

**SIGNIFICADO DE LA PRESENCIA DE CORDIERITA EN ROCAS DE EDAD
PALEOZÓICO TARDÍO AFLORANTES EN EL CAÑON DEL RÍO CHITAGÁ (MUNICIPIO
DE LABATECA, NORTE DE SANTANDER; CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA)**

**DIANA LUCIA SERRANO ARENAS
JULIO CESAR RODRÍGUEZ BARRAGÁN**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FÍSICO-QUÍMICA
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA
2015**

**SIGNIFICADO DE LA PRESENCIA DE CORDIERITA EN ROCAS DE EDAD
PALEOZÓICO TARDÍO AFLORANTES EN EL CAÑÓN DEL RÍO CHITAGÁ (MUNICIPIO
DE LABATECA, NORTE DE SANTANDER; CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA)**

TRABAJO DE GRADO PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

AUTORES

**DIANA LUCIA SERRANO ARENAS
JULIO CESAR RODRÍGUEZ BARRAGÁN**

DIRECTOR

**LUIS CARLOS MANTILLA FIGUEROA
GEÓLOGO, PhD.**

CODIRECTOR

**CARLOS ALBERTO RIOS REYES
GEÓLOGO, PhD.**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIA FÍSICO QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGIA
BUCARAMANGA**

2015

DEDICATORIA

A mis padres, Carlos y Olga por su infinito amor y por ser ese motor que me inspira a esforzarme para alcanzar mis sueños.

A mi padrino Carlos por ser un segundo padre para mí.

A mi tía Ana por sus palabras de apoyo.

A mis tías Elsa y Teresa y a mi abuela Aleja por sus consejos en los momentos difíciles.

Diana Lucía Serrano Arenas

DEDICATORIA

A Dios, por tan infinitas oportunidades dadas en esta etapa de mi vida y por bendecirme al darme el ser más importante como lo es mi madre.

A mi Madre Yolanda Barragán, por ser cómplice de mis sueños; sin ella no hubiese sido realidad, todo se lo debo a ella, la amo y estoy totalmente agradecido por su esfuerzo, dedicación y sacrificio.

Julio Cesar Rodríguez Barragán

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al profesor y Geólogo PhD. Luis Carlos Mantilla, por su apoyo, orientación y enseñanzas durante todas las etapas desarrolladas en este proyecto.

Al profesor y Geólogo PhD. Carlos Alberto Ríos por su colaboración y apoyo en los laboratorios de microscopía del grupo GIGBA, de la Universidad Industrial de Santander en la sede parque tecnológico Guatiguará.

Al técnico Luis Eduardo Garrido por la asistencia prestada durante la etapa de preparación de muestras y realización de láminas delgadas.

Al profesor Jesús Hernando Mendoza por los aportes bibliográficos dados para realizar el marco geológico de la zona del proyecto.

A los laboratorios que colaboraron con el análisis de las muestras; al laboratorio de microscopía UIS y al profesor Carlos Chacón, al laboratorio de Difracción de Rayos X UIS y al profesor Antonio Henao y a los laboratorios ALS Colombia y a Luis Sánchez.

A los estudiantes de Campo II, los grupos DFK y CSL por sus contribuciones para el desarrollo de este trabajo.

A Leidy Katherine Luna por las asesorías técnicas de Argisc.

A Fabio Andrés Sanabria por contribuirnos material bibliográfico.

A Jenifer Viviana González por la revisión de las normas técnicas prestada en la realización del libro y, a Javier León Uribe por el acompañamiento durante la fase de elaboración del libro.

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCION	19
1. OBJETIVOS.....	20
1.1. OBJETIVO GENERAL.....	20
1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS	20
2. METODOLOGIA	21
2.1 TRABAJOS DE CAMPO	21
2.2 TRABAJO DE LABORATORIO	23
2.2.1 Análisis de Microscopía Óptica.....	23
2.2.2 Análisis de Difracción de Rayos X (DRX)	24
2.2.3 Microscopia Electrónica de Barrido	25
3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	27
4. ANTECEDENTES.....	31
4.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	31
4.2 RASGOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	33
4.2.1 Falla de Labateca.....	35
4.2.2 Falla Tincalá - Lirgua	35
4.2.3 Falla El Ají - Pozo Bravo	35
4.3 ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	37
4.3.1 Trabajos Previos en el área de Estudio:.....	37
4.3.2 Unidades Litológicas del Área de Estudio	39
4.4 ESTUDIOS PREVIOS SOBRE EL METAMORFISMO EN EL ÁREA DE ESTUDIO.....	46
5. RESULTADOS.....	47
5.1 LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS OBJETO DE ESTUDIO.....	47
5.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	47

5.2.1 Rasgos Geomorfológicos	48
5.2.2 Rasgos estructurales	52
5.2.3 Variedades y Relaciones litológicas.....	55
5.2.4. Rasgos macroscópicos generales de las rocas sedimentarias con cordieritas	66
5.3 DATOS PETROGRÁFICOS	70
5.3.1 MUESTRA TENC – 05	70
5.3.2 MUESTRA TENC – 07	72
5.3.3 MUESTRA TENC – 11	73
5.3.4 MUESTRA TENC – 19	75
5.3.5 MUESTRA TENC – 22	76
5.3.6 MUESTRA TENC – 27	77
5.3.7 MUESTRA TENC – 28	78
5.3.8 MUESTRA TENC – 32	79
5.4 DATOS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)	84
5.5. DATOS DE DIFRACCION DE RAYOS X (DRX)	86
5.6 DATOS GEOQUIMICA ROCA TOTAL.....	90
5.6.1 Diagrama AFM	90
5.6.2 Índice de Alteración Químico (CIA)	93
5.6.3 Diagrama de Ratios Molares.....	95
5.6.4 Pérdida Por Ignición (LOI)	97
5.7 DATOS GEOCROLOGÍA.....	100
6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	104
7. CONCLUSIONES	108
8. RECOMENDACIONES.....	111
BIBLIOGRAFÍA	112
ANEXOS [Los anexos pueden ser consultados en Biblioteca UIS- Sala Base de Datos]	

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Laboratorio Microscopia del grupo GIGBA.....	24
Figura 2. Laboratorio de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM).....	26
Figura 3. Esquema de localización del área de estudio.	27
Figura 4. Mapa vías de acceso Pamplona – Labateca.	28
Figura 5. Aspecto del terreno desde la vía de acceso al área de estudio: Vía Pamplona – Labateca (en dirección al puente Tincalá).	29
Figura 6. Relieve montañoso. Vista panorámica del río Chitagá vía Tincalá.....	29
Figura 7. Mapa de límites geográficos del Municipio Labateca – Norte de Santander.	30
Figura 8. Mapa Geológico y Tectónico del Macizo de Santander.	32
Figura 9. Mapa Estructural de la Región de Labateca.	36
Figura 10. Columna Estratigráfica Generalizada de Labateca.	44
Figura 11. Columna Estratigráfica Detallada de Labateca – Área de Estudio.....	45
Figura 12. Mapa de Muestreo de la Zona de Estudio.....	47
Figura 13. Valle del Río Chitagá.	48
Figura 14. Distribución de la Red de Drenaje.....	49
Figura 15. Patrón de Drenaje: a) Paralelo y b) Trellis.	50
Figura 16. Río Chitagá. Vista desde puente artesanal, 3Km al Oeste del puente Tincalá.	51
Figura 17. Falla Labateca del Valle del Río Chitagá en el Bloque Alóctono de Labateca.	52
Figura 18. Valle de la Quebrada Lirgua.....	53
Figura 19. Escarpe de Falla.....	54
Figura 20. Lomos de Presión. Valle del Río Chitagá.....	55
Figura 21. Aspecto de las rocas sedimentarias del Paleozoico Tardío con Cordierita neoformada.....	56

Figura 22. Roca sedimentaria con Cordierita. Muestra TENC – 13.....	57
Figura 23. Roca Sedimentaria con Cordierita. En detalle, Muestra TENC – 13.....	58
Figura 24. Panorámica del Puente Tincalá, a la altura del Río Chitagá.....	59
Figura 25. Rocas Sedimentarias con Cordierita aflorantes en el puente Tincalá.....	60
Figura 26. Roca Sedimentaria con Cordierita del Puente Tincalá.....	61
Figura 27. Panorámica vía Pamplona Labateca tomada desde la Escuela Tincalá....	62
Figura 28. Roca Metasedimentaria Estratificada con Cordierita.....	63
Figura 29. Roca sedimentaria con blastos de Cordierita, Muestra Tenc – 28.....	63
Figura 30. Última evidencia de roca Sedimentaria con Cordierita, en el puente Lirgua vía pamplona – Labateca.	64
Figura 31. Roca Sedimentaria del puente Lirgua.....	65
Figura 32. Roca Sedimentaria con Cordierita. Muestra TENC – 27.	65
Figura 33. Roca Sedimentaria con blastos de Cordierita muestra TENC – 13.....	66
Figura 34. Textura Porfidoblástica, heteroblástica, en matriz afanítica de la Muestra TENC – 13 vista bajo lupa biocular.....	67
Figura 35. Matriz afanítica de la muestra TENC – 13.....	67
Figura 36. Microvetillas de Biotitas y Óxidos en la muestra TENC – 13.....	68
Figura 37. Microvetillas de Cuarzo en Cordierita.....	69
Figura 38. Microfotografía muestra TENC – 05.....	71
Figura 39. Microfotografía Muestra TENC – 07.....	72
Figura 40. Microfotografía TENC – 11.....	74
Figura 41. Microfotografía muestra TENC – 19.....	75
Figura 42. Microfotografía Muestra TENC – 22.....	76
Figura 43. Microfotografía Muestra TENC – 27.....	77
Figura 44. Microfotografía Muestra TENC – 28.....	79
Figura 45. Microfotografía Muestra TENC – 32.....	80
Figura 46. Aspecto al microscopio de los minerales neoformados de las etapas de evolución.....	82
Figura 47. Facies metamórfica de la roca Aflorante en el Río Chitagá.....	83

Figura 48. Muestras - cuñas de rocas Sedimentarias para análisis SEM.	84
Figura 49. Análisis de DRX al fenocristal de Cordierita (Zona Oscura) de la Muestra TENC - 13 con código interno D4MN.	86
Figura 50. Análisis DRX. Zona Clara de la muestra TENC - 13 con código interno D4MO.....	87
Figura 51. Diagrama AFM para las Muestras TENC -13, TENC - 29 y TENC - 32.....	92
Figura 52. Índice de Alteración Químico (CIA) de la muestra TENC 28 y TENC 32.	94
Figura 53. Diagrama de Ratios Molar Na/Al vs K/Al de Davies & Whiterhead, 2006.	96
Figura 54. LOI TENC - 13.	97
Figura 55. LOI TENC - 28.	97
Figura 56. LOI TENC - 32.	98
Figura 57. Mapa Geocronológicos y Geológico de Colombia.	102
Figura 58. Roca Corneana aflorante en el Cañón del río Chitagá.....	104

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Lista de Muestreo de Campo con Nomenclatura TENC.....	22
Tabla 2. Paragénesis generalizada de las litologías con cordierita del cañón del río Chitagá.....	82
Tabla 3. Resultados DRX a fenocristal de Cordierita (Zona Oscura) de la muestra TENC – 13 con código interno D4MN.....	86
Tabla 4. Resultado DRX. Zona Clara de la muestra TENC – 13 con código interno D4MO.....	87
Tabla 5. Resultados DRX a muestra pulverizada TENC – 13 con código interno D4OF.....	88
Tabla 6. Resultados Geoquímicos de los Elementos Mayores.....	90
Tabla 7. Recalculo de los Óxidos elementales de la muestra TENC – 13.....	91
Tabla 8. Recalculo de los Óxidos elementales de la muestra TENC – 28.....	91
Tabla 9. Recalculo de los Óxidos elementales de la muestra TENC – 32.....	91
Tabla 10. Índice de alteración Químico (CIA) de las muestras TENC 13, TENC 28 y TENC 32.....	93

LISTA DE ANEXOS

ANEXO A. Mapa de La Zona DE Estudio

ANEXO B. Análisis Petrográfico

ANEXO C. Resultados de Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)

ANEXO D. Resultados de Difracción de Rayos X (DRX)

ANEXO E. Resultados de Geoquímica de Roca Total (Elementos Mayores)

**[NOTA: ESTOS ANEXOS PUEDEN SER CONSULTADOS EN LA BIBLIOTECA UIS -
SALA BASE DE DATOS]**

RESUMEN

TITULO:

SIGNIFICADO DE LA PRESENCIA DE CORDIERITA EN ROCAS DE EDAD PALEOZOÍCO TARDÍO, AFLORANTES EN EL CAÑÓN DEL RÍO CHITAGÁ (MUNICIPIO DE LABATECA, NORTE DE SANTANDER; CORDILLERA ORIENTAL DE COLOMBIA)*

AUTORES:

DIANA LUCIA SERRANO ARENAS
JULIO CESAR RODRÍGUEZ BARRAGÁN**

PALABRAS CLAVE:

Cordillera Oriental, Río Chitagá, Metamorfismo de Contacto, Cordieritas, Devónico Medio.

DESCRIPCIÓN

En el cañón del Río Chitagá (Municipio Labateca, depto. Norte de Santander), afloran rocas sedimentaria del Devónico Medio, de composición fundamentalmente siliciclástica (areniscas, lodolitas, mayoritariamente). Estas litologías, localmente presentan minerales neoformados, tales como Biotita, Cordierita, Cuarzo, Moscovita Magnesiana (de aspecto Sericitico), Clorita y Pinnita (Cuarzo-Sericita) y Albita, principalmente. A pesar de la existencia de minerales propios de ambientes de alta temperatura (p.ej. Cordierita y Biotita), la roca preserva gran parte de sus características sedimentarias precursoras.

Los rasgos Mineralógicos – Petrográficos y Geoquímicos de las litologías antes referidas, indican que estas rocas sufrieron un Metamorfismo de Contacto (al parecer con un ligero aporte Alóctono? de componentes tales como K, Fe, y Mg, especialmente), en ambientes de baja Presión y alta Temperatura (~1-2 Kb y ~400-450°C).

Cuatro etapas en la evolución de estas litologías con cordierita han sido reconocidas: (a) Etapa detrítica – diagenética; (b) Etapa de metamorfismo de contacto (mayoritariamente Cordierita + Biotita + Cuarzo); (c) Etapa de metamorfismo retrógrado (Clorita + Pinnita + cuarzo y otros) y; (d) Etapa de alteración hidrotermal supérgena (óxidos e hidróxidos de hierro, entre otros).

La edad absoluta del evento de metamorfismo de contacto, no se pudo determinar, debido a la alteración de las biotitas y la ausencia de circones detríticos en las litologías analizadas. Sin embargo, se sospecha que este evento guarda una relación causa-efecto, con el emplazamiento de cuerpos ígneos relativamente someros, asociados a eventos magmáticos del Paleozoico Tardío (Carbonífero?) o del Triásico Termina – Jurásico Temprano (?).

* Trabajo de Grado Modalidad Investigación.

** Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico - Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa, PhD. Codirector: Carlos Alberto Ríos Reyes, PhD.

ABSTRACT

TITLE:

THE MEANING OF THE PRESENCE OF CORDIERITE IN LATE PALEOZOIC ROCKS, OUTCROPPING IN THE CANYON OF CHITAGÁ RIVER (MUNICIPALITY OF LABATECA, NORTE DE SANTANDER; EASTERN MOUNTAIN OF COLOMBIA)*

AUTHORS:

DIANA LUCIA SERRANO ARENAS
JULIO CESAR RODRÍGUEZ BARRAGÁN**

KEY WORDS:

Eastern Cordillera, Chitagá River, Contact Metamorphism, Cordierite, Middle Devonian.

DESCRIPTION

In the canyon of Chitagá river (Labateca municipality, department of Norte de Santander), outcrop sedimentary rocks of Middle Devonian, of composition fundamentally siliciclastic (sandstones and siltstones mostly). These lithologies, locally presented neofomed minerals, such as Biotite, Cordierite, Quartz, magnesian Muscovite (sericitic aspect), chlorite, pinnite (Quartz – sericite) and Albite, mainly. Despite the existence of minerals own of high temperature environments (for example Cordierite and Biotite), the rock preserves a large part of their precursor sedimentary features.

The mineralogical, petrographic and geochemical features of the lithologies before referred, indicate that these rocks underwent contact metamorphism (apparently with a slight aloctonus contribution? of components such as K, Fe and Mg, especially), in environments of low pressure and high temperature (~1-2 Kb and ~400-450°C).

Four stages in the evolution of these lithologies with cordierite have been recognized: (a) Detrital - diagenetic stage; (b) contact metamorphism stage (Mainly Cordierite + Biotite + Quartz) (c) retrograde metamorphism stage (Chlorite + Pinnite + Quartz, others) and; (d) supergenic hydrothermal alteration stage (Iron oxides and hydroxides, among others).

The absolute age of the contact metamorphism event, it couldn't be determined, due to alteration of the biotite and the absence of detrital zircons in the analyzed lithologies. However, it's suspected that this event keeps a cause – effect relationship, with the emplacement of igneous bodies relatively cursory, associated with the Late Paleozoic magmatic events (Carboniferous?) or Late Triassic - Early Jurassic (?).

* Grade Work Modality Investigation.

** School of Geology. Faculty of Physical Chemical Engineering. Universidad Industrial de Santander. Director: Luis Carlos Mantilla Figueroa, PhD. Codirector: Carlos Alberto Ríos Reyes, PhD.

INTRODUCCION

El presente trabajo de investigación busca denotar la presencia de Cordierita en rocas del Paleozoico Tardío, las cuales se localizan en Macizo de Santander, en el bloque Alóctono Labateca, entre las Fallas Labateca y Lirgua, y se encuentran aflorando hacia el sector del puente Tincalá por la carretera que conduce del municipio de Pamplona hacia Labateca. Las rocas encontradas en esta zona, a pesar de presentar minerales indicadores de condiciones de alta temperatura mantienen gran parte de las características sedimentarias del protolito.

Para lograr con éxito los objetivos presentes en este trabajo se realizaron varias etapas incluyendo una compilación bibliográfica sobre Metamorfismo de Contacto y trabajos realizados sobre el Macizo de Santander en la región de Labateca – Norte de Santander, también se realizaron análisis cualitativos y cuantitativos tales como análisis Petrográficos y Geoquímicos, Microscopia Electrónica de Barrido (SEM), Difracción de Rayos X (DRX) y Geocronología para muestras tomadas en diferentes sectores de la zona de estudio, con el fin de clasificarlas según su composición química y mineralógica, para obtener más información sobre el metamorfismo de contacto que se evidencia en la zona y hace parte de la evolución del Macizo de Santander.

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

Denotar la presencia de Cordierita en rocas del Paleozoico Tardío, aflorantes en el cañón del río Chitagá (Municipio de Labateca, Norte de Santander; Cordillera Oriental de Colombia).

1.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Realizar una revisión bibliográfica sobre el área de estudio, para fines de su contextualización desde el punto vista de su marco geológico regional y local.
- Realizar trabajos de campo para fines de reconocimiento del área y muestreos puntuales con fines de identificar aquellos niveles y sectores de las rocas meta-sedimentarias con presencia de cordierita y sin cordieritas.
- Realizar análisis mineralógico – petrográficos mediante análisis de microscopía óptica y electrónica (SEM), y difracción de rayos X (DRX). Esto para fines de identificar la composición mineralógica de las rocas y para establecer los diferentes contextos paragenéticos presentes en las litologías con cordieritas, especialmente.
- Realizar análisis Litogeoquímicos en roca total, en litologías con y sin cordieritas, para fines de establecer diferencias o similitudes composicionales entre estas.
- Formular a la luz de los nuevos datos, un modelo de génesis de las cordieritas presentes en las rocas Paleozoicas del sector del río Chitagá.

2. METODOLOGIA

Para el logro de los objetivos anteriormente referidos, se siguió una metodología convencional, la cual consta de las siguientes etapas: (1) Recopilación y análisis de material bibliográfico; (2) Trabajo de campo: muestreo realizado durante la práctica de campo II, desarrollada por estudiantes de la Escuela de Geología de la UIS (los materiales recolectados durante esta práctica de campo, sirvieron de insumo para este estudio); (3) Trabajo de laboratorio; (4) Interpretación, discusión y análisis de los datos obtenidos y; (5) Elaboración informe final.

Debido a su importancia en la generación de nuevos datos, a continuación se describen con mayor detalle lo relacionado con los trabajos de campo y laboratorio.

2.1 TRABAJOS DE CAMPO

Durante ésta etapa se elaboró la cartografía geológica de superficie (con énfasis en un área de aproximadamente 3,5 Km²). Dieciocho (18) afloramientos fueron documentados, previa localización mediante GPS (ver lista de muestras colectadas, con sus respectivas coordenadas en Tabla 1).

Los trabajos de campo se realizaron apoyados en la plancha topográfica del Instituto Geológico Agustín Codazzi (IGAC), y bajo el sistema de coordenadas del origen Colombia Este Central, proyección Trasverse Mercator con Elipsoide Internacional 1909 y Datum Bogotá. Las planchas topográficas son la 111-III-B con escala 1:25000 de Pamplona – Labateca, Norte de Santander.

Tabla 1. Lista de Muestreo de Campo con Nomenclatura TENC.

MUESTRA	COORDENADAS GEOGRAFICAS		
	X	Y	Z
TENC - 01	1296361	1168917	1623
TENC - 02	1296361	1168917	1623
TENC - 03	1296364	1168927	1600
TENC - 04	1296364	1168927	1600
TENC - 05	1296364	1168927	1600
TENC - 06	1296534	1168951	1607
TENC - 07	1296534	1168951	1607
TENC - 08	1296553	1168960	1612
TENC - 09	1296553	1168960	1612
TENC - 10	1296553	1168960	1612
TENC - 11	1296553	1168960	1612
TENC - 12	1296482	1168845	1620
TENC - 13	1296164	1167866	1640
TENC - 14	1296361	1168917	1623
TENC - 15	1296361	1168917	1623
TENC - 16	1296361	1168917	1623
TENC - 17	1296374	1169050	1578
TENC - 18	1296374	1169050	1578
TENC - 19	1296374	1169050	1578
TENC - 20	1296374	1169050	1578
TENC - 21	1296388	1169051	1581
TENC - 22	1296333	1169091	1583
TENC - 23	1296326	1169105	1587
TENC - 24	1296314	1169151	1607
TENC - 25	1296314	1169151	1607
TENC - 26	1296314	1169151	1607
TENC - 27	1296274	1169221	1609
TENC - 28	1296533	1169013	1683
TENC - 29	1296201	1169210	1614
TENC - 30	1296203	1168372	1626
TENC - 31	1296197	1168723	1619
TENC - 32	1295942	1167214	1714
TENC - 33	1296164	1167866	1640

Las muestras seleccionadas en azul de la anterior tabla se le realizo secciones de láminas delgadas para análisis petrográficos, geoquímica y composición química en DRX y SEM.

2.2 TRABAJO DE LABORATORIO

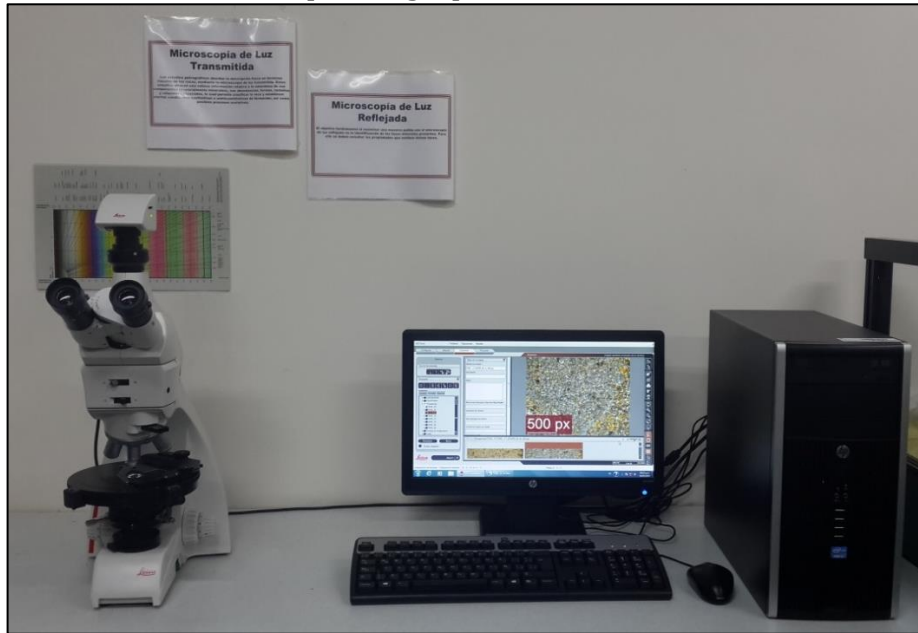
Durante la fase de laboratorio, se realizaron los análisis de forma metódica y sistemáticamente, que a continuación se describen.

2.2.1 Análisis de Microscopía Óptica. La descripción macroscópica de las muestras colectadas en campo, se realizó en el laboratorio de Microscopia de luz transmitida, utilizando una lupa biocular del Estéreo microscopio marca Nikon modelo SMZ 800, de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander (UIS).

Durante los análisis Mineralógicos – Petrográficos de las 7 (siete) secciones de láminas delgadas, se utilizó, el microscopio triocular de luz transmitida marca LEICA, modelo DM750P y las microfotografías fueron tomadas empleando el sistema de fotografía digital MC120 HD acoplado al microscopio LEICA DM750P del laboratorio del Grupo de Investigación de Geología Básica Aplicada (GIGBA), de la Escuela de Geología, del Parque Tecnológico Guatiguará (PTG), de la Universidad Industrial de Santander (UIS) (Figura 1).

El análisis petrográfico se hizo metodológicamente en base a la bibliografía, utilizando los manuales de Laboratorio de Petrografía, se caracterizó mineralógicamente cada sección de lámina delgada, se determinó las características estructurales, texturales y se le hizo un archivo microfotográfico de dichas características microscópicas, según los trabajos de Williams *et al* (1980); Trusova, Chernov (1982); Barker. A.J. (1988); Bucher and Frey (1994); Castiñeiras (2004).

Figura 1. Laboratorio Microscopia del grupo GIGBA.



2.2.2 Análisis de Difracción de Rayos X (DRX). Se realizó los análisis de Difracción de Rayos X (DRX) en el edificio de investigaciones, en el laboratorio 104 de Rayos - X, del Parque Tecnológico de Guatiguará (PTG), de la Universidad Industrial de Santander.

La metodología de los análisis se realizó inicialmente en la preparación de dos muestras. La primera muestra es sólida, inicialmente marcada como TENC - 13, a esta se le realizó dos análisis con códigos internos: uno a una zona clara (D4MN) y el otro a una zona oscura (D4MO); estas fueron montadas y ajustadas directamente sobre la plataforma de la cuna Euleriana del equipo. Y la segunda muestra previamente pulverizada del mismo tipo de roca (TENC -13), fue nuevamente pulverizada por un mortero de ágata. El espécimen seleccionado de la muestra (D4OF) fue montado en portamuestra de polimetilmetacrilato (PMMA) mediante la técnica de llenado frontal.

La toma de datos de Difracción se midió para las muestras D4MN y D4MO, con el difractor de Rayos – X marca BRUKER modelo D8 DISCOVER con Geometría DaVinci bajo unas determinadas condiciones (ver Anexo D. DRX). Para la muestra pulverizada con código interno D4OF se realizó en un Difractor de polvo marca BRUKER modelo D8 ADVANCE con Geometría DaVinci bajo unas condiciones determinadas (Ver Anexo D. DRX).

