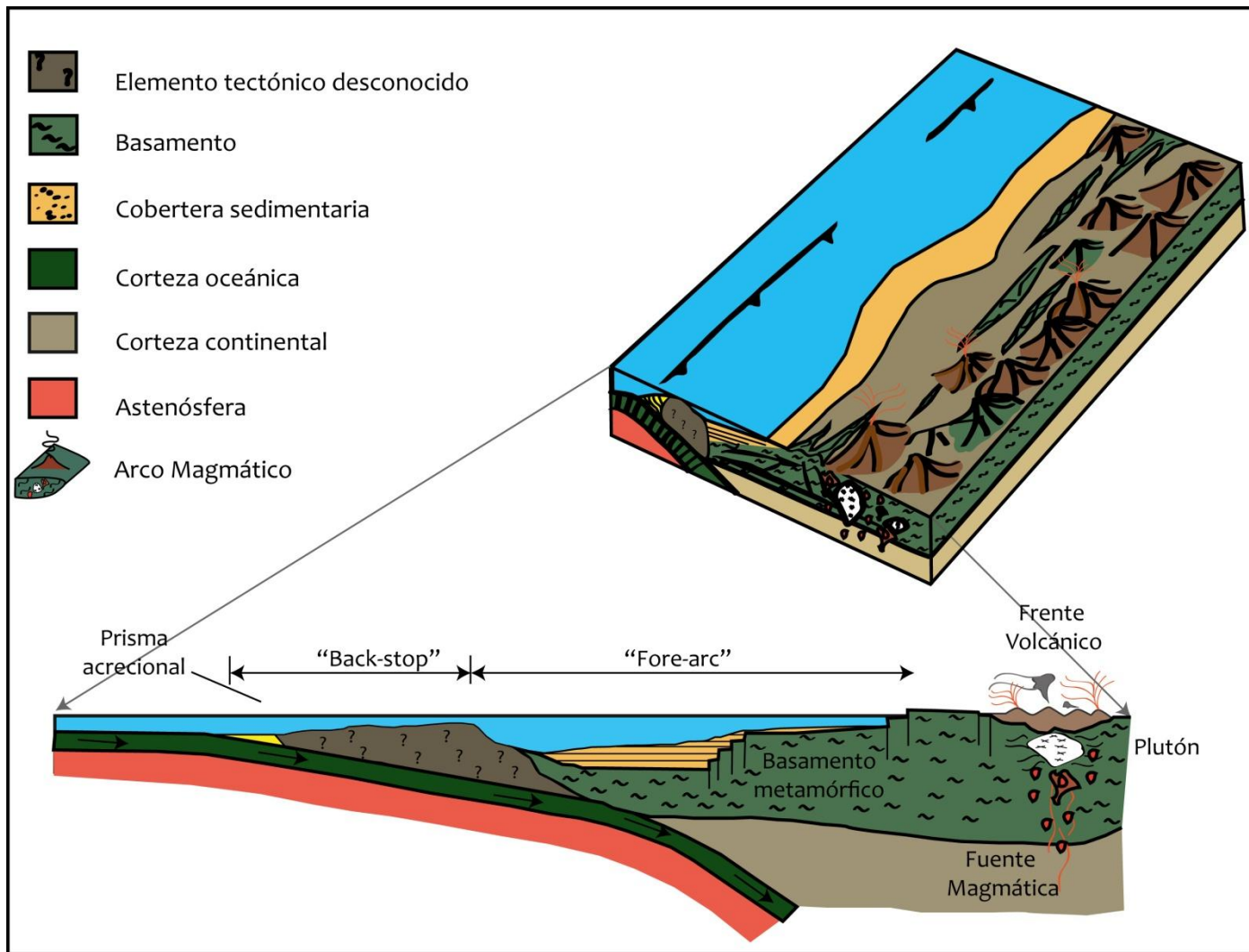


Figura 24. Representación esquemática del ambiente depositacional de la Formación Floresta. Elemento tectónico desconocido acrecionado en el Silúrico.

13. IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS Y PALEOTECTÓNICAS

La distribución de las masas terrestres a través de los tiempos es el objetivo de estudio de la Paleogeografía, la cual puede ser deducida con base en datos extraídos de los registros estratigráficos que revelan las posiciones ancestrales de masas continentales, líneas de costa, etc. Sin embargo, la interpretación del registro geológico se encuentra expuesta a numerosas fuentes de error; por lo tanto, las reconstrucciones paleogeográficas deben ser consideradas como “sugerencias” o aproximaciones a la geografía de un cierto intervalo de tiempo (Moreno-Sánchez, 2004).

La configuración paleotectónica del margen proto-andino durante el Paleozoico Medio-Superior se ha interpretado en dos posibles escenarios. Uno de estos argumenta una colisión continental-continental, producto de la aglutinación que daría paso a la formación de Pangea (Cawood et al., 2010). La segunda, argumenta la formación de un orógeno acrecional, como resultado de la subducción del Pacífico (Nance et al., 2010). Es decir que ambos modelos sugieren la existencia de una convergencia, que comienza con el cierre del Océano Rheico en el Devónico (**Figura 25**), durante el cual Gondwana y Laurasia se suturan como parte de los procesos que construyeron a Pangea (**Figura 25**).

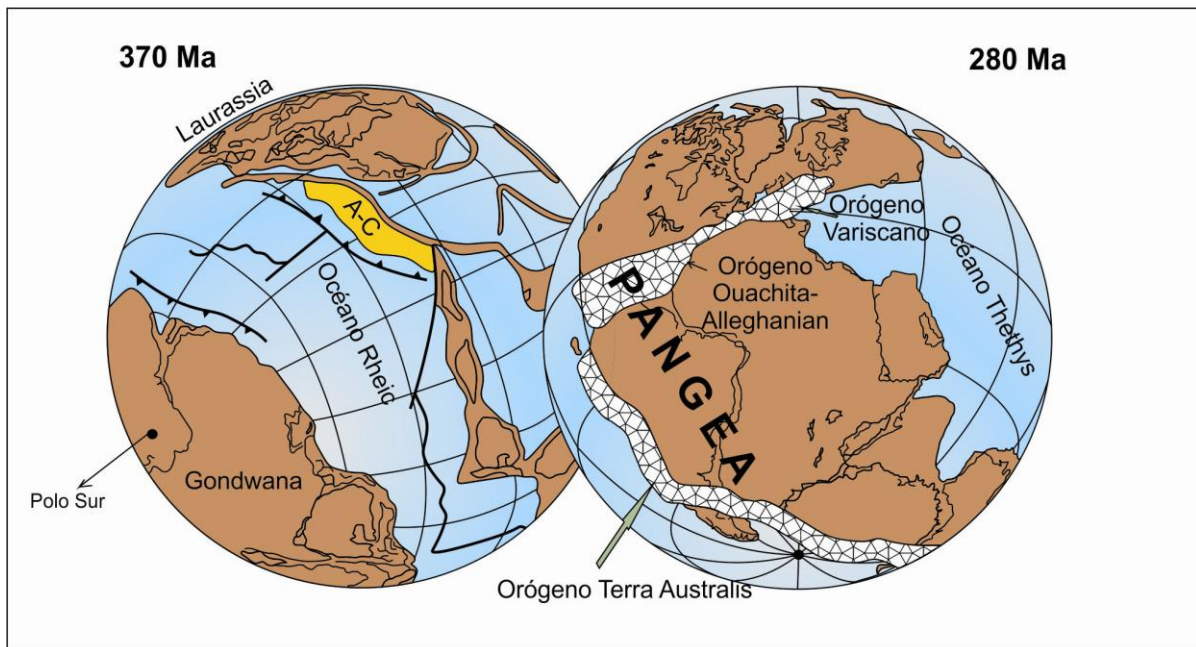


Figura 25. Reconstrucción Paleogeográfica del Paleozoico medio-superior: hacia 370 Ma, Laurentia, Báltica y Avalonia-Carolina (A-C) han colisionado para formar Laurassia; hacia 280 Ma el Océano Rheico empieza a retroceder, cerrándose para formar el Supercontinente Pangea. (Modificado de Nance, et al., (2010) en Lotero, 2012).

