

**GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE LAS BAHÍAS DE GAIRA Y TAGANGA, PROVINCIA  
TECTÓNICA DE SANTA MARTA, COLOMBIA**

**KAROLL LIZBETH CAICEDO CABALLERO  
ERIKA ANDREA GUARÍN REYES**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2011**

**GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL SECTOR  
COMPRENDIDO ENTRE LAS BAHÍAS DE GAIRA Y TAGANGA, PROVINCIA  
TECTÓNICA DE SANTA MARTA, COLOMBIA**

**KAROLL LIZBETH CAICEDO CABALLERO  
ERIKA ANDREA GUARÍN REYES**

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

**Director:  
OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN  
Geólogo MSc.**

**Codirector:  
CARLOS ALBERTO RÍOS REYES  
Geólogo PhD**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISCOQUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2011**

*A Papito Dios por haberme bendecido a lo largo de mi existencia y porque gracias a Él he llegado hasta esta etapa de mi vida y también a la Virgencita por haberme cuidado siempre. A mi mamá por ser una mujer tan luchadora, que con gran esfuerzo nos ha sacado adelante. A mi papá por haberme acompañado desde niña en mi aprendizaje, porque siempre estuvo pendiente de mí. A mi abuelita a quien quiero mucho y quiero darle el gusto de que coma ponqué, así como ella dice. A mi hermano que lo quiero mucho y aunque no seamos tan apegados, ambos sabemos que podemos contar el uno con el otro. A mis padrinos por todo el apoyo que me brindan. Y a toda mi familia en general.*

*A mi mejor amiga Dianilla porque hemos conocido el verdadero significado de la amistad, porque a pesar de todas las cosas que hemos vivido nos hemos apoyado incondicionalmente y porque nuestro sueño se va a hacer realidad. A Clau excelente amiga a la que quiero mucho, nuestra diseñadora gráfica, gracias por el apoyo y que de verdad todas sus ilusiones se vuelvan realidad. A mi amiga y compañera Erika que ha sido una parcerera incondicional, con la cual hemos formado unos lazos de amistad tan fuertes, que espero no se rompan nunca. A Richard y Maryi, que más que mis primos son mis mejores amigos también. A mis mensitas y tonticas: Eli, Pao, Cata, Jackie y las que se nos adelantaron, Pao y Adri, con quienes compartí tantos momentos y salidas junto con el capitán Báez. Que ojalá nos volvamos a ver en un futuro como compañeros de trabajo. A mis amigos del Grupo Juvenil "JAS" y al Ministerio Getsemaní, con quienes he aprendido un estilo de vida diferente, siempre con el Divino Salvador como guía. A mis amigas de la infancia: Heydi, Yine y Xiomy por haber compartido todos estos años, en donde ya más que amigas somos como hermanas.*

*Y no podía faltar al ser más incondicional de todos, ese que a pesar de todas las circunstancias siempre será el más fiel: a mi Sacha, más conocida como la monguis o la mamashita, que me acompañó en todas las trasnochadas.*

**Karoll Caicedo.**

*A toda mi familia y amigos, un sincero:  
GRACIAS TOTALES!*

*Erika Guarín.*

## **AGRADECIMIENTOS**

A nuestros directores los Geólogos y Profesores MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcón y PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes, quienes siempre estuvieron pendientes y nos acompañaron en el desarrollo de la tesis.

A la Escuela de Geología y a todos los profesores que nos compartieron sus conocimientos.

## CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	16
1. DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO	17
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	17
2. JUSTIFICACIÓN	18
3. OBJETIVOS	19
3.1 OBJETIVO GENERAL	19
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	19
4. METODOLOGÍA	20
4.1 REVISIÓN Y ANÁLISIS BIBLIOGRÁFICO	20
4.2 CAMPO	20
4.3 PREPARACIÓN DE MATERIALES GEOLÓGICOS	21
4.4 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA	21
4.5 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y PETROGRÁFICA	21
4.6 INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS	23
4.7 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	24
5. REVISIÓN DEL ESTADO DEL ARTE	25
6. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	32
7. RELACIONES DE CAMPO	43
7.1 FILITAS	43
7.2 ESQUISTOS CLORÍTICOS	44
7.3 ESQUISTOS GRAFITOSOS	49

7.4 ESQUISTOS MAGNESIO-HORNBLÉNDICOS	52
7.5 ESQUISTOS ACTINOLÍTICOS	56
7.6 ESQUISTOS BIOTÍTICOS	59
7.7 ESQUISTOS BIMICÁCEOS	61
7.8 ESQUISTOS CUARZOSOS	62
7.9 ESQUISTOS TALCOSOS	65
7.10 ANFIBOLITAS	67
8. PETROGRAFÍA	72
8.1 FILITAS	74
8.2 ESQUISTOS CLORÍTICOS	78
8.3 ESQUISTOS GRAFITOSOS	81
8.4 ESQUISTOS MAGNESIOHORNBLÉNDICOS	83
8.5 ESQUISTOS ACTINOLÍTICOS	86
8.6 ESQUISTOS BIOTÍTICOS	90
8.7 ESQUISTOS BIMICÁCEOS	95
8.8 ESQUISTOS CUARZOSOS	97
8.9 ESQUISTOS TALCOSOS	101
8.10 ANFIBOLITAS	105
9. METAMORFISMO	110
9.1 METAMORFISMO DE MEDIA PRESIÓN/TEMPERATURA (SERIES CIANITA- SILIMANITA)	114
9.2 FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES (segmento 1)	115
9.3 TRANSICIÓN FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES - FACIES ANFIBOLITA (FACIES EPIDOTA-ANFIBOLITA)	117
9.4 FACIES ANFIBOLITA	118
CONCLUSIONES	123
BIBLIOGRAFÍA	126

## LISTA DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Nomenclatura estratigráfica utilizada para las unidades metamórficas de la Sierra Nevada de Santa Marta.	30
Tabla 2. Ocurrencia mineralógica en los diferentes litotipos encontrados en la zona de estudio.	73
Tabla 3. Asociaciones minerales de los litotipos indicando las diferentes facies y subfacies de metamorfismo presentes en la zona de estudio.	110
Tabla 4. Reacciones químicas presentes en la secuencia estudiada.	115

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
Figura. 1. Equipos utilizados.	23
Figura 2. Localización geológica de la Sierra Nevada de Santa marta, mostrando las provincias geotectónicas.	26
Figura 3. Ubicación de la Placa Caribe.	34
Figura 4. Zona Metamórfica Ruma en el Caribe.	35
Figura 5. Modelo de la evolución geológica de la Placa Caribe de acuerdo a un origen "Pacífico".	37
Figura 7. Filitas.	44
Figura 8. Esquistos Cloríticos	47
Figura 9. Esquistos Grafitosos	51
Figura 10. Esquistos Magnesio-Hornbléndicos	55
Figura 11. Esquistos Actinolíticos	58
Figura 12. Esquistos biotíticos	60
Figura 13. Esquistos Bimicáceos	62
Figura 14. Esquistos cuarzosos	64
Figura 15. Esquistos talcosos	66
Figura 16. Anfibolitas	69
Figura 17. Testigos más representativos de los litotipos	70
Figura 18. Filitas en sección delgada	77
Figura 19. Esquistos cloríticos en sección delgada	80
Figura 20. Esquistos grafitosos en sección delgada	83
Figura 21. Esquistos Magnesio-hornbléndicos en sección delgada	85
Figura 22. Esquistos actinolíticos en sección delgada	89
Figura 23. Esquistos Biotíticos en sección delgada	94

Figura 24. Esquistos bimicáceos en sección delgada	96
Figura 25. Esquistos cuarzosos en sección delgada	100
Figura 26. Esquistos talcosos en sección delgada	104
Figura 27. Anfibolitas en sección delgada	109
Figura 28. Diagrama de P-T mostrando las ocho facies metamórficas principales según Spear (1993).	114
Figura 29. Diagramas ACFM	119
Figura 30. Ocurrencia de Reacción	120

## LISTA DE ANEXOS

Anexo I. Catálogo macroscópico de muestras.

Anexo II. Catálogo microscópico de muestras.

Anexo III. Mapa Geológico. Escala 1:25.000

Anexo IV. Columna Estratigráfica. Escala 1:25.000

## RESUMEN

**TÍTULO:** GEOLOGÍA Y PETROLOGÍA DE LAS ROCAS METAMÓRFICAS DEL SECTOR COMPRENDIDO ENTRE LAS BAHÍAS DE GAIRA Y TAGANGA, PROVINCIA TECTÓNICA DE SANTA MARTA, COLOMBIA\*.

**AUTORES:** KAROLL LIZBETH CAICEDO CABALLERO  
ERIKA ANDREA GUARÍN REYES\*\*

**PALABRAS CLAVES:** Bahías de Gaira y Taganga, litotipos metamórficos, metabasita, metapelita, retrogradación, facies.

### DESCRIPCIÓN

En este trabajo se presentan los resultados del análisis a escala de afloramiento, macroscópico y microscópico realizado para la secuencia de esquistos, los cuales afloran entre las bahías de Gaira y Taganga, provincia geotectónica de Santa Marta, Colombia. Los litotipos metamórficos definidos y analizados en este estudio son diez (10), los cuales corresponden a: Anfibolitas, Esquistos Talcosos, Esquistos Cuarzosos, Esquistos Bimicáceos, Esquistos Biotíticos, Esquistos Actinolíticos, Esquistos Magnesio - Hornbléndicos, Esquistos Grafitosos, Esquistos Cloríticos y Filitas, con protolito volcánico – sedimentario, que es el que aporta el material volcánico máfico de las metabasitas y el material sedimentario en la metapelitas. Esta secuencia evidencia una fase de cristalización retrógrada de medias presiones desde la facies Esquistos verdes (subfacie Clorita, Biotita y Granate) hasta la facies Anfibolitas (subfacie Andalucita – Almandino y Estaurolita - Almandino). Esta retrogradación se evidencia en las rocas metamorfoseadas en rangos de temperatura diferente que se encuentran en contacto; en donde la secuencia presenta inversión térmica y yuxtaposición. Diferentes estudios realizados a esta región la asocian con una secuencia metamórfica del Cretácico Superior de afinidad oceánica y continental formada en un ambiente colisional, probablemente asociado con la colisión del arco Caribe y la margen continental suramericana en el Maastrichtiano – Paleógeno.

---

\* Tesis de Grado. Modalidad investigación.

\*\* Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Escuela de Geología. Director: MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcón. Codirector: PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes.

## ABSTRACT

**TITLE:** GEOLOGY AND PETROLOGY OF THE METAMORPHIC ROCKS FROM THE FIELD BETWEEN THE GAIRA AND TAGANGA BAHIA, TECTONIC PROVINCE OF SANTA MARTA, COLOMBIA\*.

**AUTHORS:** KAROLL LIZBETH CAICEDO CABALLERO  
ERIKA ANDREA GUARÍN REYES\*\*

**KEY WORDS:** Gaira and Taganga Bahia, metamorphic lithotypes, metabasite, metapelite, retrogression, facies.

### DESCRIPTION

In this paper it presents the results of the analysis of outcrop, macroscopic and microscopic scale made to the sequence of schists which emerge between the Gaira and Taganga Bahia, Santa Marta geotectonic province, Colombia. The metamorphic lithotypes defined and analyzed in this study are ten (10), which correspond to: Amphibolites, Talcose Schists, Quartz Schists, Bimicaceous Schists, Biotite Schists, Actinolite Schists, Magneium - hornblende Schists, Graphitic Schists, Chloritic Schists and Phyllites, with volcano - sedimentary protolith, which is provided by the volcanic mafic material of the metabasites and sedimentary material in the metapelites. This sequence shows a retrograde phase médium pressure crystallization from green schists facies (subfacies chlorite, biotite and garnet) until amphibolite facies (subfacies andalusite - almandine and staurolite - almandine). This retrogression evidenced by rocks metamorphosed in different temperatura ranges that are in contact; where the secuencia presents thermal inversion and juxtaposition. Different studies conducted in this región associated with a sequence of Upper Cretaceous metamorphic oceanic and continental affinity formed in a collisional environment, probably associated with the collision of the Caribbean arc and South American continental margin in the Maastrichtian - Paleogene.

---

\* Degree Work. Modality investigation

\*\* Faculty of Physical and Chemical Engineering. Geology School. Director: MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcón. Codirector: PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes.

## INTRODUCCIÓN

El mayor volumen de rocas metamórficas es producido por el metamorfismo regional, el cual es un proceso que afecta vastas extensiones de terreno y volúmenes de roca y está relacionado con importantes eventos tectónicos. Este metamorfismo tiene lugar en los límites convergentes donde las placas litosféricas colisionan y es característico de las regiones de contactos convergentes entre placas tectónicas que llevan asociados a los pliegues de la corteza terrestre que dan lugar a las Cordilleras. Los factores o causas del metamorfismo regional son la temperatura, presión lito o hidrostática, y los fluidos.

En el Caribe colombiano, hacia la parte noroccidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, aflora una secuencia de rocas metamórficas del Mesozoico con protolitos vulcanosedimentarios y abundantes rocas metabásicas conocida como Esquistos de Santa Marta (Tschanz *et al.*, 1969, 1974; Doolan, 1970) la cual es resultado del metamorfismo regional que afectó esta zona. Dada su posición geológica y características temporales, su historia metamórfica se encuentra estrechamente relacionada con los procesos de convergencia entre la placa del Caribe y la margen Suramericana (MacDonald, 1971), los cuales han generado la acreción de fragmentos ofiolíticos con afinidades geoquímicas de plateau, corteza oceánica normal y arcos de islas que se extienden desde Ecuador hasta Venezuela (Pindell, 1993, Kerr *et al.*, 1997, 2002, Giunta *et al.*, 2002).

En el presente trabajo se analizan las diferentes características mineralógicas y petrográficas de la secuencia metamórfica de los Esquistos de Santa Marta, a fin de determinar sus rasgos microestructurales y texturales y así contribuir en la comprensión de la historia del metamorfismo en esta región.

# 1. DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO

## 1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El conocimiento geológico ha evolucionado, generando distintos modelos para la explicación de la constitución y evolución de la corteza terrestre y, los fenómenos geológicos asociados. Sin embargo, considerando que la evolución geológica del macizo Sierra Nevada de Santa Marta es aun objeto de controversia, habiéndose interpretado de manera diferente, el presente trabajo realiza una discusión a la luz de los resultados obtenidos en estudios previos, sin el objeto de cuestionarlos, sino con el ánimo de promover sus interpretaciones más rigurosas desde la óptica de la petrología metamórfica. Las rocas metamórficas del cinturón exterior de la provincia de Santa Marta dentro del contexto regional han sido estudiadas desde la década de los 50s, lo cual ha permitido integrar datos geológicos, litoestratigráficos, petrológicos, geoquímicos, termobarométricos, geocronológicos, etc., los cuales han contribuido al conocimiento de la evolución geológica del margen noroccidental de Sur América. Sin embargo, ¿cuál sería el aporte de la petrografía convencional al conocimiento geológico de la provincia de Santa Marta? A pesar de los aportes arriba señalados, el objetivo del presente trabajo es establecer los rasgos a escala macroscópica y las características petrográficas (textura y microestructura, constituyentes minerales, paragénesis, alteraciones) de las rocas metamórficas que afloran entre las bahías de Gaira y Taganga, 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 otra parte, se pretende generar información básica sobre algunos tipos de rocas que podrían presentar un atractivo en el campo de rocas y minerales industriales.

## 2. JUSTIFICACIÓN

En el ámbito del macizo de la Sierra Nevada de Santa Marta se cuenta con estudios previos del basamento cristalino en diferentes sectores, lo cual ha contribuido a su conocimiento geológico. Sin embargo, el presente estudio se justifica desde el punto de vista social en el sentido de que no solo se centra en el conocimiento de la naturaleza y el origen de las rocas metamórficas sino también constituye una base de gran importancia para establecer las numerosas aplicaciones prácticas podrían presentar algunas de estas a escala industrial. Actualmente, existen empresas interesadas en explotar algunos de estos geomateriales (rocas metamórficas) 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 de estas materias primas en nuestro país. Por otra parte, los beneficios que se obtendrían con el desarrollo de esta investigación se traducen en la cantidad de información que ofrecería desde el campo de la petrología metamórfica, representando un registro permanente de referencia y consulta para otros investigadores. El análisis petrográfico sistemático a desarrollar en el presente estudio generaría información de gran importancia, la cual podría posteriormente combinarse con los análisis químicos obtenidos en estudios previos, en los cuales se determinaron los componentes mayores y trazas. A partir de la combinación de éstos datos petrográficos y químicos sería posible clasificar los tipos litológicos presentes, estableciendo las asociaciones litológicas existentes, para posteriormente tratar de redefinir las unidades geológicas propuestas en estudios anteriores y reconstruir su evolución.

### **3. OBJETIVOS**

#### **3.1 OBJETIVO GENERAL**

Realizar un estudio detallado de las características mineralógicas y petrográficas de la secuencia metamórfica aflorante entre las bahías de Gaira y Taganga, Provincia Tectónica de Santa Marta, Colombia.

#### **3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Revisar la cartografía, litoestratigrafía y petrografía existente, que sirva como referencia para medir los nuevos aportes del proyecto planteado.
- Realizar la cartografía geológica a escala 1:25.000 de las unidades de roca que afloran en el área de estudio.
- Reconocer los diferentes litotipos de rocas metamórficas y su ocurrencia.
- Realizar una caracterización petrográfica de estas rocas a fin de determinar sus rasgos microestructurales y texturales, composición mineralógica, paragénesis minerales.
- Contribuir en la comprensión de los procesos metamórficos, sugiriendo deducciones sobre los tipos de metamorfismo y la historia del metamorfismo en esta región.

## **4. METODOLOGÍA**

Con el fin de cumplir con los objetivos propuestos es necesaria la ejecución de estudios basados en la aplicación de una metodología orientada, la cual se plantea en varias fases, las cuales se describen a continuación.

### **4.1 REVISIÓN Y ANÁLISIS BIBLIOGRÁFICO**

Esta fase se desarrolló en la totalidad del tiempo de ejecución del proyecto, en donde el material bibliográfico se obtuvo de diversas fuentes como publicaciones del INGEOMINAS, Boletín de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional de Colombia, New York State University, Society of America Bulletin, Journal of South American Earth Sciences, Geological Society, entre otras; y bases de datos tales como Science Direct, SCIENCE OnLine, Wiley InterScience, reportes técnicos, fuentes directas y reuniones de discusión con el grupo de investigación.

### **4.2 CAMPO**

La fase de campo se desarrolló a lo largo de la franja costera comprendida entre las bahías de Gaira y Taganga, realizando un reconocimiento general y un levantamiento geológico de afloramientos de rocas metamórficas de interés, definiendo sus relaciones de campo, geometría, rasgos estructurales y tipos litológicos, así como la recolección de muestras en los afloramientos típicos de variada litología para su posterior análisis. Como producto de esta fase de campo se elaboró un mapa geológico preliminar escala 1:25.000 (anexo 3) de la zona de estudio en el cual se han ubicado los sitios de muestreo, en base a coordenadas obtenidas mediante GPS.

### **4.3 PREPARACIÓN DE MATERIALES GEOLÓGICOS**

En esta fase, inicialmente, se realizó la debida remarcación de los materiales geológicos recolectados durante la fase de campo. Posteriormente, se cortaron las muestras con el fin de obtener tabletas sobre cuyas superficies se aplicó aerosol transparente de manera que facilitara no solo la toma de fotografías sino también su análisis macroscópico. Finalmente, se realizó una selección de las muestras representativas de las diferentes variedades litológicas con el fin de llevar a cabo la elaboración de secciones delgadas para su caracterización petrográfica. Este proceso de preparación de las muestras fue realizado en las instalaciones del Laboratorio de Preparación de Muestras de la UIS, en donde se hicieron los respectivos cortes y secado.

### **4.4 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA**

Esta fase contempló la descripción a nivel macroscópico de las muestras de rocas metamórficas recolectadas en la zona de campo sobre las superficies de corte de las tabletas preparadas en la fase anterior con el fin de determinar no solo su carácter estructural y composicional sino también los litotipos aflorantes. Esta descripción se realizó en el Laboratorio de Lupas de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial de Santander utilizando un estéreo-microscopio marca Nikon Inc. NI-150 modelo C-PS (Figura 1A). Como producto de esta fase se elaboró un Catálogo Macroscópico (Anexo I).

### **4.5 CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y PETROGRÁFICA**

Durante esta fase se realizó el análisis petrográfico de secciones delgadas, el cual consistió en la descripción de los rasgos texturales de las rocas, determinando si

estas eran homogéneas o heterogéneas, es decir si estaban separadas en dominios de diferente geometría (bandas, lentes, parches), la identificación tanto de minerales mayores, menores y accesorios, determinando su tamaño de grano y abundancia, como de minerales de alteración (texturas de reacción y pseudomorfos), la determinación de la ocurrencia de microtexturas de deformación (extinción ondulante, bordes de subgrano, kinkbands y bandas de extinción, lamelas de deformación, microgrietas, microfallas, cataclasis, bordes suturados, boudinage, sombras de presión, inclusiones helicíticas, orientación preferente mineral, orientación preferente cristalográfica), así como otras características distintivas como la determinación de las asociaciones mineralógicas de equilibrio (paragénesis) con el fin de hacer una estimación cualitativa del grado metamórfico, la clasificación de las rocas, teniendo en cuenta sus rasgos texturales, mineralógicos, así como el grado metamórfico, la determinación no sólo las relaciones blástesis/deformación, sino también, las reacciones y los mecanismos asociados con los estadios prógrados y retrógrados del metamorfismo, para establecer los episodios metamórficos y sus tipos. Como producto de esta fase se elaboró un Catálogo de secciones delgadas, con la caracterización mineralógica y petrográfica, acompañado de microfotografías en PPL y XPL.

Figura. 1. Equipos utilizados. **(A)**. Estéreo-microscopio marca Nikon Inc. NI-150 modelo C-PS. **(B)**. Microscopio de Luz Transmitida marca NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada: Digital Sight DS-SM y Digital Sight DS-L1.



Fuente: Autores.

Este análisis se realizó en el Laboratorio de Microscopía Óptica de la Escuela de Geología de la Universidad Industrial con ayuda del Microscopio de Luz Transmitida marca NIKON ECLIPSE E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada: Digital Sight DS-SM y Digital Sight DS-L1 respectivamente (Figura 1B).

#### **4.6 INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS**

Esta fase comprende no solo la integración de la información recolectada a lo largo del desarrollo del proyecto, sino también la interpretación de los resultados obtenidos en cada una de las fases anteriores.

#### **4.7 ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL**

Durante esta fase se llevó a cabo la preparación del presente informe, el cual muestra los resultados de la investigación. Este informe está acompañado de los anexos correspondientes (Catálogo Macroscópico, Catálogo Microscópico, Mapa Geológico a escala 1:25.000, Columna Estratigráfica a escala 1:25.000).

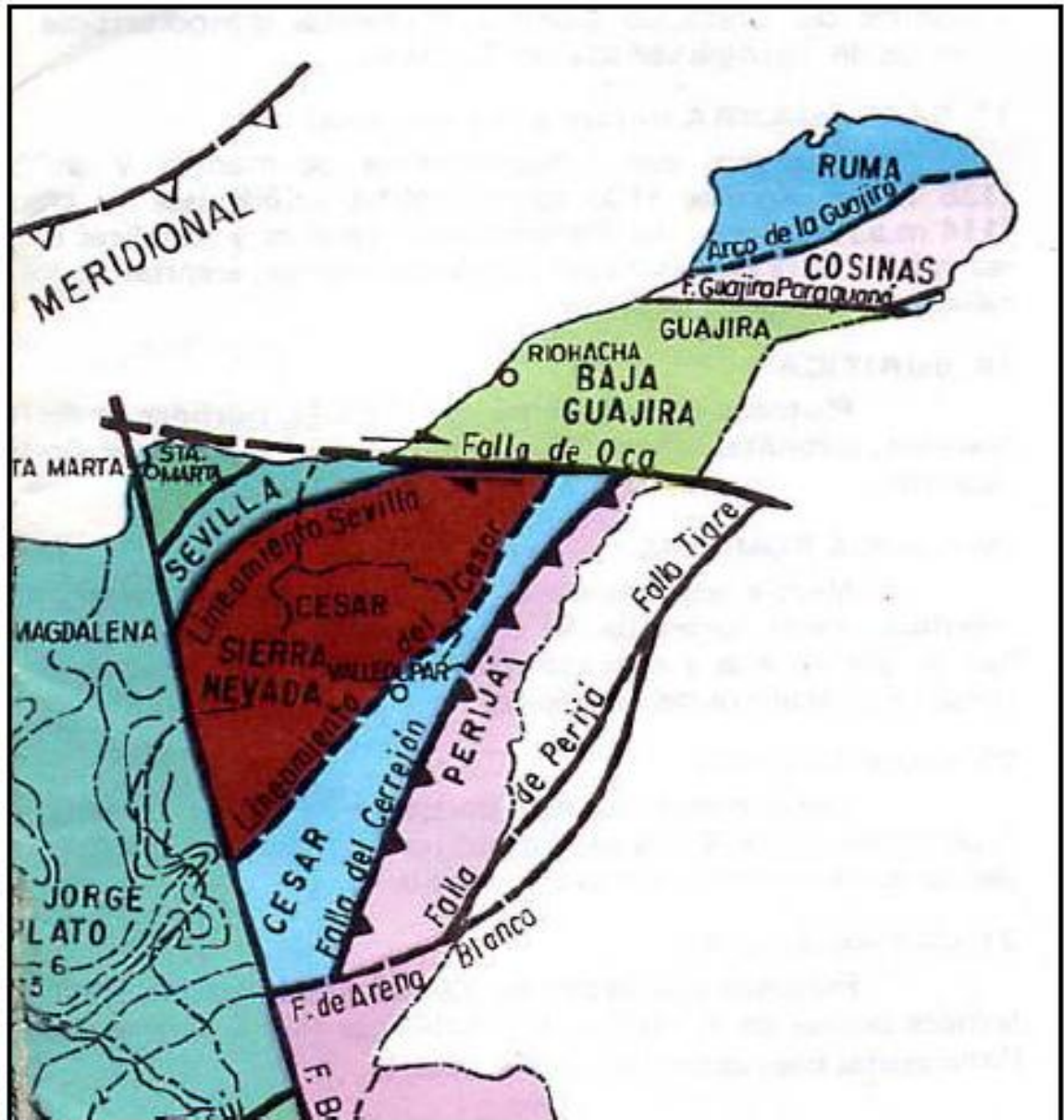
## 5. REVISIÓN DEL ESTADO DEL ARTE

La Sierra Nevada de Santa Marta (SNSM) ha sido objeto de investigación por parte de varios autores en diferentes aspectos (Gansser, 1955; Radelli, 1962; MacDonald & Hurley; 1969; Tschanz *et al.* 1969, 1974; Doolan, 1970; MacDonald *et al.* 1971; Doolan & MacDonald, 1976; Hernández y Clavijo, 1998; INGEOMINAS, 2007; Mejía *et al.* 2008; Cardona *et al.* 2009) dirigidos al estudio evolutivo, geocronológico, geoquímico, petrográfico de las rocas que afloran en esta región. Desde los trabajos pioneros de Gansser (1955), que introduce el nombre de Esquistos de Santa Marta haciendo referencia al cinturón exterior de rocas metamórficas definidas posteriormente como serie Santa Marta por Radelli (1962), ha sido dividida en tres provincias geotectónicas con series metamórficas distintivas (Tschanz *et al.* 1969); de occidente a oriente son: Santa Marta – Sevilla – Sierra Nevada: Santa Marta y Sevilla separadas estructuralmente por el sistema de fallas de Guachaca y Sevilla y Sierra Nevada separadas por el lineamiento de Sevilla.

Siendo la provincia de Santa Marta la más joven de las tres, la cual está comprendida por dos cinturones metamórficos: uno interior de esquistos verdes y anfibolitas (Esquistos de Gaira, Esquistos de San Lorenzo y Esquistos sin diferenciar), y otro exterior de anfibolitas, esquistos verdes y filitas (Esquistos de Santa Marta), separados por el Batolito de Santa Marta de edad Cenozoico inferior a medio (Tschanz *et al.* 1969; Doolan, 1970; MacDonald *et al.* 1971; Tschanz *et al.* 1974).

Los Esquistos de Santa Marta (unidad objeto de estudio) fueron divididos por Tschanz *et al.* (1969) en tres unidades informales: 1) Esquistos de Gaira, 2) Esquistos de San Lorenzo y 3) Filitas de Taganga.

Figura 2. Localización geológica de la Sierra Nevada de Santa marta, mostrando las provincias geotectónicas.



Fuente: Tomado de INGEOMINAS, 2007.

Posterior a esto Doolan (1970) realiza un mapeo en detalle de estas rocas y divide los Esquistos de Santa Marta en cuatro formaciones con connotación

estratigráfica: Formación Concha, Formación Punta Betín, Formación Cinto y Formación Rodadero, subdivisión que será seguida en el presente trabajo. La Formación Concha está constituida por esquistos Cuarzo feldespáticos, con clorita y calcita, y anfibolitas. La Formación Punta Betín está caracterizada por un predominio de esquistos Actinolíticos, con Calcita, Epidota, Clorita, así como Metacherts y Cuarcitas, localmente anfibolitas. La Formación Cinto comprende una transición de filitas a esquistos Grafitosos, con cantidades variables de Cuarzo y Muscovita, y delgadas bandas de Clorita, localmente con Granate. La Formación Rodadero corresponde a esquistos Anfibólicos, localmente con Diópsido, y esquistos bimicáceos con Granate.

Las tres últimas unidades conforman la provincia sur, y el contacto entre ambas provincias podría ser una falla de cabalgamiento (Doolan, 1970). A su vez, este mismo autor realiza la zonación metamórfica basada en las propiedades físicas de los Anfíboles describiendo los rasgos petrográficos y las facies de los diferentes litotipos aflorantes, dividiendo por zonas los esquistos de Punta Betín y los esquistos de Gaira. Además, MacDonald *et al.* (1971) dicen que el grado de metamorfismo de la secuencia aumenta hacia el sureste y va de la facies esquistos verdes en la Formación Punta Betín a facies anfibolita en la Formación Rodadero.

Doolan (1970) realiza una comparación entre las unidades descritas por Tschanz *et al.* (1969) y las descritas por él mismo, en donde menciona que no se puede hacer una correspondencia exacta entre las dos descripciones, debido a las diferentes escalas de trabajo, ya que Tschanz *et al.* (1969) utiliza una escala de carácter regional (1:1'000.000) y Doolan (1970) lo hace con una escala de tipo local (1:50.000). Sin embargo, la Formación Concha corresponde aproximadamente a las Filitas de Taganga y las Formaciones Punta Betín, Cinto y Rodadero, corresponden a los Esquistos de Gaira.