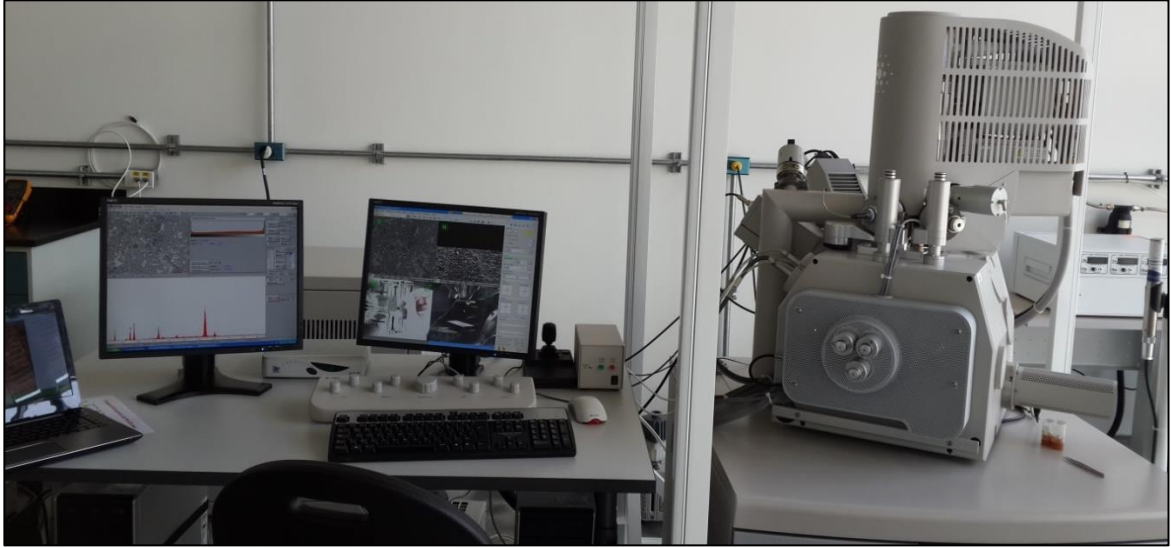
El análisis cualitativo de las fases presentes en las muestras TENC -13 Solida (D4MN y D4MO) y TENC -13 Pulverizada (D4OF), se realizó mediante comparación del perfil observado con los perfiles de difracción reportados en la base de datos PDF-2 del International Centre for Diffraction Data (ICDD).

No se le dio ningún tratamiento a la muestra (ver anexo DRX)

2.2.3 Microscopia Electrónica de Barrido. En esta fase se realizó la Microscopia Electrónica de Barrido (SEM), para las secciones delgadas sin cubre objeto previamente pulidas: TENC – 05, TENC 19 – y para las muestras de roca en cuña las TENC – 07, TENC – 28 y TENC – 32, las cuales se introdujeron al microscopio de barrido electrónico, el método es operado en bajo vacío a una presión de 100 Pa., y a una aceleración con voltaje de 30,00 KV, utilizando un haz de electrones retrodispersados para obtener la caracterización cuantitativa composicional de los cristales de mineral.

El análisis químico se realizó en el Edificio de Investigaciones del Parque Tecnológico de Guatiguará – PTG, mediante la sonda EDAX serie SDD Apollo X y con el microscopio Quanta FEG 650 el cual utiliza la tecnología de emisión de campo (Schottky Field EmissionGun) para la generación del haz de electrones, este haz tiene baja dispersión angular, produciendo así imágenes de mayor resolución (Figura 2).

Figura 2. Laboratorio de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM).

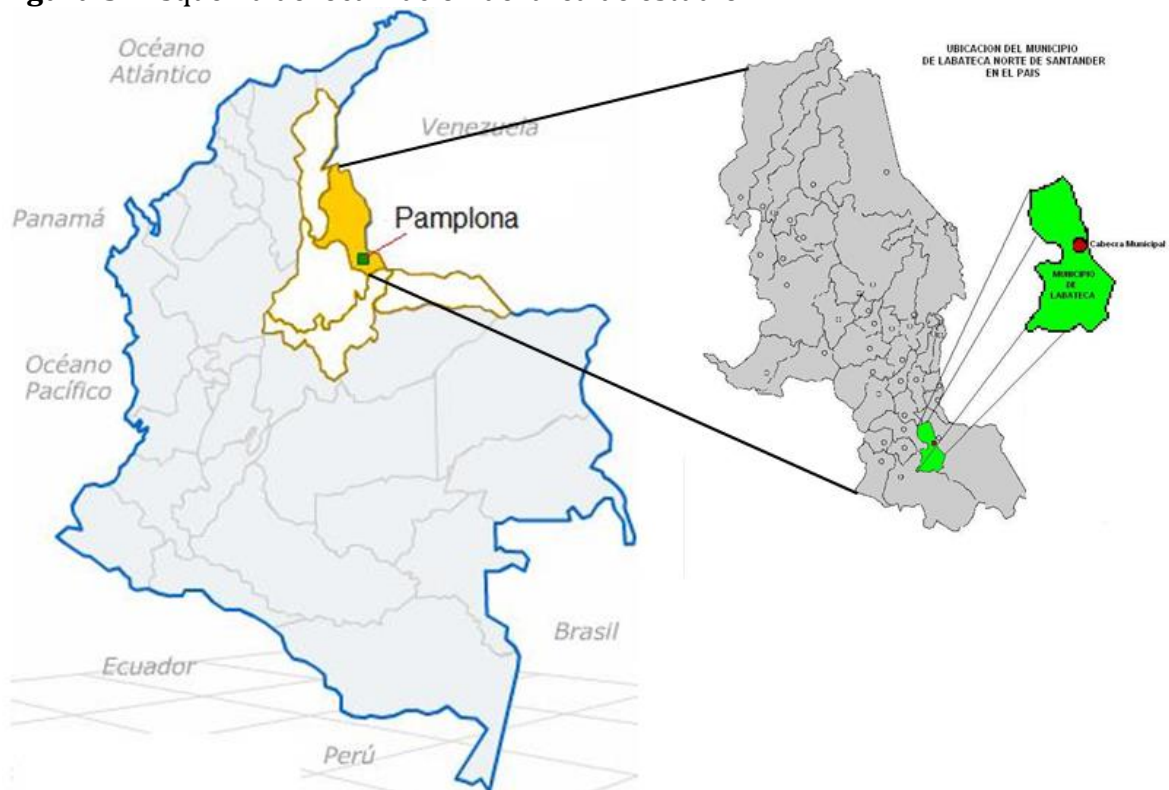


Por medio de este sistema se identificó los elementos presentes en las secciones de láminas delgadas y las muestras de roca, evaluando los porcentajes en peso atómico, número atómico y su distribución mediante puntos de interés.

3. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza en el denominado Bloque NorAndino, en la sección Nororiental de la Cordillera Oriental, Macizo de Santander (Figura 3), haciendo parte del Municipio de Labateca (Norte de Santander). Entre sus puntos geográficos de referencia de ésta, destacan los siguientes: Quebrada el Ají, el Puente Tincalá y el Puente Lirgua, ubicados en las Veredas Caracolito y Lirgua, respectivamente.

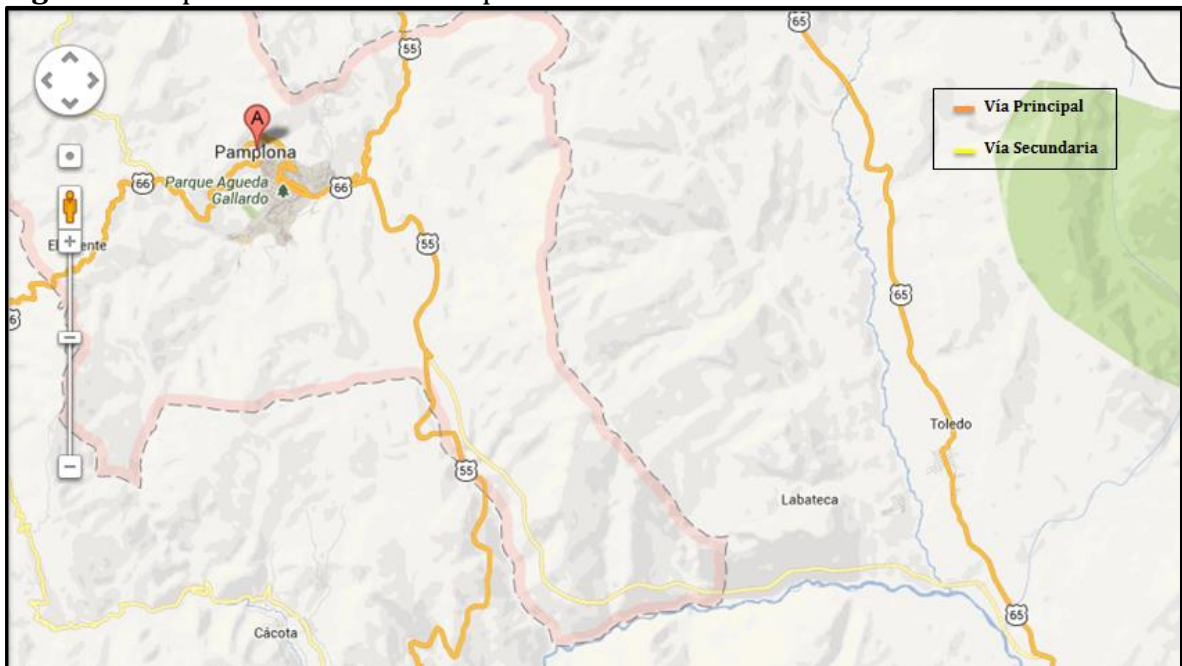
Figura 3. Esquema de localización del área de estudio.



Fuente. Portal Web de la Alcaldía del Municipio de Labateca (www.labateca-nortedesantander.gov.co/)

El área de trabajo se encuentra aproximadamente a hora y treinta minutos, por la vía de acceso entre Pamplona y la carretera que comunica de La Lejía (Norte de Santander) hacia Saravena (Arauca)(Figura 4 y 5), para lograr un mayor cubrimiento de la zona objeto de estudio, se recurrieron a senderos peatonales destapados (trochas), uno de ellos ubicados en la vereda Caracolito, el cual comunica la Escuela rural de Tincalá con el puente del mismo nombre; el segundo sendero peatonal se encuentra ubicado a la altura del puente Lirgua, en la vereda homónima.

Figura 4. Mapa vías de acceso Pamplona – Labateca.



Fuente. Google Maps.

El relieve del área de estudio presenta una geomorfología abrupta, de altas pendientes, la cual modela el relieve montañoso de la región (Figura 5 y 6). El municipio Labateca se encuentra bañado por las aguas de los ríos Culagá, Chitagá y Valegrá, las cuales forman junto a sus respectivos afluentes un patrón de drenaje de tipo subparalelo.

La principal actividad económica del sector en el cual se localiza el área de estudio, es la agricultura, destacándose el cultivo del café, con las variedades Típica, Borbón, Caturra y Colombia.

Figura 5. Aspecto del terreno desde la vía de acceso al área de estudio: Vía Pamplona – Labateca (en dirección al puente Tincalá).



Figura 6. Relieve montañoso. Vista panorámica del río Chitagá vía Tincalá.



4. ANTECEDENTES

Con el propósito de contextualizar el área de estudio, desde el punto de vista de la geología regional y local, a continuación se presenten algunas generalidades sobre sus características geológicas.

4.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

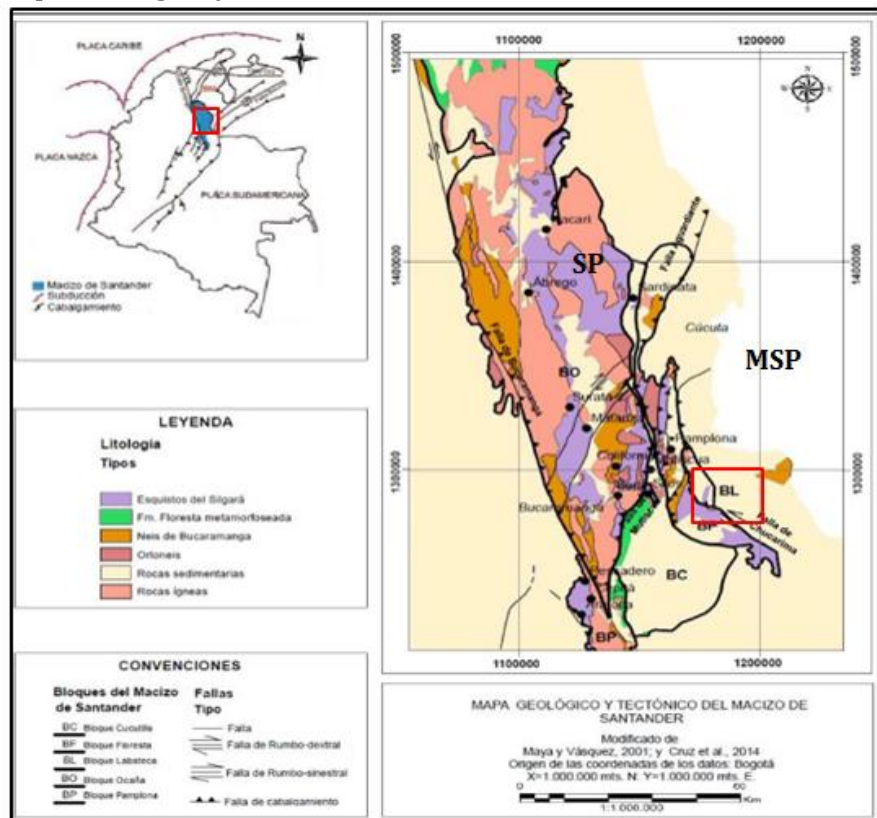
El Macizo de Santander hace parte del Terreno Santander y el Supraterreno Cordillera Oriental (Etayo *et al.*, 1983), Restrepo & Toussaint (1988) lo incluyen en el Terreno Chibcha y Cediél *et al.* (2003) lo incluye en el límite suroccidental de la Sub-placa de Maracaibo; en términos generales la configuración tectónica de la esquina Noroeste de Sur América está determinada por la interacción de tres placas litósfericas principales: Nazca, Caribe y Suramericana. El área de estudio se encuentra dentro del dominio tectónico de la sub-placa Maracaibo (MSP), definido por Cediél *et al.*, (2003) y en particular, dentro de la provincia litotectónica denominada Macizo de Santander (SP) por los mismos autores (figura 8). En otros trabajos Boinet *et al.*, (1985) se refieren a este dominio como Bloque Andes del Norte o Bloque NorAndino. El Macizo de Santander (SP) está compuesto por rocas metamórficas generadas por metamorfismo regional que tienen edades más antiguas de 470 millones de años es decir del ordovícico temprano.

La evolución tectónica durante el Mesozoico y Cenozoico está determinada por procesos de colisión y subducción oblicua a lo largo de fallas regional de rumbo entre el bloque sur de la placa Caribe y el extremo noreste de la placa Suramericana. Este límite entre placas se ve representado por una zona amplia de deformación activa. El límite oriental de este bloque está limitado por la sutura del sistema de fallas frontal de la Guicáramo-Chucarima-Chitagá y Boconó en Venezuela; mientras que el límite

occidental está definido por el sistema de fallas Bucaramanga-Santa Marta (Royero y Clavijo, 2001). En términos generales según Tesón *et al.*, (2013), el terreno estudiado es el resultado de la inversión estructural de cuencas inicialmente extensivas dentro de un cinturón orogénico.

El movimiento tectónico de la Unidad de Labateca parece estar relacionado con las dos Fallas (Labateca y Duran) que limitan dicha unidad. Sin embargo, el trazo superficial de la Falla, el plano de Falla, las ramificaciones y la orientación; no son compatibles para que represente un acercamiento tectónico, pues no solo aparece cortando unos pliegues formados durante el movimiento de la Unidad de Labateca, sino que su trazo superficial continúa dentro de la Unidad de Chinácota (Figura 9), (Boinet *et al.*, 1982).

Figura 8. Mapa Geológico y Tectónico del Macizo de Santander.



Fuente. González y Jiménez (2015). Tomado y modificado por los autores.

4.2 RASGOS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

Al oriente de la población de Pamplona (Norte de Santander, Colombia) y en dirección SSE – NNW se presenta un alineamiento con aproximadamente 20 km de largo que corresponde al trazo superficial de la Falla de Labateca. Esta Falla en su extremo sur presenta un ángulo mayor de 60° al W, sigue una dirección N – S y pone en contacto unidades sedimentarias del Paleozoico Superior con sedimentos del Terciario Inferior. Hacia el N el salto de la falla disminuye y su trazo está representado por ramificaciones verticales a subverticales con dirección SE – NW (Boinet *et al.*, 1982).

Los rasgos geológicos asociados con la Falla de Labateca estarían más relacionados a una fase tectónica de distensión y por lo tanto se interpreta como una falla reactivada que mediante un juego normal hundió el comportamiento Oeste y escondió el frente de avance de un anterior sobrecorrimiento representado por la falla de Duran (Boinet *et al.*, 1982).

15 Km al NNW de la localidad de Labateca, una falla inversa de bajo ángulo (40°) con una orientación S – N a SW – NE (falla de sobrecorrimiento de Duran) es cortada por la Falla de Labateca. Al W del trazo de la Falla de Labateca y al S de la intersección de las dos Fallas tenemos la Unidad Tectónica de Labateca (Alóctono) y la región ubicada al W de la Falla de Duran y el E de la Falla de Labateca corresponde a la Unidad del Chinácota (autóctono) (Boinet *et al.*, 1982).

Como resultado de la acción de esfuerzo de compresión orientado W – E, la Unidad de Labateca se desplazó hacia el E y sobremontó a la Unidad de Chinácota (Figura 11) (Boinet *et al.*, 1982)

Se distinguen dos fases de deformación:

- Se observa particularmente un pliegue de varios kilómetros con un plano de vergencia hacia el este de baja inclinación y de dirección N 160° donde la charnela es observada en la carretera que conduce de la Lejía a Labateca. Esta charnela es asociada a un evento de fracturamiento S₁ (Máxima Deformación). La Esquistosidad S1 se presenta preferentemente en los niveles pelíticos y muestra buenas figuras de refracción en los niveles de areniscas. Las estructuras sedimentarias en las areniscas muestran que el flanco occidental de este pliegue presenta una polaridad inversa, por lo tanto se tiene una gran estructura con vergencia hacia el occidente (Boinet *et al.*, 1985).
- Se manifiesta como un plegamiento de escala de varios metros a kilómetros con plano axial subvertical. El eje de estos pliegues es subhorizontal y con una dirección de N40°. Localmente presenta una Esquistosidad de Fractura la cual presenta una dirección preferencial a los pliegues. El evento de fracturamiento S1 (Máxima deformación) no coincide exactamente con los pliegues de la fase 2. Esta distribución se puede explicar que probablemente la esquistosidad S1 se dispersó inicialmente debido a la litología afectada (Boinet *et al.*, 1985).

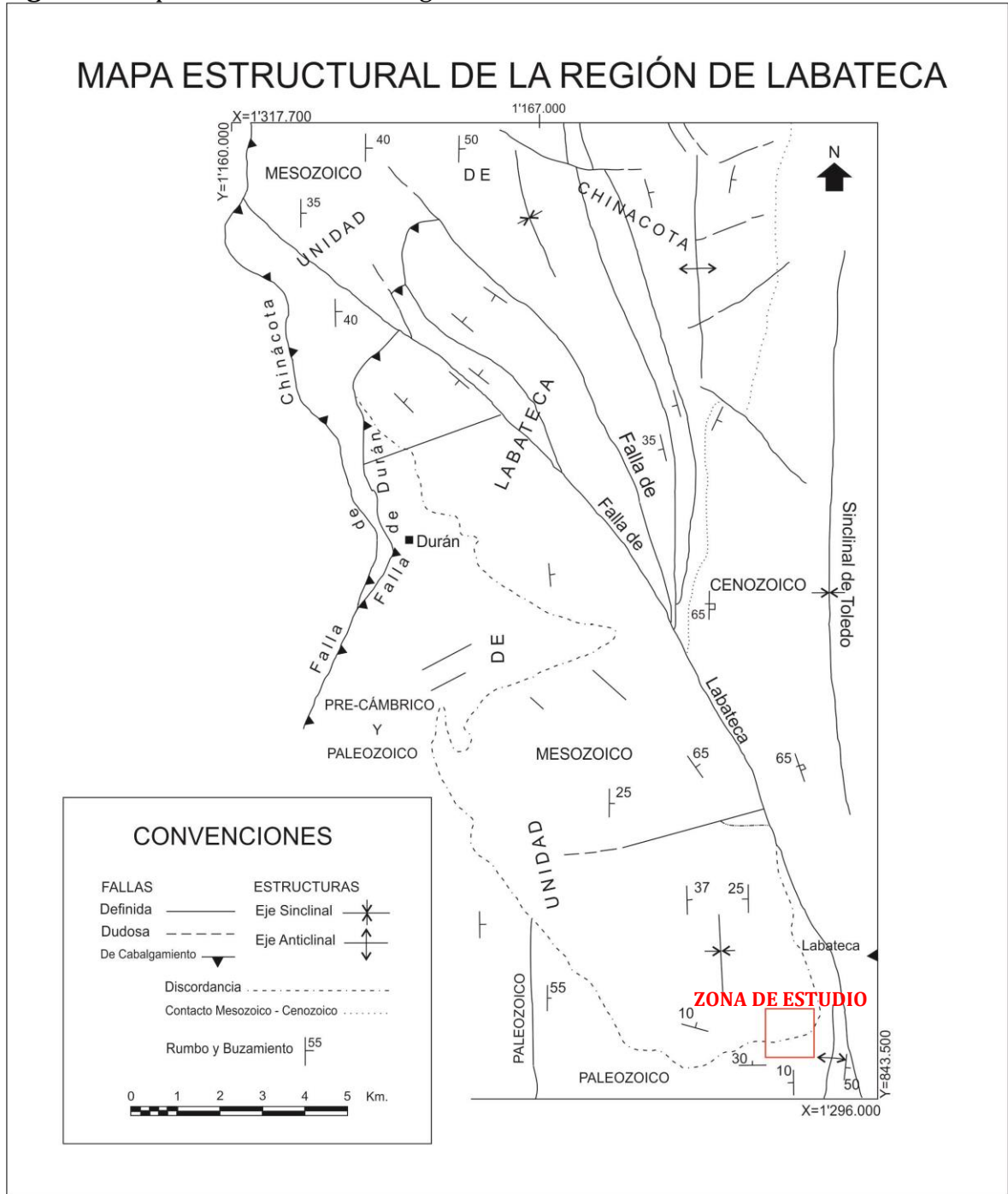
A continuación se mencionaran las principales Fallas que controlan el comportamiento tectónico del Bloque Alóctono de Labateca, del Macizo de Santander en el departamento de Norte de Santander del Municipio Labateca:

4.2.1 Falla de Labateca. Es el mayor rasgo tectónico localizado en la región centro occidental de la Plancha 111 y corresponde a una falla regional inversa, que tiene una dirección NS a NW-SE y enfrenta rocas paleozoicas, jurásicas y cretácicas al occidente con rocas terciarias al oriente, el bloque colgante de la falla Labateca muestra a la Formación Girón del Jurásico o La Quinta del Triásico – Jurásico sobre Basamento del Precámbrico o del Paleozoico. Inicialmente fue interpretada por Téllez (1978) como una falla inversa; Un trayecto de esta falla coincide paralelamente con el lineamiento regional de Labateca de dirección NW SE (Ujueta, 1991), Correror (2003) la interpreta como una estructura de inversión. Según Boinet et al. (1982), los rasgos geológicos de la Falla de Labateca están relacionados con una fase tectónica de compresión; se interpreta inicialmente como una falla normal reactivada posteriormente como inversa, con inclinación hacia el occidente (Figura 9).

4.2.2 Falla Tincalá - Lirgua. Se presenta como un ramal de la Falla El Ají-Pozo Bravo, y conserva con ésta una dirección subparalela. Entre estas dos fallas se presenta una cuña tectónica donde afloran rocas de la Formación Silgará y la unidad del Carbonífero – pérmico de Río Chitagá; es una falla inversa, con buzamiento al occidente, pero, además de su desplazamiento vertical, presenta aproximadamente 500 m de desplazamiento horizontal (Royero & Zambrano, 1987).

4.2.3 Falla El Ají - Pozo Bravo. Corresponde al ramal noroccidental de la Falla de Labateca. La falla presenta inicialmente una dirección noroeste para luego tomar un rumbo norte - sur; se trata de una falla inversa, con buzamiento al occidente y su ángulo de inclinación parece aumentar de sur a norte. Esta falla enfrenta rocas de la Formación Silgará al occidente con rocas de las formaciones Floresta, Diamante, Girón y Río Negro al oriente (Royero & Zambrano, 1987).

Figura 9. Mapa Estructural de la Región de Labateca.



Fuente. Boinet *et al*, (1982). Tomado y modificado por los autores.

4.3 ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.3.1 Trabajos Previos en el área de Estudio: Los trabajos realizados en cercanías a la zona de estudio son relativamente pocos, y se encuentran relacionados principalmente a investigaciones locales en partes de la plancha 111 Toledo sobre cartografía geológica, estratigrafía, geología económica y geoquímica.

Avanzados los años 70's, la geología del macizo de Santander estaba clara, los datos disponibles provinieron de trabajos de prospección realizados por INGEOMINAS (Champetier de Rives y Álvarez, 1961), Hubach (1943) aportó información sobre la Estratigrafía del Paleozoico; Los estudios de Julivert (1959, 1961, 1963) fueron orientados hacia el análisis de la tectónica; Radelli (1967) proporcionó información petrográfica. Las campañas de cartografía y prospección realizadas por INGEOMINAS aportaron datos estratigráficos, petrográficos y estructurales (Jaramillo *et al.*, (1972); Ward *et al.*, (1973); Vargas *et al.*, 1976; Mendoza *et al.*, (1976); Pulido, 1979; Ulloa *et al.*, (1979); Vargas *et al.*, (1980), etc.) (Boinet, 1985).

Trumpy (1943) en su trabajo "Pre- Cretaceous of Colombia", da a conocer una secuencia sedimentaria aflorante al oeste de Labateca, y medida por Hubach que alcanza 2.400 m de espesor, a la cual le asigna una edad que varía del Devónico al Carbonífero en base a fósiles recogidos. Este autor también hace mención a una potente secuencia sedimentaria existente en el sector de Murillo, la que alcanza a tener 4.000 m de espesor, con edad del Devónico al Jurásico.

Aya (1972), en cercanías de Labateca, describe la sucesión estratigráfica aflorante en el cauce de la quebrada La Balsa, las características generales de las unidades y de las mineralizaciones de sulfuros de cobre, concluyendo que el área no es de interés económico.

Ward *et al.*, (1973), en el 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.

Las manifestaciones minerales son descritas por Otero y Angaria (1975) y corresponden a plomo, zinc, cobre, carbón y mica para diversos sectores de la Plancha 111 Toledo.

Téllez (1978) y Mejía *et al.*, (1980), al efectuar la cartografía geológica regional de partes de la Plancha 111, presentan sus interpretaciones con base en trabajos fotogeológicos, con algunos controles de campo, limitados a secciones geológicas a lo largo de caminos y quebradas.

Salinas y Daconte (1982), en el levantamiento de la cartografía geológica de la Plancha 122 Río Cubugón, estudian una sucesión estratigráfica que corresponde a la prolongación norte de las unidades litoestratigráficas identificadas en la Plancha 111. Boinet *et al.* (1982), presentan en su estudio la evolución tectónico – estructural de la región de Pamplona – Labateca, e interpretan los sistemas de fallas regionales, como resultado de una fase de compresión.