Durante este proceso, el Norte de África colisiona con el Sur de Europa originando la orogenia Variscana, mientras que la sutura que separa el Oeste de África y Suramérica de Norteamérica origina la orogenia Alleghaniana y Ouachita respectivamente durante el Permo-Carbonífero (**Figura 26**).

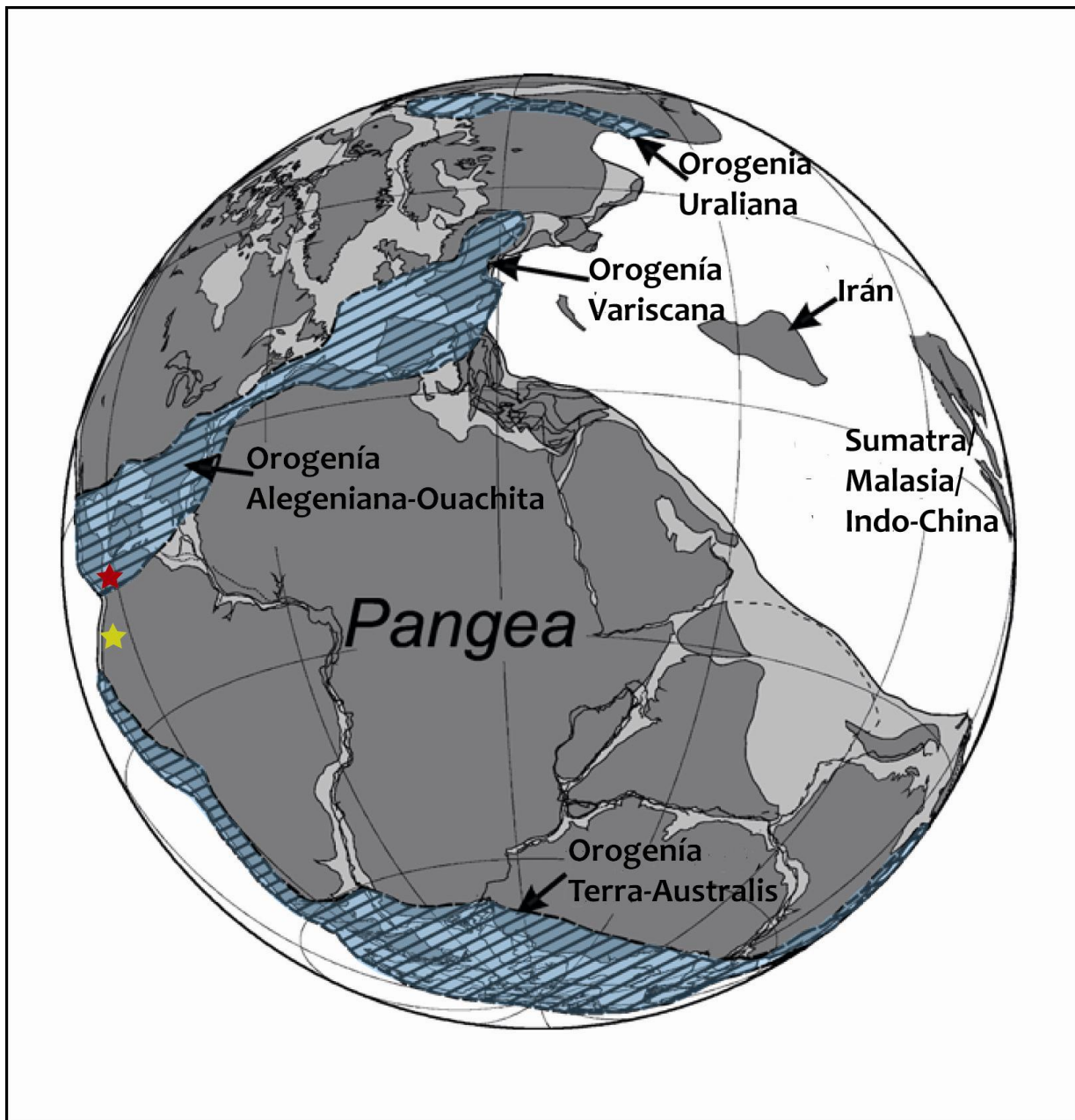


Figura 26. Reconstrucción Paleogeográfica de Pangea durante el Paleozoico Medio-Superior: hacia 280 Ma el Océano Rheico empieza a retroceder por la convergencia que da inicio al supercontinente Pangea (Modificado de Cawood et al., 2010).

Los resultados obtenidos en el análisis de la Formación Floresta sugieren que esta haría parte de una margen convergente activa del tipo Andino (**Figura 24**), donde la subducción causaría la exhumación y deformación del basamento y las coberturas

sedimentarias pre-existentes, y la conformación de un arco volcánico. Este elemento tectónico podría estar asociado a la subducción del Pacífico (**Figura 26**), si la Formación Floresta y el bloque que la contiene hubiese estado ubicada al sur de su posición actual, como lo sugieren Bayona et al (2006b – estrella amarilla). Si hubiese estado en una posición semejante a la actual la Formación Floresta, entonces estaría asociada a la margen continental de Suramérica, que estaría consumiendo el océano Rheico (Figura 26 – estrella roja).

CONCLUSIONES

-La aplicación de multitécnicas al estudio de procedencia, incluyendo el análisis de catodoluminiscencia y de minerales densos, son herramientas fundamentales para establecer con mayor precisión las características composicionales del área de aporte.

- La integración de los análisis de petrografía, catodoluminiscencia y minerales densos realizados en las muestras de la Formación Floresta, indica que los detritos de esta secuencia sugieren aportes de varias áreas, con preferencia de aporte de carácter local; este cual incluye un componente retrabajado sedimentario y un componente metamórfico de bajo grado como el mayor aportante, evidenciado por su fuerte presencia dentro de los análisis de catodoluminiscencia y este a su vez con un aparente vulcanismo contemporáneo.