Tschanz *et al.* (1974) asignan una edad de 86 Ma para este conjunto de rocas, pero MacDonald *et al.* (1971) realizaron dataciones K–Ar, que sugieren que los cuerpos de anfibolita de la Formación Concha fueron cristalizados en el Cretácico Medio y que las otras formaciones sufrieron un metamorfismo en el Paleoceno; teniendo como base esto para plantear así tres eventos principales para los Esquistos de Santa Marta: 1) primer evento metamórfico en el Cretácico, 2) segundo evento metamórfico e intrusión del Batolito de Santa Marta en el Terciario Temprano y 3) levantamiento hacia el Terciario Medio.

Recientemente, Cardona (2007) realizó estudios en Circones de los Esquistos y del Batolito de Santa Marta, los cuales muestran el comienzo de la sedimentación a 80 Ma y la intrusión a 60 Ma, lo que restringe la formación de los protolitos y la acreción de los Esquistos de Santa Marta a este intervalo de tiempo.

La geología de la plancha numero 11 realizada por el INGEOMINAS (2007) define las unidades metamórficas que afloran en el área que pretende abarcar éste proyecto de la siguiente forma: 1) Filita de Taganga: filitas cloríticas, Sericíticas y greenstone metamorfizados hasta las facies esquistos verdes, tipo Abukuma. 2) Esquistos de Gaira: Consiste de Esquistos micáceos hasta anfibólicos, edad del metamorfismo 50,3 +- 8,1 Ma K/Ar en anfíbol.

Mejía *et al.* (2008) presentan los resultados del análisis químico de elementos mayores y traza para muestras tomadas en la margen occidental del batolito de Santa Marta, también describen petrográficamente el batolito, incluyendo sus facies félsicas, máficas y diques pegmatíticos asociados. Llevan los resultados de estos análisis químicos a arco-gramas y de discriminación tectonomagmática propuestos por Pearce *et al.* (1984) y Pearce (1996), y sumado a las relaciones de campo encontradas proponen un arco magmático para el ambiente de formación del batolito.

En un trabajo más reciente Cardona *et al.* (2009) integran datos geológicos, geoquímicos de las rocas, Nd y Sr isótopos, y U/Pb del zircón, a su vez datos geocronológicos que aportan al conocimiento del metamorfismo volcano-sedimentario del cinturón de esquistos de Santa Marta en el norte de Colombia. Estos resultados son usados para reconstruir la evolución tectonomagmática del protolito, definir su procedencia y construir el modelo durante el Cretácico tardío.

Bustamante *et al.* (2009) analizan las características petrológicas y realizan consideraciones termobarométricas en las metabasitas asociadas a los esquistos de Santa Marta, enmarcan el registro metamórfico dentro de los procesos de subducción o acreción del Mesozoico tardío en el margen sur de la placa Caribe.

En el presente trabajo se lleva a cabo la caracterización mineralógica y petrográfica de las rocas metamórficas pertenecientes a las unidades geológicas definidas por Doolan (1970), las cuales afloran entre las bahías de Gaira y Taganga, acogiéndonos a la nomenclatura estratigráfica seguida por el mismo, presentando nuevas evidencias mineralógicas con significado petrogenético que permiten contribuir en la reconstrucción tectonometamórfica de la provincia geotectónica de Santa Marta.

Tabla 1. Nomenclatura estratigráfica utilizada para las unidades metamórficas de la Sierra Nevada de Santa Marta.

EDAD	TSCHANZ <i>et al.</i> (1969)		MACDONALD <i>et al.</i> (1971)		INGEOMINAS 2001					
<b>ROCAS METAMÓRFICAS</b>										
<b>CRETÁCICO SUPERIOR- PALEOCENO?</b>	Mármol		<b>m</b>	<b>Esquistos de Santa Marta</b>	Esquistos de Concha con Anfíbolita.		Mármoles de Ciénaga	<b>Em</b>		
	<b>Grupo Esquistos de Santa Marta</b>	Filita de Taganga			<b>ft</b>	<b>Esquistos de Gaira</b>	Esquistos Punta Betín.		Filitas de Taganga	<b>Enft</b>
		Esquistos de San Lorenzo			<b>esl</b>		Filitas de Cinto		Esquistos de San Lorenzo	<b>Eesl</b>
		Esquistos no diferenciados			<b>e</b>					

		Esquistos de Gaira	eg			Esquistos de Rodadero.	Esquistos de Gaira	Eeg

Fuente: Modificado de INGEOMINAS (2007).

**TSCHANZ *et al.* (1969):**  
 MAPA GEOLÓGICO DE  
 RECONOCIMIENTO DE LA  
 SIERRA NEVADA DE SANTA

**INGEOMINAS 2001:**  
 GEOLOGÍA DE LAS  
 PLANCHAS 11 SANTA  
 MARTA Y 18 CIÉNAGA.

## 6. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La configuración geológica de los Andes del Norte y sus cuencas asociadas, se encuentran estrechamente ligadas al origen y la cinemática de la Placa Caribe desde la separación de Pangea en el Jurásico Superior, las primeras interacciones con la Placa Suramericana en el Cretácico Medio, hasta el presente donde aún se generan deformaciones importantes en el Norte de Colombia (Pindell y Barrett, 1990; Taboada *et al.*, 1998).

En Colombia la interacción de la Placa Caribe con la Placa Suramericana ha ocasionado la acreción de fragmentos ofiolíticos de diversas afinidades geoquímicas y que se encuentran con y sin metamorfismo dispersos en la Serranía de Baudó, las Cordilleras Occidental y Central, la Sierra Nevada de Santa Marta y la Guajira. El conocimiento de los fragmentos acrecionados en la margen Pacífica de Colombia es amplio y existen numerosos trabajos donde se han planteado las ideas que los relacionan con la evolución de la placa Caribe (Aspden y McCourt, 1986; Duque – Caro, 1990a; Kerr *et al.*, 1996a; Kerr *et al.*, 1996b; Kerr *et al.*, 1997; Kerr *et al.*, 1998). Sin embargo, los trabajos relacionados a la margen Caribe de Colombia sobre los elementos de afinidad oceánica, y en especial la SNSM, son pocos, los cuales fueron realizados en su mayoría en la década de los 70, tiempo en el cual los conceptos de tectónica de placas y evolución del Caribe no eran aún lo suficientemente claros para enmarcar estas rocas en este contexto (Tschanz *et al.*, 1969; MacDonald *et al.*, 1971; Tschanz *et al.*, 1974; Reyes *et al.*, 2004; Montes *et al.*, 2005; Cardona *et al.*, 2007b).

Debido a la limitación de los estudios en el Caribe Colombiano, se ve la necesidad de realizar un aporte al conocimiento de la geología del Caribe, el cual busca complementar los estudios previos, mediante un estudio más detallado de la geología y petrografía de la porción SW de los Esquistos de Santa Marta.

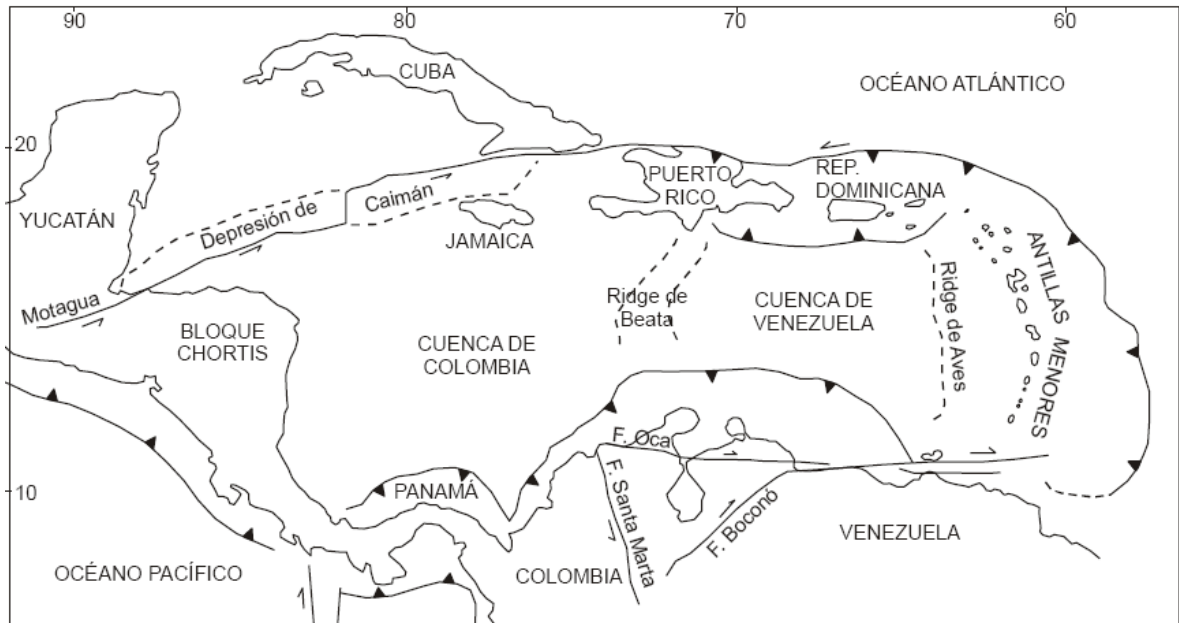
La Placa Caribe es un fragmento litosférico ubicado entre las placas Norteamericana y Suramericana, limitada al Este y al Oeste por sistemas convergentes de arcos magmáticos (Istmo de América Central y las Antillas Menores) (Giunta *et al.*, 2006), y al Norte y al Sur por zonas de cizalla con tendencia 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 3). 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 4).

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 3). Los espesores delgados a normales, podrían ser el producto de la generación de corteza oceánica normal (N – MORB) en dorsales oceánicas o cuencas de trasarco, mientras que la corteza anormalmente gruesa, correspondería a un ambiente de plateau oceánico (Kerr *et al.*, 2003). En general un plateau oceánico es formado debido a un incremento de hasta 100° C en la temperatura del manto generando mayor grado de fusión parcial y el ascenso de una pluma caliente, que al llegar a la litósfera experimenta fusión por descompresión que a su vez produce un amplio volumen de vulcanismo (Kerr *et al.*, 2003).

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 3. Ubicación de la Placa Caribe.

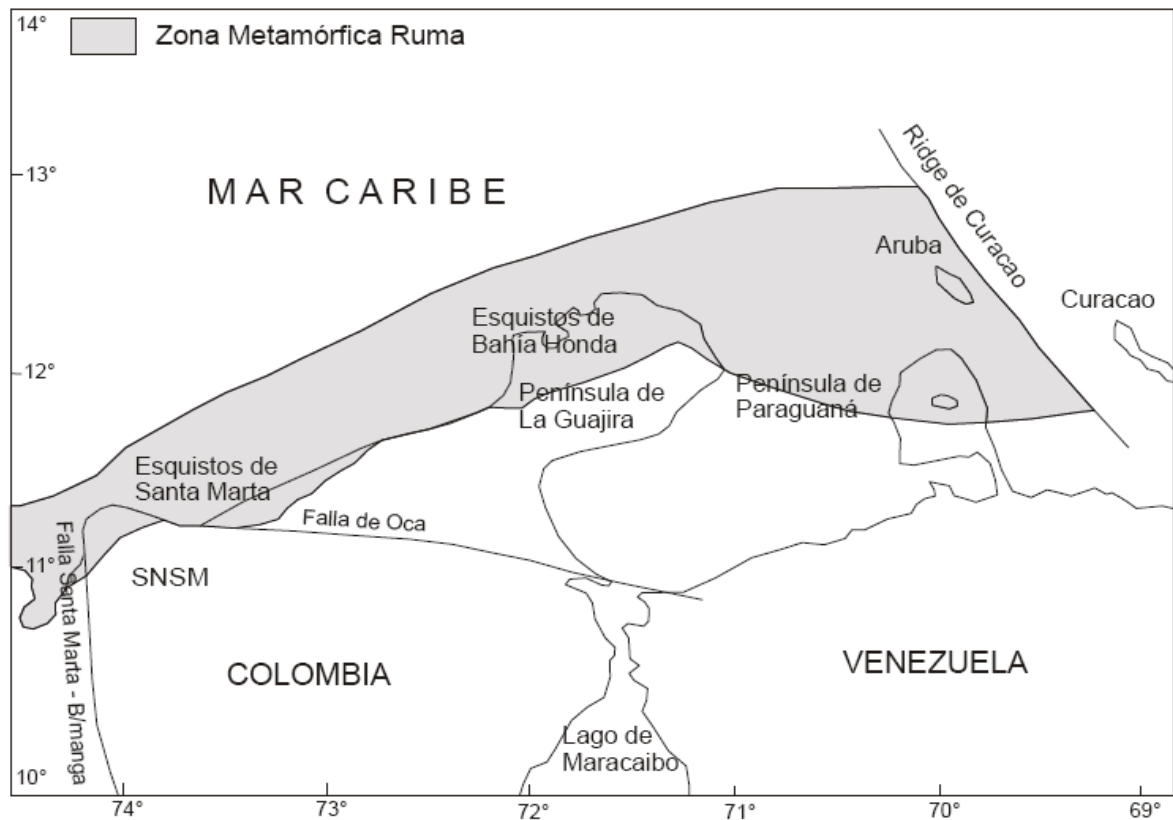


Fuente: Tomado de Bustamante *et al.*, (2003).

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 4. Zona Metamórfica Ruma en el Caribe.



Fuente: 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:

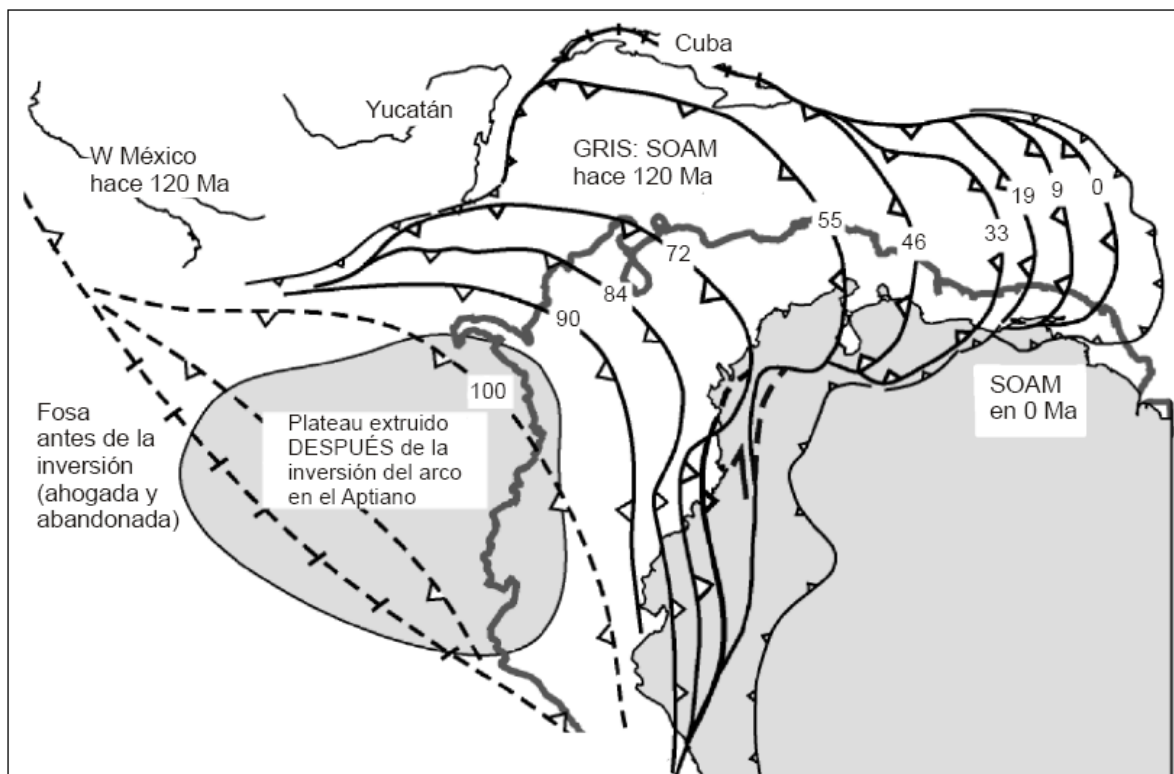
Modelo “Pacífico” (Figura 5): Éste propone que en el Jurásico y Cretácico Temprano se forma el Proto – Caribe, una placa oceánica normal generada por un rift formado cuando Norteamérica y Suramérica se separan del Supercontinente Pangea (Burke *et al.*, 1984; Pindell y Barrett, 1990). La Placa Pacífico 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 composición 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 aún claro, pero posiblemente involucró una fase intermedia de movimientos transcurrentes sinestrales a lo largo del arco (Pindell *et al.*, 2006).

Figura 5. Modelo de la evolución geológica de la Placa Caribe de acuerdo a un origen "Pacífico".



Fuente: 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, 1990a; Kerr *et al.*, 1996a, 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; Révillon *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 Sinú – San Jacinto (Duque – Caro, 1990b), los Esquistos de Santa Marta en la SNSM y algunas rocas en la península de La Guajira (Cardona *et al.*, 2007b).

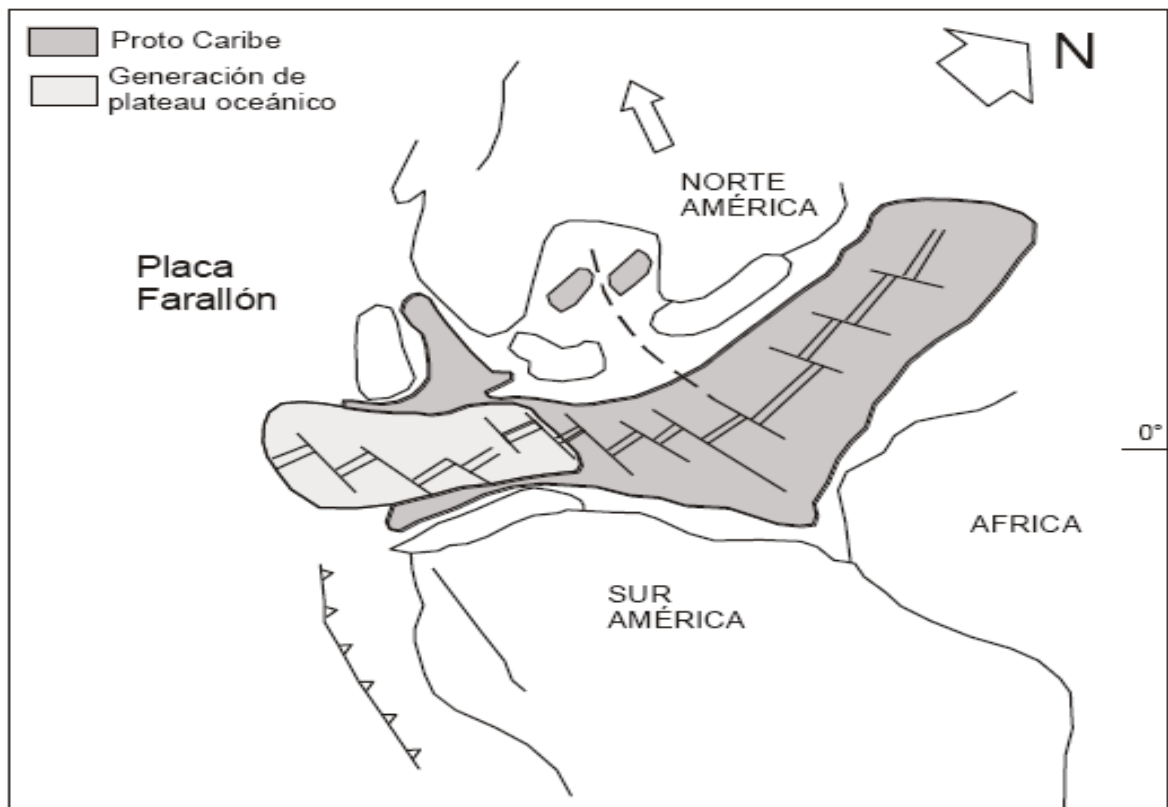
Modelo “Inter – Americano” (Figura 6): Este propone que durante el Jurásico y Cretácico Temprano se genera corteza oceánica (Proto – Caribe) relacionada a la separación entre las Américas durante la disgregación del Supercontinente Pangea. Debido a la apertura del Atlántico Sur en el Cretácico Medio 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 las 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 6. Esquema representativo de la génesis de la Placa Caribe entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano, según el modelo “Inter – Americano”



Fuente: 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 de los Esquistos de Santa Marta y su relación con esta placa.

Según Doolan y MacDonald (1971), los Esquistos de Santa Marta hacen parte de lo que se conocía anteriormente como “Zona Metamórfica Ruma”, que correlacionaba a Aruba, la península de Paraguaná en Venezuela y a la Península de La Guajira. Estas rocas presentan un metamorfismo en facies esquisto verde, de edad Cretácico a Terciario Temprano (MacDonald *et al.*, 1971). Además, los Esquistos de Santa Marta también están relacionados a los complejos anteriormente mencionados, por eventos intrusivos del Terciario Temprano (Doolan y MacDonald, 1971).

La Sierra Nevada de Santa Marta es un macizo de forma triangular ubicado al noreste de Colombia, con un área de 13.700 km<sup>2</sup> y una elevación máxima de 5.700 msnm (Tschanz *et al.*, 1974). 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.*, 2005a). Montes *et al.*,

(2005a) Y Montes *et al.*, (2005b) 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 el capítulo anterior, “Revisión del estado del arte” (capítulo 2), este macizo está dividido en tres provincias geotectónicas las cuales fueron descritas en el mismo, en donde nos centraremos en la provincia de Santa Marta la cual nos interesa para este estudio.

Esta provincia está comprendida por dos cinturones metamórficos, uno interior y otro exterior (Doolan, 1970; MacDonald *et al.*, 1971; Tschanz *et al.*, 1974), siendo este último objeto del presente estudio, el cual fue definido como serie Santa Marta por Radelli (1962) y dividido en cuatro formaciones por Doolan (1970): Formación Concha, Formación Punta Betín, Formación Cinto y Formación Rodadero.

*La Formación Concha* está constituida por esquistos cuarzofeldespáticos, con clorita y calcita, y anfibolitas de grano grueso. La Formación Concha puede ser dividida estructuralmente en dos sectores (Doolan, 1970): uno al norte el cual se piensa que corresponde a un “thrust sheet” con buzamiento suave al norte; y el otro sector se ubica al suroeste que se extiende desde el “thrust sheet” hasta la Formación Punta Betín al sur, con buzamiento fuerte al sur. Según Doolan *et al.*, (1974) los cuerpos de anfibolita corresponden a un metamorfismo anterior. El contacto con la Formación Punta Betín hacia el sur es fallado y el indicador para trazar el límite entre ambas unidades es la aparición del anfíbol en la Formación Punta Betín (Doolan, 1970).

*La Formación Punta Betín* está caracterizada por un predominio de esquistos actinolíticos, con calcita, epidota, clorita, así como metacherts y cuarcitas, intercalados con esquistos de la Formación Concha hacia el norte. Doolan (1970),

cerca del contacto con la Formación Concha, reporta la presencia de pequeños cuerpos de anfibolitas gruesogranulares, similares a los de la Formación Concha. Hacia el sur, se encuentra el contacto con la Formación Cinto, el cual es de tipo gradacional.

*La Formación Cinto* comprende una transición de filitas a esquistos grafitosos, con cantidades variables de cuarzo y muscovita, y delgadas bandas de clorita, localmente con granate. Estructuralmente se encuentra ubicada entre los esquistos básicos de la Formación Punta Betín, y las anfibolitas y esquistos micáceos de la Formación Rodadero (Doolan, 1970).

*La Formación Rodadero* corresponde a esquistos anfibólicos, localmente con diópsido, y esquistos bimicáceos con granate (Doolan, 1970), y se encuentra suprayaciendo la Formación Cinto y hacia el sur es intruida por el Batolito de Santa Marta.

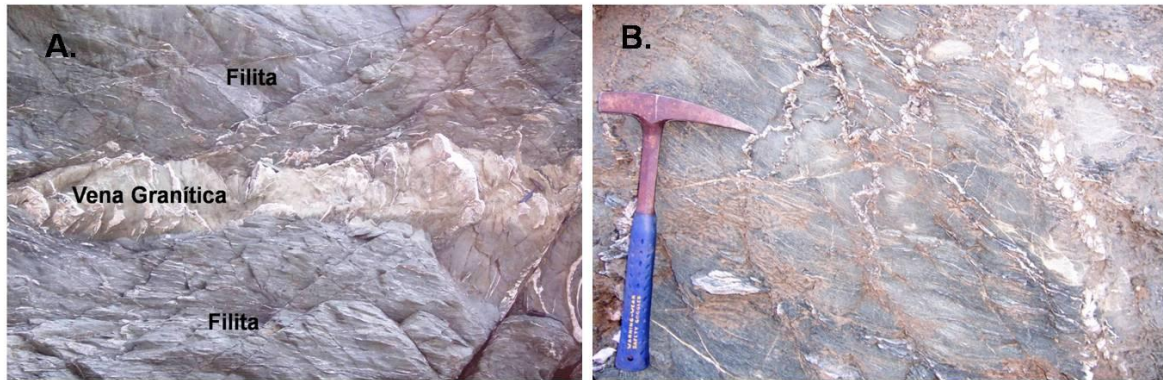
## 7. RELACIONES DE CAMPO

A continuación se describen los rasgos macroscópicos de los litotipos correspondientes a las diferentes formaciones que afloran en el área de estudio, teniendo como base la salida de campo la cual genera información para las descripciones a nivel de afloramiento, en donde se recolecta el material que se utiliza para las descripciones texturales y composicionales de manera macroscópica de los litotipos.

### 7.1 FILITAS

Se encontraron pocas muestras de aspecto filítico, si ubicamos geográficamente las muestras para las formaciones denominadas por Doolan (1970) tenemos para la formación Concha Filitas Grafitosas, Cuarzo grafitosas, Cuarzofeldespaticas y Calcáreas, como generalidad en estas filitas tenemos la presencia de porfidoblastos de Pirita. En cinto no se registran filitas, sin embargo se observa una disminución del tamaño de grano de los esquistos por la carretera Rodadero-Santa Marta al Norte del alto de Ziruma. esto contrasta con lo dicho por Tschanz *et al.*, (1974) y Doolan *et al.*, (1976), que relacionan en mayor parte a Taganga con filitas y en menor cantidad con esquistos, y para la formación Cinto Filitas Grafitosas.

Figura 7. Filitas. **(A)**. Filitas intruidas por una vena de composición granítica. **(B)**. Filitas que afloran en Punta Granate.



## 7.2 ESQUISTOS CLORÍTICOS

Los esquistos Cloríticos encontrados se caracterizan por presentar estructuras variadas. Al norte de Punta Granate afloran con estructuras bandeadas paralelas bien marcadas, estas bandas son intercalaciones de Cuarzo, Clorita, Plagioclasa, Muscovita, Calcita y óxidos de Fe; en general presentan un color verde oscuro, y más hacia el sur entre Punta Venado y Playa Monocuaca, se encuentran de colores verdes claros con altos porcentajes de Carbonato y Muscovita y cantidades menores de Cuarzo y Plagioclasa; ya no se presentan las bandas bien definidas, el Cuarzo se da en forma de lentes, se evidencian venas de Carbonato de más de 1cm de ancho que cortan la foliación de la roca y a su vez, de estas venas salen otras milimétricas de Cuarzo que van paralelas a las bandas de Clorita. El brillo en estos esquistos es más sedoso y podría contener niveles talcosos (Figuras 8A, 8B y 8C, además se recomienda ver ANEXO I). De norte a sur desde la vía que lleva hasta la Sociedad Portuaria pasando por la vía Rodadero – Santa Marta hasta los encontrados en la parte sur y norte de Playa Blanca se caracterizan por presentar una esquistosidad más desarrollada, una lineación mineral definida por las bandas de Clorita, cristales de Anfíbol y

Muscovita, estructuras bandeadas y el microplegamiento es leve marcado por venas y el Cuarzo se presenta en formas de Augen (Figura 8D). Teniendo en cuenta la forma de los cristales se puede decir que el esfuerzo que generó este microplegamiento fue de tipo compresivo. La composición mineralógica está caracterizada por bandas de Clorita, Anfíbol, Carbonatos y Plagioclasa. Los Anfíboles por lo general se encuentran alterando a Clorita, el Cuarzo se presenta en forma de lentes, como cristales agregados en bandas de Plagioclasa o como microvenillas, la Hornblenda se presenta en lentes y en poca cantidad, así como los cristales de Actinolita; también es común encontrar manchas marrones en los minerales como resultado del óxido de Fe que liberan los Sulfuros.

Doolan *et al.*, (1974); Bustamante *et al.*, (2003); Bustamante *et al.*, (2009); mencionan la aparición de Esquistos Cloríticos en las formaciones Concha y Punta Betín, Cardona *et al.*, (2009) los mencionan para la formación Concha intercalados con esquistos Cuarzo-feldespáticos y Esquistos Actinolíticos. Observaciones realizadas en campo muestran para lo que Doolan (1970) denomina como Formación Concha y Formación Punta Betín, Esquistos Cloríticos microplegados intercalados con Esquistos Grafitosos y Esquistos Calcáreos, con intrusiones de cuerpos de Anfibolitas orientadas, venas sintectónicas formadas a partir de la formación de la foliación principal que siguen la estructura dentro de la Formación Concha, y en Punta Betín se presentan más compactos (Figura 8D), con mayor tamaño de grano, se presentan venas de Carbonato que atraviesan las estructuras y venas de Cuarzo que son paralelas a la foliación de la roca, presentan esquistosidad crenulada, las partes donde se presenta esta esquistosidad son más antiguas y se presentan cristales de Pirita en los sectores donde la roca es más arenosa, se presenta contacto transicional entre Anfibolitas orientadas y los Esquistos Cloríticos (Figura 8E). Tschanz *et al.*, (1969) hablan de la aparición de Clorita en Filitas Cloríticas con prominente foliación crinkle para lo que ellos denominaron Esquistos de Gaira, asociando éstas con las mencionadas por los

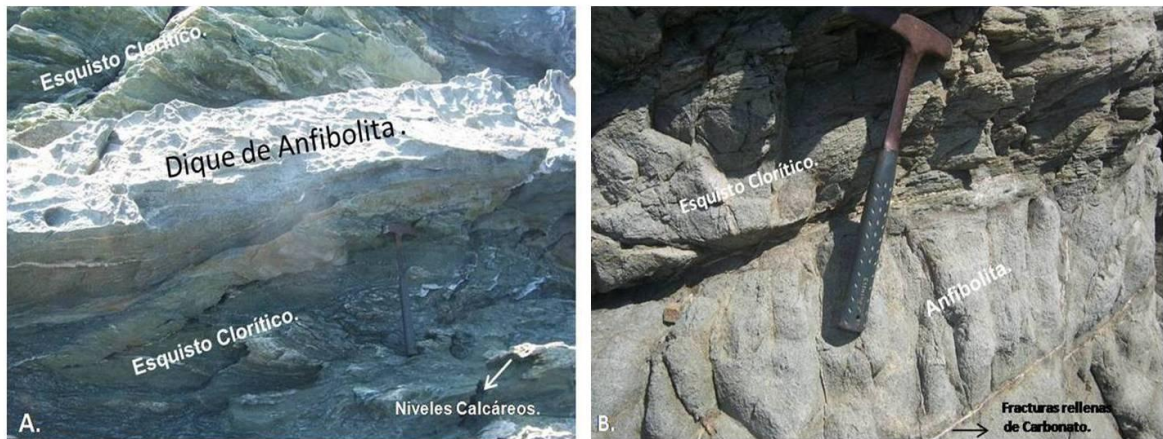
mismos como Filitas de Taganga, teniendo entonces, que no evidencian aparición de Esquistos Cloríticos.

Un poco al sur del alto de Ziruma encontramos Esquistos Cloríticos con porcentajes altos de Carbonatos intercalados con Esquistos Bimicáceos con bandas pequeñas de Grafito. Al norte del Rodadero se ven alternando con cuerpos de Anfibolita orientada y con Esquistos Hornbléndicos. Estas muestras están distribuidas en la zona que Doolan (1970) denominó como Formación Cinto para la cual Doolan *et al.*, (1974); Bustamante *et al.*, (2003); Bustamante *et al.*, (2009); Cardona *et al.*, (2009); no registran Esquistos Cloríticos para esta formación.

Hacia el sur en la mina Tritupisvar, en el cerro la Llorona y en el Cerro Colorado, estos esquistos se caracterizan por presentar tamaño de grano fino y estructura esquistosa más desarrollada que los mencionados al norte, con un bandeamiento composicional marcado por intercalación de Clorita y Hornblenda principalmente. A diferencia de los anteriores, estos esquistos Cloríticos contienen Biotita en pocas cantidades. Los que afloran en la mina Tritupisvar son de color verde grisáceo, los cuales se encuentran alternado con Esquistos Biotíticos y Talcosos (Figuras 8G y 8H), al igual que los que se encuentran en el cerro la Llorona presentan venillas rellenas de Carbonatos y Plagioclasa, en donde algunas de ellas siguen la dirección de foliación del esquisto y otras la cortan en diferentes direcciones; también es posible observar la Plagioclasa y Hornblenda en forma de lentes. Hacia Cerro Colorado se encuentran en contacto con el cuerpo intrusivo de composición granítica. Más hacia el SW en el sector Lagos del Dulcino son un poco más oscuros, de color verde oliva dado a que presentan mayor contenido de Hornblenda, con un bandeamiento definido por la intercalación de Clorita y Hornblenda; estos esquistos presentan brillo sedoso, el cual indica presencia de Talco.

Las características de estos esquistos concuerdan con la descripción de Mejía *et al.*, (2008), quienes dicen que la intrusión de un cuerpo plutónico de composición granítica (ubicado en las localidades del cerro La Gloria y puerto de Gaira) en las Anfibolitas Diopsídicas y los Esquistos, provoca una fuerte deformación de tipo dúctil y alteración hidrotermal, promoviendo la formación de Esquistos Cloríticos, Talcosos y Micáceos en la formación Rodadero. Tschanz *et al.*, (1969), Doolan (1970) y Bustamante *et al.*, (2009) no registran aparición de Esquistos Cloríticos asociados a esta zona.

Figura 8. Esquistos Cloríticos. **(A)**. Afloramiento localizado en el borde de playa de Punta Granate, cuerpo de Anfibolita orientada con agregados de material calcáreo cortando los esquistos en dirección de la foliación. **(B)**. Esquisto Clorítico en contacto con una Anfibolita orientada más enriquecida en Anfíboles y de tamaño de grano más grueso que la mencionada en (A) al norte de Playa Grande; la Anfibolita presenta fracturas rellenas de material calcáreo, nótese que la Anfibolita muestra pequeños niveles de esquistosidad.



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 8. (C).** Contacto entre Esquistos Calcáreos y Esquistos Cloríticos aflorando en Playa Monocuaca. **(D).** Esquistos Cloríticos de Playa Blanca sur; nótese que el color es un poco más oscuro y presenta niveles de oxidación, se presenta el Cuarzo con formas de Augen que producen un leve microplegamiento en las bandas del esquisto y las fracturas en el esquisto se encuentran rellenas de Cuarzo. **(E).** Contacto entre esquisto Clorítico y Anfibolita orientada al sur de Playa Blanca, vena de Pegmatita intruyendo las dos litologías en dirección a la foliación del esquisto, niveles calcáreos. **(F).** Pliegues anómalos de las bandas de Cuarzo encontrados en los esquistos Cloríticos Playa blanca norte. **(G).** y **(H).** Contacto entre Esquistos Biotíticos, Cloríticos y Talcosos que afloran en la Mina Tritupisvar, que de acuerdo a Mejía *et al.*, (2008) son generados por la intrusión del intrusivo de composición granítica en las Anfibolitas Diopsídicas y en los Esquistos de la formación Rodadero.



Fuente: Autores.

### 7.3 ESQUISTOS GRAFITOSOS

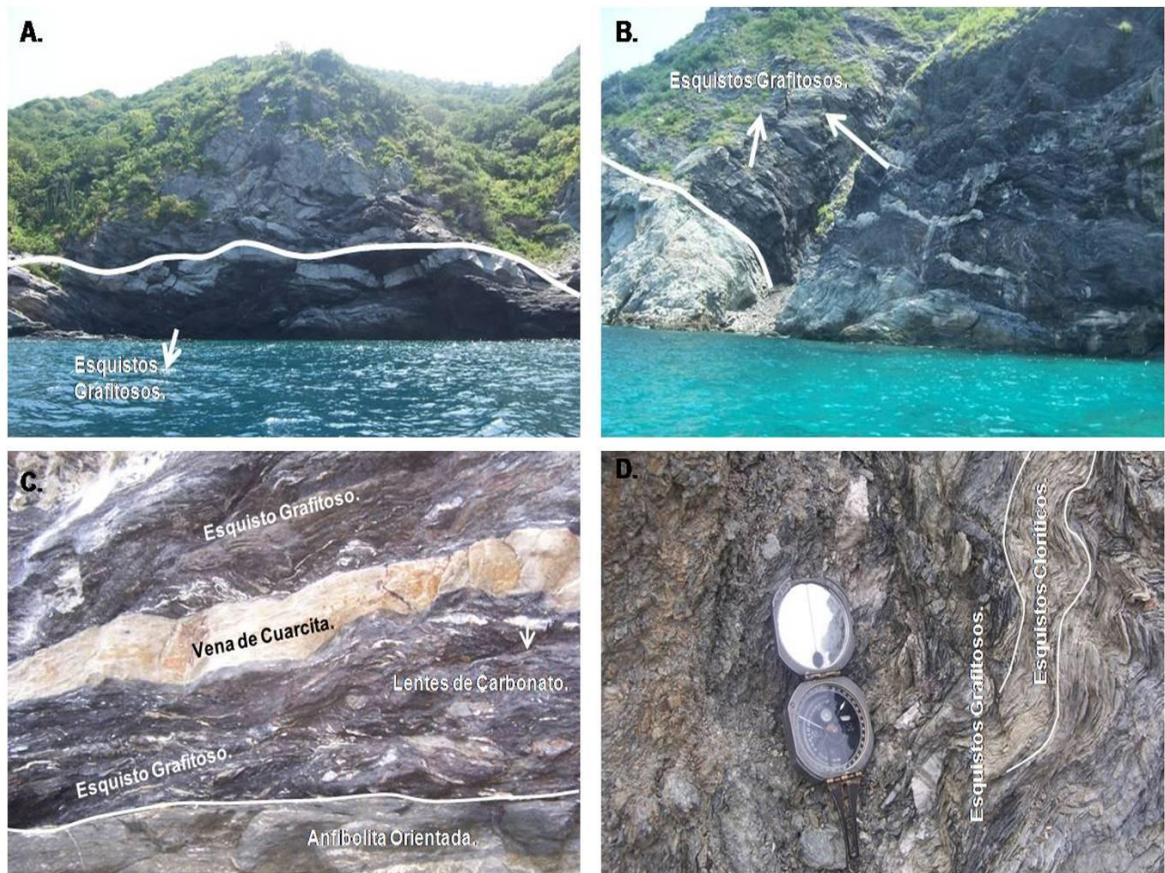
En general los minerales que presentan estos esquistos le dan tonalidades negras y blancas. Los Esquistos Grafitosos encontrados se caracterizan por presentar foliación anastomosada, estructuras plegadas, con un tamaño de grano que está en el límite de fino a muy fino. Los minerales asociados a estos esquistos son: Grafito, Clorita, Cuarzo, Plagioclasa, Muscovita, Biotita, Carbonato, Sericita, Pirita y Óxidos de Pirita. Las bandas de Grafito interactúan con las de Cuarzo formando lentes con la Plagioclasa, el material más silíceo y el más grafitoso muestra en algunas zonas un microplegamiento que se da posiblemente porque este material ha estado expuesto a más de un evento metamórfico o un evento de alta energía; al formarse estos micropliegues se produce la deformación de las bandas de Cuarzo y Plagioclasa las cuales adquieren terminaciones en punta (se recomienda ver anexo 1), las formas de estas bandas son indicadores de que la roca sufrió esfuerzos compresivos, el Cuarzo generalmente en los esquistos de esta formación presenta formas en boudinage en matriz Grafitosa y algunas veces se encuentra rodeando porfidoblastos de Plagioclasa. Es común encontrar en los Esquistos Grafitosos que se ubican hacia el norte del área de estudio (Playa Norte de Punta Granate, Playa sur de Punta Granate, por el borde de playa en el Morrito, Mirador de Taganga, Punta Vaca) venas de Cuarzo paralelas a la foliación del esquisto (Figura 9C), al igual que bandas de Grafito, Clorita y Carbonato, o de Grafito, Cuarzo y Plagioclasa microplegadas entre sí y cristales de Pirita u óxidos asociados a estas bandas distribuidos en los esquistos (ver ANEXO I).

Los Esquistos Grafitosos que se ubican más hacia el sur (alto de Ziruma, Playa Blanca norte y sur) se diferencian de los antes mencionados por presentar foliación más bandeada y microplegamiento menos marcado (Figura 9F), las bandas son más paralelas y más delgadas, presentan porcentajes mayores de Muscovita, la cual se da en bandas intercaladas con el Grafito; otra característica

que presentan estos esquistos es que se encuentran cortados por venillas de Cuarzo generadas por procesos hidrotermales y también es común observar las venas rellenas de Carbonatos.

Tschanz *et al.*, (1969) hablan de la aparición de esquistos Grafitosos en el sector que denominan como Esquistos de Gaira y se refieren a estos como constituyentes menores derivados de material orgánico; dan un espesor para estas capas entre 4 y 10 m. Doolan *et al.*, (1974) y Bustamante *et al.*, (2009) no mencionan la aparición de Esquistos Grafitosos y el contenido de Grafito lo relacionan con Filitas de la formación que Doolan (1970) denomina Cinto. Bustamante *et al.*, (2009) las mencionan intercaladas con Esquistos Bimicáceos con Granate. De acuerdo a lo observado en campo, los esquistos Grafitosos afloran en la zona que Doolan (1970) denominó como formación Concha; en esta formación afloran en el borde de playa y están en contacto con Esquistos Cloríticos Calcáreos (Figuras 9A, 9B y 9C), también se pueden encontrar en la formación Punta Betín y Cinto intercalados con esquistos Hornbléndicos y más Micáceos (Figura 9F). En la formación Rodadero de acuerdo con los demás autores no se evidencia Grafito. La Pirita aparece ligada a estos esquistos y cabe resaltar que el contenido de Grafito en los esquistos disminuye desde los encontrados en la formación Concha hasta desaparecer por completo en los encontrados en Rodadero al igual que las cantidades de Pirita.

Figura 9. Esquistos Grafíticos. **(A)**. Nivel de Esquistos Grafíticos vistos en Punta Venado y Punta Mineas, se pueden ver en contacto con un dique de Pegmatita y sobre este dique Esquistos Cloríticos Calcáreos. **(B)**. Afloramiento de Esquistos Grafíticos vistos en Punta el Rumbao, la línea blanca marca el contacto entre los Esquistos Grafíticos y los Esquistos Cloríticos Calcáreos. **(C)**. En punta el Rumbao paralelo a la foliación se presentan intrusiones de Cuarzitas con niveles de Carbonatos en los Esquistos Grafíticos, es común también observar lentes Calcáreos; este esquisto se encuentra en contacto con una Anfibolita orientada. **(D)**. Por la carretera cerca a la portería de la Sociedad Portuaria se presentan niveles de Esquistos Grafíticos y Cloríticos microplegados muy deformados, crenulados, evidencia de esfuerzos compresivos generados por el tectonismo fuerte que experimentaron las rocas en este sector.



Fuente: Autores.

Continuación Figura 9. **(E) y (F)**. Vía al barrio Pastrana los esquistos se presentan menos deformados y con cantidades un poco más bajas de Grafito, se siguen presentando lentes de Carbonatos concordantes con la foliación; en (F) se evidencia el contacto de estos esquistos con Esquistos más Micáceos y con Granodiorita.



Fuente: Autores.

#### 7.4 ESQUISTOS MAGNESIO-HORNBLÉNDICOS

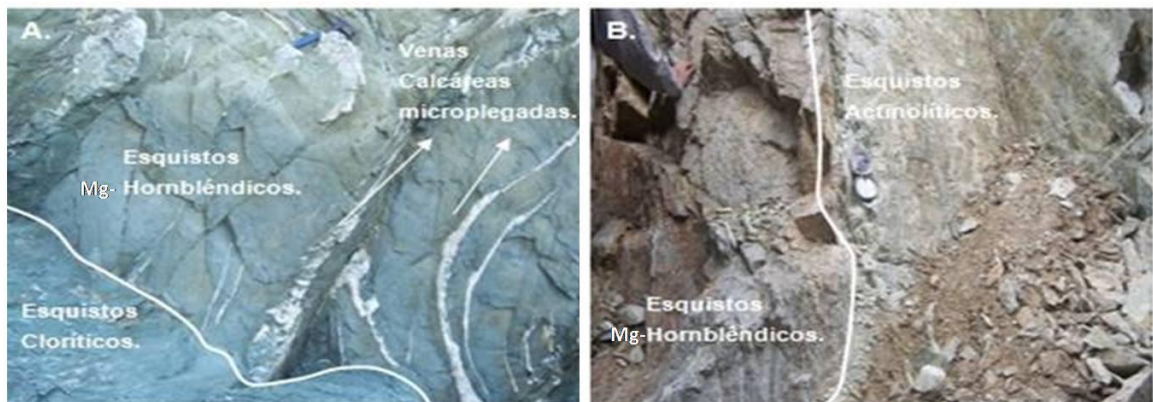
En general estos esquistos se presentan con tamaños de grano que van de fino a medio, mostrando foliaciones paralelas, espaciadas, corrugadas, anastomosadas, texturas homeoblásticas y heteroblásticas, con estructuras bandeadas en las cuales la lineación mineral se encuentra definida por la orientación preferencial de los cristales de Magnesio-Hornblenda y los cristales de Muscovita; de norte a sur los colores de estos esquistos varían de verdes oscuros, medios y claros, están compuestos generalmente por Magnesio-Hornblenda, Grafito, Cuarzo, Plagioclasa, Muscovita, Actinolita, Clorita, Carbonatos, Pirita, Óxidos, Sericita, Feldespato potásico, Epidota y Biotita. Las bandas de estos esquistos generalmente presentan microplegamiento, que en la mayoría de las veces genera estructuras anómalas en los minerales como el Cuarzo y la Plagioclasa quienes dan evidencia del tectonismo intenso que experimentaron estos esquistos.

El Cuarzo y el Carbonato también se presentan en forma de lentes y es común observarlos como venillas discontinuas generalmente paralelas a la foliación de la roca; el Cuarzo a su vez se presenta en venas con terminaciones en punta que corta las bandas del esquisto y en venas más grandes encajadas en los mismos, estas venas algunas veces generan el microplegamiento de los esquistos asociados a ellas, algunas muestras no presentan esquistosidad bien desarrollada y tienden a ser caóticas con los minerales dispuestos al azar. El grafito se presenta por lo general en bandas asociadas al Cuarzo y la Plagioclasa, el Carbonato y la Sericita son productos de la alteración de la Plagioclasa, la Clorita se presenta en bandas y la Actinolita se encuentra en bajas cantidades, la Pirita aparece como porfidoblastos disminuyendo su tamaño de norte a sur. La mayoría de estas muestras recolectadas para los diferentes litotipos se tomaron de norte a sur desde un poco más de 100m al norte de Punta Granate hasta el sector Lagos del Dulcino, la distribución de las muestras se encuentra en su mayoría hacia la parte oeste de la zona de estudio. En playa Punta Granate afloran alternado con Esquistos Cloríticos (Figura 10A). Es común encontrar los esquistos Magnesio-Hornbléndicos en contacto con esquistos Grafitosos en el mirador de Taganga (Figura 10B). Hacia el SW, cerca de la entrada a la sociedad portuaria se empieza a observar un cambio en la estructura de estos esquistos, se presentan con un bandeamiento más definido y menos microplegados, se encuentran en contacto con una Anfíbolita de mayor tamaño de grano, esto también es posible evidenciarlo en la parte norte de playa blanca donde presentan plegamiento asimétrico originado por venas de Cuarzo; las formas de algunos cristales de Cuarzo siguen siendo evidencia de intenso tectonismo, la mineralogía con respecto a los esquistos que se encuentran hacia el norte no cambia mucho, con la diferencia que en los Esquistos Magnesio-Hornbléndicos que afloran más hacia el SW, el Grafito se evidencia en menor cantidad y no se encuentra Pirita. Algunos esquistos en esta formación varían en tamaño de grano dependiendo la cantidad de Anfíbol que presentan, entre más Anfíbol tengan, el tamaño de grano es menor. Cuando las partes en la roca son más claras indica que el Anfíbol se presenta

alterado y los cristales se presentan más grandes con hábito granular. Tschanz *et al.*, (1969) mencionan la aparición de la Magnesio-Hornblenda en lo que denominan Esquistos de Gaira, encerrando la abundancia en Anfíboles de cualquier tipo con el nombre de esquistos Anfíbolíticos, diciendo que la Hornblenda y la Actinolita son muy similares. Doolan *et al.*, (1974); no registran aparición de Esquistos Hornbléndicos asociados a esta zona, Bustamante *et al.*, (2009); hablan de la aparición de la Hornblenda en las formaciones Concha y Punta Betín, pero asocian este mineral a blastos relacionados con los esquistos Actinolíticos y Cloríticos presentes en estas formaciones. Las muestras se encuentran ubicadas geográficamente en las zonas que Doolan *et al.*, (1970) definen como formación Concha y Punta Betín, teniendo así para la formación Concha los Esquistos Hornbléndicos microplegados con cantidades considerables de Grafito y Pirita (se recomienda ver ANEXOS I y II) y en contacto con Esquistos Cloríticos y Monzogranitos, y para la formación Punta Betín, Esquistos Hornbléndicos con microplegamiento menor en los que la Pirita se encuentra ausente, intercalados con Anfíbolitas orientadas y Esquistos Grafitosos (Figura 10D) e intruidos por venas de Cuarzo que siguen la foliación. Los esquistos que afloran en el Corregimiento Rodadero, desde el Parque del Agua Rodadero hasta el Sector Lagos del Dulcino son de color verde oscuro y hacia el sur, exhiben tonalidades no tan oscuras. Estos esquistos al igual que los anteriormente descritos presentan una variación en el tamaño de grano, que va de fino y hacia el sur, tienden a aumentar a grano medio. Presentan bandeamiento composicional definido por la orientación preferencial de minerales tabulares y hojosos, con foliaciones continuas, anastomosadas y espaciadas. En algunas partes la aparición de venas de cuarzo genera microplegamientos en el esquisto; en cuanto a la composición mineralógica, a diferencia de los esquistos de Concha y Punta Betín, estos presentan Granate y el Grafito desaparece. Las bandas de Plagioclasa tienden a acuñarse generando así formas de lentes, además, la Plagioclasa también se presenta a manera de porfidoblastos y el Cuarzo se presenta en forma de lentes embudizados dentro de estos esquistos y se

encuentra rellenando venas y venillas, las cuales son concordantes con la dirección de foliación. Hacia el sur se hace más visible la epidota, la cual se muestra en bandas de 0,1 – 0,2 cm. En estos esquistos se presentan intrusiones de diques de composición granodiorítica, los cuales a veces son concordantes con la dirección de foliación y otras la cortan. Tschanz *et al.*, (1969) registran Esquistos Anfibólicos en la zona que ellos mismos denominaron como Esquistos de Gaira. Las muestras recolectadas se encuentran ubicadas en la zona que Doolan (1970) denominó como formación Rodadero y los llama Esquistos de Anfíbol; Mejía *et al.*, (2008) los nombran como Esquistos Verdes y Bustamante *et al.*, (2009) los definen como Esquistos Hornbléndicos de la formación Rodadero. La Figura 10 evidencia algunos contactos y características observadas de estos esquistos en campo (se recomienda ver ANEXO I).

Figura 10. Esquistos Magnesio-Hornbléndicos. **(A)**. Contacto entre esquistos Magnesio-Hornbléndicos y Esquistos Cloríticos de la formación Concha, se presentan venas de Carbonato acuñadas y microplegadas en el Esquisto Magnesio-Hornbléndico. **(B)** Contacto entre Esquisto Magnesio-Hornbléndico y Esquisto Actinolítico de la formación Punta Betín, nótese que el microplegamiento en los Magnesio-Hornbléndicos es menor.



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 10. (C).** Contacto entre Esquisto Magnesio-Hornbléndico y Esquisto Actinolítico de la formación Punta Betín, nótese que el microplegamiento en los Magnesio-Hornbléndicos es menor. **(D).** Contacto entre esquistos Grafitosos y Esquistos Magnesio-Hornbléndicos en la formación Punta Betín. **(E).** Esquistos Magnesio-Hornbléndicos en contacto con esquistos Biotíticos en el parque del agua de Rodadero. **(F).** Esquistos Magnesio-Hornbléndicos de la formación Rodadero.



Fuente: Autores.

## 7.5 ESQUISTOS ACTINOLÍTICOS

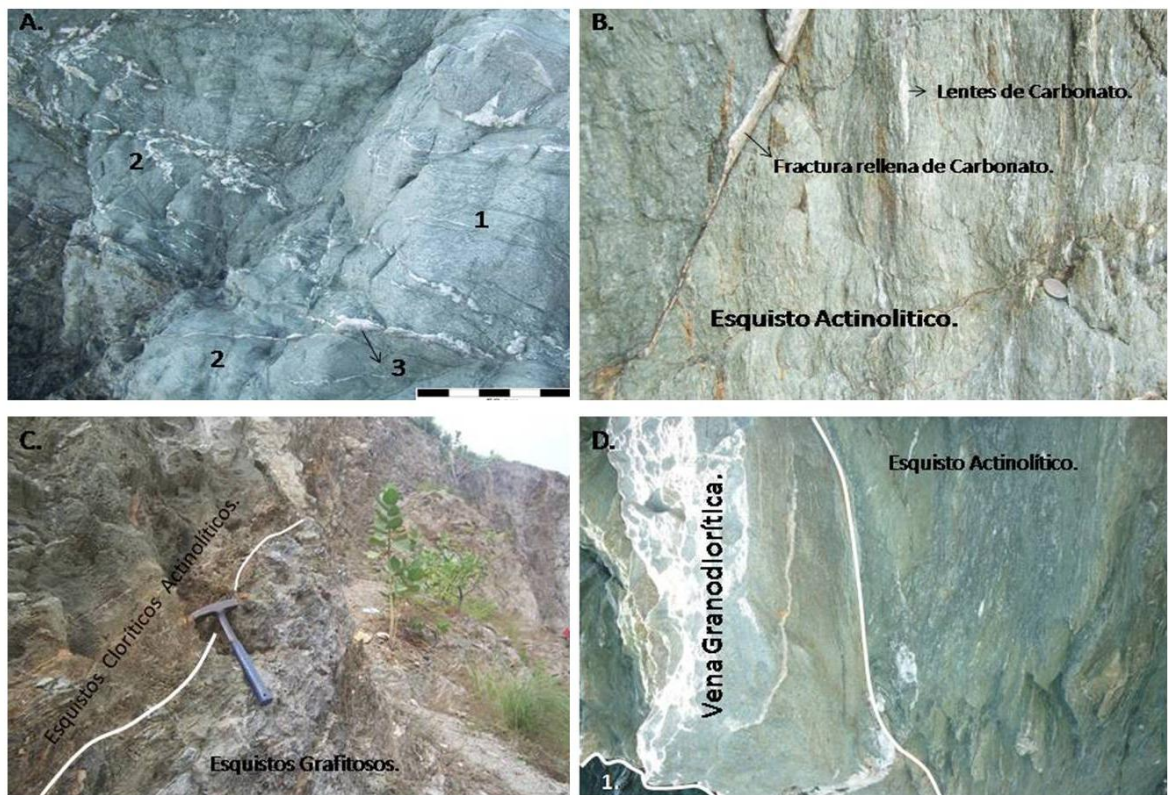
Se encontraron esquistos Actinolíticos asociados a zonas con presencia de Talco y Tremolita. En el borde que limita al corregimiento de Taganga con la Loma Taganga se encuentran esquistos Talcosos Actinolíticos en contacto gradacional

con anfibolitas grueso granulares (se recomienda ver ANEXOS I y II). Mientras los esquistos presentan tamaños de grano en el límite entre fino y muy fino, el tamaño de grano de las Anfibolitas es grueso dejando ver la forma característica de diamante de los cristales de Actinolita. Asociado a los esquistos Actinolíticos encontramos Talco, Muscovita, Clorita y Carbonatos (Figura 11A). Un poco más hacia el SW, en Playa Genemaca, el aspecto de estos esquistos es más fragmental y brechoide con textura cataclástica asociados a procesos de deformación frágil, en estos esquistos encontramos una variedad de Clorita incolora (ver ANEXO II). En Punta Betín estos esquistos afloran con porcentajes de carbonatos más altos (Figura 11B), por la vía que de Taganga conduce a la Sociedad Portuaria se encuentran asociados a la Clorita más que al Talco y en contacto con esquistos Grafitosos (Figura 11C), suele observarse porcentajes más altos de Talco siguiendo la misma vía hacia el mirador de Taganga.

Al norte de Playa Blanca por el borde de Playa se encuentran esquistos Actinolitos con Pirita en contacto con esquistos mas Hornbléndicos, más hacia el Sur en Tritupisvar la Actinolita se presenta asociada a la Tremolita en Esquistos Talcosos (ver ANEXOS I y II). Por las vías del ferrocarril al NE del barrio San Pedro se encuentra Actinolita asociada a esquistos Biotíticos con Granate.

Según las descripciones anteriores los Esquistos Actinolíticos se reportan para las zonas que Tschanz *et al.*, (1974) denomina Esquistos de Gaira y Filitas de Taganga y que según Doolan (1970) divide como, Formación Concha, Formación Punta Betín y Formación Cinto.

Figura 11. Esquistos Actinolíticos. **(A)**. contacto gradacional entre esquistos Actinolíticos(2) y Anfibolita (1) esta Anfibolita debido al metamorfismo que experimento adquiere orientación en sus minerales y llega a presentar esquistosidad incipiente llegando casi al grado de llamarse esquisto, su composición es similar a la del esquisto y la orientación se encuentra definida por blastos de Actinolita. (3) venas de Cuarzo. **(B)**. Esquistos Actinolíticos de Punta Betín mostrando fracturas delgadas rellenas de Carbonato. **(C)**. contacto entre Esquistos Cloríticos Actinolíticos y Esquistos Grafíticos, vistos en la Cra 11 vía a la Sociedad Portuaria. **(D)**. Esquistos Actinolíticos en contacto con vena de composición granítica (1) Esquisto Grafítico.



Fuente: Autores.

Tschanz *et al.*, (1969) asociaron la Actinolita en muestra de mano para algunos esquistos Anfibolíticos a la unidad que denominan esquistos de Gaira, para la

unidad que denominan Filitas de Taganga mencionan Actinolitas de grano muy fino. Doolan *et al.*, (1974) menciona esquistos Actinolíticos Cloríticos Carbonatados en la formación Punta Betín, sin embargo observaciones de campo los muestran presentes en Concha (Figuras 11A y 11D), también se encontró Actinolita en menores cantidades en los esquistos Grafíticos de esta formación; Bustamante *et al.*, (2009) mencionan la aparición de esquistos Actinolíticos en la formación Concha con esquistosidad definida por los cristales de Actinolita o Micas y para la formación Punta Betín los relacionan como las rocas principales de esta formación. Mejía *et al.*, (2008) mencionan la Actinolita asociada a los esquistos verdes y Anfibolitas entre el Rodadero Santa Marta y el cerro La Gloria.

## **7.6 ESQUISTOS BIOTÍTICOS**

Hacia el noreste del barrio San Pedro se evidencian esquistos Biotíticos con Granate, al sur de Playa Blanca afloran alternando con esquistos Cloríticos y por la carretera rodadero-Santa Marta en contacto con esquistos Grafíticos, Cuarzosos y Actinolíticos, en esta parte el Granate se encuentra asociado más a los esquistos Cuarzosos, en el sector de la mina Tritupisvar se encuentran alternado con esquistos Talcosos y Cloríticos, en el parque del agua de rodadero se evidencian en contacto con esquistos Cloríticos y Esquistos Hornbléndicos, presentan diques de Anfibolita que cortan los esquistos en sentido de la alineación mineral, también presentan formar embudinas del Cuarzo dadas por el evento tectónico y la segregación del material.

Tschanz *et al.*, (1969) registran presencia de Esquistos Micáceos dentro de los Esquistos de Gaira, Doolan (1970) menciona los Esquistos de dos Micas con Granate dentro de la zona que él denominó como formación Rodadero, Mejía *et al.*, (2008), registran Esquistos Cuarzomicáceos dentro de la misma formación., Bustamante *et al.*, (2003) mencionan esquistos micáceos para las formaciones

Cinto y Rodadero. En general los registros de estudios anteriores datan la presencia de esquistos más Moscovíticos que Biotíticos, sin embargo observaciones realizadas en campo muestran porcentajes mal altos en biotita que en Muscovita para sectores de Punta Betín (vistos en el sector norte de Playa Granate), Cinto (vistos al noreste del barrio San Pedro asociados al Granate y por la via Rodadero-Santa Marta no se encontró Granate en estos esquistos Biotíticos pero si se encontró en los Cuarzosos, los Biotíticos se presentaban en intercalaciones con Grafitosos) y Rodadero (parque del agua, mina Tritupisvar, Sector Lagos del Dulzino).

Figura 12. Esquistos biotíticos. **(A)**. Contacto entre esquistos Biotíticos y esquistos Hornbléndicos presentes en el parque del agua de Rodadero. **(B)**. Contacto entre esquistos Biotíticos y Cloríticos en el parque del agua Rodadero (1) formas embudadas del Cuarzo dado por el efecto tectónico y la segregación del material. **(C)**. Contacto entre dique Pegmatítico y esquivo Biotíticos. **(D)**. Contacto entre esquistos Biotíticos y Anfibolita en el parque del agua Rodadero profe ayúdeme a describir las estructuras que la pegmatita genera en el esquivo porfa



Fuente: Autores.

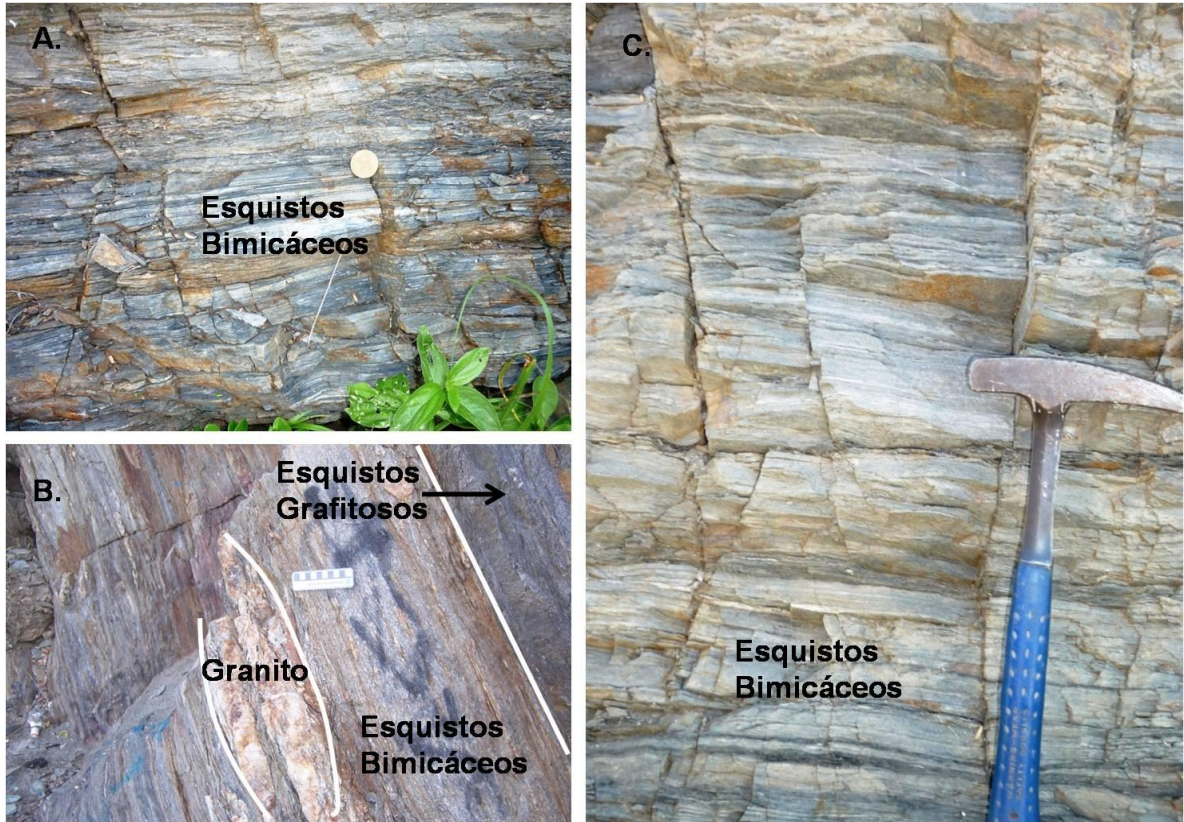
## 7.7 ESQUISTOS BIMICÁCEOS

En el municipio de Santa Marta por los lados del barrio 17 de Noviembre y hacia la Loma Tres Cruces afloran estos esquistos los cuales se encuentran alineados y pudieron haber sido parte del intrusivo pero después del metamorfismo sufren alineación, generando así en algunas partes esquistosidad. Son de grano fino, con estructura bandeada planoparalela (Figura 13A) y generalmente tienen una composición mineralógica de Cuarzo, Plagioclasa, Biotita, Muscovita, Granate, Hornblenda y Óxidos de Fe. Hacia el SW de la zona franca en el Corregimiento de Gaira, se presentan más oxidados y con presencia de oquedades y más hacia el SW, cerca del barrio San Jacinto presentan una foliación espaciada.

Doolan *et al.*, (1974) relaciona esta litología con esquistos Cuarzosos Bimicáceos intercalados con bandas de Grano fino de Hornblenda y Bustamante *et al.*, (2003) no mencionan los asocian como esquistos micáceos en la formación Punta Betín los cuales se encuentran en pocas cantidades, y para Cinto y Rodadero mencionan esquistos bimicáceos con Granate.

Según las muestras recolectadas en campo se presentan en la formación Punta Betín, Cinto y en Rodadero también.

Figura 13. Esquistos Bimicáceos. **(A)**. Esquistos bimicáceos mostrando foliación paralela **(B)**. Lente de composición granítica. **(C)**. Planos de diaclasamiento en los Esquistos bimicáceos.



Fuente: Autores.

## 7.8 ESQUISTOS CUARZOSOS

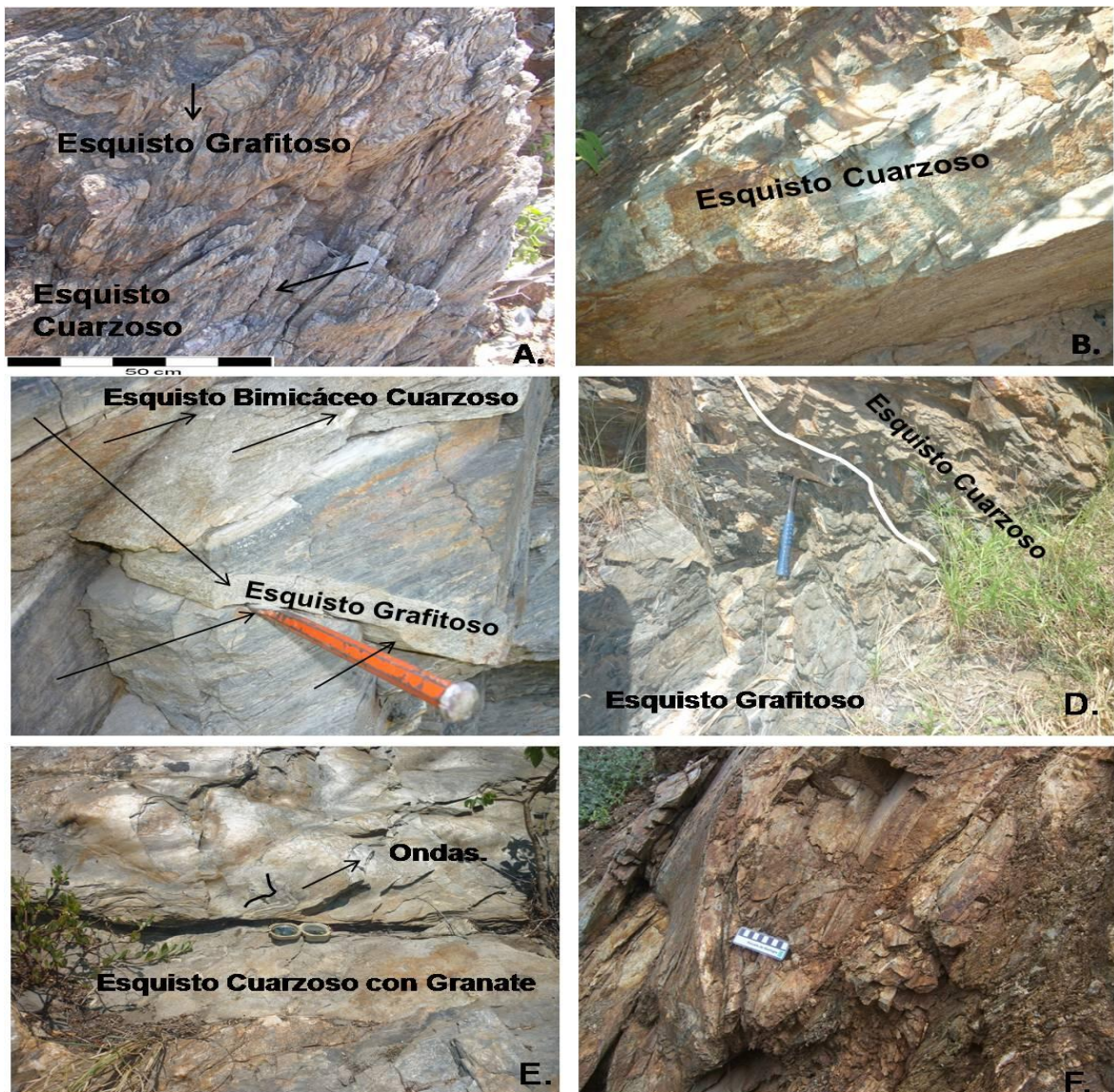
En la Bahía Taganga se presentan esquistos Cuarzosos llegando al límite de ser Cuarcitas, debido al bajo contenido de bandas de Muscovita. Presentan Pirita como inclusiones en sus bandas, más hacia el SW en Punta Vaca se dan esquistos Cuarzosos asociados a niveles de Clorita y Carbonatos, hacia el SE en los alrededores del barrio la ensenada por las vías del ferrocarril se presentan esquistos bimicáceos Cuarzosos con Granate, en el alto de Ziruma se presentan también estos Esquistos Cuarzosos con Granate pero asociados con la Clorita y la

Biotita. Más hacia el sur en el SENA por las vías del ferrocarril también se presenta este tipo de Esquistos Cuarzosos con Granate a diferencia de los anteriores estos se presentan bimicáceos.

Tschanz *et al.*, (1969) en lo que ellos clasifican como esquistos de Gaira dicen que los esquistos cuarzosos son los que menos se presentan en esta unidad a la que Doolan *et al.*, (1974) relaciona con esquistos Cuarzosos Bimicáceos intercalados con bandas de Grano fino de Hornblenda. Bustamante *et al.*, (2003) no mencionan las variedades encontradas de esquistos Cuarzosos en la formación Concha, asocian a la formación Punta Betín esquistos micáceos en pocas cantidades, en Cinto y Rodadero mencionan esquistos bimicáceos con Granate.

Según las muestras recolectadas en campo se presentan dos variedades de estos esquistos para la formación Concha, esquistos Cuarzosos con agregados de Pirita y cantidades menores de Muscovita y esquistos Cuarzosos asociados a bandas de Clorita y Carbonatos. Para la formación Punta Betín no se encontraron esquistos Cuarzosos. En la formación Cinto se evidencian esquistos Biotíticos cuarzosos con Granate asociados con bandas de Grafito y en Rodadero se dan esquistos Cuarzosos bimicáceos con Granate.

Figura 14. Esquistos cuarzosos. **(A)** Esquistos Cuarzosos encontrados en la formación Concha. **(B)** Esquisto Cuarzoso encontrado en Cinto cerca al contacto norte con la formación Cinto Y Punta Betín. **(C)** Esquisto Cuarzoso formando una Cuña con los esquistos Grafitosos de la formación Cinto. **(D)** Esquisto bimicáceo Cuarzoso con Granate encontrado en formas bolares en el alto de Ziruma relacionado con la formación Cinto. **(E)** y **(F)** Esquisto Cuarzoso encontrado cerca el contacto sur entre la formación Cinto Y Rodadero.



Fuente: Autores.

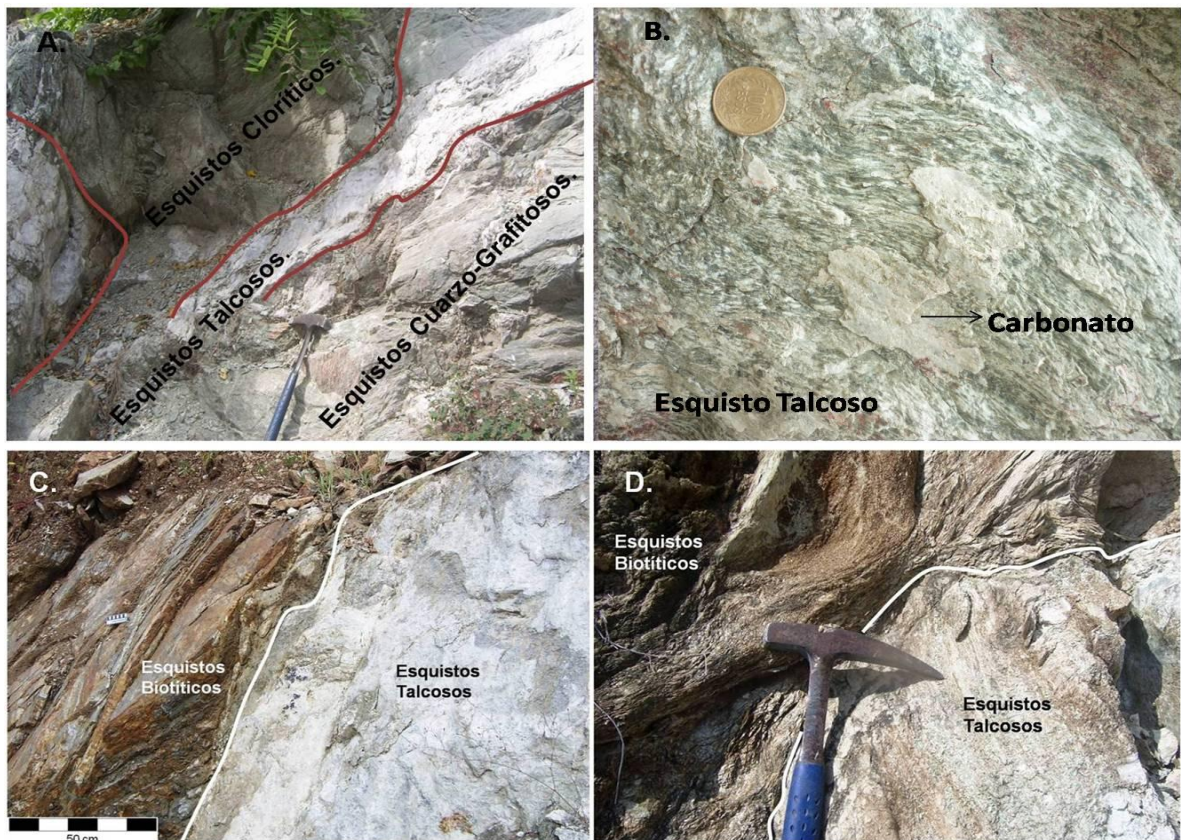
## 7.9 ESQUISTOS TALCOSOS

Por el borde de playa al SE de Punta Vaca se presentan Esquistos Talcosos de textura Cataclástica con evidencias de deformación frágil, en donde los cristales de Cuarzo se presentan en formas de punta y en hexágonos dando evidencia de que la roca sufrió tectonismo intenso (se recomienda ver ANEXO I). Es común encontrar cristales de Pirita de diversos tamaños en este sector asociados a estos esquistos y en cantidades menores Muscovita, Sericita y Plagioclasa. Más hacia el sur, por la vía que conduce a Taganga, estos esquistos afloran en contacto con Esquistos Grafíticos y Cloríticos los cuales presentan cantidades considerables de Actinolita, Tremolita y Mica verde (Figura 15). Estos esquistos están en contacto con una Anfibolita y se presentan en cataclasitas bajando por la carreta hacia el sur. En las cercanías de la mina Tritupisvar, en el cerro la Llorona, afloran Esquistos Talcosos, de grano medio a grueso, de color verde, los cuales tienen una composición mineralógica que consta de Talco, Actinolita, Tremolita, Biotita y Plagioclasa. Presentan una estructura esquistosa desarrollada por la presencia de anfíboles y el Talco les da un aspecto sedoso. Estos esquistos se encuentran en contacto con los Esquistos Cloríticos y Micáceos, que también afloran en ese sector (Figuras 15C y 15D). Este litotipo se asoció de acuerdo a su ubicación según Tschanz *et al.*, (1969) a los esquistos de Gaira y según Doolan (1970) a la formación Concha, Punta Betín y Rodadero.

Tschanz *et al.*, (1969) mencionan la aparición de Talco asociado a la unidad que denominan esquistos de Gaira como componente principal junto con la Tremolita de las rocas ultramáficas que afloran en este sector y para las Filitas de Taganga los encuentran en pocas cantidades, esto difiere con lo encontrado en campo donde se evidencian en la zona que dado a su ubicación geográfica, fue denominada Filitas de Taganga, Esquistos Talcosos en cantidades altas. Doolan *et al.*, (1974); Bustamante *et al.*, (2003); Bustamante *et al.*, (2009) no reportan Talco en ninguna formación. Mejía *et al.*, (2008) relacionan la formación de estos

esquistos a la intrusión de un cuerpo plutónico de composición granítica que se emplaza en los esquistos provocando deformación dúctil fuerte y alteración hidrotermal. Cardona *et al.*, (2009) no menciona esquistos Talcosos en las formaciones.

Figura 15. Esquistos talcosos. **(A)** Esquistos Talcosos asociados a la formación Concha, ubicados al SE de Punta Vaca en el borde de playa, se encuentran en contacto con Esquistos Cloríticos y Esquistos Cuarzo-Grafitosos. **(B)** Esquistos Talcosos asociados a la formación Punta Betín, presentan microplegamiento y niveles calcáreos. **(C) y (D)** Contacto de los Esquistos Biotíticos con los Esquistos Talcosos en la mina Tritupisvar, ubicada dentro de la formación Rodadero.



Fuente: Autores.

## 7.10 ANFIBOLITAS

Las anfibolitas en general son de tamaños de grano variado, desde fino hasta medio y presentan orientación mineral marcada por los anfíboles, estos anfíboles son en general Actinolita y Plagioclasa, Hornblenda en cantidades menores. Presentan foliación metamórfica y se encuentra alternancia de estas con esquistos de grano muy fino en unas partes y en otras con esquistos de grano grueso y compacto, presentan venas de diferente composición y cortándolas en diferentes sentidos, algunas veces paralelo a la foliación y otras veces no, la cantidad y la orientación de estas venas está relacionada con la intrusión del batolito. En Punta Granate se presenta Anfibolita de grano fino y de colores claros algunas de estas presentan venillas calcáreas que atraviesan la estructura y venas de Cuarzo paralelas a la roca (figura 16A), la roca es verde clara y en algunas partes tiende a generar esquistosidad, en el borde que limita el corregimiento de Taganga con la loma de Taganga se encuentran Anfibolitas con tamaños de grano mayor y venas de cuarzo paralelas a la lineación mineral, se presentan niveles talcosos en estas anfibolitas intercaladas con esquistos talcosos, más hacia el sur estas venas se hacen más gruesas y la Anfibolitas más oscuras en muestra de mano se ven verdes (figura 16B), por la carretera que de la sociedad portuaria lleva a Taganga se encuentra un contacto entre Anfibolita y esquisto Talcoso (figura 16C), esta anfibolita se presenta más grueso granular y presenta venas calcáreas. En Playa Blanca se encuentran Anfibolitas grisáceas bordeadas por formas anómalas de carbonatos y en contacto con esquistos Cloríticos (figura 16D), Por las vías del ferrocarril cerca al barrio El Libertador se presentan anfibolitas blancas con mayor tamaño de grano, mayor contenido en Cuarzo que las anteriores en contacto con Esquistos Magesio-Hornblendicos (figura 16E) estas anfibolita se muestra muy fracturada, presentan a nivel de afloramiento un color claro y en muestra de mano un color verde, las cuales exhiben una estructura con bandeo composicional paralelo, sin embargo más al este, hacia el borde de playa presentan microplegamiento debido a la intrusión del cuerpo de composición granítica dentro

de esta litología y también se presentan a manera de diques dentro de los Esquistos Magnesio-Hornbléndicos y Biotíticos, es común observar orientación en los minerales pero la roca aún no se ha segregado en bandas (figura 16F), estas rocas comúnmente se encuentran en contacto con cuerpos de origen magmático de grano grueso a medio, también es común encontrar estas Anfibolitas con intrusiones pegmatíticas que son los últimos fluidos del magma, la zonación en esta zona es producto del enfriamiento, se enfría de la parte externa a la parte interna, las anfibolitas que afloran en el corregimiento rodadero y un poco más al norte de este, tienen a diferencia de las encontradas más hacia el sur la particularidad de que la Hornblenda está siendo reemplazada por Biotita y están más en afectadas por diques pegmatíticos y granodioríticos.

Según Doolan *et al.*, (1974) los cuerpos de Anfibolita ubicados en la formación Concha corresponden a un metamorfismo anterior al principal de la secuencia, para Punta Betín menciona Anfibolitas grueso granulares. Bustamante *et al.*, (2003) asocian las Anfibolitas encontradas en Concha y en Punta Betín a Silos cuya mineralogía corresponde a unos cuerpos ígneos que sufrieron retrogradación durante el metamorfismo regional que afectó la secuencia y no que pertenecen a otro evento metamórfico como plantean Doolan *et al.*, (1974), esta retrogradación no fue observada por Bustamante *et al.*, (2003) diciendo que posiblemente solo es posible en los bordes de los cuerpos. Mejía *et al.*, (2008) menciona Anfibolitas al sureste del batolito, como lentes alargados rodeados por masa batolítica y Anfibolitas Diopsídicas al noreste desde el borde costero de Bahía Gaira hasta los cerros el Rodadero y la Llorona.

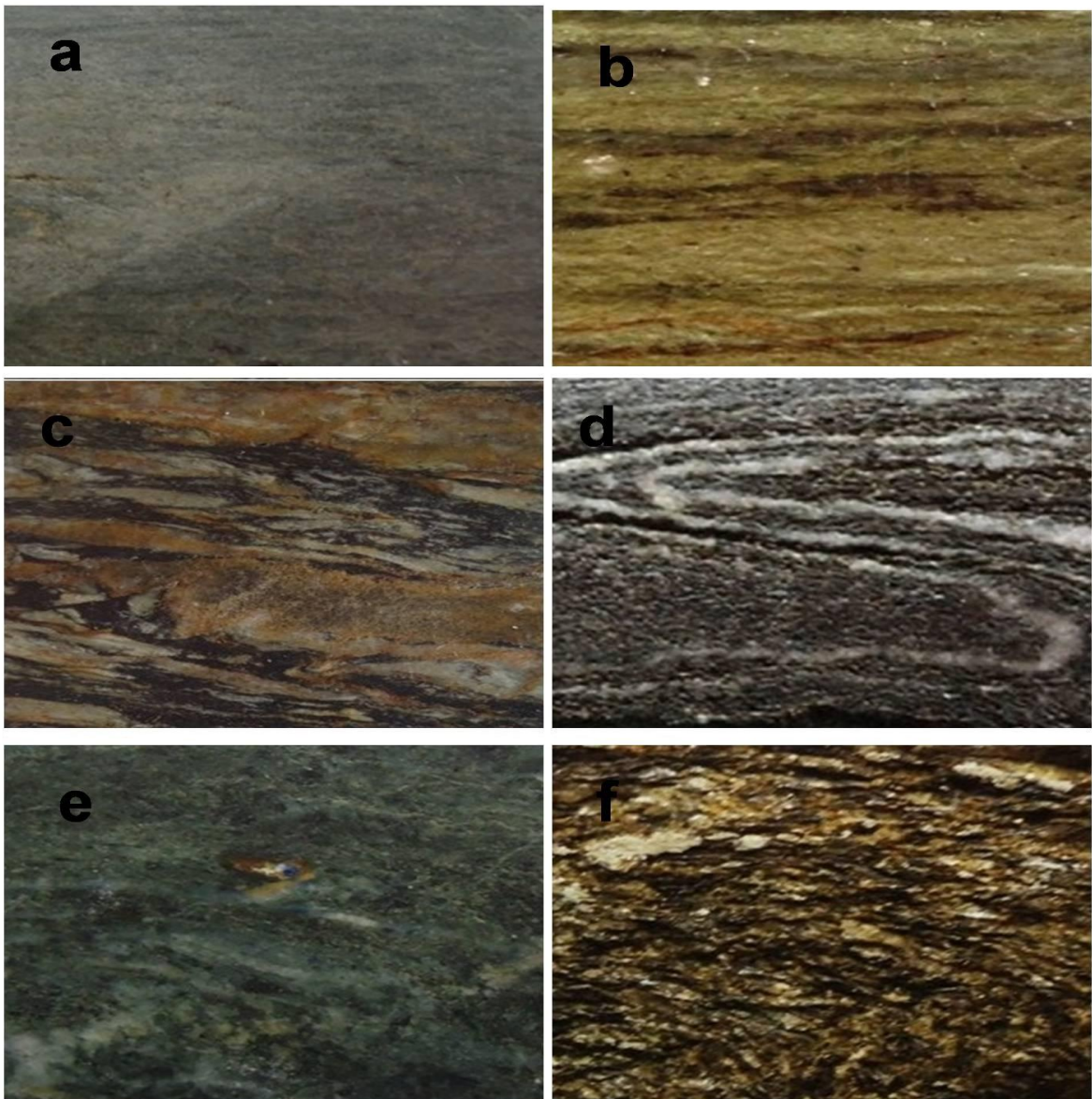
Figura 16. Anfibolitas. **(A)** Anfibolitas orientadas con venas calcáreas asociadas a un cuerpo de origen ígneo, presenta incrustaciones de cuerpos metamórficos posiblemente arrancados al emerger el intrusivo. **(B)** Anfibolitas con Actinolita encontradas en el límite de las formaciones Concha y Punta Betin. **(C)** Anfibolita con niveles Talcosos y en contacto con esquisto Talcoso. **(D)** Anfibolitas de grano fino de Playa Blanca en contacto con formas anómalas de material calcáreo y esquistos Actinolíticos. **(E)** Anfibolitas claras de grano más grueso y más claras encontradas en la formación rodadero en contacto con esquistos Hornbléndicos. **(F)** Estas Anfibolitas no presentan orientación mineral sin que la roca aun se segregue en bandas, se encuentra en contacto con esquistos Hornbléndicos de la formación rodadero.



Fuente: Autores.

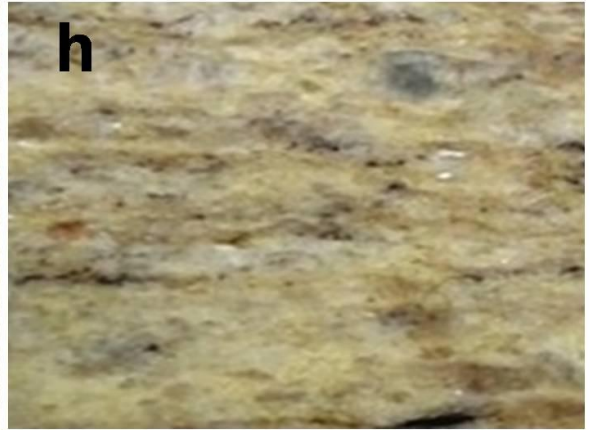
A continuación se muestran los testigos más representativos de cada litotipo (para mayor detalle, se remite al lector a ver ANEXO I – Catálogo Macroscópico).

Figura 17. Testigos más representativos de los litotipos. **(a)**. Filita. **(b)**. Esquisto clorítico. **(c)**. Esquisto grafitoso. **(d)**. Esquisto Magnesio-hornbléndico. **(e)**. Esquisto Actinolítico. **(f)**. Esquisto biotítico.



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 17.** Testigos más representativos de los litotipos. **(g).** Esquisto Bimicáceo. **(h).** Esquisto cuarzoso. **(i).** Esquisto talcoso. **(j).** Anfibolita.



Fuente: Autores.

## 8. PETROGRAFÍA

En este capítulo se describirá las generalidades vistas a escala microscópica de 47 secciones delgadas que comprenden los diferentes litotipos aflorantes en el área de estudio, correspondientes a los esquistos de Santa Marta, con el fin de determinar las características texturales y mineralógicas de las rocas allí presente. La siguiente tabla 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	Act	Tr	Hbl	Mhbl	Bt	Ms	Cal	Dol	Grt	Tlc	Gr	Ep	Czo	Zo	Spn	Or	Mc	Op	Pi	Chl	Zr	Sd	Ap	Seri
<b>LITOTIPOS</b>																										
FILITAS	★	★						■	★					■	★	★	★		■	■	■	★				
ESQ. CLORÍTICOS		★					★	★		★	★			■	■		■			■	■	★				▲
ESQ. GRAFITOSOS	★						★	■	★				★		■	■						▲				
ESQ. CUARZOSOS	★	★	★				★	★			★		■	■				■		★	★	▲				
ESQ. BIMICÁCEOS	★						★	★					■				■	■		■						
ESQ. BIOTÍTICOS	★	★	■				★	■	■		★			■	★	■	■		■	■		▲		■		
ESQ. ACTINOLÍTICOS	★	★	★	■				■	★			★		■	★	■	■					★				
ESQ. MG-HORNBLÉNDICOS	★	■				★				★				■	★	★	■				■	▲	■			
ESQ. TALCOSOS	■	★	★	★			■	★		★		★		■						■		▲				▲
ANFIBOLITAS	★	★			★		■	■	■					★	★	■	★	★	■	■			■		■	▲

Fuente: Autores.

## 8.1 FILITAS

Estas rocas presentan una variación en el tamaño de grano de muy fino a fino, tienen matriz pizarrosa, la cual está constituida por Cuarzo, Plagioclasa, Clorita, Sericita, Calcita, Epidota y Esfena, y textura lepidogranoblástica. Este litotipo presenta una composición mineralógica que consta de Clorita, Cuarzo, Calcita, Plagioclasa, Esfena, Clinozoisita, Zoisita, Pirita, Epidota, Opacos, Muscovita y Microclina. Muestran estructuras de clivaje grosero y microplegamiento, con sombras de presión de carácter moderadamente simétrico compuestas por Cuarzo y Clorita que bordean los porfidoblastos de Pirita. También se evidencian estructuras relícticas dadas por la roca sedimentaria original, en donde estos relictos podrían posiblemente contener materia orgánica. Hay presencia de bandas gruesas de Clorita de grano fino y también bandas de grano más grueso, las cuales se acuñan y forman lentes, compuestos por Cuarzo, Calcita y Plagioclasa. Hay presencia de lentes de porfidoblastos de Plagioclasa con sericitización y se observa una textura reaccional en donde hay cristales de Zoisita con Epidota en el centro, Zoisita bordeada por Clorita y Zoisita con presencia de Clinozoisita en el centro.

La Clorita es subidioblástica de hábito laminar de color verde pálido con pleocroísmo muy débil, tiene relieve bajo a moderado, con color de interferencia verde de segundo orden y se presenta como agregados fibrosos. Se encuentra formando parte de la matriz y también se encuentra a manera de bandas que se acuñan en donde se presentan algunos individuos de Esfena granular y Epidota los cuales siguen la orientación de los agregados de Clorita. También se presenta rellenando las fracturas de la roca y sombras de presión en la Pirita.

El Cuarzo es de carácter xenoblástico a subidioblástico, incoloro de bajo relieve, tiene colores de birrefringencia grises de primer orden, alargado en la dirección de la foliación y se encuentra formando parte de la matriz. Aparece en lentes pero

con un tamaño fino a medio y también se encuentra rellenando sombras de presión en la Pirita. Se presenta una segunda generación de Cuarzo el cual se encuentra rellenando venas de 2,5mm de espesor y es de tamaño de grano de fino a medio; estas venas presentan inclusiones de Muscovita.

La Calcita es xenoblástica con maclado polisintético y se encuentra haciendo parte de la matriz. Se presenta una segunda generación de Calcita la cual se presenta rellenando microvenillas de 0,38mm de espesor, las cuales siguen la orientación mineral. También se da Calcita como producto de la alteración de la Plagioclasa tanto de la que se encuentra en la matriz (grano fino) como la que se presenta en los agregados granulares (grano grueso) y es incolora, xenoblástica.

La Plagioclasa es de carácter subidioblástico con bajo relieve y se encuentra formando parte de la matriz. Se presenta una segunda generación de Plagioclasa con forma xenoblástica, la cual se da a manera de agregados granulares de individuos de grano fino a medio y en porfidoblastos; presentan maclado tipo albita y carlsbad. La Plagioclasa presenta alteración moderada a Calcita desde los bordes hacia el centro y de Sericita también, la cual aparece en agregados escamosos muy finos, desarrollado a manera de parches en los porfidoblastos de Plagioclasa.

La Esfena es de color café claro, con forma subidioblástica a manera de agregados granulares y en forma de punta de flecha, tiene relieve alto y se presenta fracturada. Se encuentra distribuida homogéneamente por toda la matriz, sigue la dirección de la foliación bordeando las bandas de Grafito y Clorita. También se presenta como agregados en las venas de Cuarzo, se presenta como inclusiones en los agregados de Clorita y dentro de la Pirita.

La Zoisita es de carácter subidioblástica con alto relieve, con su exfoliación característica, con color de birrefringencia azul anómalo y presenta una textura en la cual se encuentra rodeada de Clinozoisita.

La Clinozoisita es subidioblástica, incolora, tiene colores de interferencia azules y amarillos anómalos; algunas veces se observa zonada con la Zoisita.

La Epidota tiene forma subidioblástica, con alto relieve, de incolora a verde pálida con pleocroísmo débil, presenta colores de interferencia de tercer orden y está formando parte de la matriz. Se presenta también como inclusiones en los cristales de Plagioclasa.

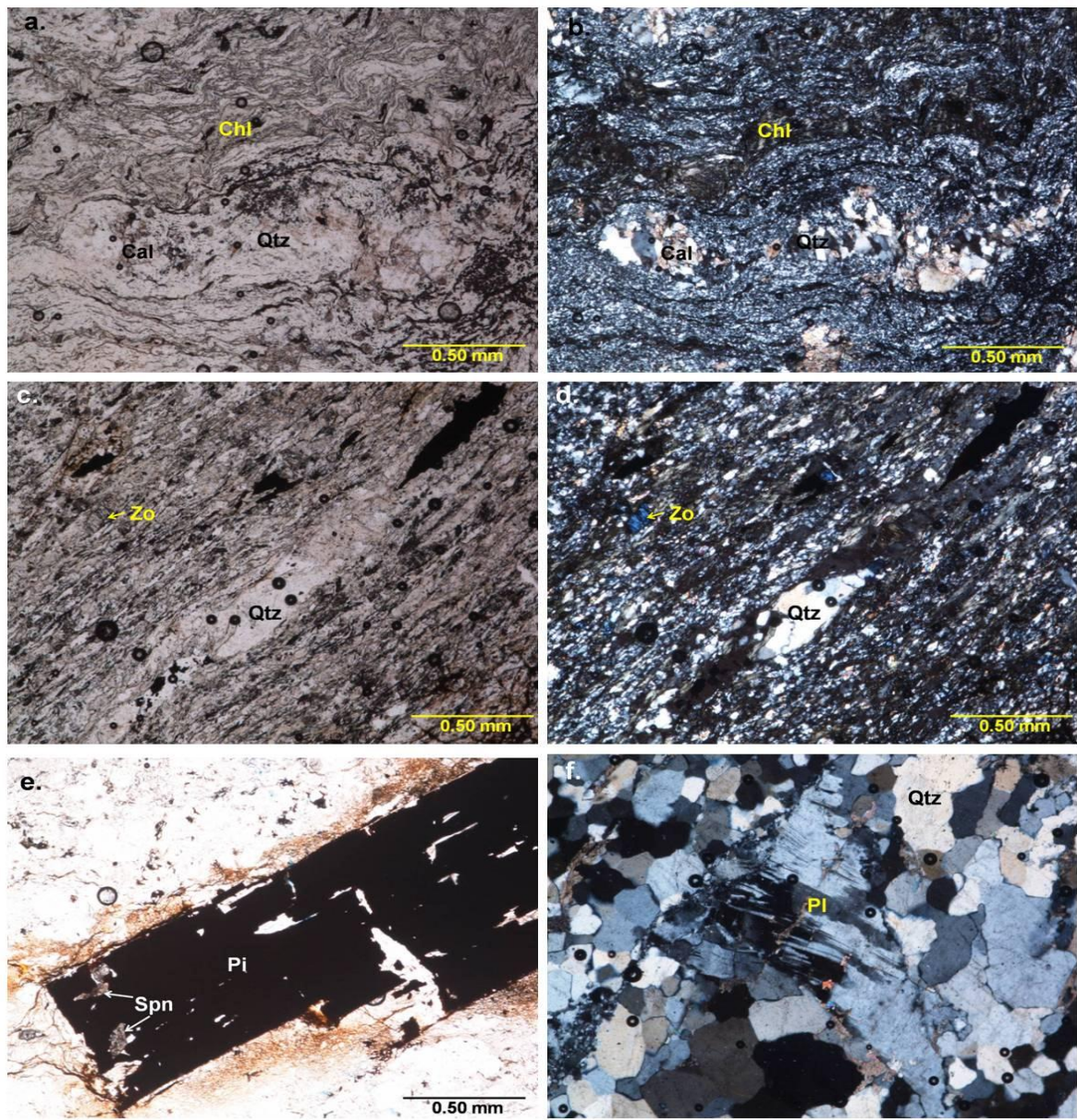
La Pirita se presenta como porfidoblastos de formas rectangulares, con sombras de presión rellenas por Cuarzo y Clorita. Dentro de la Pirita se encuentran cristales de Muscovita y Esfena en forma de punta de diamante. La Pirita genera óxidos de color rojizo que presentan formas xenoblásticas.

La Muscovita es subidioblástica de hábito laminar, concordante con la dirección de los minerales y se presenta como inclusiones en las bandas de Calcita y en los porfidoblastos de Pirita y hacia los bordes de estos.

Los Minerales Opacos son muy finos, tienen forma subidioblástica, con geometrías cúbicas variadas y en ocasiones alargados.

La Microclina es xenoblástica y forma parte de las venillas con macla tipo tartán; se presenta también en los agregados granulares de grano grueso asociada a Cuarzo y Plagioclasa.

Figura 18. Filitas en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Agregados de Cuarzo y Calcita en forma de lentes y microplegamiento de la roca. (Aumento 5x). **(c), (d)**: Cuarzo en forma de lente. (Aumento 5x). **(e)**: Porfidoblasto de Pirita con inclusiones de Esfena en forma de diamante. Microfotografía tomada en PPL. (Aumento 5x). **(f)**: Porfidoblasto de Plagioclasa en una venilla de Cuarzo. Microfotografía tomada en XPL. (Aumento 5x).



Fuente: Autores.

## 8.2 ESQUISTOS CLORÍTICOS

Presentan estructuras cataclásticas en donde predominan la presencia de ojos con agregados cristalinos de Plagioclasa los cuales se están alterando a Sericita y estructuras microplegadas, presencia de microfallas, las cuales se encuentran rellenas por Dolomita, estructuras asociadas a tectonismo intenso. Estos esquistos presentan una composición general de Clorita, Plagioclasa, Zoisita, Magnesiohornblenda, Clinozoisita, Esfena, Epidota y Óxidos. Se presentan la Sericita la Dolomita como alteración de la Plagioclasa y la Clorita como alteración de la Magnesiohornblenda. Desarrollan texturas granonematoblásticas, poiquiloblásticas y porfidoblástica en matriz granolepidoblástica. La matriz está compuesta principalmente por Cuarzo y fenocristales de Plagioclasa. Presentan bandas de Clorita con inclusiones de Plagioclasa las cuales se encuentran microplegadas debido a la presencia de porfidoblastos de Plagioclasa alterando a Sericita y microvenillas que cortan la dirección de esquistosidad, las cuales se encuentran rellenas por Dolomita, Cuarzo y Plagioclasa; también hay lentes de Cuarzo y Magnesiohornblenda.

La Clorita se presenta de dos maneras: de origen metamórfico y también como producto de alteración de la Magnesiohornblenda. La primera se presenta en bandas verde pálido con pleocroísmo débil, con colores de interferencia anómalos de azul a violeta y con inclusiones de Esfena. La segunda se presenta como agregados fibrosos con pleocroísmo débil (x=verde claro; y= verde pálido; z= verde claro), siguiendo la exfoliación y orientación de la Magnesiohornblenda en la roca con colores de interferencia verdes anómalos y se desarrolla desde los bordes hacia el centro de la Magnesiohornblenda.

La Plagioclasa es de carácter xenoblástico a subidioblástico, con bajo relieve, presenta colores de interferencia grises de primer orden y maclado polisintético. Se presenta en dos generaciones. La primera de ellas se da a manera de

porfidoblastos con textura poiquiloblástica, los cuales se encuentran atravesados por microvenillas de Dolomita y presentan alteración a Sericita, la cual se desarrolla desde los bordes. La segunda generación se encuentra rellenando venillas, en donde se encuentra asociada al Cuarzo.

La Dolomita es xenoblástica, con exfoliación romboédrica, maclado polisintético de textura nematoblástica y con colores de birrefringencia pasteles de orden elevados. También se presenta en una segunda generación la cual se da como producto de la alteración de la Plagioclasa y se encuentra rellenando microvenillas que cortan la dirección de esquistosidad y la microfalla.

La Zoisita es incolora de relieve alto, presenta forma subidioblástica de tamaño fino a medio, con colores de birrefringencia azules anómalos.

La Magnesiohornblenda es xenoblástica de tamaño medio, está alargada en dirección de la esquistosidad, es de color verde pálido con pleocroismo moderado (x= incoloro, y= verde pálido, z=verde pálido), relieve moderado, con colores de birrefringencia amarillos y fucsias de segundo orden. Presenta alteración de moderada a avanzada a Clorita.

La Clinozoisita es subidioblástica, incolora de relieve alto, presenta colores de interferencia azules y amarillos anómalos.

El Cuarzo se presenta en dos generaciones. En la primera es subidioblástico de bajo relieve, alargado en la dirección de la esquistosidad, con colores de birrefringencia grises de primer orden y a veces aparece en forma de lentes. El Cuarzo de segunda generación se presenta rellenando venillas de origen hidrotermal las cuales cortan la dirección de esquistosidad.

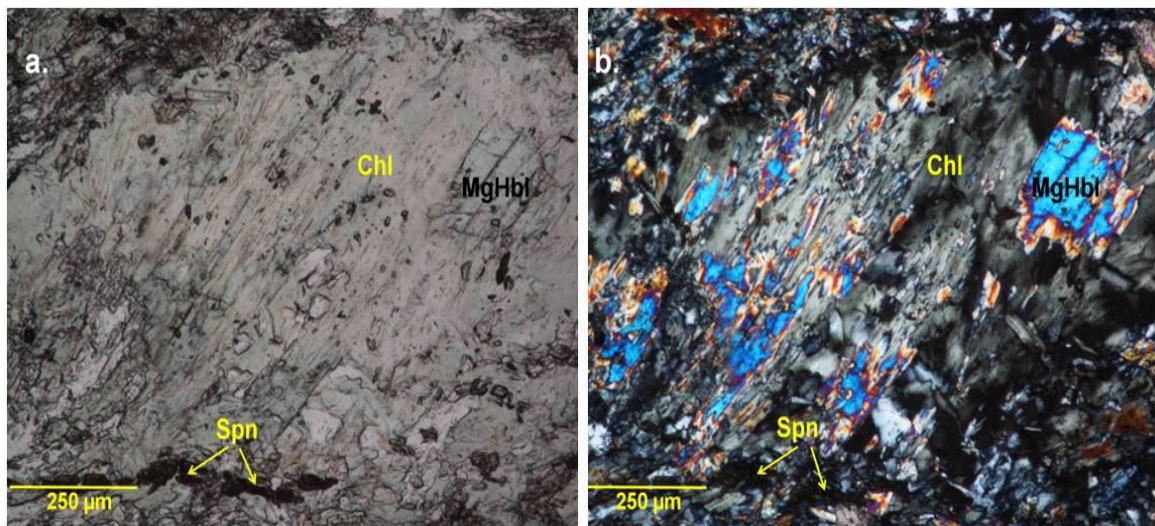
La Esfena es subidioblástica de color café y se presenta a manera de agregados granulares, con colores de birrefringencia de orden muy elevado.

La Epidota es incolora, subidioblástica de tamaño fino con alto relieve y alargada concordante con la dirección de esquistosidad.

La Muscovita es de carácter idioblástico y subidioblástico, y se presenta como inclusión en la Plagioclasa.

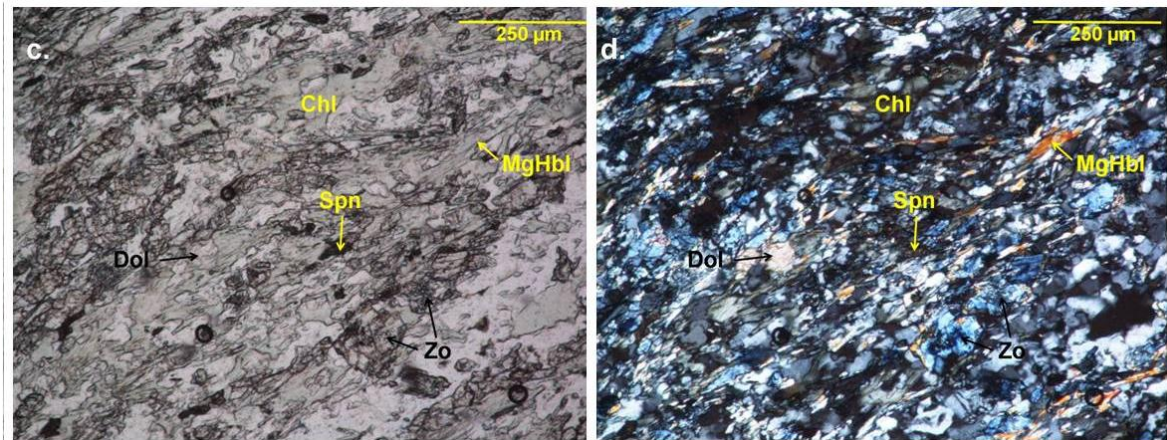
Los Óxidos son idioblásticos de geometría cúbica variada.

Figura 19. Esquistos cloríticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Alteración avanzada de la Magnesio-hornblenda a Clorita (Aumento 10x).



Fuente: Autores.

Continuación Figura 19. Esquistos cloríticos en sección delgada. **(c)**, **(d)**: Esquistosidad marcada por los cristales alargados de Magnesiohornblenda, Zoisita, Clorita y Esfena (Aumento 10x).



Fuente: Autores.

### 8.3 ESQUISTOS GRAFITOSOS

Presentan un microplegamiento marcado, debido a que sufrió procesos compresivos y presentan venillas de origen hidrotermal rellenas principalmente por Calcita y Cuarzo. Presentan mucho Grafito el cual está intercalado con Muscovita y se encuentra cortado por unas venillas de Calcita y Cuarzo. Tienen matriz de grano muy fino la cual se encuentra entre las bandas de Grafito y está compuesta por Cuarzo, Calcita y Clorita; además se encuentran individuos finos de Muscovita, Zoisita y también de Clorita. Otra característica de estos esquistos Grafitosos es que presentan óxidos de Fe relacionados con los cristales de Pirita.

El Grafito se presenta como individuos opacos, heteroblásticos, xenoblásticos de hábito escamoso, alargados en la dirección de esquistosidad. Su distribución en las muestras es abundante y homogénea.

El Cuarzo se presenta en dos generaciones, en donde el de primera generación es de tamaño muy fino el cual forma parte de la matriz. El Cuarzo de segunda generación es xenoblástico y se encuentra rellenando venillas de origen hidrotermal.

La Calcita es de grano muy fino y también forma parte de la matriz. Se presenta una segunda generación de Calcita la cual es xenoblástica de grano medio, tiene relieve moderado y se encuentra rellenando venillas, las cuales se presentan en dirección de la esquistosidad y a veces la cortan.

Los óxidos de Fe relacionados con los cristales de Pirita se encuentran distribuidos como agregados opacos con relieve alto, tienen forma xenoblástica y se presentan a veces siguiendo la dirección de esquistosidad y a veces cortándola.

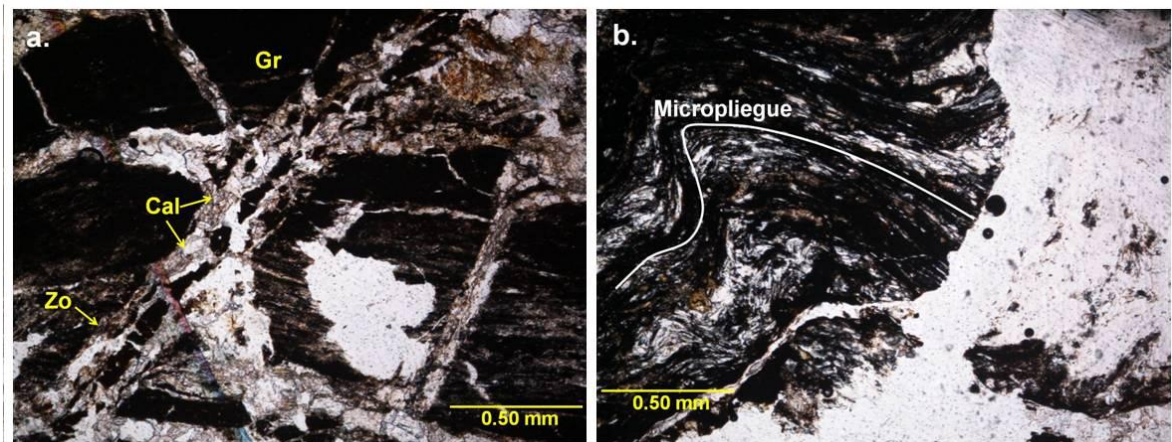
La Biotita es subidioblástica de color amarillo verdoso pálido con pleocroísmo moderado (x=amarillo; y=amarillo pálido; z=amarillo) de tamaño medio. Presenta alteración avanzada a Clorita.

La Clorita se muestra como alteración de la Biotita en agregados fibrosos, con colores de birrefringencia azules anómalos y verdes de segundo orden, siguiendo la orientación y exfoliación de la biotita y se desarrolla desde los bordes hacia el centro de la biotita. También se presenta en tamaño fino formando parte de la matriz.

La Muscovita es subidioblástica de tamaño fino, incolora de relieve bajo, presenta hábito laminar con terminaciones irregulares y se encuentra concordante con la dirección de esquistosidad.

La Zoisita es subidioblástica de tamaño fino, incolora con relieve alto y se presenta alargada en la dirección de esquistosidad.

Figura 20. Esquistos grafitosos en sección delgada. Microfotografías tomadas en PPL. **(a)**. Microvenillas rellenas principalmente por Calcita, las cuales cortan y concuerdan con la dirección de esquistosidad. (Aumento 5x). **(b)**. Microplegamiento de la roca. (Aumento 5x).



Fuente: Autores.

#### 8.4 ESQUISTOS MAGNESIOHORNBLÉNDICOS

Estos esquistos exhiben una textura granonematoblástica y una esquistosidad medianamente desarrollada por la orientación preferencial de Hornblenda la cual presenta muy bajo contenido en hierro, denominándola entonces como Magnesiohornblenda. Los Esquistos Hornbléndicos generalmente están compuestos por Magnesiohornblenda, Dolomita, Clinozoisita, Cuarzo, Esfena, Plagioclasa, Zoisita, Pirita, Epidota, Zircón como mineral accesorio y Clorita como mineral de alteración. Tienen matriz de grano fino la cual está compuesta por Cuarzo, Plagioclasa, Zoisita y Epidota principalmente. Presentan microvenillas que se encuentran cortando la dirección de esquistosidad.

La Magnesiohornblenda tiene forma subidioblástica y se presenta poiquiloblástica de tamaño de grano medio, de color verde claro con un pleocroísmo débil y está alterando moderadamente a Clorita desde los bordes hacia el centro del cristal (Figura 23) y presenta inclusiones de Epidota.

La Dolomita se presenta en dos generaciones: la primera tiene una forma xenoblástica, incolora y presenta el maclado característico de este mineral; presenta inclusiones de Clorita, Clinozoisita y Cuarzo. La segunda generación se encuentra rellenando microvenillas de aspecto lenticular que cortan el bandeamiento.

La Clinozoisita es de forma xenoblástica de color café claro, con alto relieve y se presenta en tamaños finos y medios.

El Cuarzo es subidioblástico de grano fino el cual forma parte de la matriz; también se presenta en cristales de tamaño medio, los cuales se encuentran rellenando sombras de presión de la Pirita.

La Esfena tiene una forma subidioblástica que muestra colores café claros y tiene alto relieve; estos individuos tienen forma de punta de flecha y se presentan también como agregados granulares.

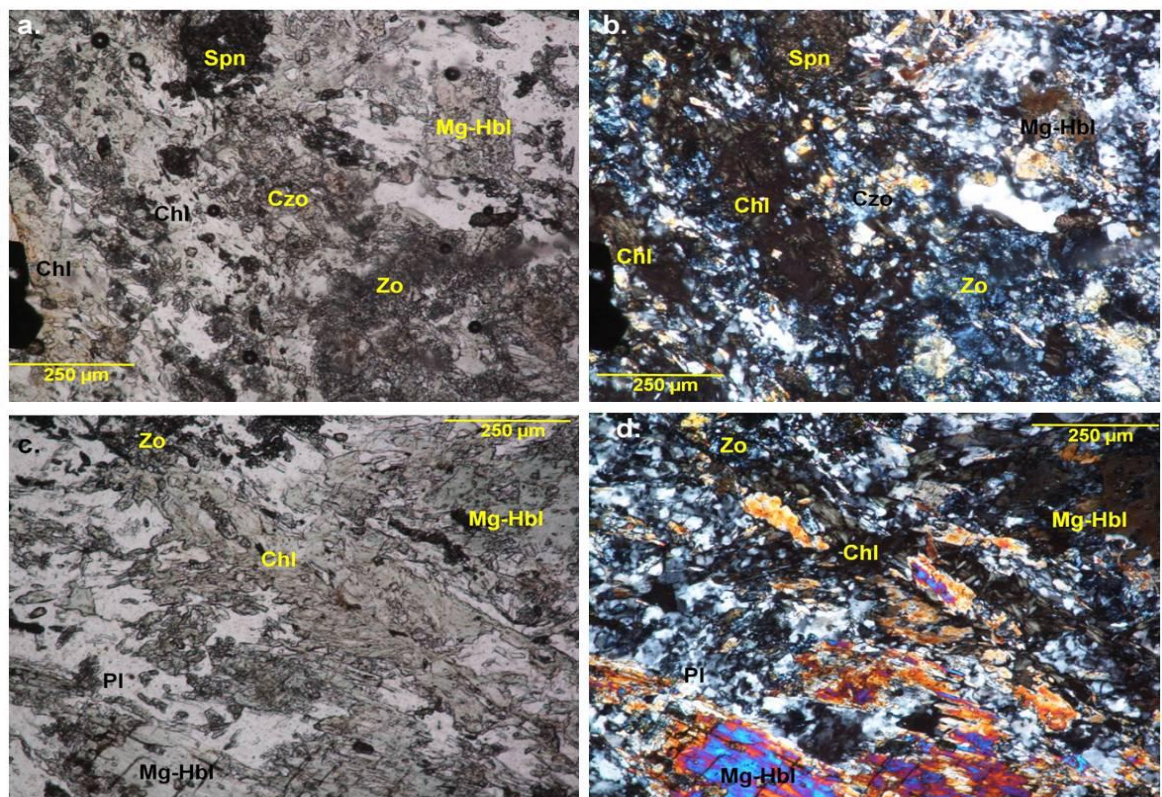
La Plagioclasa tiene forma subidioblástica, es incolora con relieve bajo y es de grano fino la cual se encuentra formando parte de la matriz, en donde no siempre exhiben el maclado característico.

La Zoisita con forma xenoblástica es de color café claro con un relieve alto y se presenta en grano fino formando parte de la matriz y también a manera de porfidoblasto, el cual se encuentra cortado por una microvenilla de Dolomita (Figura 21E – 21F). También presenta algunas inclusiones de Dolomita.

La Pirita se presenta a manera de porfidoblastos euhedrales los cuales se encuentran concordantes con la dirección de esquistosidad (Figura 21C) y presentan inclusiones de Zoisita y sombras de presión las cuales se encuentran rellenas algunas veces por Cuarzo y otras por Clorita (Figura 21D).

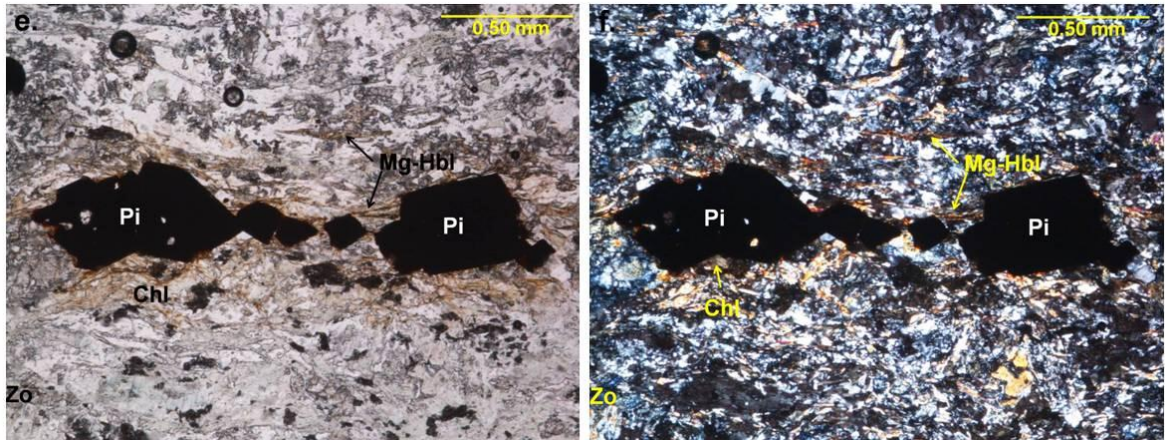
La Epidota tiene forma idioblástica la cual es incolora y se presenta a manera de hábito granular con individuos redondos y en forma de cubos.

Figura 21. Esquistos Magnesio-hornbléndicos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Cristales de Zoisita, Clinozoisita y Clorita en contacto. (Aumente 10x). **(c), (d)**: Magnesiohornblenda alterando a Clorita. (Aumente 10x).



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 21.** Esquistos Magnesio-hornbléndicos en sección delgada. **(e), (f):** Porfidoblastos de Piritita concordantes con la dirección de esquistosidad. (Aumente 5x).



Fuente: Autores.

## 8.5 ESQUISTOS ACTINOLÍTICOS

De aspecto fragmental y brechoide, presenta matriz de grano muy fino de textura cataclástica probablemente por efectos de deformación frágil, la orientación preferencial de los minerales está marcada por cristales tabulares elongados, mineralógicamente presentan Actinolita, Plagioclasa, Calcita, Talco, Tremolita, Cuarzo, Epidota, Zoisita, Clinozoisita, Clorita, Muscovita, Biotita, Granate.

La Actinolita por lo general se presenta en tres generaciones, la primera como porfidoblastos tabulares con terminaciones en punta de color verde pálido a amarillo pálido, pleocroísmo muy débil, relieve moderadamente alto baja en Fe, colores de interferencia naranjas y fucsias de segundo orden, muestra dos direcciones de exfoliación, presenta alteración moderada a Clorita, esta Clorita muestra pleocroísmo muy débil y color de interferencia verde anómalo. La segunda generación la componen porfidoblastos de Actinolitas poiquiloblásticas

posiblemente de origen postectónico y forma tabular con terminación en punta, se encuentran alineadas de tal manera que cortan la foliación de la roca a 90 y 45 grados al igual que la de la primera generación presentan relieve moderado y pleocroísmo muy débil. La tercera generación la componen las Actinolitas incoloras de geometrías en forma de diamante y tamaños de grano fino relieve alto y pleocroísmo más intenso que las generaciones 1 y 2 de moderado a alto (x=incoloro; y= verde pálido; Z= verde) colores de interferencia que van desde finales de primer orden hasta inicios del segundo orden. La Actinolita de la generación tres se encuentra alterando a una variedad de Clorita incolora de relieve alto con pleocroísmo muy débil y color de interferencia azul claro.

Se evidencian dos generaciones de Plagioclasa, en una la Plagioclasa se presenta en porfidoblastos incoloros homeoblásticos subidioblásticos, de bajo relieve y maclado polisintético tipo Albita, relieve bajo, homeoblásticos subidioblásticos y colores de interferencia de primer orden. La otra generación de Plagioclasa se da con tamaños de grano entre fino y muy fino, haciendo parte de la matriz generalmente siguiendo la orientación preferencial del esquisto.

La Calcita se presenta en dos generaciones, como cristales alotriomórficos con relieve entre alto y muy alto de color de interferencia marrón claro maclas en forma de enrejado, el color de interferencia de estas maclas es de tercer orden. La otra generación se presenta rellenando venas que cortan los Anfíboles.

El Talco se encuentra generalmente bordeando los cristales asociados a estas muestras o siguiendo la orientación preferencial del esquisto haciendo parte de la matriz intercedido con Muscovita, es incoloro de formas tabulares alargadas, los colores de interferencia son de tercer orden.

La Tremolita se presenta incolora, no presenta pleocroísmo, cristales tabulares con formas de diamante, se presenta con colores de interferencia de primer y tercer orden.

La Clinozoisita presenta tamaño de grano que va de fino a muy fino y presenta colores de interferencia de amarillos a azules de tercer orden, formas heteroblásticas subidioblásticas haciendo parte de la matriz de la roca siguiendo la orientación preferencial mineral.

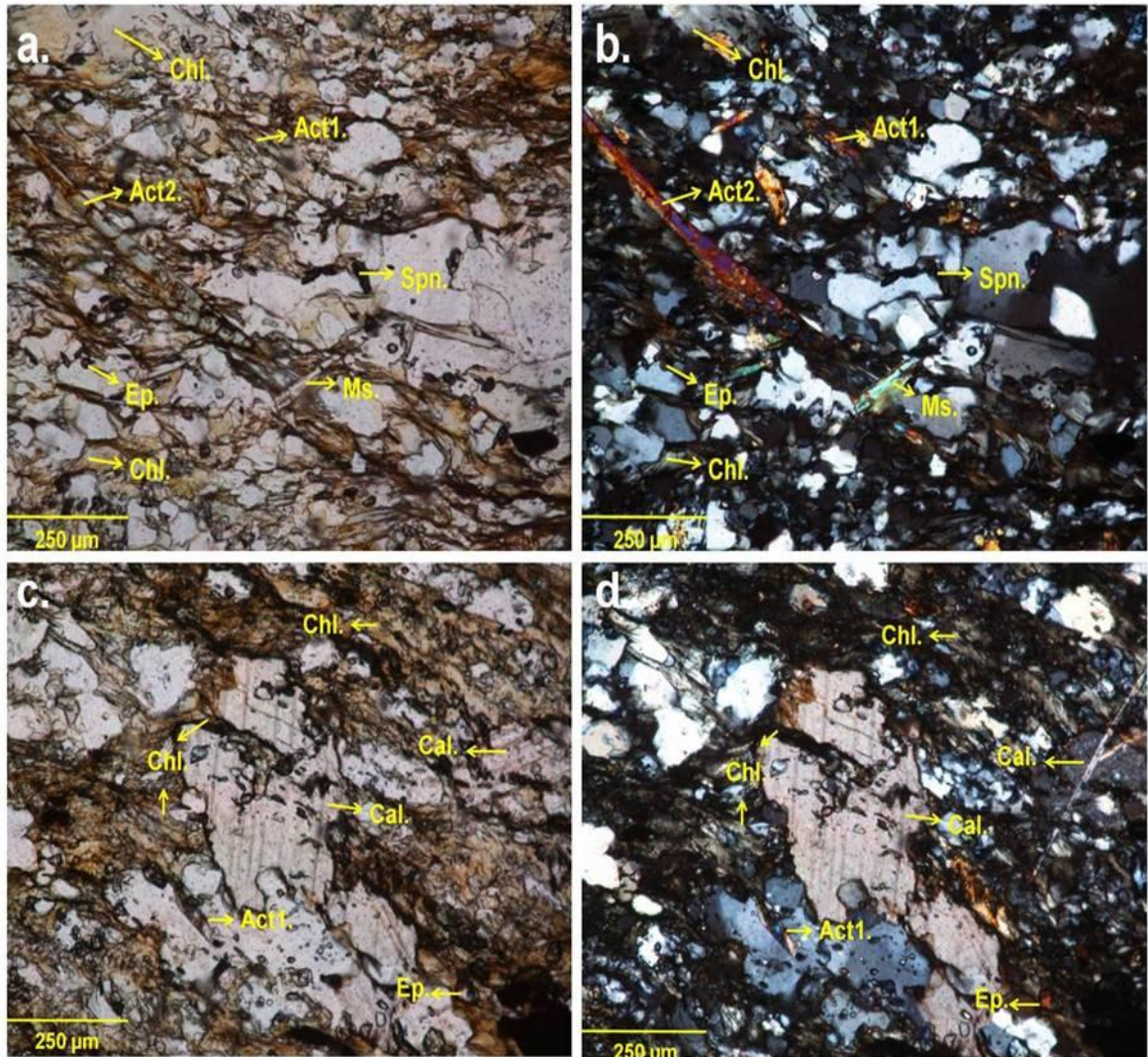
La Epidota es incolora, heteroblástica subidioblástica, de tamaño de grano en el límite de fino y muy fino, presenta alto relieve, sus colores de interferencia se muestran amarillos y fucsias de tercer orden y se encuentra formando parte de la matriz.

La Zoisita presenta una dirección de exfoliación, alto relieve, color de interferencia azul oscuro bien distribuido.

Se evidencian dos generaciones de Muscovita. La primera generación presenta la Muscovita incolora heteroblástica subidioblástica laminar siguiendo la orientación preferencial de la exfoliación de la muestra, asociada al Talco. La segunda generación son cristales más cortos que se presentan como inclusiones en los cristales de Anfíbol.

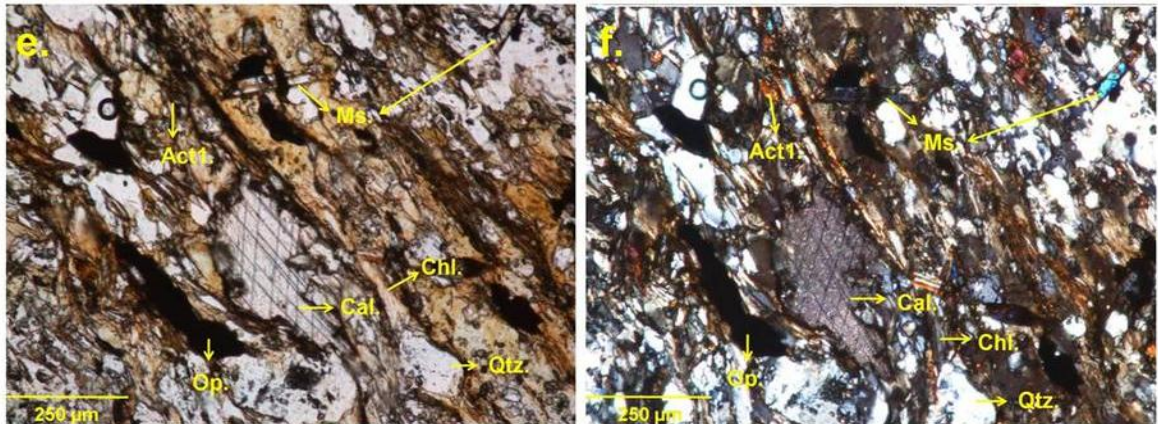
Aunque se tienen dos generaciones de Biotita esta se presenta en cantidades mínimas en estos esquistos, cristales elongados marrones pleocróicos que siguen la orientación de los Cuarzos. La segunda generación se presenta con colores verdes claros de bajo pleocroísmo alterados casi completamente a Clorita. El Granate relacionado con este esquistos es de carácter poiquiloblástico, presenta inclusiones de Cuarzo las cuales dan evidencia que el cristal de Granate ha sufrido rotación durante su crecimiento.

Figura 22. Esquistos actinolíticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Porfidoblasto poiquiloblástico de Actinolita con Actinolita de primera generación, Clorita, Epidota, Esfena y cristales de Muscovita sin orientación cortando la Clorita. (Aumento 10x). **(c), (d)**: Cristal de Calcita que se encuentra más de carácter poiquiloblástico y cristal de Epidota. (Aumento 10x).



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 22.** Esquistos actinolíticos en sección delgada. **(e), (f):** Porfidoblasto de Calcita bordeado por Clorita e inclusión de cristal diminuto de Actinolita. Cuarzo generando formas de Augen con la banda de Clorita, se presentan también minerales opacos que siguen la dirección principal de foliación de la roca. (Aumento 10x).



Fuente: Autores.

## 8.6 ESQUISTOS BIOTÍTICOS

Presentan esquistosidad definida por la orientación de minerales tabulares elongados (Biotita, Clorita, Muscovita) foliación continua, textura granolepidoblástica, composicionalmente presenta Biotita, Cuarzo, Plagioclasa, Clorita, Calcita, Siderita, Microclina, opacos, Esfena, Epidota, Clinozoisita, Zoisita, Muscovita, Óxidos de Fe, Granate y Zircón.

La Biotita se presenta en tres generaciones. En una de estas generaciones se evidencia de color verde, tamaño de grano de fino a medio, pleocroica (X=verde claro; Y=verde oscuro; Z=verde claro), de habito laminar en su mayoría definiendo la dirección de esquistosidad. La otra generación de Biotita se caracteriza por tener menor tamaño de grano y aparecer como sombras de presión en los minerales opacos y bordeando cristales de Siderita. Se observa otra generación

de Biotita marrón oscura con pleocroísmo fuerte (x=marrón; y=amarillo; z=café claro), de grano medio, con exfoliación marcada, heteroblásticos, subidioblásticos y colores de interferencia amarillos y verdes del segundo orden.

La Clorita se presenta como alteración de la Biotita de las generaciones 1 y 3, de relieve medio, pleocroísmo muy débil (X=verde muy pálido; Y=verde claro; Z=verde), se da en forma de bandas alargadas que siguen la foliación principal, birrefringencia azul oscura.

El cuarzo se observa en tres generaciones. Una de ellas los muestra incoloros de bajo relieve heteroblásticos idioblásticos y subidioblásticos, colores de interferencia grises de primer orden, su tamaño de grano aumenta de fino a medio secuencialmente, los individuos son alargados en dirección a la esquistosidad principal. Otra generación muestra los cristales de Cuarzo como inclusiones en la Biotita Cloritizada, estas inclusiones se disponen al azar en la Biotita. También se presenta cuarzo incoloro fracturado de grano grueso heteroblástico xenoblásticos rellenando una venillas de origen hidrotermal. Individuos incoloros fracturados de grano grueso, heteroblásticos, xenoblásticos. Dentro de este cuarzo se observa Plagioclasa tipo augen.

La Plagioclasa se presenta en dos generaciones. Una generación se caracteriza por presentar Plagioclasa incolora de relieve muy bajo, colores de interferencia grises de primer orden, heteroblástica subidioblástica con las maclas tipo albita. Otra generación se caracteriza por presentarse como porfidoblastos con fracturas rellenas de Calcita, heteroblásticos; con sus maclas zonadas (crecimiento de adentro hacia afuera). Los porfidoblastos son estructuras de tipo sintectónico. Presentan inclusiones de Clorita, Epidota, Clinozoisita y Muscovita. Plagioclasa cálcica. Porfidoblastos que presentan combinación de macla sectorial y zonal; homeoblásticos, euhédricos (rectangulares y hexagonales), idioblásticos.

La Epidota se presenta en dos generaciones, en una se presenta incolora, de relieve alto, heteroblástica, subidioblástica. Para la otra generación la epidota se presenta a manera de inclusión dentro la Plagioclasa y en entre los contactos de los Anfíboles con la Calcita, es de menor tamaño que la Epidota de la generación antes mencionada.

La Microclina se presenta como porfidoblastos euhédricos (cuadrados) incoloros de bajo relieve, con colores de birrefringencia grises del primer orden, homeoblásticos, idioblásticos, con maclas polisintéticas. Algunos porfidoblastos presentan inclusiones de zoisita y Muscovita y otros presentan inclusiones de Zircón.

La Clinozoisita se presenta en dos generaciones. En una de estas es incoloro de relieve alto, de tamaño fino, homeoblásticos, subidioblásticos. El otro tipo de Clinozoisita se presenta a manera de inclusión en los cristales de Plagioclasa.

La Zoisita se presenta en dos generaciones. Una generación incolora, pleocroísmo muy débil, color de interferencia azul intenso, heteroblásticos subidioblásticos, se encuentran haciendo parte de la matriz, tamaño de grano entre fino y muy fino, la otra generación se compone de cristales de Zoisita de tamaños muy finos presentes como inclusiones en la Clorita.

La Esfena se presenta en tres variedades, de relieve alto, heteroblástica subidioblástica como agregados granulares siguiendo la dirección de esquistosidad la mayoría de las veces bordeando la Clorita, otra variedad se encuentra como porfidoblastos en punta de flecha fracturados mostrando dos direcciones de exfoliación algunas veces cortando y otras siguiendo la dirección de la esquistosidad, otra variedad se da en agregados como inclusiones en los cristales de Cuarzo, Plagioclasa y Clorita.

La Calcita se presenta relieve de moderado a alto, maclado polisintético con inclusiones de cristales de clorita y Esfena.

La Siderita se presenta incolora de geometrías rectangulares y en forma de augen, presenta aspecto terroso, alta birrefringencia, alto relieve, alterado a óxidos de Fe.

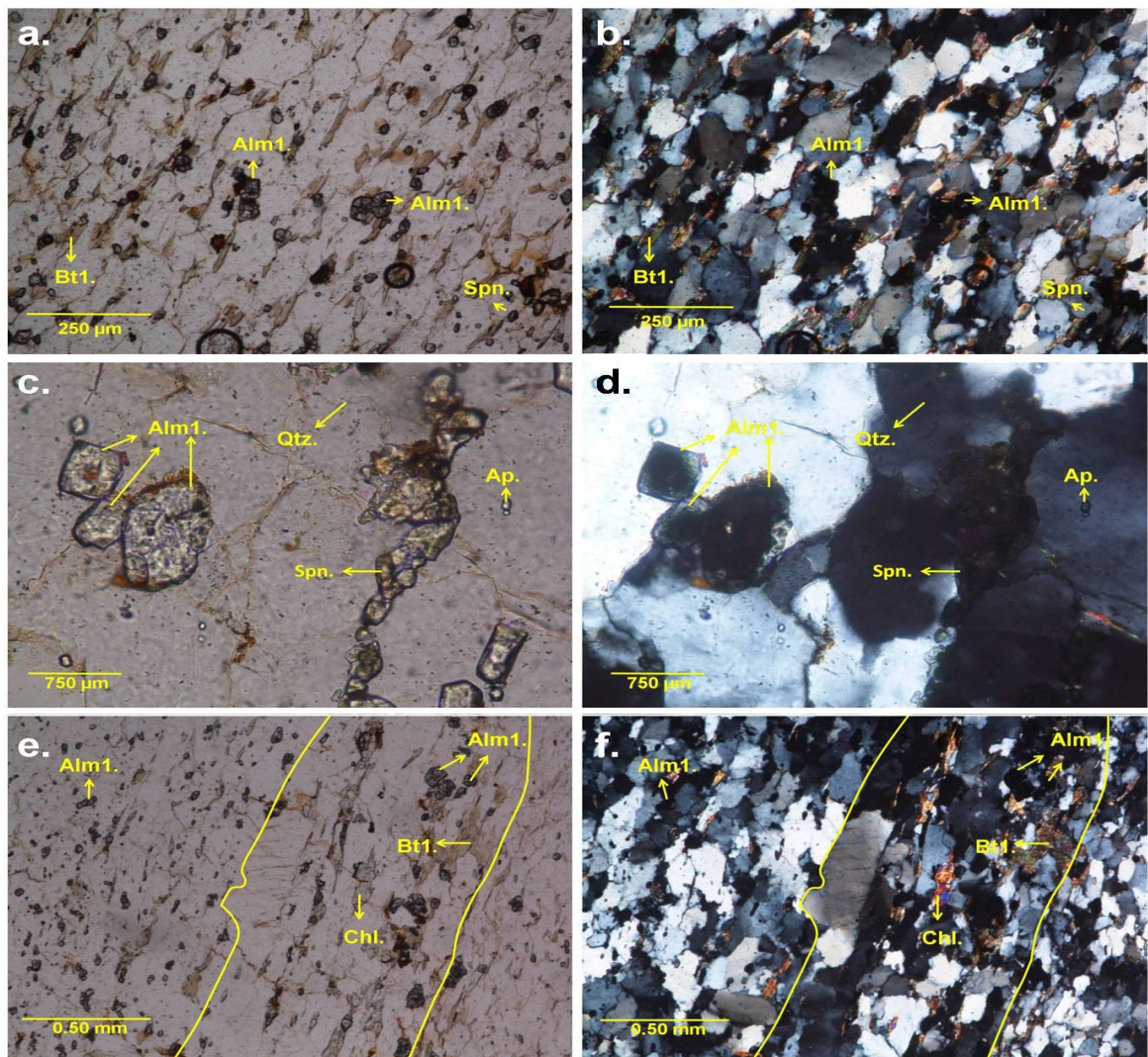
El Granate se presenta en dos generaciones, como agregados incoloros de alto relieve, heteroblásticos hexagonales, siguen la orientación de los minerales y de carácter poiquiloblástico.

Los opacos se presentan como cristales negros de geometrías cubicas variadas distribuidos de forma homogénea en la muestra.

La Muscovita se presenta en dos generaciones. Una de individuos incoloros de relieve bajo, homeoblásticos, subidioblásticos colores de interferencia de tercer orden siguen la orientación preferencial de esquistosidad. La otra generación presenta los cristales tabulares más cortos y se evidencia como inclusiones en los cristales de Plagioclasa y Calcita.

El Zircón se observa como Individuos incoloros de alto relieve a manera de inclusión en los cristales de Cuarzo.

Figura 23. Esquistos Biotíticos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Disposición de los cristales de Granate, nótese como en algunas ocasiones aparecen dos cristales de Granate conectados; Biotita y cristales de Esfena, (Aumento 10X). **(c), (d)**: Algunas formas rectangulares que presenta el Granate 1; cristales de Esfena alineados en fila; cristales de Apatito como inclusiones en la Plagioclasa (aumento 40X). **(e), (f)**: Vena de Plagioclasa con Granate y Biotita que está alterando a Clorita. (Aumento 10X).



Fuente: Autores.

## 8.7 ESQUISTOS BIMICÁCEOS

Estos esquistos son de grano medio, presentan textura lepidogranoblástica con foliación espaciada en donde los dominios de microlitones están constituidos por Cuarzo y los dominios de clivaje definidos por Muscovita y Biotita. Los dominios de clivaje son suaves y presentan una relación espacial anastomosada.

El Cuarzo es subidioblástico de grano medio, incoloro de bajo relieve, con colores de birrefringencia grises de primer orden. Se presenta definiendo los dominios de microlitones que generan una relación espaciada anastomosada.

La Muscovita es incolora y subidioblástica, que presenta hábito laminar, con terminaciones irregulares, con la exfoliación basal característica la cual es concordante con la dirección de esquistosidad y presenta colores de birrefringencia del tercer orden.

La Biotita es de color marrón con pleocroísmo fuerte (x=marrón; y=amarillo pálido; z=café claro), subidioblástica de hábito laminar, concordante con la dirección de esquistosidad y presenta colores de interferencia de tercer orden.

El Granate es de grano medio con relieve alto, se encuentra fracturado y subidioblástico. La biotita y el cuarzo se encuentran rellenando las fracturas.

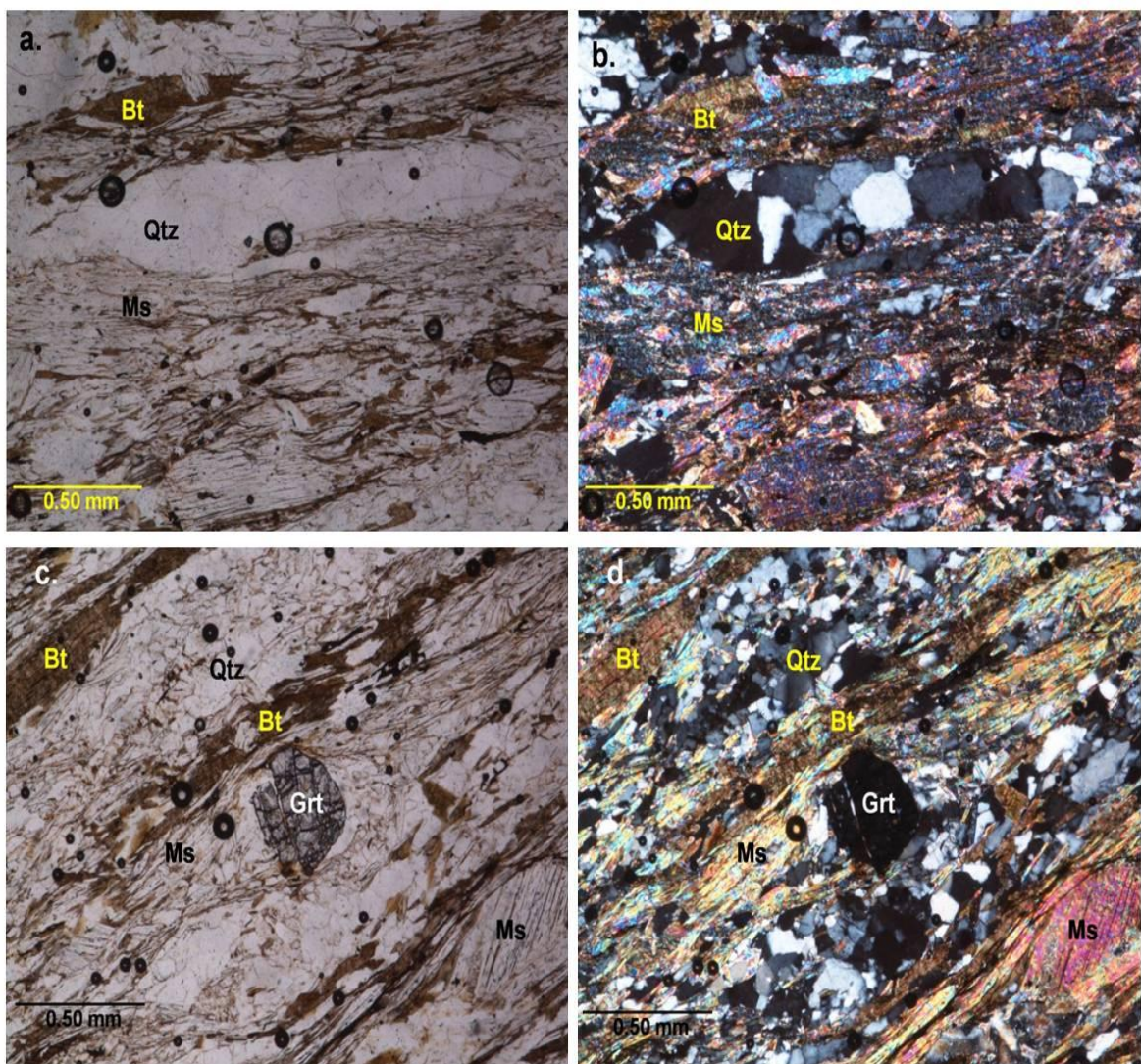
La Ortoclasa es incolora, tiene bajo relieve, presenta carácter xenoblástico, con colores de birrefringencia blancos y grises de primer orden.

Los óxidos de Fe presentan forma subidioblástica de color pardo.

Los minerales Opacos son xenoblásticos y están alargados concordantes con la dirección de esquistosidad.

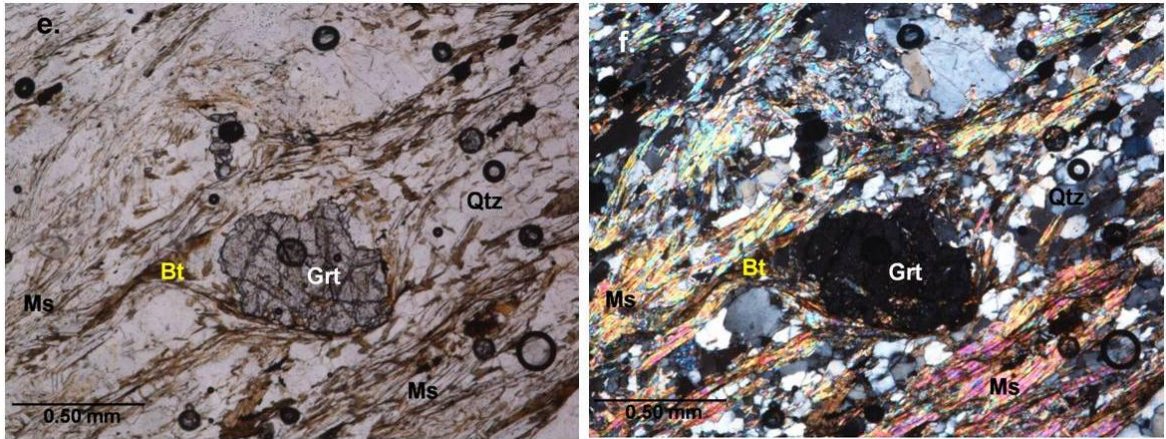
La Esfena es de color café claro de carácter subidioblástica con de relieve moderado.

Figura 24. Esquistos bimicáceos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Bandas de Muscovita intercaladas con Biotita y Cuarzo. (Aumento 5x). **(c), (d)**: Granate bordeado por Muscovita. (Aumento 5x)



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 24.** Esquistos bimicáceos en sección delgada. **(e), (f):** Porfidoblasto de Granate bordeado por Biotita. (Aumento5x).



Fuente: Autores.

## 8.8 ESQUISTOS CUARZOSOS

Las rocas pertenecientes a este litotipo varían de tamaño de grano de muy fino a medio y presentan texturas lepidogranoblásticas y granolepidoblásticas. Tienen una composición mineralógica que consta de Cuarzo, Muscovita, Biotita, Clorita, Plagioclasa, Pirita, Dolomita, Granate, Minerales Opacos, Epidota, Clinozoisita y Esfena. Estos esquistos presentan estructuras esquistosas desarrolladas gracias a la orientación preferencial de los minerales de hábito hojoso, prismático alargado y tabular alargado. También exhiben foliación continua gracias a la presencia de bandas poliminerales continuas (Cuarzo, Plagioclasa) y discontinuas (Clorita, Muscovita) las cuales se disponen de manera paralela y subparalela; y foliación espaciada en donde los dominios de microlitones están constituidos por Cuarzo y los dominios de clivaje son suaves y están definidos por Muscovita y Biotita, con una relación espacial anastomosada. La Pirita tiende a seguir la foliación y produce óxidos los cuales se disponen en pequeñas bandas a través de la dirección de esquistosidad. Presentan microvenillas que están rellenas por

Cuarzo, Carbonato y Clorita. Hay presencia de porfidoblastos de Muscovita y el cuarzo a veces se encuentra como estructura tipo augen dentro de algunos porfidoblastos de Muscovita.

El Cuarzo es xenoblástico a subidioblástico que varía de tamaño fino a medio, con colores de birrefringencia grises de primer orden y se presenta alargado en la dirección de la esquistosidad formando bandas, las cuales a veces son poliminerales. También se presenta como estructura tipo augen en el Granate y en la Muscovita. Se encuentra una segunda generación de Cuarzo la cual está rellenando microvenillas de origen hidrotermal.

La Muscovita es subidioblástica de bajo relieve y tiene hábito laminar con terminaciones irregulares, con exfoliación concordante con la dirección de esquistosidad. Algunas veces se presenta a manera de porfidoblastos subidioblásticos tabulares con exfoliación definida, cortando a veces la dirección de foliación, los cuales tienen inclusiones de Cuarzo, Clinozoisita y Epidota.

La Biotita es subidioblástica de color marrón con pleocroísmo fuerte ( $x$ =marrón;  $y$ =amarillo pálido;  $z$ =café claro), con un hábito laminar y se encuentran concordantes con la dirección de esquistosidad. En algunas muestras presenta alteración avanzada a Clorita.

La Clorita se presenta como mineral de origen metamórfico y también como alteración de la Biotita. Ambas son de color verde pálido con pleocroísmo muy débil, con color de birrefringencia verde anómalo y siguen la dirección de la esquistosidad. La Clorita de alteración sigue la orientación de la Biotita. También se presenta una segunda generación que es subidioblástica con terminaciones irregulares, la cual se encuentra rellenando microvenillas junto con el Cuarzo y la Dolomita y la mayoría de estas son concordantes con la dirección de esquistosidad.

La Plagioclasa es incolora de bajo relieve, subidioblástica de grano fino a medio, la cual presenta colores de birrefringencia grises de primer orden y maclado tipo albita y carlsbad. A veces se encuentra junto con el Cuarzo formando bandas poliminerales.

La Pirita es idioblástica y se da a manera de porfidoblasto el cual es postectónico con inclusiones de Clinozoisita. Se observan óxidos de Fe como resultado de la oxidación de la Pirita.

La Dolomita es xenoblástica, de relieve bajo, con colores de birrefringencia de tonos elevados. Se presenta una segunda generación en donde se encuentra asociada al Cuarzo los cuales están relleno microvenillas.

El Granate tiene carácter xenoblástico a subidioblástico con relieve alto y está fracturado, en donde la Biotita y el Cuarzo se encuentran relleno las fracturas. También exhibe una estructura poiquiloblástica y posee zonas de presión e inclusiones, las cuales están rellenas por Cuarzo.

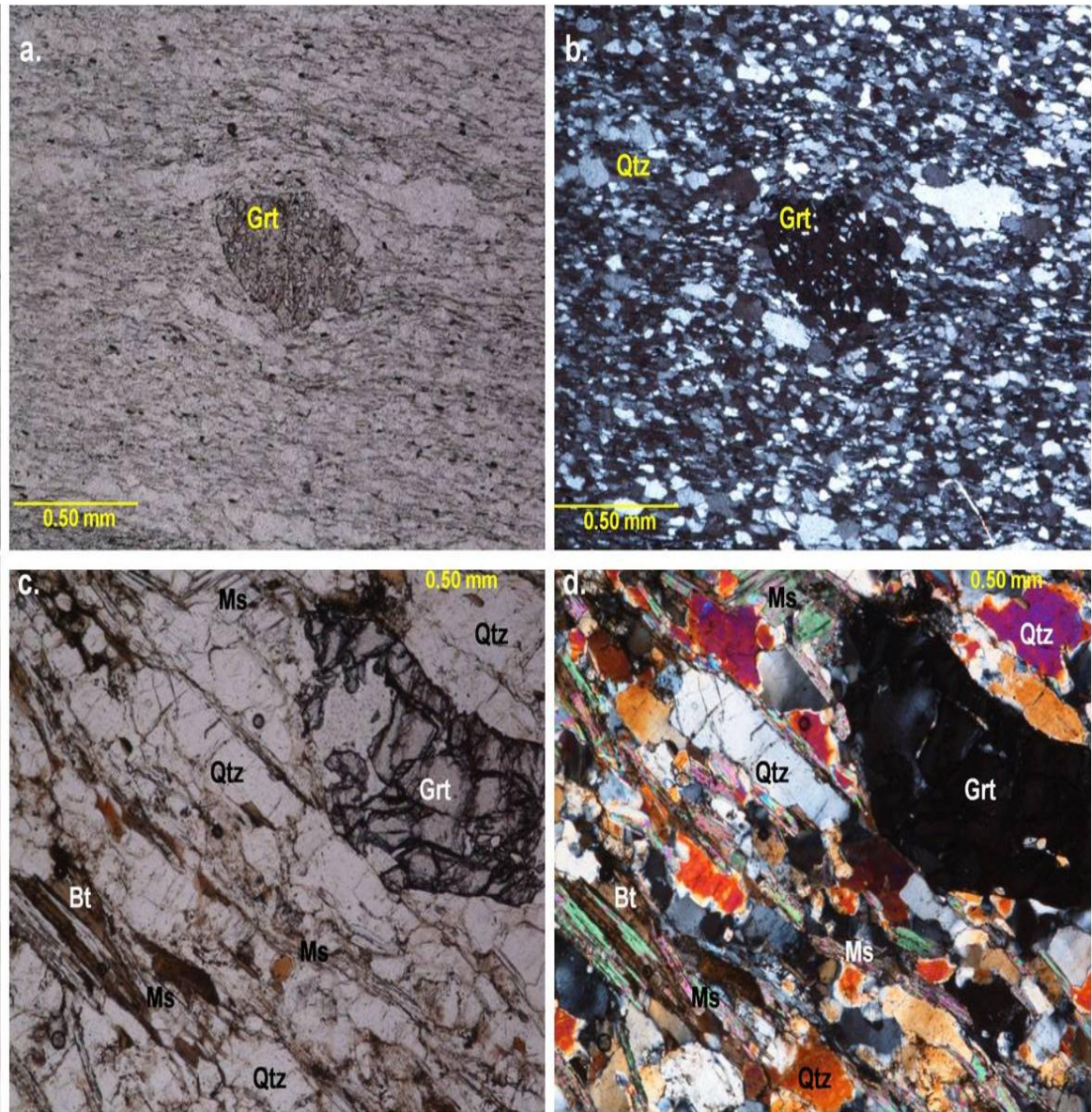
Los Minerales Opacos son xenoblásticos a subidioblásticos, algunos alargados concordantes con la dirección de esquistosidad.

La Epidota es incolora de relieve alto, con forma subidioblástica y pleocroísmo débil, con colores de interferencia de tercer orden, tiene bordes rectos y curvilíneos y hábito granular.

La Clinozoisita exhibe un carácter subidioblástico, es incolora, con colores de birrefringencia azules y amarillos anómalos y presenta un relieve alto.

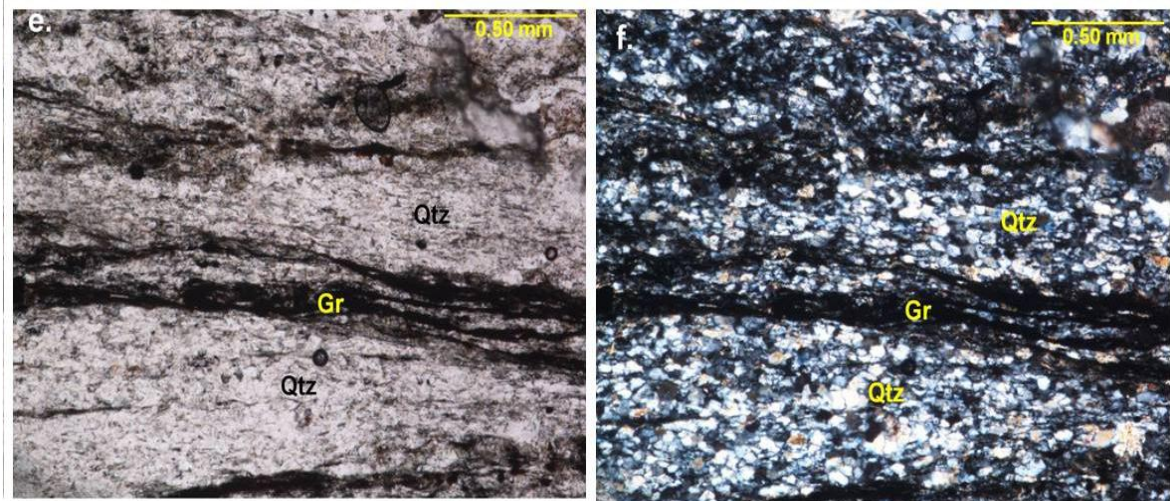
La Esfena se presenta en forma de punta de flecha, tiene un relieve muy alto, es de color café y tiene colores de birrefringencia muy elevados.

Figura 25. Esquistos cuarzosos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Bandas de Grafito concordantes con la dirección de esquistosidad. **(c), (d)**. Granate concordante con la dirección de esquistosidad. (Aumento 5x). (Aumento 5x).



Fuente: Autores.

**Continuación Figura 25.** Esquistos cuarzosos. **(e), (f):** Porfidoblasto de Granate de carácter poiquiloblástico.



Fuente: Autores.

## 8.9 ESQUISTOS TALCOSOS

De aspecto fragmental, esquistosidad definida por los cristales tabulares y laminares, en general presenta tamaños de grano que van de finos a medios, la orientación la dan los minerales tabulares y laminares, es común encontrar cristales desordenados que no siguen la exfoliación, en general estos esquistos presentan Talco, Tremolita, Actinolita, Clorita, Biotita, Muscovita, Plagioclasa, Dolomita, Sericita, Cuarzo, Epidota, óxidos de Hierro.

El Talco por lo general se presenta como alteración de la Tremolita y X. Se observan dos generaciones de Talco, una se caracteriza por ser incolora, prismática, heteroblástica subidioblástica de relieve alto a moderado se presenta en agregados fibrosos escamosos muy finos con relieve alto, colores de birrefringencia de tercer orden, presentan exfoliación en una dirección concordante con la exfoliación principal de la roca. En la segunda los cristales son más cortos y

se presentan como inclusiones en los cristales de Plagioclasa, Cuarzo, Clorita y Dolomita.

La Tremolita se observa incolora en forma de diamante de grano medio a grueso de relieve moderado a alto con dos direcciones de exfoliación, presentándose en agregados de hábito tabular alargados con terminaciones en punta, son heteroblásticos, subidioblásticos, sus colores de interferencia van de segundo a tercer orden, estos colores de interferencia de tercer orden se muestran debido a que la sección quedó un poco gruesa. Otra variedad de Tremolita se presenta incolora, prismática mostrando relieve de alto a moderado, muestra una dirección de exfoliación paralela a la elongación y presenta fracturas transversales a la dirección de exfoliación; el Talco se presenta como alteración de este mineral.

La Actinolita se observa de incolora a amarillo pálido con pleocroísmo débil y relieve moderado a alto heteroblástica subidioblástica, de grano medio a grueso con dos direcciones de exfoliación y formas de diamante alargadas, y presenta colores de interferencia amarillos, fucsias y verdes de tercer orden porque algunas secciones quedaron un poco gruesas.

La Biotita muestra variedades de colores amarillos pálidos de pleocroísmo débil: (x=amarillo claro; y=amarillo pálido; z=amarillo claro), se observa en hábito hojoso laminar, heteroblástica subidioblástica, presenta alteración prógrada de incipiente a moderada de Clorita, esta Clorita se observa paralela a la dirección de exfoliación de la Biotita, el color de interferencia de la Clorita es azul anómalo.

Se presentan tres generaciones de Plagioclasa, la primera se encuentra conformando la matriz, cristales incoloros de bajo relieve de grano fino y formas subidioblásticas, la segunda muestra cristales de tamaño de grano medio heteroblástica xenoblástica presentando alteración incipiente a Sericita, esta Sericita se muestra en agregados escamosos muy finos desarrollados a modo de

parches en los bordes de la Plagioclasa, la tercera como inclusiones rectangulares en los cristales de Dolomita.

La Dolomita se presenta incolora con color característico de interferencia marrón claro con maclado polisintético, los colores de interferencia de las maclas son irregulares de tercer orden.

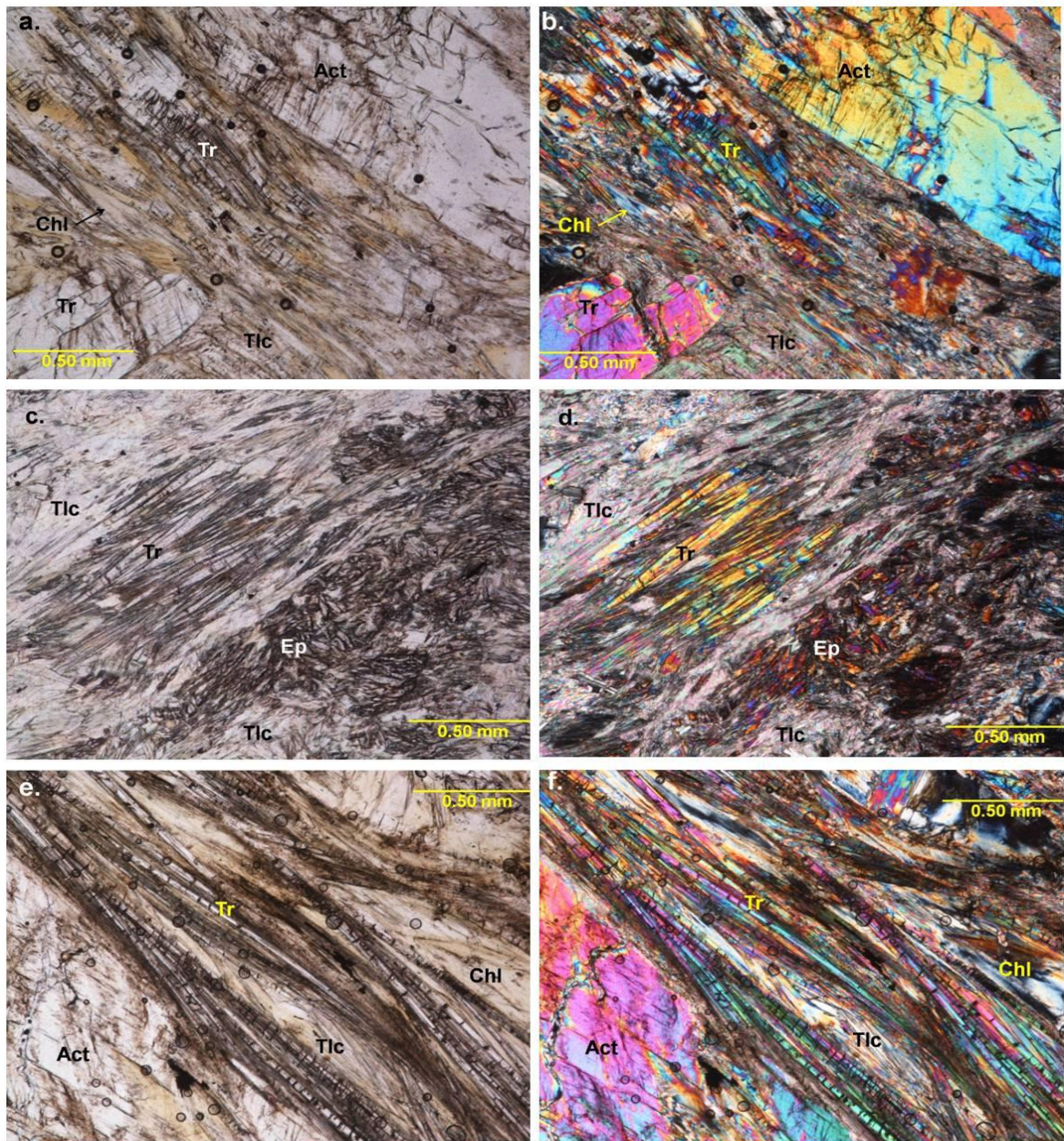
El Cuarzo presenta dos generaciones, en la primera se observan de tamaño de grano fino formando parte de la matriz, incoloros de muy bajo relieve y colores de interferencia de primer orden, en la segunda como inclusiones de tamaño muy fino en los cristales de Dolomita.

La Muscovita se da en dos generaciones, la primera es incolora, heteroblástica, de hábito laminar más corto siguiendo la dirección de esquistosidad principal de la roca, la segunda como inclusiones de menor tamaño que la primera en los cristales de Dolomita y Plagioclasa.

La Epidota se observa incolora con pleocroísmo muy bajo con relieve alto, heteroblástica subidioblástica, algunas veces mostrándose fracturada con bordes irregulares, de hábito granular alargado.

Los minerales opacos presentan Óxidos de Fe de color café pardo homeoblásticos xenoblásticos, también se evidencian negros con geometrías variadas distribuidos sin orden ni orientación en la muestra.

Figura 26. Esquistos talcosos en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Cristales de Actinolita y Tremolita, la cual está alterando a Talco. (Aumento 5x). **(c), (d)**: Tremolita alterando a Talco y agregados de Epidota. (Aumento 5x). **(e), (f)**: Porfidoblasto de Actinolita y Tremolita alterando a Talco. (Aumento 5x).



Fuente: Autores.

## 8.10 ANFIBOLITAS

Estas rocas generalmente son de grano fino a medio y presentan texturas nematoblásticas, nematogranoblásticas, granonematoblásticas y porfidogranoblásticas, y generalmente están compuestas por Hornblenda, Plagioclasa, Cuarzo, Esfena, Epidota, Clinozoisita, Ortoclasa, Zoisita, Calcita, Minerales Opacos, Óxidos, Muscovita, Microclina, Biotita, Apatito y Zircón. Exhiben estructuras foliadas por la orientación preferencial de Hornblenda principalmente y por cristales alargados de Plagioclasa y en menor proporción de Cuarzo; pero cuando hay presencia de porfidoblastos de Plagioclasa entre mayor sea el crecimiento de estos, menos se evidencia la orientación produciendo entonces una estructura microplegada, de la misma manera que cuando hay porfidoblastos de Esfena se genera microplegamientos en la Hornblenda y la Plagioclasa. También muestran foliación espaciada con dominios de microlitones constituidos por Plagioclasa y dominios de clivaje por Hornblenda. Hay aparición de microvenillas rellenas por Cuarzo que cortan la dirección de foliación y que concuerdan con la misma, pero se acuñan.

La Hornblenda es subidioblástica de grano fino a medio, de color verde con pleocroísmo (x=verde claro; y=amarillo pálido; z=verde pálido), de relieve moderado a alto, con colores de birrefringencia de segundo orden. Se presenta una primera generación de Hornblenda de carácter xenoblástico a subidioblástico, con forma tabular y hábito laminar, la cual se encuentra concordante con la dirección de foliación. Presenta agregados de Clinozoisita y de Zoisita, siendo en algunas partes la Zoisita bordeada por Clinozoisita; también tiene inclusiones de Epidota y de Esfena, los cuales se encuentran en algunos sectores en fila siguiendo la orientación de la Hornblenda. Algunas veces se encuentra bordeada por óxidos. La segunda generación presenta Hornblenda es de tamaño muy fino con carácter idioblástico (forma de rombo y cubo), la cual se encuentra sobre los cristales de Plagioclasa a manera de inclusión, siguiendo la dirección de foliación.

Y la tercera generación de Hornblenda presenta una característica bien particular, ya que tiene una zonación, la cual tiene un color café en el centro y hacia los bordes es de color verde; esta zonación puede indicar alteración a Biotita.

La Plagioclasa es incolora de bajo relieve, con carácter xenoblástico a subidioblástico, la cual presenta colores de interferencia grises de primer orden, con presencia macla tipo albita y carlsbad. Se presenta una primera generación de Plagioclasa subidioblástica la cual se presenta en bandas discontinuas con variedad de tamaño de grano de fino a muy fino. La Plagioclasa de segunda generación se presenta rellenando venas que siguen la orientación de la foliación, las cuales tienen 0.19mm de espesor. Y la tercera generación de Plagioclasa se da a manera de porfidoblastos con maclado polisintético. La Plagioclasa algunas veces presenta alteraciones incipientes a Calcita y Sericita.

El Cuarzo es de forma xenoblástica a subidioblástica de bajo relieve, de tamaño fino, con colores de birrefringencia grises a amarillos de primer orden y está alargado en dirección de la foliación, con bordes irregulares. También se da como inclusiones dentro de la Epidota. Se presenta una segunda generación de Cuarzo el cual es subidioblástico y se encuentra rellenando microvenillas de tipo hidrotermal.

La Esfena es de carácter subidioblástico de color café claro, tiene alto relieve, se presenta en forma granular como inclusiones en la Hornblenda y el Clinopiroxeno y como anillos de reacción de Esfena granular alrededor de los óxidos y a veces también se muestra en forma de punta de flecha; este tipo de Esfena se encuentra parcialmente alineada siguiendo la orientación de foliación. Una segunda generación de Esfena se presenta como porfidoblastos.

La Epidota es xenoblástica a subidioblástica de color café claro, tiene alto relieve y presenta colores de interferencia de tercer orden. Presenta algunas inclusiones de

Cuarzo y también se encuentra como inclusiones en la Plagioclasa, la Hornblenda y el Cuarzo y también se encuentra hacia los bordes de los porfidoblastos de Hornblenda.

La Clinozoisita es de carácter xenoblástico a subidioblástico, es incolora algunas veces y otras es de color café claro, tiene alto relieve, exhibe colores de interferencia anómalos de azul a verde amarillento y zonación de los colores de interferencia. En algunas partes está siendo bordeada por la Zoisita.

La Ortoclasa es xenoblástica a subidioblástica, tiene bajo relieve y presenta colores de birrefringencia grises de primer orden. A veces muestra alteración incipiente a Sericita, la cual se presenta como agregados escamosos muy finos y se desarrolla desde el centro hacia los bordes de la ortoclasa.

La Zoisita es xenoblástica a subidioblástica, incolora de relieve alto, con colores de interferencia azules anómalos, concordante con la dirección de foliación y a veces se presenta bordeando la Clinozoisita También se encuentra a manera de inclusión dentro de la Plagioclasa.

La Calcita se presenta como mineral metamórfico con forma xenoblástica y maclado polisintético y también se encuentra como producto de alteración incipiente de la Plagioclasa y la Microclina.

Los Minerales Opacos tienen forma subidioblástica, se encuentran como inclusión en la Epidota y la Esfena.

Los óxidos son de color rojizo, con forma subidioblástica y se encuentran bordeando a la Hornblenda y están asociados a las venas de Plagioclasa.

La Muscovita es subidioblástica en formas tabulares cortas de hábito laminar, con terminaciones irregulares y se presenta a manera de inclusión en la Plagioclasa.

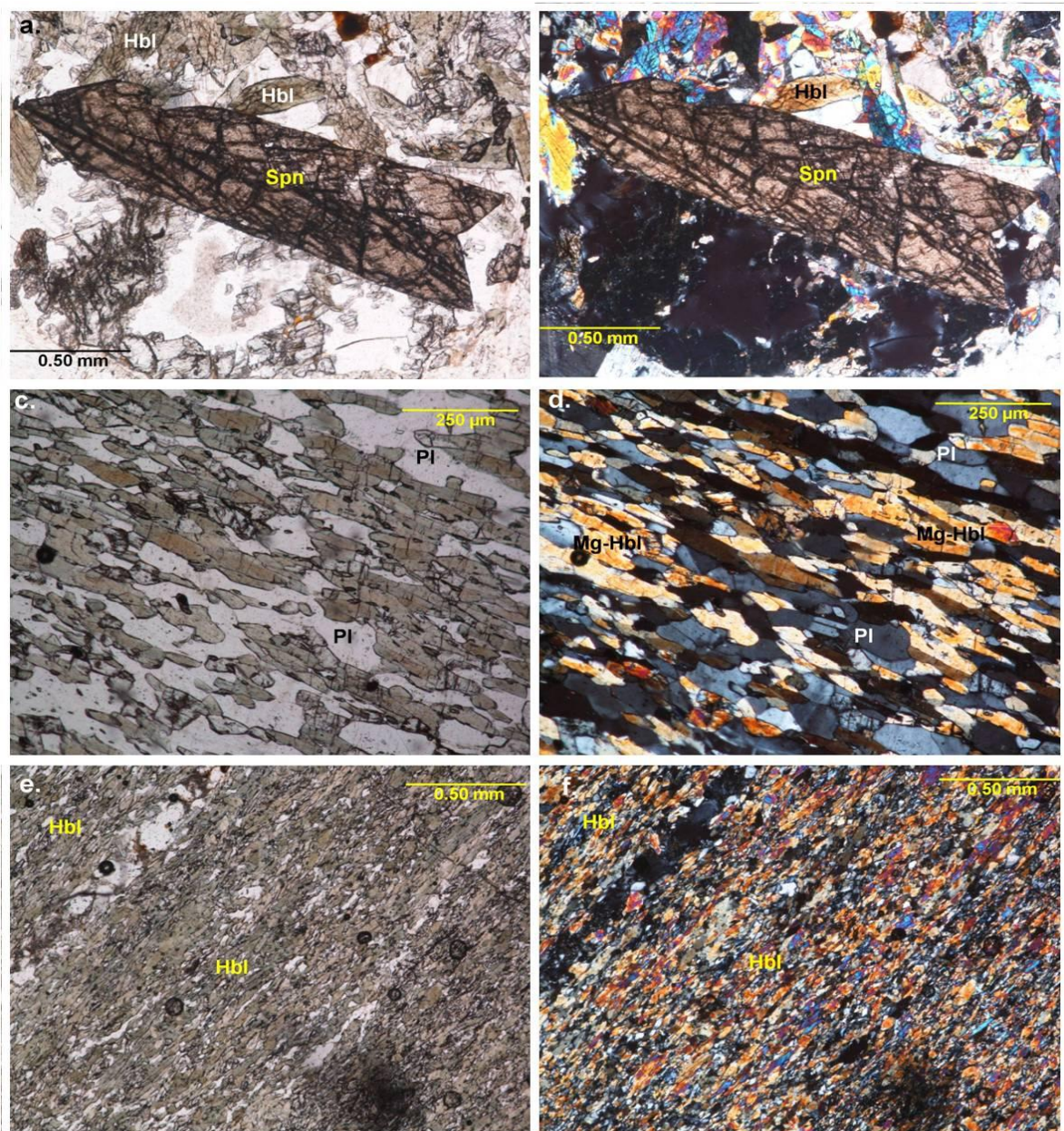
La Microclina es incolora, tiene forma xenoblástica de bajo relieve, mostrando su macla de tartán característica. En algunos sectores se encuentra alterada a Calcita.

La Biotita es de carácter subidioblástico, tiene color marrón con pleocroismo fuerte (x=marrón; y=amarillo pálido; z=café claro) y se presenta como inclusión en la Hornblenda.

El Apatito es subidioblástico a idioblástico, incoloro con relieve alto, con colores de birrefringencia grises de primer orden. Se encuentra como inclusiones en la Hornblenda y la Plagioclasa.

El Zircón se presenta como mineral accesorio y es subidioblástico de geometría ovalada y curvilínea, de color verde claro con relieve moderado. Se presenta como inclusión en el Cuarzo.

Figura 27. Anfibolitas en sección delgada. A la izquierda microfotografías tomadas en PPL y a la derecha en XPL. **(a), (b)**: Porfidoblasto de Esfena bordeado por Hornblenda. (Aumento 5x). **(c), (d)**: Cristales de Magnesio-Hornblenda y de Plagioclasa alargada, marcando la dirección de foliación. (Aumento 10x). **(e), (f)**: Agregados de Hornblenda de grano fino. (Aumento 5x).



Fuente: Autores.

## 9. METAMORFISMO

Con base a las descripciones anteriores se puede concluir que las metabasitas y metapelitas analizadas en la secuencia metamórfica aflorante entre Taganga y Bahía Gaira varían de acuerdo al esquema de facies de Spear (1993) desde la facies esquistos verdes, a través de la facies epidota-anfibolita hasta la facies de la anfibolita.

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

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

LITOTIPOS	MUESTRA	PARAGÉNESIS ENCONTRADAS	FACIES METAMÓRFICAS	SUBFACIE
Anfibolitas	120	Hbl + Pl + Qtz + Spn	Anfibolita	Estaurolita-Almandino
	99	Hbl + Qtz + Pl + Zo + Spn	Anfibolita	Estaurolita-Almandino
	129	Hbl + Pl + Zo	Anfibolita	Andalucita-Almandino
		Pl + Zo + Cal + Spn + Ep		
	153	Hbl + Pl ± Qtz	Anfibolita	Andalucita-Almandino
		Hbl + Pl + Spn + Zo		
	147	Hbl + Pl + Qtz + Or	Epidota - Anfibolita	
		Hbl + Or + Ep		
		Hbl + Pl + Ep + Czo		
	140	Hbl + Pl + Qtz	Epidota – Anfibolita	
Hbl + Pl + Ep				

	142	Hbl + Pl + Spn	Epidota - Anfibolita	
		Hbl + Czo + Zo		
Esquistos Talcosos	94	Tlc + Chl + Tr	Epidota - Anfibolita	
		Tr + Sericita + Tlc		
		Act + Tlc + Chl		
	132	Ms + Tlc + Chl + Tr	Epidota - Anfibolita	
		Ep + Tlc		
		Tr + Ms + Tlc + Chl + Opacos		
	138	Dol + Tlc + Sericita + Ms	Esquistos verdes	Granate
Dol + Ep				
30	Tlc + Tr + Cal	Esquistos verdes	Granate	
Esquistos Cuarzosos	97	Qtz + Pl + Grt + Ms	Esquistos verdes	Granate
		Qtz + Pl + Ms + Bt		
	134.1	Qtz + Grt + Chl + Op	Esquistos verdes	Granate
	8	Qtz + Gr + Pl + Chl + Pi	Esquistos verdes	Granate
	136	Qtz + Ms + Pi	Esquistos verdes	Granate
Esquistos Bimicáceos	141	Qtz + Ms + Bt + Grt	Esquistos verdes	Granate
Esquistos Biotíticos	152	Chl + Czo + Zo + Spn + Qtz	Esquistos verdes	Granate
		Grt + Pl		
		Grt + Chl + Qtz		
	148	Bt + Qtz + Grt	Esquistos verdes	Granate
	144	Bt + Qtz + Grt	Esquistos verdes	Granate
	145	Bt + Qtz + Pl	Esquistos verdes	Biotita
		Bt + Opacos + Qtz + Ms		
	63	Ca-Pl + Cal + Qtz + Chl + Ep	Esquistos verdes	Biotita
		Ca-Pl + Cal + Qtz + Chl + Czo		
		Ep + Spn + Chl + Qtz		
	19	Chl + Qtz + Pl + Sd	Esquistos verdes	Clorita
Cal + Chl + Qtz				
Op + Cal + Qtz				
Esquistos Actinolíticos	11	Act + Tlc + Pl	Esquistos verdes	Clorita
		Act + Tlc + Cal		
		Act + Tlc + Spn		

	148	Chl + Czo + Zo + Spn	Esquistos verdes	Clorita
		Zo + Czo + Qtz		
	30	Tlc + Tr + Cal	Esquistos verdes	Clorita
	134	Cal + Czo + Qtz	Esquistos verdes	Clorita
		Czo + Qtz + Spn		
		Chl + Czo + Qtz + Zo		
Esquistos Magnesiorblicos	135	Chl + Qtz + Czo + Dol	Esquistos verdes	Clorita
Esquistos Grafíticos	62	Gr + Ms + Qtz + Cal + Zo	Esquistos verdes	Clorita
		Gr + Chl + Ms + Qtz + Cal		
Esquistos Cloríticos	131	Chl + Qtz + Dol	Esquistos verdes	Clorita
		Dol + Ms		
	60	Chl + Dol + Qtz + Zo + Czo	Esquistos verdes	Clorita
		Chl + Qtz + Zo + Spn + Czo		
	41	Chl + Zo + Cal	Esquistos verdes	Clorita
		Chl + Zo + Ep + Act		
Filitas	20	Cal + Chl + Pl + Qtz + Czo + Ep	Esquistos verdes	Clorita
		Pl + Ep + Spn + Czo		
	21	Qtz + Gr + Chl + Op	Esquistos verdes	Clorita
		Chl + Ep + Czo + Spn + Zo + Qtz		
	137	Qtz + Chl + Dol + Czo	Esquistos verdes	Clorita
		Qtz + Chl + Dol + Ep		
	139	Qtz + Pl + Chl + Spn	Esquistos verdes	Clorita

Fuente: Autores.

A continuación se describirán algunos de los principales cambios mineralógicos que podrían haber ocurrido durante la evolución metamórfica de los esquistos de Santa Marta.

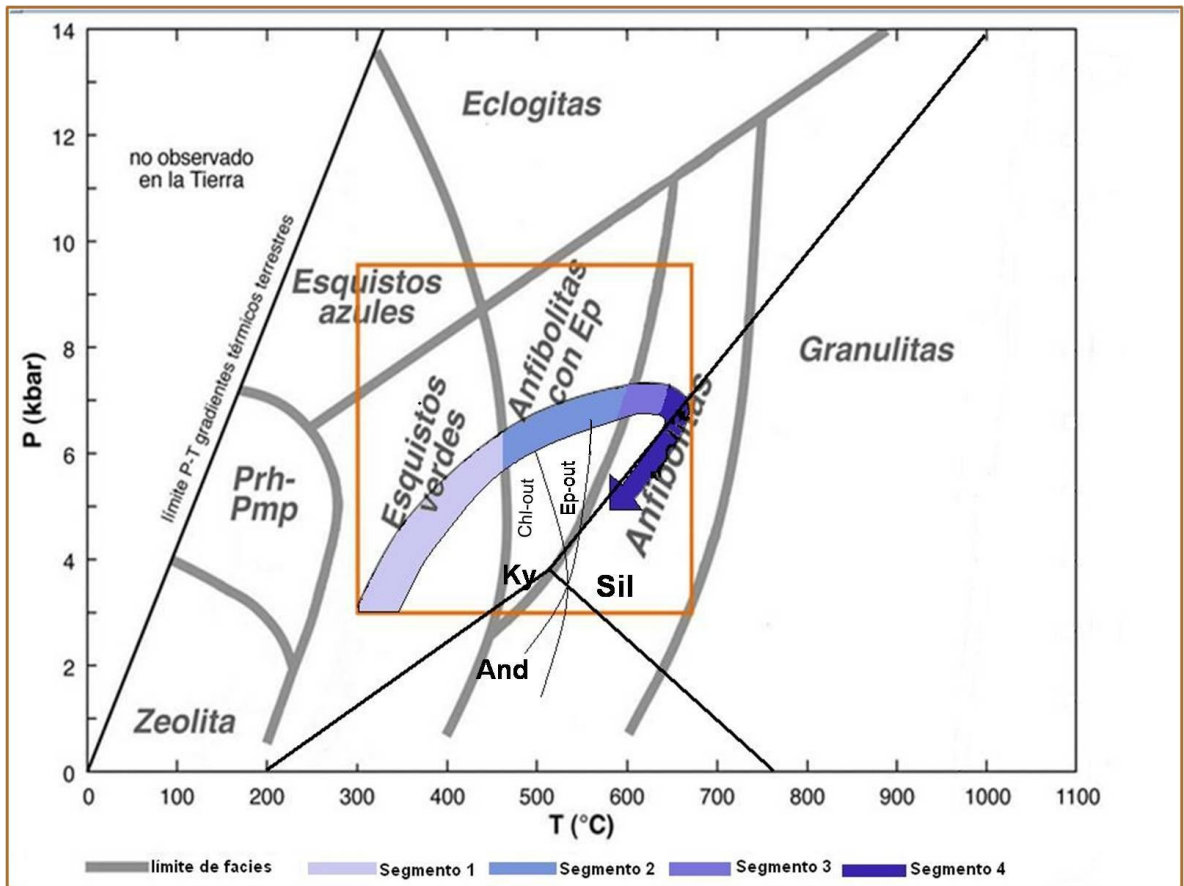
Spear (1993) muestra las principales facies de metamorfismo. El diagrama de  $Al_2SiO_5$  representa las condiciones de presión y temperatura de la Cianita (Ky),

Andalucita (And) y Sillimanita (Sil) como se muestra en la figura 28. Los límites sombreados (líneas grises gruesas) entre facies adyacentes son actualmente zonas de considerable amplitud en presión y temperatura.

Con base en los datos obtenidos por Bustamante et al., (2009) se registran presiones entre 3 y 9,5 Kbar y temperaturas entre 300 y 650°C para las formaciones que abarcan el complejo metamórfico que va desde Taganga hasta Bahía Gaira denominadas por Doolan (1970) como Concha, Punta Betín, Cinto y Rodadero, mostrando una trayectoria de presión y temperatura en sentido horario. La flecha se divide en cuatro segmentos: segmento 1 – etapa de facies esquistos verdes; segmento 2 – etapa de facies epidota-anfibolita; segmento 3 – etapa de facies anfibolita; y segmento 4 – 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.

Figura 28. Diagrama de P-T mostrando las ocho facies metamórficas principales según Spear (1993).



Fuente: Modificado de Spear (1993)

## 9.1 METAMORFISMO DE MEDIA PRESIÓN/TEMPERATURA (SERIES CIANITA- SILIMANITA)

La secuencia metamórfica de los esquistos de Santa Marta, la cual aflora entre Taganga y Bahía Gaira ha sufrido metamorfismo de presiones intermedias (Barroviano), enmarcando esta secuencia en un rango desde la facies esquistos verdes (segmento 1, presentando subfacies o zonas de Clorita, Biotita y Granate) pasando por la facies epidota-anfibolita (segmento 2) hasta la facies anfibolita

(subfacies Andalucita-Almandino y Estauroлита-Almandino; fase progradada: segmento 3; fase retrogradada: segmento 4).

Las rocas aflorantes en este sector corresponden a una secuencia metamórfica donde el protolito tuvo aporte vulcanosedimentario generando material volcánico máfico por una parte y por otra material sedimentario pelítico, intercalado en la secuencia.

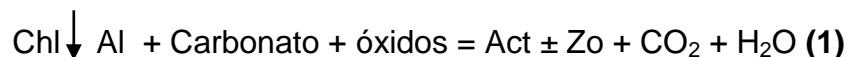
Las reacciones químicas más importantes que pueden ocurrir en esta secuencia metamórfica se ilustran en la tabla 4, las cuales se discuten en el texto.

Tabla 4. Reacciones químicas presentes en la secuencia estudiada.

(1) Chl + Al + Carbonato + óxidos = Act ± Zo + CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O	Spear (1993).
(2) Chl + K Feld = Ms + Bt + Qtz + H <sub>2</sub> O	Spear (1993).
(3) Fe-Cld + Ann = Alm + Ms + H <sub>2</sub> O	Spear (1993).
(4) Cld + Bt + H <sub>2</sub> O = Grt + Chl	Spear (1993).
(5) Zo + Chl + Qtz = Act + An + H <sub>2</sub> O	Spear (1993).
(6) Chl + Ep = Amp rico en Al	Spear (1993).
(7) Zo + Qtz = Ant + H <sub>2</sub> O	Spear (1993).

## 9.2 FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES (segmento 1)

Según Spear (1993) la reacción típica encontrada para las metabasitas de tipo:

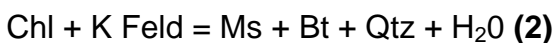


da lugar a la asociación de facies esquistos verdes: Chl + Ab + Zo + Act + Qtz + Carbonato + Spn (**A**).

A partir de la reacción **(1)** se genera la aparición del primer anfíbol (Actinolita baja en Al) en el sistema químico, al parecer producto del calentamiento progresivo. Esta reacción es continua con respecto a la sustitución de Fe-Mg y es posible que la ocurrencia de esta Actinolita se dé a temperaturas más bajas en composiciones ricas en Fe y a temperaturas más altas en composiciones ricas en Mg.

En este orden de ideas asociados a las facies más bajas de esquistos verdes siguiendo para estas las asociaciones establecidas en algunas de las muestras analizadas en el presente estudio para la secuencia metamórfica (objeto del presente estudio) se presentan los siguientes litotipos: Filitas, Esquistos cloríticos, Esquistos grafitosos, Esquistos magnesiohornbléndicos y Esquistos actinolíticos.

La isógrada de la Biotita se empieza a observar en las metapelitas asociadas a presiones y temperaturas intermedias y bajas comunes en la facies esquistos verdes con bajo contenido de Al, posiblemente dada por la reacción:



la cual da lugar a asociaciones Chl + Bt + K Feld **(B)**, en donde a medida que la temperatura aumenta la Clorita y la Biotita empiezan a enriquecerse en Mg.

La reacción **(2)** es divariante 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). Característico de esta facies encontramos estas asociaciones en la secuencia los esquistos Biotíticos de Punta Betín.

Podemos observar de la figura 29 cómo aproximadamente a 3,5 Kbar se intersectan las reacciones Chl-out y Ep-out; estas reacciones son las que establecen el campo de estabilidad de la facies epidota-anfibolita. Spear (1993) sugiere que a presiones superiores a esta intersección se dará la reacción en la

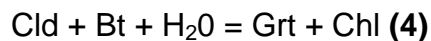
que desaparece la Clorita, dando así la paragénesis típica de la facies epidota-anfibolita Hbl + Pl + Ep + Qtz **(F)** y a presiones inferiores desaparece primero la Epidota y no la Clorita de la paragénesis, generando asociaciones tipo anfíbol cálcico (Act u Hbl, ó ambos) + Pl + Chl + Qtz **(G)**. Estas paragénesis **(F y G)** fueron observadas en las rocas analizadas para este estudio.

### **9.3 TRANSICIÓN FACIES DE LOS ESQUISTOS VERDES - FACIES ANFIBOLITA (FACIES EPIDOTA-ANFIBOLITA)**

La isógrada del Granate aparece con la reacción:



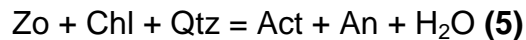
la cual marca la estabilidad termal baja de Alm + Ms **(C)** y la primera aparición del Granate. La reacción



es responsable de las asociaciones Grt + Chl **(D)** y Grt + Bt + Chl (+ Ms + Qtz) **(E)** en donde esta última es muy común en los esquistos pelíticos de grado medio. Esto se observa en la secuencia estudiada en los esquistos biotíticos, bimicáceos y Cuarzosos encontrados en las formaciones que Doolan (1970) denominó como Cinto y Rodadero, enmarcando de esta manera la primera aparición de Granate en los esquistos Biotíticos de la formación Cinto (ver figura 144 a,b).

La transición de la facies epidota- anfibolita a la facies anfibolita presenta algunos cambios composicionales, ilustrados en la figura 29 y descritos a continuación.

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



e involucra otros minerales como anfíbol, Clorita o ambos. Otro cambio dado en esa transición se evidencia en la composición del anfíbol de Actinolita a Hornblenda; la Clorita se hace más rica en Mg y luego desaparece, y la Epidota disminuye en cantidad y luego desaparece. (Ver figura 29).

Según Spear (1993), la descomposición de Clorita y Epidota para producir anfíbol rico en Al en la transición de la facies esquistos verdes a la facies anfíbolita es uno de los cambios químicos más importantes y está dado por la reacción



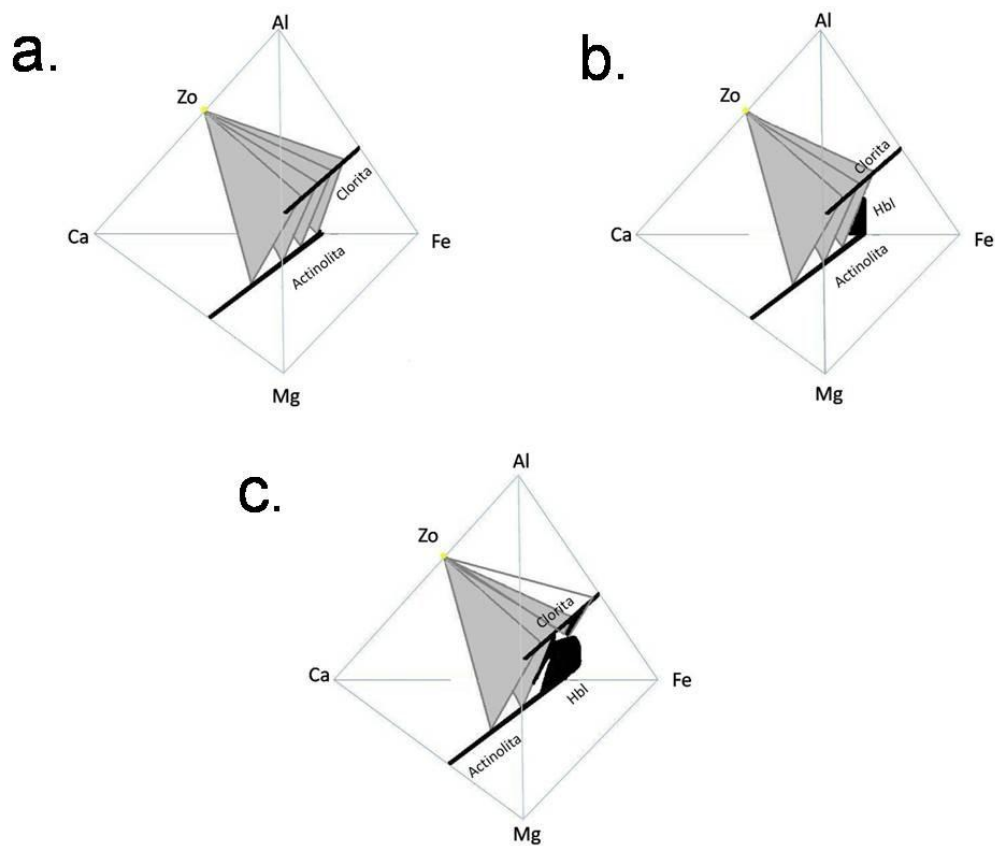
Esto se puede dar debido a que el campo de estabilidad de la Hornblenda se expande a composiciones más ricas en Al.

Como evidencia de esto, en los esquistos que han sido denominados por Doolan (1970) como formación Rodadero, se presenta la Zoisita bordeada por anfíbol (Magnesiohornblenda). Esta asociación mineral representa la ocurrencia de la Reacción 6 (ver figura 30 a, b). Otra reacción que también ocurre en esta transición es la formación de Plagioclasa cálcica que se da a partir de la reacción  $\text{Zo} + \text{Qtz} = \text{Ant} + \text{H}_2\text{O}$  (7), evidencia de este tipo de reacción se da en la Plagioclasa Cálcica encontrada en la formación Punta Betín (ver figura 33 e, f). Asociado a esta fase de transición, se tienen en la secuencia estudiada Esquistos talcosos y Anfíbolitas.

#### **9.4 FACIES ANFIBOLITA**

La paragénesis típica en esta facies metamórfica según Spear (1993) es Pl ( $An_{30}$  ó más cálcica) + Hbl + Qtz que comúnmente se encuentra acompañada de pequeñas cantidades de Epidota, Biotita, Granate y/o Piroxeno, este tipo de asociación se observó para las Anfibolitas de la Formación Rodadero (ver figura PSM-120).

Figura 29. Diagramas ACFM

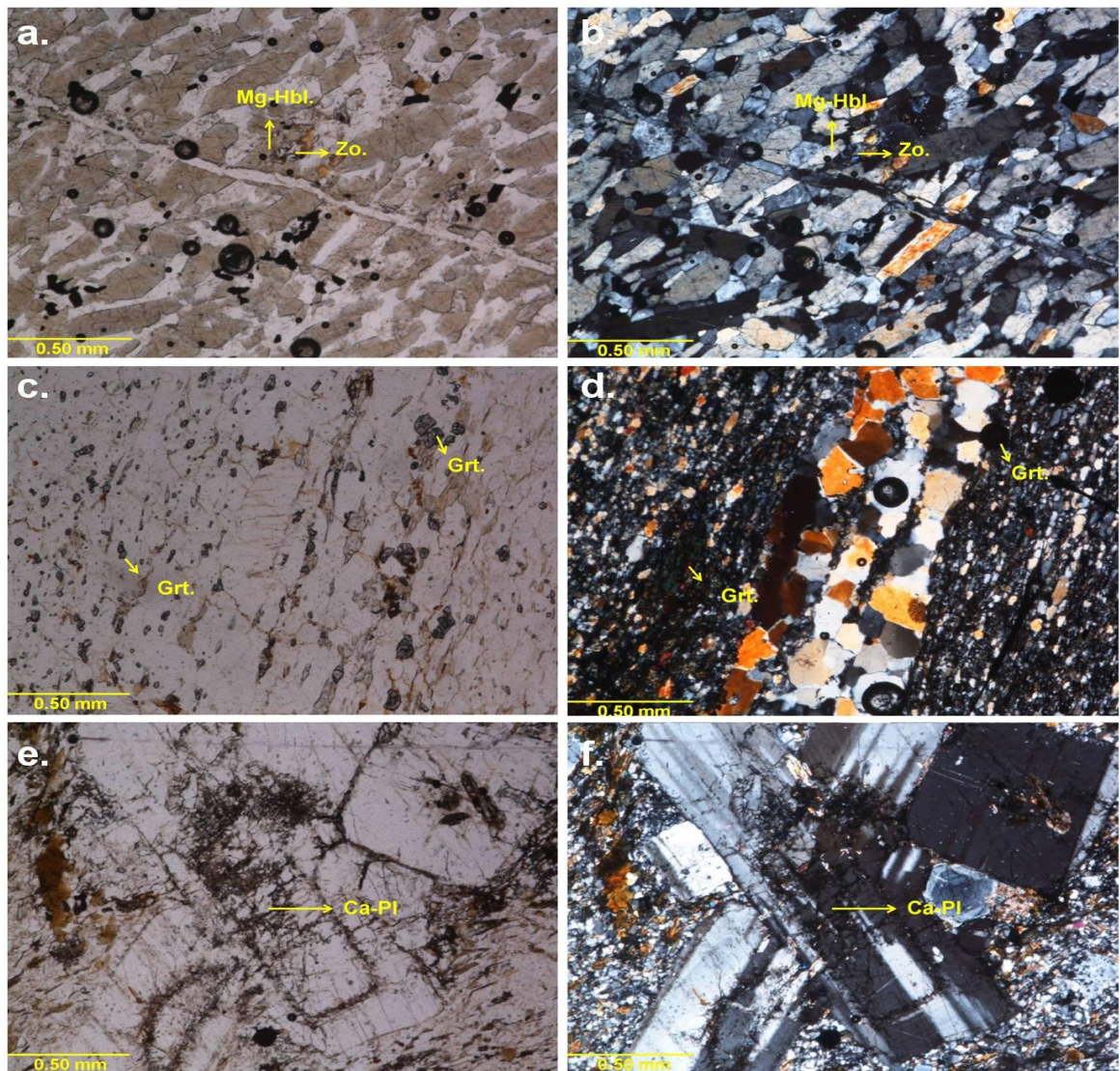


Fuente: Tomado de Spear (1993).

Los diagrama ACFM muestran la transición desde esquistos verdes (a) a la facies anfibolita. La Hornblenda aparece primero en composiciones ricas en Fe y se extienden a través de los esquemas a composiciones más ricas en Mg con el

incremento de la temperatura. La cuarta fase del triángulo Hbl + Act + Chl + Ep en el diagrama ACFM (b y c).

Figura 30. Ocurrencia de Reacción 6. (a y b), cristal de Zoisita bordeado por Magnesio Hornblenda PSM 140. (c y d), Granate en metapelita PSM 144. (e y f), Plagioclasa Cálctica PSM 63.



Fuente: Autores.

En relación a estas facies Anfibolita se presenta el litotipo que denominamos como Anfibolita.

En la secuencia analizada también es común observar fases deformacionales relacionadas con la disminución o aumento del metamorfismo. En la facies de más baja temperatura los esquistos presentan relictos de la roca sedimentaria, relacionados posiblemente con material orgánico, no obstante se presenta de manera generalizada, una deformación que produce venas afectadas por el plegamiento pero siguiendo la dirección de la foliación principal del esquisto. Una esquistosidad (S1) se desarrolla formando pliegues isoclinales y crenulacion; en esta deformación los minerales se encuentran orientados paralelos a S1. Se presenta crecimiento precinematico y sincinematico con inclusiones oblicuas de S1 que podrían indicar la existencia de un metamorfismo dinamotermico, algunas evidencias mineralógicas indican patrones sigmoidales que evidencian rotaciones durante su crecimiento, no obstante para las zonas con grado de metamorfismo más bajo lo que se produce es una recristalización de los minerales preexistentes sin que aumente mucho su tamaño. Las estructuras cataclásticas o miloníticas se relacionan con las cizallas que se producen después de la formación de los pliegues (S1), estas estructuras cataclásticas o miloníticas dificultan el estudio de las texturas metamórficas y la determinación microscópica de las asociaciones minerales presentes.

Los segmentos 1, 2, 3 mostrados en la flecha de presión y temperatura ilustrada en la figura 31 marcan un metamorfismo progrado desde las facies esquistos verdes a través de las facies Epidota-Anfibolita hasta las facies Anfibolita, la etapa de esquistos verdes involucro, entre otros aspectos, la deformación inicial en la que se dio en la primera fase desarrollo de la esquistosidad y los minerales que constituyen la roca en esta fase serian aquellos que forman el plano de esquistosidad ( Cuarzo, Plagioclasa, Clorita, Grafito, Actinolita, Talco, Tremolita), mientras que en la segunda fase se lleva a cabo el crecimiento de porfidoblastos

de Granate, no obstante, el Granate algunas veces creció poiquiloblasticamente incluyendo minerales de las facies esquistos verdes y Epidota-Anfibolita lo cual nos puede indicar que pudieron haberse originado a partir de esquistos verdes y Anfibolitas con Epidota, el ciclo de las facies esquistos verdes está asociado a zonas de cizallamiento y deformación dúctil y está representado por el desarrollo de las paragénesis Plagioclasa (Albita) + Zoisita (Epidota) + Actinolita + Clorita, el cual según Spear (1993) es característico para presiones entre 3-6 Kb y 300-450°C.

La trayectoria de P-T para las facies esquistos verdes y Anfibolita- Epidota es en sentido horario e involucra la producción de Epidota, Zoisita, Clinozoisita, Actinolita y a presiones y temperaturas más altas Granate y Oligoclasa. Elmetamorfismo retrogrado que ha ocurrido en estas rocas es soportado por evidencias texturales que han sido documentadas en las rocas metamórficas de la secuencia en estudio (reemplazamiento de Hornblenda por Actinolita), las facies Anfibolita fueron parcialmente retrogradadas a las facies Epidota-Anfibolita, al parecer estas Anfibolitas fueron formadas en una fase de mayor temperatura durante una descompresión. La trayectoria P-T deducida a partir de la petrografía de las rocas metamórficas de la secuencia en estudio refleja una zona colisional seguida por compresión y calentamiento sustancial.

## CONCLUSIONES

Las rocas metamórficas analizadas pertenecientes a los esquistos de Santa Marta dan evidencia de metamorfismo de presiones y temperaturas medias, corresponden a una secuencia metamórfica del Cretácico Superior (Bustamante *et al.*, 2009) que presenta protolito vulcano-sedimentario, en el cual el material volcánico máfico da origen a las metabasitas y el material sedimentario pelítico a las metapelitas. Estas metabasitas y metapelitas se observan intercaladas en la secuencia. Bustamante *et al.*, (2009) asignan para esta secuencia una edad del Cretácico, sugieren que los esquistos de Santa Marta habrían sido formados en un ambiente colisional, probablemente asociado a la colisión del arco del Caribe y la margen continental suramericana en el Masstrichtiano-Paleogeno, a esta colisión se le asocia la inversión térmica que presenta el área producto de una juxtaposición de la secuencia, encontrándose así para las formaciones que Doolan (1970) denominó como (Rodadero, Cinto, Punta Betín y Concha) que Rodadero que es la formación que presenta el grado de metamorfismo más alto se encuentre al tope de la secuencia actual seguida por Cinto y las de más bajo grado de metamorfismo Punta Betín y Concha estén en la base de la secuencia.

Estas rocas experimentaron una trayectoria de presión-temperatura en sentido horario retrógrada que involucra la producción de Clorita, Grafito, Pirita, Epidota, Zoisita, Clinozoisita, Actinolita, Hornblenda, y a presiones y temperaturas más altas Plagioclasa Cálcica y Granate.

A partir del análisis desarrollado en este trabajo, se encuentran para la secuencia metamórfica analizada en este estudio los siguientes litotipos organizados de mayor a menor grado de evolución metamórfica:

**Anfibolitas, Esquistos Talcosos, Esquistos Cuarzosos, Esquistos Bimicáceos, Esquistos Biotíticos, Esquistos Actinolíticos, Esquistos Magnesio- Hornbléndicos, Esquistos Grafitosos, Esquistos Cloríticos y Filitas.** (se recomienda al lector ver ANEXOS I y II).

Estas rocas se encuentran intercaladas en toda la secuencia siendo esto otra evidencia de la yuxtaposición que se presenta en esta zona. En este orden de ideas y según los análisis presentados en los capítulos 4 y 5 se tiene para las formaciones denominadas por Doolan (1970) los siguientes tipos de roca:

**Formación Concha:** Filitas, Esquistos cloríticos, Esquistos grafitosos, Esquistos actinolíticos, Anfibolitas.

**Formación Punta Betín:** Filitas, Esquistos cloríticos, Esquistos grafitosos, Esquistos actinolíticos, Esquistos biotíticos, Esquistos bimicáceos, Esquistos cuarzosos, Esquistos talcosos, Anfibolitas.

**Formación Cinto:** Filitas, Esquistos cuarzosos y biotíticos con Granate, Esquistos Grafitosos, Esquistos actinolíticos.

**Formación Rodadero:** Esquistos cloríticos, Esquistos biotíticos, Esquistos bimicáceos, Esquistos cuarzosos, Esquistos Magnesio-Hornbléndicos, Esquistos talcosos, Anfibolitas. (A modo de observar la distribución de estos litotipos se recomienda al lector ver el ANEXO III).

Bustamante *et al.*, (2003) suponen para la formación Cinto rocas metapelíticas, los litotipos encontrados en la formación Cinto evidencian intercalaciones de metabasitas y metapelitas, esto se observó en campo y en el análisis petrográfico realizado a escala macroscópica y microscópica. La primera aparición del Granate se registra en esta formación y evidencia el contraste de temperaturas entre las

formaciones Punta Betín y Rodadero, la primera aparición de Plagioclasa Cálctica se registra en la parte sur de la formación Punta Betín, seguida de Norte a sur por la formación Cinto en la cual se registra el Granate, lo que nos indica el salto de temperatura de una formación a otra, de esto se podría concluir que la facies Epidota-Anfibolita se presenta a partir de la aparición de esta Plagioclasa Cálctica llegando hasta las facies Anfibolitas en la formación Rodadero. Bustamante *et al.*, (2003) asocia este incremento de temperatura tan alto en un área tan pequeña al cierre de la cuenca tras arco que genera que las zonas más calientes de la cuenca se acerquen a lo que corresponde a la formación Rodadero (acortamiento de las isotermas), produciendo aumento anómalo de temperatura más no de presión.

Los fluidos hidrotermales generados por el batolito afectan toda la secuencia metamórfica, el Talco presente en la facies esquistos verdes y Epidota- Anfibolita está relacionado con alteraciones hidrotermales (Mejía *et al.*, 2008), también es común observar un vetilleo intenso en toda la secuencia a escala macroscópica y a escala microscópica, observándose a nivel de afloramiento como diques compuestos de Cuarzo y Pegmatita, a nivel de muestra de mano como venas de Cuarzo y a escala microscópica como microvenillas rellenas de Cuarzo. Toda la secuencia experimentó tectonismo intenso generado por la intrusión del batolito generando esfuerzos comprensivos y extensivos en estas. La inyección de los fluidos hidrotermales también causa deformación en los esquistos generando microplegamiento en sus estructuras. Es común también observar xenolitos de esquistos en los cuerpos de origen ígneo que al parecer fueron arrancados de la secuencia al intruirla; estos cuerpos ígneos se encuentran por lo general cortando los esquistos en forma de lentes, venas y diques.

## BIBLIOGRAFÍA

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. BUSTAMANTE, C., CARDONA, A., SALDARRIAGA, M., GARCÍA-CASCO, A., VALENCIA, V., 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.
3. CARDONA, A., CHEW, D., VALENCIA, V.A., BAYONA, MISKOVIC, A., IBAÑEZ-MEJIA, M., 2010. Grenvillian remnants in the Northern Andes: Rodinian and Phanerozoic paleogeographic perspectives. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 92–104.
4. 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.
5. CORDANI, U.G., CARDONA, A., JIMÉNEZ, D., LIU, D., NUTMAN, A.P., 2005. Geochronology of proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: tectonic history of remnants from a fragmented Grenville belt. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society [London] Special Publication 246, pp. 329–346.

6. 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.
7. 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.
8. DUQUE-CARO, H., 1979, Major structural elements and evolution of northwestern Colombia, in J. S. Watkins, L. Montadert, and P. W. Dickerson, eds., Geological and geophysical investigations of continental margins: AAPG Memoir 29, pp. 329-351.
9. 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.
10. GIUNTA, G., BECCALUVA, L., COLTORTI, M., SIENA, F. AND VACCARO, C., 2002. The southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectonomagmatic setting of the ophiolite units and kinematic evolution. Lithos. 63, pp. 19-40.
11. INGEOMINAS. Geología de las planchas 11 Santa Marta y 18 Ciénaga. 2007.
12. KERR, A.C., MARRINER, F., TARNEY, J., NIVIA, A, SAUNDERS, A.D, THIRLWALL, M.F., SINTON, W., 1997. Cretaceous basaltic terranes in western Colombia: Elemental, Chronological and SrNd isotopic constraints on Petrogenesis. Journal of Petrology. 38, pp. 677-702.

13. KERR, A.C.; ASPDEN, J.A., TARNEY, J., PILATASIG, L.F., 2002. The nature and provenance of accreted oceanic terranes in western Ecuador: geochemical and tectonic constraints. *Journal of the Geological Society*. 159, pp. 577-594.
14. KRETZ, R., 1983. Symbols of Rock Forming Minerals. *American Mineralogist*, 8, pp. 277-279.
15. MACDONALD, W. D.; DOOLAN, B. L. and CORDANI, U. G. Cretaceous-Early Tertiary Metamorphic K-Ar Age Values Front South Caribbean. *Geological Society of America Bulletin*. 82 (5): 1381-1388. 1971.
16. MACDONALD W. D. & HURLEY P. M. Precambrian gneisses from northern Colombian, South America. *Geological Society of America Bulletin*. 80: 1867-1872. 1969.
17. MEJIA, P.; PIMENTEL, M. Y SANTA, M. Consideraciones petrográficas, geoquímicas y geocronológicas de la parte occidental del batolito de Santa Marta. *Dyna*, Vol. 75, Núm. 155, julio, 2008, pp. 223-236 Universidad Nacional de Colombia.
18. MESCHEDE, M. & FRISH, W. A Plate Tectonic Model for the Mesozoic and Early Cenozoic History of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*. 296: 269-291. 1988.
19. MIYASHIRO, A. (1994). *Metamorphic Petrology*. 1<sup>st</sup> edition. UCL Press Limited, London, 404p.
20. MONTES, C., HATCHER, R.D. AND RESTREPO-PACE, P., 2005. Tectonic reconstruction of the northern Andean blocks: Oblique convergence and rotations

derived from the kinematics of the PiedrasGirardot area, Colombia. *Tectonophysics*, 399, pp. 221-250.

21. ORDOÑEZ, O., PIMENTEL, M., 2002. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 175 - 182.
22. PEARCE, J. A. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*. 19 (4): 120-125. 1996.
23. PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace Elements Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*. 25 (4): 956-984. 1984.
24. PINDELL, J.L., 1993, Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in S.K. Donovan and T.A. Jackson (eds.), University of the West Indies Publisher's Association. *Caribbean Geology: An Introduction*, pp. 13-39.
25. PINDELL, J.L., HIGGS, R. AND DEWEY, J.F., 1998. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution, and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In: Pindell, J. L. & Drake, C. L. (eds) *Paleogeographic Evolution and Nonglacial Eustasy, northern South America*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication, 58, pp. 45-86.
26. PINDELL, J., KENNAN, L., MARESCH, W., STANEK, K., DRAPER, G. AND HIGGS, R., 2005. Plate kinematics and crustal dynamics of circumCaribbean Arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in ProtoCaribbean margins. In: AveLallemant and Sisson (eds) *Geological Society of America Special Paper 394*, pp. 7-52.

27. PINDELL, J., KENNAN, L., in press. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update, in James, K., Lorente, M. A., and Pindell, J. eds., The geology and evolution of the region between North and South America: Geological Society of London Special Publication.
28. RABE, 1977. Zur Stratigraphie des ostandinen Raumes von Kolumbien. Giessner Geologische Schriften, 223p.
29. RADELLI, L. Introducción al Estudio de la Geología y de la Petrografía del Macizo de Santa Marta (Magdalena-Colombia). Geología Colombiana. (2): 41-115. 1962.
30. RESTREPO-PACE, P., RUÍZ, J., GEHRELS, G. y COSCA, M., 1997. Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for Late Proterozoic – Early Paleozoic paleocontinental reconstructions of the Americas. Earth and Planetary Science Letters 150: 427 – 441. Elsevier Science.
31. SPEAR, F. (1993). Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America MONOGRAPH SERIES, Washington, DC, 799p.
32. TABOADA, A., RIVERO, L., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, OLAYA, J., RIVERA, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). Tectonics 19, 787–813.
33. THOMPSON, P.M.E., KEMPTON, P.D., WHITE, R.V., KERR, A.C., TARNEY, J., SAUNDERS, A.D., FOTTON, J.G., MCBIRNEY, A., 2003. Hf–Nd isotope

constraints on the origin of the Cretaceous Caribbean plateau and its relationship to the Gálapagos plume. *Earth and Planetary Sciences Letters* 217, 59–75.

34. TSCHANZ, C. M.; MARVIN, R. F.; CRUZ B. Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia) - Informe 1829. INGEOMINAS, Bogotá. 1969.
35. TSCHANZ, C. M.; MARVIN, R. F.; CRUZ B., J.; MEHNERT, H. H. and CEBULA, G. T. Geologic Evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, Northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*. 85: 273- 284, 1974.
36. VALLEJO, C., SPIKINGS, R.A., LUZIEUX, L., WINKLER, W., CHEW, D. AND PAGE, L., 2006. The early interaction between the Caribbean Plateau and the NW South American Plate. *Terra Nova* 18, pp. 264-269.