

**MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL
SECTOR CIÉNAGA - RIO FRÍO, PROVINCIA TECTÓNICA DE SEVILLA,
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, COLOMBIA**

**ASTRID SIACHOQUE VELANDIA
DIEGO ANDRÉS LONDOÑO GONZÁLEZ**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2013**

**MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL
SECTOR CIÉNAGA - RIO FRÍO, PROVINCIA TECTÓNICA DE SEVILLA,
SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, COLOMBIA**

**ASTRID SIACHOQUE VELANDIA
DIEGO ANDRÉS LONDOÑO GONZÁLEZ**

**Trabajo de grado para optar a los títulos de
GEÓLOGO**

**Director:
CARLOS ALBERTO RÍOS
Geólogo PhD.**

**Codirector
OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN
Geólogo MS**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2013

AGRADECIMIENTOS

Especialmente a nuestros directores los Geólogos y Profesores PhD. Carlos Alberto Ríos y MSc. Oscar Mauricio Castellanos, quienes con sus conocimientos fueron la base para el inicio de este trabajo, y estuvieron pendientes acompañándonos durante el desarrollo de la tesis.

A la Escuela de Geología por brindarnos el material y los equipos necesarios para la realización del proyecto y a los profesores que amablemente nos colaboraron con la resolución de dudas y nos compartieron sus conocimientos.

“A Dios por ser el motor más fuerte para trabajar en este proyecto y a través de sus bendiciones me dio la oportunidad de culminar esta periodo con mucho éxito. A mis padres por su total entrega, amor y sacrificio, brindándome todo lo necesario para cubrir mi carrera, apoyándome y confiando plenamente en mí. A mis familiares que siempre han creído en mis capacidades y han estado presentes en cada logro de mi vida, manifestándome todo su afecto. A mis amigos con los cuales viví momentos inolvidables y al final fueron el mejor complemento para cerrar esta grandiosa etapa de mi vida”.

Astrid Siachoque Velandia

“A mis padres de los cuales siempre recibí su apoyo incondicional. A mi hermano mayor Juan Manuel con el que siempre he contado en mi vida. A mi hermanita Valentina que ha sido la alegría e inspiración más grande de mi familia. A mi Anita por todo su amor y comprensión. Y a todos mis amigos y demás familiares por su colaboración en cada momento de la vida”.

Diego Andrés Londoño González

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	19
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	20
2. JUSTIFICACIÓN	21
3. OBJETIVOS	22
3.1. OBJETIVO GENERAL	22
3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS	22
4. LOCALIZACIÓN	23
5. METODOLOGÍA	24
5.1 FASE DE RECOLECCIÓN BIBLIOGRÁFICA	24
5.2 FASE DE PREPARACIÓN DE MATERIALES GEOLÓGICOS	25
5.3 FASE DE DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA	25
5.4. FASE DE CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y PETROGRÁFICA	25
5.5 FASE DE INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	26
5.6 FASE DE ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	27
6. ANTECEDENTES	28
7. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	30
8. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	38
8.1 GRANULITA DE LOS MANGOS (Pgm)	38
8.1.1 Descripción Litológica.	38
8.1.2 Contactos	39
8.1.3 Edad Y Correlación.	39
8.1.4 Génesis.	39
8.2 NEIS DE BURITACA (PZnb)	40
8.2.1 Descripción Litológica.	40
8.2.2 Contactos.	40
8.2.3 Edad Y Correlación	40

8.2.4 Génesis.	40
8.3 ESQUISTO DE SAN LORENZO (MZsl1)	41
8.3.1 Descripción Litológica.	41
8.3.2 Contactos.	41
8.3.3 Edad Y Correlación.	41
8.3.4 Génesis.	42
8.4 MÁRMOLES DE CIÉNAGA (Kmc)	42
8.4.1 Descripción Litológica.	42
8.4.2 Contactos.	42
8.4.3 Edad Y Correlación.	42
8.5 BATOLITO DE SANTA MARTA Y PLUTÓN DE BURITACA (Esmb-cd)	43
8.5.1 Descripción Litológica	43
8.5.2 Contactos.	43
8.5.3 Edad Y Correlación.	44
8.5.4 Génesis.	44
9. PETROGRAFIA	45
9.1 MÁRMOLES PUROS	47
9.2 ROCAS SILICEO CARBONATADAS	49
9.3 MÁRMOLES IMPUROS	51
9.4 ESQUISTOS CLORÍTICOS	55
9.5 ESQUISTOS ACTINOLITICOS	58
9.6 ESQUISTOS CUARZO FELDESPÁTICOS	61
9.7 ESQUISTOS CUARZO-MICÁCEOS	63
9.8 NEIS CUARZO ACTINOLITICO	66
9.9 NEIS CUARZO MICACEO	68
9.10 NEISES ANORTOSITICOS	70
9.11 ANFIBOLITAS	74
9.12 NEISES ANFIBOLICOS	76
9.13 GRANULITAS	81
10. METAMORFISMO	84

10.1 METAMORFISMO DE MEDIA PRESION/TEMPERATURA (SERIES CIANITA-SILIMANITA)	88
10.2 FACIES PRHENITA PUMPELLYTA (SEGMENTO 1)	90
10.3 FACIE ESQUISTOS VERDES (SEGMENTO 2)	90
10.4 FACIES ANFIBOLITAS (SEGMENTO 3)	92
10.4.1 Facie Epidota Anfibolita.	92
10.4.2 Facie Anfibolita.	95
10.5 FACIES GRANULITAS (SEGMENTO 4)	96
10.6 METAMORFISMO PRÓGRADO Y METAMORFISMO RETRÓGRADO	97
11. CONCLUSIONES	100
BIBLIOGRAFIA	103

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Trabajos anteriores relacionados a la Provincia de Sevilla, SNSM	28
Tabla 2. Ocurrencia mineralógica en los diferentes litotipos encontrados en la zona de estudio.	46
Tabla 3. Asociaciones minerales de los litotipos indicando las diferentes facies y subfacies de metamorfismo presentes en la zona de estudio	84
Tabla 4. Reacciones químicas presentes en la secuencia metamórfica en estudio.	89

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Mapa de Colombia mostrando la ubicación de la SNSM (Tomado de Porta, 2005). Mapa de la SNSM con la ubicación de la zona de estudio (polígono marrón) (Modificado de Tschanz <i>et al.</i> , 1969).	23
Figura 2. Flujo de trabajo propuesto para el desarrollo de la metodología.	24
Figura 3. Equipo Utilizado. Microscopio de Luz Transmitida marca NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada: Digital Sight DS-SM y Digital Sight DS-L1.	26
Figura 4. Ubicación de la Placa Caribe. Tomado de Bustamante <i>et al.</i> , (2003)	31
Figura 5. Zona Metamórfica Ruma en el Caribe. Tomado de MacDonald <i>et al.</i> , (1971).	32
Figura 6. Modelo de la evolución geológica de la Placa Caribe de acuerdo a un origen "Pacífico". Tomado de Pindell <i>et al.</i> , 2006.	34
Figura 7. Esquema representativo de la génesis de la Placa Caribe entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, según el modelo "Inter-Americano". Tomado de Giunta <i>et al.</i> , 2006.	36
Figura 8. Mármoles Puros en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Diferentes generaciones de Calcita en contacto con la Moscovita (Aumento 5X); (c), (d): Zircones que se encuentran en contacto con la Moscovita y la Calcita (Aumento 20X).	48
Figura 9. Rocas Silíceo Carbonatadas en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Vetilla de Calcita dentro de la roca, se observan cristales de Zoisita y Biotita en contacto con estas. (Aumento 5X); (c), (d): Cristales alargados de Moscovita en contacto con el Cuarzo y la Calcita (Aumento 5X).	51
Figura 10. Mármoles impuros en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Diferentes generaciones de Calcita en contacto con los cristales de Tremolita. Se observa la relación entre la	

- Calcita y el mineral en desarrollo hacían los bordes, clasificado como Sepiolita (Aumento 5X); (c), (d): Calcita en contacto con el Cuarzo la Moscovita. Se observan minerales opacos que exhiben oxidación alrededor de sus bordes (Aumento 5X). 55
- Figura 11. Esquistos Cloríticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales irregulares de Clorita intercalados con lentes de Cuarzo y rodeados por pequeños cristales de Epidota y Zoisita (Aumento 5X). (c), (d): Vetilla de Calcita rodeada por cristales de Cuarzo, Epidota y Esfena (Aumento 5X). 57
- Figura 12: Esquistos Actinolíticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales de Actinolita en contacto con Cuarzo y Plagioclasa. Se observa una textura granonematoblástica (Aumento 5X). (c), (d): Cristales de Plagioclasa en contacto con Actinolita y Cuarzo. Se observan cristales de Zoisita de tamaño de grano muy fino con su color de interferencia azul anómalo (Aumento 10X). 60
- Figura 13: Esquistos Cuarzo Feldespáticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Contacto entre bandas de Cuarzo y bandas poliminerale de Hornblenda y Actinolita que determinan la esquistosidad de la roca (Aumento 5X). 63
- Figura 14: Esquistos Cuarzo-Micáceos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Porfidoblásto de Granate envuelto en cristales de Moscovita (Aumento 5X). (c), (d): Granate fracturado envuelto en una microestructura deformacional por la acción de los Cuarzos (Aumento 5X). 65
- Figura 15: Neis Cuarzo Actinolítico en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales de Actinolita paralelos a los cristales de Cuarzo mostrando la foliación principal de la roca (Aumento 5X). (c), (d): diferentes formas de Esfena envueltos en una matriz cuarzosa (Aumento 5X). 68

- Figura 16: Neises Cuarzo Micáceos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales de Epidota y Moscovita envueltos en una matriz cuarzosa, evidencias de milonitización (Aumento 5X). (c), (d): bandas de Cuarzo intercaladas con cristales de Moscovita mostrando la dirección principal de foliación (Aumento 5X). 70
- Figura 17: Neises Anortosíticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cuarzo y Plagioclasa en contacto con pequeños cristales de Biotita y Actinolita (Aumento 5X). (c), (d): Clinozoisita en contacto con Plagioclasa, Esfena y Epidota (Aumento 5X). 73
- Figura 18: Anfibolitas en sección delgada. (a), (b): Cristales de Actinolita mostrando sus diferentes colores de interferencia y algunos alterados por Clorita hacia los bordes (Aumento 5X); (c), (d): Porfidoblástos de Hornblenda de diferentes formas rodeados por minerales opacos y pequeños cristales de Cuarzo y Plagioclasa en mínima proporción (Aumento 5X). 76
- Figura 19: Neises Anfibólicos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Porfidoblástos de Hornblenda mostrando una orientación preferencial y en contacto con Plagioclasa y Biotita. (Aumento 5X); (c), (d): Sericita invadiendo la Plagioclasa de borde a centro (Aumento 5X); (e), (f): diferentes formas de la Hornblenda, cristales tabulares fracturados y sin una orientación preferencial (Aumento 5X). 80
- Figura 20: Granulitas en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Blastos aciculares de Actinolita en matriz de Clorita por alteración de Granate fragmental (Aumento 5X); (c), (d): Textura mesopertítica típica en rocas Granulíticas (Aumento 10X.); (e), (f): Textura de Granulita Cuarzo-Feldespática con textura coronítica de sobrecimiento en agregados de Epidota sobre mineral opaco (Aumento 5X). 83

- Figura 21. Diagrama de facies mostrando las ocho principales facies del metamorfismo y los segmentos por los cuales se presenta la secuencia metamorfica estudiada indicando las facies metamórficas presentes para cada unidad. Tomado y modificado de Spear 1993. 88
- Figura 22. Gráfica de porcentaje modal contra temperatura para la transición entre la facie Esquistos Verdes y Anfibolitas realizada por Apter y Liou (1983). 94
- Figura 23. Ocurrencia de reacción 13. A la izquierda PPL, a la derecha XPL. (a), (b): Abundante contenido de Piroxenos en contacto con minerales opacos tipo Ilmenita-Magnetita. 97
- Figura 24. Evidencias de metamorfismo retrógrado. A la izquierda PPL, a la derecha XPL. (a), (b): Blastos aciculares de Actinolita en matriz de Clorita por alteración de Granate fragmental (Aumento 5X); (c), (d): Textura de Granulita Cuarzo-Feldespática con textura coronítica de sobrecimiento en agregados de Epidota sobre mineral opaco (Aumento 5X). 99

RESUMEN

TITULO: MINERALOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL SECTOR CIÉNAGA - RIO FRÍO, PROVINCIA TECTÓNICA DE SEVILLA, SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, COLOMBIA¹

**AUTORES: SIACHOQUE VELANDIA ASTRID
LONDOÑO GONZÁLEZ DIEGO ANDRÉS ²**

PALABRAS CLAVES: Ciénaga – Rio Frío, litotipos metamórficos, rocas carbonatadas, metapelitas, metabasitas, facies, progradación, retrogradación.

DESCRIPCIÓN

En el presente trabajo se exponen los resultados del análisis macroscópico y microscópico de la zona que abarca desde Ciénaga hasta Rio Frío, en la cual afloran una variedad de rocas metamórficas pertenecientes a la provincia tectónica de Sevilla, Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. Los litotipos metamórficos definidos y analizados en este estudio son trece (13), los cuales corresponden a: Mármoles Puros, Rocas Silíceo Carbonatadas, Mármoles Impuros, Esquistos Cloríticos, Esquistos Actinolíticos, Esquistos Cuarzo Feldespáticos, Esquistos Cuarzo Micáceos, Neis Cuarzo Actinolítico, Neis Cuarzo Micáceo, Neises Anortosíticos, Anfibolitas, Neises Anfibólicos y Granulitas, con una gran variedad de protolitos que incluye desde rocas sedimentarias arenosas, siliciclásticas y calcáreas y rocas ígneas como granodioritas y gabros. La diferencia entre protolitos genera materiales composicionales de tipo pelítico, calcáreo, cuarzo feldespático, y máfico intercalado en la secuencia. La evolución metamórfica propuesta se toma como una aproximación de manera general, sin embargo no es una curva de P/T que afecta a todas las unidades en conjunto. Esta secuencia se divide en dos fases de evolución metamórfica, donde la ocurrencia de un metamorfismo prógrado se evidencia en el aumento de P/T que va desde la facie Phrenita-Pumpellyta (Segmento 1), Esquistos Verdes (Segmento 2), Anfibolitas (Segmento 3), hasta la facie Granulita (Segmento 4); sin embargo se encontraron rocas con texturas y minerales que indican la ocurrencia de un metamorfismo retrógrado al final de la secuencia (Segmento 5). Diferentes estudios realizados en esta región asocian el metamorfismo retrógrado al contexto tectónico de la zona, en el cual se presenta un mecanismo de exhumación debido a la subducción de la placa del Caribe por debajo de la placa Americana.

¹ Proyecto de Grado

² Facultad de Físicoquímicas. Escuela de Geología. Director: PhD Carlos Alberto Ríos Reyes. Codirector: MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcon.

ABSTRACT

TITLE: "MINERALOGY AND PETROLOGY OF THE METAMORPHIC ROCKS OF THE ZONE CIÉNAGA – RIO FRÍO, TECTONIC PROVINCE OF SEVILLA, SIERRA NEVADA DE SANTA MARTA, COLOMBIA"³

**AUTHORS: ASTRID SIACHOQUE VELANDIA
DIEGO ANDRES LONDOÑO GONZALEZ⁴**

KEYWORDS: Ciénaga – Rio Frío, metamorphic lithotypes, metabasite, metapelite, carbonated rocks, progradation, retrogression, facies

DESCRIPTION

In this paper it presents the results of the macroscopic and microscopic analysis made to the area of Ciénaga – Rio Frío, which emerge in a variety of metamorphic rocks belonging to the tectonic province of Seville, Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. The metamorphic lithotypes defined and analyzed in this study are thirteen (13), which correspond to: Pure Marble, Siliceous Carbonated rocks, Impure Marble, Chloritic Schists, Actinolite Schists, Quartz Feldspathic Schists, Quartz Micaceous Schist, Anorthositic Gneisses, Amphibolites, Amphibolites Gneisses and Granulites, with a variety of protoliths ranging from sedimentary rocks siliciclastic and calcareous, volcano - sedimentary rocks and igneous rocks as granodiorites and gabros. The difference between protoliths generates many types of compositional materials like as limestone, quartz feldspar, pelitic and mafic intercalated in the sequence. The metamorphic evolution proposal is taken as a general approximation, however, it not a curve of P/T which affect all the units together. This sequence is divided in two phases of metamorphic evolution, where the occurrence of a prograde metamorphism evidenced by the increase in P/T from Phrenita-Pumpellyta facie (Segment 1), Greenschist facie (Segment 2), Amphibolites facie (Segment 3) until the granulite facie (Segment 4); however, was found rocks and minerals with textures that indicates the occurrence of a retrograde metamorphism in the end of the sequence (Segment 5). Different studies conducted in this region has been associated the retrograde metamorphism to the tectonic context of the area, which provides a mechanism for exhumation due to the subduction of the Caribe pate beneath the American plate.

³ Degree Work

⁴ Physical-Chemical Faculty. Geology School. Director: Ph.D Carlos Alberto Ríos Reyes. Codirector: MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcón.

INTRODUCCIÓN

La Sierra Nevada de Santa Marta es una de las regiones geológicamente más interesantes y complejas de la parte septentrional de Suramérica. Puede ser dividida en dos diferentes regiones, la región noroeste y la región sureste, separadas por el lineamiento de Sevilla. Este lineamiento pudo haber sido un importante límite de placas desde el Pérmico hasta el Eoceno, a lo largo del cual se desarrolló la faja metamórfica que lleva su nombre, y que controló el emplazamiento y generación de magmas entre el Pérmico y el Jurásico (Tschanz et al., 1969). La provincia de Sevilla ubicada al noreste, es esencialmente un cinturón polimetamórfico con tendencia noreste, compuesto de gneises y esquistos, que alberga bloques alóctonos de la provincia de Sierra Nevada, e intruído por rocas plutónicas que datan del Pérmico, Mesozoico y Cenozoico (MacDonald et al., 1971; Tschanz et al., 1974).

Es necesario resaltar que para interpretar la evolución geológica más consistente de la Sierra Nevada de Santa Marta hace falta tener información más precisa acerca de la petrografía de las unidades metamórficas. Se debe tener en cuenta que las rocas metamórficas constituyen un conjunto de gran diversidad en cuanto a mineralogía, estructura y composición química. La clasificación de estas rocas requiere de estudios mineralógicos y petrográficos (entre otros), que permitan diferenciar todas las características composicionales y texturales, con el fin de llegar a una interpretación de las condiciones de formación y naturaleza del protolito. El presente trabajo contiene un análisis de la mineralogía y petrografía de la secuencia polimetamórfica del sector de Ciénaga-Río Frio, a fin de determinar sus rasgos microestructurales y texturales y así contribuir en la comprensión de la historia del metamorfismo en esta región.

1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Dada la complejidad geológica de la Sierra Nevada de Santa Marta la cual se refleja en el amplio y azaroso modelo de las edades expuestas por dataciones radiométricas en las unidades de las planchas 11 Santa Marta y 18 Ciénaga; las relaciones estructurales y las consideraciones geológicas entre los tres cinturones, la caracterización mineralógica y petrográfica de las unidades litológicas de la región de Sevilla, se consideran como una herramienta para determinar la evolución tectono-metamórfica con el fin de sugerir deducciones sobre la historia y los tipos de metamorfismo en esta región.

¿Cuál sería el alcance de los estudios petrográficos en el momento de generar mayores interpretaciones en la definición de la evolución geológica de una región? El problema que se presenta y por el cual se plantea este proyecto se deriva de la intención de definir los rasgos a escala macroscópica y las características petrográficas (textura y microestructura, constituyentes minerales, paragénesis, alteraciones) de las rocas metamórficas que afloran en el sector de Ciénaga - Rio Frío, provincia tectónica de Sevilla, aportando nuevas evidencias desde el punto de vista mineralógico y petrográfico, que podrían combinarse con datos de composición mineral a fin de reconocer diferentes litotipos de rocas metamórficas, lo cual será fundamental en la revisión de la litoestratigrafía de las unidades metamórficas en mención.

Por estas razones, las observaciones incluidas en este estudio deben entenderse sólo como una aproximación al conocimiento de una limitada región marginal de la Sierra Nevada de Santa Marta (la cubierta por este trabajo), presentadas esencialmente con la intención de demarcar algunas alternativas para el desarrollo de futuros trabajos.

2. JUSTIFICACIÓN

En la zona que abarca desde Ciénaga hasta Rio Frio afloran una variedad de rocas metamórficas pertenecientes a la provincia tectónica de Sevilla. Este territorio de gran interés geo-científico por su constitución, ubicación y configuración actual, requiere para su esclarecimiento, de la integración de datos y estudios en diversas áreas del conocimiento geológico. Las rocas metamórficas pueden tener intereses económicos como investigativos, lo cual requiere una revisión detallada de las características mineralógicas de cada una de ellas y así determinar los beneficios que se podrían obtener. Actualmente, existen empresas interesadas en explotar algunos de estos geomateriales como agregados pétreos en la industria de la construcción, sin embargo, es necesario tener un completo conocimiento sobre sus características petrográficas a fin de que en futuros estudios se evalúe las posibilidades de explotación e estas materias primas en nuestro país.

En consecuencia, del trabajo de campo realizado en el sector de Ciénaga - Rio Frío y de la mineralogía encontrada en las unidades pertenecientes a esta zona, se hace necesario tener un completo conocimiento petrográfico y realizar una descripción sistemática de cada muestra con el fin de clasificar los litotipos presentes, estableciendo las asociaciones litológicas existentes y posteriormente, tratar de redefinir las unidades geológicas propuestas en estudios anteriores contribuyendo en el análisis de la historia y del metamorfismo en esta región.

3. OBJETIVOS

3.1. OBJETIVO GENERAL

Elaborar un estudio detallado de las características mineralógicas y petrográficas de la secuencia metamórfica aflorante en el sector Ciénaga - Río Frío, Provincia Tectónica de Sevilla, Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia.

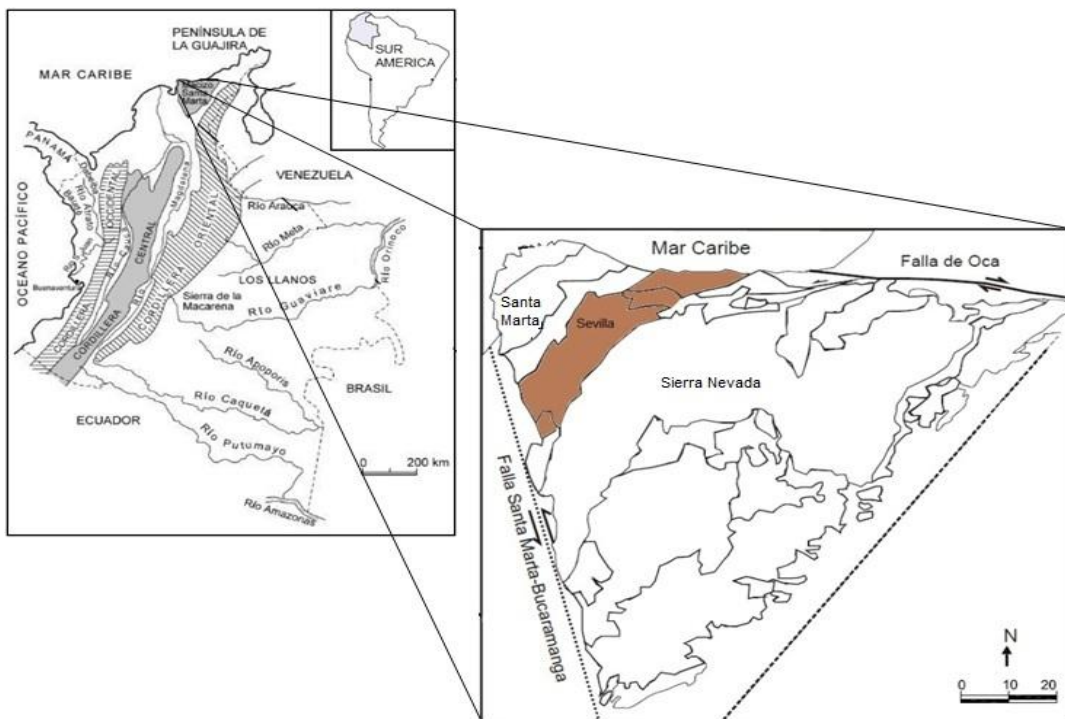
3.2. OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Realizar la revisión de la cartografía geológica a escala 1:25.000 de las unidades de roca que afloran en el área de estudio presentes en estudios anteriores.
- Realizar una caracterización mineralógica y petrográfica de las rocas encontradas, definiendo sus rasgos texturales y composicionales, con el fin de determinar las paragénesis minerales.
- Comparar los rasgos litoestratigráficos encontrados en la bibliografía existente con las unidades geológicas que abarca este proyecto.
- Contribuir en la comprensión de los procesos metamórficos, sugiriendo deducciones sobre la historia y los tipos de metamorfismo en esta región.

4. LOCALIZACIÓN

La Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) es el macizo montañoso costero más elevado del mundo, localizado en la región Caribe de Colombia entre las latitudes $9^{\circ} 55' N$ y $11^{\circ} 22' N$ y longitudes $72^{\circ} 30' W$ y $74^{\circ} 12' W$, con un área de 13.700 km^2 y una elevación máxima de 5.700 msnm (Tschanz *et al.*, 1974). Se encuentra limitada al norte por el Mar Caribe, al este por la falla de Oca y al oeste por la falla Santa Marta-Bucaramanga, y está dividido en tres provincias geotectónicas con series metamórficas distintivas (Tschanz *et al.*, 1969) que de oriente a occidente son: Sierra Nevada, Sevilla y Santa Marta.

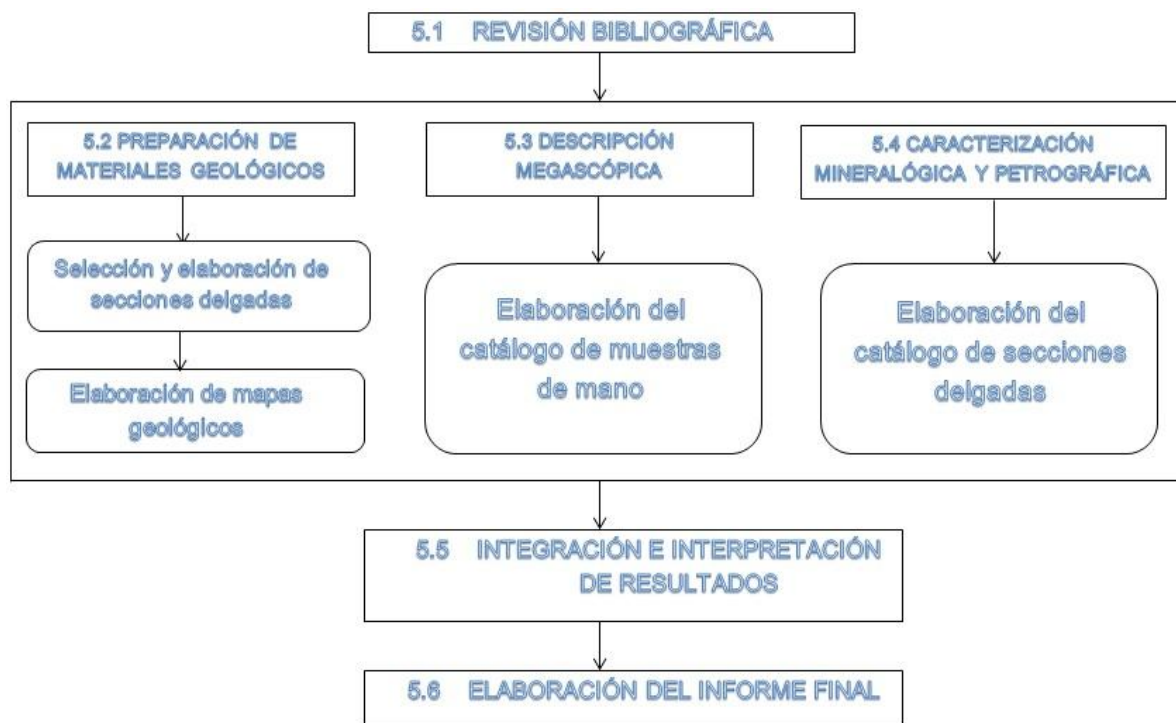
Figura 1. Mapa de Colombia mostrando la ubicación de la SNSM (Tomado de Porta, 2005). Mapa de la SNSM con la ubicación de la zona de estudio (polígono marrón) (Modificado de Tschanz *et al.*, 1969).



5. METODOLOGÍA

La metodología propuesta para llevar a cabo este trabajo consta básicamente de seis fases descritas a continuación:

Figura 2. Flujo de trabajo propuesto para el desarrollo de la metodología.



5.1 FASE DE RECOLECCIÓN BIBLIOGRÁFICA

Comprende todas las actividades que conduzcan al dimensionamiento y contextualización del área de estudio. Esta fase se desarrollará en la totalidad del tiempo de ejecución del proyecto, recurriendo a diversas fuentes como publicaciones, trabajos de campo y revistas geológicas. El resultado de esta fase es la generación del capítulo acerca de la revisión y el análisis de los estudios

anteriores a fin de medir el estado del arte, que sirva como punto de partida para medir los nuevos aportes del proyecto planteado.

5.2 FASE DE PREPARACIÓN DE MATERIALES GEOLÓGICOS

Se llevará a cabo la selección y remarcación de los materiales geológicos recolectados durante la fase de campo por los grupos anteriores. Posteriormente, se cortaran las muestras escogidas para la elaboración de las secciones delgadas para su caracterización petrográfica. Los productos a entregar constan de una colección de muestras de mano, secciones delgadas debidamente etiquetadas y mapas geológicos y de muestreo de la zona de estudio.

5.3 FASE DE DESCRIPCIÓN MEGASCÓPICA

Esta fase contempla la descripción megascópica de las muestras de rocas metamórficas e ígneas recolectadas en la zona de campo, con el fin de determinar no solo su carácter estructural y composicional sino también los litotipos aflorantes. El resultado de esta fase es la entrega del catálogo de muestras de roca recolectadas durante la fase de campo, con la descripción de los rasgos a escala megascópica, con su correspondiente archivo fotográfico.

5.4. FASE DE CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y PETROGRÁFICA

Durante esta fase se llevará a cabo el análisis petrográfico de secciones delgadas, el cual consiste en la descripción de los rasgos texturales de las rocas, la identificación tanto de minerales mayores, menores y accesorios, la determinación de la ocurrencia de microtexturas de deformación, del protolito y de las

asociaciones mineralógicas de equilibrio (paragénesis) con el fin de hacer una estimación cualitativa del grado metamórfico y posteriormente clasificar la roca. Finalmente se entregará el catálogo de secciones delgadas, con la caracterización mineralógica y petrográfica, acompañado de microfotografías en PPL y XPL.

Figura 3. Equipo Utilizado. Microscopio de Luz Transmitida marca NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada: Digital Sight DS-SM y Digital Sight DS-L1.



5.5 FASE DE INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

Con base en los catálogos de muestras y de secciones delgadas elaborados, se procede a realizar el análisis de los resultados obtenidos con el fin de elaborar el capítulo del libro en el cual se destacan los nuevos aportes del proyecto planteado.

5.6 FASE DE ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

En la cual se llevará a cabo la preparación del informe final del proyecto desarrollado, como último producto para entregar, plasmando los resultados de la investigación.

6. ANTECEDENTES

A continuación se presentan los trabajos anteriores realizados en la SNSM que tienen relación con las unidades geológicas cubiertas en el presente trabajo, correspondiente a la provincia de Sevilla (Tabla 1). De estos cabe destacar el estudio más completo realizado hasta ahora en la Sierra Nevada de Santa Marta, Tschanz *et al.*, (1969), el cual es la principal referencia en la elaboración de la cartografía geológica; y el estudio realizado por el INGEOMINAS (2007), del cual se toman como referencia las unidades geológicas que afloran en el sector de Ciénaga Rio-Frío (área de estudio del presente trabajo).

Tabla 1. Trabajos anteriores relacionados a la Provincia de Sevilla, SNSM

AUTOR	PUBLICACIÓN	DESCRIPCIÓN	AÑO
Radelli	Contribución a la geología y de la petrografía del Macizo de Santa Marta	Asigna el nombre de serie Santa Marta	1962
Tschanz <i>et al.</i>	Geology of the Santa Marta área (Colombia)	División de los esquistos de Santa Marta	1969
Tschanz <i>et al.</i>	Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia	Geocronología K-Ar de diferentes unidades de la Sierra Nevada de Santa Marta, incluyendo los esquistos de Santa Marta. Sugieren la existencia de un evento metamórfico Cretácico	1974
Ordoñez, Pimentel y Morales	Granulitas de los Mangos, un fragmento Grenvilliano en la parte oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta	Definen las rocas de alto grado metamórfico (granulitas de los Mangos) que se constituyen en el basamento de la porción oriental de la SNSM	2002
Hernández y Clavijo	Geología de las Planchas 11 y 18. Santa Marta – Ciénaga	Cartografía y petrografía del Batolito de Santa Marta	2003

AUTOR	PUBLICACIÓN	DESCRIPCIÓN	AÑO
INGEOMIN AS	Geología de las Planchas 11,12,13,14,18,19,20,21,2 5,26,27, 33 y 34	Evolución geohistórica de la Sierra Nevada de Santa Marta	2007
Zuluaga y Stowell	Late Cretaceous Paleocene metamorphic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta	Actividad tectónica del cinturón metamórfico del cretácico tardío-paleoceno en el macizo de la SNSM	2011

7. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La transición en el norte de los Andes colombianos por la región Caribe es caracterizada por varios macizos aislados rodeados por cuencas Cenozoicas. Esta configuración está relacionada a la migración Este-Noroeste de la placa Caribe en el Meso-Cenozoico tardío y el escape tectónico del bloque andino norte relacionado a la subducción de la placa pacífica (Muessig, 1984; Kellogg, 1984; Macellari, 1995; Colletta *et al.*, 1997; Taboada *et al.*, 2000; Montes *et al.*, 2005).

La Placa Caribe es un fragmento litosférico ubicado entre las placas Norteamericana y Suramericana, limitada el Este y al Oeste por sistemas convergentes de arcos magmáticos (Istmo de América Central y las Antillas Menores) (Giunta *et al.*, 2006), y al Norte y al Sur por zonas de cizalla con tendencia Este-Oeste que se encuentran desmembrando cinturones orogénicos deformados, probablemente alóctonos (Cinturón de Motagua en Guatemala, las Antillas Mayores y las Cordilleras del Norte de Venezuela) (Giunta *et al.*, 2002) (Figura 4). Algunos de estos elementos corresponden a zonas de sutura generadas durante el Cretácico – Terciario Temprano que reflejan la colisión del Caribe con Suramérica (Giunta *et al.*, 2002; Giunta *et al.*, 2003). El cinturón deformado del Sur, fue llamado por MacDonald *et al.*, (1971) como Zona Metamórfica de Ruma y se extiende desde Aruba hasta Santa Marta (Colombia) (Figura 5).

El espesor de la placa actual varía desde anormalmente delgada (3-5 km al sureste de la cuenca de Venezuela) a normal (6-8 km al oeste del Ridge de Beata), hasta gruesa con 20 km en la parte central de la cuenca de Venezuela y de 10 a 22 km en la cuenca de Colombia (revisión en James, 2007) (Figura 4).

Debido a la heterogeneidad en el espesor de la Placa Caribe, su interacción con placas adyacentes resulta en diferentes procesos incluyendo acreción, levantamiento, magmatismo (o ausencia de este), deformación y fallamiento (Cloos, 1993); fenómenos que se encuentran registrados en los diferentes fragmentos oceánicos acrecionados, complejos metamórficos y cinturones deformados dispersos a lo largo de la margen.

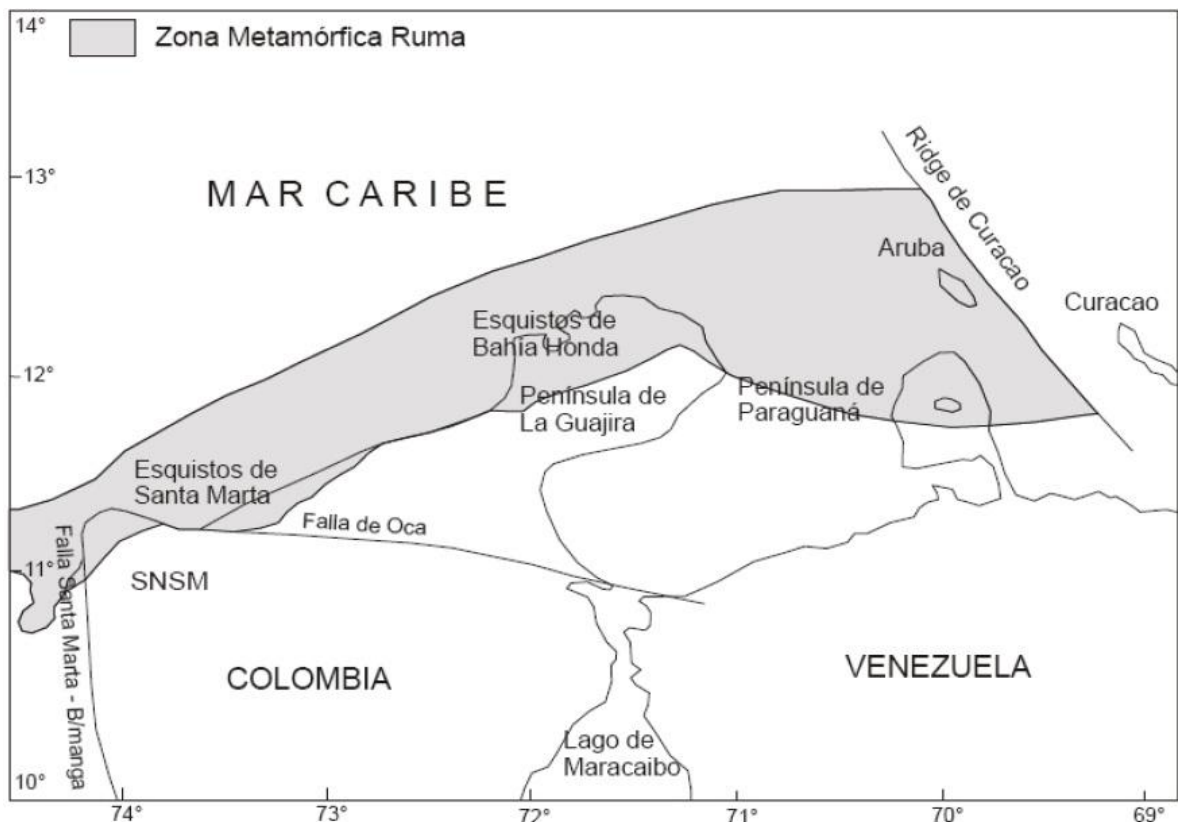
Figura 4. Ubicación de la Placa Caribe. Tomado de Bustamante et al., (2003)



La evolución geológica de la Placa Caribe ha sido muy debatida y hasta la fecha existen dos modelos principales para explicarla. El modelo "Pacífico" es el de mayor aceptación, ya que integra evidencias de carácter regional para plantear la hipótesis de un posible origen Pacífico para la Placa Caribe. Este modelo es desarrollado por Pindell y Barrett (1990), y sucesivamente actualizado por Pindell y colaboradores (Pindell et al., 2005, 2006). De otro lado, el modelo "Inter-Americano", asigna un origen entre las Américas para la Placa Caribe. Este modelo es desarrollado por Giunta *et al.*, (2003) y James (2007).

Aunque ambos modelos difieren en el origen de la Placa Caribe, concuerdan en que su evolución desde el Mioceno hasta el presente consiste en una deformación de los límites norte y sur de la placa debido a la interacción con las placas Norteamericana y Suramericana, generando cuencas de pull-apart al Norte y cabalgamientos, movimientos transcurrentes y rifting al Sur (Meschede y Frisch, 1998; Giunta et al., 2003; Giunta et al., 2006).

Figura 5. Zona Metamórfica Ruma en el Caribe. Tomado de MacDonald et al., (1971).



A continuación se presenta una discusión de ambos modelos de forma sintetizada mostrando la evolución de la Placa Caribe:

(a) Modelo “Pacífico” (Figura 6): Este propone que en el Jurásico y Cretácico Temprano se forma el Proto – Caribe, una placa oceánica normal generada por un

rift formado cuando Norteamérica y Suramérica se separan del Supercontinente Pangea (Burke *et al.*, 1984; Pindell y Barrett, 1990). La Placa Pacífico es subducida bajo la nueva corteza oceánica (subducción hacia el Este desarrollándose así el Gran Arco del Caribe (Proto – Antillas).

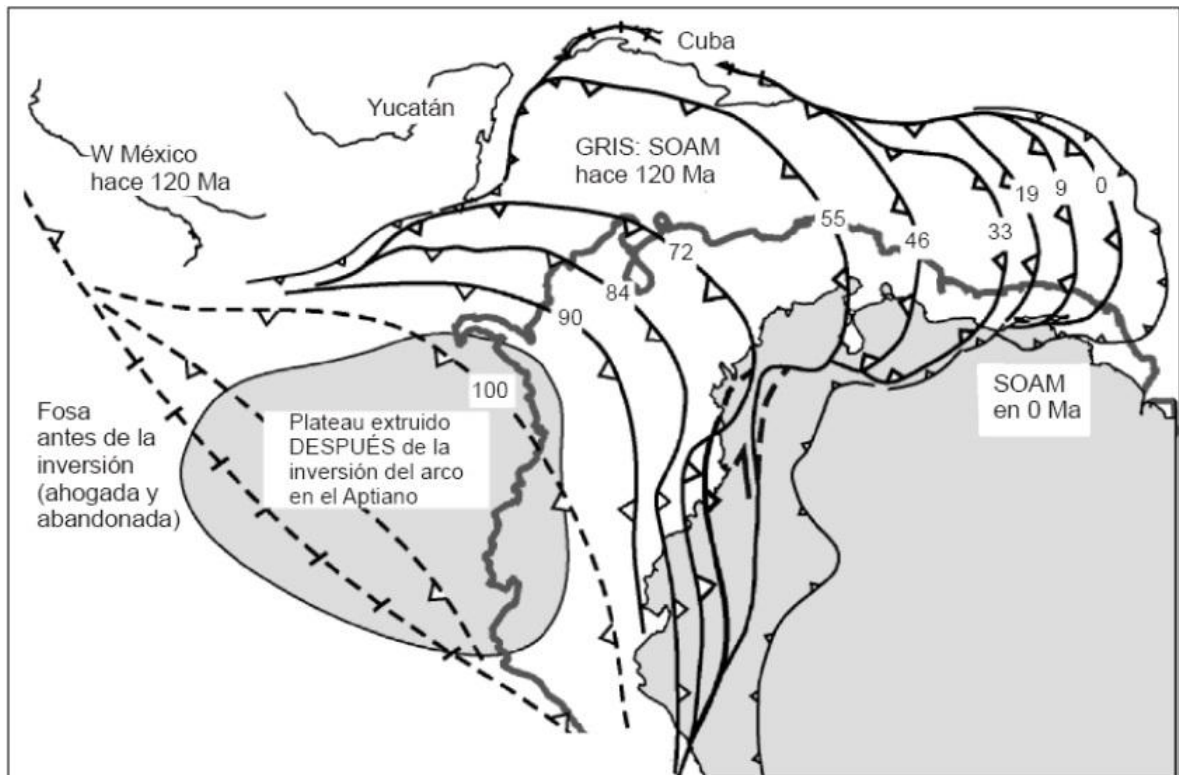
Hace aproximadamente 123 Ma se producen los primeros derrames que generan un plateau oceánico (Plateau del Caribe) asociados al magmatismo probablemente en la pluma de Galápagos (Kerr *et al.*, 2003; Thompson *et al.*, 2003). Sin embargo, el evento de mayor magnitud se produce hace 92 a 88 Ma (a comienzos del Cretácico Tardío) (Kerr *et al.*, 1998; 2003). Debido a las diferencias geoquímicas de las rocas pertenecientes a este evento, se han planteado dos hipótesis: 1) el Plateau del Caribe era heterogéneo debido a cambios en la composiciones de la fuente de la pluma a lo largo de su evolución; 2) existían dos plateaus diferentes de edad similar, Caribe y Gorgona, relacionados a diferentes plumas en el Pacífico (Galápagos, y Sala y Gómez) (Mamberti *et al.*, 2003; Thompson *et al.*, 2003; Kerr y Tarney, 2005). Por otro lado, Pindell (2004), sugiere que la generación del Plateau del Caribe no está relacionada a la pluma de Galápagos, sino a la subducción del centro de expansión Proto – Caribe bajo el Gran Arco durante el Cretácico.

Ha sido reportada también la existencia de un tercer episodio de magmatismo de la pluma de Galápagos entre 76 y 72 Ma (Duncan y Hargraves, 1984; Mamberti *et al.*, 2002; Kerr *et al.*, 2003; Kerr y Tarney, 2005), cuyo registro se encuentra disperso también en el Caribe y al que podrían asociarse los fragmentos oceánicos de la SNSM, según edades obtenidas en circones detríticos de la Formación Concha.

En el Cretácico Medio se produce un cambio en la polaridad, de Este a Oeste de la subducción del Gran Arco. Esta inversión fue inicialmente atribuida a un bloqueo producido por el Plateau del Caribe al llegar a la zona de subducción (Pindell y

Barrett, 1990); sin embargo, esto ha sido refutado ya que, como se mencionó anteriormente, el principal pulso generador del plateau ocurrió en el Cretácico Tardío (Kerr *et al.*, 1998), y la inversión de la polaridad es anterior a este evento (Cretácico Medio). El mecanismo por el cual se produce la inversión no es aun claro, pero posiblemente involucró una fase intermedia de movimientos transcurrentes sinestrales a lo largo del arco (Pindell *et al.*, 2006).

Figura 6. Modelo de la evolución geológica de la Placa Caribe de acuerdo a un origen “Pacífico”. Tomado de Pindell *et al.*, 2006.



Como resultado de la inversión, se acelera el desplazamiento de la Placa Caribe hacia el Este por la subducción del Proto – Caribe al SW y la placa entra en el “cuello de botella” generado entre Colombia y Yucatán (Pindell *et al.*, 2006). Debido a su espesor, la placa resiste la subducción y se produce la acreción y obducción de rocas de diferentes partes de la placa y por lo tanto, con diversas

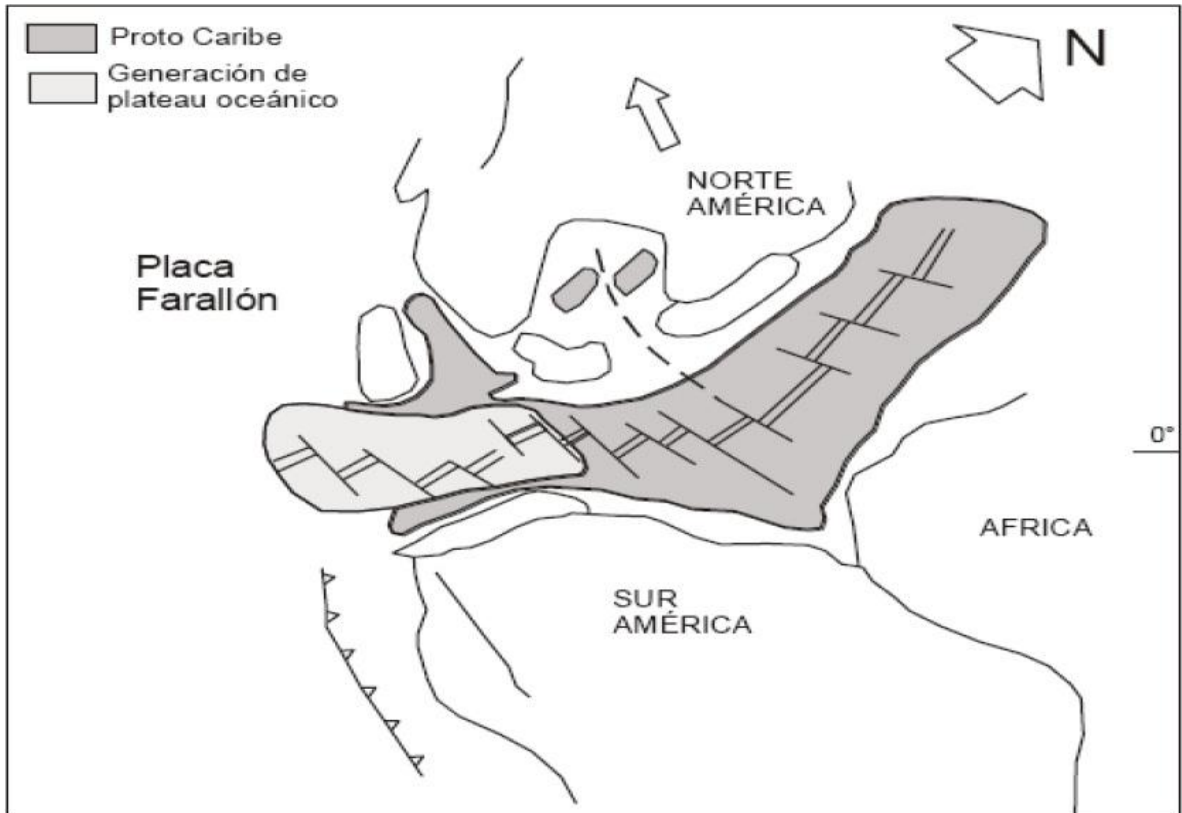
afinidades geoquímicas como MORB, diversos elementos de arco y plateau. Estas son acreciones de forma dispersa y diacrónica en la margen Pacífico y en el Caribe. En el Pacífico se encuentran la Cordillera Central de Colombia (Kerr *et al.*, 1997; Nivia *et al.*, 2006), las Cordilleras Occidentales de Ecuador y Colombia (Marriner y Millward, 1984; Kerr *et al.*, 1997; Mamberti *et al.*, 2003; Vallejo *et al.*, 2006), la Serranía de Baudó y Gorgona (Duque – Caro, 1990; Kerr *et al.*, 1996, Kerr *et al.*, 1997; Kerr y Tarney, 2005). En el Caribe se destacan fragmentos en República Dominicana, Puerto Rico, Las Antillas, Cuba, Costa Rica, Venezuela (Burke *et al.*, 1984; Kerr *et al.*, 1998; Kerr *et al.*, 1999; Revillon *et al.*, 2000; Giunta *et al.*, 2002; Giunta *et al.*, 2003; Kerr *et al.*, 2003; Kerr y Tarney, 2005), y Colombia, representados de Sur a Norte por el Cinturón de Sinú – San Jacinto (Duque – Caro, 1990), los Esquistos de Santa Marta en la SNSM y algunas rocas en la península de La Guajira (Cardona *et al.*, 2007).

(b) Modelo “Inter – Americano” (Figura 7): Este propone que durante el Jurásico y Cretácico Temprano se genera corteza oceánica (Proto-Caribe) relacionada a la separación entre las Américas durante la disgregación del Supercontinente Pangea. Debido a la apertura del Atlántico Sur en el Cretácico Medio se produce un movimiento hacia el NW de Suramérica con respecto a Norteamérica, lo que genera una tectónica de compresión en el Caribe y una subducción intra-oceánica que origina un arco de islas (Giunta *et al.*, 2006). Para el Cretácico Tardío la parte Oeste de la placa se engrosa, originando un plateau oceánico a diferentes pulsos relacionados a un evento magmático de gran magnitud (Sinton *et al.*, 1998; Giunta *et al.*, 2003). Este plateau bloquea la subducción generando un cambio en la polaridad del arco y formando así el arco de Antillas Menores (Giunta *et al.*, 2006).

Con el movimiento de la placa y la tectónica de compresión, se acrecionan fragmentos oceánicos de diversas afinidades geoquímicas en el Caribe (los mismos mencionados en el modelo “Pacífico”), sin embargo, este modelo no

explica las acreciones de origen oceánico presentes en la margen Pacífico de Ecuador y Colombia.

Figura 7. Esquema representativo de la génesis de la Placa Caribe entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, según el modelo “Inter-Americano”. Tomado de Giunta *et al.*, 2006.



Al continuar el régimen compresivo y el movimiento hacia el Este, la placa se deforma en sus límites Norte y Sur, y se generan complejos de subducción en los límites Este y Oeste (Giunta *et al.*, 2003).

Como parte de los fragmentos de la Placa Caribe acrecionados en el Caribe, se encuentran algunos Complejos Metamórficos, cuya historia es determinante en el entendimiento del metamorfismo del cinturón polimetamórfico de la provincia de Sevilla en la Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) y su relación con esta placa.

La Sierra Nevada de Santa Marta es un macizo de forma triangular ubicado al noreste de Colombia, se encuentra limitado por grandes sistemas de fallas y cuencas sedimentarias. La falla de Oca representa su límite norte, el sistema de fallas de Santa Marta-Bucaramanga el límite oeste y una falla inferida, de rumbo noreste (lineamiento de Cesar) es el límite sureste (Tschanz *et al.*, 1969). Según Tschanz *et al.*, (1974) el macizo se levantó probablemente a lo largo de estas fallas durante el Mioceno; sin embargo, nuevas evidencias estratigráficas revelan que el levantamiento ocurrió en diversas etapas, entre el Cretácico Tardío, Mioceno y Plioceno y fue producido por la flotabilidad de la Placa Caribe debido a la colisión oblicua y a la subsecuente subducción con el norte de la placa Suramericana (Kellogg y Bonini, 1982; Montes *et al.*, 2005). Montes *et al.*, (2005) sugieren que el macizo se encontraba en una posición hacia el sur y que, junto con otros fragmentos fue rotado, distorsionado y trasladado al resistir el avance de la Placa Caribe.

Como se mencionó en la localización de la zona de estudio, este macizo está dividido en tres provincias geotectónicas, en donde nos centraremos en la provincia de Sevilla la cual nos interesa para este estudio. La provincia de Sevilla, está constituida por un complejo polimetamórfico de neises máficos y esquistos, algunos bloques de granulitas y de rocas ultramáficas; y es un terreno que probablemente representa corteza oceánica acrecentada durante el Jurásico al terreno de la SNSM a lo largo del lineamiento de Sevilla (INGEOMINAS, 2007).

8. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

Geológicamente afloran en el área de estudio rocas metamórficas e ígneas, las edades de roca varían desde el Proterozoico hasta el reciente. Las rocas cubiertas en la zona, de edad más antigua a más joven, pertenecen a las Granulitas de Los Mangos, del Proterozoico; el Neis de Buritaca del Paleozoico; los Esquistos de Santa Marta en los cuales se incluyen Esquistos de San Lorenzo y los Esquistos de Gaira correspondientes a las rocas del Cretácico; dentro de estos últimos se ubican los mármoles que afloran en el área de Ciénaga; el Paleógeno está representado por el Batolito de Santa Marta y finalmente, los depósitos sedimentarios encontrados se restringen al Cuaternario y son de origen aluvial, fluviolacustre y de playa.

8.1 GRANULITA DE LOS MANGOS (Pgm)

Tschanz *et al.*, (1969) consideran que estas rocas forman el basamento metamórfico en la provincia granulítica precámbrica alóctona. Denominaron “Granulita de Los Mangos” a un conjunto de rocas metamórficas bandeadas que se halla ampliamente distribuido en toda la Sierra Nevada de Santa Marta; estas rocas se encuentran afectadas por metamorfismo de alto grado (granulitas, anfibolitas y neises), generalmente presentan textura granoblástica y bandeamiento de espesor variable (INGEOMINAS, 2003).

8.1.1 Descripción Litológica. Es una secuencia metamórfica de rocas densas, en capas paralelas, de grano medio a grueso, con textura granoblástica, de colores grises oscuros en los niveles máficos a ultramáficos y de colores claros en rocas de composición intermedia, el bandeamiento es característico, varía desde

centímetros hasta cientos de metros, también presenta delgadas capas calcáreas (mármol) con diópsido y calcosilicatadas intercaladas con las granulitas. Esta unidad es dividida por Tschanz *et al.*, (1969) de acuerdo con sus características petrográficas en los siguientes grupos de granulitas: (1) Cuarzo perfiticas, (2) de composición intermedia, (3) máficas, (4) Calcáreas, (5) ultramáficas y (6) ricas en Granate.

8.1.2 Contactos. El contacto entre las granulitas (Pgm) con el Neis de Buritaca es fallado en casi toda su extensión, aunque se presentan tramos donde no se puede establecer exactamente el tipo de contacto que presenta. En general, las Granulitas de Los Mangos presentan contactos intrusivos con plutones y batolitos de edades Mesozoicas y Cenozoicas. En algunos sectores están cortadas por Pegmatitas, Aplitas y Diques volcánicos de diferentes edades (INGEOMINAS, 2003).

8.1.3 Edad Y Correlación. Las dataciones radiométricas realizadas en las Granulitas de Los Mangos muestran una edad de 940 ± 34 Ma K/Ar en Hornblenda y 752 ± 70 Ma y 1.300 ± 100 Ma Rb/Sr en roca total, edades correspondientes al Proterozoico. Las Granulitas de Los Mangos son equivalentes a rocas precámbricas de la parte occidental de la Serranía de Perijá, estado de Zulia, Venezuela (INGEOMINAS, 2003).

8.1.4 Génesis. Se forman en un ambiente anhidro y de alta presión en cuyas condiciones se han cristalizado las rocas madres originales, probablemente rocas ígneas desde composición silíceas hasta Andesitas y Dacitas (INGEOMINAS, 2003).

8.2 NEIS DE BURITACA (PZnb)

Como “Neis de Buritaca” se ha designado la secuencia de rocas metamórficas que aflora hacia la parte occidental de la SNSM, formando una franja continua orientada NE-SW. Tschanz *et al.*, (1969) incluyen bajo esta denominación todos los Neises metaígneos máficos y migmatíticos que contienen asociación mineral de la facie Anfibolita-Almandino. Se cree que son rocas de origen ensimático.

8.2.1 Descripción Litológica. Esta unidad está conformada por una gran variedad de rocas metamórficas como Neises Cuarzo Feldespáticos con Hornblenda y Plagioclasa, Anfibolitas verdes oscuras conformadas por Hornblenda y Plagioclasa, Neises Esquistosos, Esquistos con alto contenido de Moscovita y Biotita, Migmatitas en niveles bandeados alternando con delgados niveles de Neises máficos y Metagabros; se presentan diques Graníticos, Aplíticos y Pegmatíticos con abundante Cuarzo, Moscovita y Feldespato potásico (INGEOMINAS, 2007).

8.2.2 Contactos. Dada la complejidad en las relaciones estratigráficas y estructurales del Neis de Buritaca con las demás unidades, algunas de éstas no pudieron ser determinadas en campo debido a la inaccesibilidad, alteración y meteorización de las rocas adyacentes (INGEOMINAS, 2007).

8.2.3 Edad Y Correlación. Tschanz *et al.* (1969), señalan una edad mínima de metamorfismo de 152 ± 11 Ma con base en análisis K-Ar en Hornblenda y ubican estas rocas dentro del denominado Orógeno Permotriásico.

8.2.4 Génesis. Esta unidad es originada por metamorfismo regional de alto grado y afectada posteriormente por procesos metasomáticos y metamórficos.

8.3 ESQUISTO DE SAN LORENZO (MZsl1)

Tschanz *et al.*, 1969, designa el nombre de “Esquisto de San Lorenzo” a un conjunto de rocas metamórficas especialmente Esquistos Grafitosos, Esquistos Cuarzo Micáceos y Cuarcitas que aflora en el flanco noroccidental de la SNSM.

Esta secuencia metamórfica se compone de dos conjuntos, en el conjunto inferior predominan Esquistos Grafitosos (denominado por Tschanz *et al.*, 1969, como “Esquisto de Gaira”), y el conjunto superior que está constituido principalmente por Esquistos Cuarzo Micáceos y Cuarcitas.

8.3.1 Descripción Litológica. Esta unidad está conformada por una gran variedad de rocas metamórficas de diverso origen y grado de metamorfismo, predominan Esquistos Micáceos (Biotita y Moscovita, en mayor proporción), y ocasionalmente Esquistos Grafitosos, pero también incluye Esquistos Cloríticos, Anfibolitas, Cuarcitas, Mármoles y Neises. Es común la presencia de lentes (*augen*) de Cuarzo, que ocurren tanto por segregación como por presión de solución; se observan diques Pegmatíticos Graníticos, Moscovíticos y localmente con Granates, es común la precipitación secundaria de Yeso y Azufre (INGEOMINAS, 2007).

8.3.2 Contactos. Según las observaciones de Tschanz *et al.* (1969), aparentemente suprayacen los Esquistos de Gaira y el Neis de Buritaca en forma discordante. El contacto de los Esquistos de San Lorenzo respecto a los Esquistos de Gaira no es claro, ya que el cambio de sus litologías es mínimo, por lo que no se justifica separarlos.

8.3.3 Edad Y Correlación. Según las edades obtenidas por Cardona (2007) para estas dos unidades, la edad del “Esquisto de San Lorenzo” (MZsl1 y MZsl2) se situaría entre los $279,5 \pm 2,5$ Ma (Permiano) y los 83 Ma (Cretácico superior).

8.3.4 Génesis. Los Esquistos de San Lorenzo, respecto a su fábrica y textura, indican más metamorfismo regional que de contacto. Los Anfíboles y Micas están comúnmente orientados por una foliación bien definida (INGEOMINAS, 2003).

8.4 MÁRMOLES DE CIÉNAGA (Kmc)

Esta unidad informal fue descrita inicialmente por Tschanz *et al.* (1969), quienes la denominaron informalmente “Mármol” (m). Se definen como “Mármoles de Ciénaga” únicamente los afloramientos de Mármoles y Calizas que afloran en dos pequeños cuerpos (de 1 y 2 km² aproximadamente), localizados al Este del municipio de Ciénaga, estos cuerpos se encuentran dispuestos sobre la unidad Conjunto Inferior del “Esquisto de San Lorenzo” (MZsl1) (INGEOMINAS, 2007).

8.4.1 Descripción Litológica. Los “Mármoles de Ciénaga” se caracterizan por presentar mármoles arenosos impuros y Dolomitas (Mármol Dolomítico). Algunos autores (Tschanz *et al.*, 1970, Hernández, 2003) reportan Mármoles de Diópsido, de textura granoblástica y bandeada, con bandas blancas grueso granulares y bandas negras con tamaño de grano indistinguible, estos Mármoles están asociados con rocas de alto grado de metamorfismo y rocas esquistosas Anfibólicas (INGEOMINAS, 2007).

8.4.2 Contactos. La distribución espacial y la geometría de los Mármoles no pudo ser bien establecida; además, las relaciones estratigráficas con la roca encajante son difíciles de establecer, por las numerosas fallas que rodean los cuerpos, por lo tanto, se consideran fallados.

8.4.3 Edad Y Correlación. Tschanz *et al.* (1970) han considerado a los Mármoles como un miembro del “Esquisto de Gaira” (Conjunto Inferior del “Esquisto de San Lorenzo” - MZsl1), incluso estos autores reportan interestratificaciones de niveles

de Mármol y Esquistos; por esta razón otros autores (Hernández, 2003) le asignan la misma edad de los Esquistos, es decir $50,7 \pm 2,1$ Ma.

8.4.4 Génesis. Esta unidad corresponde a niveles calcáreos (posiblemente Calizas) afectados por metamorfismo regional, la presencia de intervalos de Mármoles arenosos corresponden a interposiciones siliciclásticas dentro de la secuencia; la ausencia de minerales metamórficos dificulta conocer el grado de metamorfismo de esta unidad.

8.5 BATOLITO DE SANTA MARTA Y PLUTÓN DE BURITACA (Esmb-cd)

La unidad Batolito de Santa Marta y Plutón de Buritaca (Esmb-cd), corresponde a dos cuerpos de extensión considerable, de rocas ígneas intrusivas de composición tonalítica e incluye a las rocas híbridas (Esmb-b), que afloran en la zona de contacto con la unidad “Esquisto de Gaira”, fue descrita originalmente por Tschanz *et al.* (1969).

8.5.1 Descripción Litológica. La unidad Batolito de Santa Marta y Plutón de Buritaca, corresponde a tonalitas Biotíticas-Hornbléndicas y tonalitas Hornbléndicas-Biotíticas, de textura holocristalina, hipidiomórfica, de grano medio y color gris; ocasionalmente afloran Dioritas, Granodioritas y Granitos. Esta unidad se caracteriza por la presencia de venas de Plagioclasa y Cuarzo, de enclaves máficos y de fracturas rellenas epidotizadas. Es común observar en algunos sectores una foliación incipiente, marcada por la Biotita, resultado en algunos casos de meteorización y en otros de cizalla (INGEOMINAS, 2007).

8.5.2 Contactos. Esta unidad intruye rocas Proterozoicas de las Granulitas de Los Mangos; rocas Paleozoicas del Neis de Buritaca; rocas Cretácicas, Mármol de Ciénaga, Esquistos de Gaira y Esquistos de San Lorenzo (INGEOMINAS, 2003).

8.5.3 Edad Y Correlación. Tschanz *et al.* (1969), determinaron mediante dataciones radiométricas de K-Ar, en Hornblenda y Biotita, edades de 48.8 ± 1.7 Ma en Hornblenda y de 44.1 ± 1.6 Ma en Biotita, para el Batolito de Santa Marta y edades de 49.0 ± 2.0 Ma en Hornblenda y 48.4 ± 1.8 Ma en Biotita para el Plutón de Buritaca (INGEOMINAS, 2007).

8.5.4 Génesis. Granitoide formado en condiciones de presión y temperatura altas, la abundancia de enclaves máficos, evidencia la existencia de magmas máficos desde el inicio y durante la evolución del magma félsico (INGEOMINAS, 2007).

9. PETROGRAFIA

Se realizó la descripción de 66 muestras de láminas delgadas seleccionadas de 144 muestras de mano correspondientes a los grupos SEV-1, SEV-2, SEV-3, SEV-4, SEV-5 y SEV-6, las cuales hacen parte del trabajo de campo realizado en la zona de estudio.

En este capítulo se describirán las generalidades vistas a escala microscópica de las 58 secciones delgadas correspondientes a las rocas metamórficas que comprenden los diferentes litotipos aflorantes en el área de estudio, correspondientes a las unidades: (a) Granulitas de los Mangos, (b) Neis de Buritaca, (c) Esquistos de San Lorenzo y (d) Mármoles de Ciénaga, con el fin de determinar las características texturales y mineralógicas de las rocas allí presentes.

Las 8 secciones restantes corresponden a rocas ígneas de la unidad (e) Batolito de Santa Marta, pero de acuerdo a los objetivos del proyecto no se hace énfasis en su interpretación.

A continuación, se presenta una tabla (Tabla 2) que recopila la ocurrencia mineralógica encontrada en los diferentes litotipos.

Tabla 2. Ocurrencia mineralógica en los diferentes litotipos encontrados en la zona de estudio.

MINERALES	Qtz	Pl	Bt	Ms	Hbl	Act	Tr	Grt	Ep	Spn	Di	St	Czo	Zo	Zr	Cal	Op	Iso	Ox	Ser	Chl	Py	Mc	Sep	Px
Mármoles Puros	■			◆											★	◆	●		■		★	◆			
Rocas Siliceo Carbonatadas	■		★	◆					★				■	▲		◆	●								
Mármoles Impuros	■	▲		◆			■		★	◆	●		■	▲	★	◆	●		■			◆		▲	
Esquitos Cloríticos	■	▲	★	◆					★	◆				▲				⬠	■	▲	★				
Esquistos Actinolíticos	■	▲	★		●	⬠			★	◆			■	▲	★		●		■	▲			●		
Esquistos Cuarzo Feldespáticos	■	▲	★	◆		⬠			★	◆			■				●			▲	★		●		
Esquistos Cuarzo-Micáceos	■	▲	★	◆				▲	★			⬠					●		■	▲	★				
Neis Cuarzo-Actinolítico	■	▲		◆		⬠			★	◆											▲				
Neis Cuarzo-Micáceo	■	▲	★	◆				▲	★	◆				▲				⬠				★			
Neises Anortosíticos	■	▲	★	◆					★	◆					★	◆	●	⬠		▲	★				
Neises Anfibólicos	■	▲	★	◆	●	⬠			★	◆							●		■	▲	★				
Anfibolitas	■	▲	★		●	⬠	■		★	◆				▲		◆	●	⬠	■	▲	★				
Granulitas	■	▲			●	⬠		▲	★	◆			■	▲			●			▲	★		●		◆

Fuente: Autores

9.1 MÁRMOLES PUROS

Corresponden a rocas carbonatadas con texturas granoblásticas de tamaño de grano medio a grueso, compuestas en casi su totalidad por cristales de Calcita con maclado polisintético característico y Calcita recristalizada. Estas rocas no evidencian una orientación preferencial, pero se tienen pequeños cristales alargados de Cuarzo y Moscovita incluidos dentro de los Carbonatos. Se observan también minerales accesorios como Zircón, Talco, Pirita y Óxidos que se encuentran en las fracturas de los Carbonatos. La Clorita se presenta como una leve alteración de los cristales de Moscovita y se encuentra en contacto neto con los Carbonatos.

La Calcita es de carácter subidioblástico a xenoblástico, incolora de bajo relieve y tamaños de grano que varían de fino, medio hasta grueso. Se encuentra en abundancia en estas rocas y sus colores de interferencia son extremos de tercer orden; la mayoría de los cristales presentan maclas polisintéticas características y algunas de ellas se encuentran deformadas como evidencia de acción tectónica. Se observan también algunos cristales de Calcita recristalizados de forma masiva sin orientación preferencial. En algunas placas, la Calcita se presenta rellenando vetillas mostrando tamaños de granos muy finos.

De carácter xenoblástico el Cuarzo se muestra incoloro, de bajo relieve y tamaño de grano fino a muy fino. Presenta bordes irregulares y por lo general se encuentra incluido y en contacto neto con los cristales de Calcita.

La Moscovita presenta formas idioblásticas con habito laminar y tamaño de grano muy fino. De bajo relieve y colores de interferencia de tercer orden, por su bajo

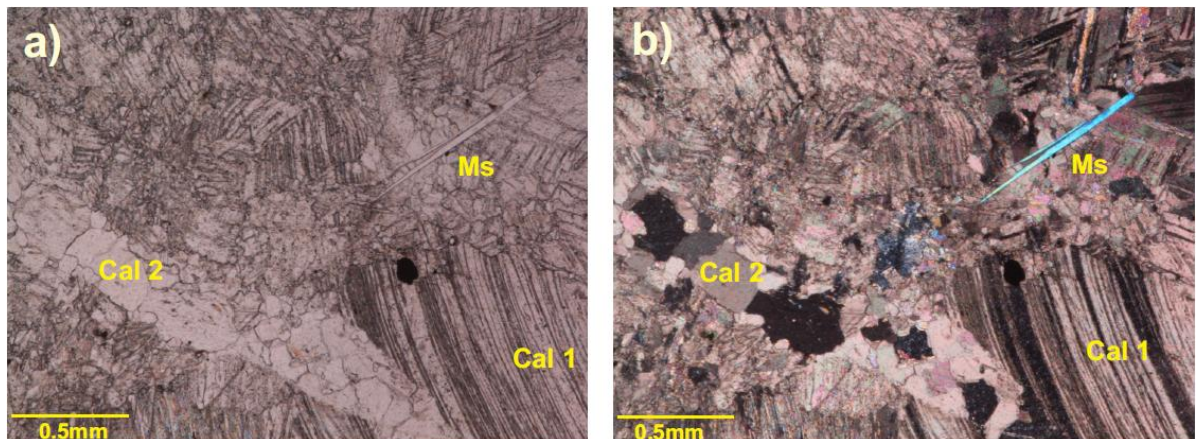
contenido en algunas rocas, se considera como un mineral accesorio en contacto neto con el Cuarzo y la Calcita.

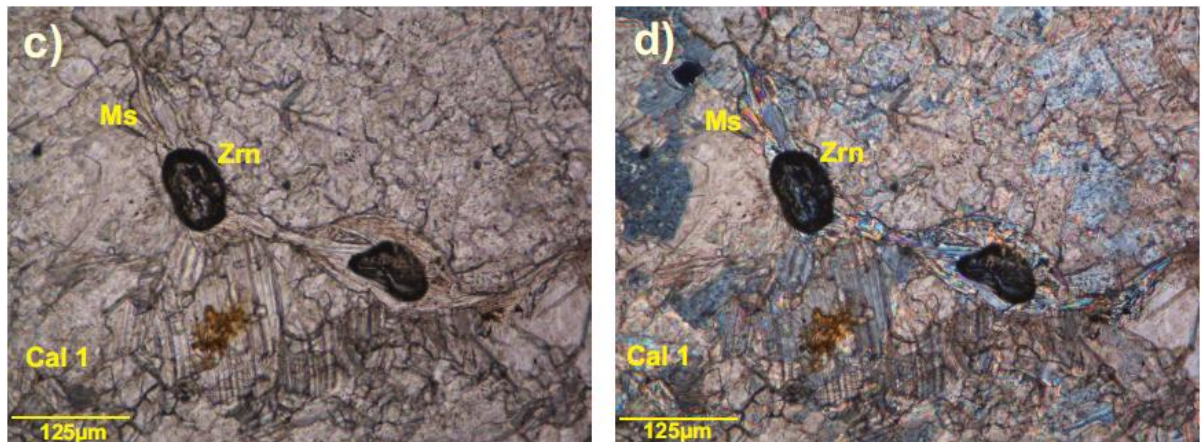
Se muestra como cristales cúbicos de color negro que hacia los bordes presenta una tonalidad rojiza. La Pirita es de carácter idiomórfico y se presenta en este tipo de rocas como mineral accesorio de tamaño de grano muy fino.

El Zircón es incoloro de relieve alto y formas idiomórficas. Su tamaño de grano es muy fino y se encuentra incluido dentro las fracturas de los cristales de Calcita como mineral accesorio.

El Talco se presenta como Individuos fibrosos incoloros de alto relieve y colores de interferencia de segundo orden.

Figura 8. Mármoles Puros en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Diferentes generaciones de Calcita en contacto con la Moscovita (Aumento 5X); (c), (d): Zircones que se encuentran en contacto con la Moscovita y la Calcita (Aumento 20X).





9.2 ROCAS SILICEO CARBONATADAS

Composicionalmente estas rocas se caracterizan por contener en su mayoría Carbonatos acompañados de cristales de Cuarzo, Clinozoisita, Zoisita y minerales accesorios como Moscovita y Epidota. Presentan textura granoblástica, tamaño de grano medio y localmente, una de estas rocas exhibe sectores donde la acumulación de Cuarzo se hace mayor, estos sectores se ordenan en capas paralelas intercalando concentraciones de Carbonatos con Cuarzo. Adicionalmente se observa el desarrollo de una textura milonítica por los cristales de Zoisita y Clinozoisita fracturados que están siendo rellenadas por Carbonatos.

La Calcita es de carácter subidioblástico a xenoblástico, incolora de relieve moderado y tamaño de grano medio. Presenta maclas polisintéticas que evidencian deformación y sus colores de interferencia son extremos de tercer orden. Se observa también otra generación de Calcita mostrándose como individuos incoloros con formas xenoblásticas y tamaño de grano fino, los cuales se encuentran recrystalizados en los bordes de la Calcita 1. Adicionalmente se tienen vetillas de Calcita que cruzan estas rocas y sus cristales son de tamaño de grano muy fino.

El Cuarzo es incoloro de bajo relieve, tamaño de grano fino y formas xenoblásticas. Estos cristales se encuentran distribuidos en abundancia en estas rocas, se muestran alargados con una orientación preferente, sus bordes irregulares y están en contacto neto con la Calcita.

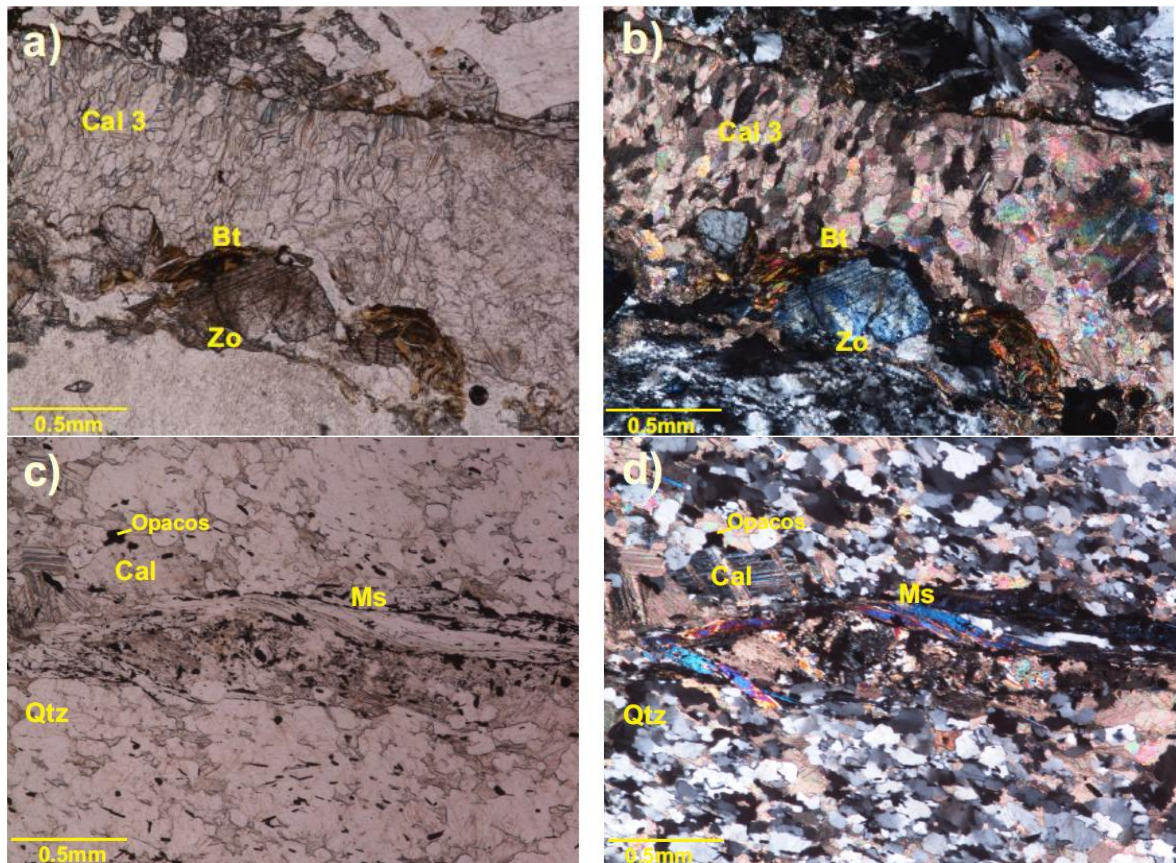
La Clinozoisita es de carácter xenoblástico, incoloro con relieve muy alto y tamaño de grano medio. Estos cristales se presentan fracturados y sus colores de interferencia son amarillo y azules anómalos. Asociada a la Clinozoisita, se encuentran cristales incoloros de Zoisita de alto relieve, formas subidioblásticas y con colores de interferencia de gris hasta azul anómalos.

Los Minerales Opacos son de geometrías irregulares presentes en este tipo de rocas en una proporción considerable y se encuentran en contacto con el Cuarzo.

La Moscovita es incolora de relieve medio, carácter idioblástico y habito laminar característico. Presenta exfoliación basal, está en contacto neto con los Calcita

Se presenta como cristales de tamaño de grano muy fino con alto relieve, la Epidota es incolora de carácter xenoblástico y colores de interferencia de tercer orden.

Figura 9. Rocas Silíceo Carbonatadas en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Vetilla de Calcita dentro de la roca, se observan cristales de Zoisita y Biotita en contacto con estas. (Aumento 5X); (c), (d): Cristales alargados de Moscovita en contacto con el Cuarzo y la Calcita (Aumento 5X).



9.3 MÁRMOLES IMPUROS

Este litotipo presenta predominantemente una textura granoblástica de tamaño de grano medio y está compuesto en su mayoría por cristales de Calcita que no presentan una orientación preferencial, dándole a estas rocas una estructura masiva. Composicionalmente acompañan a los Carbonatos cristales de Diópsido, Cuarzo, Tremolita, Talco, Moscovita, Clinozoisita, Óxidos y minerales accesorios

como Zircón, Epidota, Esfena y Pirita. Se observa que algunas de estas muestras presentan una microestructura de deformación rotacional donde la relación entre los porfidobláastos de Calcita y la deformación es sin-tectónica, desarrollando localmente una textura milonítica por la deformación que muestran los Carbonatos y por los Cuarzos en subgranos muy finos. Otras rocas presentan un mineral en desarrollo en las fracturas de la Calcita clasificado como Sepiolita y se observan vetillas de Calcita a las cuales se asocian cristales de Pirita.

La Calcita presenta formas subidioblásticas a xenoblásticas, varía en su tonalidad de ligeramente incolora a terrosa con un relieve medio. Su tamaño de grano es de muy fino a medio y presentan maclas polisintéticas características, (este maclado se observa deformado por acción tectónica), y sus colores de interferencia son extremos de tercer orden. Por lo general, la Calcita se encuentra en abundancia y conformando la matriz de estas rocas, se observa que en las fracturas de estos cristales se encuentra un mineral en desarrollo clasificado como Sepiolita envuelto en una microestructura de deformación sin-tectónica. Otra generación de Calcita está presente en estas rocas en formas de vetillas, acompañada por cristales de Cuarzo de tamaño de grano muy fino.

De carácter subidioblástico, el Diópsido presenta alto relieve y tamaño de grano que varía de fino a medio. Estos cristales se muestran fracturados con una tonalidad terrosa a gris oscura, sus colores de interferencia son de tercer orden y varían desde azul hasta violeta. En la mayoría de las secciones se presenta en abundancia acompañando a la Calcita, pero en otras, aparece como mineral accesorio por su mínima cantidad.

El Cuarzo es incoloro de bajo relieve y se presenta distribuido heterogéneamente en todas las muestras de este litotipo. Estos cristales presentan un carácter xenoblástico y una leve orientación mostrándose alargados y de tamaño de grano fino a medio. Sus colores de interferencia son grises de primer orden, exhiben

bordes irregulares y se encuentran en contacto neto con el Carbonato. Cabe resaltar que en algunas secciones, estos cristales de Cuarzo se acumulan hacia un sector de la roca como individuos redondeados y de tamaño de grano muy fino.

La Moscovita exhibe formas idioblásticas a subidioblásticas mostrándose como cristales alargados, incoloros, de relieve bajo y tamaño de grano fino. Sus colores de interferencia son de tercer orden y presentan exfoliación basal y hábito laminar característicos.

Se considera como un mineral en desarrollo clasificado como Sepiolita, el cual se presenta en las fracturas de la Calcita como individuos incoloros con una leve tonalidad amarillenta. Su relieve es bajo y muestra colores de interferencia de tercer orden. Es de carácter xenoblástico con un hábito fibroso y tamaño de grano fino.

Incolora y de alto relieve, la Tremolita presenta formas subidioblásticas prismáticas y exfoliación en dos direcciones a casi 120 grados. Los cristales son de tamaño de grano fino con colores de interferencia de tercer orden y se encuentran en contacto neto con la Calcita y el Diópsido.

El Talco es de carácter subidioblástico, tamaño de grano muy fino, incoloro y algunas veces con una leve tonalidad verdosa de bajo relieve. Presenta un hábito fibroso y sus colores de interferencia varían de gris, azul, hasta amarillo de primer orden.

Se presenta como mineral accesorio en estas rocas debido a su bajo contenido en las placas. La Epidota varía en sus colores desde amarillo a verde pálido, con pleocroísmo leve, tamaño de grano muy fino y alto relieve, presenta colores de

interferencia de tercer orden y se encuentra incluida dentro de los cristales de Calcita.

El Zircón es de tamaño de grano muy fino, incoloro y de alto relieve. Se considera como mineral accesorio por su bajo contenido en estas rocas, presente en las fracturas de la Calcita exhibiendo formas idioblásticas a subidioblásticas y colores de interferencia anómalos como azul, marrón y violeta.

La Zoisita presenta carácter xenoblástico, alto relieve, tamaño de grano fino a medio y es incolora. Sus colores de interferencia son azules anómalos y se encuentra asociada y en contacto neto con la Clinozoisita.

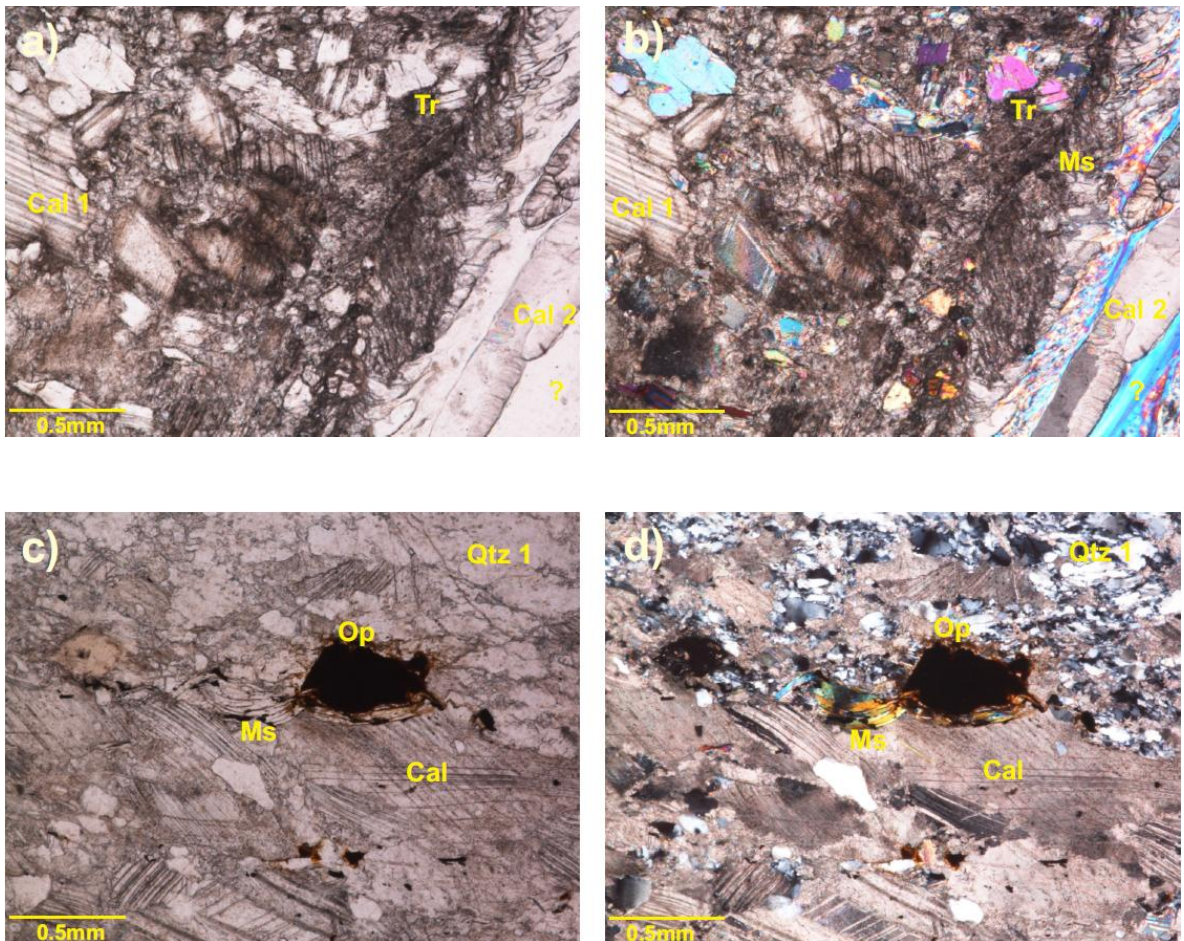
La Clinozoisita es incolora de relieve muy alto y formas xenoblásticas. Se presenta fracturada con tamaño de grano medio y sobre sus fracturas se encuentran pequeños cristales de Cuarzo y Calcita.

La Esfena no es muy común en este tipo de rocas, pero se observa en una sección como agregados de tamaño de grano fino, color marrón y alto relieve alto. Se encuentra en contacto con la Calcita y el Diópsido.

La Pirita se encuentra en una sección como cristales opacos idiomorfos que hacia los bordes presentan un color bronce y está relacionada con la Calcita en la vetillas de la roca.

Los Óxidos son de formas irregulares, se encuentran en las fracturas de la Calcita mostrando una tonalidad amarilla y rojiza, tamaño de grano fino y están asociados a los minerales opacos presentes en mínima cantidad en estas rocas.

Figura 10. Mármoles impuros en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Diferentes generaciones de Calcita en contacto con los cristales de Tremolita. Se observa la relación entre la Calcita y el mineral en desarrollo hacia los bordes, clasificado como Sepiolita (Aumento 5X); (c), (d): Calcita en contacto con el Cuarzo la Moscovita. Se observan minerales opacos que exhiben oxidación alrededor de sus bordes (Aumento 5X).



9.4 ESQUISTOS CLORÍTICOS

Las rocas de este litotipo presentan una textura lepidogranoblástica con tamaño de grano medio. Está compuesta por Clorita, Cuarzo, Plagioclasa, Epidota,

Esfena, Moscovita, Minerales Isotrópicos, Zoisita, Calcita y Óxidos. Localmente se observa una dirección principal de esquistosidad producto de las micas y los cristales de Cuarzo forman lentes de diferentes tamaños. La Sericita se presenta alterando la Plagioclasa y se observan también vetillas de Calcita.

La Clorita es de color verde, pleocroísmo leve y relieve moderado. Es de carácter xenoblástico y se presenta en abundancia y distribuida heterogéneamente en toda la muestra, algunos cristales de tamaño de grano fino y otros de grano grueso. Los colores de interferencia son azules de tercer orden, sus bordes son irregulares con terminaciones fibrosas y en contacto con el Cuarzo, la Plagioclasa y asociado a la Epidota.

De carácter subidioblástico, la Plagioclasa es incolora y se encuentra parcialmente sericitizada. Sus bordes son irregulares y se encuentra en contacto con el Cuarzo y la Biotita.

La Epidota es de tamaño de grano fino, color marrón claro, relieve alto y pleocroísmo leve a amarillo pardo. Es de carácter xenoblástico y se encuentra distribuida homogéneamente sobre los cristales de Plagioclasa.

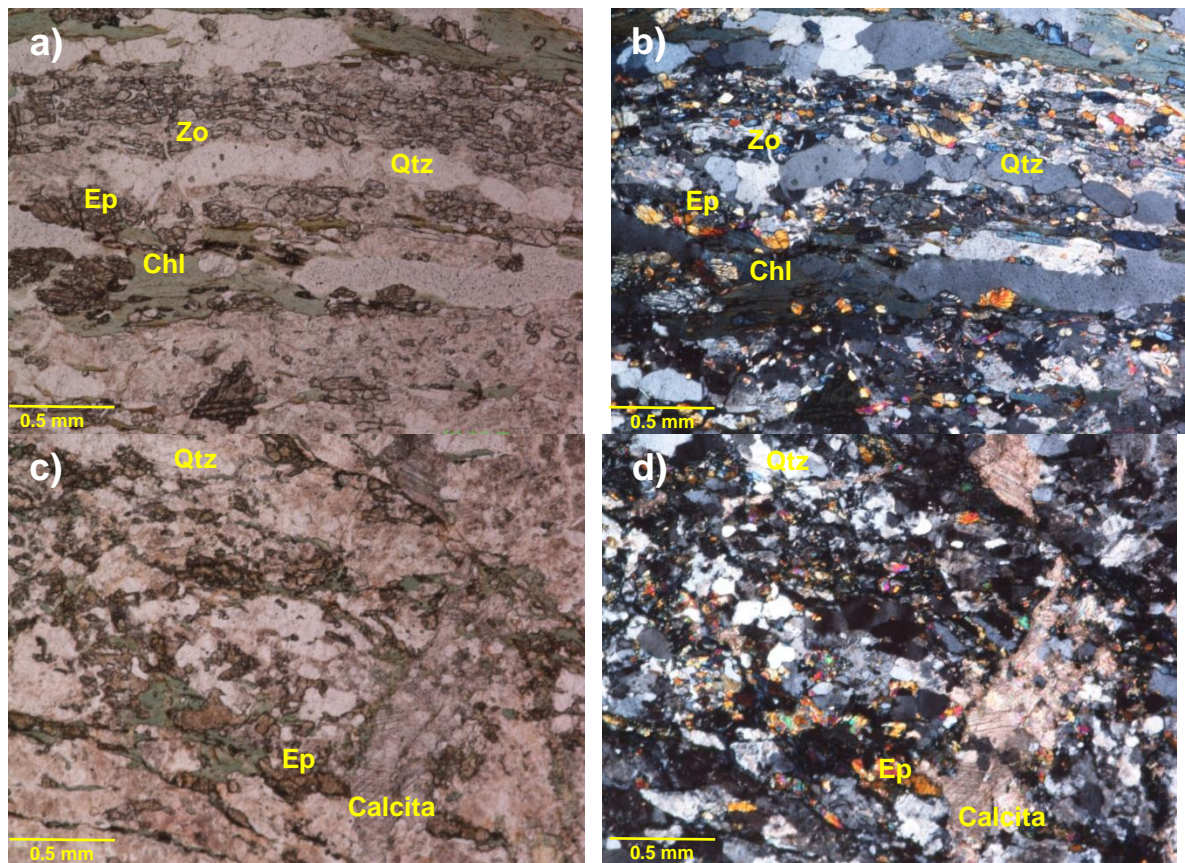
El Cuarzo es xenoblástico de tamaño de grano medio, incoloro de bajo relieve y con colores de interferencia grises de primer orden. Se presenta concordante con la dirección principal de esquistosidad, formando lentes.

La Moscovita presenta formas aciculares y es de tamaño de grano muy fino, producto de la recristalización de la Sericita. También se observan cristales aislados de Moscovita primaria en menor proporción en contacto con el Cuarzo.

La Biotita es subidioblástica de color marrón, pleocroísmo típico y se presenta elongada y concordante con la dirección principal de esquistosidad.

Se presenta rellenando vetillas de grano medio con maclado polisintético característico de la Calcita y carácter subidioblástico. También se presenta otra generación de Calcita en algunas zonas se observan cristales elongados bordeando la Plagioclasa alterada.

Figura 11. Esquistos Cloríticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales irregulares de Clorita intercalados con lentes de Cuarzo y rodeados por pequeños cristales de Epidota y Zoisita (Aumento 5X). (c), (d): Vetilla de Calcita rodeada por cristales de Cuarzo, Epidota y Esfena (Aumento 5X).



9.5 ESQUISTOS ACTINOLITICOS

Estos esquistos presentan una textura predominantemente granonematoblástica de tamaño de grano fino a medio. Están compuestos en su mayoría por porfidoblástos de Actinolita prismáticos que exhiben una dirección preferencial de esquistosidad bien desarrollada caracterizada por la presencia de bandas dispuestas de forma paralela. A la Actinolita se le suman cristales de Plagioclasa, Cuarzo, Biotita, Microclina, Esfena, Epidota, Clinozoisita, Minerales Opacos, Óxidos y minerales accesorios como Talco y Zircón. Se presenta también Sericita como alteración de la Plagioclasa y Clorita alterando los cristales de Actinolita.

La Actinolita es de carácter subidioblástico y se presenta como individuos alargados de tamaño de grano fino a medio, color marrón y verde pálido con pleocroísmo moderado y relieve medio. Se encuentran en abundancia en estas rocas determinando la dirección principal de esquistosidad, presenta alteración moderada a Clorita y sus colores de interferencia varían entre fucsia, morado, azul y rojo de segundo orden.

Con su maclado polisintético característico, la Plagioclasa se presenta incolora de bajo relieve, carácter xenoblástico y colores de interferencia de primer orden. Se encuentra alterada por Sericita en gran parte de sus cristales de borde a centro. Su tamaño de grano es fino y cabe resaltar que algunos cristales presentan maclado tipo albita con sus divisiones continuas de borde a borde.

Se evidencian dos generaciones de Cuarzo. La primera presenta Cuarzo incoloro xenoblástico con bordes irregulares y concordantes con la dirección principal de esquistosidad, dispuestos en bandas paralelas con los cristales de Actinolita. La segunda generación son cristales de tamaño de grano muy fino subredondeados que se encuentran en contacto neto con la Plagioclasa y sus colores de interferencia son grises de primer orden.

La Microclina es incolora de bajo relieve y carácter subidioblástico, presentan su maclado característico en forma de enrejado, asociada a la Plagioclasa y de tamaño de grano fino.

La Epidota presenta relieve alto, formas xenoblásticas, tamaño de grano muy fino y colores de interferencia amarillos de tercer orden. Se encuentra incluida en los cristales de Actinolita.

La Esfena se presenta como agregados de carácter subidioblástico a xenoblástico de color marrón con relieve muy alto. Estos cristales son homeoblastos y algunos exhiben formas en punta de flecha característica y son de tamaño de grano muy fino, están asociados y en contacto neto con la Actinolita.

La Biotita es de carácter xenoblástico de color amarillo pálido a rojo, con pleocroísmo moderado y alto relieve. Presenta hábito laminar, exfoliación basal y colores de interferencia de tercer orden. Se encuentran en contacto con el Cuarzo y la Plagioclasa.

Los minerales Opacos se presentan como agregados de geometrías irregulares presentes en todas las muestras de este litotipo pero en mínima proporción.

Se considera la Clinozoisita como mineral accesorio por su bajo contenido en estas algunas de estas rocas, se presenta incolora de relieve alto y colores de interferencia amarillos y azules anómalos.

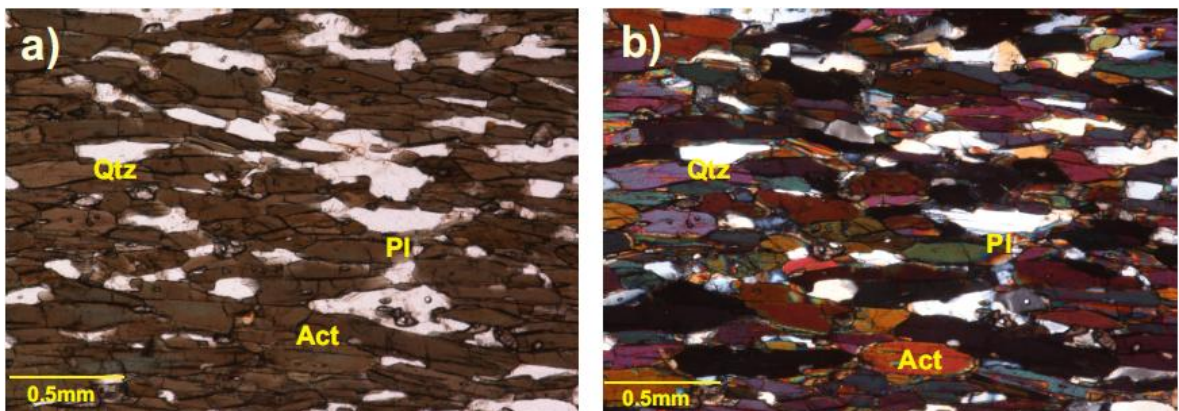
La Zoisita se presenta como mineral accesorio en algunas rocas, es incolora de relieve alto que se encuentra en contacto con el Cuarzo. Está asociada a la Clinozoisita y sus colores de interferencia varían de gris a azul oscuro.

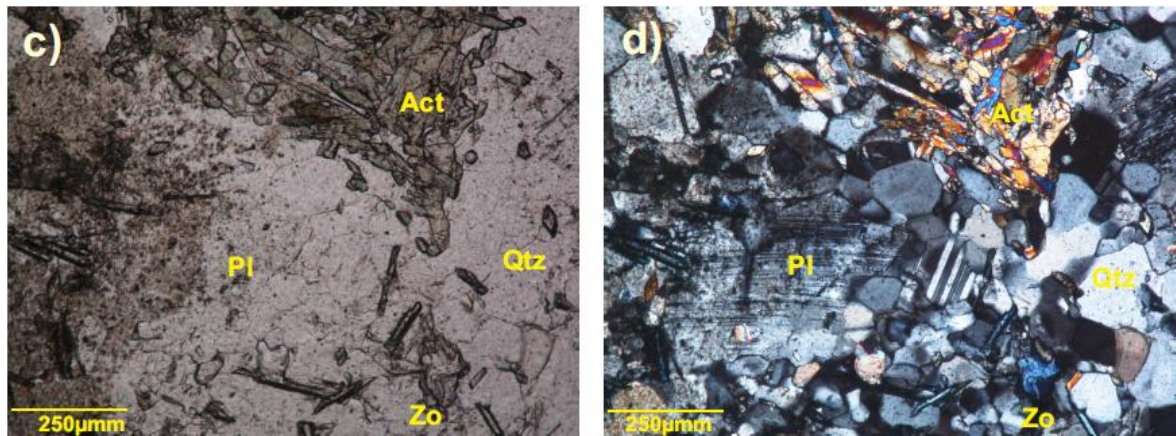
De hábito fibroso, el Talco presenta de alto relieve y carácter subidioblástico con colores de interferencia de tercer orden. Se considera mineral accesorio en estas rocas y se encuentran en contacto con la Plagioclasa.

El Zircón es incoloro de alto relieve y tamaño de grano muy fino. De formas homeoblásticas idioblásticas, exhibe colores de interferencia de tercer orden y se presentan dentro de los cristales de Cuarzo y Plagioclasa.

Los Óxidos presentan formas irregulares y tonalidades marrones y rojizas. Se encuentran en los bordes de los cristales de Actinolita.

Figura 12: Esquistos Actinolíticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales de Actinolita en contacto con Cuarzo y Plagioclasa. Se observa una textura granonematoblástica (Aumento 5X). (c), (d): Cristales de Plagioclasa en contacto con Actinolita y Cuarzo. Se observan cristales de Zoisita de tamaño de grano muy fino con su color de interferencia azul anómalo (Aumento 10X).





9.6 ESQUISTOS CUARZO FELDESPÁTICOS

Las rocas pertenecientes a este litotipo varían de tamaño de grano de medio a grueso, y presentan una textura nematogranoblástica. Tienen una composición mineralógica que consta de Plagioclasa, Cuarzo, Hornblenda, Actinolita, Biotita, Microclina, Esfena, Epidota, Clinozoisita y Minerales Opacos. Estos Esquistos exhiben foliación continua gracias a la presencia de bandas poliminerales continuas (Cuarzo, Plagioclasa y Microclina) y discontinuas (Hornblenda y Actinolita) las cuales se disponen en forma subparalela. Se observan también cristales de Clinozoisita, Esfena y Epidota en menor proporción clasificados como minerales accesorios. La Sericita se presenta como una alteración incipiente en los cristales de Plagioclasa y la Clorita altera los cristales de Biotita.

La Plagioclasa es incolora de bajo relieve, subidioblástica e incolora de bajo relieve. Los cristales son de tamaño de grano fino, presentan maclado continuo de borde a borde y sus colores de interferencia grises de primer orden.

Se encuentra en contacto neto con la Plagioclasa formando bandas continuas poliminerales (Plagioclasa, Microclina), el Cuarzo es de carácter xenoblástico de

tamaño de grano fino, bajo relieve y se presenta concordante con la dirección de esquistosidad de la roca.

La Hornblenda se presenta de color verde, formas subidioblásticas hexagonales y pleocroísmo leve de verde a verde pálido. Los colores de interferencia son de segundo orden y están asociados a la Actinolita formando bandas subparalelas con las bandas de Cuarzo las cuales determinan la foliación de la roca. Estos cristales son de tamaño de grano medio y sus colores de interferencia varían de amarillo a gris de segundo orden.

La Actinolita es de carácter subidioblástico (prismáticos), de color verde con pleocroísmo de verde a verde pálido y relieve medio. Su tamaño de grano es fino, los colores de interferencia varían entre azul a violeta de tercer orden y se presentan en contacto neto con la Hornblenda.

Homeoblastos subidioblásticos xenoblásticos, que presentan un maclado tipo enrejado característico de la Microclina. Son cristales incoloros de bajo relieve y tamaño de grano medio que exhiben colores de interferencia grises de primer orden.

La Biotita presenta color rojo, pleocroísmo de rojo a café, relieve medio y carácter subidioblástico. Su tamaño de grano varía de medio a grueso, está en contacto neto con la Hornblenda y se encuentra alterada moderadamente por Clorita.

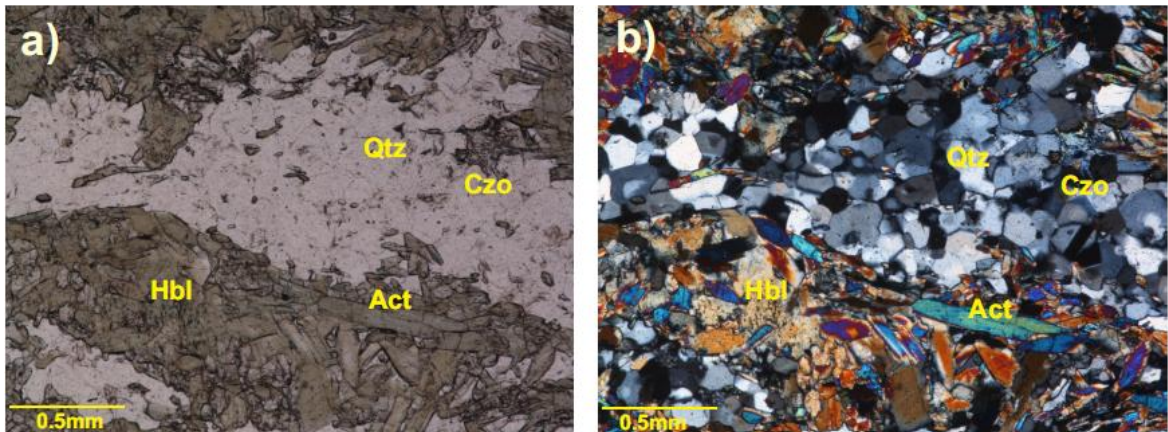
La Epidota es de tamaño de grano fino, alto relieve y carácter xenoblástico. Sus colores de interferencia son de tercer orden y se encuentran asociados y en contacto con la Actinolita y la Hornblenda.

La Clinozoisita muestra formas heteroblásticas xenoblásticas, de relieve alto y colores de interferencia azul y amarillo anómalos.

La Esfena se clasifica como mineral accesorio por su mínima cantidad en estas rocas y se presentan como agregados de color marrón con relieve muy alto y tamaño de grano fino. Se presentan en contacto con la Hornblenda y la Biotita.

Los Minerales Opacos son de geometrías irregulares con tamaño de grano muy fino y están asociados a la Hornblenda.

Figura 13: Esquistos Cuarzo Feldespáticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Contacto entre bandas de Cuarzo y bandas poliminerales de Hornblenda y Actinolita que determinan la esquistosidad de la roca (Aumento 5X).



9.7 ESQUISTOS CUARZO-MICÁCEOS

Estas rocas presentan una variación de tamaño de grano de medio a grueso y tienen una textura lepidogranoblástica. Este litotipo presenta una composición mineralógica que consta de Cuarzo, Moscovita, Biotita, Plagioclasa, Granate, Estauroлита, Epidota, Esfena, Minerales Opacos y Óxidos de Fe. Se presentan la Sericita como alteración de la Plagioclasa y la Clorita como alteración de la Biotita. Localmente exhiben microestructuras deformacionales que envuelven los cristales de Granate y de Estauroлита (Sombras de Presión). Se observan también vetillas de Calcita que cortan la esquistosidad y lentes sinuosos de Cuarzo.

El Cuarzo es de carácter xenoblástico, incoloro de bajo relieve y tiene colores de interferencia grises de primer orden. Se muestra alargado y concordante con la dirección principal de esquistosidad que determinan las micas. Sus bordes son irregulares y se encuentra distribuido en abundancia en toda la muestra y en contacto con los cristales de Moscovita y Biotita. Se presenta una segunda generación de Cuarzo el cual se encuentra rellenando vetillas de 1 mm de espesor y son de tamaño de grano fino.

Se encuentra en abundancia en este tipo de rocas determinando la dirección principal de esquistosidad. La Moscovita es incolora de bajo relieve y subidioblástica. Presenta tamaños de grano fino a medio con terminaciones irregulares y en contacto con el Cuarzo. Se presenta también bordeando los cristales de Granate y Estauroлита dentro de microestructuras deformacionales.

La Biotita es subidioblástica de color marrón rojizo, alto relieve y pleocroísmo típico. Los colores de interferencia varían entre amarillo y verde de tercer orden, su distribución es homogénea, sus terminaciones irregulares y acompaña a la Moscovita en la dirección principal de esquistosidad.

Se encuentra en menor proporción y exhibe un maclado polisintético característico de la Plagioclasa. Es de carácter xenoblástico a subidioblástico de tamaño de grano medio a grueso. Se presenta también otra generación de Plagioclasa la cual exhibe una zonación de borde a centro, es de carácter poiquiloblástica con pequeñas inclusiones de Moscovita y se encuentra parcialmente sericitizada.

El Granate es de color marrón, alto relieve y tamaño de grano medio a grueso. Presenta un carácter poiquiloblástico con pequeñas inclusiones de Cuarzo y se muestra fracturado y envuelto en microestructuras de deformación rotacional.

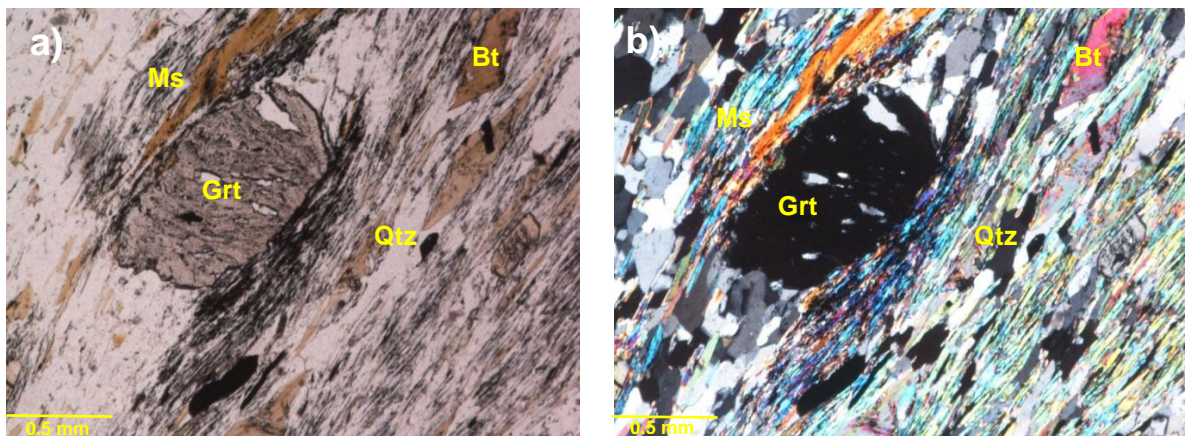
La Estaurolita es subidioblástica de color amarillo pálido, alto relieve y leve pleocroísmo. Son de tamaño de grano medio y sus colores de interferencia varían entre gris y amarillo de segundo orden. Se presenta fracturada y deformada rotacionalmente en contacto con el Cuarzo y la Moscovita.

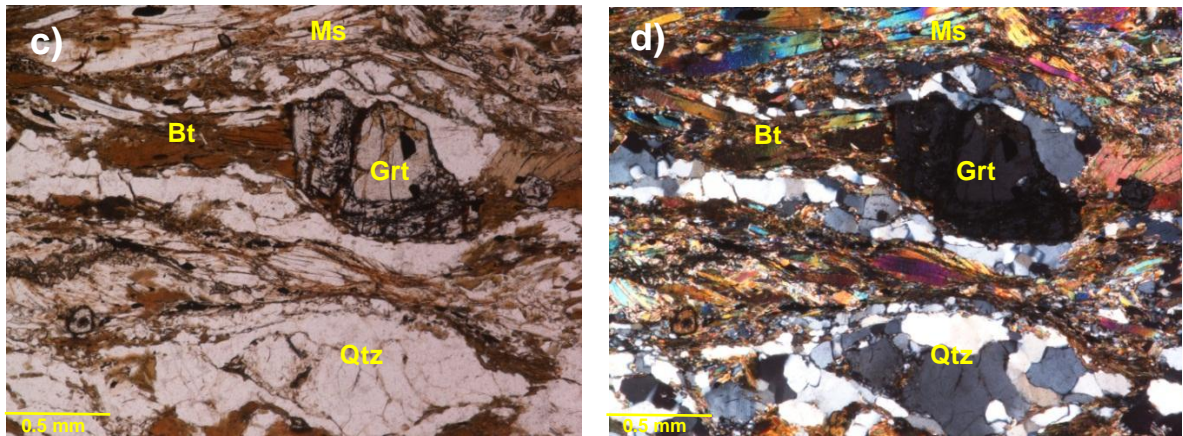
De carácter xenoblástico, la Epidota presenta un relieve moderado, se encuentra distribuida en menor proporción y en contacto con el Cuarzo.

La Esfena es de carácter xenoblástico, color marrón, alto relieve y leve pleocroísmo. Se presenta en agregados de tamaño de grano muy fino y en contacto con la Biotita.

Los Minerales Opacos son de tamaño de grano fino y presentan formas irregulares. Asociados a ellos se encuentran los Óxidos de Fe, los cuales son de color rojizo, tamaño de grano fino y se encuentran en contacto con el Cuarzo.

Figura 14: Esquistos Cuarzo-Micáceos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Porfidoblásto de Granate envuelto en cristales de Moscovita (Aumento 5X). (c), (d): Granate fracturado envuelto en una microestructura deformacional por la acción de los Cuarzos (Aumento 5X).





9.8 NEIS CUARZO ACTINOLITICO

Se tiene una muestra de este litotipo. Esta roca presenta una textura granonematoblástica con foliación continua determinada por bandas de Cuarzo y Actinolita presentes en una matriz cuarzosa cuyos cristales muestran una orientación preferencial. Composicionalmente está constituida por Cuarzo, Actinolita, Esfena, Plagioclasa, Epidota y Moscovita. La Sericita se presenta por alteración de la Plagioclasa. Se observan zonas con fuerte oxidación en los bordes de los Anfíboles.

El Cuarzo es de carácter xenoblástico de tamaño de grano muy fino que conforma la matriz de la roca, y está en contacto con la Epidota y la Plagioclasa. También se presenta otra generación de Cuarzo formando bandas de tamaño más grueso, xenoblásticos elongados concordantes con la dirección de foliación asociados a la Actinolita y en contacto con la Esfena.

La Actinolita es de color verde pálido, subidioblástica de hábito prismático con una dirección preferencial, pleocroísmo leve, relieve moderado y tamaño de grano fino a medio. Sus colores de interferencia oscilan entre finales de segundo orden están en contacto con el Cuarzo siguiendo la foliación principal.

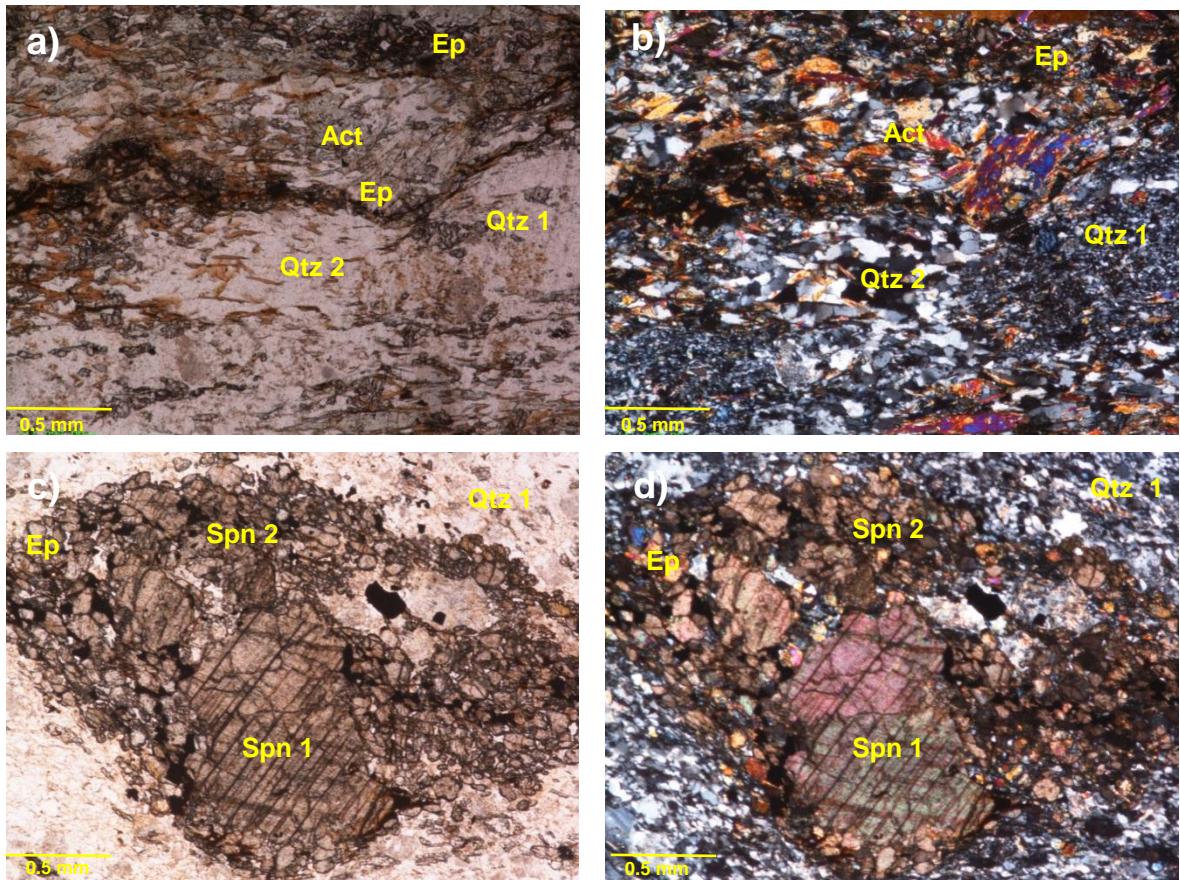
La Esfena es de tamaño de grano grueso, color marrón, alto relieve, carácter xenoblástico con exfoliación en una dirección y colores de interferencia de segundo y tercer orden. Se presenta también otra generación de Esfena como agregados de geometría prismática y terminaciones en punta que están en contacto con el Cuarzo y la Epidota.

De carácter subidioblástico y maclado característico, la Plagioclasa es incolora de bajo relieve y colores de interferencia grises de primer orden. Se encuentra formando parte de la matriz y es de mayor tamaño que el Cuarzo.

La Epidota es incolora de alto relieve y tamaño de grano fino. Sus colores de interferencia son fucsias, amarillos y celestes de tercer orden, está orientada concordantes con la dirección principal de foliación.

La Moscovita presenta hábito laminar, concordante con la dirección de los minerales y se presenta como inclusiones en las bandas de Cuarzo y otros como producto de recristalización de la Sericita en los cristales de Plagioclasa. Sus colores de interferencia son de tercer orden.

Figura 15: Neis Cuarzo Actinolítico en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales de Actinolita paralelos a los cristales de Cuarzo mostrando la foliación principal de la roca (Aumento 5X). (c), (d): diferentes formas de Esfena envueltos en una matriz cuarzosa (Aumento 5X).



9.9 NEIS CUARZO MICACEO

Se tiene una muestra de este litotipo. Esta roca presenta tamaño de grano medio y textura lepidoblástica. De composición predominantemente félsica, exhibe una alternancia composicional entre bandas de Biotita y Moscovita con bandas de Cuarzo y Plagioclasa. A estos ensambles minerales los acompañan cristales de Epidota y Esfena. La Clorita se presenta como alteración de la Biotita y la Sericita como alteración de la Plagioclasa. Se observa también microestructuras

deformacionales que envuelven a los porfidoblástos de Granate por acción de los Cuarzos y por los cristales sinuosos de Biotita dispuestos en bandas que presentan un cizallamiento de tipo sinestral. Esta roca exhibe milonitización por las evidencias de los cristales de Moscovita y Biotita sinuosos, Cuarzos deformados en subgranos y por los relictos de cristales de Epidota fracturados.

El Cuarzo se presenta de forma xenoblástica, incoloro, de relieve bajo y tamaño de grano medio a grueso. Muestra fracturas y pequeñas inclusiones zonadas, sus bordes son irregulares y está dispuesto en bandas en contacto neto con las Micas y asociado a la Plagioclasa. Su distribución en la roca es abundante y también se presenta otra generación de Cuarzo, en forma de agregados de tamaño de grano fino que está orientado y en contacto con la Moscovita.

La Biotita es de carácter xenoblástico, color marrón, relieve medio, pleocroísmo fuerte y de tamaño de grano fino. Se encuentra distribuida en abundancia y concordante con la dirección principal de la foliación. Los colores de interferencia son de tercer orden, sus bordes irregulares y se encuentran asociados a la Moscovita y en contacto neto con el Cuarzo.

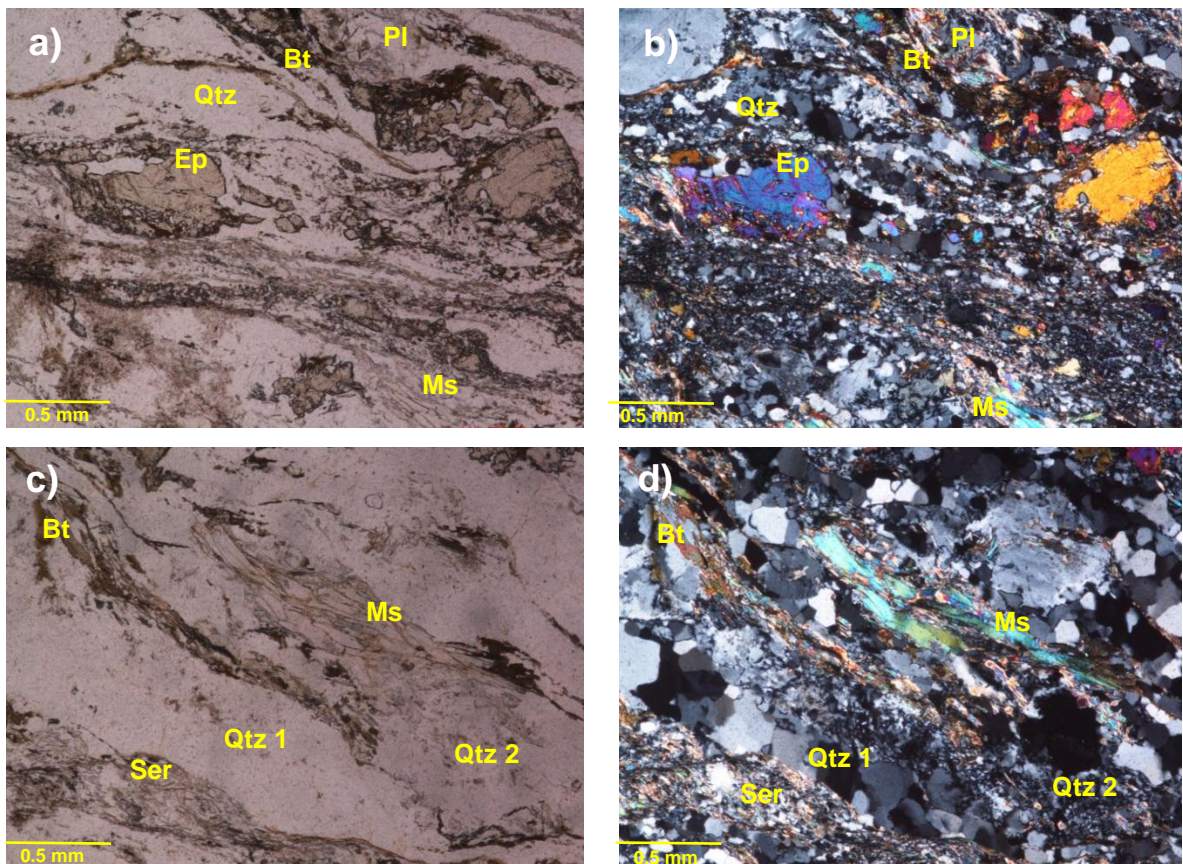
La Moscovita es incolora de bajo relieve, forma subidioblástica, tamaño de grano fino y hábito acicular. Se presentan concordantes con la dirección principal de foliación y asociados y en contacto neto con la Biotita.

Presenta maclado polisintético (algunos individuos presentan dos tipos de maclado) y otros individuos dejan ver una zonación prominente de borde a centro. La Plagioclasa es de carácter xenoblástico a subidioblástico, de tamaño de grano medio a grueso y la mayoría de ellos totalmente sericitizados.

La Epidota se presenta como agregados de tamaño de grano fino, de color amarillo pardo, con relieve alto, pleocroísmo leve y en contacto con la Biotita.

La Esfena es de color marrón claro, alto relieve, tamaño de grano fino y se encuentra distribuida en mínima cantidad y en contacto con el Cuarzo.

Figura 16: Neises Cuarzo Micáceos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cristales de Epidota y Moscovita envueltos en una matriz cuarzosa, evidencias de milonitización (Aumento 5X). (c), (d): bandas de Cuarzo intercaladas con cristales de Moscovita mostrando la dirección principal de foliación (Aumento 5X).



9.10 NEISES ANORTOSITICOS

Presentan una textura lepidogranoblástica y una variación en el tamaño de grano de fino a medio. Estas rocas están compuestas en su mayoría por cristales de

Plagioclasa que exhiben su maclado polisintético característico y algunos muestran una zonación oscilatoria, acompañados de cristales de Cuarzo los cuales conforman la matriz de las rocas. A esta asociación mineralógica se le suma la Biotita, Moscovita, Epidota, Esfena, Clinozoisita, Calcita, Hornblenda, Actinolita, Granate, Zircón, Minerales Opacos, Minerales Isotrópicos y Óxidos. La Sericita se presenta como alteración de la Plagioclasa y la Clorita como alteración de la Biotita. Se observan también algunas vetillas de Calcita en menor proporción.

La Plagioclasa es incolora de bajo relieve, con formas xenoblásticas a subidioblásticas, exhibe maclado polisintético y su tamaño de grano varía de medio a grueso. Se muestra alterada por Sericita pervasiva en todos los cristales y se encuentra en contacto con el Cuarzo. Como otra generación de Plagioclasa se tiene individuos con carácter poiquiloblástico y zonación oscilatoria de centro a borde, tienen inclusiones de Moscovita y Epidota y se encuentran alterados hacia el centro del cristal.

El Cuarzo es de carácter xenoblástico a subidioblástico y tamaño de grano fino. Se encuentra distribuido en abundancia, alargado formando bandas con una orientación preferencial que determina la foliación de la roca. Se presenta también otra generación de Cuarzo que conforma la matriz de la roca y es de tamaño de grano muy fino, el cual envuelve los porfidoblóstos de Plagioclasa.

La Biotita se presenta de color marrón, carácter xenoblástico, pleocroísmo típico y tamaño de grano medio. Muestra hábito tabular y está en contacto con el Cuarzo, la Moscovita y la Epidota.

La Moscovita es de carácter subidioblástico, hábito acicular, es incolora y de tamaño de grano fino. Sus colores de colores de interferencia de tercer orden. Se

presenta formando pequeñas bandas que alternan con el Cuarzo y siguen la dirección principal de foliación.

La Epidota es de color amarillo pardo, alto relieve y tamaño de grano fino a medio. Se presenta de carácter subidioblástico y exhiben un pleocroísmo leve, con bordes irregulares que están en contacto neto con la Biotita.

La Esfena se presenta como Agregados granulares de tamaño de grano fino, alto relieve, color marrón y formas subidioblásticas. Se encuentra en contacto con la Biotita y el Cuarzo.

La Calcita exhibe un maclado polisintético característico, de formas subidioblásticas y tamaño de grano medio. Se presenta rellenando vetillas con colores de interferencia pasteles extremos. Se presenta también otra generación de Calcita de carácter xenoblástico en menor proporción y en contacto con el Cuarzo.

La Clinozoisita es de carácter subidioblástico, color marrón claro y alto relieve. Presenta colores de interferencia azules y amarillos anómalos y está en contacto con el Cuarzo. Se presenta en mínima proporción.

La Hornblenda se presenta de color verde, tamaño de grano fino a medio y pleocroísmo fuerte a verde oscuro. Su relieve es moderado y es de carácter xenoblástico y se encuentra en contacto con la Plagioclasa y la Biotita.

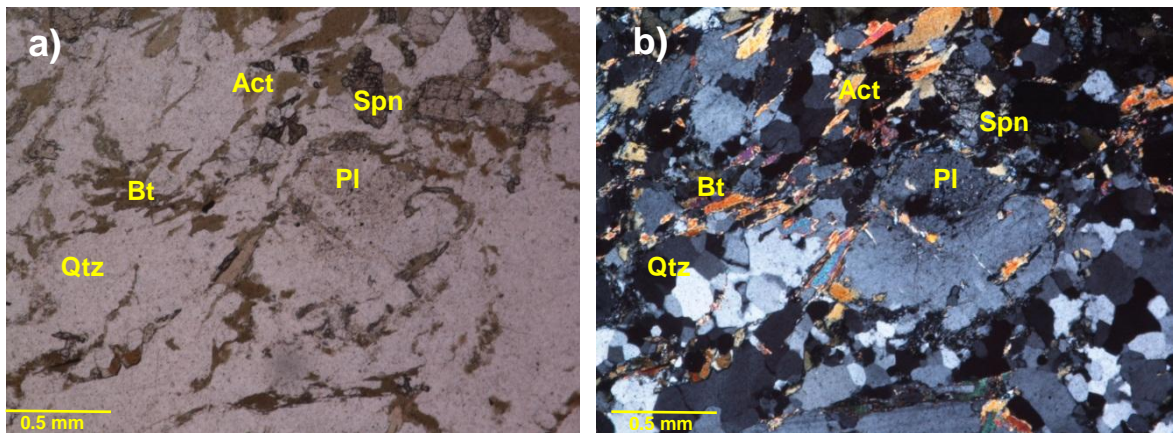
El Granate es de alto relieve, carácter poiquiloblástico y tamaño de grano fino a medio. Se encuentra en mínima cantidad y en contacto con la Clorita y el Cuarzo.

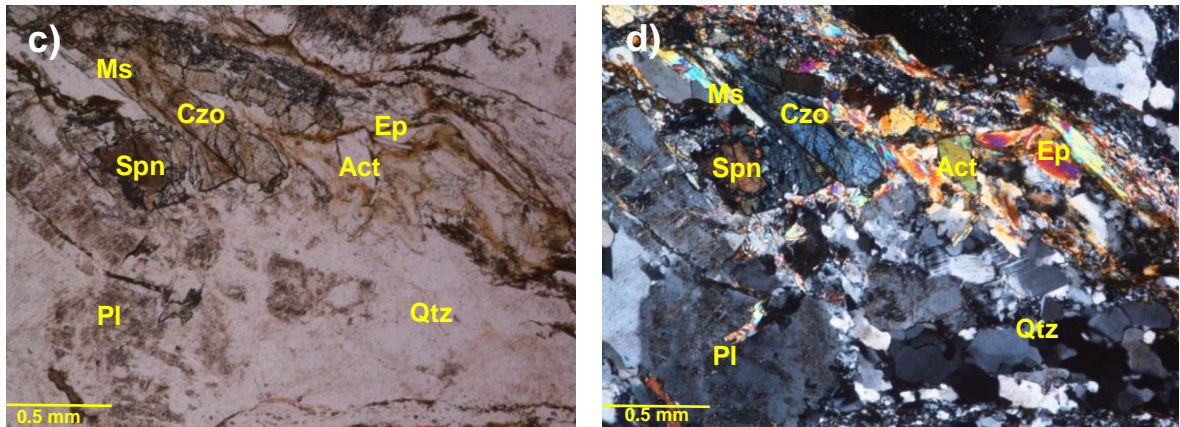
La Actinolita es de forma prismática, alto relieve y colores de birrefringencia de tercer orden. Se presenta en mínima proporción concordante con la dirección de foliación de la roca y en contacto con la Biotita.

El Zircón se presenta como mineral accesorio, de alto relieve, color marrón claro y presenta colores de birrefringencia extremos.

Los Minerales Opacos son de formas irregulares distribuidos por toda la roca asociados a la Biotita y a la Hornblenda. Los Óxidos son de color marrón rojizo y exhiben geometrías irregulares, relieve alto y tamaño de grano fino.

Figura 17: Neises Anortosíticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Cuarzo y Plagioclasa en contacto con pequeños cristales de Biotita y Actinolita (Aumento 5X). (c), (d): Clinozoisita en contacto con Plagioclasa, Esfena y Epidota (Aumento 5X).





9.11 ANFIBOLITAS

Se presentan dos rocas de este litotipo con textura predominantemente granonematoblástica, las cuales varían en su tamaño de grano de fino a medio y están compuestas casi en su totalidad por cristales de Actinolita y Hornblenda que muestran formas prismáticas y alargadas, acompañados por pequeños cristales de Plagioclasa, Biotita, Cuarzo, Esfena, Epidota, Óxidos, Minerales Opacos y Minerales Isotrópicos. La Sericita se presenta como mineral de alteración de la Plagioclasa y la Clorita aparece como alteración de los cristales de Actinolita.

La Actinolita corresponde a blastos de color verde, relieve medio, pleocroísmo de verde claro a verde oscuro que muestra geometrías prismáticas (alargadas) y colores de interferencia que varían desde finales de primer orden hasta finales de segundo orden.

Se presenta como cristales subidioblásticos verdes pálidos, pleocroísmo moderado y relieve moderado típico. La Hornblenda se encuentra asociada a los cristales de Actinolita estando en paragénesis en la mayoría de las placas y presentando colores de interferencia de tercer orden.

La Plagioclasa se muestra de formas irregulares y por lo general se encuentra alterada por Sericita.

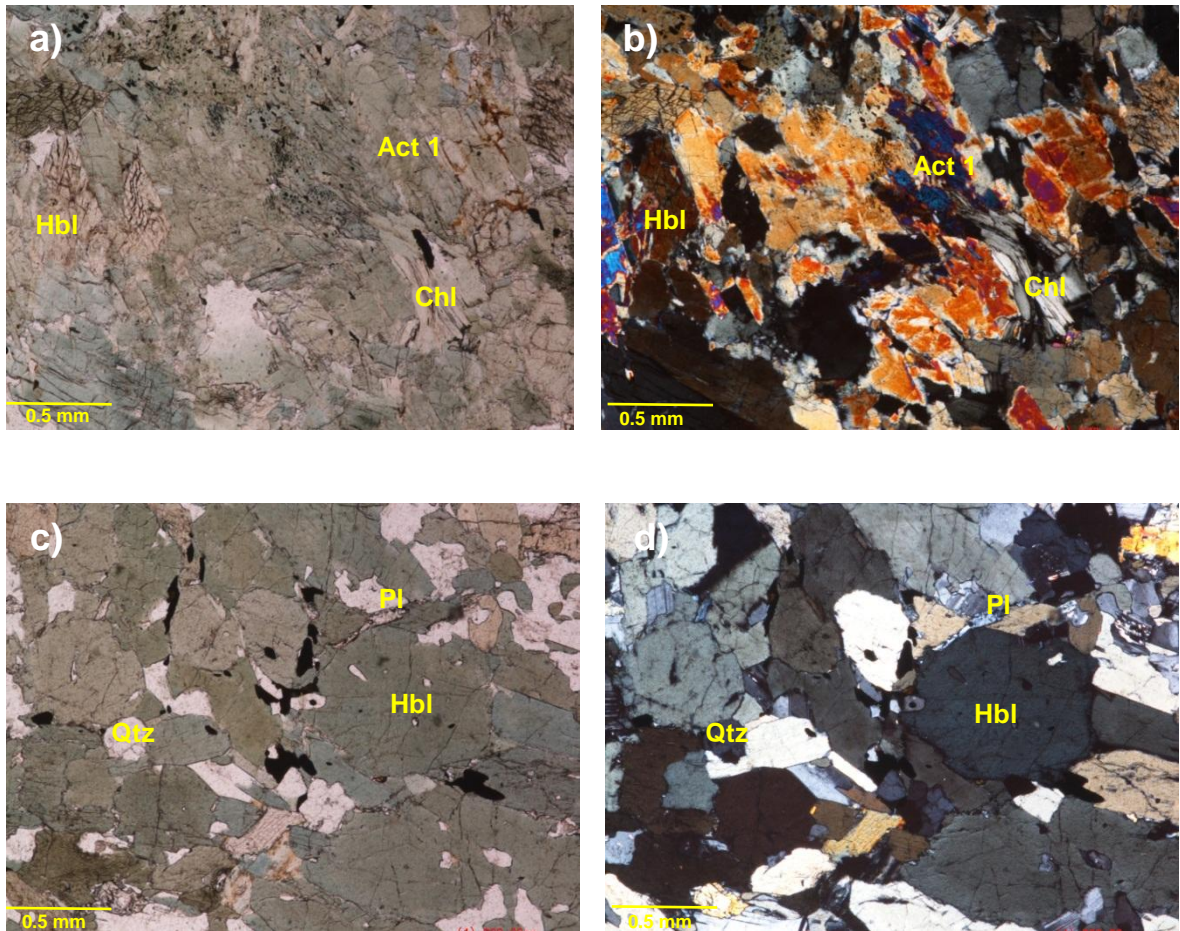
De formas xenoblásticas, incoloros y de bajo relieve, el Cuarzo se encuentra acompañando los cristales de Plagioclasa en mínima proporción.

La Epidota se presenta en mínimas cantidades pero está asociada a la Actinolita. Es de carácter subidioblástico, de relieve alto, pleocroísmo débil y sus colores de interferencia son de tercer orden.

La Biotita exhibe tonalidades marrón oxido, leve pleocroísmo, tamaño de grano fino, carácter xenoblástico asociada a la Epidota y en contacto con la Actinolita.

Los Minerales Opacos se encuentran distribuidos homogéneamente de formas irregulares, tamaños de grano fino y se presentan sobre los cristales de Actinolita y Hornblenda.

Figura 18: Anfibolitas en sección delgada. (a), (b): Cristales de Actinolita mostrando sus diferentes colores de interferencia y algunos alterados por Clorita hacia los bordes (Aumento 5X); (c), (d): Porfidoblástos de Hornblenda de diferentes formas rodeados por minerales opacos y pequeños cristales de Cuarzo y Plagioclasa en mínima proporción (Aumento 5X).



9.12 NEISES ANFIBOLICOS

Estos Neises exhiben una textura predominantemente granonematoblástica con tamaño de grano grueso. En todas las muestras se observa una distribución homogénea de los minerales en la roca, no presentan una orientación bien definida pero se observa una intercalación entre los cristales de Hornblenda y Plagioclasa los cuales son los principales constituyentes de este litotipo.

Localmente hay una leve orientación por parte de los cristales de Biotita. Los Neises Anfibólicos generalmente están compuestos por: Hornblenda, Plagioclasa, Actinolita, Biotita, Moscovita, Epidota, Esfena, Cuarzo, Clinozoisita, Zoisita, Calcita, Minerales Opacos, Óxidos Fe y Minerales Isotrópicos. Se presentan también la Clorita como mineral de alteración de la Hornblenda y la Sericita por la Plagioclasa.

La Hornblenda se presenta en abundancia en este tipo de Neises. Es de carácter xenoblástico a subidioblástico, de color verde, relieve medio, tamaño de grano grueso y pleocroísmo moderado. Presenta hábito tabular, bordes irregulares y generalmente se encuentra en contacto con la Plagioclasa. Sus colores de interferencia son moderados y varían entre verde oscuro, amarillo y grises de segundo orden. Se observa también que algunos cristales presentan un carácter poiquiloblástico con pequeñas inclusiones de Cuarzo, se muestran fracturados y con oxidación alrededor de sus fracturas.

La Plagioclasa es de carácter xenoblástico a subidioblástico, incolora de bajo relieve, tamaño de grano medio a grueso y exhibe su maclado polisintético característico. Se presenta parcial a totalmente alterada por Sericita desde los bordes hacia el centro y muestra una textura poiquiloblástica con pequeñas inclusiones de Moscovita. Otros cristales presentan una zonación de borde a centro y se encuentran alterados por Sericita en los bordes, también contienen inclusiones de Moscovita. Se encuentra en contacto con la Hornblenda generando así, la paragénesis más común de este litotipo.

La Biotita es de color marrón, relieve medio y pleocroísmo moderado (marrón a marrón oscuro). Se muestra de carácter subidioblástico, hábito tabular y con una leve orientación, determinando la dirección de foliación de estas rocas. Su tamaño de grano varía entre fino a medio, sus bordes regulares y por lo

general se encuentra en contacto y asociada a la Hornblenda (algunos cristales están asociados con la Moscovita).

La Moscovita es de carácter subidioblástico, incolora de tamaño de grano muy fino y geometrías aciculares. Se presenta por lo general incluida dentro de los cristales de Plagioclasa. Otros cristales de Moscovita son producto de la recristalización de la Sericita que se encuentra alterando los porfidoblóstos de Plagioclasa.

El Cuarzo varía en su tamaño de grano de fino a medio, se encuentra distribuido heterogéneamente en menor proporción en estas rocas y asociado a la Plagioclasa. Es de carácter xenoblástico, incoloro, de bajo relieve y con colores de interferencia grises de primer orden. Se presenta también otra generación de Cuarzo, como agregados granulares de tamaño de grano muy fino con una orientación preferencial asociados a los cristales de Biotita y rodeando los porfidoblóstos de Hornblenda y Plagioclasa.

La Epidota por lo general se muestra de color amarillo pardo y leve pleocroísmo. Es de carácter subidioblástico a xenoblástico, de tamaño de grano fino y relieve medio, sus colores de interferencia son de tercer orden y se encuentra asociada y en contacto neto con la Hornblenda.

De carácter subidioblástico, la Esfena es de color marrón, alto relieve alto, pleocroísmo débil y está asociada a la Hornblenda. Se observa también otra generación de Esfena como agregados granulares de tamaño de grano muy fino que están en contacto con la Biotita y otros cristales que bordean los minerales opacos desarrollando bordes de reacción alrededor de los mismos.

Los Minerales Opacos presentan geometrías irregulares y tamaño de grano fino a medio, se encuentran asociados a la Hornblenda.

Los Óxidos de Fe son de carácter xenoblástico de color rojo, tamaño de grano fino, asociados a la Hornblenda y a los minerales opacos.

La Actinolita se presenta como agregados fibrosos de color verde, relieve medio y pleocroísmo de verde oscuro a amarillo pardo. Es de carácter subidioblástico y se encuentra en cantidades menores pero distribuidos homogéneamente en las muestras, sus colores de interferencia son de tercer orden (predominantemente amarillos).

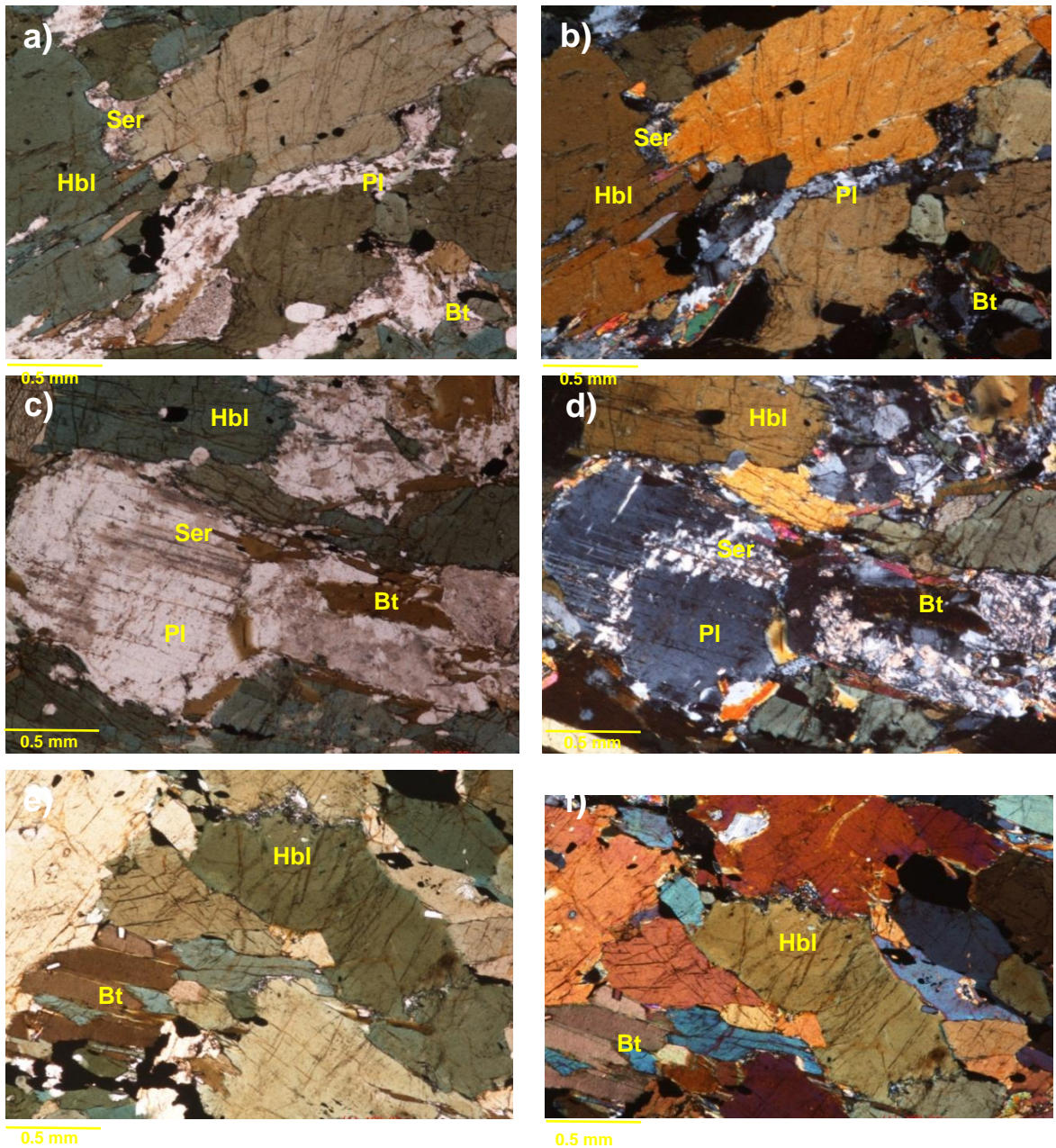
Los Minerales Isotrópicos que se observan son de carácter subidioblástico, se encuentran aislados y en contacto con la Clorita que altera los cristales de Hornblenda.

La Calcita se presentan formando vetillas de espesores muy finos con sus colores de interferencia pasteles y maclado polisintético. Se observan también cristales aislados con formas xenoblásticas asociados y en contacto con la Plagioclasa.

La Clinozoisita es de tamaño de grano muy fino y se presentan bordeando algunos Anfíboles. Sus colores de interferencia son amarillos y azules anómalos y se toma como un mineral accesorio.

La Zoisita es de carácter subidioblástico, tamaño de grano muy fino que muestran colores de interferencia azules anómalos asociada a la Clinozoisita, siendo esta una mineral accesorio también.

Figura 19: Neises Anfibólicos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Porfidoblástos de Hornblenda mostrando una orientación preferencial y en contacto con Plagioclasa y Biotita. (Aumento 5X); (c), (d): Sericita invadiendo la Plagioclasa de borde a centro (Aumento 5X); (c), (d): diferentes formas de la Hornblenda, cristales tabulares fracturados y sin una orientación preferencial (Aumento 5X).



9.13 GRANULITAS

Estas rocas presentan una textura predominantemente granoblástica con tamaño de grano grueso y localmente muestran texturas mesoperfíticas y texturas de sobrecrecimiento típicas de las Granulitas. Están compuestas en su mayoría por Piroxenos, cristales de Plagioclasa con su maclado polisintético característico, porfidoblóstos de Granate fragmentales y Minerales Opacos tipo Ilmenita-Magnetita. A este ensamble mineral se le suman los pequeños cristales de Cuarzo, Feldespato Alcalino, Epidota, Esfena y Zoisita. La Sericita se presenta alterando los blastos de Plagioclasa y la Clorita invade las fracturas de los cristales de Granate alterando los mismos dejando una matriz a la cual se le incluyen blastos aciculares de Actinolita. Se observa que la mayoría de constituyentes de estas rocas se muestran alterados y fracturados producto de las altas condiciones de P/T bajo las cuales se formó este litotipo.

Hetereoblóstos xenoblásticos de tamaño de grano medio, pleocroicos de color verde y relieve moderado. Los Piroxenos se encuentran en abundancia en estas rocas y están en contactos suturados con el Feldespato Alcalino y la Plagioclasa. Algunos cristales presentan sobre crecimiento de Cuarzo y sus colores de interferencia son fuertes de tercer orden.

La Plagioclasa es de carácter subidioblástico a xenoblástico, tamaño de grano grueso, bajo relieve y bordes irregulares. Presentan su maclado polisintético característico y se encuentran alterado por cristales de Sericita pervasivos en los bordes de sus maclas. Se encuentra en contactos suturados con los Piroxenos y en contacto neto con el Granate.

El Granate es de color crema, se presenta fracturado y alterado por reemplazamiento de la Clorita en las fracturas. Tiene forma xenoblástica, alto

relieve y pleocroísmo nulo. Están en contacto con la Plagioclasa bordeados por cristales de Epidota.

Los Minerales Opacos son de tipo Ilmenita-Magnetita, presentan geometrías irregulares y se encuentran en abundancia asociados a los Piroxenos y en contacto con los cristales de Granates.

Son individuos de color gris claro, relieve moderado y tamaño de grano fino a medio. El Feldespato Alcalino presenta geometrías irregulares y está asociado a la Plagioclasa en texturas mesopertíticas típicas de las rocas Granulíticas.

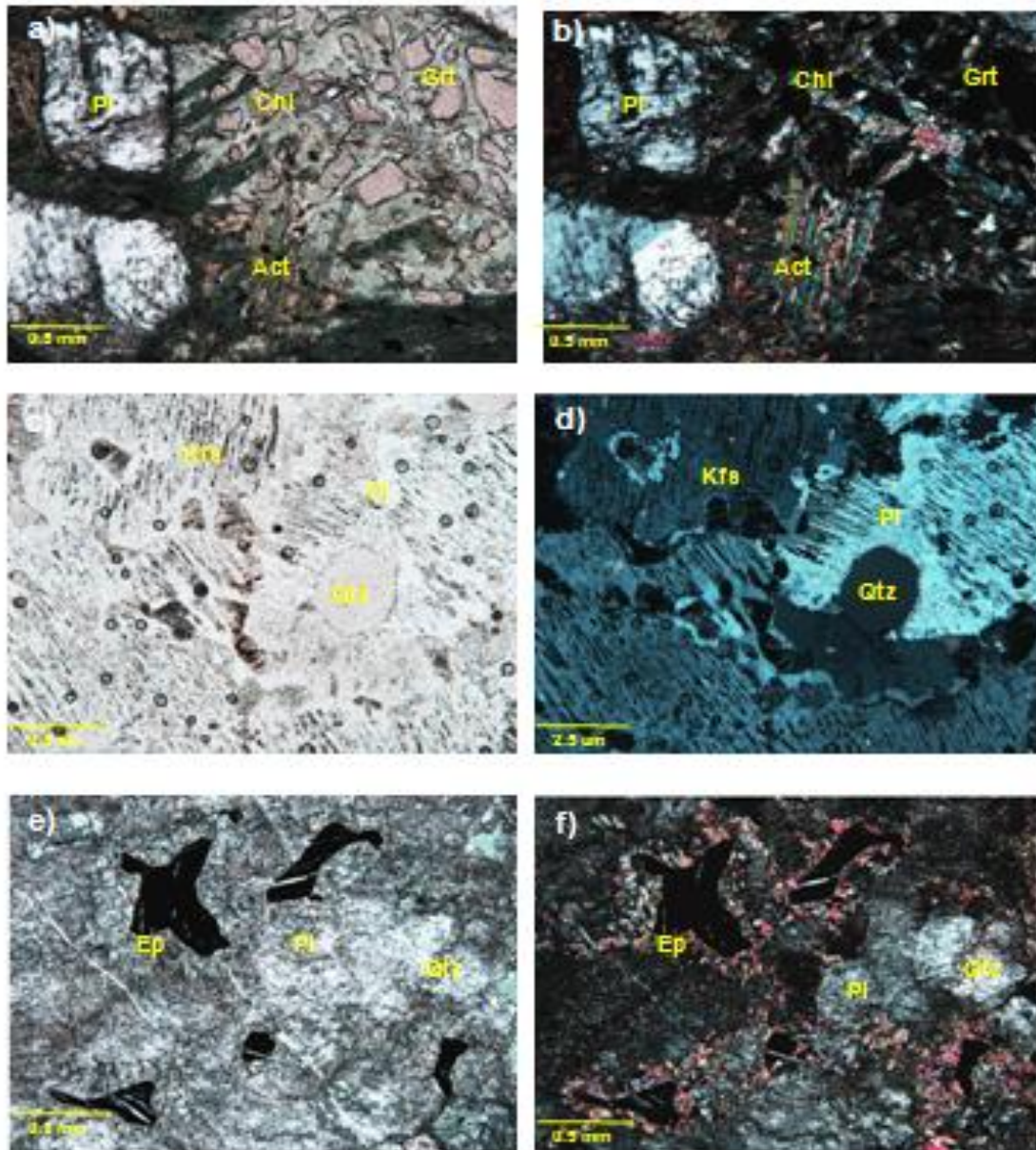
Se presenta en agregados sobre los Minerales Opacos conformando texturas coroníticas de sobrecrecimiento, la Epidota es de carácter subidioblástico a xenoblástico, incolora de alto relieve y colores de interferencia de tercer orden.

El Cuarzo es de carácter xenoblástico, incoloro de bajo relieve y tamaño de grano medio. Su color de interferencia es azul grisáceo de primer orden y está en contacto con el Granate.

Individuos aislados de alto relieve, color marrón y formas xenoblásticas. La Esfena se encuentra asociada a los minerales opacos y está en contacto con la Zoisita.

La Zoisita se clasifica como mineral accesorio y se presenta como agregados granulares incoloros de relieve medio y tamaño de grano fino presentes sobre los porfidoblóstos de Plagioclasa que muestran colores de interferencia azules anómalos.

Figura 20: Granulitas en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas con PPL y a la derecha con XLP. (a), (b): Blastos aciculares de Actinolita en matriz de Clorita por alteración de Granate fragmental (Aumento 5X); (c), (d): Textura mesopertítica típica en rocas Granulíticas (Aumento 10X.); (e), (f): Textura de Granulita Cuarzo-Feldespática con textura coronítica de sobrecimiento en agregados de Epidota sobre mineral opaco (Aumento 5X).



10. METAMORFISMO

Con base en las descripciones anteriores, se puede concluir que las rocas Carbonatadas, las Metapelitas y Metabasitas analizadas en la secuencia metamórfica aflorante en el sector de Ciénaga - Rio Frio varían de acuerdo al esquema de facies de Spear (1993) desde la facie Phrenita – Pumpellyta a través de las facies de Esquistos Verdes - Epidota-Anfibolita – Anfibolita hasta las facies Granulitas.

Las facies de metamorfismo que pueden ocurrir en estas rocas se ilustran en la tabla 3, las cuales se discuten a continuación.

Tabla 3. Asociaciones minerales de los litotipos indicando las diferentes facies y subfacies de metamorfismo presentes en la zona de estudio

LITOTIPOS	MUESTRA	PARAGENESIS ENCONTRADAS	FACIES METAMORFICAS	SUBFACIE
Granulitas	SEV-6-12-16	Pl + Px + Op + Spn Pl + Qtz + Kfs + Zo	Granulita	Granulita Piroxenica
	SEV-6-14-19	Alm + Act + Chl + Pl + Ep Pl + Qtz + Ep + Op	Anfibolita	Almandina Ortoclasa
	SEV-6-10-11	Alm + Act + Chl + Pl + Ep Pl + Grt + Qtz	Epidota Anfibolita	
Neises Anfibólicos	SEV-6-6-5	Hbl + Pl + Bt + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-5-1-1	Hbl + Pl + Ms + Spn Hbl + Pl + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-6-6-4	Hbl + Bt + Pl + Ep Hbl + Bt + Spn + Pl + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-5-8-16	Hbl + Bt + Qtz + Pl Bt + Qtz + Spn + Ep	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-5-3-7	Pl + Hbl + Bt + Qtz Hbl + Pl + Ep + Spn	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-4-3-9	Hbl + Qtz + Spn Pl + Zo + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-5-3-5	Hbl + Pl + Bt + Ep + Spn Pl + Ms + Bt + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-6-11-13	Act + Hbl + Pl + Qtz Act + Pl + Bt + Ep	Epidota Anfibolita	
	SEV-6-5-1	Hbl + Pl + Ep + Qtz	Epidota Anfibolita	

LITOTIPOS	MUESTRA	PARAGENESIS ENCONTRADAS	FACIES METAMORFICAS	SUBFACIE
Anfibolita	SEV-5-3-6	Hbl + Bt + Ep + Spn Hbl + Pl + Ms + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-5-7-14	Act + Hbl + Ep + Spn	Epidota Anfibolita	
Neises Anortosíticos	SEV-5-13-24	Pl + Qtz (1) + Chl Qtz + Chl + Ms + Grt	Esquistos Verdes	Granate
	SEV-6-7-7	Qtz + Pl + Ms + Bt	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-5-11-21	Pl + Qtz + Bt + Ep Pl + Act + Bt + Hbl + Spn	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-5-4-9	Pl + Qtz + Bt + Ms + Ep	Esquistos Verdes	Biotita
Neis Cuarzo Micáceo	SEV-5-4-8	Qtz + Pl + Ms + Bt Qtz + Ms + Bt + Spn + Ep	Esquistos Verdes	Biotita
Neis Cuarzo Actinolítico	SEV-5-6-13	Qtz + Act + Pl + Ms Qtz + Act + Spn + Ep	Esquistos Verdes	Biotita
Esquistos Cuarzo Micáceos	SEV-4-13-25	Ms + Grt + Bt + Qtz Ms + Bt + St + Qtz	Anfibolita	Estaurolita Almandino
	SEV-1-5-20	Qtz + Pl + Bt + Ms + St	Anfibolita	Estaurolita Almandino
	SEV-4-16-29	Qtz + Bt + Grt	Esquistos Verdes	Granate
	SEV-4-11-20	Qtz + Ms + Bt Qtz + Grt + Ms + Bt	Esquistos Verdes	Granate
	SEV-4-8-14	Bt + Ms + Qtz + Pl Qtz + Bt + Grt	Esquistos Verdes	Granate
	SEV-5-12-22	Qtz (1) + Bt + Ep + Pl Bt + Ep + Qtz (2) + Spn Qtz (2) + Ms + Pl + Ep	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-4-14-26	Qtz + Ms + Bt + Pl Qtz + Bt + Ep + Spn	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-4-1-3	Qtz + Ep + Ms + Bt + Chl Qtz + Cal + Ms	Esquistos Verdes	Biotita
Esquistos Cuarzo Feldespáticos	SEV-3-8-26	Pl + Qtz + Act + Ep	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-1-12-38	Pl + Qtz + Hbl + Bt + Mc	Esquistos Verdes	Biotita
Esquistos Actinolíticos	SEV-1-1-3	Act + Pl + Qtz + Bt	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-3-8-25	Act + Pl + Qtz + Ep	Esquistos Verdes	Clorita
	SEV-2-8-22	Act + Ep + Qtz + Pl	Esquistos Verdes	Clorita
	SEV-1-1-9	Act + Qtz + Pl	Esquistos Verdes	Clorita
	SEV-1-1-7	Act + Pl + Qtz + Mc	Esquistos Verdes	Clorita
	SEV-1-1-6	Act + Pl + Qtz	Esquistos Verdes	Clorita
Esquistos Cloríticos	SEV-4-11-22	Chl + Ep + Pl + Qtz Bt + Pl + Ms + Zo	Esquistos Verdes	Biotita
	SEV-4-16-28	Chl + Pl + Qtz + Ep + Spn Pl + Qtz + Cal	Esquistos Verdes	Clorita
Mármoles Impuros	SEV-4-3-10	Cal + Tr Di + Cal + Tr + Spn	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-3-16-50	Cal + Di + Tr Cal + Di + Qtz + Ms	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-3-16-49	Cal + Di + Tr	Anfibolita	Andalucita Almandino

LITOTIPOS	MUESTRA	PARAGENESIS ENCONTRADAS	FACIES METAMORFICAS	SUBFACIE
	SEV-2-7-18B	Cal + Qtz + Di + Ep	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-2-7-18A	Cal + Qtz + Di + Ep	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-2-7-12	Cal + Di	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-1-5-21	Cal + Di + Tlc	Anfibolita	Andalucita Almandino
	SEV-1-5-17	Cal + Tr + Ep + Ms	Esquistos Verdes	Clorita
	SEV-3-11-36	Cal + Qtz + Ms + Ep	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-3-3-5	Cal + Qtz + Ms + Ep	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-2-5-11	Cal + Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-2-2-2	Cal + Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-1-5-27	Cal + Qtz + Ms + Ep	Phrenita Pumpellyta	
Rocas silíceo Carbonatadas	SEV 2-12-34	Cal + Qtz + Ep	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-1-3-12	Cal + Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	
Mármoles Puros	SEV-2-3-6	Cal + Ms	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-1-7-30	Cal + Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-1-6-28	Cal + Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-1-5-25	Cal+ Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	
	SEV-1-2-11	Cal + Qtz + Ms	Phrenita Pumpellyta	

Fuente: Autores.

La evolución metamórfica que se describe a continuación corresponde a unidades de edades y ambientes diferentes, lo cual hace referencia a una división de segmentos de facies metamórficas individualmente para cada formación. En la figura 21 se muestra una aproximación de la curva de P/T determinada a partir de los principales cambios mineralógicos que podrían haber ocurrido durante la evolución metamórfica en las unidades Marmoles de Ciénaga, Esquistos de San Lorenzo, Neis de Buritaca y Granulita los Mangos.

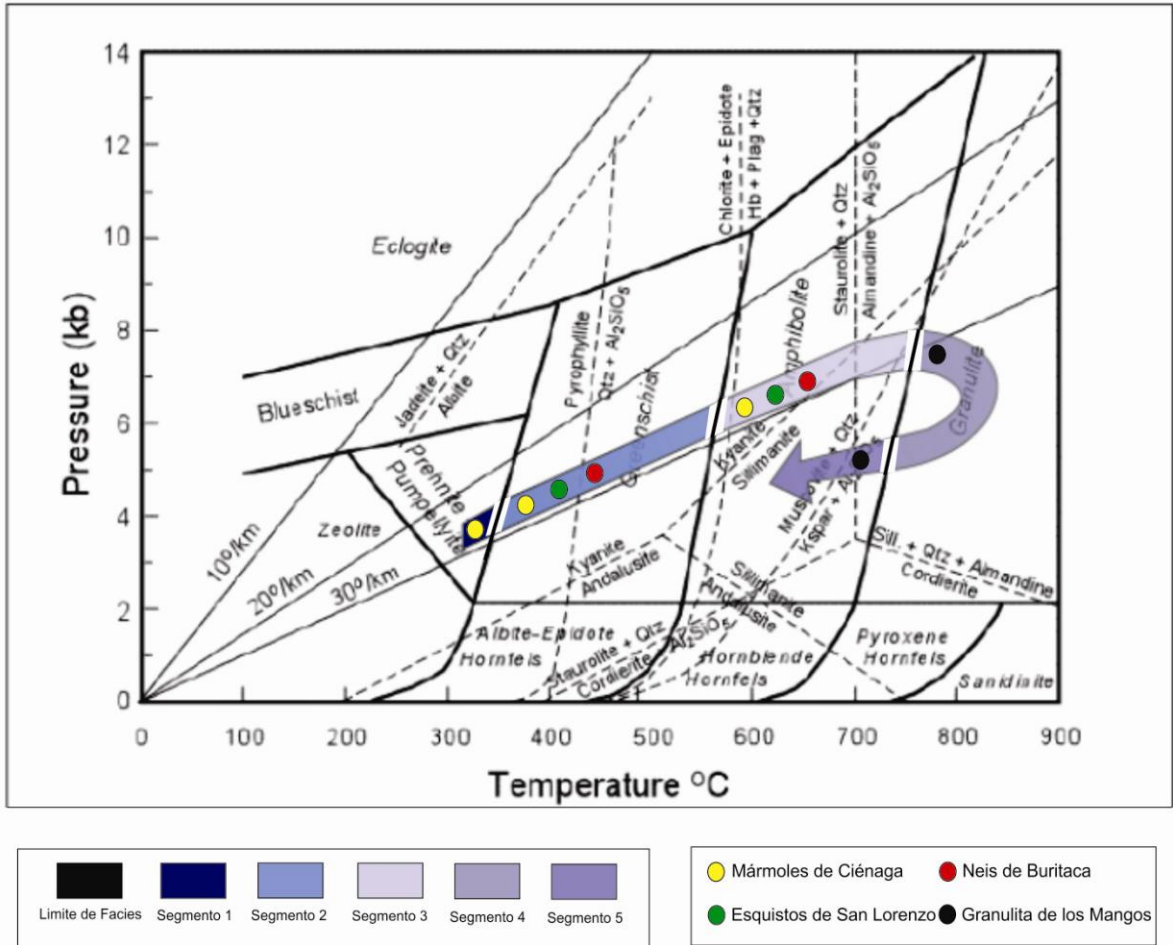
Spear (1993) muestra las principales facies de metamorfismo. El diagrama Al_2SiO_5 representa las condiciones de presión y temperatura de la Cianita (Y), Andalucita (And) y Sillimanita (Sil) como se muestra en la figura 21. Los límites sombreados

(líneas grises gruesas) entre facies adyacentes son actualmente zonas de considerable amplitud en presión y temperatura.

Para las unidades que abarcan el complejo metamórfico del sector de Ciénaga – Río Frío, denominadas por Tschanz et al., (1969) como Mármoles de Ciénaga, Esquistos de San Lorenzo, Neis de Buritaca y Granulitas de los mangos, se tiene una trayectoria de presión y temperatura en sentido horario. La flecha se divide en cinco segmentos que hacen parte de la evolución metamórfica para toda la zona de estudio, teniendo en cuenta que no corresponde a una curva de P/T para una unidad en particular, sino a la representación de las facies metamórficas presentes en cada una de estas formaciones: segmento 1 – etapa de facies Phrenita-Pumpellyta; segmento 2 – etapa de facies esquistos verdes; segmento 3 – etapa de facies anfibolita; segmento 4 – etapa de facies granulita; y segmento 5 – etapa de metamorfismo retrógrado.

Según Miyashiro (1994) con relación a la estabilidad de los polimorfos de Al_2SiO_5 ha definido el metamorfismo de intermedia P/T como series Cianita-Silimanita ya que esta es la transición que se produce en los aluminosilicatos al aumentar el grado metamórfico.

Figura 21. Diagrama de facies mostrando las ocho principales facies del metamorfismo y los segmentos por los cuales se presenta la secuencia metamorfica estudiada indicando las facies metamórficas presentes para cada unidad. Tomado y modificado de Spear 1993.



10.1 METAMORFISMO DE MEDIA PRESION/TEMPERATURA (SERIES CIANITA-SILIMANITA)

La secuencia metamórfica aflorante en el sector de Ciénaga – Rio Frío ha sufrido metamorfismo de presiones intermedias, que pasa por un rango desde las facies Prhenita-Pumpellyta (Segmento 1) pasando por las facies Esquistos Verdes

(Segmento 2, presentando las subfacies de Clorita, Biotita y Granate), siguiendo por las facies Epidota–Anfibolita (Segmento 3), continuando hacia las facies Anfibolita (segmento 4, presentando las subfacies Andalucita-Almandino, Estauroлита-Almandino y Almandina-Ortoclasa; fase prógrada: segmento 4), hasta las facies Granulita (presentando las subfacies de Granulita Piroxénica; fase retrógrada: segmento 5).

Las rocas aflorantes en este sector corresponden a una secuencia metamórfica donde se tiene una amplia variedad de protolitos, que incluye desde a) rocas sedimentarias: arcillosas, arenosas, siliciclásticas, calcáreas y rocas pelíticas, y b) rocas ígneas como granodioritas, granitos, gabros y rocas ultramáficas. La diferencia entre protolitos genera materiales composicionales de tipo pelítico, calcáreo, cuarzo feldespático, y máfico intercalado en la secuencia.

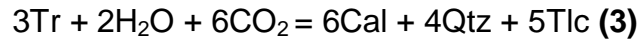
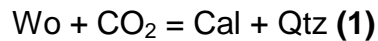
Las reacciones químicas más importantes que pueden ocurrir en esta secuencia metamórfica se ilustran en la tabla 4, las cuales se discuten en el texto.

Tabla 4. Reacciones químicas presentes en la secuencia metamórfica en estudio. Fuente: Autores.

(1) $Wo + CO_2 = Cal + Qtz$	(Spear1993)
(2) $Tr + Dol + H_2O + CO_2 = 3Cal + 2Tlc$	(Spear1993)
(3) $3Tr + 2H_2O + 6CO_2 = 6Cal + 4Qtz + 5Tlc$	(Spear1993)
(4) $Dol + 4Di + H_2O + CO_2 = 3Cal + Tr$	(Spear1993)
(5) $Chl \downarrow Al + Carbonato + Ox = Act \pm Zo + CO_2 + H_2O$	(Spear1993)
(6) $Chl + KFeld = Ms + Bt + Qtz + H_2O$	(Spear1993)
(7) $Fe-Cld + Ann = Alm + Ms + H_2O$	(Spear1993)
(8) $Cld + Bt + H_2O = Grt + Chl$	(Spear1993)
(9) $Zo \text{ o } Ep + Chl + Qtz = Act + An + H_2O$	(Spear1993)
(10) $Chl + Ep = Al - Anf$	(Spear1993)
(11) $Fo + 3Wo + CO_2 = 2Di + Cal$	(Spear1993)
(12) $Grt + Chl = St + Bt + H_2O$	(Spear1993)
(13) $Hbl + Qtz = Opx + Cpx + Pl + H_2O$	(Spear1993)

10.2 FACIES PRHENITA PUMPELLYTA (SEGMENTO 1)

Esta facie de metamorfismo se presenta en los Mármoles de Ciénaga los cuales tienen un alto contenido de Calcita con cantidades mínimas de Cuarzo y Moscovita. Esta facie metamórfica se encuentra en los litotipos Mármol Puro, Mármol Impuro y Rocas Silíceo Carbonatadas. Las reacciones que pudieron ocurrir son (Spear, 1993):

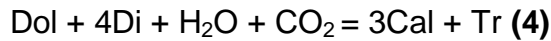


Bajo estas reacciones se obtiene la mineralogía presente en las rocas de la fase Phrenita-Pumplellyta: Cal + Qtz + Ms.

10.3 FACIE ESQUISTOS VERDES (SEGMENTO 2)

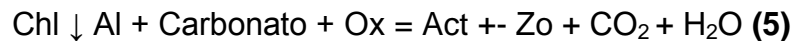
Las facies Esquistos Verdes están presentes en los Mármoles de Ciénaga, Esquistos de San Lorenzo y Neis de Buritaca. Se encuentra en los Mármoles Impuros – Esquistos Cloríticos - Esquistos Actinolíticos - Esquistos Cuarzo Feldespáticos - Esquistos Cuarzo Micáceos - Neis Cuarzo Actinolítico - Neis Cuarzo Micáceo y Neises Anortosíticos.

La transición entre la facie Phrenita-Pumplellyta y Esquistos Verdes en los Mármoles de Cienaga se evidencia con la aparición de la Tremolita en los Mármoles Impuros. Una reacción para la aparición de la Tremolita en la roca sería (Spear, 1993):

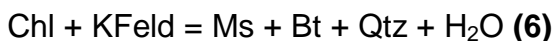


La reacción (4) se evidencia en las rocas de la secuencia estudiada en la muestra SEV-1-5-17, donde se observan cristales de Tremolita en contacto con Calcita y Cuarzo, formando una paragénesis típica de los Esquistos Verdes en rocas Carbonatadas. Para los Esquistos y Neises se encuentran rocas con paragénesis minerales que inician desde la facie Esquistos Verdes (subfacie Clorita).

La facie Esquistos Verdes se presenta en casi toda la variedad de litotipos de Esquistos y Neises, con excepción del Neis Anfibólico en el cual solo se encuentra la facie Anfibolita. La reacción típica para las Metabasitas sería de tipo (Spear, 1993):



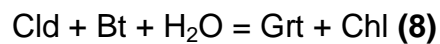
Esta reacción da lugar a la asociación mineral presente en la facie Esquistos Verdes Chl + Pl + Zo + Act + Qtz + Spn. Apartir de esta reacción se genera el primer Anfibol posiblemente por el calentamiento progresivo. Es posible que la Actinolita se de a temperaturas más bajas en composiciones ricas en Fe y a temperaturas mas altas en composiciones ricas en Mg. La isógrada de la Biotita se presenta asociada a P/T intermedias a bajas por la reacción (Spear, 1993):



Esta reacción da lugar a asociaciones Chl + Bt + K Feld en donde a medida que la temperatura aumenta la Clorita y la Biotita empiezan a enriquecerse en Mg. La reacción (6) es disvariante y marca la primera aparición de la Muscovita con la Biotita juntas en la misma roca. Esto ocurre en campos de temperaturas de 300 a 400°C (Spear, 1993).

Característicos de esta facies se encuentran asociaciones en la secuencia de los Esquistos de San Lorenzo, los cuales afloran abundantemente hacia la zona de Rio-Frío, presentando paragénesis con Moscovita y Biotita en contacto.

La isograda del Granate se presenta a presiones y temperaturas intermedias, por las reacciones (Spear, 1993):



Esta isograda del metamorfismo en Esquistos Verdes se encuentra con la aparición del Granate en los Esquistos Cuarzo Micáceos y en los Neises Anortosíticos. Las reacciones (7) y (8) posiblemente se presentan en las muestras SEV-4-8-14, SEV-4-11-20 y SEV-5-13-24, donde el Granate se encuentra en contacto con la Moscovita y la Clorita en paragénesis mineral, dando lugar a la subfacie Granate en los Esquistos de San Lorenzo y en el Neis de Buritaca.

10.4 FACIES ANFIBOLITAS (SEGMENTO 3)

10.4.1 Facie Epidota Anfibolita. La facie Epidota-Anfibolita tiene varios cambios mineralógicos para analizar, se encuentra en las Anfibolitas y Neises Anfibólicos presentes en las unidades del Neis de Buritaca y en las Granulita los Mangos. En la figura 21 se observa aproximadamente a 3,5 Kbar la intersección de las reacciones Chl-out y Ep-out. Estas reacciones establecen el campo de estabilidad de la facie Epidota-Anfibolita. A presiones superiores a la intersección, la Clorita desaparece dando lugar a paragénesis típicas de la facie Epidota-Anfibolita, y a presiones inferiores desaparece la Epidota, pero la Clorita continúa en la paragénesis generando asociaciones típicas de los Esquistos Verdes. Es importante tener en cuenta, que la Clorita y la Epidota son estables, incluso en la

facie Anfibolita, pero las proporciones de aparición de estos minerales son restringidas. La Epidota está limitada a composiciones ricas en Ca, y la Clorita a composiciones ricas en Mg (Spear, 1993).

Según Spear 1993, el cambio en proporciones modales de los minerales atraviesa la transición de la facie Esquistos Verdes a Epidota-Anfibolita (Apted y Liu 1983, exponen esto a partir de estudios realizados, Figura 22). A una temperatura inferior a 400°C la paragénesis es Anf + Chl + Ep + Pl + Op + Qtz (asociación típica de la facie Esquistos Verdes). Aproximadamente a 400°C la cantidad de Clorita en la roca comienza a disminuir, y el Anfíbol disminuye aproximadamente a 540°C, donde la Clorita es removida de la asociación. Superior a 540°C la asociación es Anf + Ep + Pl + Op + Qtz (asociación típica de la facie Epidota-Anfibolita), la abundancia de la Epidota disminuye y el Anfíbol aumenta hasta una temperatura de 690°C, donde la Epidota es removida completamente de la asociación dejando la paragénesis de la facie Anfibolita como: Anf + Pl + Op + Qtz.

El cambio mineralógico más importante que se evidencia es la composición de los Anfíboles enriqueciéndose en Mg y reduciéndose en Fe con la aparición de la Hornblenda, donde la Hornblenda y la Actinolita son estables a P/T de la facie Epidota-Anfibolita, y a medida que aumenta la temperatura hacia la facie Anfibolita va desapareciendo la Actinolita. Otro cambio mineralógico importante es la reducción de la Epidota y su eventual desaparición con el tiempo.

La Plagioclasa cambia su composición a través de la brecha Peristerita, la cual es la brecha de miscibilidad pronunciada entre la Albita y la Oligoclasa.

Este cambio podría darse a partir de la reacción **(9)**, donde se presenta un enriquecimiento de la Plagioclasa cálcica:

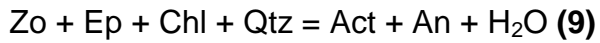
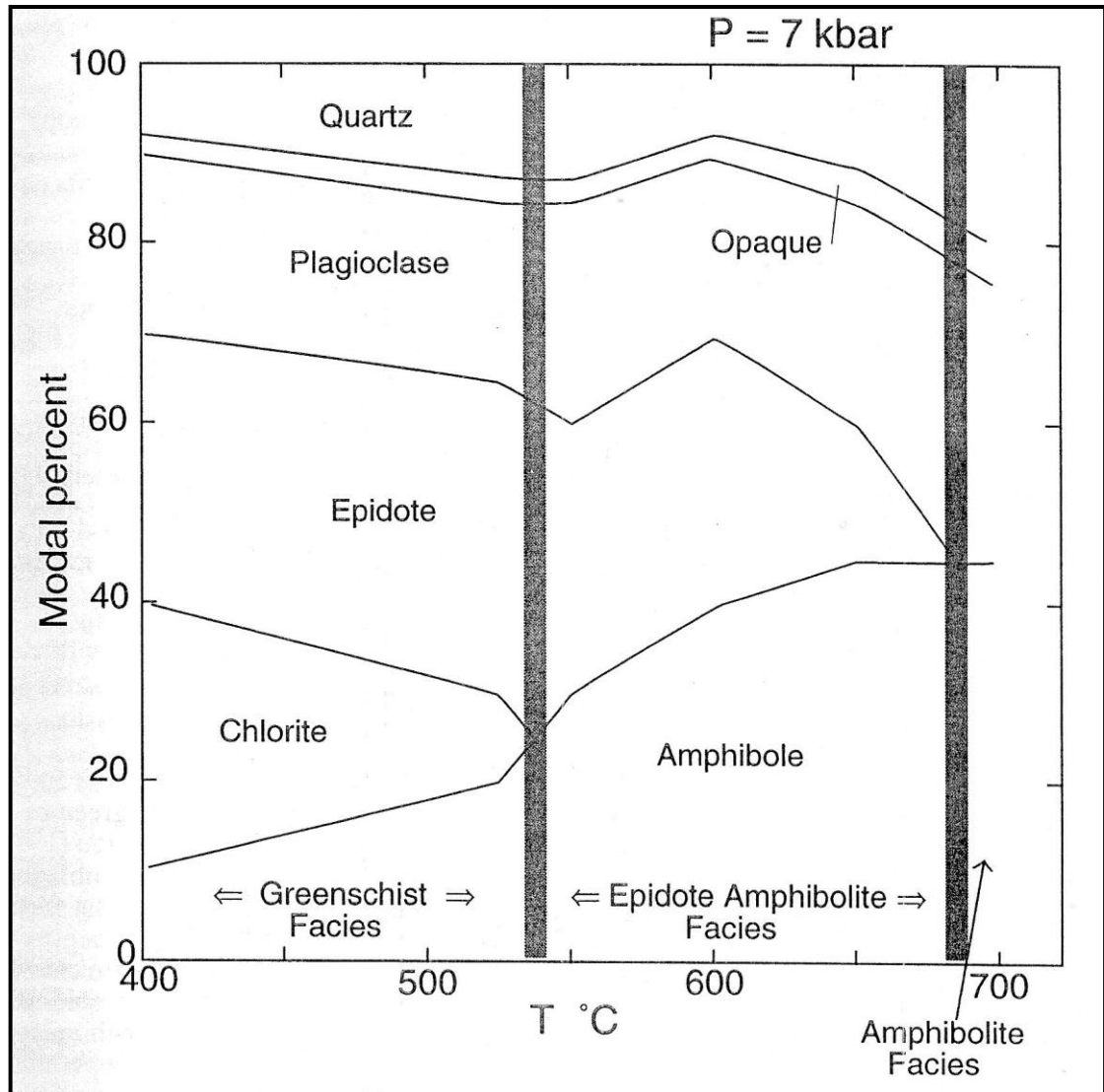
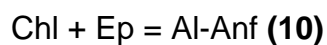


Figura 22. Gráfica de porcentaje modal contra temperatura para la transición entre la facie Esquistos Verdes y Anfibolitas realizada por Apted y Liou (1983). Tomado de Spear, 1993.



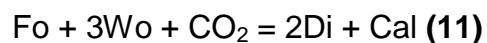
Una reacción que explica el aumento de la Hornblenda debido a que los campos de estabilidad de este mineral se expanden a composiciones mas ricas en Al es:



Lo anterior se evidencia en las muestras SEV 5-7-14, SEV 6-5-1 y SEV 6-11-13 donde se observa la aparición de Hornblenda en contacto con la Actinolita, y una disminución de la Epidota la cual posiblemente comenzó a reaccionar para darle paso al aumento de la Hornblenda en la roca.

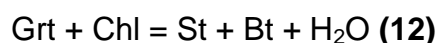
10.4.2 Facie Anfibolita. Esta facie de metamorfismo se encuentran en los litotipos de Mármoles Impuros, Esquistos Cuarzo Micáceos, Neises Anfibólicos, Anfibolitas y Granulitas, presentes en los Mármoles de Ciénaga, Esquistos de San Lorenzo, Neis de Buritaca y Granulita los Mangos.

Para los Mármoles Impuros se observa un cambio mineralógico importante como lo es la aparición del Diópsido, formando paragénesis típicas de la facie Anfibolita para rocas Carbonatadas. Las paragénesis encontradas son del tipo: Cal + Di + Tr + Qtz + Ep. La presencia de Diópsido en una roca Carbonatada posiblemente se produce por la reacción:



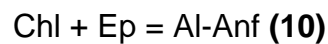
La reacción (11) se evidencia en las rocas SEV-1-5-21, SEV-2-7-12, SEV-2-7-18A, SEV-2-7-18B, SEV-3-16-49 y SEV-3-16-50, donde se encuentra Diópsido en paragénesis mineral y en contacto neto con cristales de Calcita.

En los Esquistos Cuarzo Micáceos se presenta la facie Anfibolita en el cual se evidencia un cambio mineralógico importante con la aparición de la Estaurolita. La presencia de Estaurolita en una roca de composición pelítica se produce por la reacción:



Esta reacción **(12)** marca la primera aparición de la Estauroлита con Biotita en la misma paragénesis mineral. En la secuencia metamórfica estudiada se observa la paragénesis típica con Estauroлита y Biotita en las muestras SEV-1-5-20 y SEV-4-13-25 de tipo Ms + Bt + St + Qtz.

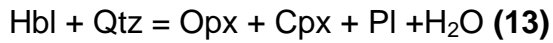
En los Neises Anfibólicos se presenta la transición de la facie Epidota-Anfibolita al facie Anfibolita, la cual se evidencia en la desaparición de la Actinolita y en la presencia de Hornblenda en mayor cantidad. La Epidota tiende a disminuir y en algunas rocas desaparece de la paragénesis mineral. Este cambio mineralógico posiblemente se produce por la reacción:



La reacción **(10)** muestra como la Clorita reacciona con la Epidota para producir Anfíboles ricos en Al, para los cuales el campo de estabilidad de la Hornblenda es mayor. Este cambio mineralógico se puede evidenciar en la muestra SEV-6-6-5, donde la Epidota desaparece por completo, los campos de estabilidad de la Actinolita ya no se presentan y la paragénesis mineral encontrada es: Hbl + Pl + Bt + Qtz, típica para de la facie Anfibolita.

10.5 FACIES GRANULITAS (SEGMENTO 4)

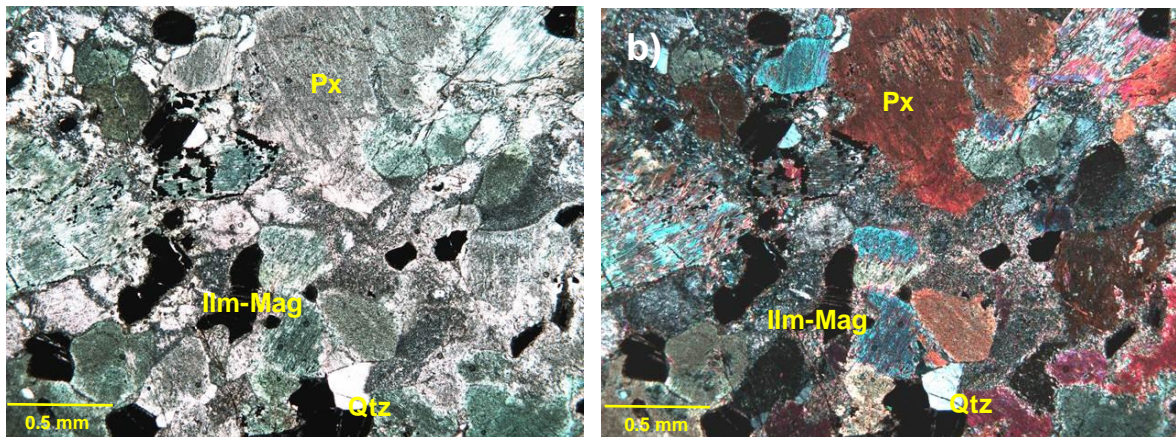
Esta facie de metamorfismo se presenta en las Granulitas de los Mangos, está definida por la primera aparición de Ortopiroxenos y Clinopiroxenos, las asociaciones típicas en esta facie incluye: Opx + Cpx + Pl ± Hbl ± Bt ± Qtz. Una reacción muy general para el rompimiento de la Hornblenda a través de la transición de facie Anfibolita sería:



En la reacción (13) se produce una deshidratación progresiva de la roca y la formación de Piroxenos. En la muestra SEV-6-12-16 se encuentran las paragénesis: (a) Pl + Cpx + Op + Spn, Pl y (b) Qtz + Kfs + Czo + Zo, las cuales evidencian que esta roca fue expuesta a P/T aproximadamente de 7 Kbar y 800°C respectivamente, pasando el límite de la facie Anfibolita a la facie Granulita.

En la figura 23 se muestra la asociación mineral representativa de una Granulita (SEV-6-12-16) característica de la secuencia metamórfica estudiada.

Figura 23. Ocurrencia de reacción 13. A la izquierda PPL, a la derecha XPL. (a), (b): Abundante contenido de Piroxenos en contacto con minerales opacos tipo Ilmenita-Magnetita. Fuente: Autores



10.6 METAMORFISMO PRÓGRADO Y METAMORFISMO RETRÓGRADO

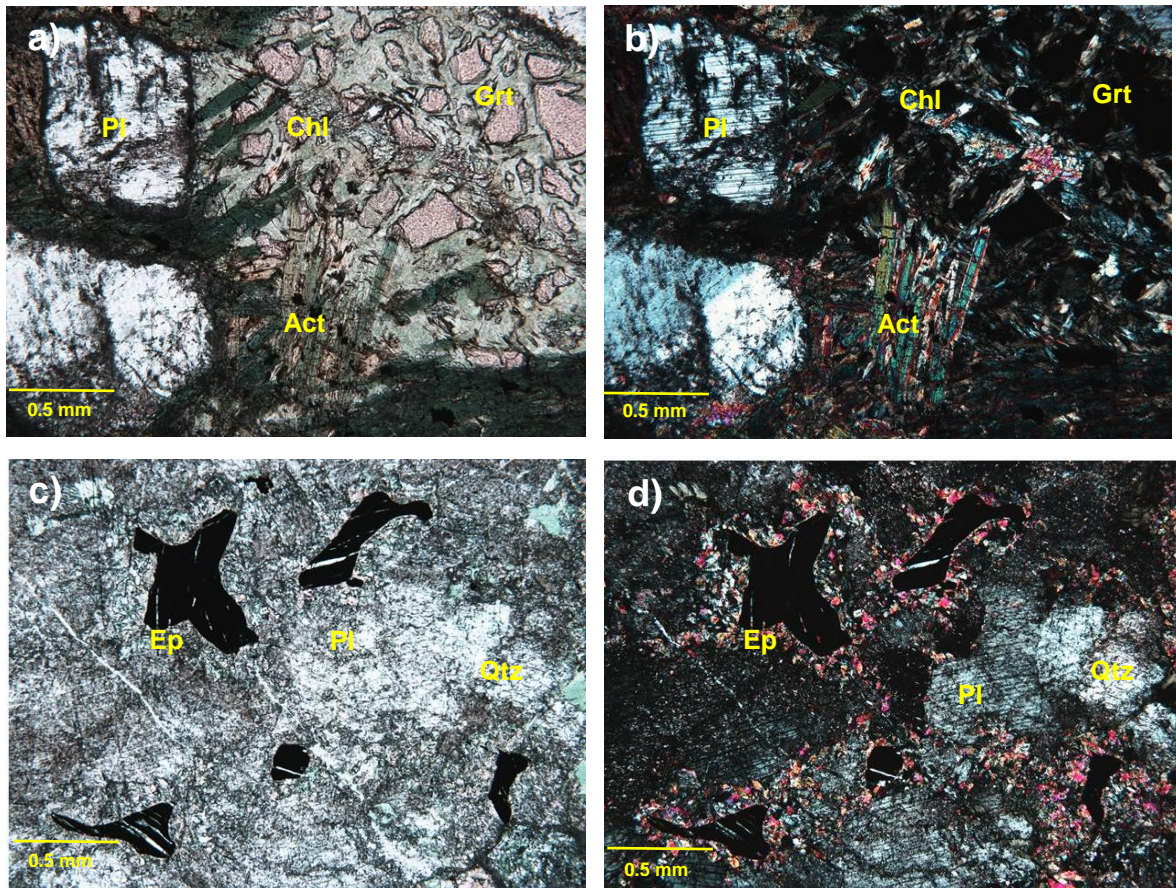
En toda la secuencia metamórfica estudiada se determinaron los segmentos del metamorfismo prógrado aumentando la P/T desde la facie Phrenita-Pumpellyta (Segmento 1), Esquistos Verdes (Segmento 2), Anfibolitas (Segmento 3), hasta la

facie Granulita (Segmento 4). Los cambios mineralógicos encontrados hasta el Segmento 4, muestran la ocurrencia de un metamorfismo prógrado, debido a que el cinturón de Sevilla presenta un alto grado en las rocas metamórficas (Zuluaga C; Stowell H, 2012), sin embargo se encontraron rocas con texturas y minerales que indican la ocurrencia de un metamorfismo retrógrado al final de la secuencia (Segmento 5).

El metamorfismo retrógrado está ligado al contexto tectónico de la zona, en el cual se presenta un mecanismo de exhumación debido a la subducción de la placa del Caribe por debajo de la placa Americana (Bustamante *et al.*, 2009) y se evidencia en las muestras SEV-6-10-11 y SEV-6-14-19, en las cuales los Granates son fragmentales y están siendo alterados por una matriz de Clorita que contiene blastos aciculares de Actinolita, y los ensambles minerales pasan de la facie Granulita a la facie Anfibolita; por otra parte se tiene la presencia de Epidota retrograda la cual genera un ensamble mineral típico de la facie Epidota-Anfibolita.

Cabe resaltar que algunas muestras se encuentran localmente milonitizadas y exhiben evidencias de metamorfismo retrógrado por la deformación y alteración de los cristales (SEV-5-13-24).

Figura 24. Evidencias de metamorfismo retrógrado. A la izquierda PPL, a la derecha XPL. (a), (b): Blastos aciculares de Actinolita en matriz de Clorita por alteración de Granate fragmental (Aumento 5X); (c), (d): Textura de Granulita Cuarzo-Feldespática con textura coronítica de sobrecimiento en agregados de Epidota sobre mineral opaco (Aumento 5X).



11. CONCLUSIONES

- Las rocas metamórficas analizadas pertenecientes a las unidades de Mármoles de Ciénaga, Esquistos de San Lorenzo, Neis de Buritaca y Granulitas de los Mangos, dan evidencia de metamorfismo de presiones intermedias y temperaturas bajas, intermedias a altas. Corresponden a una secuencia metamórfica que va desde el Proterozoico hasta el Cretácico Superior (Tschanz et al., 1969) la cual presenta una variedad de protolitos que incluye desde a) rocas sedimentarias: arcillosas, arenosas, siliciclásticas, calcáreas y rocas pelíticas, y b) rocas ígneas como granodioritas, granitos, gabros y rocas ultramáficas. La diferencia entre protolitos genera materiales composicionales de tipo pelítico, calcáreo, cuarzo feldespático, y máfico intercalado en la secuencia.
- Estas rocas evidencian la producción de Clorita, Pirita, Epidota, Zoisita, Clinozoisita, Actinolita, Hornblenda, y a presiones y temperaturas más altas Plagioclasa Cálcida, Granate y Piroxenos.
- A partir del análisis desarrollado en este trabajo, se determinaron trece (13) litotipos metamórficos aflorantes organizados de menor a mayor grado de evolución metamórfica: **Mármoles Puros, Rocas Silíceo Carbonatadas, Mármoles Impuros, Esquistos Cloríticos, Esquistos Actinolíticos, Esquistos Cuarzo Feldespáticos, Esquistos Cuarzo Micáceos, Neises Cuarzo Actinolíticos, Neises Cuarzo Micáceos, Neises Cuarzo Feldespáticos, Anfibolitas, Neises Anfibólicos y Granulitas.** (ANEXO II).
- Para las formaciones denominadas por Tschanz (1969) se tienen los siguientes tipos de roca:

Mármoles de Ciénaga: Mármoles puros, Rocas Silíceo Carbonatadas, Mármoles Impuros.

Esquistos de San Lorenzo: Esquistos Actinolíticos, Esquistos Cuarzo Feldespáticos, Esquistos Cuarzo Micáceos.

Neis de Buritaca: Esquistos Cloríticos, Esquistos Cuarzo Feldespáticos, Esquistos Cuarzo Micáceos, Neis Cuarzo Actinolítico, Neis Cuarzo Micáceo, Neises Anortosíticos, Anfibolitas, Neises Anfibólicos.

Granulitas de los Mangos: Granulitas.

- En la secuencia estudiada se determinaron 5 segmentos de evolución metamórfica donde la ocurrencia de un metamorfismo prógrado se evidencia en el aumentando de P/T que va desde la facie Phrenita-Pumpellyta (Segmento 1), Esquistos Verdes (Segmento 2), Anfibolitas (Segmento 3), hasta la facie Granulita (Segmento 4); sin embargo se encontraron rocas con texturas y minerales que indican la ocurrencia de un metamorfismo retrógrado al final de la secuencia (Segmento 5).
- Para los Mármoles de Ciénaga se encontraron facies metamórficas desde Phrenita Pumpellyta pasando por Esquistos Verdes hasta la facie Anfibolita.
- En los Esquistos de San Lorenzo se encontraron facies metamórficas desde Esquistos Verdes hasta las facies Anfibolitas.
- El Neis de Buritaca presenta facies metamórficas desde Esquistos Verdes hasta las facies Anfibolitas.

- Las Granulitas de los mangos presenta facies metamórficas desde Granulitas hasta las facies Anfibolitas evidenciando un metamorfismo retrógrado.
- Las unidades litológicas presentes en la secuencia estudiada son correlacionables con la evolución metamórfica descrita en el presente trabajo, teniendo así, para las formaciones más antiguas (Granulitas de los Mangos y Neis de Buritaca) un grado de metamorfismo mayor, y para las formaciones más jóvenes (Esquistos de San Lorenzo y Mármoles de Ciénaga) un metamorfismo de menor grado.

BIBLIOGRAFIA

1. BUSTAMANTE, C., CARDONA, A., SALDARRIAGA, M., GARCÍA-CASCO, A., VALENCIA, V., WEBER, M., 2009. Metamorfismo de los Esquistos verdes y anfibolitas pertenecientes a los Esquistos de Santa Marta (Colombia): ¿Registro de la colisión entre el arco del Caribe y la margen Suramericana? Boletín de Ciencias de la Tierra 25, 7–26.
2. CARDONA, A; BUSTAMANTE, C; VALENCIA, V; SALDARRIAGA, M; GARCÍA-CASCO, A; WEBER, M, 2009. Tectonomagmatic setting and provenance of the Santa Marta Schists, northern Colombia: Insights on the growth and approach of Cretaceous Caribbean oceanic terranes to the South American continent. Journal of South American Earth Sciences 29, p. 784-804.
3. CARDONA-MOLINA, A., CORDANI, U., MACDONALD, W., 2006. Tectonic correlations of pre- Mesozoic crust from the northern termination of the Colombian Andes, Caribbean region. Journal of South American Earth Sciences 21, 337–354.
4. CARMONA, O; PIMENTEL, M; MORAES, R, 2002. Granulitas de los mangos, un fragmento Grenvilliano en la parte oriental de la Sierra Nevada de Santa Marta. Rev. Acad. Colomb, Cienc. 26(99): 169-179. ISSN 0370-3908.
5. DOOLAN, B. L. The Structure and Metamorphism of Santa Marta Area, Colombia, South America. Ph.D. Dissertation. Binghamton, New York. New York State University. 1970.
6. DOOLAN, B. L. & MacDONALD W. D. Structure and Metamorphism of Schists of the Santa Marta Area, Colombia. Memorias Congreso Colombiano de Geología – Bogota, 1969. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá. 1976.
7. GANSSER, A. Ein Beitrag zur Geologie und Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta (Kolumbien, Sudamerika). Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 35 (2): 209-279. 1955
8. GÓMEZ J, 2006. Metamorfismo: Apuntes de la asignatura Petrología Endógena II. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 199p.
9. INGEOMINAS, 2001. Geología de las planchas 11 Santa Marta y 18 Ciénaga (Colombia).

10. INGEOMINAS, 2001. Distribución, Facies y edad de las rocas metamórficas en Colombia.
11. INGEOMINAS, 2007. Geología de las planchas 11, 12, 13, 14, 18, 19, 20, 21, 25, 26, 27, 33 y 34. Proyecto: "Evolución geohistórica de la sierra nevada de Santa Marta".
12. KERR P, 1965. Mineralogía Óptica. Ediciones del castillo, 433 p.
13. MACKENZIE W; GUILFORD C, 1996. Atlas de petrografía: Minerales formadores de rocas en lámina delgada. Masson, S.A. 69 p.
14. MEJIA, P.; PIMENTEL, M. Y SANTA, M, 2008. Consideraciones petrográficas, geoquímicas y geocronológicas de la parte occidental del batolito de Santa Marta. Dyna, Universidad Nacional de Colombia, Vol. 75, Núm. 155, p. 223-236.
15. MELGAREJO J, 1996. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada, Volumen 1, Universidad de Barcelona, 106 p.
16. MIYASHIRO A, 1994. Metamorphic Petrology. 1 edition. UCL Press Limite, London, 404 p.
17. RADELLI, L, 1962. Introducción al Estudio de la Geología y de la Petrografía del Macizo de Santa Marta (Magdalena-Colombia). Geología Colombiana. Vol. 2, p. 41-115.
18. RIOS C; CASTELLANOS O, 2005. Atlas de minerales vistos bajo el microscopio de luz transmitida. Ediciones UIS, 100 p.
19. SPEAR F, 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America MNOGRAHP SERIES, Washington, DC, 799p.
20. TORRES R; GARCIA A; MOLINA J, 2004. Petrología Metamórfica. Departamento de Mineralogía y Petrología, Universidad de Granada, 45 p.
21. TSCHANZ, C. M.; MARVIN, R. F.; CRUZ B, 1969. Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) - Informe 1829. INGEOMINAS, Bogotá.
22. TSCHANZ, C. M.; MARVIN, R. F.; CRUZ B., J.; MEHNERT, H. H. and CEBULA, G. T, 1974. Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. Geological Society of America Bulletin. 85: 273- 284.