- La baja proporción de cuarzo relacionado a un origen volcánico observado en la catodoluminiscencia sugieren un magmatismo no contemporáneo con la sedimentación, lo que puede estar insinuando que éste está asociado con el magmatismo Ordovícico del Macizo de Santander. La madurez textural y composicional, junto con la buena selección sugieren igualmente fuentes de aportes sedimentarios o metasedimentarios retrabajados a la cuenca.

- La asociación de minerales densos dentro de las muestras analizadas indican fuentes mixtas de aporte y maduras composicionalmente, que incluyen tanto aportes sedimentarios como metamórficos de bajo grado a la cuenca. El incremento de los minerales pesados ultraestables y estables, como lo son el circón, la turmalina y el apatito, indican principalmente fuentes de aportes metamórficos.

-La variabilidad en los valores del índice ATi puede sugerir cambios en cuanto al área fuente para la procedencia, pero se debe tener cuidado con esto, ya que valores muy

bajos representan posibles pérdidas por meteorización, disolución o por el tiempo de permanencia dentro del ciclo sedimentario. Sin embargo, es necesario tener más evidencias adicionales o la integración con otras técnicas distintas que permitan dar más argumentos a la interpretación. De allí la importancia de las multi-técnicas.

- Los resultados obtenidos enmarcan a la cuenca bajo un escenario paleotectónico de margen convergente pasiva, en el cual los procesos de sedimentación estuvieron relacionados a la erosión de niveles corticales expuestos relacionados a un orógeno preexistente. La relación de sedimentación con la poca presencia de aportes volcánicos estarían sugiriendo un posible hiato magmático durante el Paleozoico medio-superior, relacionado con una posible colisión durante el Silúrico.

-Dependiendo de la reconstrucción paleogeográfica preferida, la cuenca sedimentaria donde se depositó la Formación Floresta estaría asociado a una margen continental activa con un arco magmático, probablemente asociada a la subducción del Pacífico o del océano Rheico.