Boinet (1985), en su tesis de doctorado, presenta un punto de vista a partir de la geología regional para entender la evolución del Macizo de Santander desde el paleozoico inferior y la deformación en relación de la posición de este sobre el límite activo de las placas Suramericana y Caribe, dividiendo su trabajo en ocho capítulos los cuales corresponden en particular a las grandes divisiones litoestratigráficas, determinando las unidades Sedimentarias, Ígneas y Metamórficas que se encuentran en la zona de estudio.

Royero y Zambrano (1987), compilan información recolectada en anteriores estudios y presentan la Geología de la plancha 111 Toledo, Norte de Santander, mostrando la Estratigrafía, Tectónica y Geología Económica para este sector.

Royero (2001) presenta la Geología y Geoquímica de la plancha 111 Toledo, Norte de Santander, mostrando un resumen de la Estratigrafía, Tectónica y Geología Económica compilada por Royero y Zambrano (1987) y la prospección geoquímica y Geología Ambiental para este sector.

4.3.2 Unidades Litológicas del Área de Estudio. Hacia la unidad de Labateca, los afloramientos del Paleozoico Inferior se localizan en dos bloques separados por una falla de edad Pre – Jurásica. Hacia el oeste de esta falla, afloran una serie sedimentaria con presencia de metamorfismo, cubierta discordantemente por sedimentos del Carbonífero. Hacia el este, se observa un conjunto de esquistos moteados cubiertos discordantemente por rocas del Devónico Medio (Figura 10).

Al fondo del valle del río Chitagá, aflora una secuencia de rocas metamórficas masivas de color gris azulado donde se distinguen claramente los planos de estratificación tanto en el afloramiento como en lámina delgada. Estas rocas se derivan de areniscas y en menor medida de lutitas y se encuentran salpicadas de manchas oscuras de tamaño de varios milímetros, de forma redondeada y algunas veces alargada. Estas manchas oscuras se desarrollan principalmente en los niveles pelíticos y en lámina delgada se revelan como cordieritas completamente pinnitizadas y acompañadas por biotitas dispersas en toda la roca. A medida que se avanza en altitud, la roca se vuelve menos metamórfica hasta que finalmente se encuentran areniscas y lutitas rojizas fracturadas bastante similares a las del bloque occidental. Estas rocas de aspecto moteado corresponden a la serie de color roja del bloque occidental afectado por metamorfismo de contacto (Figura 10).

La arquitectura estratigráfica del área de estudio, se caracteriza por la presencia de las siguientes unidades litológicas (Figura 11):

4.3.2.1 Rocas Metamórficas

- **Formación Silgará**

Toma el nombre de la quebrada Silgará localizada al noreste del Cuadrángulo H-12 Bucaramanga. Definida por Ward *et al.*, (1973) como una unidad de rocas metamórficas dispuestas en capas delgadas y medianas. En el área de la Plancha 111 estas rocas presentan un cubrimiento aproximado de 3.5 Km² y están comprendidas en la zona de las fallas El Ají y Lirgua – Tincalá (Plancha 1, E-1). Afloran entre las lomas de Chérela y Tincalá, Cañón del Río Chitagá la clasifican con base a análisis petrográficos como esquistos cuarzo micáceo cordierítico (Royero y Zambrano, 1987).

Litológicamente la Formación Silgará se define como una unidad de rocas de origen sedimentario, afectadas por metamorfismo regional de medio y bajo grado, que está representada por una secuencia areno – pelítica de grano fino a medio, color verde, gris, gris – verdoso y amarillento a pardo – rojizo cuando está meteorizada, suele presentar un carácter esquistoso, con cristales de cordierita de color gris – verdosa con tamaño de cristales hasta 2.5 cm de largo, los cuales no muestran una orientación en forma paralela, localmente presenta venas de cuarzo. La foliación general coincide con la estratificación original de la roca. La Formación Silgará está compuesta principalmente por rocas de metamorfismo regional de medio y bajo grado tipo Abukuma (Winkler, 1967), pertenecientes a las facies esquistos verdes y cordierita – anfibolita (Winkler, 1979); Hacia el sur, la presencia de rocas intrusivas de composición félsica a intermedia afectaron la Formación Silgará, pudiendo producir metamorfismo de contacto, el cual probablemente está enmascarado por el metamorfismo regional (Royero y Zambrano, 1987).

En el área de estudio no se conoce una relación estratigráfica entre la Formación Silgará y el Neis de Bucaramanga. Su contacto superior es discordante con las formaciones Floresta y Girón; también presenta un contacto fallado con unidades del Carbonífero-Pérmico, Jurásico, Cretácico y Terciario.

Tentativamente se asigna a la Formación Silgará, en el área de la Plancha 111, la misma edad considerada por Ward *et al.*, (1973), que es equivalente al Cámbrico-Ordovícico. La Formación Silgará se ha correlacionado con los grupos Güejar (Trumpy, 1943) y Quetame (Campbell y Bürgl, 1965) en la Cordillera Oriental. También es comparable con la Serie de Perijá, considerada del Cámbrico-Ordovícico (Forero, 1969 y 1970).

4.3.2.2 Rocas ígneas

- **Cuarzomonzonita**

Corresponde a la prolongación norte del cuerpo ígneo identificado y cartografiado en la plancha 122 (Río Cubugón), relativamente pequeño y de forma alargada que cubre una extensión aproximada de 1 Km². Aflora hacia el oeste de la Falla de Labateca en el extremo suroccidental del área; en general se presenta muy deformada, fracturada y cizallada y se encuentra intruyendo las rocas metamórficas de la Formación Silgará; la falla de Labateca coloca estas rocas en contacto con rocas del Cretácico. La Cuarzomonzonita es holocristalina de grano medio, color blanco a gris claro, con variaciones locales a granito blanco o rosado; el cuerpo aparece cruzado por diques pegmatíticos de color blanco y rosado, equigranular grueso. En la plancha 122, al sur del área de estudio, por análisis petrográficos efectuados, se demuestra que este cuerpo ígneo está compuesto por Cuarzomonzonita con variaciones a granito (Royero y Zambrano, 1987).

Este tipo de rocas está representado por los cuerpos intrusivos que afloran hacia el Oeste de la Unidad de Labateca. Estas Cuarzomonzonitas contienen numerosos enclaves de esquistos micáceos y son las responsables del metamorfismo de contacto que afecta las rocas del Paleozoico Inferior en esta región. Estos cuerpos intrusivos están cubiertos por sedimentos rojizos del Jurásico Superior – Barremiano. Presentan cuarzo y se observa un comienzo de recristalización, se observan biotitas Cloritizadas, plagioclasas Saussuritizadas, feldespatos potásicos deformados, moscovita y minerales accesorios tales como rutilo y óxidos. La alteración y posterior deformación de los minerales presentes en este tipo de roca sugiere una removilización probablemente posterior a su cristalización.

La unidad de Labateca presenta una serie que comprende desde el Paleozoico Inferior hasta el Cretácico Inferior donde destaca la serie del Devónico Medio. Esta serie reposa discordantemente sobre las rocas metamorfoseadas del Paleozoico Inferior. Localmente, la serie del Paleozoico Inferior está atravesada por una Cuarzomonzonita. Estos cuerpos intrusivos son anteriores a la serie del Devónico Medio. Por otra parte, dataciones realizadas en este estudio para la Cuarzomonzonita arrojan edades 350 +/- 17.5 Ma., que representan el devónico superior, principios del carbonífero, por lo tanto presenta una edad radiométrica más reciente que su edad real. La Cloritización de las Biotitas, la Sausuritización de las Plagioclasas, la alteración de los feldespatos a Microclina y a Plagioclasas y el inicio de la recristalización de cuarzo, muestran la removilización de esta roca.

4.3.2.3 Rocas Sedimentarias

- **Formación Floresta**

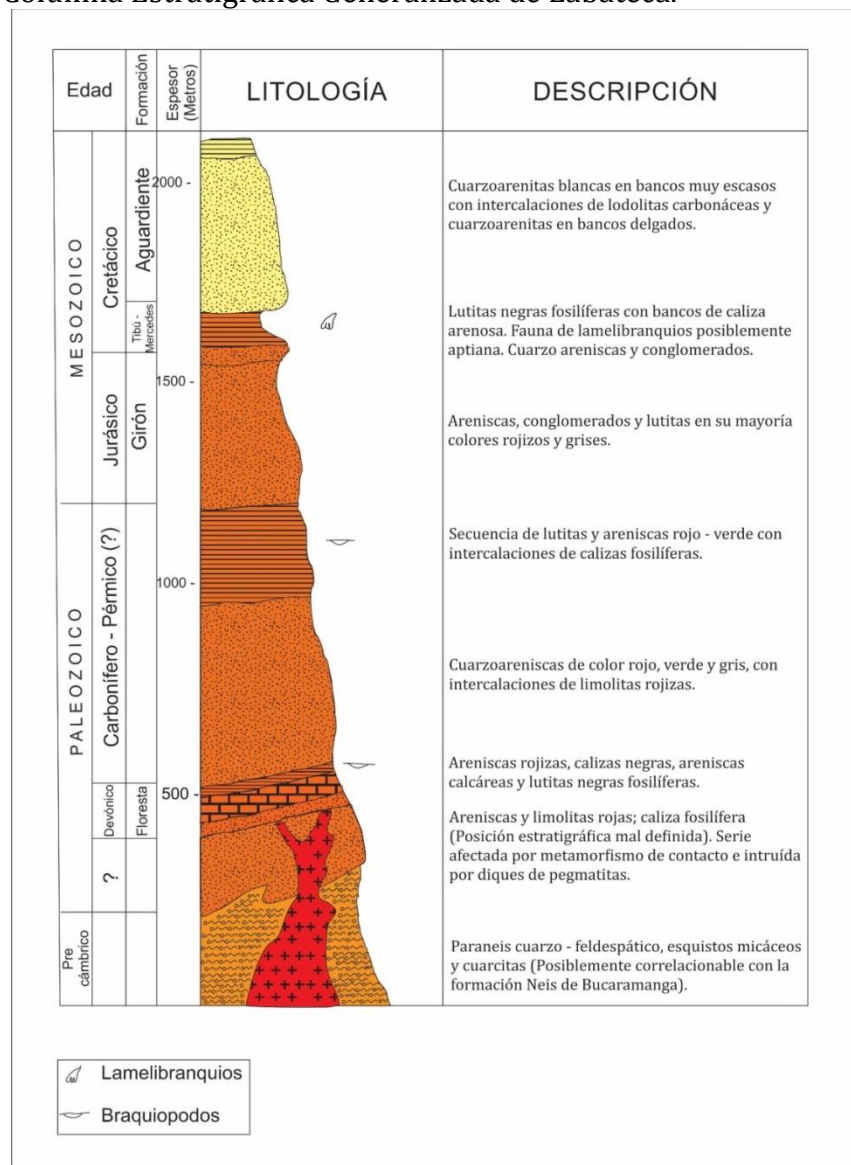
El término Floresta fue inicialmente utilizado en 1937 por Olsson y Caster (en Julivert *et al.*, 1968) como «Floresta Series» en el área de Floresta, Boyacá. Botero en 1950 emplea el término original de «Formación Floresta», que posteriormente fue descrita por Morales (1965).

Cediel (1969), propuso que la Formación Floresta fuera subdivida en dos miembros, el inferior arenoso, El Tibet, y el superior arcilloso, Floresta. Estos miembros fueron cartografiados en el Macizo de Santander por Vargas *et al.* (1976). Posteriormente fueron elevados al rango de formaciones El Tibet y Floresta por Mojica y Villarroel, (1984). Otro trabajo importante es el de Morales (1965, pp. 56 – 57), quien realiza una síntesis del conocimiento faunístico del Devónico en Colombia. En el área de estudio esta formación se encuentra aflorando en la parte más baja del Cañón del Río Chitagá, entre las fallas Quebrada Lirgua, Quebrada Tincalá y Labateca; en las lomas de Tincalá y de Chérela y en el sector entre las Quebradas El Ají y Tincalá y está constituida en su parte inferior por areniscas grises, gris verdosas a gris amarillentas, grano fino a medio, lodosas, ligeramente feldespáticas y ferruginosas, en capas medianas (10 – 30cm de espesor) y gruesas (30 – 100cm); interpuestas con lodolitas y limolitas grises a gris verdosas, localmente micáceas, fosilíferas, en capas delgadas (3 – 10cm). Hacia la parte superior, predominan areniscas de cuarzo, color verde oliva a gris amarillento, grano fino a medio, ligeramente micáceas, en capas medianas y delgadas, con algunas intercalaciones de lodolitas verde pálidas, micáceas, en capas medianas. El ambiente de depositación de esta unidad es marino somero.

El espesor cartográfico de esta unidad varía entre 350 y 400 m hacia el sur de la Plancha 111 de Toledo. Salinas y Daconte (1982), midieron 804 m en el norte de la Plancha 122, pero es muy probable que en esta sucesión se haya incluido parte de la Formación Diamante del Carbonífero-Pérmico. La base de la Formación Floresta es discordante sobre la Formación Silgará. El contacto superior con la Formación Diamante es aparentemente de discontinuidad estratigráfica o paraconforme. También es frecuente el contacto fallado con rocas sedimentarias del Jurásico y Terciario.

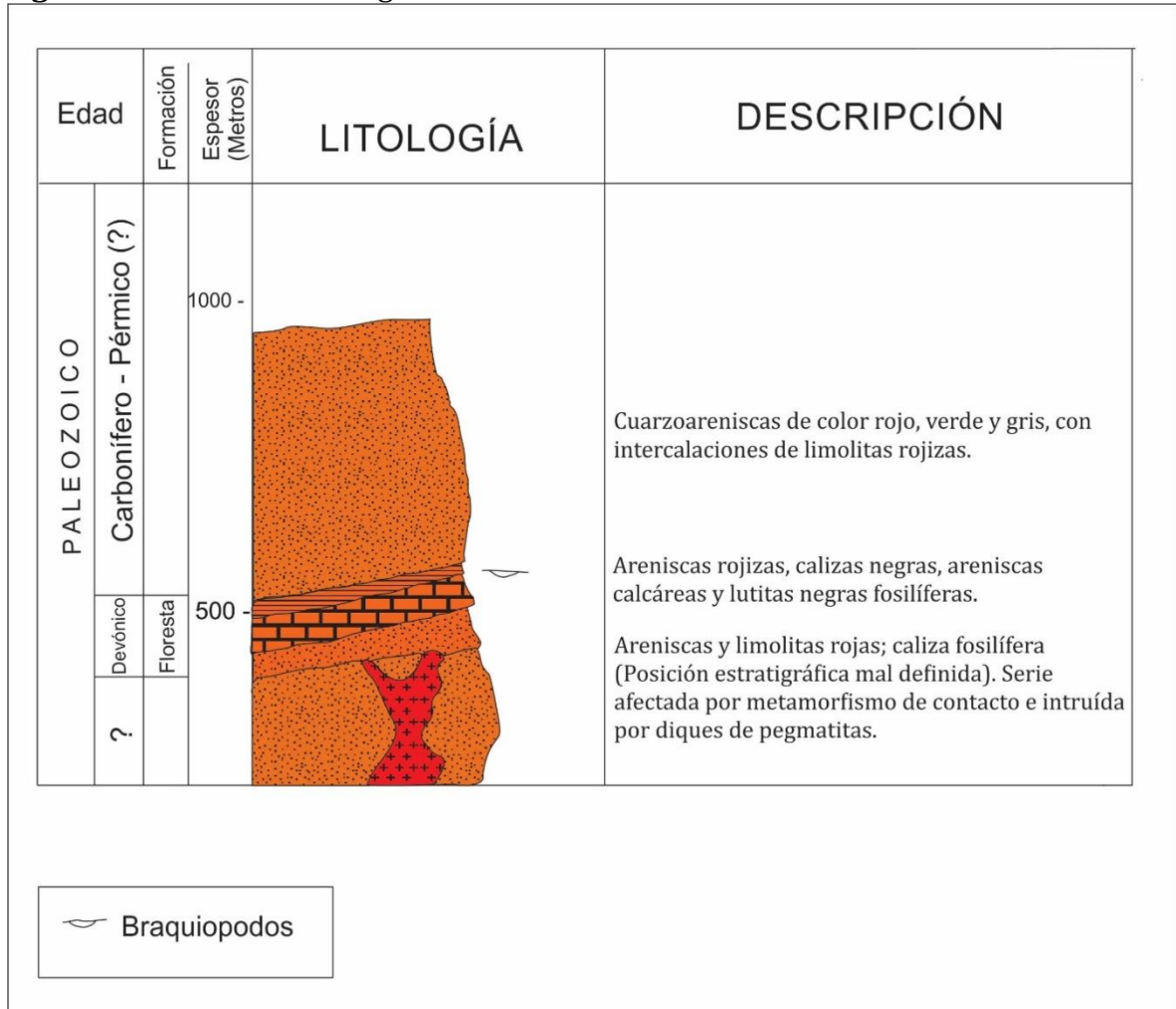
La edad de la Formación Floresta ha sido establecida con base en fósiles coletados por Boinet (1983) en el cañón del río Chitagá y corresponde al Devónico medio. Esto está de acuerdo con dataciones obtenidas por Carter (en Julivert *et al.*, 1968), Royo y Gómez (1942), Botero (1950), Morales (1965), Ward *et al.*, (1973) y Vargas *et al.*, (1976). Esta unidad es correlacionable con la Formación Floresta estudiada en el área de Floresta, Boyacá.

Figura 10. Columna Estratigráfica Generalizada de Labateca.



Fuente. Boinet, 1982. Tomado y modificado por los autores.

Figura 11. Columna Estratigráfica Detallada de Labateca – Área de Estudio.



Fuente. Boinet, 1982. Tomado y modificado por los autores.

4.4 ESTUDIOS PREVIOS SOBRE EL METAMORFISMO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Hacia el oriente (Unidad de Cúcuta y Macizo de Santander) las series metamórficas se comparan a las descritas por Ward *et al.*, (1973). Muestran un metamorfismo que va desde facie Esquistos Verdes hasta la anatexis; Ward *et al.*, (1973) diferencian un metamorfismo de tipo regional prógrado de tipo Abukuma, y una fase térmica retrógrada que tuvo cristalización de Biotita, Clorita, Moscovita, Porfiroblastos de Cordierita y de Andalucita.

Hacia el occidente (Unidad de Labateca, Río Valegrá) el basamento pre – Devónico se compone principalmente de una serie de rocas pelíticas de color rojo en las que el metamorfismo regional es bajo, pero donde el metamorfismo térmico está bien desarrollado.

Las rocas se observan como masivas y totalmente recristalizadas a causa del metamorfismo de contacto al que fueron sometidas, sin embargo aún se pueden distinguir finas estructuras sedimentarias. Localmente las cordieritas pinnitizadas se encuentran afectadas por Sericita, se encuentra a lo largo de la dirección de elongación del cuarzo y Sericita los cuales rellenan los intersticios formados en la roca.

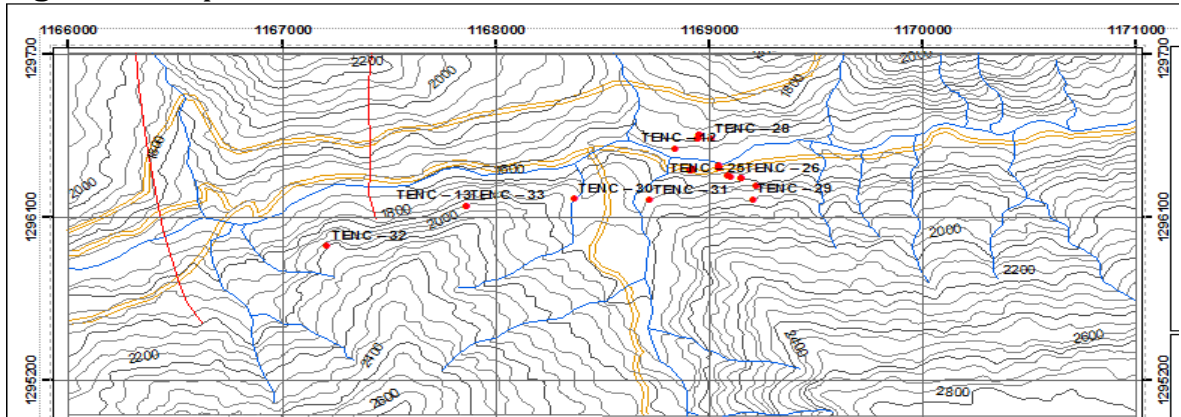
En resumen, una primera foliación se desarrolló en un contexto de metamorfismo de bajo grado, probablemente relacionado con la intrusión de un cuerpo ígneo. Esta foliación presenta porfiroblastos de cordierita y biotita que pueden a su vez ser afectados por una segunda foliación.

5. RESULTADOS

5.1 LOCALIZACIÓN DE MUESTRAS OBJETO DE ESTUDIO

Dieciocho (18) afloramientos fueron documentados, previamente localizados mediante GPS (ver lista de muestras colectadas, con sus respectivas coordenadas en Tabla 1), y posteriormente señalados en el mapa topográfico de la plancha 111 - III - B (Figura 12).

Figura 12. Mapa de Muestreo de la Zona de Estudio



5.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio está demarcado por los puentes Lirgua y Tincalá entre las veredas caracolito y Lirgua del municipio de Labateca, dentro del bloque Alóctono (Boinet, 1982), este se encuentra fuertemente influenciado por la actividad tectónica del sistema de Fallas Labateca, de edad Pre - Jurásica (Boinet, 1982), este alineamiento presenta un estilo estructural compresivo y los esfuerzos ocasionados por este sistema de fallas generan diversos rasgos geomorfológicos, estructurales y variaciones litológicas; algunos de estos aspectos se mencionaran brevemente a continuación.

5.2.1 Rasgos Geomorfológicos. A continuación se describirán los rasgos geomorfológicos más relevantes en la zona de estudio:

5.2.1.1 Valle del Río Chitagá: Se trata de un relieve bastante abrupto, con variaciones comprendidas entre los 1.600 msnm y los 3.600 msnm (Aya, 1972). La geomorfología del valle del río Chitagá consta principalmente hacia la región de Labateca por valles lineales profundos y elongados, con pendientes altas, con densa vegetación incluyendo Bosques secundarios, rastrojos altos y bajos, y zona de cultivos (Figura 13).

Figura 13. Valle del Río Chitagá.



5.2.1.2 Drenajes del Valle del Río Chitagá: El municipio de Labateca cuenta con tres principales afluentes hidrográficos: río Chitagá, río Valegrá y río Margua; el río Chitagá y el río Valegrá desembocan en el río Margua el cual continúa hacia el oriente para desembocar en el río Arauca y hacer parte de la hoya hidrográfica del Orinoco (Royer, 2001).

En la zona de estudio el principal afluente hidrográfico es el río Chitagá en el cual desembocan las quebradas el Ají y la Lejía, esta última bañada por las quebradas el Palacio y Seca (Figura 14).

Figura 14. Distribución de la Red de Drenaje.

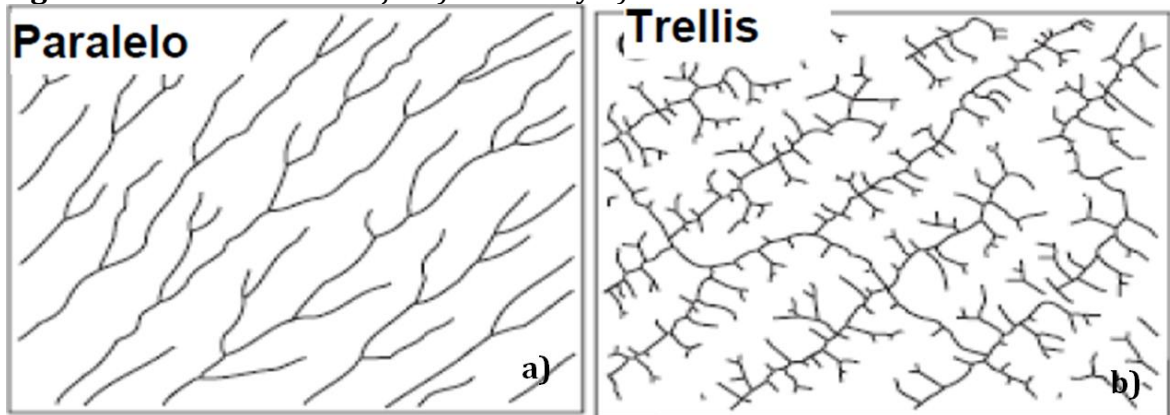


Fuente. Google Maps

5.2.1.3 Patrón de drenaje del valle del río Chitagá: El patrón de drenaje predominante en el área de estudio es de tipo Paralelo a subparalelo, y se encuentra espaciado por las laderas de pendiente media a suave, hacia las pendientes moderadas y relieve relativamente suave la red de drenaje tiende a ser tipo Trellis (Figura 15).

- **Paralelo:** corresponde a las corrientes que fluyen en direcciones casi paralelas unas a otras, sus cursos controlados por una dirección general de la cuesta, o por rasgos paralelos a subparalelos de la topografía, no son muy comunes y son limitados con frecuencia a una cierta área (Caballero, 2009).
- **Trellis:** corresponde a las rocas Volcánicas, Sedimentarias o Metasedimentarias de bajo grado, inclinadas o plegadas y con erosión diferencial; zonas de fallas paralelas; fondos marinos, lacustres levantados limitados por crestas de playas. Pequeños tributarios de casi la misma longitud en los datos opuestos de corrientes subsecuentes largas y paralelas (Caballero, 2009).

Figura 15. Patrón de Drenaje: a) Paralelo y b) Trellis.



Fuente. Caballero (2009). Tomado y modificado por los autores.

El río Chitagá en el área de estudio (figura 16), se encuentra bañado por las quebradas El Ají y La Lejía y comprende el patrón básico de drenaje subparalelo que es un arreglo estructural del patrón paralelo. Las quebradas que desembocan en el río Chitagá presentan un patrón predominante de tipo Trellis.

Figura 16. Río Chitagá. Vista desde puente artesanal, 3Km al Oeste del puente Tincalá.



Fuente. Grupo de Campo II – CLS, 2014. Tomado y modificado por los autores.

5.2.2 Rasgos estructurales. A continuación se describirán los rasgos estructurales más importantes en la zona de estudio:

5.2.2.1 Falla Labateca del Valle del Río Chitagá. La falla de Labateca inicialmente fue interpretada por Téllez (1978), como una falla inversa; Según Boinet *et al.*, (1982), los rasgos geológicos de la Falla de Labateca están relacionados con una fase tectónica de compresión; se interpreta inicialmente como una falla normal reactivada posteriormente como inversa, con inclinación hacia el occidente. Un trayecto de esta falla coincide paralelamente con el lineamiento regional de Labateca de dirección NW SE (Ujueta, 1991), Correror (2003), la interpreta como una estructura de inversión, con buzamiento al Oeste con desplazamiento hacia el Este.

Se interpreta el alineamiento de la falla de Labateca como el resultado tectónico de bloques, con sentido NW (Figura 17). Se asocia a esfuerzos de régimen compresivo, prueba de ella es la presencia de lomos de presión en el valle del río Chitagá.

Figura 17. Falla Labateca del Valle del Río Chitagá en el Bloque Alóctono de Labateca.



Fuente. Grupo de Campo II – CLS, 2014. Tomado y modificado por los autores.

5.2.2.2 Escarpes de Falla del Valle del Río Chitagá. Una característica muy visible en campo son los escarpes (Figura 18), son laderas naturales fuertemente inclinadas y se denominan escarpes tectónicos en el que se puede observar el movimiento diferencial de bloques en la superficie de la tierra (Caballero, 2009).