Finamente, y debido a que lo que se ha establecido son una serie de interpretaciones basadas en datos obtenidos de análisis sobre una pequeña “ventana” de tiempo geológico (70m de secuencia estratigráfica), se hace necesario establecer algunas recomendaciones adicionales que permitirán ampliar el conocimiento sobre la historia geológica del Paleozoico Inferior para el Norte de los Andes.

RECOMENDACIONES

- Realizar una columna estratigráfica más amplia, que cubra todo el intervalo Paleozoico Medio-Superior expuesto en Labateca, relacionado al Carbonífero designado como Formación Diamante, y que permita ampliar la base de datos y tener un control completo de la procedencia del Devónico en este segmento de la margen.
- Comparar la procedencia con otras unidades geológicas del Paleozoico Medio de los Andes Colombianos.
- La realización de geocronología U-Pb en circones detríticos, que permita enriquecer el análisis integrado de procedencia y el reconocimiento más preciso de las áreas de aporte, incluyendo la clara identificación de vulcanismo sin-sedimentario.

BIBLIOGRAFÍA

Augustsson, C. and H. Bahlburg. 2003. "Cathodoluminescence spectra of detrital quartz as provenance indicators for Paleozoic metasediments in southern Andean Patagonia." *Journal of South American Earth Sciences* 16(1): 15-26.

Augustsson, C. and Reker, A. 2012. "Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance Indicators revisited" *Journal Sedimentary Research*. p. 1-42 (**Sometido**)

Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975. Re-evaluation of the undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 45, N. 4, p. 873-882.

Bayona, G., Rapalini, A., Costanzo, A.V, 2006b. Paleomagnetism in Mesozoic rocks of the Northern Andes and its Implications in Mesozoic Tectonics of Northwestern South America. *Earth Planets Space*, 58, p. 1255–1272.

Boggs, S and Krinsley, D., (2006). "Application of Cathodoluminescence Imaging to the study of Sedimentary Rocks" Cambridge University Press. New York. 165p.

Boinet, T., Bourgois, J. y Mendoza, H., 1982. Tectónica de sobrecojimiento y sus implicaciones estructurales en el área Pamplona-Cordillera Oriental de Colombia. Universidad Industrial de Santander. *Boletín de Geología*, 15 (29) : 81-97. Bucaramanga.

Botero, G., 1950. Reconocimiento geológico del área comprendida por los municipios de Belén, Cerinza, Corrales, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Boyacá. Servicio Geológico Nacional. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia*, VIII : 245-311. Bogotá.

Cawood, P.A, 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69, p. 249–279.

Cawood, P.A., and Buchan, C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth-Science Reviews* 82, p. 217–256.

Cardona, A., Cordani, U., et al., 2006. Tectonic correlations of pre-Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. *Journal of South American Earth Sciences*. 21. P. 337–354.

Cardona, A., Cordani, U., Ruiz, J., Valencia, V., Armstrong, R., Chew, D., Nutman, A., Sanchez, A., 2009. U/Pb geochronology and Nd isotopes from the Pre-Mesozoic metamorphic basement of the Eastern Peruvian Andes at 10° S: growth and provenance of a Late Neoproterozoic to Carboniferous accretionary orogen at the NW margin of Gondwana. *The Journal of Geology*, 117, p. 285–305.

Caster, K.E., 1942. A Devonian fauna from Colombia: *Bulletin of American Paleontology*, v. 24, p. 101-318.

Chew, D.M., Magna, T., Kirkland, C.L., Mišković, A., Cardona, A., Spikings, A. and Schaltegger, U. (2008) Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Research*, 167, 186-200.

Cediel, F., 1969. Geología del Macizo de Floresta: Primer Congreso Colombiano de Geología, p. 17-29.

Cordani, U., Cardona, A., et al., 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: tectonic history of remnants from a fragmented Greenville belt, Geological Society, London, Special Publications.

Dickey, P.A., 1941. Pre-Cretaceous sediments in Cordillera Oriental of Colombia. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 29, : 1789-1795. Tulsa.

Dickinson, W., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In Zuffa, G.G. Eds. Provenance of Arenites, p. 333-361.

Folk, R.L., 1951. Stages of textural maturity in sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Petrology, v. 21, p. 127-130.

Folk, R.L., 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill, Austin, Texas.

Forero, A., 1970a. El Paleozoico Superior del flanco oriental de la Cordillera Central: Geología Colombiana, v. 7, p. 139-145.

Forero, A., 1970b. Estratigrafía del pre-Cretáceo en el flanco occidental de la Serranía de Perijá: Geología Colombiana, v. 7, p. 7-77.

Garzanti, E.; Critelli, S.; and Ingersoll, R. 1996. Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstones and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). Geol. Soc. Am. Bull. 108:631–642.

Houghton, P.D.W., Todd, S.P., A.C. Morton, A.C., 1991. Sedimentary provenance studies. Geological Society, London, v. 57, p1-11.

Horton, B. K., Saylor, J. E., Nie, J., Mora, A, Parra, M., Reyes-Harker, A., Stockli, D., 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 122, p. 1423-1442.

Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V.A., Cardona, A., Gehrels, G., Mora, A., 2011. The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, p. 65.

Julivert, M., 1968. *Lexique stratigraphique, Amérique Latine. Colombie (première partie), Précambrien, Paléozoïque, Mésozoïque, et intrusions d'âge mésozoïque - tertiaire*, v. V: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, p. 574.

Lotero, A. 2012. *Procedencia de las unidades sedimentarias del paleozoico medio-superior del macizo de floresta: implicaciones paleotectónicas y paleogeográficas. (Proyecto de Grado)*. Medellín, Universidad Nacional.

Mange, A. M., Maurer, W. H., 1992. *Heavy minerals in colour*. Chapman and Hall. p. 11-28.

Mange, M.A., Wirght, D.T., 2007. *High-Resolution Heavy Mineral Analysis (HRHMA)*.

Mantilla, L.C., Bissig, T., Cottle, J.M., Hart, C., 2012. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences* 38, p. 1-12.

Mejia, L.J. 1980. *Áreas carboníferas del departamento de Norte de Santander*. Ingeominas. Informe 1807. Bogotá.

Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., Schaltegger, U., 2009. Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 121, N. 9-10, p. 1298-1324.

Mojica, J., y Villarroel, C., 1984. Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de Floresta (Cordillera Oriental colombiana; Departamento de Boyacá) y en especial al de la Formación Cucho: *Geología Colombiana*, v. 13.

Moreno-Sanchez, M., 2004. Devonian plants from Colombia: Geologic framework and paleogeographic implications. Ph.D. Thesis, Université de Liège, p. 183.

Moreno-Sanchez, M., Gomez, A.J., Castillo, H., 2008. Ocurrencias de fósiles Paleozoicos al este de la parte norte de la Cordillera Central y discusión sobre su significado geológico. *Boletín Ciencias de la Tierra*, N. 22. Edición especial. p. 39-45.

Moreno, N. 2011. Análisis de la petrología, área fuente y diagénesis de las areniscas de la Formación Amagá en los pozos venecia 1 y el cinco (1b). (Proyecto de Grado): Medellín, Universidad EAFIT.

Morton, A. C. 1985. Heavy minerals in provenance studies. In Zuffa, G. G., ed. *Provenance of arenites*. Dordrecht, Netherlands, Reidel, p. 249–277.

Morton A.C., Hallsworth C. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90 (3-4), pp. 241-256.

Nance, R.D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J.D., Linnemann, U., Murphy, J.B., Quesada, C., Strachan, R.A., Woodcock, N.H., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research* 17, p. 194–222.

Navas, J., 1962. Geología del carbonífero al norte de Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander. *Boletín de Geología*, (11) : 23-34. Bucaramanga.

Ordoñez-Carmona O., Restrepo Alvarez J.J., Pimentel M.M. 2006. Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes *Journal of South American Earth Sciences*, 21 (4), pp. 372-382.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1973. *Sand and sandstones*. Springer, Berlin.