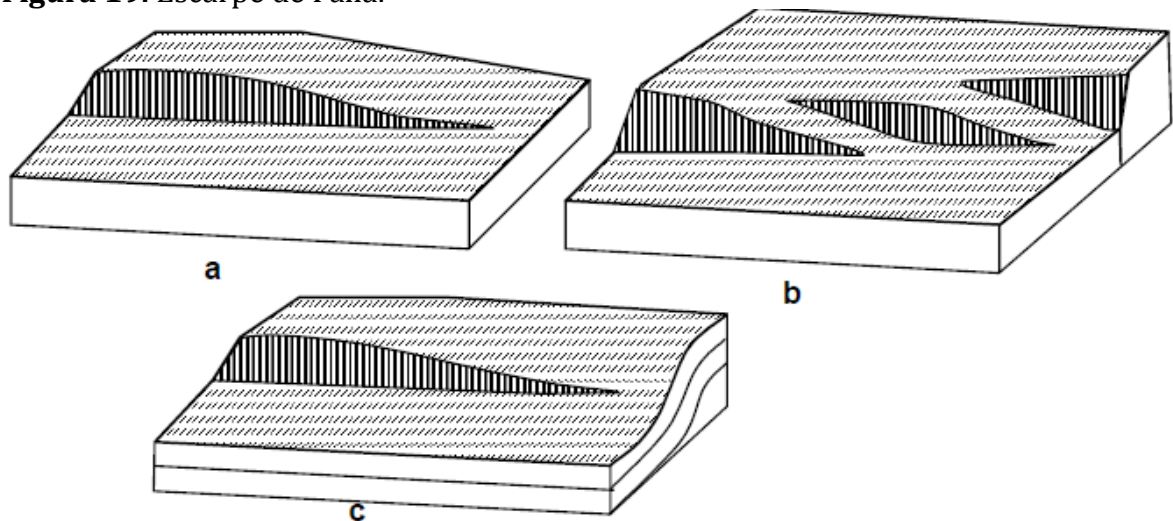
Figura 18. Valle de la Quebrada Lirgua.



Fuente. Grupo de Campo II – CLS, 2014. Tomado y modificado por los autores.

En la Figura 19 se representa el tipo de escarpe de falla, a) desaparece lateralmente, b) lateralmente se divide en una serie de ramas en grada y c) para lateralmente hacer un monoclinal, el cual se produce a través de la interacción de una falla y la superficie del terreno, la cual se desplaza de forma que un lado esté más alto o más bajo que el otro. En su mayoría los escarpes son laderas meteorizadas, erosionadas, cubiertas con sedimento, roca, suelo o están disectadas; incluso pueden lograr el equilibrio dinámico de modo que su inclinación no corresponde a la inicial (Caballero, 2009).

Figura 19. Escarpe de Falla.

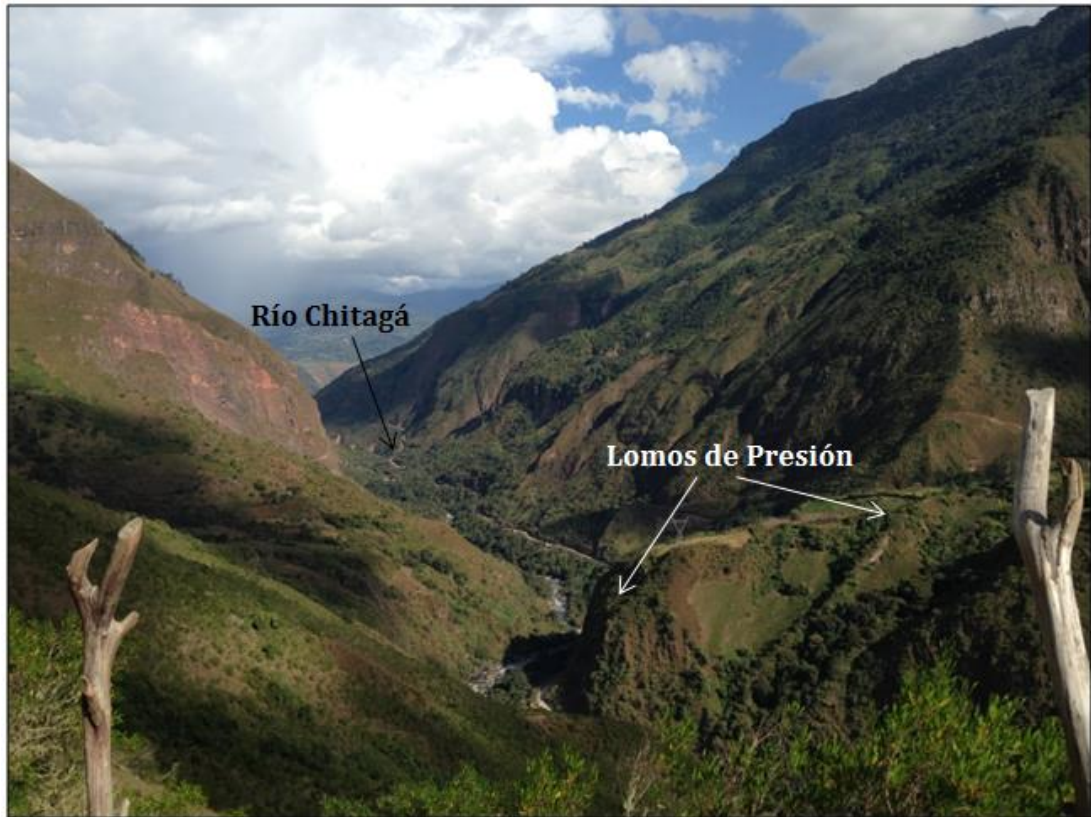


Fuente. Caballero (2009). Tomado y modificado por los autores.

5.2.2.3 Lomos de Presión en el Valle del Río Chitagá. Lomos de Presión (Pressure Ridges), son arqueados producidos por compresión a través de la zona de falla. También se puede generar Lomos de Obturación (Shutter Ridges), estos se forman cuando la falla desplaza la topografía del terreno y mueve crestas o lomas en un lado de la falla contra cárcavas o valles en el lado de la falla, también se les relaciona con corrientes desplazadas (Caballero, 2009).

En la Figura 20 se observa un lomo de falla con dirección E - W, en el mismo sentido en que buza la pendiente del valle del Rio Chitagá. El lomo de presión está obstaculizando la red de drenaje, es decir la desplaza, y este lomo es causado por el movimiento de los bloques de la Unidad de Labateca.

Figura 20. Lomos de Presión. Valle del Río Chitagá.



Fuente. Grupo de Campo II – CLS, 2014. Tomado y modificado por los autores.

5.2.3 Variedades y Relaciones litológicas. En el área de estudio se colectaron Veintitrés (23) muestras de dieciocho (18) afloramientos, las cuales presenta variación en la cantidad, morfología y el tamaño de las Cordieritas. De los dieciocho (18) afloramientos muestreados a continuación se describirán 4 (cuatro), los cuales delimitan el área de estudio, con el fin de diferenciar y determinar: estructuras, mineralogía, alteraciones y cambios importantes en las cordieritas presentes en las rocas sedimentarias. Los criterios de selección de los cuatro afloramientos son: (a) el lugar donde se encuentra la primera evidencia de roca sedimentaria con Cordierita (Muestra TENC – 13); (b) el área con mayor presencia de cordierita (Muestra TENC – 01); (c) el punto stratigráfico más alto con el fin de encontrar el límite superior de la cordierita en el área (Muestra TENC – 28) y; (d) la última aparición de roca con Cordierita (Muestra TENC – 27).

a) Primera evidencia de Rocas Sedimentarias con Cordieritas

La primera aparición de las rocas Sedimentarias con presencia de cordierita se da por la vía que comunica a Pamplona por el Puente Tincalá hacia Labateca, aproximadamente 1 Km antes de dicho puente, con coordenadas geográficas en X= 1'296.164; Y= 1'167.866 (Figura 21), a partir de este punto se realizó la campaña de campo por todo el margen derecho descendente de la carretera que conduce a la cabecera del Municipio Labateca.

Figura 21. Aspecto de las rocas sedimentarias del Paleozoico Tardío con Cordierita neoformada.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013. Tomado y modificado por los autores.

Las principales características del afloramiento son: el alto diaclasamiento que presenta la zona, el empaquetamiento de la roca se presenta en paquetes gruesos con espesores variantes entre 60cm y 1.5m dispuestos de forma plano - paralela. Se obtuvo dato estructural 360/40 con respecto al plano de estratificación (Figura anterior).

La roca obtenida es de color gris verdoso, con textura porfidoblástica con respecto a la presencia de cristales de Cordierita con un tamaño que varía entre 2mm a 10mm. La muestra de este afloramiento es la TENC - 13. El protolito de esta roca es de origen sedimentario, la cual muestra haber sido sometida a metamorfismo teniendo como evidencia la aparición del mineral de Cordierita que se da en ambientes de baja Presión y a Temperaturas de medias a altas (figura 22).

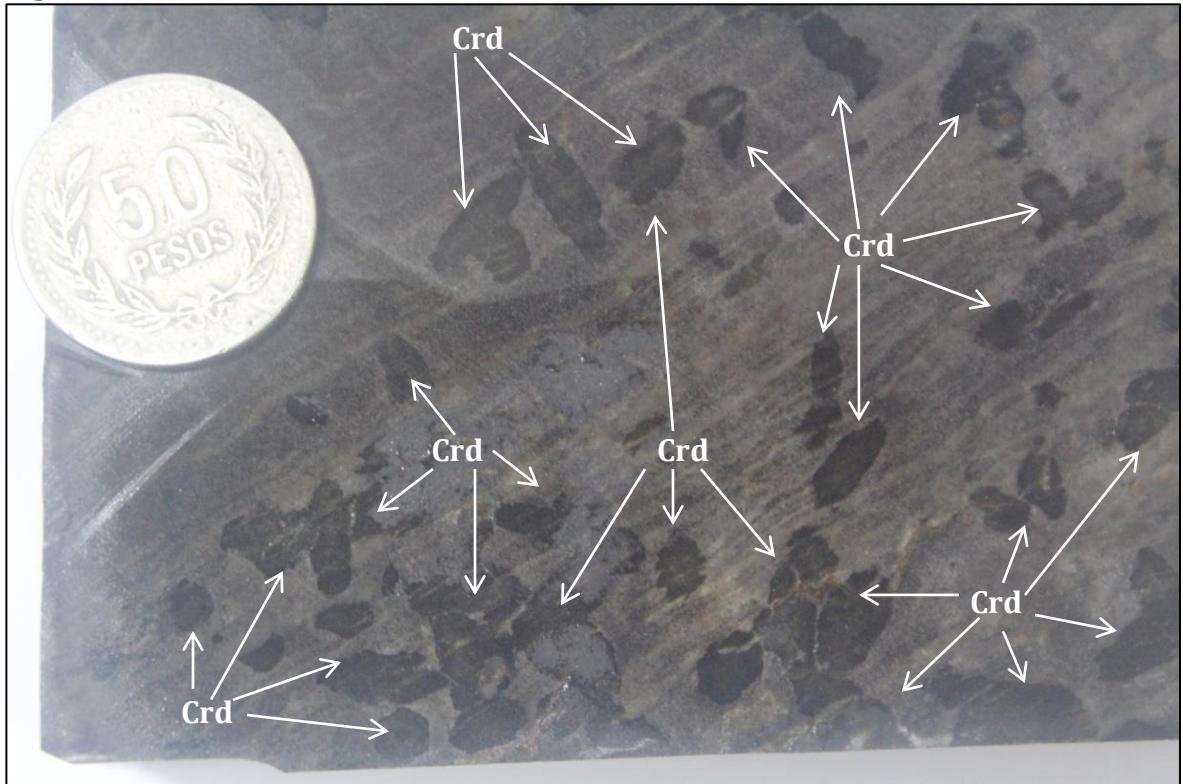
Figura 22. Roca sedimentaria con Cordierita. Muestra TENC - 13.



Fuente. Grupo de Campo II - DFK, 2013.

El mineral de cordierita se encuentra dispuesto en la roca de forma aleatoria y no presenta dirección preferencial, la roca presenta una estratificación fina subparalelo o no muy marcada, esto último es muy característico de la roca protolito (Figura 23).

Figura 23. Roca Sedimentaria con Cordierita. En detalle, Muestra TENC – 13.



b) Segunda evidencia de Rocas Sedimentarias con Cordieritas

En el puente Tincalá a la altura del Río Chitagá con coordenadas geográficas en X = 1'296. 361; Y = 1'168.917, se encuentra un afloramiento hacia el flanco Oeste, el cual sigue presentando roca Metasedimentaria con presencia del mineral Cordierita (figura 24).

Figura 24. Panorámica del Puente Tincalá, a la altura del Río Chitagá.



Fuente. Grupo de Campo II – CLS, 2014. Tomado y modificado por los autores.

Las principales características encontradas en el afloramiento son: con respecto al anterior afloramiento se presenta menor diaclasamiento, así como se puede observar un plano de falla con estrías. La disposición de la roca se encuentra en paquetes gruesos superiores a 1m de espesor aproximadamente, con estratificación plano - paralela. Se obtuvo para esta estación varios datos estructurales 319/85; 242/84; 144/32 son con respecto a 3 familias de diaclasas encontradas (Figura 25).

Figura 25. Rocas Sedimentarias con Cordierita aflorantes en el puente Tincalá.



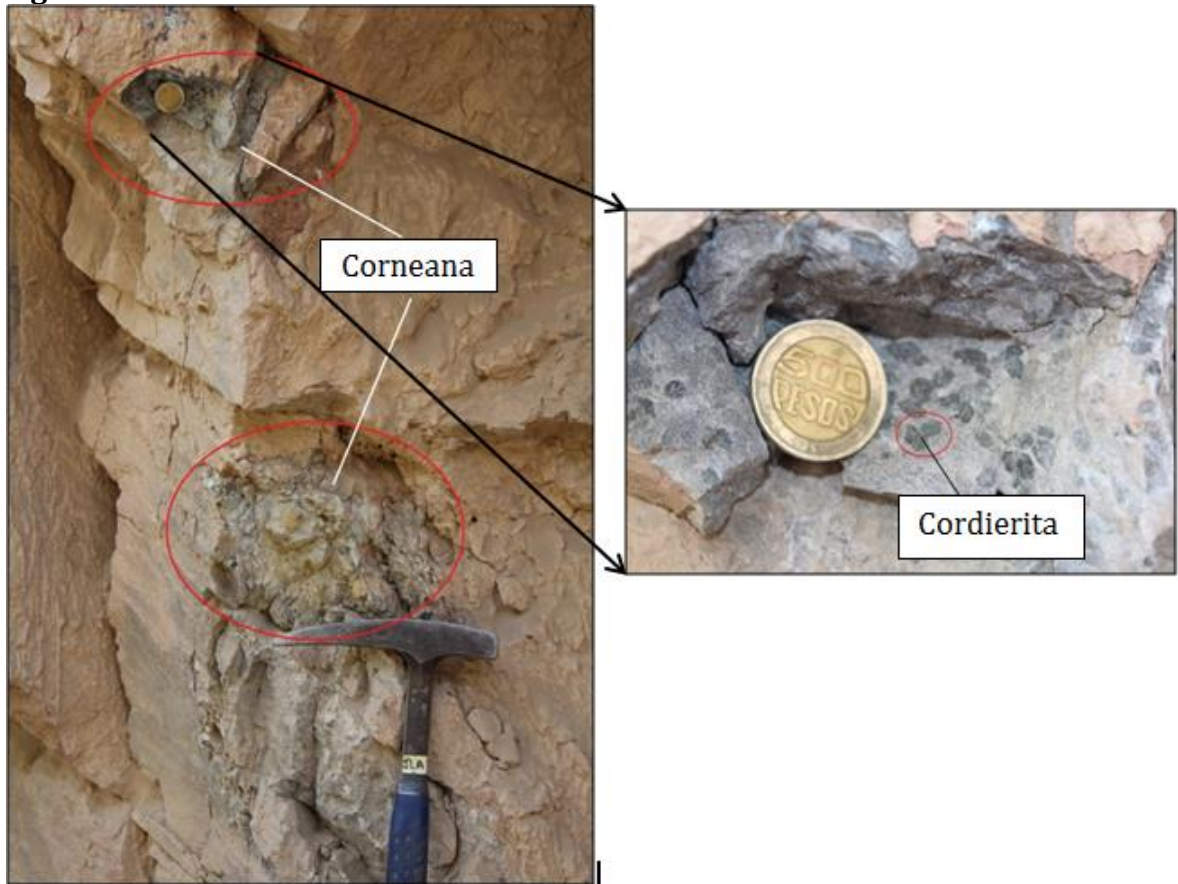
Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013. Tomado y modificado por los autores.

En este afloramiento la roca presenta mayor contenido de Cordierita con respecto al anterior descrito, con una estratificación fina subparalela, también se determinó que los cristales de Cordierita presentan una variación en cuanto a su forma van desde redondeado, subredondeados a irregulares y tabulares; con un tamaño entre 1mm 10mm, con color gris verdoso y estos presentan alteración Sericita (Figura 26).

Las muestras recolectadas para posteriores análisis de Petrografía; SEM; DRX y Geoquímica entre otros, se marcaron con nomenclatura TENC – 01; TENC – 02; TENC – 03; TENC – 04; TENC – 05.

La posible Cornubiana; Corneana u Hornfels (Figura 26): es la roca que hace parte de la aureola del metamorfismo de contacto. Esta roca tiene un aspecto sedimentario, debido a que presenta una estratificación no muy marcada entonces esto confirma que es una roca de protolito sedimentario; pero definitivamente por la posible presencia del mineral Neoforado por baja presión y alta temperatura como la Cordierita, se clasifica la roca como Metasedimentaria, que fue sometida posiblemente a un evento termal o varios; con un campo nulo de esfuerzos de P y T, por eso la roca no genero una estructura foliada o planos de anisotropía como los esquistos.

Figura 26. Roca Sedimentaria con Cordierita del Puente Tincalá.



c) Tercera evidencia de Rocas Sedimentarias con Cordieritas

El afloramiento ubicado por la vía que comunica la Escuela rural de Tincalá hacia la vereda Caracolito, con coordenadas geográficas X= 1'296.533; Y= 1'169.013, esta vía es secundaria a la vía principal que comunica al Municipio de Pamplona con Labateca (Figura 27).

Una característica es que la roca está muy alterada, presenta muchos óxidos lo cual le da un color amarillo pardo, también presenta diaclasamiento, se tomó el dato estructural con respecto al plano de estratificación 140/28 (Figura 28). Lo importante de esta roca es que las cordieritas se encuentran con un tamaño predominante y una forma muy diferente a las demás muestras obtenidas; su forma es alargada con tamaños de 5mm a 15mm, se disponen aleatoriamente, es decir, no presentan una disposición preferencial con la estratificación ondulada paralela (Figura 29); para posteriores análisis se empaco la muestra de roca con nomenclatura TENC - 28.

Figura 27. Panorámica vía Pamplona Labateca tomada desde la Escuela Tincalá.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013. Tomado y modificado por los autores.

Figura 28. Roca Metasedimentaria Estratificada con Cordierita.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013. Tomado y modificado por los autores.

Figura 29. Roca sedimentaria con blastos de Cordierita, Muestra Tenc – 28.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013. Tomado y modificado por los autores.

d) Cuarta evidencia de Rocas Sedimentarias con Cordieritas

El último registro de rocas Sedimentarias con presencia de cordierita se da hacia el flanco Oeste del Puente Lirgua por la carretera vía Pamplona – Labateca, el puente se encuentra en las coordenadas X= 1'296.274; Y= 1'169.221 aproximadamente 500m adelante del puente Tincalá (Figura 30).

Figura 30. Ultima evidencia de roca Sedimentaria con Cordierita, en el puente Lirgua vía pamplona – Labateca.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013.

Las rocas Metasedimentarias se encuentran en contacto con bloques rodados, presenta color gris verdoso, con estratificación plano paralela. Los datos estructurales son 72/14 con respecto al plano de estratificación, 120/21 y 158/6 con respecto a 2 familias de diaclasas (Figura 31). La morfología predominante del mineral de cordierita es subredondeada, con un tamaño variable entre 4mm y 6mm (Figura 32).

Figura 31. Roca Sedimentaria del puente Lirgua.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013.

Figura 32. Roca Sedimentaria con Cordierita. Muestra TENC – 27.



Fuente. Grupo de Campo II – DFK, 2013.

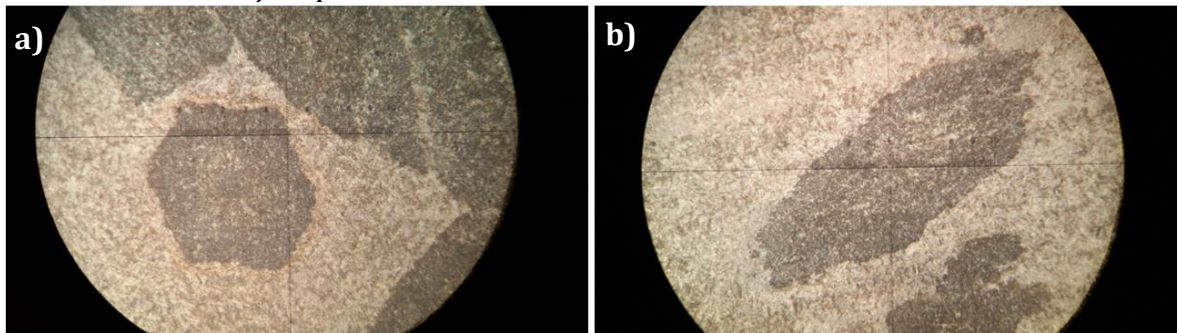
5.2.4. Rasgos macroscópicos generales de las rocas sedimentarias con cordieritas. Los cambios composicionales, texturales y estructurales realizados para la muestra con nomenclatura TENC - 13 (Figura 33), se analizaron mediante los trabajos de Williams *et al* (1980); Trusova, Chernov., (1982); Barker. A.J., (1988); Bucher y Frey (1994); Castiñeiras, (2004); García C., (2007 y 2013).

Figura 33. Roca Sedimentaria con blastos de Cordierita muestra TENC - 13.



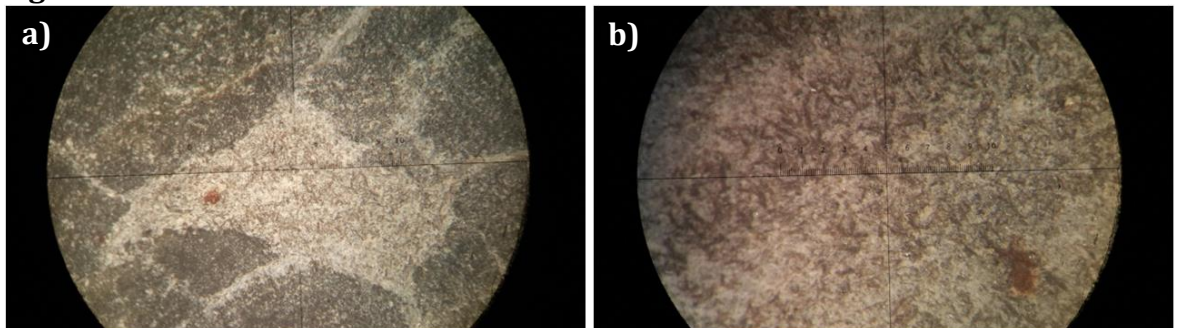
La roca sedimentaria TENC – 13 presenta unos tamaños de cristal de cordierita en blastos mayor a 16mm con forma variable de tipo Euhedral, Anhedral y Subhedral (Figura 34), estos se encuentran sobre una matriz afanítica compuesta de minerales tales como micas y cuarzos mayoritariamente, la cordierita se encuentra dispuesta de forma no preferencial, con textura denominada porfidoblástica (García, 2007), dando la apariencia de una estructura moteada con aspecto de motas o manchas en la roca de color gris verdoso (Figura 35).

Figura 34. Textura Porfidoblástica, heteroblástica, en matriz afanítica de la Muestra TENC – 13 vista bajo lupa biocular.



En la Figura 34: a) Cordierita forma Euhedral, b) Cordierita con forma Subhedral – Anhedral.

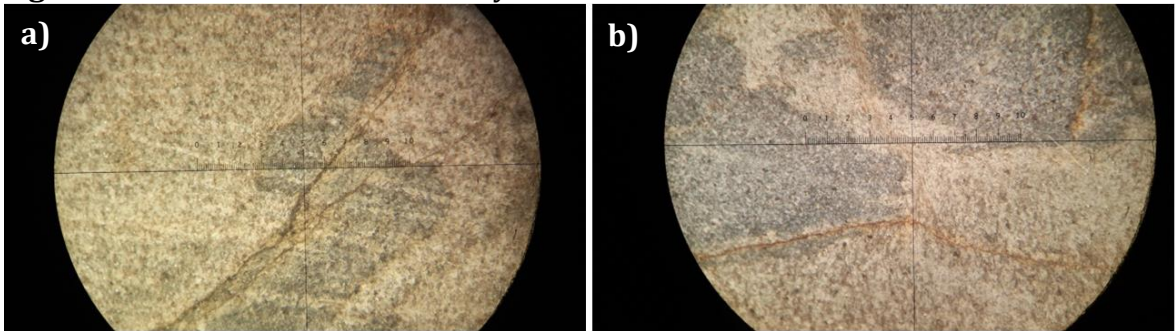
Figura 35. Matriz afanítica de la muestra TENC – 13.



En la Figura 35: a) Matriz afanítica b) Matriz afanítica en zoom con fragmentos de minerales Micas y Cuarzos.

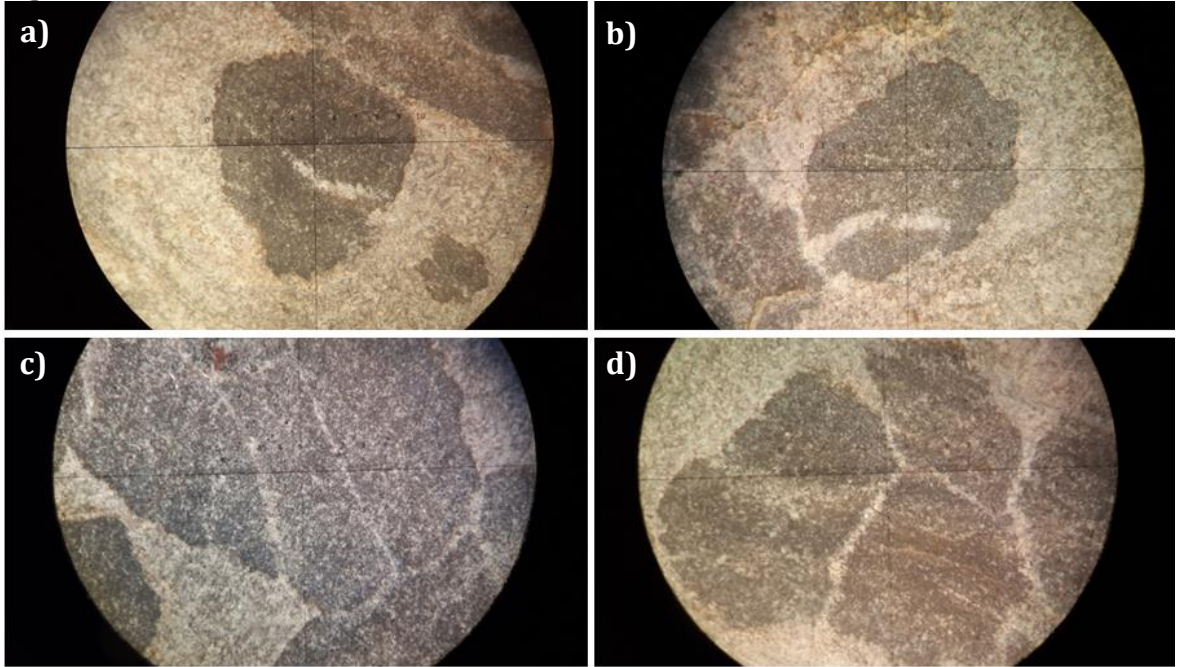
La roca presenta vetilleo, producto de fluidos hidrotermales, estas vetillas se observan como Microvetillas compuestas posiblemente de Micas (Biotita y Moscovita) y Óxidos (Figura 36), otras vetillas representativas están compuestas de Cuarzo cristalino (Figura 37), y se comportan cortando las cordieritas, este tipo de Microvetillas es común verla en la zona de trabajo. Bajo microscopio de luz transmitida las Microvetillas están compuestas por cristales subhedrales de Cuarzo, con estructura masiva en agregados con matriz afanítica de Sericita.

Figura 36. Microvetillas de Biotitas y Óxidos en la muestra TENC – 13.



En la figura 36: a) Microvetillas de Oxido cortando la Cordierita, b) Microvetillas de Biotita y óxidos rodeando y cortando la Cordierita.

Figura 37. Microvetillas de Cuarzo en Cordierita.



En la Figura 37 Las venillas de Cuarzo se encuentran cortando varios cristales de Cordierita en a), b), c), y d).

5.3 DATOS PETROGRÁFICOS

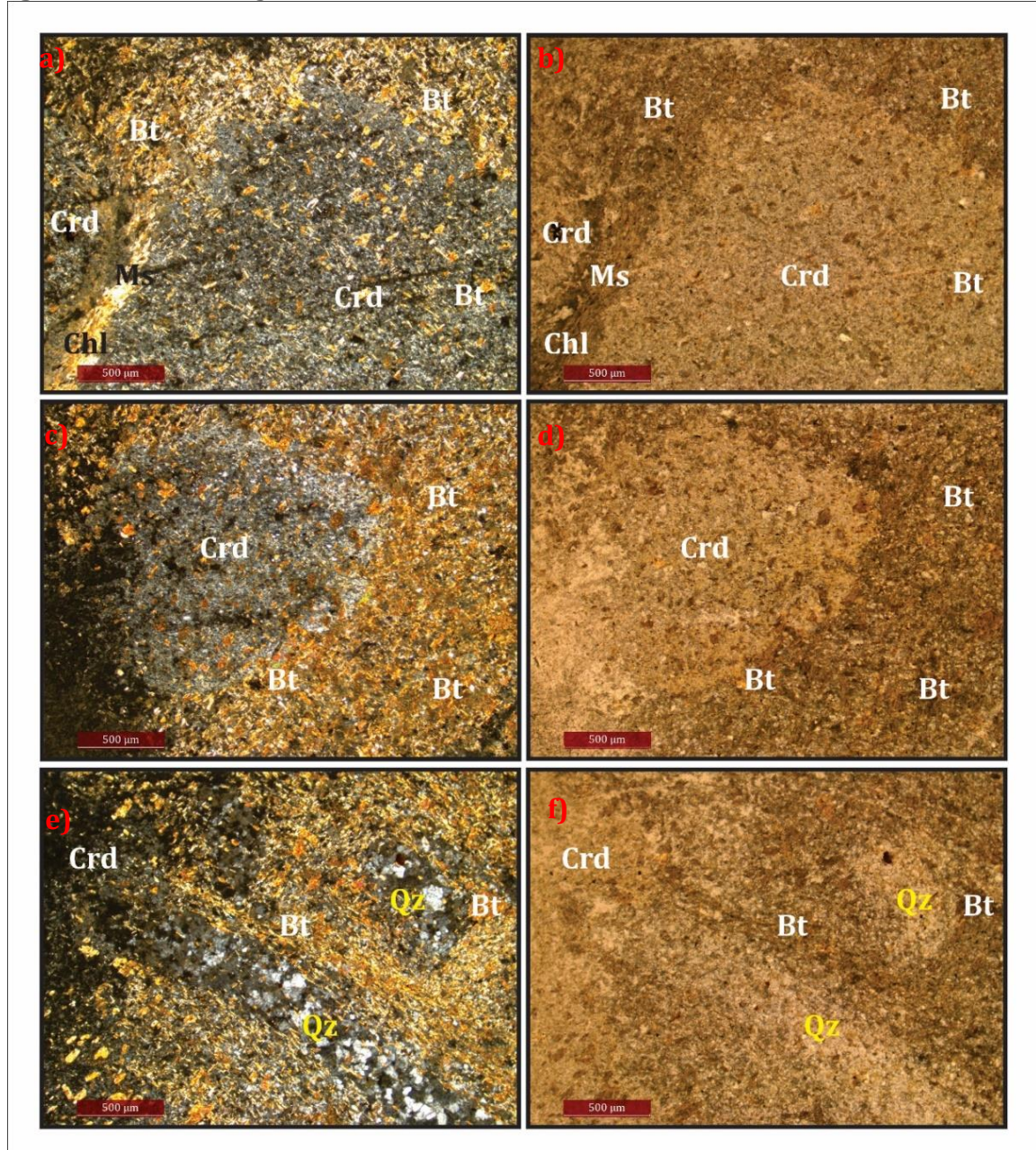
El análisis petrográfico se realizó para ocho (8) muestras de secciones en láminas delgadas (Muestras: TENC - 05, TENC - 07, TENC - 11, TENC - 19, TENC - 22, TENC - 27, TENC - 28 y TENC - 32), cuyo análisis petrográfico se efectuó empleando el método de conteo de puntos; una de las láminas al ser una roca sedimentaria (TENC - 32) empleamos la clasificación de Rocas Sedimentarias terrígenas según Folk (1974) para clasificarla de forma correcta; las láminas restantes al estar afectadas por metamorfismo de contacto, fue empleada la Tabla de Facies de metamorfismo de contacto compilada y modificada por Williams *et al.* (1980), Bucher y Frey (1994) y Miyashiro (1994) presente en el manual de prácticas de petrología metamórfica (García, 2007), Castiñeiras, 2014 para poder clasificarlas de manera correcta.

Las descripciones petrográficas realizadas para cada sección delgada se encuentran compiladas en el Anexo B.

A continuación se realizara un resumen de las características más relevantes encontradas durante el análisis petrográfico de las láminas delgadas:

5.3.1 MUESTRA TENC - 05. Presenta una matriz afanítica compuesta de Cuarzo y Biotita principalmente, con blastos de Cordierita de forma cristalográfica idioblástica, estos blastos no presentan una orientación determinada en cuanto a la disposición mineral, estas características se resumen en la textura porfidoblástica de la roca. Los individuos de cordierita se encuentran altamente alterados a Pinnita (Cuarzo + Sericita). La cordierita presenta inclusiones de Biotita y Cuarzo (vetillas y agregados), la Biotita aparte de encontrarse en el interior de las Cordieritas se presenta como un halo en los fenocristales de Cordierita. La Biotita se encuentra en asociación a la Cordierita y el Cuarzo, y en algunas áreas se encuentra moderadamente alterada a Clorita en contacto con moscovita. (Figura 38).

Figura 38. Microfotografía muestra TENC – 05.

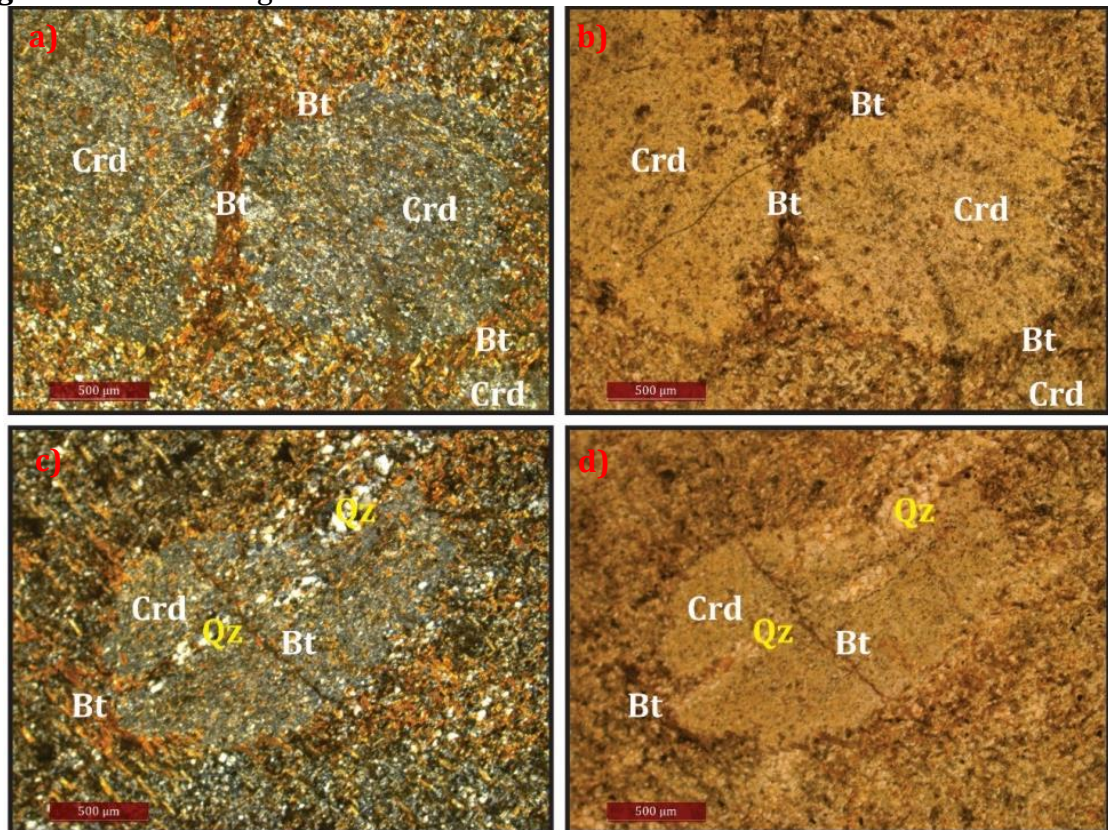


En la Figura 38: a) Venas de Biotita con Moscovita y alteración Clorita y Fenocristal de Cordierita Pinnitizada, b) Vista con nicoles paralelos en donde se presencia el relieve, c) Cordierita Pinnitizada con inclusión de Biotitas d) en paralelos el relieve medio de la cordierita Pinnitizada e) venas de cuarzo en la cordierita y f) en paralelo se ve el relieve bajo de la vena de cuarzo sobre la Crd.

5.3.2 MUESTRA TENC – 07. La muestra TENC – 07, presenta mayor contenido de Biotita manteniendo las mismas características de la TENC – 05, excepto que la Biotita se encuentra con mayor alteración de Clorita y los halos de Biotita sobre la Cordierita son más marcados. También se evidencia Microvetillas de Biotita y Cuarzo atravesando los fenocristales de Cordierita de halo a halo, estas Microvetillas son sinuosas y alargadas, en algunos sectores se encuentran con óxidos, las venillas de cuarzo son más gruesas respecto a las de Biotita, con cristales subhedrales y masivos.

La cordierita está muy asociada a los agregados de Biotita la cual se comporta como estructura masiva cuando está en contacto con la cordierita, también la Cloritización de la biotita es frecuente sobre la matriz afanítica de la Cordierita que está compuesta de Pinnita Sericita (Figura 39).

Figura 39. Microfotografía Muestra TENC – 07.

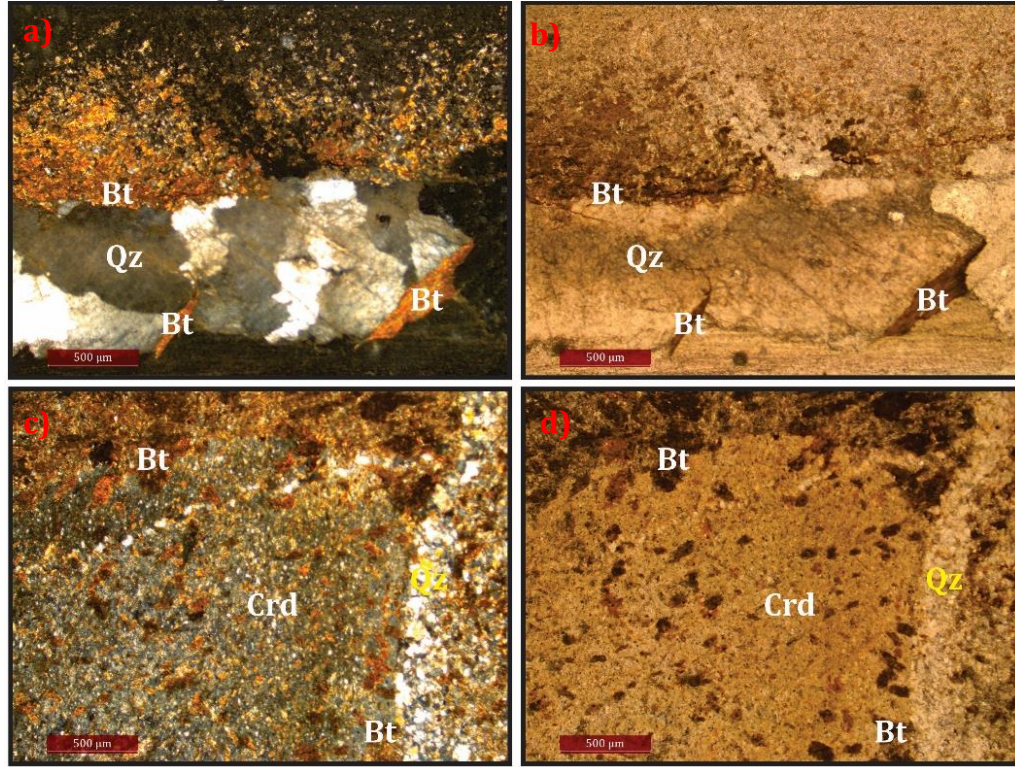


En la Figura 39: a) y b) cristales de Cordierita redondos Pinnitizadas divididos por vetilla de Biotita; c) y d) la Cordierita está intruida por vetilla de Cuarzo y consecutivamente por vetilla de Biotita, se puede apreciar el contraste de relieve en nicoles paralelos.

5.3.3 MUESTRA TENC - 11. La sección de lámina delgada TENC - 11, evidencia una mayor concentración de Óxidos con respecto a las anteriores láminas analizadas, estos Óxidos son el resultado de la alteración Supérgena. La cordierita sigue manteniendo su patrón predominante en blastos sobre una matriz afanítica compuesta de Cuarzo y Biotita. Lo más representativo de la muestra TENC - 11 es el cuarzo que se presenta en vena, manteniendo un contacto neto entre la Biotita, esta se encuentra con cristales idioblásticos alargados con hábito tabular y estructura laminar, en la vena se aprecia su tamaño y forma.

La Cordieritas están fuertemente pinnitizadas con inclusiones de biotita, se puede apreciar el alto relieve y pleocroísmo. En algunas zonas se puede apreciar los cristales de Biotita alterándose ligeramente a Clorita (Figura 40).

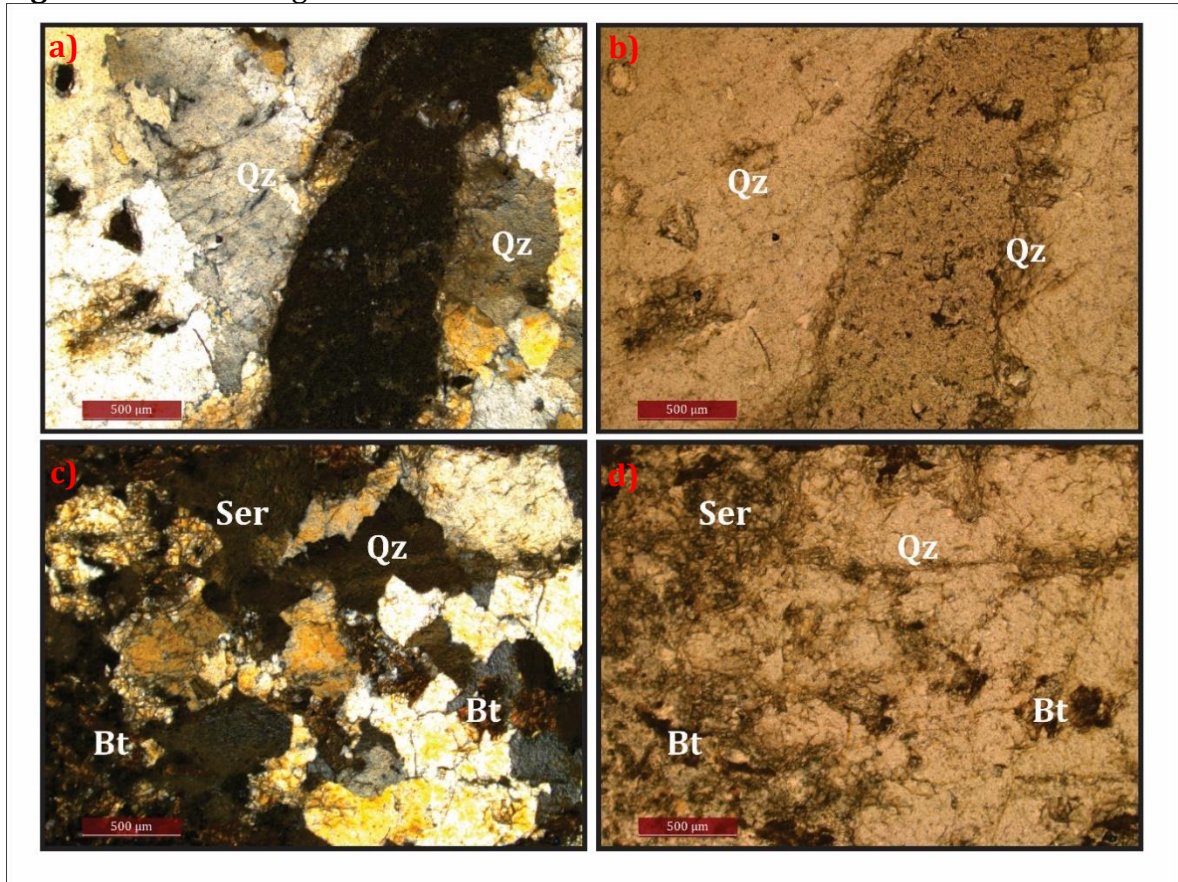
Figura 40. Microfotografía TENC - 11.



En la Figura 40: a) y b) Vena de Cuarzo con fenocristales de Biotita; c) y d). Cordierita Pinnitizada con agregado de Biotita y vena de cuarzo.

5.3.4 MUESTRA TENC - 19. Esta muestra corresponde a una vena de cuarzo con algunos agregados de Biotita, es importante mencionar que el Cuarzo presenta alteración Sericitica, está muy deformado y fracturado, y la Biotita se encuentra en menor cantidad (Figura 41).

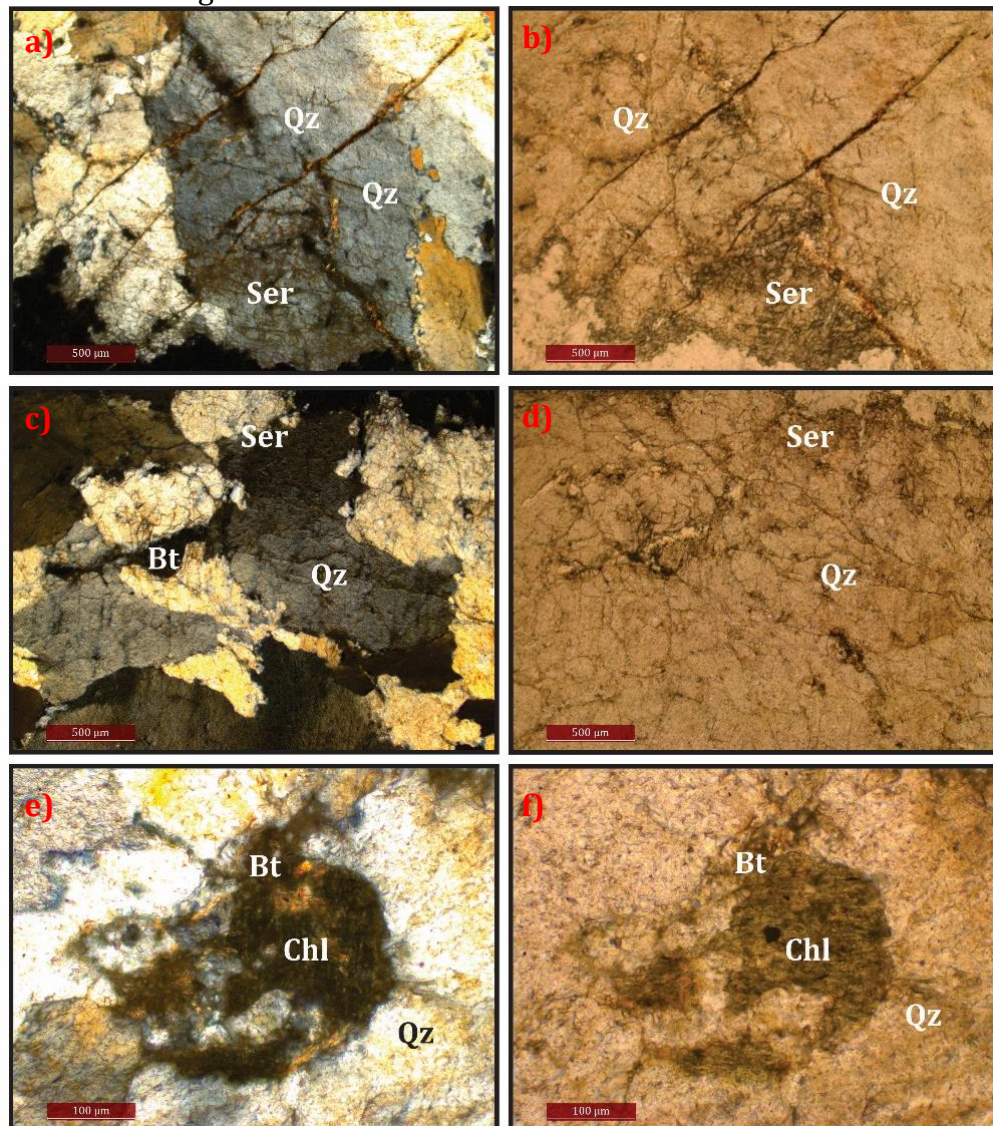
Figura 41. Microfotografía muestra TENC - 19.



En la Figura 41: a) y b) vena de cuarzo Neoformado. c) y d) vena de cuarzo Neoformado con inclusiones de Biotitas y Óxidos. El cuarzo se presenta con la alteración Sericita.

5.3.5 MUESTRA TENC - 22. La sección delgada TENC - 22, corresponde a una vena de Cuarzo compuesta por cristales subhedrales, la cual se encuentra fracturada, estas fracturas se observan rellenas de Biotita y de posibles Óxidos, se presenta alteración a Sericita en toda la muestra. Algunos cristales de Biotita presentan una Cloritización moderada (Figura 42).

Figura 42. Microfotografía Muestra TENC - 22.

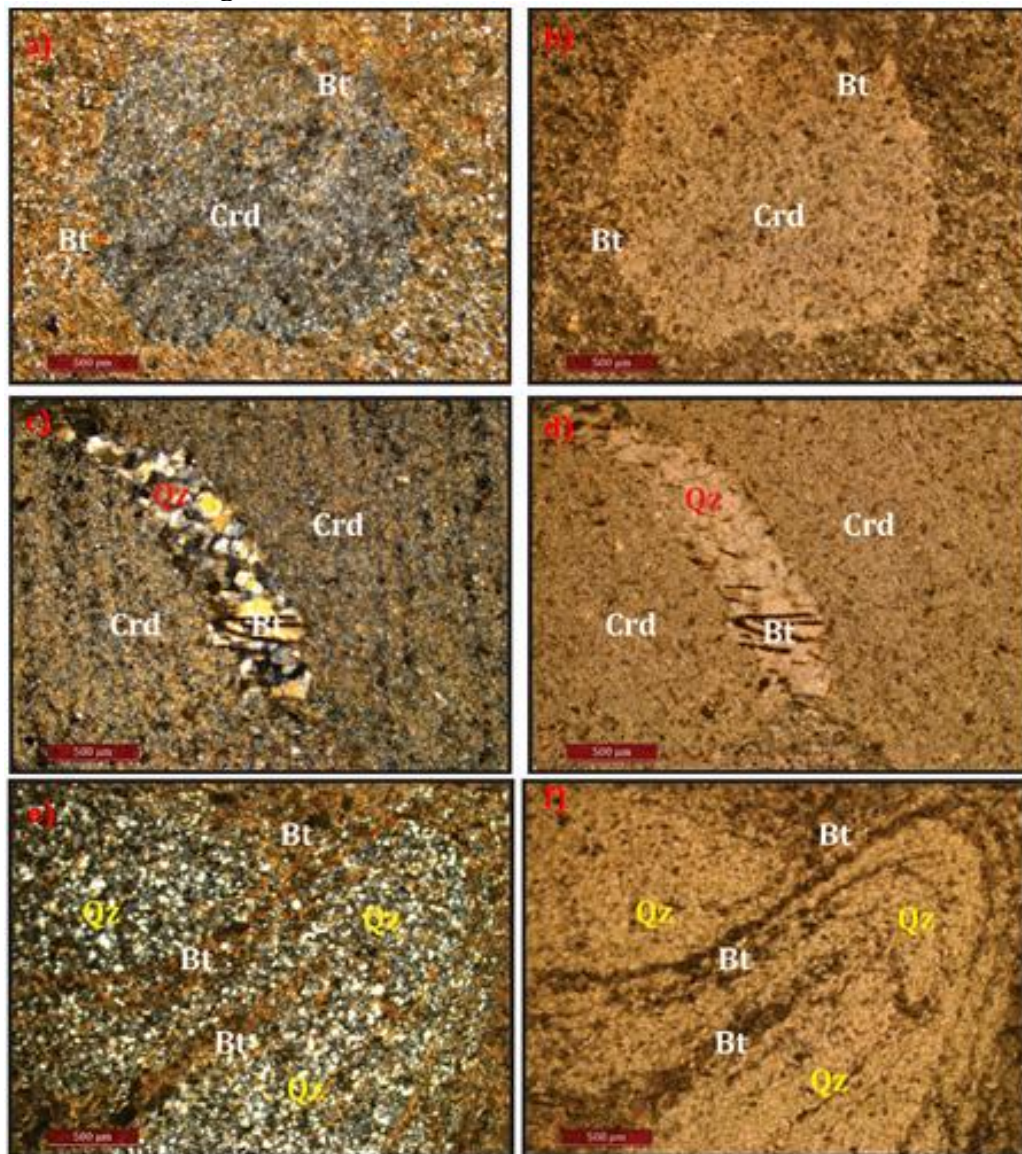


En la Figura 42: a) y b) vena de Cuarzo con inclusión de Biotita y Óxidos en las vetillas
c) y d) cuarzo Neoformado con alteración Sericita. e) y f) biotita alterada a clorita

5.3.6 MUESTRA TENC – 27. Presenta blastos de Cordierita con inclusiones de vetillas compuestas de Cuarzo, estas vetillas presentan cristales alargados de biotita los cuales son paralelos entre sí, algunos de estos individuos de Biotita se encuentran alterados a Clorita y en contacto con Cordierita, Cuarzo y Moscovita en ciertas áreas.

Algunas cordieritas se encuentran deformadas presentando ligeros alargamientos y formando microestructuras de tipo plegadas (Figura 43).

Figura 43. Microfotografía Muestra TENC – 27.

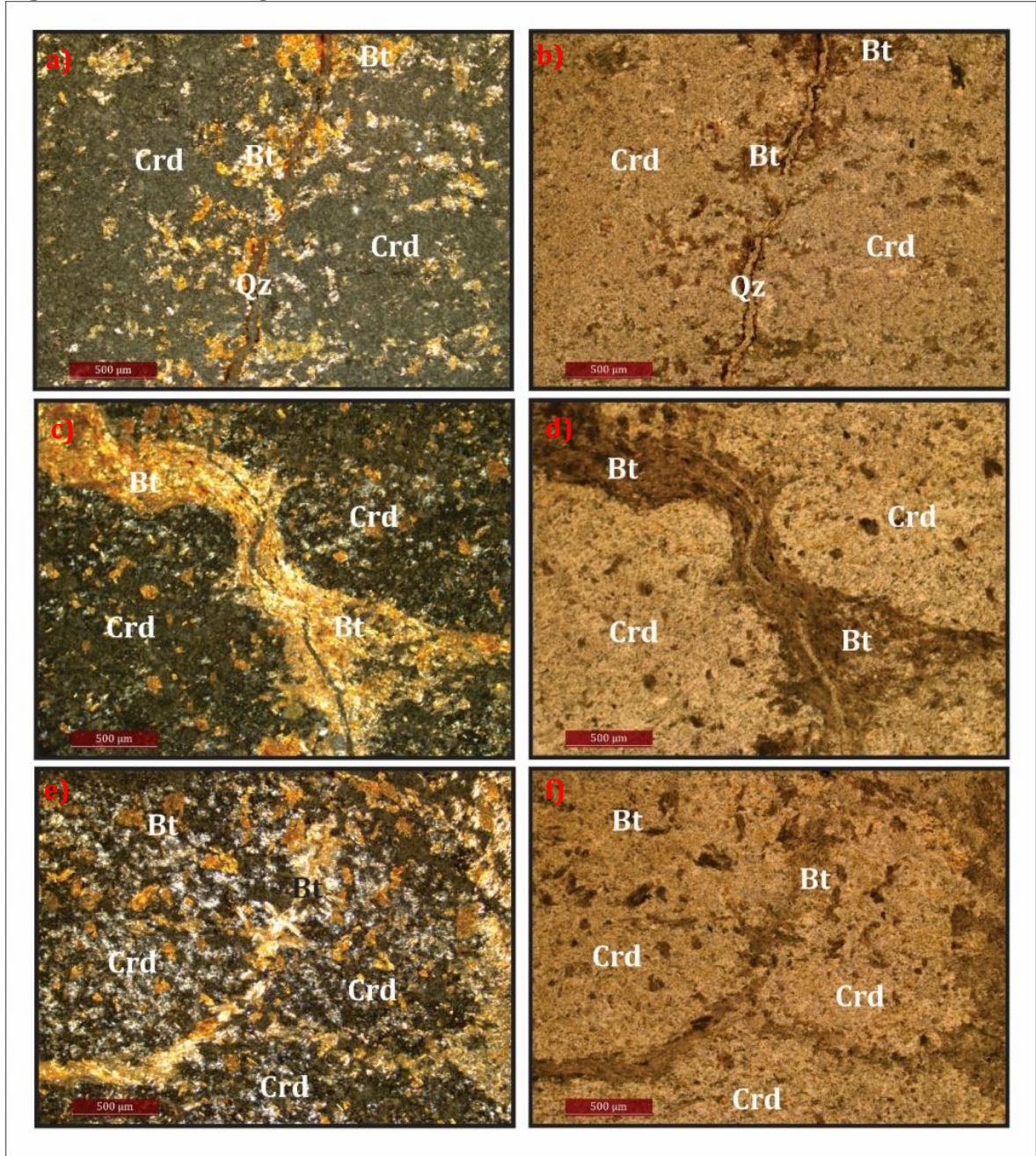


En la Figura 43: a) Cordierita Pinnitizada sobre matriz afanítica; b) relieve bajo de la Pinnita con inclusiones de Biotita y minerales opacos; c) Vena de Cuarzo con vetilla de Biotita cortando la Cordierita; d) contraste de relieve entre la Cordierita, el cuarzo y la Biotita; e) y f) charnela del Micropliegue simétrico de Cordierita

5.3.7 MUESTRA TENC - 28. Se observa mayor pinnitización en las Cordieritas, y se encuentran afectadas por Microvetillas de Cuarzo, Biotita y Sericita, el hábito de la Biotita en estas venas es fibroso, donde se puede apreciar la perfecta foliación, en contacto con estas venillas anteriormente mencionadas se encuentran algunos individuos de Biotita y Moscovita (Figura 44).

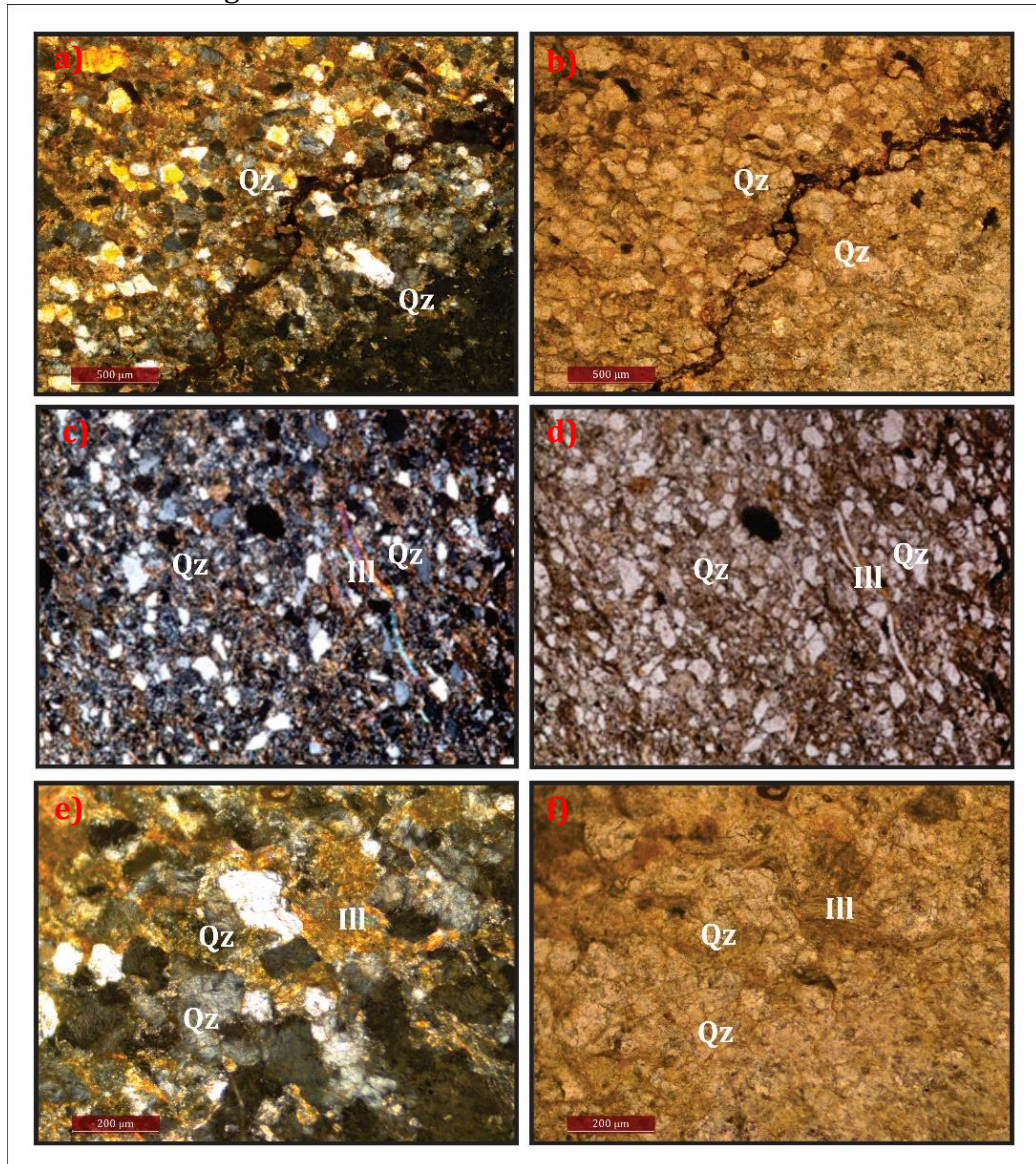
En la Figura 44: a) Cordierita Pinnitizada con agregados de Biotita. b) Microvetilla de Pinnita con inclusión de Biotita y Óxidos; c) agregados de Biotita Moscovita y Sericita; d) relieve de la Biotita y Sericita; e) y f) Xenocristal de Cordierita con inclusión de Biotita y Pinnita.

Figura 44. Microfotografía Muestra TENC – 28



5.3.8 MUESTRA TENC – 32. Roca sedimentaria de tipo Cuarzoarenita con mayor contenido de Cuarzo y Micas (Illita principalmente), con tamaño de grano muy fino lower, granosoportada, con matriz lodosoportada y cemento de sílice; Se observa una fractura compuesta de posibles óxidos (Figura 45).

Figura 45. Microfotografía Muestra TENC – 32.



En la Figura 45: a) y b) Cuarzoarenita bien calibrada con buen empaquetamiento presenta fracturamiento relleno de posibles óxidos; c) y d) matriz lodosoportada con presencia de minerales opacos, Cuarzo e Illita; e) y f) granos subredondeados de Cuarzo en matriz lodosoportada.

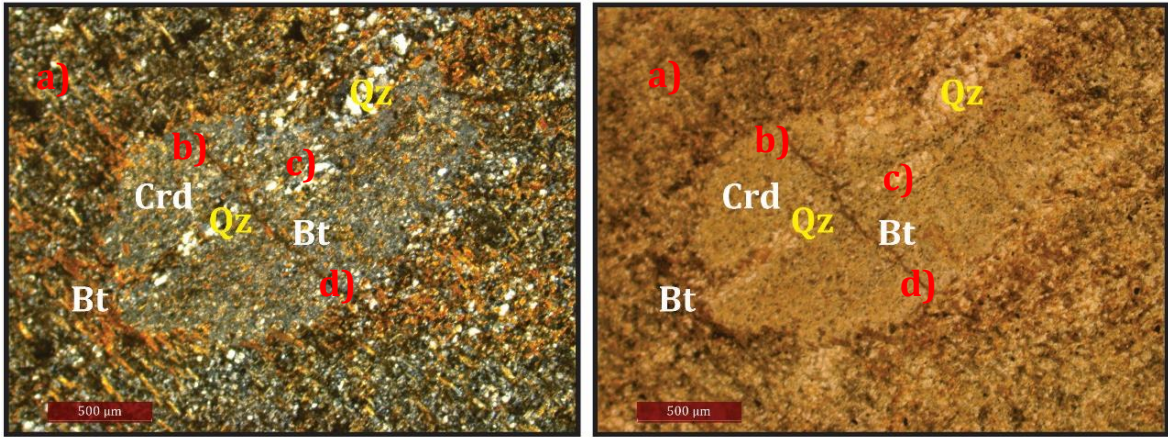
La presencia de Cordierita en rocas que aun preservan las características del protolito en este caso sedimentario, es un indicador principal de metamorfismo de contacto de bajas presiones y altas temperaturas. Las rocas que contienen las cordieritas se encuentran próximas al cuerpo intrusivo y hacen parte de la aureola de contacto. El metamorfismo de contacto se da cuando un cuerpo magmático intruye la roca encajante (protolito), esto ocasiona un cambio en la composición, estructura y textura del protolito debido a la presión y temperatura, la composición del protolito también influye en la composición de la roca metamórfica.

Luego de realizar el análisis petrográfico de las anteriores muestras se logró determinar la asociación mineral para las rocas sedimentarias con presencia de cordierita aflorantes en el sector del río Chitagá, se encontró que la mayoría de ellas presentan una asociación mineral de Cuarzo, Biotita, Moscovita y Cordierita.

Las muestras analizadas evidencian cuatro etapas en la evolución de esta litología con cordierita (Tabla 2): a) Fase Detrítica principalmente dominada por materiales detríticos antes de la diagénesis, prueba de esto es la presencia de Cuarzo en la matriz de la roca; b) una segunda Fase Mineral de Metamorfismo donde se observa la presencia de biotita, Cordierita y Cuarzo; c) una tercera etapa de Metamorfismo Retrogrado, que se encuentra marcada por la alteración Pinnita (Cuarzo + Sericita) en las Cordieritas, la Cloritización en algunas biotitas y las vetillas de Cuarzo y Biotita que cortan la roca y algunas Cordieritas, y; d) la Fase mineral de Alteración Supérgena donde exponen materiales oxidados (Figura 46).

Cabe resaltar que el Cuarzo hace parte de todas las fases minerales de la evolución de la roca, ya que este mineral es más resistente a cambios de Presión, Temperatura y procesos que conllevan a alterarlo.

Figura 46. Aspecto al microscopio de los minerales neoformados de las etapas de evolución.



En la Figura 46: a) Fase Detrítica; b) Fase Metamorfismo de Contacto; c) Fase Metamorfismo Retrogrado; d) Fase Alteración Supérgena.

Tabla 2. Paragénesis generalizada de las litologías con cordierita del cañón del río Chitagá.

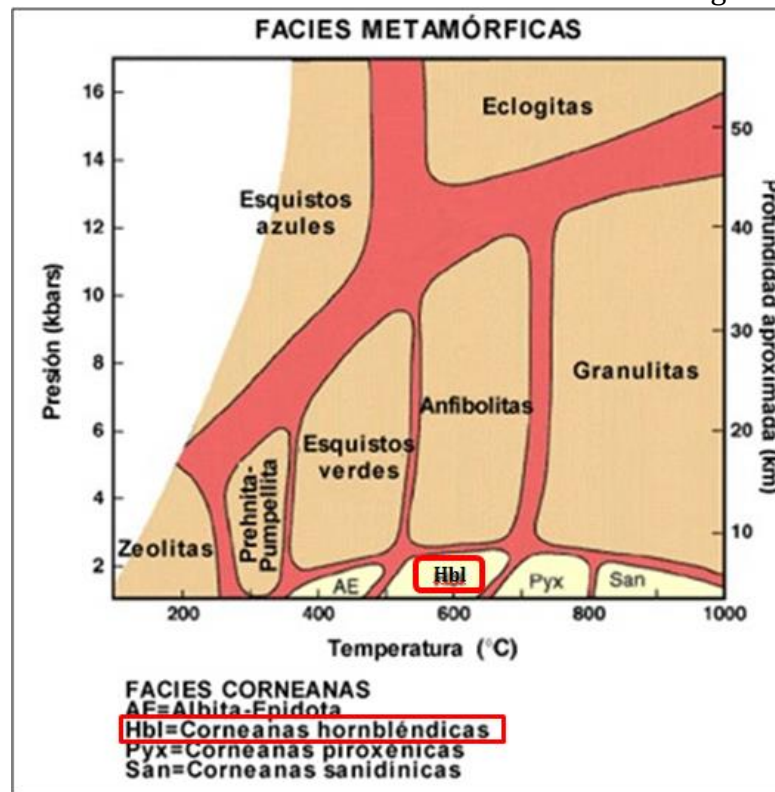
FASES MINERALES	FASES MINERALES DETRITICAS	FASES MINERALES DE METAMORFISMO	FASES MINERALES DE METAMORFISMO RETROGRADO	FASES MINERALES DE ALTERACIÓN SUPERGENA
CUARZO	-----			
SERICITA	-----			
CORDIERITA	-----			
BIOTITA	-----			
CLORITA	-----			
ÓXIDOS - HIDROXIDOS DE Fe	-----			

Las Facies del metamorfismo de contacto se definen como una región termodinámica limitada por la presión y la temperatura, en la cual son estables un grupo de paragénesis mineral independientemente de la composición de la roca. Según Bucher and frey (1994), Miyashiro (1994), García, C., (2002).

Las facies Corneana que afloran en el sector del río Chitagá corresponden a una región termodinámica de bajas presiones (1Kba. – 2Kba. Aproximadamente), con temperaturas de medias a altas (entre 400°C –450°C. Aproximadamente), con una asociación mineral paragenética de Cordierita, Cuarzo, Biotita, Moscovita y Clorita. Según la anterior asociación mineral de la roca pelítica corresponde a una facie de Hornblenda Corneana según la compilación y modificación de los autores Williams, Turner, Gilbert (1980), Bucher and Frey (1994) y Miyashiro (1994) (Figura 47).

Según García, (2007) los esquistos moteados tienen presencia de porfidoblastos de Biotita, Andalucita, Cordierita y Granate y las Cornubianas Biotíticas que son el resultado de la gradación de los esquistos moteados, estas constituidas por Cuarzo, Andalucita, Cordierita, Granate, Hiperstena y Magnetita.

Figura 47. Facies metamórfica de la roca Aflorante en el Río Chitagá.



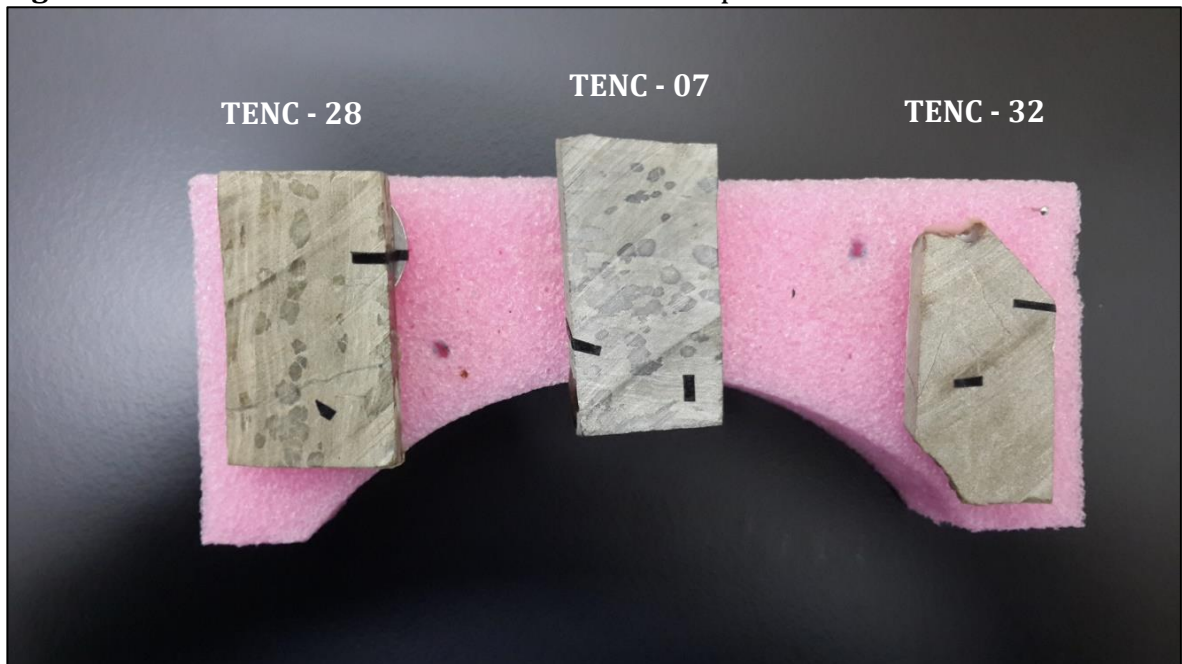
Fuente. Proyecto Biosfera. Ministerio de Educación de España. Tomado y Modificado por los autores.

5.4 DATOS DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (SEM)

Se realizó el análisis químico cuantitativo, utilizando el método de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM), para las secciones delgadas: TENC - 05, TENC - 19 y para las muestras de roca TENC - 07, TENC - 28 y TENC - 32 (Figura 48).

Los resultados del análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM), están adjuntos en el Anexo C.

Figura 48. Muestras - cuñas de rocas Sedimentarias para análisis SEM.



Los resultados del Análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM), se encuentran adjuntados en el Anexo C.

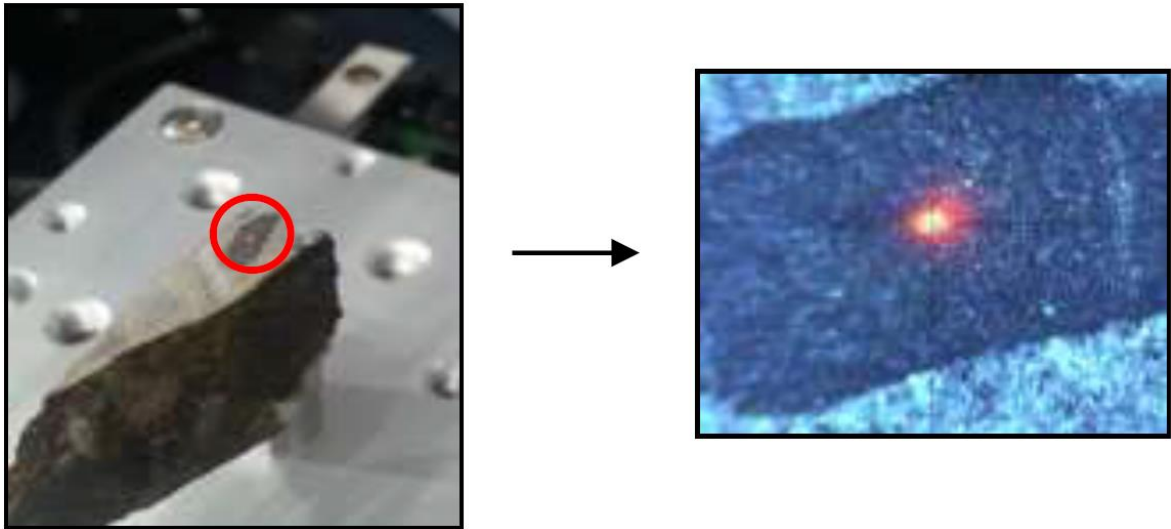
En las muestras analizadas se realizaron pinchazos a clastos de Cordierita, Vetillas de Cuarzo y Biotita e individuos con presencia de posibles óxidos, los resultados arrojaron en general contenidos de Mg, K, Al y Fe, principalmente, en algunas muestras se presentaron contenidos de Ti, Na y Mn.

Los Óxidos de Titanio encontrados en la muestra TENC - 07 se pueden asociar a Leucoxenos, las muestras con presencia de Cordierita presentan un enriquecimiento en Óxidos de Hierro indicando alteraciones supérgenas, la muestra TENC - 28 es la muestra que mayor concentración de estos Óxidos de Hierro lo cual se ha logrado evidenciar en muestra de mano. La muestra TENC - 32 presenta Óxidos de Titanio los cuales pueden ser asociados a Leucoxenos; al interior de una microfractura presenta un enriquecimiento en Carbono y se puede interpretar como una posible concentración de materia orgánica depositada en dicha microfractura, la cual es originada gracias a la tectónica del área de estudio.

5.5. DATOS DE DIFRACCION DE RAYOS X (DRX)

Los resultados del análisis por Difracción de Rayos x (DRX), se encuentran adjuntos en el Anexo D.

Figura 49. Análisis de DRX al fenocristal de Cordierita (Zona Oscura) de la Muestra TENC - 13 con código interno D4MN.



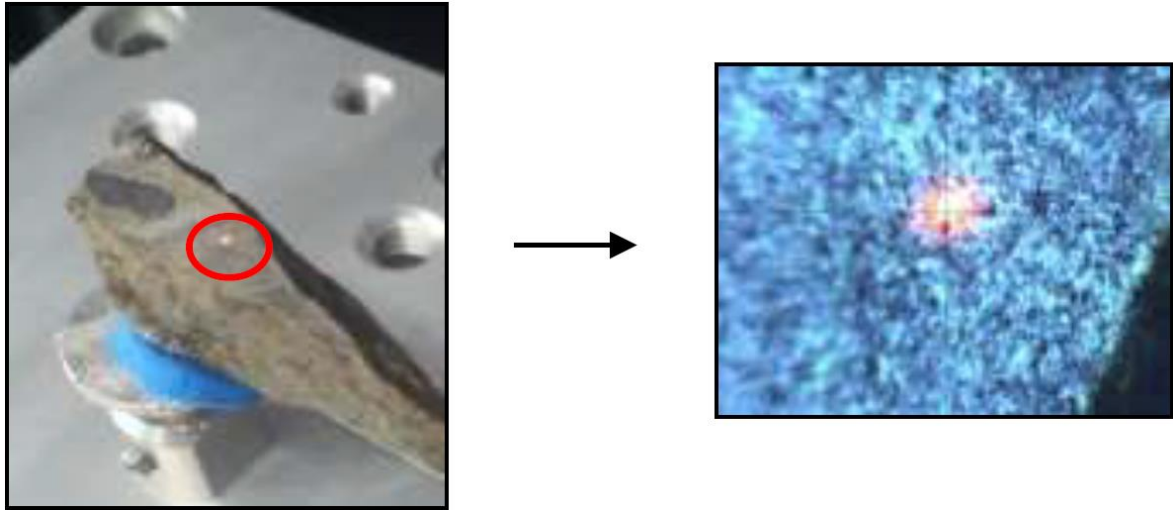
Fuente. Laboratorio DRX del PTG a cargo de José Henao.

Tabla 3. Resultados DRX a fenocristal de Cordierita (Zona Oscura) de la muestra TENC - 13 con código interno D4MN.

	FASE	NOMBRE
Cristalinos	Si O ₂	Cuarzo
	Na (Al Si ₃ O ₈)	Albita
	K Al _{2.20} (Si ₃ Al) _{0.975} O ₁₀ ((O H) _{1.72} O _{0.28})	Moscovita
	Mg _{2.5} Fe _{1.65} Al _{1.5} Si _{2.2} Al _{1.8} O ₁₀ (O H) ₈	Clinocloro
	K Mg ₃ Al Si ₃ O ₁₀ (O H) ₂	Flogopita
	Ti O ₂	Anatasa
	(K _{0.80} Na _{0.02} Ca _{0.01}) (Al _{1.66} Fe _{0.06} Fe _{0.02} Mg _{0.28}) (Si _{3.41} Al _{0.59}) O ₁₀ (O H) ₂	Moscovita magnesianana

Fuente. Laboratorio DRX del PTG a cargo de José Henao.

Figura 50. Análisis DRX. Zona Clara de la muestra TENC – 13 con código interno D4MO.



Fuente. Laboratorio DRX del PTG a cargo de José Henao.

Tabla 4. Resultado DRX. Zona Clara de la muestra TENC – 13 con código interno D4MO.

	FASE	NOMBRE
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo
	$\text{Na (Al Si}_3 \text{ O}_8 \text{)}$	Albita
	$\text{K Al}_{2.20} \text{ (Si}_3 \text{ Al)}_{0.975} \text{ O}_{10} \text{ ((OH) }_{1.72} \text{ O}_{0.28} \text{)}$	Moscovita
	$\text{K Mg}_3 \text{ Al Si}_3 \text{ O}_{10} \text{ (OH)}_2$	Flogopita

Fuente. Laboratorio DRX del PTG a cargo de José Henao.

Tabla 5. Resultados DRX a muestra pulverizada TENC – 13 con código interno D40F.

	FASE	NOMBRE
Cristalinos	Si O_2	Cuarzo
	$\text{Na (Al Si}_3 \text{ O}_8 \text{)}$	Albita
	$\text{K Al}_{2.20} \text{ (Si}_3 \text{ Al)}_{0.975} \text{ O}_{10} \text{ ((OH)}_{1.72} \text{ O}_{0.28} \text{)}$	Moscovita
	$\text{Mg}_{2.5} \text{ Fe}_{1.65} \text{ Al}_{1.5} \text{ Si}_{2.2} \text{ Al}_{1.8} \text{ O}_{10} \text{ (OH)}_8$	Clinocloro
	$\text{K Mg}_3 \text{ Al Si}_3 \text{ O}_{10} \text{ (OH)}_2$	Flogopita
	Ti O_2	Anatasa
	$\text{Al}_2 \text{ Si}_2 \text{ O}_5 \text{ (OH)}_4 \text{ (H C O N H}_2 \text{)}$	Dickita
	$\text{(Ca , Na) (Si , Al)}_4 \text{ O}_8$	Anortita
	$\text{(Mg}_{2.074} \text{ Al}_{1.026} \text{) (Si}_4 \text{ O}_{10.48} \text{)}_2 \text{ (OH)}_2 \text{ (H}_2 \text{ O)}_{10.68}$	Paligorskita
	$\text{(K}_{0.80} \text{ Na}_{0.02} \text{ Ca}_{0.01} \text{) (Al}_{1.66} \text{ Fe}_{0.06} \text{ Fe}_{0.02} \text{ Mg}_{0.28} \text{) (Si}_{3.41} \text{ Al}_{0.59} \text{) O}_{10} \text{ (OH)}_2$	Moscovita magnesiana

Fuente. Laboratorio DRX del PTG a cargo de José Henao.

Los resultados de los análisis de Microdifracción de Rayos X, arrojaron una mineralogía más detallada con respecto a lo analizado en el subcapítulo de Análisis Petrográfico. Se hace una breve descripción de los minerales obtenidos en el dicho análisis que no son muy visibles al microscopio (Tabla 3, 4 y 5), y la interpretación de dichos resultados se evidencia en la discusión de este trabajo.

Clinocloro: Importante en rocas metamórficas como producto de alteración hidrotermal de minerales silicatos de hierro y magnesio, como son los anfíboles, piroxenos y biotita que aparecen en rocas ígneas, sobre todo de rocas especialmente ultrabásicas. Como minerales asociados en este tipo de rocas están: piritita, cuarzo, dolomita, fluoroapatito, rutilo, siderita, albita, calcita, talco, clorita, esfalerita, serpentina, actinolita, biotita, olivino, Plagioclasa, cromita o uvarovita.

Anatasa: Por lo general la anatasa es un mineral secundario, proveniente de otros minerales portadores de titanio. Se puede encontrar en filones alpinos, en rocas ígneas y metamórficas, así como en pegmatitas. Asimismo, es un mineral detrítico común.

Dickita: Pertenece al llamado grupo de la serpentina-caolinita. Estructuralmente es un polimorfo de la halloysita, caolinita y nacrita, que cristaliza en el sistema monoclinico. Un mineral secundario por lo general de origen hidrotermal asociado con vetas, derivado en parte de la alteración de minerales aluminosilicatos. También se presenta como una fase sedimentaria autigénica. Suele aparecer asociado al mineral de calcedonia.

Paligorskita: La paligorskita, conocidas también como atapulgita, es una arcilla, perteneciente al grupo de los filosilicatos. Aparece como mineral secundario producto de la alteración de silicatos de magnesio en suelos y en sedimentos. También se ha encontrado en margas lacustres, en rocas carbonatadas y en rocas ígneas máficas. Se ha descrito en arcilla asociada a un movimiento de falla. Suele encontrarse asociada a otros minerales como: calcita, dolomita, talco, clorita, cuarzo, calcedonia.

5.6 DATOS GEOQUIMICA ROCA TOTAL

Con los resultados enviados del laboratorio ALS Colombia (Ver Anexo E), donde se realizó la geoquímica y se obtuvo los elementos mayores, para tres muestras de roca con nomenclatura TENC - 13, TENC - 28 y TENC - 32, donde las muestras TENC - 13 y TENC - 28 corresponden a las Metasedimentarias con cordierita y la TENC - 32 corresponde a una sedimentaria sin cordierita (Tabla 6).

Tabla 6. Resultados Geoquímicos de los Elementos Mayores.

MUESTRA	Al2O3 %	BaO %	CaO %	Cr2O3 %	Fe2O3 %	K2O %	MgO %	MnO %	Na2O %	P2O5 %	SO3 %	SiO2 %	SrO %	TiO2 %	Total %	Au (ppm)	Ag (ppm)
TENC-13	19,72	0,05	0,51	0,02	7,45	3,68	2,32	0,11	2,21	0,16	0,02	59,71	0,02	1,02	99,6	<0,001	<0,2
TENC-28	19,06	0,06	0,3	0,01	7,14	4,02	2,25	0,05	0,81	0,1	<0,01	61,46	0,01	0,91	99,95	<0,001	<0,2
TENC-32	10,28	0,03	0,06	0,03	2,78	2,77	0,75	0,01	0,06	0,05	<0,01	80,36	0,01	0,6	99,91	<0,001	<0,2

5.6.1 Diagrama AFM. El diagrama AFM, por lo general se emplea para distinguir rocas Ígneas de las series magmáticas tipo calco-alcalinas y toleíticas, ya que muestra las proporciones relativas de los óxidos de Na₂O + K₂O (A), FeO + Fe₂O₃ (F) y MgO (M). Pata este caso las rocas que se tienen son Metasedimentarias y se empleó el diagrama AFM para analizar las composiciones cuantitativas de los elementos que las componen, ya que los elementos principales de las rocas analizadas presentan afinidad con rocas graníticas.

Para realizar el diagrama AFM (Figura 51) se tomaron los elementos mayores (Na₂O, K₂O, Fe₂O₃ y MgO) de cada muestra analizada y se procedió a modelar el respectivo diagrama, teniendo en cuenta la siguiente fórmula para determinar el Hierro total (FeO Total): $FeO\ Total = FeO + (Fe_2O_3 * 0.8998)$. Con los resultados obtenidos se realiza la sumatoria para determinar la concentración total AFM y por consiguiente realizar los recalculos para determinar la concentración porcentual de los Óxidos (Tablas 7, 8 y 9).

Tabla 7. Recalculo de los Óxidos elementales de la muestra TENC – 13.

TENC - 13			
14,91351	100%	40%	Na+K
5,89	X		
14,91351	100%	16%	MgO
2,32	x		
14,91351	100%	45%	FeO
6,70351	x		

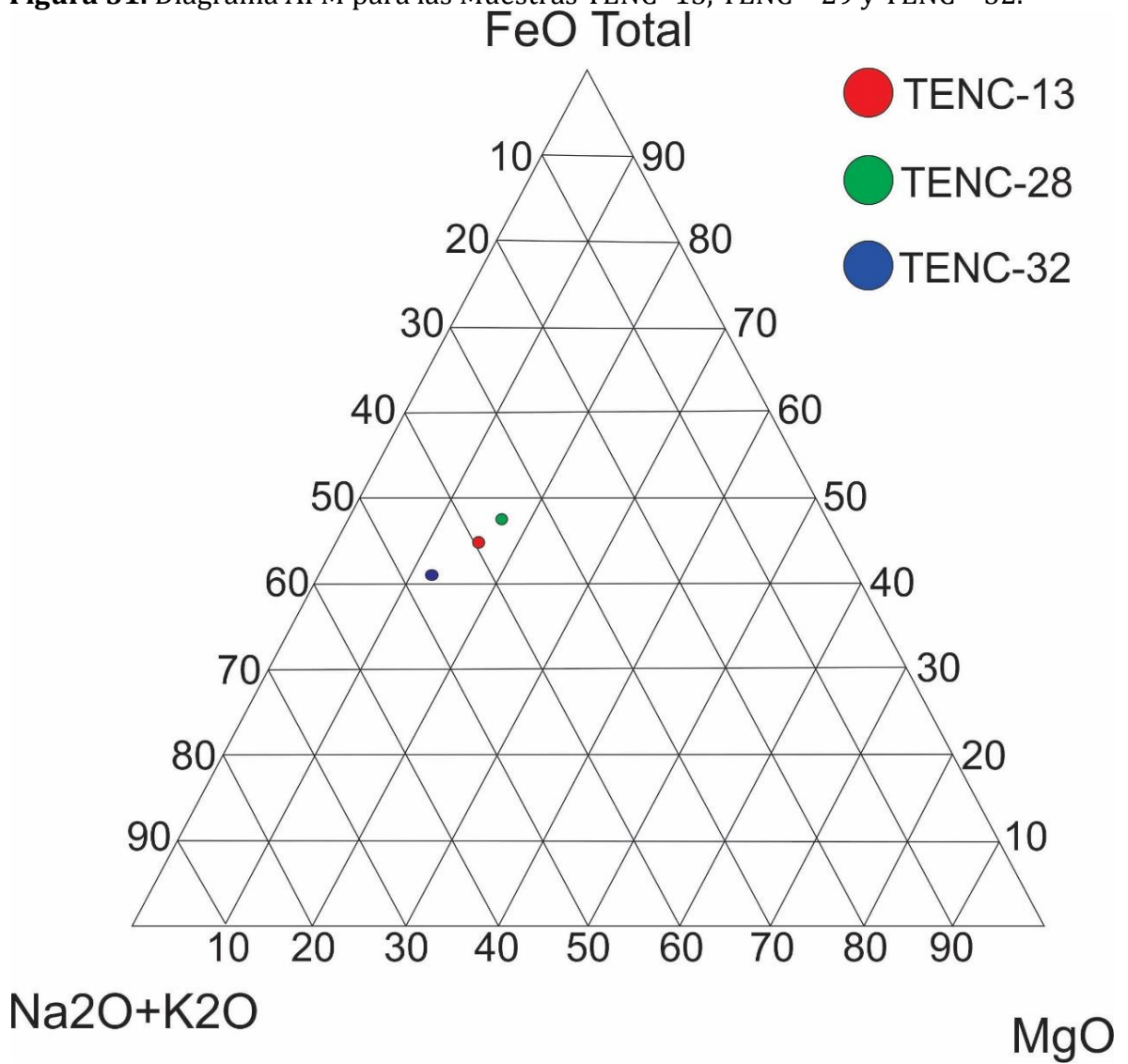
Tabla 8. Recalculo de los Óxidos elementales de la muestra TENC – 28.

TENC - 28			
13,504572	100%	36%	Na+K
4,83	X		
13,504572	100%	17%	MgO
2,25	x		
13,504572	100%	48%	FeO
6,424572	x		

Tabla 9. Recalculo de los Óxidos elementales de la muestra TENC – 32.

TENC - 32			
6,081444	100%	47%	Na+K
2,83	X		
6,081444	100%	13%	MgO
0,75	x		
6,081444	100%	41%	FeO
2,501444	x		

Figura 51. Diagrama AFM para las Muestras TENC -13, TENC - 29 y TENC - 32.



CONVENCIONES

Name	Visible	Colour	Shape
Default Colour	<input checked="" type="checkbox"/>	●	●
TENC-13	<input checked="" type="checkbox"/>	●	■
TENC-28	<input checked="" type="checkbox"/>	●	▼
TENC-32	<input checked="" type="checkbox"/>	●	▲

5.6.2 Índice de Alteración Químico (CIA). El índice químico de alteración (CIA) se expresó como CIA (molar) para convertirse en una medida más sensible del grado de meteorización química (Nesbitt y Young, 1982). La CIA (molar) tiene el valor de 1 para los feldespatos frescos y para los inalterados, las rocas ígneas no peraluminosos, pero aumenta hacia el infinito como la meteorización química progresa. La utilidad de este índice como un indicador de humedad para lodos modernos y antiguos se probó. La base de datos que comprende 281 entradas con datos químicos de los sedimentos modernos y antiguos depositados bajo árido, semi-árido, semi-húmedo y el clima húmedo se ensamblan a partir de la literatura, y se utiliza para calibrar la relación entre los valores de la CIA (molares) y la humedad (Karin Goldberg y Munir Humayun., 2010).

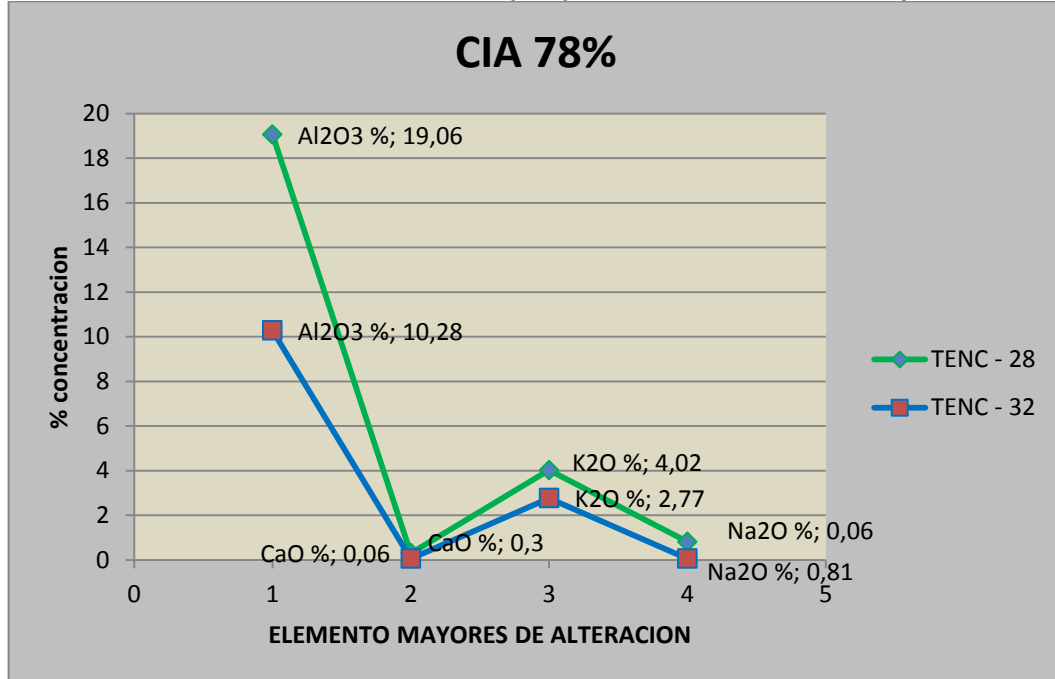
Se hace el cálculo del Índice de Alteración Químico para las muestras TENC -13, TENC 28 y TENC - 32 (Tabla 10).

Tabla 10. Índice de alteración Químico (CIA) de las muestras TENC 13, TENC 28 y TENC 32.

Muestra	Al ₂ O ₃ %	CaO %	K ₂ O %	Na ₂ O %	CIA %
TENC - 13	19,72	0,51	3,68	2,21	75,4977029
TENC - 28	19,06	0,3	4,02	0,81	78,7928896
TENC - 32	10,28	0,06	2,77	0,06	78,0561883

Las muestra TENC - 13 con Cordierita tiene un CIA 75% lo cual corresponde a una alteración baja a moderada, en cambio las muestras TENC -28 y TENC - 32 están ligeramente alterada con CIA 78% aproximadamente, con unos índices de alteración similares que no son tan significativas. Estos datos solo sirve para comparar las muestra TENC - 28 con cordierita y TENC - 32 sin cordierita, ya que han sufrido el mismo nivel de alteración (Figura 52).

Figura 52. Índice de Alteración Químico (CIA) de la muestra TENC 28 y TENC 32.



Los datos evidencian una similitud en concentración a Na y K, con una ligera concentración mayor en Al en la muestra con cordierita. Estos datos nos da la evidencia de una alteración Supérgena. Aunque también se puede relacionar la similitud de alteración a una presencia de componentes Alóctonos incorporados al sistema durante los eventos de la alteración Hipógena y no Supérgena; aunque estos datos se utilizan para afirmar la alteración Supérgena que sufre la roca.

Lo curioso es que la roca corresponde a la misma litología y no todas mantienen el mismo índice de alteración químico, en el caso de las muestras con cordierita.

Desde el punto de vista geoquímico y con base a los resultados de Difracción de Rayos X, se tiene la mineralogía detrítica de minerales característicos del metamorfismo de contacto y teniendo en cuenta la facie de metamorfismo de esta roca (Hornblenda Corneana), se tiene minerales de como cuarzo, moscovita, albita (Plagioclasa) y otros (ver subcapítulo DRX).

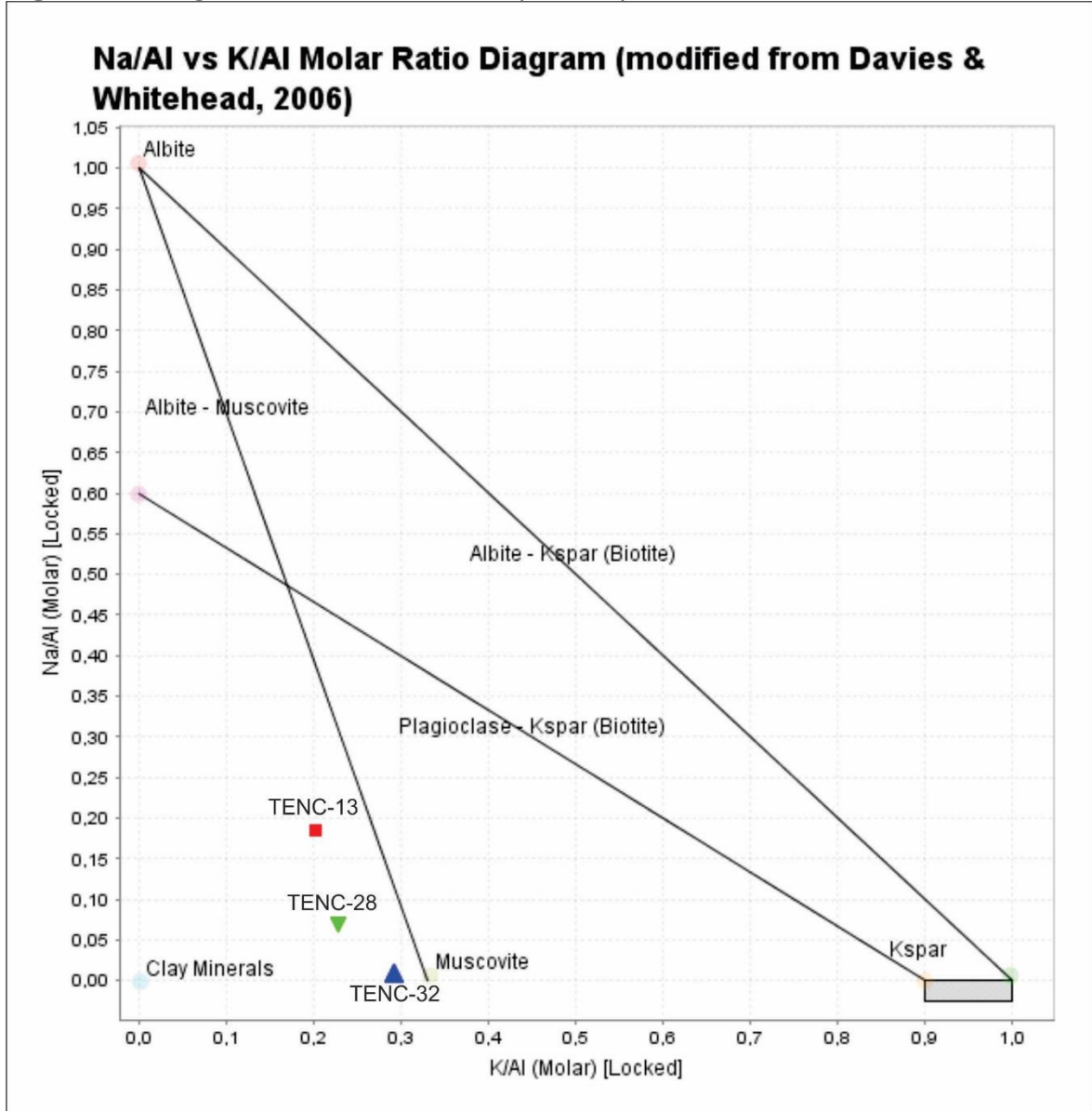
5.6.3 Diagrama de Ratios Molares. Aunque el diagrama de Ratios molares (Na/Al vs K/Al) de Davies & Whiterhead (2006) es empleado para analizar rocas graníticas, para este estudio fue posible emplearlo ya que las composiciones mineralógicas de las muestras analizadas son similares a las composiciones mineralógicas de las rocas graníticas.

Se tomaron tres (3) muestras (TENC - 13, TENC - 28 y TENC - 32), dos son Metasedimentarias con presencia del mineral Cordierita (TENC - 13 y TENC - 28) y una tercer roca es sedimentaria aledaña a la zona de estudio (TENC - 32); a partir de los resultados geoquímicos entregados por el laboratorio ALS Colombia y considerando los contenidos de Moscovita, Albita y Plagioclasa (Anortita) encontrados en los análisis de Difracción de Rayos X (DRX) realizados a la muestra TENC-13, se realizó el diagrama de Ratios molares (Na/Al vs K/Al) de Davies & Whiterhead (2006) (Figura 53).

Tanto las muestras que presentan el mineral Cordierita como la roca sedimentaria aledaña a la zona de estudio se encuentran en el campo de los minerales arcillosos y esto indica que todas las muestras presentan alteraciones supérgenas.

El diagrama Na/Al vs K/Al se utiliza en base a la mineralogía detrítica que se ha obtenido mediante los análisis de Microscopia Electrónica de Barrido (SEM) y Difracción de Rayos X (DRX). El contenido de Moscovita y la variedad Plagioclasas tipo Albita, Anortita y feldespatos, hace referencia a los contenidos similares con rocas graníticas, por tal razón se utiliza el diagrama el cual evidencia alteración de tipo supérgena en las tres muestras, considerando que son rocas sedimentarias las cuales tiene componentes muy similares a rocas graníticas, y estas sedimentarias contienen alteraciones supérgenas muy similares en las tres muestras analizadas.

Figura 53. Diagrama de Ratios Molar Na/Al vs K/Al de Davies & Whiterhead, 2006.



CONVENCIONES

Name	Visible	Colour	Shape
Default Colour	<input checked="" type="checkbox"/>	●	●
TENC-13	<input checked="" type="checkbox"/>	●	■
TENC-28	<input checked="" type="checkbox"/>	●	▼
TENC-32	<input checked="" type="checkbox"/>	●	▲

5.6.4 Pérdida Por Ignición (LOI). La pérdida por ignición se reporta como parte de un análisis elemental de un mineral u Óxidos. Los materiales volátiles perdidos suelen consistir en "agua combinada" (Hidratos y compuestos Hidróxidos) y dióxido de carbono a partir de carbonatos. Puede ser utilizado como una prueba de calidad, comúnmente llevado a cabo para los minerales, tales como mineral de hierro. (Pansu, M., Gautheyrou, J., 2006).

A continuación se representa la variación de los elementos mayores según la pérdida por ignición para las muestras TENC - 13, TENC - 28 y TENC - 32 (Figura 54, 55 y 56).

Figura 54. LOI TENC - 13.

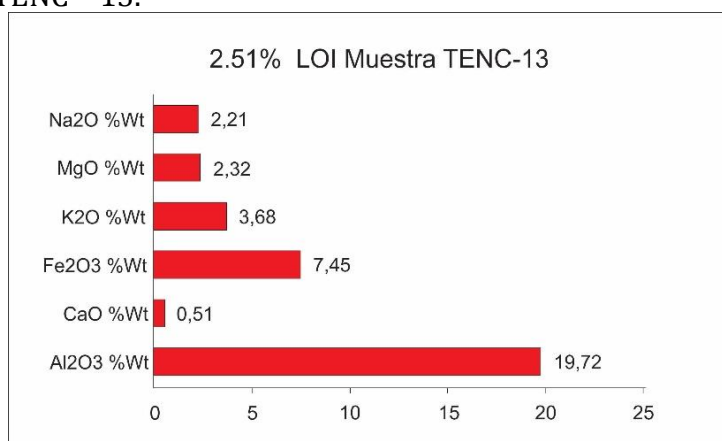


Figura 55. LOI TENC - 28.

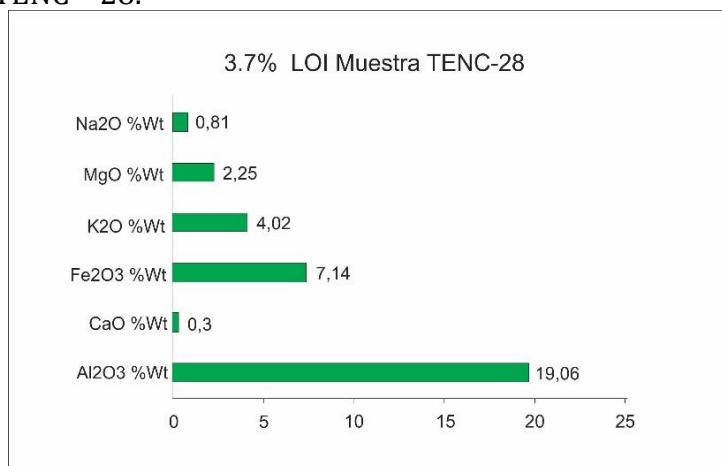
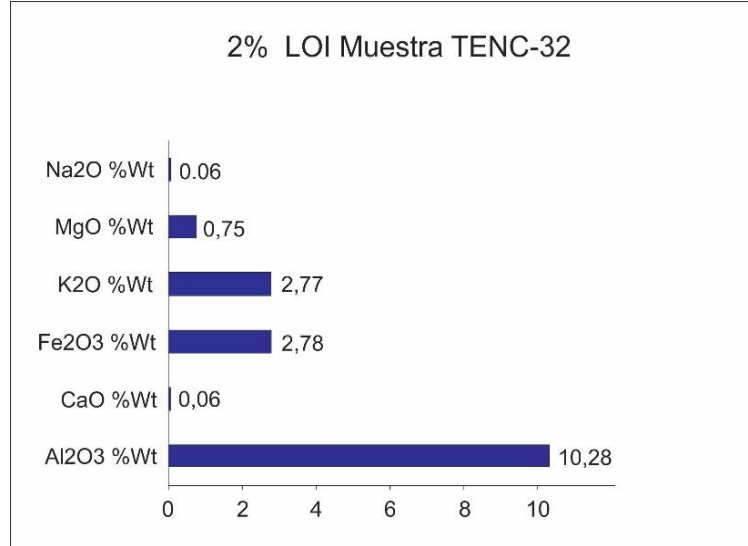


Figura 56. LOI TENC – 32.



Las anteriores graficas nos indican la concentración de los elementos traza en relación al porcentaje de pérdida por ignición (LOI), las rocas con presencia de cordierita tienen mayor contenido de Na y K, elementos muy móviles en fluidos magmáticos.

Entonces las muestras que contienen cordierita TENC – 13 y TENC – 28 tienen una pérdida por ignición (LOI) mayor que la muestra TENC – 32 sin contenido de cordierita esto se puede deducir de los minerales elementales de la geoquímica de roca total (elementos mayores).

El agua de los minerales volátiles sufren una pérdida por ignición al ser sometidas a fluidos con altas temperaturas esto nos indica que los minerales con presencia de cordierita son rocas más hidratadas por contener minerales de estas características como son la moscovita y la alteración de la cordierita entre otros como las Plagioclasas y anfíboles.

Composicionalmente la roca es de la misma unidad geológica pero sufren una diferenciación en cuanto a los índices de la pérdida por ignición esto es muy representativo en las rocas Corneanas que tienen minerales de Cordierita y más si esta se encuentra alterada Pinnita con Sericita, la prueba de este nos demuestra que al variar la composición mineralógica en minerales más hidratados, no es más que evidencia de la alteración Hipógena.

La variación de minerales hidratados, también la concentración mayor en Na y K en las muestras TENC - 13 y TENC - 28 con presencia de Cordierita con respecto a la TENC - 32 sin cordierita, da como evidencia de un proceso Metasomático.

El metasomatismo es un factor importante ya que se tiene evidencia de mineralogía neoformada que prueba un metamorfismo de contacto de bajas presiones y temperaturas altas, con una facie de metamorfismo de Hornblenda Corneana.

5.7 DATOS GEOCRONOLOGÍA

Se intentaron realizar dataciones argón - argón (Ar/Ar) en Biotitas neoformadas y Uranio - plomo (U/Pb) en circones detríticos, para conocer la edad de formación de los minerales asociados al evento Metasomático del metamorfismo de contacto, pero desafortunadamente las biotitas estaban alteradas por lo cual no permitió datarlas, entonces se intentó datar la máxima edad estratigráfica de la unidad utilizando el método de circones detríticos, sin embargo las muestras se sometieron las muestras a proceso de selección y separación los concentrados obtenidos no tenían las condiciones adecuadas para el tratamiento de datación. Los resultados no fueron favorables para datar el evento metamórfico del área de estudio.

Las dataciones U-Pb en circones, mediante la técnica LA-ICP-MS MS (Ablación Láser - plasma acoplado inductivamente - Espectrometría de Masas), se realizaron a través del laboratorio ZirChron LLC y fueron conducidos en la Universidad Estatal de Washington (WSU) en Estados Unidos, siguiendo los procedimientos analíticos descritos por Chang *et al.*, (2006).

Se ha evidenciado trabajos Geocronológicos realizados sobre el Macizo de Santander de cuerpos Ígneos - metamórficos, primero se tiene una estimación del levantamiento del flanco Oriental de los Andes Colombianos en el Paleoceno al Plioceno (Van der Hammen *et al.*, 1973; Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Bayona *et al.*, 2008; Parra *et al.*, 2009a).

Boinet *et al.*, 1982. Registra una datación de 350Ma., a la Cuarzomonzonita por el método de K/Ar, este método no es tan convencional pero el aclara que el dato no es verídico debido a que es posible que se halla datado las alteraciones de la roca.

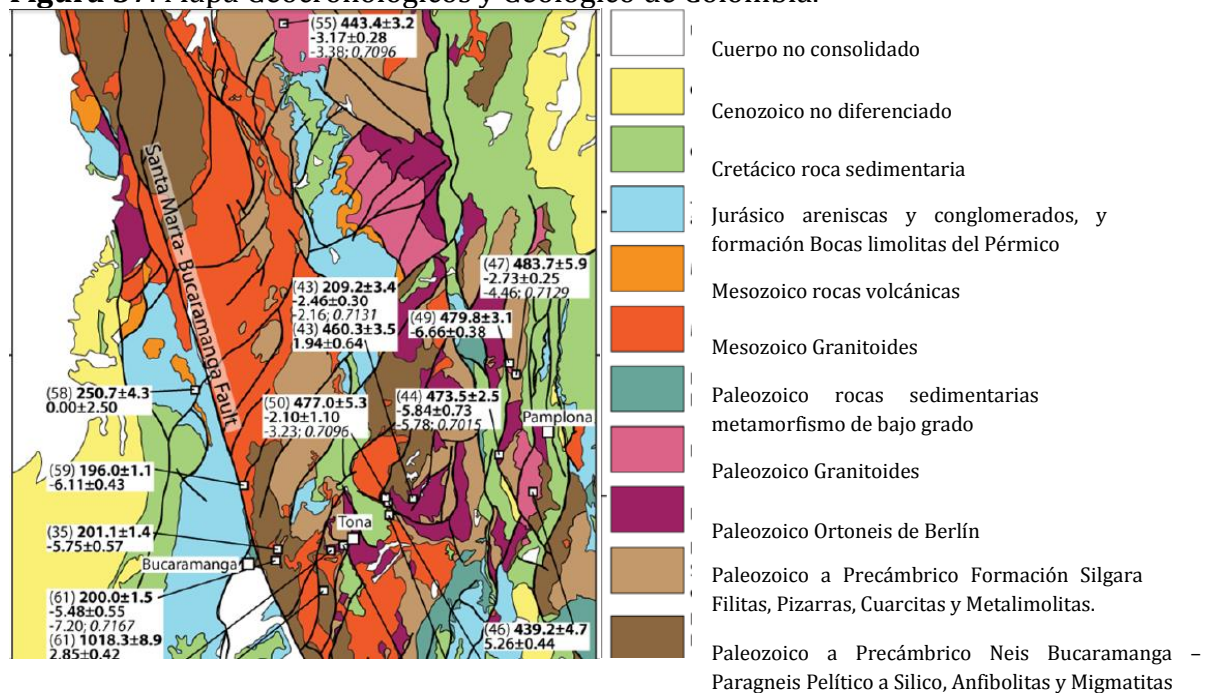
El Macizo de Santander (SP) está compuesto por rocas metamórficas generadas por metamorfismo regional que tienen edades más antiguas de 470 millones de años es decir del ordovícico temprano (Boinet *et al.*, 1985).

Recientemente, Horton Brian k., 2010. Hizo datación por el método U – Pb, utilizando circones detríticos a los pulsos ígneos que han afectado la cordillera Oriental tomando 12 muestras de las principales vertientes hídricas de la cordillera Central y Oriental de Colombia. Una muestra de la Formación Mirador equivalente a Regadera de la Cordillera Oriental, muestra las edades principalmente Fanerozoicas, con picos a 85-75, 65-55, y 190-170Ma., que corresponden del Cretácico superior al Jurásico temprano, que significa la exhumación del Jurásico – Paleógeno de rocas magmáticas de arco de una región occidental de la cordillera oriental. Otras cinco muestras de la cordillera oriental arrojaron datos del Precámbrico - Proterozoico (1850-1300, 1050-950 Ma.) de una formación no identificada y la quinta muestra con un pico de 1500Ma., que corresponde a la formación carbonera. La mayoría de las dataciones son del triásico tardío, del jurásico temprano, y algunos datos muy puntuales del carbonífero y alrededor del devónico medio (Horton, 2010).

Richard Spikings, 2014. Hace un trabajo sobre la historia geológica de América del Sur, dice que la evolución geológica va entre los tiempos de 290 – 75 Ma, en donde Pangea surgió al reordenamiento de placas y su desmontaje, la evolución de los límites Triásico - Jurásico y Cretácico del margen Pacífico de América del Sur y los principios de la interacción tectónica de placas del Caribe con América del Sur. Spikings utilizó el método de U-Pb (LA- ICP- MS, TIMS y CAMARÓN) e isótopos estables. Él analiza la evolución geológica y concuerda con los demás autores, en que el macizo de Santander se encuentran rocas antiguas rodeadas de rocas más jóvenes a lo largo de la cordillera oriental y la sierra nevada de Santa Marta.

Pangea comenzó a las 240 Ma, lo que lleva de expansión del fondo marino entre bloques de Centro y Sur América por 216 Ma. El margen activo del Pacífico se inició a 209 Ma, y continuó hasta 115 Ma anteriormente esta inmersión era zona de subducción que fue rodando hacia atrás, la reducción de América del Sur y la formación de nuevo corteza continental. La apertura del Atlántico Sur llevó a América del Sur hacia el oeste, comprimido el margen del Pacífico del noroeste de América del Sur a 115 Ma. Las condiciones del margen pasivo prevalecieron hasta la acreción de América del Sur, a los 75 Ma (Spikings, 2010).

Figura 57. Mapa Geocronológicos y Geológico de Colombia.



Fuente. VAN DER LELIJ, Roelant. Tomado y modificado por los autores

El trabajo de Van Deer Lelij, se basó en la historia geológica de las rocas metamórficas e ígneas del macizo de Santander para este caso; se puede ver en la figura anterior en donde hace un estudio Geocronológico a 52 muestras de roca en el que utilizo en método de Zircones detríticos por la técnica de U/Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Datos de ~ 500 a ~ 413 Ma y de ~ 294 Ma a ~ 196 Ma., que evidencian los periodos magmáticos de Gondwana. La extensión del Back- Arc (Retro – Arco), se registró en ~ 453 Ma. El pico de las condiciones metamórficas Barroviense se registran por anatexis en ~ 477 Ma y la intrusión de granitoides sincinemáticos hasta ~ 472 Ma. Por Termocronología de baja temperatura sugiere que el Macizo de Santander comenzó la exhumación en ~ 40 Ma.

Van Deer Lelij, concluye que los datos isotópicos combinados muestran que las rocas del basamento de las regiones estudiadas son autóctonas a noroccidental Gondwana, y que el magmatismo de arco muestreo pulsos más juveniles durante la extensión de la orogénesis.

Cabe aclarar que los anteriores autores se enfocaron en datar los pulsos magmáticos que generaron las rocas ígneas metamórficas, por tal razón no se evidencia una datación puntual del metamorfismo de contacto que origina las Corneanas. Todos los datos se atribuyen a metamorfismo regional con registros de rocas del Triásico a Jurásico y rocas muy puntuales como del carbonífero (Ver imagen anterior).

6. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Las rocas Metasedimentarias con presencia de Cordierita (Figura 58), encontradas en la zona de estudio se encuentran discordantemente cubiertas por rocas sedimentarias del Devónico Medio. Y de acuerdo a lo mencionado por Boinet (1985) y Royero y Zambrano (1987) estas rocas son de origen sedimentario derivadas de lutitas, de color gris verde donde claramente se distinguen los planos de estratificación y en ellas se encuentran minerales denominados como Cordieritas, los cuales presentan diversas formas y tamaños, Boinet (1985) menciona que estos individuos se encuentran altamente alterados a Pinnita y se encuentran acompañados por biotitas las cuales están dispersas en toda la roca.

Figura 58. Roca Corneana aflorante en el Cañón del río Chitagá.



Boinet (1985) menciona que estas rocas se encuentran afectadas por metamorfismo de contacto, sin embargo aún se pueden distinguir finas estructuras sedimentarias, Royero y Zambrano (1987) la describen como una unidad de rocas de origen sedimentario afectadas por metamorfismo regional de medio y bajo grado que presenta un aspecto esquistoso con cristales de cordierita los cuales no presentan orientación y donde la foliación general coincide con la estratificación original de la roca; De acuerdo con Royero y Zambrano (1987) se observaron en campo evidencias de venas de cuarzo afectando estas rocas.

En este estudio al encontrar que estas rocas sedimentarias se encuentran afectadas por metamorfismo de contacto de muy bajas presiones y altas temperaturas y que presentan principalmente Cuarzo, Biotita, Moscovita, Plagioclasa y Cordierita al momento de realizar los análisis petrográficos y geoquímicos fueron clasificadas según la Tabla de Facies de metamorfismo de contacto compilada y modificada por Williams *et al.* (1980), Bucher y Frey (1994) y Miyashiro (1994) presente en el manual de prácticas de petrología metamórfica (García, 2007), como tipo composicional pelíticas y en la facie Hornblenda Corneana; Boinet (1985) de acuerdo a análisis petrográficos las clasifica como Esquistos Moteados; Royero y Zambrano (1987) de acuerdo a análisis petrográficos al igual que Boinet (1985), las clasifican como Esquistos Cuarzo Micáceos Cordieríticos. De acuerdo con Boinet (1985), todas las cordieritas se encuentran afectadas por Sericita, esta alteración se conoce como Pinnita.

Ward *et al.* (1973) y Royero y Zambrano (1987) agrupan estas rocas dentro de la Formación Silgará; Boinet (1985) no menciona la Formación Silgará en la zona de estudio sino que la menciona como Unidad de Labateca.

Mediante los análisis Petrográficos y la relacionando los resultados de DRX y Geoquímica se tiene que cuatro etapas en la evolución de estas litologías con cordierita han sido reconocidas: (a) Etapa detrítica – diagenética; (b) Etapa de metamorfismo de contacto (mayoritariamente Cordierita + Biotita + Cuarzo); (c) Etapa de metamorfismo retrógrado (Clorita + Pinnita + cuarzo y otros) y; (d) Etapa de alteración hidrotermal supérgena (óxidos e hidróxidos de hierro, entre otros).

La alteración de las cordieritas a pinita junto con los índices de pérdida por inmisión o Loss Of Ignition (LOI), la pérdida o ganancia en la concentración de elementos con respecto al índice LOI presentados en la zona de estudio, están indicando un posible metasomatismo y probablemente influenciados por fluidos de origen meteórico, magmático o metamórfico.

La edad del metamorfismo no ha sido datada con exactitud ya que hasta el momento no se han encontrado cordieritas sin alteración, en este estudio se intentó datar las rocas con dos técnicas, la técnica K/Ar en algunas biotitas para conseguir la edad de formación y la técnica LA-ICP-MS para circones detríticos, pero debido a la fuerte alteración presentada en la zona, ambas técnicas fueron fallidas. Boinet (1985) menciona cuerpos intrusivos los cuales podrían ser los causativos del metamorfismo de contacto que afecta la zona y menciona que podrían ser pre devónico medio, al datarlos con el método K/Ar arroja una edad radiométrica de 350 +/- 17,5 Ma., edad límite entre el devónico y el Carbonífero, indicando no la edad de la intrusión de estos cuerpos si no la edad de enfriamiento de estos.

Horton (2010) tomó areniscas del Cenozoico en diferentes regiones del Valle Medio del Magdalena y las analizó con el método LA-ICP-MS y las dató con circones para reportar edades U-Pb en dichas muestras, en una de estas muestras analizadas se encontraron picos de edades radiométricas entre el triásico tardío - jurásico temprano, carbonífero y posiblemente devónico medio, estas edades radiométricas indican posibles cuerpos ya sean ígneos o metamórficos los cuales se han erosionado y se han depositado en rocas de edades más recientes.

7. CONCLUSIONES

Las rocas sedimentarias con presencia de Cordierita, que se presentan en el cañón del río Chitagá que afloran en cercanías al puente Tincalá con un área aproximada de 3.5 Km² y exhibiendo por carretera una longitud de 1.5 Km aproximadamente, evidencian un claro metamorfismo de contacto de bajas presiones y altas temperaturas, para determinar la facie metamórfica se tuvo en cuenta la asociación mineral de Cordierita - Cuarzo - Biotita - Moscovita - Clorita dando como resultado la facie de metamorfismo Hornblenda Corneana que corresponde a una región termodinámica de bajas presiones (1Kba. - 2Kba. Aproximadamente) y temperatura intermedia a alta (400°C - 450°C Aproximadamente).

Estas rocas químicamente se encuentran enriquecidas en Magnesio, Hierro y Potasio, mineralógicamente, presentan Cordierita, Cuarzo, micas (Biotita, Flogopita y Moscovita) y Plagioclasas (Albita y Anortita) principalmente. En la zona de estudio se observan diversas vetillas compuestas de cuarzo y biotita las cuales cortan las rocas y al observar las rocas tanto en muestra de mano como en lámina delgada estas vetillas se encuentran afectando los cristales de cordierita también.

Hess (1969) menciona que las cordieritas en ambientes de bajo grado de metamorfismo son principalmente de composición magnésica y que coexisten con biotitas y cloritas de la misma composición. En presiones menores a 2.7 Kb la reacción univariante que puede introducir la cordierita en rocas pelíticas puede ser: (a) Clorita + Andalucita + Cuarzo = Granate + Cordierita + H₂O y; (b) Estaurolita + Clorita + Cuarzo = Granate + Cordierita + Moscovita + H₂O; Estas reacciones se dan a temperaturas menores a 500 - 550°C. Lo que podría explicar que el enriquecimiento de óxidos de Hierro en la zona de estudio se pudo generar por alteraciones supérgenas que afectaron las rocas que presentan las Cordieritas.

Los resultados de los análisis de Microscopia Electrónica de Barrido y Difracción de Rayos X (DRX), arrojaron una mineralogía detrítica que corresponde principalmente de Cuarzo, también de filosilicatos del grupo de las micas (Moscovita, Flogopita, Clinocloro y Moscovita Magnésiana), también con presencia de tectosilicatos de tipo Plagioclasa del grupo de los feldespatos (Albita, Anortita) y con niveles de Titanio que corresponde a mineral de Anatasa (Óxido de Titanio), entre otros.

La geoquímica de roca total de la Corneana corresponde principalmente de minerales hidratados como el grupo de las micas, Feldespato - Plagioclasa y alteración Sericitica, esta mineralogía es propia de una fase de alteración Hipógena, como prueba de esto se evidencia el vetilleo de Micas y cuarzo en las rocas Corneanas de la zona de estudio.

La fase de alteración Hipógena también se puede apreciar con los análisis de Perdida Por Ignición (LOI), estos demostraron que las rocas con presencia de cordierita tienen mayor índice de pérdida por ignición TENC - 13 (2.51% LOI) y TENC - 28 (3.7% LOI), en cambio la roca sin presencia de cordierita (TENC - 32) tiene menor pérdida por ignición (2% LOI). Estos datos indican que fluidos ya sean de origen Magmáticos, Meteóricos o Metamórficos hidrataron los minerales presentes en la roca protolito, cabe aclarar que es posible que cuerpos Alóctonos hayan afectado dicho proceso de alteración.

El Índice Químico de Alteración (CIA), evidencia la alteración supérgena que ha sufrido la roca, este comportamiento se puede comprobar analizando la roca de la misma unidad geológica, sin embargo los resultados obtenidos no son los más adecuados, para la TENC - 13 se tiene 75% CIA, en cambio para la TENC - 28 y la TENC - 32 se tiene 78% CIA, este porcentaje es típico de una ligera alteración, en donde las concentraciones Na y K de estas dos son muy similares.

Teniendo en cuenta los análisis de Petrología, de Índice Químico de Alteración (CIA), los de Pérdida Por Ignición (LOI), los resultados de Difracción de Rayos X, Geología de Roca Total y Microscopía Electrónica de Barrido se llega a considerar que las rocas sedimentarias con presencia de Cordierita del Paleozoico Tardío que afloran en el cañón del Río Chitagá a la altura del puente Tincalá, posiblemente han sufrido un evento Metasomático posterior que afectó la roca de protolito sedimentario.

Cuatro etapas en la evolución de estas litologías con cordierita han sido reconocidas: (a) Etapa detrítica - diagenética; (b) Etapa de metamorfismo de contacto (mayoritariamente Cordierita + Biotita + Cuarzo); (c) Etapa de metamorfismo retrógrado (Clorita + Pinnita + cuarzo y otros) y; (d) Etapa de alteración hidrotermal supérgena (óxidos e hidróxidos de hierro, entre otros).

La edad del evento metamórfico que generó las cordieritas se considera debido a recolección de fósiles, post Devónico Medio (Boinet, 1985); con el método LA-ICP-MS se buscaba encontrar la edad absoluta del evento de metamorfismo de contacto pero al momento de someterse al análisis, las concentraciones no fueron favorables para realizar el tratamiento geocronológico debido a la fuerte alteración que se da en las Cordieritas. Se recomiendan mayores estudios en la zona para encontrar sectores donde las cordieritas no se encuentren tan alteradas.

8. RECOMENDACIONES

Realizar un estudio detallado hacia zonas proximales y distales del área de estudio y en diferentes zonas geográficas del municipio de Labateca, que permitan obtener una mayor caracterización de la roca Metasedimentaria originada por el evento de metamorfismo de contacto y así poder tener un mayor rango de análisis para diferenciar los procesos desarrollados.

Realizar un estudio geoquímico a rocas de igual clasificación sedimentaria para relacionar su composición e índice químico de alteración con las rocas que presentan Cordierita.

Realizar mayores muestreos en la zona para hallar rocas que no presenten Cordieritas tan fuertemente alteradas y así poder realizar estudios geocronológicos de la roca Corneana que aflora en la región de Labateca y poder relacionar los datos obtenidos con la historia de evolución del Macizo de Santander.

BIBLIOGRAFÍA

ALDA, Francisco Luis. Metamorfismo y rocas metamórficas. [En línea]. <http://entenderlaciencia.blogspot.com/2013/12/metamorfismo-y-rocas-metamorficas.html> [Citado en Febrero de 2015].

AYA, Enrique. Informe geológico y geoquímico de Labateca (N. de S.). Informe Interno. Bucaramanga, 1972. 14p.

DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA, UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID. Atlas de rocas ígneas. [En línea]. <https://petroigne.wordpress.com/minerales/minerales-de-alteracion/pinnita/> [Citado en Enero de 2015].

BAHLBURG, Heinrich y DOBRZINSKI, Nicole. A review of the chemical index of alteración (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations. Geological Society. London, Memoir. 2009.

BARKER, Andrew. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. United Kingdom. University of Southampton. Second Edition. Stanley Thornes. 1998.

BOINET, Thierry., BOURGOIS, Jean – Jacques y MENDOZA, Hernando. Tectónica de sobrecorrimiento en el área Pamplona – Cordillera Oriental de Colombia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología. Bucaramanga. 1982. Vol. 15, No. 29, p 81 – 97.

BOINET, Thierry., BOURGOIS, Jean – Jacques y MENDOZA, Hernando. Le poinçon de Pamplona (Colombie): un jalon de la frontière méridionale de la plaque caraïbe. Boletín Sociedad Geológica de Francia. 1985. Vol.1, No.3, p 403-413.

BOINET, Thierry. La Frontière Méridionale de la Plaque Caraïbe aux Confins Colombo – Venezueliens (Norte de Santander, Colombie): Données Géologiques. Université Pierre et Marie Curie. París. 1985.

CASTIÑEIRAS, Pedro. Láminas para las prácticas de petrología metamórfica, Principales minerales y texturas de rocas metamórficas. Universidad Complutense. Madrid. 2014.

CASTRO DORADO, Antonio. Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas. Editorial Paraninfo. Madrid, España. 2015. p 209 – 230.

CEDIEL, Fabio., SHAW, Robert y CÁCERES, Carlos. Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79. 2003. p. 815 – 848.

CHANG, Zhaoshan., VERVOOR, Jeffery., McCLELLAND, William., y KNAACK, Charles.. U-Pb Dating of zircon by LA-ICPMS. Geochemistry Geophysics Geosystems. Mayo, 2006. Vol. 7, p 1-14.

CURSO GEOLOGÍA GENERAL I. Petrología Metamórfica: Mineralogía, Estructuras, Texturas y Clasificación [En Línea] http://cuencas.fcien.edu.uy/cursos/materiales/practico_5y6_2012.pdf [Citado en Enero de 2015].

ETAYO, Fernando., BARRERO, Dario., *et al.* Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia. Publicación Geológica Especial, N° 14 –I. Bogotá D.C. 1983.

GARCIA, Carlos. Facies de Metamorfismo Regional y de Contacto. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga, Colombia. 2002.

GARCIA, Carlos. Manual de Practicas de Petrología Metamórfica. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga, 2007.

GARCÍA Carlos. Diapositivas de clase Petrología Metamórfica. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga, 2013.

GIBBS, G. V. The polymorphism of cordierite I: The crystal structure of low cordierite. Department of the Geophysical Sciences, University of Chicago, Chicago, Illions. The American Mineralogist. 1996. Vol. 51.

GOLDBERG, Karin y HUMAYUN, Munir. The applicability of the chemical index of alteration as a paleoclimatic indicator: An example from the Permian of the Parana basin, Brazil. Paleoclimatology. Science Direct. 2010, p 175 – 183.

GOLDSMITH, Richard., MARVIN, Richard y MEHNERT, Harald. Radiometric ages in the Santander Massif, eastern Cordillera, Colombian Andes: United States Geological Survey Professional Paper. 1971 Vol. 750, No. D, p. 44 – 49.

GÓMEZ JIMENEZ, Javier. Metamorfismo Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II (Módulo I), Departamento de Ciencias de la Tierra., Universidad de Zaragoza. 2006.

HESS, Paul. The Metamorphic Paragenesis of Cordierite in Pelitic Rocks. *Contr. Mineral and Petrol.* 1969, p 24, 191 – 207.

HORTON, Brian. Resolving uplift of the northern Andes using detrital zircon age signatures. 2010, p 4 – 6.

HURLBUT, Cornelius y KLEIN, Cornelis. *Manual de Mineralogía de Dana Tercera Edición*, Editorial Reverté, Barcelona, España. 1984.

LAMBERT, J. The metamorphic facies concept. *Department of Geology and Mineral.* Oxford. p 283 – 290.

LÓPEZ ISAZA, Julián Adres., VELANDIA PATIÑO, Francisco Alberto., *et al.* Geología y estructura del proyecto angostura. Algunas consideraciones genéticas. XIV Congreso Colombiano de Geología. Medellín, 2013. p 566 – 567.

METAMORFISMO Y ROCAS METAMÓRFICAS. [En línea]
<http://www.bioygeo.info/pdf/metamorficas.pdf>. [Citado en Enero de 2015].

MIER UMAÑA, Ricardo. *Manual de laboratorio de mineralogía óptica*. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga, 1990.

OTERO JAIMES, Alonso. *Ocurrencias Minerales en el Departamento de Norte de Santander*. INGEOMINAS. Informe 1685. Bucaramanga, 1975. 74p.

ORTIZ VASQUEZ, Félix María., ACOSTA ARTEAGA, Carlos Eduardo., *et al.* Geología del área de Labateca – Ragonvalia. (Cordillera Oriental de Colombia S.A). Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga, 1978. Vol. 12, No.26, p 5 – 37.

RIOS REYES, Carlos Alberto y CASTELLANOS, Oscar. Atlas de minerales vistos bajo el microscopio de luz transmitida. Universidad Industrial de Santander. Escuela de Geología. Bucaramanga, 2005.

ROLLINSON, Hugh. Using Geochemical Data: Evaluacion, Presentation, Interpretation. Pearson Education Limited. England. 1993.

ROYERO GUTIERREZ, José María y CLAVIJO TORRES, Jairo. Mapa geológico generalizado de departamento de Santander, Escala 1:400000, Memoria Explicativa, Ingeominas, Instituto de Investigación e información geocientífica, minero-ambiental y nuclear. 2001.

ROYERO GUTIERREZ, José María y ZAMBRANO, Jorge Enrique. Geología de la Plancha 111 Toledo, Norte de Santander. INGEOMINAS. Bucaramanga, 1987.

ROYERO GUTIERREZ, José María. Geología Y Geoquímica De La Plancha 111 Toledo – Norte De Santander, Memoria Explicativa, INGEOMINAS. Bucaramanga, 2001.

RUEDA GARZON, Luisa Fernanda y VILLAMIZAR PABON, Deicy Yocelin. Petrografía de los Esquistos del Silgará en la franja Matanza-Cachiri-Turbay, Santander, Colombia. Proyecto de grado. Dirigido por Carlos García y Eliecer Uribe. Universidad Industrial de Santander, facultad Físico-Químicas. Bucaramanga, 2014. 129 p.

SCHMID, Rolf, FETTES, Douglas., *et al.* Systematic Nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock, IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. 2004.

SPIKINGS, Richard Alan. The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290 - 75 Ma). University of Geneva, 2014.

TOUSSAINT, Jean - François. Evolución Geológica de Colombia. Universidad Nacional. Bogotá D.C. 1993.

TRUMPY, Daniel. Pre - Cretaceous of Colombia. Bulletin Of The Geological Society Of America. New York, 1943. Vol. 54, p 1281 - 1304.

VAN DER LELIJ, Roelant. Reconstructing north-western Gondwana with implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: a geochronological, thermochronological and geochemical study. Thèse de doctorat : University Genève, 2013, No. 4581.

WARD, Dwight. *et al.* Geología de los Cuadrángulos H - 12, Bucaramanga y H - 13, Pamplona. Departamento de Santander. Bol. Geol. Inst. Nal. Inv. Geol. Min. 21 (1 - 3): 132p. Bogotá D. C., 1973.

WARD. Dwight., GOLDSMITH Richard., *et al.* Geología del Cuadrángulo Pamplona H13, INGEOMINAS, Instituto de Investigación e Información Geocientífica, Minero-Ambiental y Nuclear. Bogotá D.C., 1977.

ANEXOS

[Los anexos pueden ser consultados en Biblioteca UIS - Sala Base de Datos]