Priem, H., Kroonenberg, S., Boelrijk, N., Hebeda, E., 1982. Rb-Sr And K-Ar Evidence For The Presence of a 1.6 Ga Basement Underlying The 1.2 Ga Garzon-Santa Marta Granulite Belt In The Colombian Andes. *Precambrian Research*. No. 42, p. 315-324. Elsevier.

Radelli, Luigi, 1967, *Geologic des Andes Colombiennes: Travaux de laboratoire de geologic de la faculte des sciences de Grenoble*, Mem. 6, 464 p.

Renzoni, G., 1968. Geología del Macizo de Quetame: *Geología Colombiana*, v. 5, p. 75-127.

Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F., 1988. Terranes and Continental Accretion in the Colombian Andes. *Episodes*. Vol. 11, pp. 189 - 193.

Reyes, G. y Barbosa, G., 1993. Contribución al conocimiento de la geología de los santanderes. Cuarto Simposio de Geología Regional. Ingeominas. Guía de Excursiones Geológicas, : 56-73. Bucaramanga.

Rios, C.A; Castellanos, O.M; Gomez, S.I E Avila, G.A. 2008. Petrogenesis Of The Metacarbonate And Related Rocks Of The Silgará Formation, Central Santander Massif, Colombian Andes: An Overview Of A "Reaction Calcic Exoscarn. Earth Sci. Res. J. Vol.12, N.1, p. 72-106 .

Royero, J.M., 2001. Memoria explicative: Geología y geoquímica de la plancha 111 Toledo – Norte de Santander. Ingeominas. Bucaramanga, p. 13-15.

Royero, J.M y Clavijo, J., 2001. Memoria explicativa: Mapa geológico generalizado del Departamento de Santander. Ingeominas. Bucaramanga, p. 92.

Stibane, F., Forero, A., 1969. Los afloramientos del Paleozoico en la Jagua (Huila) y Río Nevado (Santander): Geología Colombiana, v. 6, p. 31-66.

Tellez, N. 1978. Geología del área de Labateca-Ragonvalia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, 12 (26) : 1-199. Bucaramanga.

Tortosa, A., Palomares, M. y Arribas, J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis. En: Developments in Sedimentary Provenance Studies. Ed: A. C. Morton, S. P. Todd y P. D. W. Haughton. Geol. Soco Spec. Pub., 57, p. 47-54.

Toussaint, J. F., 1993. Evolución geológica de Colombia – Precámbrico y Paleozoico. Universidad Nacional de colombia, p. 227.

Trumpy, D., 1943, Pre-Cretaceous of Colombia, Bulletin of the Geological Society of America, vol 54, pp 1281-1304.

Tucker, M.E. 2001. Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 3rd edition. Blackwell Scientific Publications.

Vargas, R., et al., 1976. Geología del Cuadrángulo I-13, Málaga. Ingeominas. Boletín Geológico, 24 (3) (1981), : 1-76. Bogotá.

Velandia, F., Ferreira, P., Rodriguez, G.I., Núñez, A., 1996. Memoria explicativa levantamiento geológico de la Plancha 366 Garzón, Santa Fe de Bogota, Ingeominas, p. 122.

Villaroel, C., Mojica.J. 1987. El Paleozoico superior (Carbonífero-Pérmico) sedimentario de Colombia. Afloramientos conocidos y características generales. Geología Colombiana. (16) pp. 81-87. Bogotá.

Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, B., Restrepo, H., 1973. Geología de los cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander: Boletín Geológico, Ingeominas, v. 21, p. 1-132.

Zinkernagel, U., 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. Contributions to Sedimentology 8, 1–69.

Zuffa, G.G., 1980. Hybrid Arenite: Their composition and classification. Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, No, 1, p. 21-29.

ANEXOS

Anexo 1. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA Y MAPA GEOLÓGICO - ZONA DE ESTUDIO

Anexo 2. CONTEOS PETROGRÁFICOS

Anexo 3. CONTEO DE MINERALES PESADOS

Anexo 4. FORMATOS DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA