

METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN SILGARÁ EN EL SECTOR SARDINATA-
ÁBREGO-HACARÍ, REGIÓN NORTE DEL MACIZO DE SANTANDER,
CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA.

DIANA CAROLINA NIÑO PINZÓN

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

2012

METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN SILGARÁ EN EL SECTOR SARDINATA-
ÁBREGO-HACARÍ, REGIÓN NORTE DEL MACIZO DE SANTANDER,
CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA.

DIANA CAROLINA NIÑO PINZÓN

Trabajo de grado presentado para optar al título de Geóloga

Director

OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN

Geólogo MSc.

Codirector

CARLOS ALBERTO RÍOS REYES

Geólogo PhD.

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

2012

A mi padre por su apoyo incondicional.

A mis hermanos por ser ejemplos a seguir.

A mi madre y a mis tías por el apoyo y por ser tan buenas conmigo.

A Chocolate (mi perrito) por ser mi mejor y más fiel amigo.

A toda mi familia porque de una u otra forma aportaron para hacer esto realidad.

A mis amigas y amigos "el cuartel".

A todos mil gracias.

AGRADECIMIENTOS

Mis más sinceros agradecimientos:

A los directores de este proyecto los geólogos y profesores MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcón y PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes, por su guía y apoyo durante el transcurso del mismo.

A la Escuela de Geología y a todos los profesores que aportaron para mi formación académica.

A la Universidad Industrial de Santander por darme la oportunidad de formarme profesionalmente en sus aulas.

A la estudiante Andrea Matajira, quien en un principio hizo parte de este proyecto, por su aporte en la descripción de secciones delgadas.

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	14
1. DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO	15
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	15
1.2 JUSTIFICACIÓN.....	15
2. OBJETIVOS.....	17
2.1 OBJETIVO GENERAL	17
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	17
3. GENERALIDADES	18
3.1 LOCALIZACIÓN.....	18
3.2 VÍAS DE ACCESO.....	19
4. METODOLOGÍA	20
4.1 BÚSQUEDA Y CLASIFICACIÓN DEL MATERIAL BIBLIOGRÁFICO	20
4.2 ACONDICIONAMIENTO DE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS EN CAMPO.....	20
4.3 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA.....	21
4.4 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA	21
4.5 INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	23
4.6 FASE DE ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL	23
5. ESTADO DEL ARTE.....	24
6. MARCO GEOLOGICO REGIONAL	29
6.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL MACIZO DE SANTANDER.....	29
6.2 ESTRATIGRAFÍA	32
6.3 TECTONICA	34
7. OCURRENCIA EN CAMPO.....	36
7.1 FORMACIÓN SILGARÁ.....	36
7.1.2 Franja 2.....	41

7.1.3 Franja 3.....	45
7.2 ORTONEIS E INTRUSIVO	46
7.2.1 Ortoneis	46
7.2.2 Intrusivo	48
8. PETROGRAFÍA	50
8.1 PIZARRAS	50
8.2 PIZARRAS GRAFITOSAS CON ANDALUCITA	52
8.3 FILITAS.....	54
8.4 ESQUISTOS SILLIMANITICOS CON GRANATE.....	59
8.5 ESQUISTOS MICÁCEOS.....	63
8.6 ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS GRANATIFEROS.....	67
8.7 ESQUISTOS MOSCOVITICOS	70
8.8 ESQUISTOS MICÁCEOS CON CORDIERITA Y ANDALUCITA	72
8.9 ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS CON ANDALUCITA.....	78
8.10 ESQUISTO TURMALINICO CON ANDALUCITA	79
8.11 CUARCITAS	81
8.12 CUARCITAS MICÁCEAS.....	84
8.13 META-ARENISCAS Y META-CONGLOMERADOS	87
8.14 META-WAKA	91
8.15 META-GABROS	92
9. METAMORFISMO	95
9.1 METAMORFISMO DE BAJO GRADO: FACIE ESQUISTOS VERDES.....	98
9.1.1 Zona de la Clorita.....	98
9.1.2 Zona de la Biotita	98
9.1.3 Zona del Granate	99
9.2 METAMORFISMO DE GRADO MEDIO: FACIE ANFIBOLITA.	102
9.2.1 La descomposición de la moscovita: límite entre el grado medio y alto de metamorfismo.	103
9.3 METAMORFISMO DE CONTACTO: FACIES PIROXENO-CORNEANA Y ANFIBOLITA.....	103

9.4METAMORFISMO PROGRADO Y RETROGRADO	104
9.4.1 Metamorfismo Prógrado.....	104
9.4.2 Metamorfismo Retrógrado	105
CONCLUSIONES	111
BIBLIOGRAFÍA.....	114

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Abreviaturas de los minerales identificados en las secciones delgadas según SCMR.....	22
Tabla 2. Paragénesis minerales de los litotipos indicando las diferentes facies y subfacies de metamorfismo, así como el tipo composicional, presentes en la zona de estudio.	95
Tabla 3. Reacciones de retrogresión comunes en metapelitas, según Barker (1998).	106

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio.....	18
Figura 2. Ubicación de la zona de estudio dentro del Macizo de Santander.	29
Figura 3. Mapa de Ruta, muestra las carreteras Ábrego-Sardinata y La Playa-Hacarí por donde se recolectaron las muestras.....	37
Figura 4. Afloramientos de la franja 1	40
Figura 5. Afloramientos de la franja 2	43
Figura 6. Afloramientos de la franja 3	45
Figura 7. Afloramientos Ortoneis e Intrusivo	47
Figura 8. Pizarras en sección delgada	52
Figura 9. Pizarras grafitosas en sección delgada	54
Figura 10. Filitas en sección delgada.....	58
Figura 11. Esquistos sillimaníticos con granate en sección delgada.....	62
Figura 12. Esquistos micáceos en sección delgada	66
Figura 13. Esquistos moscovíticos granatíferos en sección delgada.	69
Figura 14. Esquistos moscovíticos en sección delgada.....	72
Figura 15. Esquistos micáceos con cordierita y andalucita en sección delgada. ...	76
Figura 16. Esquistos moscovíticos con andalucita en sección delgada.....	79
Figura 17. Esquistoturmalínico con andalucita en sección delgada.	81
Figura 18. Cuarzitas en sección delgada.....	83
Figura 19. Cuarzitas micáceas en sección delgada.....	86
Figura 20. Meta-areniscas en sección delgada.....	90
Figura 21. Meta-waka en sección delgada.	92
Figura 22. Meta-gabros en sección delgada.....	94
Figura 23. Las series de los diagramas AFK, AKM y AFM apropiados para metamorfismo de presión media (tipo Barroviense).....	99
Figura 24. Red petrogenética para pelitas en el sistema KFMASH	101
Figura 25. Texturas del Metamorfismo Retrógrado.....	108

RESUMEN

Título: METAMORFISMO DE LA FORMACIÓN SILGARÁ EN EL SECTOR SARDINATA-ÁBREGO-HACARÍ, REGIÓN NORTE DEL MACIZO DE SANTANDER, CORDILLERA ORIENTAL, COLOMBIA*

Autores:
DIANA CAROLINA NIÑO PINZÓN*

Palabras clave: Metamorfismo, Formación Silgará, Sardinata, Ábrego, Hacarí, Macizo de Santander, Cordillera Oriental.

DESCRIPCIÓN

A partir del análisis a escala macroscópica y microscópica realizado para la secuencia de rocas pelíticas y sedimentos detríticos ricos en cuarzo metamorfosados de la Formación Silgará aflorante en el sector Sardinata-Ábrego-Hacarí, región norte del Macizo de Santander, se definieron 15 litotipos que corresponden a: pizarras, pizarras grafitosas, pizarras grafitosas con andalucita, filitas, esquistos sillimaníticos con granate, esquistos micáceos, esquistos micáceos con cordierita y andalucita, esquistos micáceos granatíferos, esquistos moscovíticos, esquistos moscovíticos con andalucita, esquistos moscovíticos con turmalina y andalucita, cuarcitas, cuarcitas micáceas, meta-areniscas, meta-conglomerados, meta-wacas y meta-gabro. Estas rocas afloran en el área de estudio como tres franjas en sentido casi Norte-Sur.

Esta secuencia afectada por un metamorfismo regional Barroviense, presenta facies metamórficas que va desde la subfacie clorita de la facie esquistos verdes (metamorfismo de bajo grado) a la subfacie sillimanita-almandina-ortoclasa de la facie anfíbolita (límite superior del metamorfismo de grado medio). Posterior al metamorfismo regional la secuencia sufre un metamorfismo de contacto de facies anfíbolita y piroxeno-corneanas, debido a la intrusión de cuerpos ígneos. La secuencia muestra un metamorfismo prógrado y retrógrado, así como eventos deformativos, evidenciados por diferentes texturas de cristalización, recristalización y deformación. Según estudios realizados a esta secuencia y en general a todo el Macizo de Santander, es producto de la Orogenia Caledoniana formada por el choque de las placas Suramericana y Nazca durante el Paleozoico.

*Tesis de Grado. Modalidad investigación.

**Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Escuela de Geología.

Director: MSc. Oscar Mauricio Castellanos Alarcón.

Codirector: PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes.

ABSTRACT

Title: METAMORPHISM OF THE SILGARÁ FORMATION IN THE SECTOR SARDINATA-ABREGO-HACARÍ, NORTHERN REGION SANTANDER MASSIF, EASTERN CORDILLERA, COLOMBIA*.

Author:
DIANA CAROLINA NIÑO PINZÓN*

Key Words: Metamorphism, Silgará Formation, Sardinata, Ábrego, Hacarí. Santander Massif, Eastern Cordillera.

DESCRIPTION

Through the scaled macro and microscopic analyses performed for the sequence of pelitic rocks and quartz- rich detrital sediments metamorphosed of Silgará Formation in the Sardinata- Ábrego-Hacarí sector, in the northern of Santander Massif, 15 different lithotypes were found, namely: Slates, Graphitic Slates, Graphitic Slates with Andalusite, Phyllites, Sillimanitic Schists with Garnet, Micaceous Schists, Micaceous Schists with Cordierite and Andalusite, Micaceous Schists Granatiferous, Moscovitic Schist, Moscovitic Schist with Andalusite, Moscovitic Schist with Tourmaline and Andalusite, Quartzites, Micaceous Quartzites, Meta-sandstones, Meta-conglomerate, Meta-wackes and Meta-gabbro. These rocks outcrop in the study area as three bands in North-South direction almost.

This sequence is affected by a regional Barrovian metamorphism, displaying metamorphic facies that extend from the subfacie chlorite of the green schists facies (low grade metamorphism) to the subfacie sillimanite-almandine-orthoclase of the amphibolite facies (medium grade upper limit metamorphism). Following the regional metamorphism the sequence suffers a contact metamorphism of amphibolite and pyroxene-hornfels facies, due to the igneous body intrusion. The sequence displays an prograde and retrograde metamorphism, as well as deforming events, as evidenced by different textures of crystallization, recrystallization and deformation. According to the studies both performed on this sequence as well as in the Macizo Santander region, it is an Caledonian Orogeny product formed by the collision of the South American and Nazca plates during the Paleozoic.

*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

Hacia la zona norte del Macizo de Santander, aflora una secuencia de rocas metamórficas Predevónicas de protolito pelítico, cuarzo-feldespático y máfico conocida como la Formación Silgará, nombre propuesto por Ward, et al. 1973, la cual es el resultado de un metamorfismo regional Barroviense, de facies esquistos verdes y anfibolita, producido por el choque de las placas Suramericana y Norteamericana durante la Orogenia Caledoniana. Está compuesta de pizarras, filitas, esquistos, cuarcitas, meta-areniscas, meta-gabros y meta-wacas y hacia el sur del Macizo Rodríguez, et al. 1997 reportan orto-anfibolitas en la parte baja-media de la secuencia, se presentan como sills intercaladas dentro de la Formación. La FS en la zona norte del Macizo la suprayace e infrayace discordantemente la Formación Floresta y el Neis de Bucaramanga respectivamente (Clavijo y Royero, 2001), y es intruída por cuerpos ígneos de composición félsica e intermedia y por metamorfitas de origen ígneo conocidas con el nombre de Ortoneis (Clavijo, 1994). Ward, et al. 1973 estima que la secuencia tiene un espesor total de 3000 m.

Este trabajo consiste en un estudio detallado a nivel macroscópico y microscópico, caracterizando rasgos estructurales, texturales, petrográficos, mineralógicos y petrogenéticos para así determinar paragénesis, facies de metamorfismo, relaciones blastesis/deformación, mecanismos asociados con los estadios prógrados y retrógrados del metamorfismo, generando nuevos datos y valiosa información en relación a los eventos tectónicos de la región.

1. DESCRIPCIÓN DEL PROYECTO

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En el ámbito del Macizo de Santander se cuenta con escasos estudios previos del basamento cristalino en la parte norte del macizo. La Formación Silgará comenzó a ser estudiada desde 1973 de manera general por Ward y otros. Sin embargo, solo se han realizado estudios de la Formación Silgará en la región central y suroccidental del Macizo de Santander; otros autores nombran la zona norte de la formación, pero no hay estudios detallados en esta región. Es importante reconocer las características petrográficas, texturales y estructurales de la Formación Silgará en esta zona para contribuir en su conocimiento geológico y reconstrucción de los eventos metamórficos.

Con la realización de este proyecto se pretende correlacionar resultados de estudios realizados hasta la fecha para la Formación Silgará en los sectores centro y suroccidental del Macizo de Santander, con el objetivo de que dichos resultados en conjunto con los del presente estudio generen un modelo de evolución tectono-metamórfica para la Formación Silgará dentro del contexto del basamento cristalino del Macizo de Santander.

1.2 JUSTIFICACIÓN

En el ámbito del Macizo de Santander se cuenta con estudios previos del basamento cristalino en diferentes sectores, lo cual ha contribuido a su conocimiento geológico y reconstrucción de los eventos metamórficos y magmáticos que han ocurrido en este contexto geológico. Sin embargo, este trabajo es justificable si consideramos que existen vacíos de conocimiento con relación a la región norte del Macizo de Santander.

El propósito del presente trabajo de investigación está relacionado con la reconstrucción de la evolución tectono-metamórfica de la Formación Silgara a partir del estudio detallado de campo y de laboratorio a partir del cual se espera generar nuevos datos y valiosa información para el entendimiento del desarrollo de procesos orogénicos en los Andes Colombianos.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar un estudio del metamorfismo de la Formación Silgará aflorante en el sector Sardinata- Ábrego-Hacarí, región norte del Macizo de Santander, en la Cordillera Oriental de Colombia.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Reconocer las características petrográficas y mineralógicas de las rocas de la Fm. Silgará que tengan significado petrogenético.
- Analizar los rasgos estructurales y texturales, así como petroquímicos, para los diferentes litotiposaflorantes en el área de estudio.
- Determinar las paragénesis minerales, facies de metamorfismo y secuencia mineralógica zonal.
- Determinar las relaciones blastesis/deformación, así como las reacciones y los mecanismos asociados con los estadios prógrados y retrógrados del metamorfismo, en relación a los eventos tectónicos de la región.

3.2 VÍAS DE ACCESO

Las vías de acceso para llegar a la zona de estudio son: la carretera Cúcuta – Ocaña, de la cual en el municipio de Guayabal se desprende la carretera hacia los municipios La Playa y Hacarí.

4. METODOLOGÍA

A continuación se presenta la metodología de trabajo que permitió de forma coherente y ordenada llevar a cabo la presente investigación.

4.1 BÚSQUEDA Y CLASIFICACIÓN DEL MATERIAL BIBLIOGRÁFICO

Durante esta etapa se recopiló la información bibliográfica referente al Macizo de Santander y en especial de la Formación Silgara encontrada en diversas fuentes como revistas, revistas electrónicas disponibles en la base de datos de la biblioteca de la UIS, tesis, libros, páginas web, documentos de Ingeominas, con el fin de revisar y entender los conceptos, la geología y la evolución tectono-metamórfica hecha en estudios anteriores en la zona centro y sur del Macizo de Santander principalmente de la Formación Silgará. Como resultado de esta etapa se elaboraron los capítulos Estado del Arte y Marco Geológico Regional. También se buscó material como guías y manuales petrográficos para hacer una mejor descripción macroscópica y microscópica de las muestras.

4.2 ACONDICIONAMIENTO DE LAS MUESTRAS RECOLECTADAS EN CAMPO

Durante esta etapa se ordenó y verificó el muestreo realizado en campo con el fin de tomar foto a cada una de las muestras. Cada muestra se marcó con las letras NFS (Norte Formación Silgará) y seguido se asignó la numeración según el orden de recolección. Posteriormente, se hicieron cortes preliminares para que el análisis macroscópico se realizara más fácilmente y para seleccionar las muestras representativas de los diferentes litotipos con el fin de elaborarles sección delgada para su análisis microscópico.

4.3 DESCRIPCIÓN MACROSCÓPICA

Durante esta etapa se realizó la descripción macroscópica de las muestras enfocándonos principalmente en las texturas, estructuras y otros detalles de las rocas como el color, el grado de compactación, si la muestra está fresca o alterada y si tiene bandas o venas midiendo el espesor de estas. Por último se asignó un nombre preliminar a la roca. Estas descripciones se llevaron a cabo en el Laboratorio de Lupas con un estéreo-microscopio marca Nikon Inc. NI 150 modelo C-PS de la Escuela de Geología de la UIS. Como resultado de esta etapa se elaboró el Catálogo Macroscópico (Anexo A).

4.4 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Durante esta etapa se realizó la descripción microscópica de las muestras en sección delgada, esta descripción se llevó a cabo en los microscopios del Laboratorio de Microscopía de luz transmitida de la Escuela de Geología de la UIS y en el Laboratorio de Microscopía de luz transmitida del Grupo de Investigación en Mineralogía, Petrología y Geoquímica “MINPETGEO” de la UIS, sede Guatiguará, utilizando Microscopios marca Nikon Eclipse E200 50/POL con cámara y pantalla incorporada: Digital Sight DS-SM y Digital Sight DS-L1. La descripción se llevó a cabo de la siguiente manera: (1) se hizo un barrido a toda la lámina con el fin de identificar todos los minerales presentes, (2) se cuantificaron los minerales asignándoles a cada uno un porcentaje dependiendo de la cantidad presente en la lámina, (3) se describió cada uno de los minerales presentes, describiendo su relieve, color, su tamaño (heteroblásticos o homeoblásticos), sus formas (idioblásticos, subidioblásticos o xenoblásticos), sus geometrías, si presentan orientación, el hábito, si están alterados, el protolito etc....(4) se caracterizó la textura, foliación (si la hay), minerales relictos y a partir de la relaciones porfidoblásto matriz se estableció la relación blastesis deformación (pre, sin o pos-tectónico) (5) se definió la paragénesis, la subfacie, la facie, se le dio

nombre a la roca, y por último, (6) se le tomó fotografía a la sección en un lugar donde se observe alguna textura, microestructura, alteración o minerales formadores de roca. Como resultado de esta etapa se elaboró el Catálogo Microscópico (Anexo B).

En la Tabla 1 se presentan las abreviaturas utilizadas en el catálogo microscópico para referirse a los minerales presentes en cada sección delgada según TheSubcommissionontheSystematics of MetamorphicRocks (SCMR).

Tabla 1. Abreviaturas de los minerales identificados en las secciones delgadas según SCMR.

Mineral	Abreviatura
Andalucita	And
Apatito	Ap
Biotita	Bt
circón	Zrn
Clorita	Chl
Cordierita	Crd
Cuarzo	Qtz
Epidota	Ep
Esfena	Spn
Feldespatos	Fsp
Grafito	Gr
Granate	Grt
Moscovita	Ms
Ortoclasa	Or
Plagioclasa	Pl
Sericita	Ser
Sillimanita	Sil
Turmalina	Tur

Fuente: Según SCMR

4.5 INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

En esta etapa se integró la información bibliográfica recopilada desde el principio del proyecto con la interpretación de los resultados obtenidos para la elaboración del capítulo donde se muestran los nuevos aportes del proyecto.

4.6 FASE DE ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL

En esta etapa se elaboró el presente informe, el cual muestra los resultados de la investigación. Este informe está acompañado de los siguientes anexos: Catálogo Macroscópico, Catálogo Microscópico, Mapa Geológico, Escala 1:25000.

5. ESTADO DEL ARTE

El Macizo de Santander ha sido tema central en muchos estudios geológicos, principalmente porque es parte fundamental en el entendimiento de la compleja evolución de la cordillera oriental de los Andes Colombianos.

Los primeros estudios acerca del Macizo de Santander fueron realizados por Julivert (1958, 1959, 1961a, 1961b, 1963) permitiendo la publicación de los mapas geológicos a escala 1:100.000 de varias regiones del macizo, aportando importantes bases para el conocimiento de la evolución geológica de esta parte de la cordillera oriental (Ávila y Gómez, 2006). Más tarde por Ward y otros (1973) desarrollaron la cartografía de esta zona que permitió la publicación de mapas geológicos a escala 1: 100000 en los cuadrángulos H12 Bucaramanga y H13 Pamplona, publicada por el Boletín geológico Vol. 21 N° 1-3, aportando importantes bases para el conocimiento de la evolución geológica de esta parte de la Cordillera Oriental.

Otros estudios, a partir de análisis petrológicos, mineralógicos, de petrogénesis, de datos termobarométricos, entre otros, realizados por Barragán y Montenegro, 1999; Castellanos, 1999; Ríos, et al. 2002; García, et al. 2005; Caviedes y Gómez, 2006; Ávila y Gómez, 2006; Castellanos, et al. 2008; han ayudado a entender la evolución tectonometamórfica del Macizo de Santander y en especial las características del metamorfismo de la Formación Silgara en todo el Macizo.

Rodríguez, et al. (1997) registran la primera aparición de anfibolitas dentro de las rocas pre-Devónicas de la Formación Silgará. Estas anfibolitas se encontraron como laminas intercaladas dentro de la FS en la sección baja-media de la secuencia. A partir de estudios petrográficos, geoquímicos y geotermobarométricos en 11 ejemplos de anfibolitas de un área cercana al Cañón del Chicamocha, indican que estas anfibolitas son de origen magmático y fueron

rocas básicas magmáticas formadas en un ambiente de intraplaca. Las relaciones de campo de las anfibolitas muestran claramente que son más antiguas que el Devónico medio y fueron metamorfoseadas hasta condiciones de presión media de la facie anfibolita.

Barragán y Montenegro (1999) en su tesis de pregrado muestran las características y evolución del metamorfismo en el Macizo de Santander entre los municipios de Vetas y Mutiscua, allí afloran rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga que se caracteriza por tener neis biotíticos, hornbléndicos, cuarcitas y migmatitas; rocas de la Formación Silgará caracterizada por tener esquistos biotíticos muy plegados con niveles delgados de cuarcitas; y El Ortogneis conformado por neis biotítico, cuarzo feldespático y neis tipo bleaching. El Macizo de Santander es el resultado de choque de las placas Suramericana y Norteamericana, este evento es conocido como La Orogenia Caledoniana que afecto a una secuencia de rocas sedimentarias discordantes clásticas y carbonatíticas depositadas sobre una secuencia marginal. Durante la colisión se genera un aumento de espesor de corteza causado por el apilamiento de nappes y consecuentemente una fuerte subsidencia en la cuenca; las rocas involucradas en este proceso desarrollaron deformaciones de carácter rotacional que se relaciona con las esquistosidades. Contemporáneamente se genera en la base de la corteza flujos anómalos de calor debido a la sobre carga litostática que contribuye a la formación de migmatitas anatexicas. Seguido a los eventos de compresión se generan periodos de relajación en donde se emplazan cuerpos graníticos félsicos en intermedios que contribuyen con los procesos deformativos. Finalmente el fenómeno de bleaching de los neis del Ortogneis está relacionado a un metamorfismo retrogrado asociado a la caída de las presiones y temperaturas debido a los procesos de exhumación de la corteza y levantamiento orogénico en la etapa final del evento metamórfico.

Castellanos (1999) en su tesis de pregrado realiza el estudio mineralógico y petrográfico de la Formación Silgara en la zona de Pescadero-Aratoca. En esta

zona la formación está constituida por cuarcitas, esquistos cuarzo feldespáticos, esquistos cuarzo micáceos, cuarcitas micáceo-feldespáticas, cuarcitas feldespático-micáceas y esquistos micáceo cuarzosos. Esta secuencia fue generada por un evento metamórfico regional de carácter zonal, afectando sedimentos de tipo pelítico y arenáceo, bajo un amplio rango de temperaturas y presión que van desde la subfacies almandina a la esquistos verdes (bajo metamorfismo) a la subfacies sillimanita-almandina-ortoclasa de la facies anfibolita (metamorfismo medio).

Las isógradas de metamorfismo en el área de estudio se determinaron por medio del análisis paragenético y facial:

Biotita – granate (menor grado de metamorfismo)

Granate – estaurolita

Estaurolita – andalucita

Andalucita – sillimanita (mayor grado de metamorfismo).

En esta zona la Formación Silgará presenta un predominio de granate tipo almandino.

Ríos, et al. (2002) en la investigación sobre la evolución tectonometamórfica de la Formación Silgara en el suroccidente del Macizo de Santander reportan que la formación fue afectada por un metamorfismo regional caledoniano, el cual ha desarrollado una secuencia de zonas metamórficas (sillimanita, estaurolita, granate y biotita).

El grado de metamorfismo de la Formación Silgara decrece hacia el suroeste desde la zona de la sillimanita hasta la zona de la biotita y ha ocurrido bajo condiciones de temperatura baja a alta y presión media (tipo Barroviense).

Posteriormente García, et al. (2005) llegan a la misma conclusión a partir de los análisis de las paragénesis minerales, reacciones metamórficas y condiciones de presión y temperatura de las rocas metamórficas de la parte central del Macizo de

Santander. Las condiciones de presión-temperatura fueron estimadas a partir de diferentes termómetros y barómetros.

En la zona del granate: 495-518 °C y 4.4-5.5 Kbar.

En la zona de la estaurolita: 590-612 °C y 6.6-7.5 Kbar.

En la Zona de la sillimanita: 660-700 °C y 5.5-7.2 Kbar. (Ríos, et al. 2002).

De igual manera Castellanos, et al. (2008) a partir de observaciones petrográficas y datos termobarométricos en las pelitas dedujeron la historia presión-temperatura de la Formación Silgará en la parte central del Macizo de Santander. Las pelitas fueron sometidas a metamorfismo regional prógrado y las zonas metamórficas equilibradas a presiones y temperaturas máximas a lo largo de la geoterma cianita. Conforme a las reacciones metamórficas y la evolución de presión-temperatura, la asociación mineral primero observada fue biotita + moscovita + cuarzo que probablemente se formó cerca de los 425 °C y 3.8 Kbar.

La coexistencia de granate en asociaciones minerales con biotita se produce aproximadamente a 475 °C y 4.7 Kbar. Las condiciones para la primera aparición de estaurolita y cianita alcanzan los 625 °C y 7.5 Kbar y 650 °C y 8 Kbar respectivamente. La cianita se descompone en sillimanita y el pico de temperatura es de 680 °C y 8 Kbar. Las pelitas de la Formación Silgará presentan un metamorfismo retrogrado con la ocurrencia de andalucita y acompañada por zonificación inversa en el borde exterior de los granates y por procesos de cloritización y sericitización. Estas meta-pelitas fueron formadas probablemente durante una colisión, con una corteza enterrada hasta alcanzar presiones de hasta 6.5 Kbar lo que equivale a 27 Km de profundidad.

Caviedes y Gómez (2006) realizaron la petrogénesis de venas hidrotermales de cuarzo con cianita en rocas metapelíticas de la Formación Silgará en la parte central del Macizo de Santander. Estas venas están ubicadas principalmente paralelas a la esquistosidad de la roca encajante. A partir de la microtermometría

se estableció al menos 4 eventos hidrotermales: el primer evento de mayor temperatura 240-280 °C se interpretó como un pulso hidrotermal desarrollado en un ambiente dúctil. Los tres eventos restantes de menor temperatura 117-220 °C se desarrollaron en condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes desarrollados en un contexto frágil.

La petrogénesis de la cianita en las venas de cuarzo determino que el proceso que favoreció la formación de este mineral fue un metamorfismo dinamo térmico generado por la mezcla de minerales constituyentes del fluido hidrotermal con minerales de la roca encajante en condiciones de alta temperatura y presión media y originado en un ambiente de exhumación del Macizo a finales del Mesozoico. Las venas de cuarzo con cianita en la zona estaurolita-cianita demuestran mineralógica y morfológicamente características de bandas de cizallamiento que se observan en un contexto regional en lo que se refiere al Macizo de Santander.

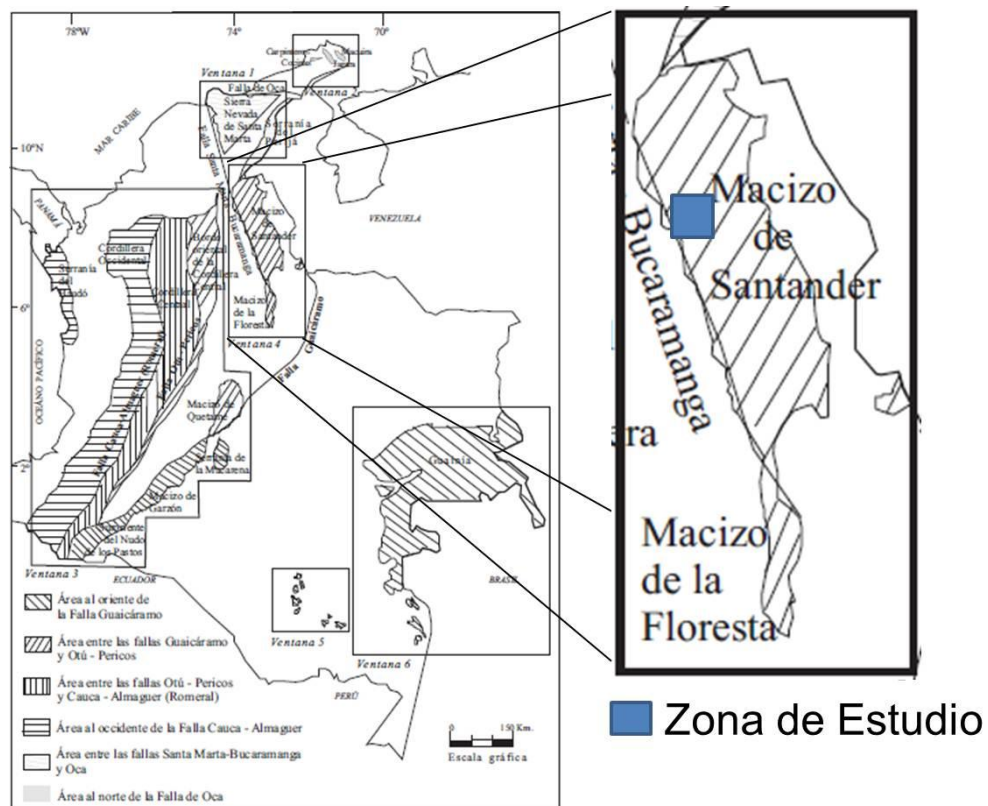
Ávila y Gómez (2006) en su tesis de pregrado estudian las rocas calcosilicatadas de la Formación Silgará en la parte central del Macizo de Santander que ocurren como bandas de reacción entre mármoles y rocas metapelíticas y reportan la primera ocurrencia de la “reacción exoskarn calcita”.

Con base en las diferentes paragénesis minerales por medio del análisis petrográfico y mineralógico se pudo establecer que las rocas calcosilicatadas se forman como bandas de reacción las cuales suministran información valiosa sobre el comportamiento de la fase fluida durante el metamorfismo y contribuyen a un mayor entendimiento sobre la evolución metamórfica del Macizo de Santander. Además de factores de presión y temperatura se hace notable la transferencia metasomática de constituyentes por circulación de fluidos a partir de magmas sin-metamórficos.

6. MARCO GEOLOGICO REGIONAL

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro del complejo de rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias, llamado Macizo de Santander sobre la Cordillera Oriental de los Andes Colombianos (Figura 2).

Figura 2. Ubicación de la zona de estudio dentro del Macizo de Santander.



Modificado de INGEOMINAS (2001), Mapa Metamórfico de Colombia.

6.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL MACIZO DE SANTANDER

Irving, 1971; Tschanz, et al. 1969, Kroonenberg, 1982 A mediados del Proterozoico, el Macizo de Santander hacia parte de una provincia

tectonoestratigráfica ancestral cuyo basamento estaba conectado probablemente al Escudo Guyanés (en Clavijo, 1994). Durante este lapso se desarrolla una cuenca marina de sedimentación de periferia continental en la que se depositan sedimentos clásticos y calcáreos con importantes aportes volcánicos alcalinos. A finales del Proterozoico esta secuencia es deformada, intruída por cuerpos granodiorítico-cuarzomonzoníticos y sometida a metamorfismo de alto grado, constituyendo las unidades que hoy se conocen como Neis de Bucaramanga y Ortoneis (Clavijo, 1994).

Durante el Paleozoico temprano, sobre paleorelieves erosionados del Proterozoico se deposita una mega secuencia grano decreciente cíclica de ambientes de talud submarino (Etayo, et al. 1986), acumulada durante el Cámbrico y metamorfozada diferencialmente durante la Tectonogénesis Caledoniana (Formación Silgará). En este lapso ocurre el emplazamiento de intrusivos graníticos y dioríticos (Granito de Durania y afines) (Clavijo, 1994).

A mediados del Devónico se reanuda la sedimentación pericontinental, ahora sobre la margen oriental del Océano Proto-Atlántico (Etayo, et al. 1986) y se lleva a cabo la sedimentación marina epicontinental que da origen a la Formación Floresta.

Durante el hiato Devónico-Carbonífero inferior, el mar transgrede. Los avances y retrocesos del mar ocurren en un paisaje árido como lo evidencia la alternancia de sedimentitas rojas y calizas biogénicas (secuencia Rio Nevado y Fm. Diamante) (Clavijo, 1994).

A comienzos del Triásico se inicia la apertura del Paleocaribe por riftogénesis que separa a Norte y Suramérica (Clavijo, 1994). A finales del Triásico y comienzos del Jurásico, se inicia el proceso de ruptura de Pangea mediante un proceso de riftogénesis intercontinental generando formación de aulacógenos, grabénos y cuencas (Maze, 1984), (Valle Medio del Magdalena), que fraccionan el

megaterreno ancestral por hundimiento en bloques escalonados, siguiendo un patrón en zig-zag limitado por dos sistemas de fallas; cuyo elemento principal es la Falla de Bucaramanga (Clavijo, 1994).

Sucedan breves transgresiones marinas (F. Bocas) seguida de una sedimentación fluvio lacustre acompañada de volcanismo explosivo (Unidad Volcanoclástica de Noreán, Formación Jordán) que aportan gran parte del material de relleno de estas cuencas y simultáneamente ocurre la intrusión de cuerpos granodioríticos (Clavijo, 1994).

A finales del jurásico se depositan secuencias sedimentarias fluviales del grupo Girón, termina la actividad volcánica y el proceso de riftogénesis. En el Cretácico temprano la sedimentación continental da paso de manera gradual a la transgresión marina (Etayo, et al. 1989). A finales del Cretácico y principios del Terciario se produce una regresión marina acompañada de un levantamiento generalizado diferencial (Clavijo, 1994). Termina la larga etapa distensiva y se produce una inversión de esfuerzos (Milanovskii, 1983), que desde el Paleoceno da inicio a la etapa compresiva (Clavijo, 1994). En el Paleoceno medio ocurre el levantamiento del Macizo de Santander y la erosión remueve material de la secuencia Cretácica, aportando material para las unidades terciarias. Finalmente durante el Mioceno medio se inicia el levantamiento generalizado de la Cordillera Oriental (Clavijo, 1994).

6.2 ESTRATIGRAFÍA

El Macizo de Santander está conformado por las siguientes unidades de más antigua a más joven en el área de estudio, zona norte del Macizo:

Neis de Bucaramanga (NB), del Precámbrico. El nombre original de NB fue utilizado por Goldsmith, et al. (1971) y posteriormente propuesto por Ward, et al. (1973). Consta de una secuencia de paraneises cuarzofeldespáticos, hornbléndicos, micáceos, y granatíferos y cantidades subordinadas de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, mármoles y esporádicamente granulitas. El contacto de esta unidad con la Formación Silgará que la suprayace en muchos sitios, no se ha podido determinar con exactitud, por la similitud litológica entre estas dos unidades (Clavijo y Royero, 2001).

El NB también incluye zonas de migmatita de dos tipos: una en el cual el paraneis está mezclado con rocas graníticas néisicas y otra donde ambos están cortados por muchas masas pequeñas de granito no foliado, Goldsmith, et al. 1971. El complejo Bucaramanga ha sido intruido por plutones félsicos del Paleozoico y Jurásico (Ward, et al. 1973).

El Ortoneis que consiste de Neis cuarzofeldespático que varía en composición desde granito a tonalita, está ampliamente distribuido en las rocas metamórficas de alto y medio grado de metamorfismo de edad Pre-Devónica que forman el núcleo del Macizo (Ward, et al. 1973). El contacto del Ortoneis es concordante con la foliación de la FS en la mayoría de localidades.

La unidad objeto de este estudio, Formación Silgará (FS), Cámbrica?. Su nombre fue propuesto por Ward, et al. 1973. para referirse a la secuencia de rocas clásticas metamorfizadas de estratificación delgada compuestas por filitas, cuarcitas, esquistos, meta-areniscas y menores cantidades de pizarra y filita

calcárea. Las relaciones estratigráficas, las diferencias composicionales y algunos datos estructurales sugieren que la FS suprayace discordantemente al NB e infrayace discordantemente a la Formación Floresta del Devónico (Clavijo y Royero, 2001). A la FS se le ha asignado tentativamente una edad del Cámbrico al Ordovícico (Ward, et al. 1973).

Formación Floresta del Devónico inferior. Es constituida principalmente por shale amarillo, ocasionalmente gris y algunas intercalaciones de arcillolitas arenosas en bancos hasta de 1 m de espesor. (Ward, et al. 1973).

Los intrusivos que se presentan en el Macizo intruyendo las unidades anteriormente descritas son, el Batolito de Santa Bárbara que consiste de Cuarzomonzonita de color rosado, rosado naranja a gris violáceo, de grano medio a grueso, inequigranular, compuesta por feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita. También se encuentran fenocristales de potásico, plagioclasa, cuarzo y localmente hornblenda (Clavijo y Royero, 2001). Cuarzomonzonita de la Corcova, de color gris y grano fino a medio. El granito de Durania de color blanco, equigranular, de grano medio a grueso ligeramente néisico. No se conoce su edad, las rocas más jóvenes que corta son las de la FS y es post-metamórfico o metamórfico tardío (Ward, et al.1973)

Y finalmente el Granito de Pescadero de color rosado naranja, de grano fino a muy fino, equigranular a ligeramente porfirítico (Clavijo y Royero, 2001).

La Formación Bocas del Triásico, consta de areniscas marrón rojizas y gris verdosas, de grano fino, a veces limolita ligeramente calcárea, limolita gris verdosa ligeramente calcárea, con nódulos calcáreos grises, conglomerados con guijos sub-angulares de caliza gris, de shale gris y de cuarzo una matriz arenosa calcárea (Ward, et al. 1973).

La Formación Jordán del Jurásico inferior a medio, está constituida por areniscas gris verdosas, de grano grueso a ligeramente conglomerática, con estratificación cruzada, limolitas color marrón rojizo, areniscas de grano fino en capas medianas; intercalados se presentan niveles de arcillolitas gris verdosas. Suprayace concordantemente a la Formación Bocas e infrayace en discontinuidad estratigráfica a la Formación Girón (Clavijo y Royero, 2001).

El Grupo Girón consta de una alternancia arenitas, lodolitas y conglomerados de color rojo grisáceo (Cediel, 1968; Etayo, 1989). De edad Jurásico superior-Cretácico inferior (Pons, 1984).

La Formación Río Negro del Berriasiano-Aptiano, consta de areniscas de cuarzo gris claras moteadas que varían a areniscas conglomeráticas, interpuestas con capas delgadas de conglomerados (Clavijo, 1994).

La Formación Tibú-Mercedes del Aptiano- Albiano, consta de una alternancia de calizas biotíticas, lodolitas y arenitas, fosilíferas, gris oscuras; hacia la base frecuentemente se encuentran areniscas conglomeráticas y conglomerados (Clavijo, 1994).

6.3 TECTONICA

El Macizo de Santander es cruzado por varias fallas principalmente en dirección noreste y noroeste. Dentro de los elementos estructurales mayores en la región, sin duda el de mayor importancia e incidencia geológica es la Falla de Bucaramanga (en dirección noroeste), sobre el flanco oeste del Macizo (Castellanos, 1999).

La Falla de Bucaramanga está en dirección aproximadamente N20°W y cuyo trazo rectilíneo se expresa claramente en imágenes satelitales y fotografías aéreas. Es

considerada un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral (Clavijo y Royero, 2001).

Otras fallas de importancia que cruzan el Macizo hacia el flanco occidental son: Las Fallas Río Manco, Río Umpalá, Río Perchiquez y Sevilla las cuales están en dirección Noreste hacia la Falla de Bucaramanga cortándola y produciendo un desplazamiento lateral derecho (Ward, et al. 1973).

Las Fallas principales que cruzan el Macizo en el flanco oriental son: las Fallas de Mutiscua, Sulasquilla en dirección norte sur y la falla más grande de este flanco la Falla Chitagá en dirección sureste. Estas Fallas son interpretadas como inversas (Ward, et al. 1973).

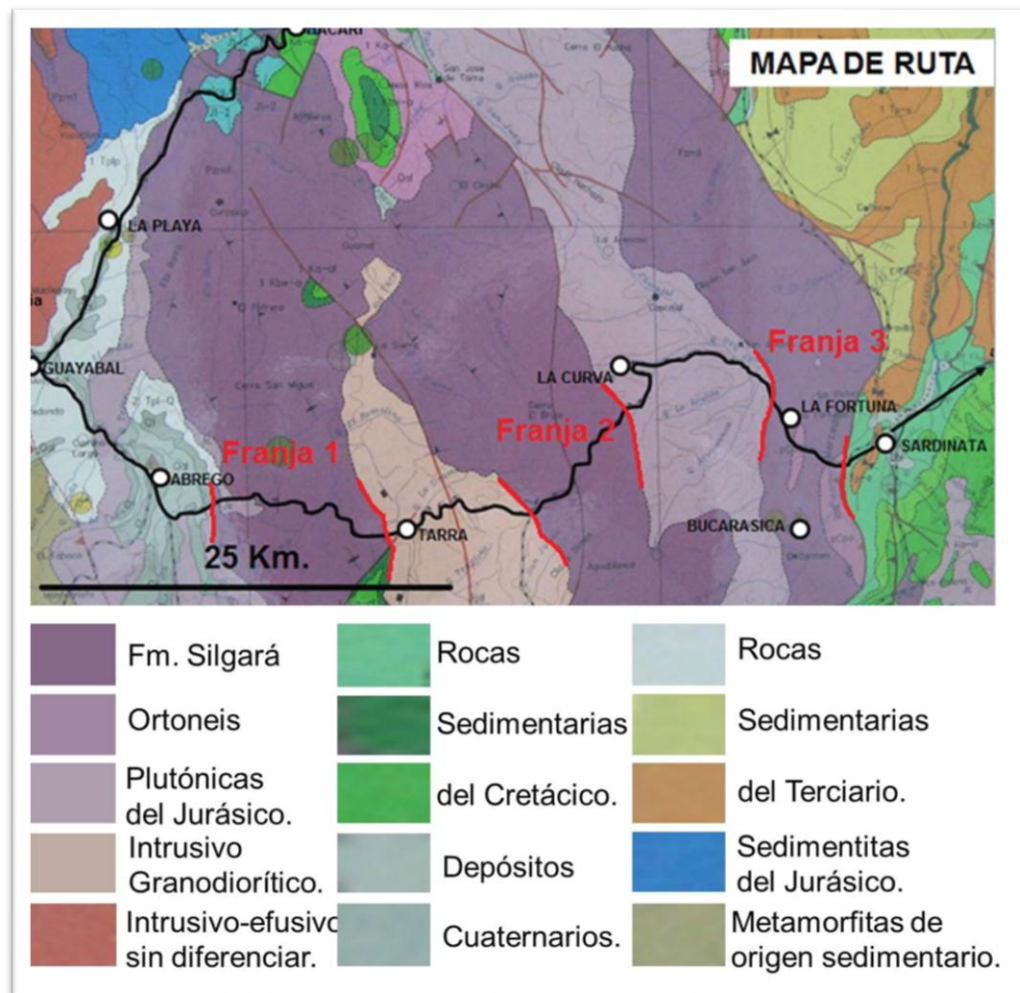
7. OCURRENCIA EN CAMPO

En este capítulo se describe la ocurrencia en campo de los diferentes litotipos de la Formación Silgara y de las rocas que la intruyen (Ortoneis e Intrusivos) en el sector Sardinata-Ábrego-Hacarí.

7.1 FORMACIÓN SILGARÁ

En la zona de estudio la Formación Silgará aflora en tres franjas. Nombramos Franja 1 a la que esta ubicada al Oeste del mapa de ruta cerca al municipio de Ábrego; Franja 2 a la ubicada en el centro del trayecto Ábrego-Sardinata; y Franja 3 a la ubicada al Este del mapa de rutas cerca al municipio de Sardinata. En el trayecto La Playa-Hacarí aflora la parte norte de la Franja 1 de la Formación Silgará (ver figura 3).

Figura 3. Mapa de Ruta, muestra las carreteras Ábrego-Sardinata y La Playa-Hacarí por donde se recolectaron las muestras. También se muestra la Formación Silgará aflorando en 3 Franjas en el área de estudio.



Fuente: Modificado de INGEOMINAS, 1994.

7.1.1 Franja 1

En este sector la secuencia metamórfica está representada principalmente por filitas, meta-areniscas y esquistos.

Las filitas, litotipo predominante, están distribuidas desde el borde Oeste de la franja hacia el centro de la misma, Km. 13 Vía Ábrego-Sardinata margen izquierdo hasta aproximadamente el punto en que La Quebrada Grande pasa por debajo de esta vía, afloran como cuerpos tabulares que varían en espesor, entre 10 y 60 cm. Se caracterizan por presentar una estructura esquistosa poco desarrollada, foliación suave subparalela, de colores marrón amarillento y grises con zonas naranjas debido a la alteración, tienen brillo mate y brillo sedoso (ver figura 4a y 4b). Algunas presentan agregados de biotitas que le dan un aspecto moteado a la roca y venillas de cuarzo de 0.1 cm de espesor. Son cuerpos complejos estructuralmente, muy diaclasados, la foliación de estas filitas tiene generalmente rumbo N5°E y buzan en promedio 60° al este y al oeste, aunque también se encuentran foliaciones verticales.

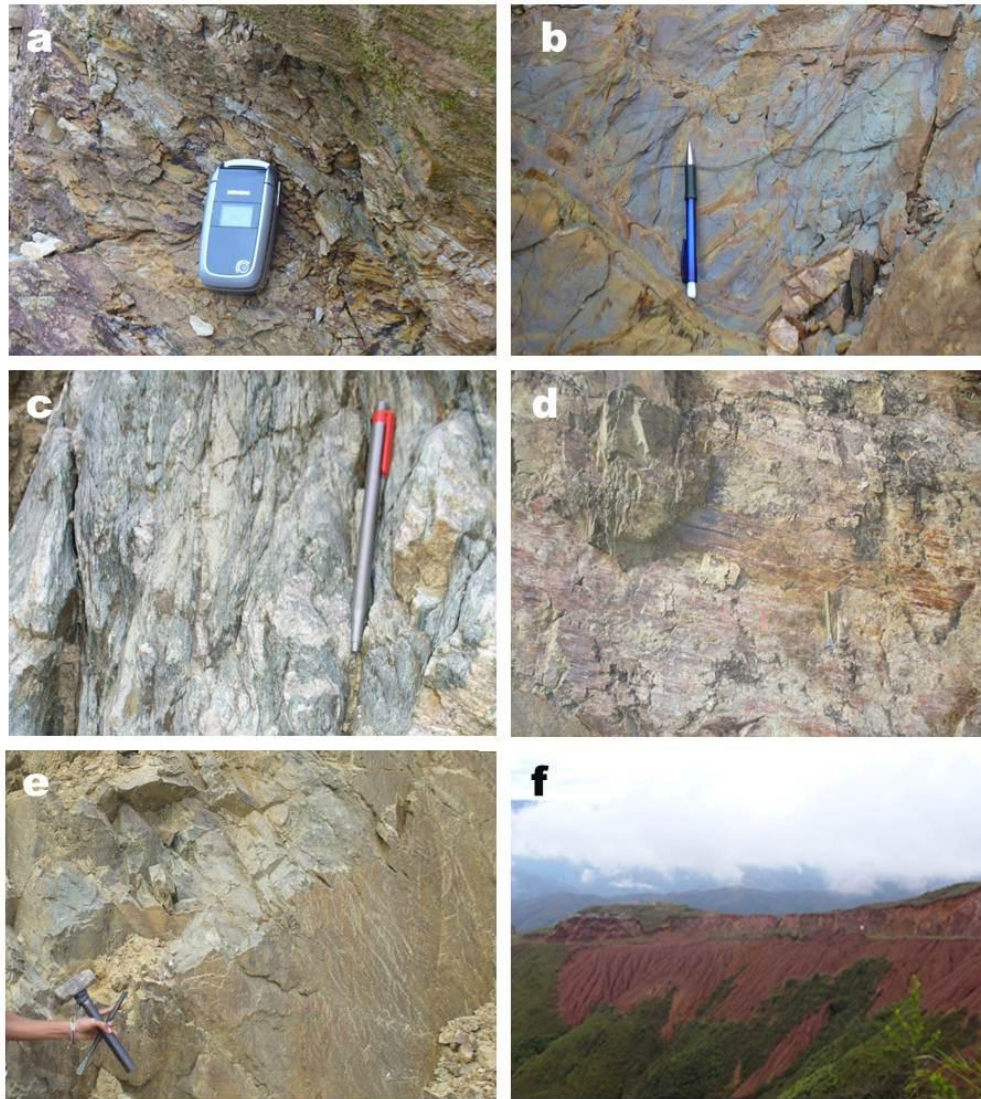
En esta franja afloran cuatro tipos de esquistos distribuidos de la siguiente manera: Los esquistos micáceos y esquistos moscovíticos afloran seguido de las filitas hacia el centro de la franja, seguido a estos afloran esquistos micáceos granatíferos y por último esquistos micáceos con cordierita y andalucita al borde Este de la franja junto al intrusivo (desde Q. Paramillo hasta Q. Los Tangos). Los esquistos micáceos, moscovíticos y granatíferos se caracterizan por presentar estructura esquistosa y moteada, textura lepidogranoblástica a granolepidoblástica, foliación subparalela ondulada, contienen principalmente cuarzo, biotita, moscovita y en ocasiones granates, en algunas zonas se evidencia venas de cuarzo entre 0.5 y 1.5 cm de espesor (ver figura 4c). Presentan en promedio foliaciones N10°W/70°NE y N5°E/45°NW, también foliaciones NS con buzamientos verticales. Los esquistos micáceos con cordierita y andalucita, afloran como cuerpos masivos muy diaclasados y se caracterizan por presentar estructura esquistosa y moteada, textura porfidoblástica (porfidoblásticos de cordierita) en matriz granolepidoblástica y foliación subparalela. En algunas partes se observa un bandeo composicional de 0.4 cm de espesor (ver figura 4d).

Estructuralmente presentan foliaciones con rumbo promedio NW buzando 60° al Oeste y al Este, así como foliaciones verticales.

Las meta-areniscas con niveles conglomeráticos afloran en el trayecto entre la Q. Los Ángeles hasta la Q. Paramillo, son cuerpos tabulares con espesores variables, entre 20 y 50 cm, muy diaclasados. Las meta-areniscas y los meta-conglomerados se caracterizan por presentar estructura masiva, textura granoblástica, se observan unbandeado en algunas zonas caracterizado por contener cuarzos de grano grueso en una matriz de grano fino intercaladas con bandas que no contienen granos gruesos de cuarzo dándole a la roca un bandeado textural. Contienen moscovita, biotita y se observan venas de cuarzo de 0.2 cm de espesor. Los niveles conglomeráticos contiene cantos redondeados de aproximadamente entre 0.5 y 1 cm.

Entre el trayecto La Playa-Hacarí en donde aflora la parte norte de la Franja 1 de la Formación Silgará afloran esquistos micáceos y meta-wakas. Los esquistos micáceos se caracterizan por presentar estructuras esquistosas bien desarrolladas y bandeadas, las bandas son de espesores entre 0.1 y 3 cm, son de textura lepidogranoblástica a granolepidoblástica, con tamaño de grano fino a grueso, foliación paralela a ondulada subparalela, compuestos principalmente de cuarzo, moscovita y biotita. La mayoría presenta en la superficie un color naranja-rojiza por la oxidación de las micas, y son poco compactas debido a que se rompen fácilmente por las superficies paralelas a las bandas. Las meta-wacas son rocas de matriz muy fina color rojizo que contienen porfidoblóstos de cuarzo, moscovita principalmente y fragmentos de roca. En esta zona se presenta una foliación promedio con rumbo NS buzando 60° tanto al Este como al Oeste, también con rumbo NW/45°SW (ver figura 4f).

Figura 4. Afloramientos de la franja 1. **(a)** Afloramiento de filitas caracterizadas por su color marrón amarillento, su alto grado de diaclasamiento y alteración, vistas entre el Km. 13 vía Ábrego-Sardinata y la Q. Besevera. También se observa los planos de foliación de estas filitas. **(b)** Afloramiento de filitas caracterizadas por su color gris y zonas naranjas y rojizas debido a la oxidación, brillo sedoso y el alto grado de diaclasamiento. Vistas por la vía Ábrego-Sardinata entre la Q. Besevera y la Q. Grande. **(c)** Esquistos micáceos granatíferos. **(d)** Afloramiento de esquistos micáceos con porfidoblastos de cordierita vistos cerca al borde Este de la Franja 1. **(e)** Afloramiento de meta-areniscas, generalmente son cuerpos tabulares de espesores variables vistos entre la Q. Los Ángeles hasta Q. Paramillo por la vía Ábrego-Sardinata. **(f)** Vista panorámica de la zona donde afloran las meta-wakas y los esquistos micáceos en la vía La Playa - Hacarí.



Fuente: Cotersía grupo de Petrología Metamórfica de la Universidad de Pamplona, 2009.

7.1.2 Franja 2

Comenzando desde el borde izquierdo de la Franja 2, Km. 70 Vía Ábrego-Sardinata, 1 Km. abajo del Alto del Pozo, margen izquierdo de la carretera, encontramos aflorando esquistos con andalucita, se presentan como cuerpos muy diaclasados y bastante meteorizados. La foliación de estos esquistos en esta zona

es en promedio N50°W/45°NE y se caracterizan por presentar estructura bandeada composicional y levemente esquistosa, foliación paralela definida por las bandas de aproximadamente 0.1 cm y 0.2 cm, algunas bandas están oxidadas, el tamaño de grano es fino a medio y contienen andalucita y mica (ver figura 5a).

Seguido de los esquistos con andalucita encontramos una secuencia de pizarras grafitosas con y sin andalucita, presentándose como cuerpos muy complejos estructuralmente debido a su alto grado de diaclasamiento. Estas pizarras presentan en promedio foliaciones N60°W/45°NE. Las pizarras grafitosas con andalucita tienen estructura esquistosa poco desarrollada, textura lepidoblástica y foliación suave subparalela, presenta tamaño de grano muy fino, son de color gris claro a oscuro y tienen brillo sedoso (ver figura 5b). Las pizarras grafitosas sin andalucita tienen las mismas características excepto el contenido de andalucita, generalmente son de color gris oscuro y están mucho más alteradas con superficies oxidadas.

Junto a las pizarras grafitosas se encontro una secuencia de filitas, Km. 74 Vía Ábrego–Sardinata, aflorando como cuerpos tabulares de diferente espesor caracterizados por presentar bandeo composicional oxidado de aproximadamente entre 0.7 y 1.2 cm de espesor, textura lepidoblástica, foliación grosera, tamaño de grano fino, color gris oscuro y naranja en las bandas oxidadas, presenta brillo sedoso (ver figura 5c). La foliación es en promedio N80°W/60°NE. Hacia el Centro-Este de la Franja 2, Km. 75 Vía Ábrego-Sardinata hasta la Q. Los Monos, aflora una secuencia de pizarras y cuarcitas intercaladas (ver figura 5d y 5e). Las cuarcitas afloran como cuerpos tabulares de gran espesor y muy diaclasados, se caracterizan por presentar estructura masiva, textura granoblástica, son compactas, evidencian venillas de cuarzo entre 0.1 y 0.2 cm de espesor, de color gris claro, gris verdoso y gris oscuro, en algunos sectores se observa en las cuarcitas un bandeo composicional de bandas muy delgadas (\leq 0.1 cm) color verde oscuro, rectas y paralelas. Las pizarras afloran como cuerpos

tabulares de espesores variables, entre 5 y 30 cm, también muy diaclasados y con foliaciones de rumbo WE buzando verticalmente y N85°W/60°NE. Se caracterizan por presentar tamaño de grano muy fino, textura lepidoblástica y foliación grosera, son de color gris verdoso, presentan brillo sedoso, en algunas zonas se evidencia un bandeado composicional diferenciado por tener bandas color verde en diferentes tonos y espesor.

Hacia el borde derecho de la Franja 2, Km. 83 Vía Ábrego – Cúcuta, aflora una secuencia de cuarcitas micáceas y filitas intercaladas (ver figura 5f). Las cuarcitas micáceas en esta zona afloran como cuerpos tabulares con espesor promedio de 40 a 70 cm muy diaclasados. Se caracterizan por presentar estructura masiva, textura lepidogranoblástica, son muy compactas, tienen venillas de cuarzo de 0.3 cm además de micro fallas, el tamaño de grano es fino a medio, se componen principalmente de cuarzo, algunos de tamaño grueso y también se puede reconocer moscovita y plagioclasas. Las filitas afloran también como cuerpos tabulares de espesor variable, sin embargo, estos niveles son de menor tamaño que los de cuarcitas. Se caracterizan por presentar estructura esquistosa poco desarrollada, tamaño de grano fino, foliación subparalela, color gris azulado oscuro, tiene un brillo sedoso y son muy compactas.

Figura 5. Afloramientos de la franja 2. **(a)** Afloramiento de esquistos con andalucita vistos en el Km. 70 Vía Ábrego-Sardinata, 1 Km. abajo del Alto del Pozo, margen izquierdo de la carretera. **(b)** Afloramiento de pizarras grafitosas con andalucita mostrando un alto grado de diaclasamiento y meteorización. Vistos aproximadamente en el Km. 72 Vía Ábrego-Sardinata, margen izquierdo de la carretera. **(c)** Afloramiento de cuerpos tabulares de pizarras grafitosas de espesor variable y muy diaclasados. Vistas en el Km. 74 Vía Ábrego–Sardinata. **(d)** Afloramiento de cuarcitas muy diaclasadas. **(e)** Afloramiento de pizarras, se muestran como cuerpos tabulares de poco espesor. (d) y (e) Esta secuencia intercalada de cuarcitas y pizarras se ven en el Km. 75 Vía Ábrego-

Sardinata. **(f)** Afloramiento en donde se encuentran cuarcitas micáceas y filitas color gris aflorando como cuerpos tabulares de espesor variable. Esta secuencia intercalada de cuarcitas y filitas se observan cerca al borde Este de la Franja 2.



Fuente: Cotersía grupo de Petrología Metamórfica de la Universidad de Pamplona, 2009.

7.1.3 Franja 3

En la Franja 3 de la Formación Silgará aflora una secuencia de esquistos micáceos sillimaníticos con granate caracterizados por presentar estructura esquistosa a néisica, foliación grosera a suave subparalela, textura lepidogranoblástica a granolepidoblástica, tamaño de grano medio a grueso, de color gris oscuro, contienen biotita, cuarzo, moscovita y plagioclasas entre otros. En algunas zonas se evidencian venas de cuarzo de 0.4 cm de espesor.

Figura 6. Afloramientos de la franja 3. **(a) y (b)**. Afloramientos de los esquistos micáceos sillimaníticos de la Franja 3. En (a) se observa esquistos con estructura néisica. En (b) se observa esquistos con estructura esquistosa bien desarrollada.



Fuente: Cotersía grupo de Petrología Metamórfica de la Universidad de Pamplona, 2009.

7.2 ORTONEIS E INTRUSIVO

La Formación Silgará entre Ábrego y Sardinata es intruida por el Ortoneis y por rocas graníticas del Jurásico. El Ortoneis a su vez es intruido por rocas ígneas Juratriásicas. A continuación hacemos una breve descripción de la ocurrencia en campo de estas rocas que acompañan las Formación Silgará en el área de estudio.

7.2.1 Ortoneis

El Ortoneis intruye la Franja 3 de la Formación Silgará en dos sectores, al borde Este y en el centro de la franja.

El Ortoneis son cuerpos con texturas néisicas, poiquiloblásticas y antipertíticas y con una composición de cuarzo, feldespato, biotita, granate y epidota, además circón, esfena, magnetita y moscovita. La edad de este metamórfico aún no está definida con precisión ya que las relaciones de campo no son claras, solo puede decirse que, al igual que las formaciones Neis de Bucaramanga y Silgará es pre-devónica (Salinas, 1983).

Figura 7. Afloramientos del Ortoneis e Intrusivo. **(a)**. Cuerpo granítico intruido por un dique de diabasa, este cuerpo a su vez esta intruyendo el Ortoneis, son vistos en el Km. 116 vía Ábrego-Sardinata. **(b)**.Afloramiento de Neis biotítico de tamaño de grano grueso, textura granolepidoblástica, compuesto principalmente de cuarzo, biotita, moscovita y plagioclasas, también se evidencia un intenso replegamiento. **(c)**.Dique de diabasa. **(d)**. Afloramiento de Neis biotítico visto en el Km. 16 vía Ábrego-Sardinata. **(e)**. Afloramiento de Neis biotitico con agregados de biotita en forma de lentes, vistos en el Km. 16 vía Ábrego-Sardinata. (a), (b), (c), (d) y (e) se observan en el sector en donde el Ortoneis aflora en el borde Este de la Franja 3. **(f)**. Afloramiento de Neis con textura lepidogranoblástica vistos en el sector en donde el Ortoneis aflora en el centro de la Franja 3.



Fuente: Cotersía grupo de Petrología Metamórfica de la Universidad de Pamplona, 2009.

7.2.2 Intrusivo

En la zona de estudio la Formación Silgará esta intruida principalmente por dos cuerpos de rocas ígneas, rocas plutónicas del jurásico y por una unidad intrusiva granodiorítica. Se hizo un pequeño muestreo de las rocas plutónicas y se encontró

que son rocas graníticas caracterizadas por presentar estructuras masivas, texturas afaníticas, faneríticas y porfiríicas. Presentan coloración blanca a gris clara y están compuestas principalmente de cuarzo, plagioclasas, feldespatos, moscovita y anfíboles (ver anexo I).

8. PETROGRAFÍA

En este capítulo se presentan las generalidades a nivel microscópico de los diferentes litotipos de la Formación Silgará en la zona de estudio. En total se describieron 47 secciones delgadas con el fin de caracterizar petrográficamente, mineralógicamente, estructural y texturalmente los diferentes litotipos.

8.1 PIZARRAS

Las pizarras (NFS 92, NFS 94, NFS 98, NFS 101) presentan un tamaño de grano que varía de ultra fino a fino, texturas localmente lepidoblásticas y localmente granolepidoblásticas, foliación grosera, los minerales tienden a ser alargados y orientados, presentan estructura pizarrosa, en algunas se observa un bandeo composicional y textural definido por bandas poliminerales que no solo varían en composición sino también en tamaño de grano de los minerales. Composicionalmente estas pizarras contienen cuarzo, biotita, moscovita, ilmenita, minerales opacos y como mineral accesorio plagioclasa.

El cuarzo (10-25%) se presenta como individuos incoloros con relieve bajo, birrefringencia baja de primer orden y en colores grises, xenoblásticos, homeoblásticos a heteroblásticos, en contacto neto generalmente con biotita, ilmenita, moscovita y minerales opacos, distribuidos de manera homogénea y asociado en contacto neto a biotita, moscovita, ilmenita y minerales opacos.

La biotita (30-40%) se presenta como agregados de tamaño ultra fino hojosos, de color marrón, presenta su típico pleocroísmo, homeoblástico, subidioblásticos, forma alineaciones continuas orientadas, en alternancia con cuarzos e ilmenita. Su distribución en la roca es heterogénea formando diferentes bandas

composicionales y texturales con el cuarzo y la moscovita, se asocia en contacto neto a moscovita, ilmenita y cuarzo.

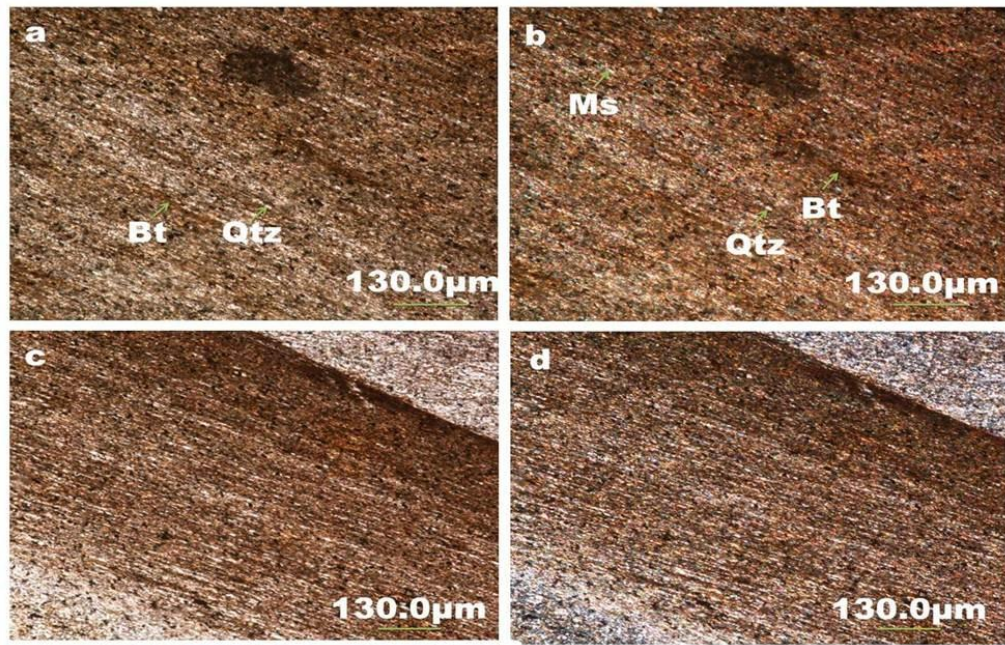
La ilmenita (19-40%) se presenta formando alineaciones discontinuas concordantes con la foliación de la roca, esta alternada con la biotita y su distribución en la roca es abundante y heterogénea debido al bandeo composicional, se asocia en contacto neto a biotita y moscovita.

La moscovita (5-35%) se presenta como individuos, homeoblásticos, subidioblásticos de tamaño ultra fino, alternados con biotita e ilmenita formando bandas micáceas. Se asocia en contacto neto a biotita, cuarzo, ilmenita y minerales opacos.

Los minerales opacos (10-20%) se presentan como individuos homeoblásticos, xenoblásticos a subidioblásticos de bordes curvilíneos e irregulares, distribuidos homogéneamente en la roca. Se asocian en contacto neto a biotita, moscovita y cuarzo.

La plagioclasa (1%) se presenta como individuo subidioblásticos de bordes rectos e irregulares, con macla polisintética y en contacto neto con cuarzo y moscovita.

Figura 8. Pizarras en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura lepidoblástica, el tamaño de grano ultra fino de los minerales y su orientación, foliación grosera. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa el bandeo composicional debido a la distribución heterogénea principalmente de los minerales biotita e ilmenita. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.2 PIZARRAS GRAFITOSAS CON ANDALUCITA

Se encontraron pizarras grafitosas con (NFS 81, NFS 87) y sin andalucita (NFS 91). Las que contienen andalucita presentan una textura porfidoblástica (porfidoblóstos de andalucita) en matriz lepidoblástica de tamaño de grano ultra fino, con foliación continua definida por las alineaciones de moscovita y grafito. Composicionalmente contienen andalucita, moscovita, grafito, epidota, óxidos y cuarzo. Las pizarras grafitosas sin andalucita son de textura granolepidoblástica,

tamaño de grano muy fino, foliación continua, composicionalmente contienen moscovita, grafito y cuarzo.

La andalucita (10-15%) se presenta como porfidobláastos, heteroblásticos, xenoblásticos, de bordes irregulares, generalmente alargados en dirección de la foliación de la roca, se asocia en contacto difuso a la moscovita y al grafito.

La moscovita (40-60%) se presenta como individuos incoloros, subidioblásticos, homeoblásticos, distribuida de manera abundante y homogénea en la roca, y está orientada en dirección de la foliación. Asociada en contacto neto a cuarzo y grafito.

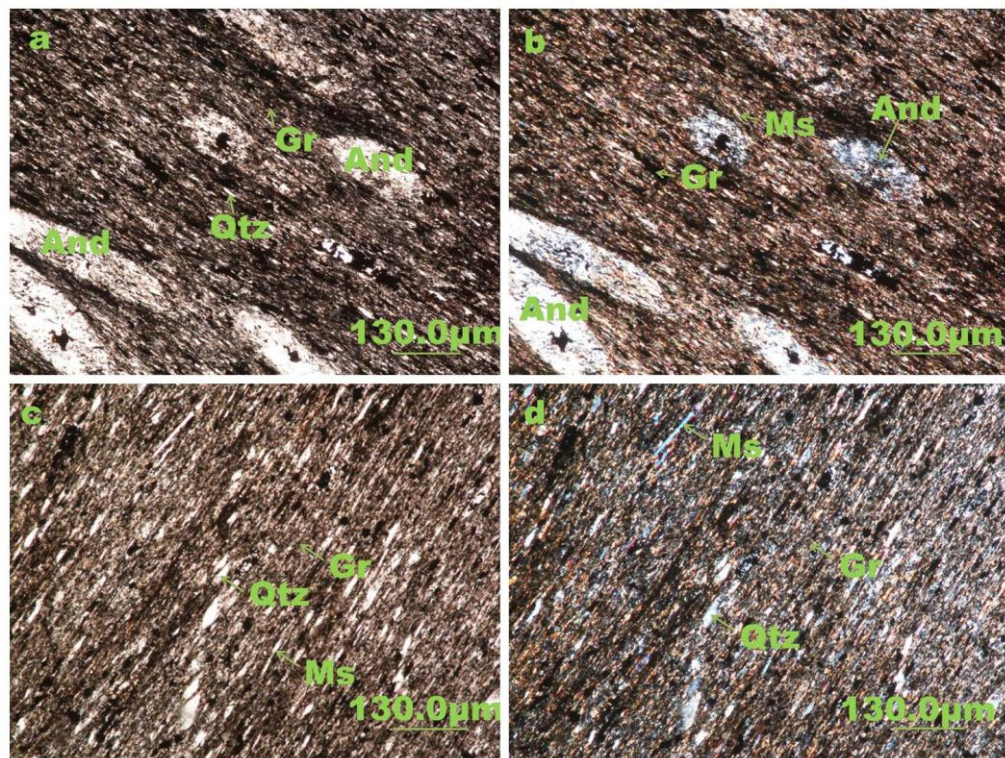
El grafito (21-40%) se presenta como agregados de individuos, homeoblásticos, subidioblásticos de geometría alargada, formando alineaciones discontinuas concordantes con la foliación de la roca distribuido en la roca de manera homogénea y abundante. Asociado en contacto neto a moscovita y cuarzo.

Los óxidos (5-17%) se presentan por sectores, al parecer proviene de la moscovita y andalucita, su distribución en la roca es heterogénea y abundante.

El cuarzo (7-3%) se presenta como individuos homeoblásticos a heteroblásticos, xenoblásticos, de tamaños muy finos y alargados en dirección de la foliación. En una de las muestras también se presenta una segunda generación de cuarzo a manera de vena, es muy limpio en nicols paralelos, de extinción ondulante y geometría tabular. Asociado en contacto neto a moscovita y grafito.

La epidota (2%) se presenta individuos de relieve alto, color amarillo pleocróicos con geometrías rectangulares, idioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos en contacto neto con cuarzo y grafito.

Figura 9. Pizarras grafitosas en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica de grano ultra fino. Porfidoblóstos de andalucita de geometría alargada y redondeada, los alargados tienden a estar orientados en dirección de la foliación de la roca. La andalucita es inter-tectónica (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura granolepidoblástica, el tamaño de grano es un poco mayor al de la fotografía (a) y (b).



Fuente: Autores.

8.3 FILITAS

Se encontraron varios clases de filitas (NFS 45, NFS 51, NFS 88, NFS 105, NFS 110, NFS 112) de tamaño de grano muy fino a fino, de textura lepidoblástica a granolepidoblástica, foliación continua con una dirección preferencial de

orientación, con agregados de biotitas oxidadas dándole un aspecto sucio a la muestra y mostrando el grado de meteorización de la misma, además se observan senderos de oxidación posiblemente debido a la entrada de fluidos por las fracturas de la roca. También se encontraron filitas de textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica, los porfidoblóstos son de minerales opacos subidioblásticos de geometrías cúbicas a romboédricas desarrollando sombras de presión de cuarzo, estas sombras de presión son simétricas y asimétricas. Otro tipo de filitas presentan textura localmente lepidoblástica y localmente granolepidoblástica en donde se acumulan minerales opacos formando pequeños hilos de agregados a manera de vena, estas filitas no tienen dirección preferencial en la orientación de sus minerales que son de tamaño muy fino.

Finalmente se encontró otro tipo de filitas de textura granolepidoblástica con deformación de tipo crenulación definida por el cambio abrupto de la orientación de la foliación formando micropliegues paralelos entre sí. Composicionalmente están filitas contienen moscovita, cuarzo, minerales opacos, cloritoide, clorita, biotita, óxidos, epidota y como mineral accesorios esfena y circón.

La moscovita (45-84%) se presenta como agregados y como individuos muy finos, xenoblásticos a idioblásticos, homeoblásticos a heteroblásticos, en ocasiones orientada en la misma dirección y en otras no. Asociada en contacto neto a biotita, cuarzo, clorita y minerales opacos.

El cuarzo (8-25%) se presenta como individuos y como agregados muy finos a porfidoblóstos, los porfidoblóstos están como sombras de presión de minerales opacos, xenoblásticos a subidioblásticos, homeoblásticos a heteroblásticos. En ocasiones se presenta otra generación a manera de venas por las fracturas de la roca, de aspecto muy limpio, con extinción ondulante y geometrías tabulares. Asociado en contacto neto a moscovita, biotita y clorita.

La biotita (12-25%) se presenta como individuos y como agregados xenoblásticos a subidioblásticos, homeoblásticos y heteroblásticos. Asociada en contacto neto a cuarzo y moscovita.

Los minerales opacos (5-23%) se presentan como individuos heteroblásticos, muy finos a porfidoblásticos, con formas idioblásticas a xenoblásticas, los idioblásticos (porfidoblásticos) son de geometrías cúbicas a romboédricas, distribuidos generalmente homogéneamente en la roca. Asociados en contacto neto a cuarzo, moscovita, biotita y clorita.

La clorita (7-12%) se presenta como alteración de la biotita y la moscovita, como agregados color verde claro con su típico pleocroísmo, los individuos son xenoblásticos a subidioblásticos, heteroblásticos a homeoblásticos, en contacto reaccional con la biotita y moscovita, la alteración se presenta desde los bordes de los blastos. Asociada en contacto neto a moscovita, cuarzo y minerales opacos.

Los óxidos (12%) se presentan como porfidoblásticos formados por agregados de pequeñas partículas que se originan por la oxidación de las biotitas y moscovitas principalmente, en las muestras que se encuentra están distribuidos de manera homogénea y abundante.

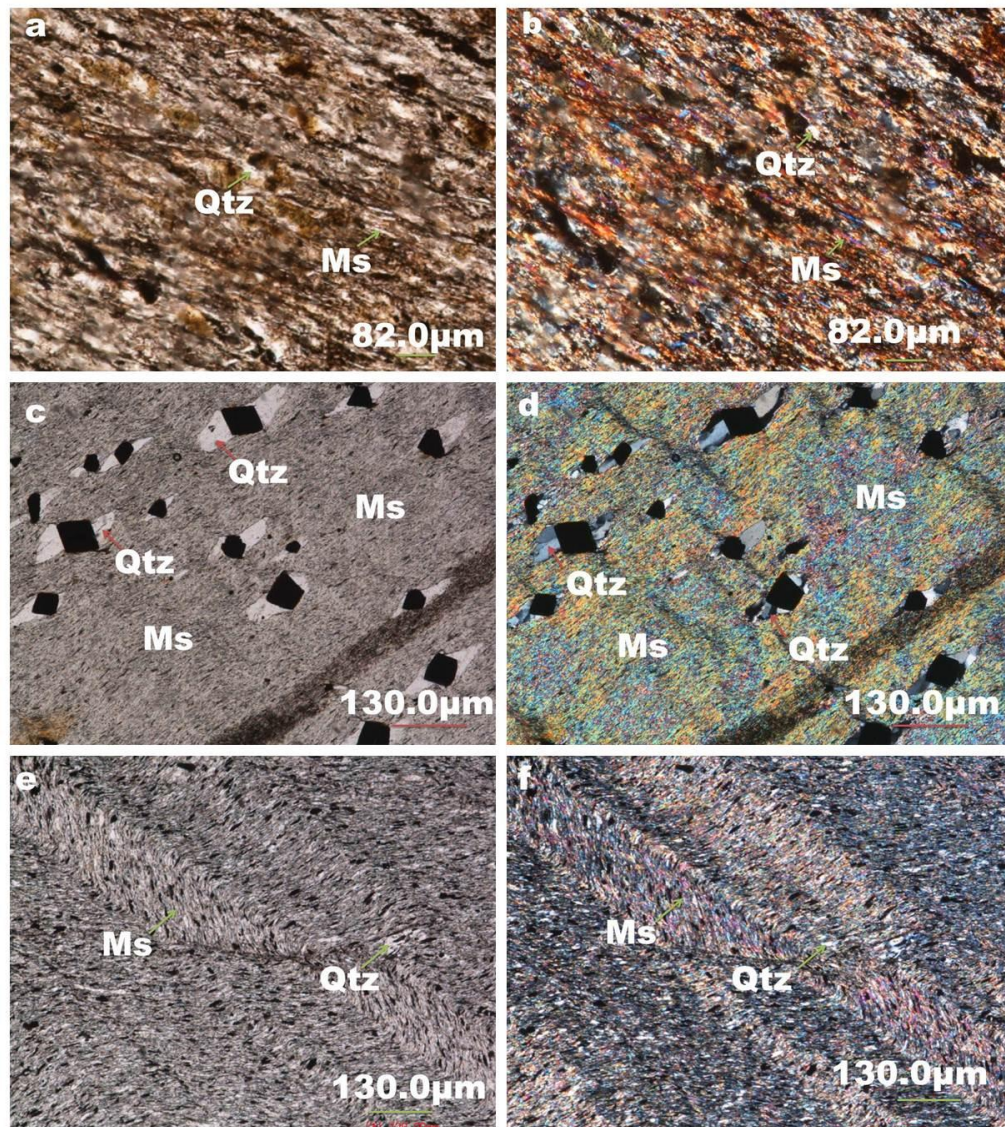
La epidota (2%) se presenta como individuos de relieve alto, incoloros con birrefringencia alta de segundo orden, bordes rectilíneos e irregulares, subidioblásticos. También se manifiesta en venas, su distribución es heterogénea. Asociada en contacto neto a cuarzo, moscovita y minerales opacos.

El cloritoide (3%) se presenta como individuos de color azul verdoso, con pleocroísmo azul verdoso a amarillo muy claro, de hábito tabular, homeoblásticos, idioblásticos, en forma de rectángulos. Asociado en contacto neto a cuarzo y moscovita.

La esfena (<1%) se presenta como individuos de color marrón claro, homeoblásticos, subidioblásticos, con bordes curvos e irregulares, son muy pequeños con formas prismáticas de bordes redondeados. Asociada en contacto neto a moscovita y cuarzo.

El circón (<1%) se presenta como individuos, muy pequeños, homeoblásticos, subidioblásticos, de geometrías ovaladas y bordes lisos, asociados en contacto neto a moscovita.

Figura 10. Filitas en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura granolepidoblástica. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica, minerales opacos de geometrías cubicas a romboédricas con sombras de presión simétricas y asimétricas de cuarzo. También deformación de tipo crenulación. Los porfidobláastos de minerales opacos son sin-tectónicos. (Aumento 5X). **(e) y (f)**: se observa una textura granolepidoblástica. Deformación de tipo crenulación definida por el cambio abrupto de la orientación de la foliación formando micropliegues paralelos entre sí. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.4 ESQUISTOS SILLIMANITICOS CON GRANATE

Estos esquistos (NFS 31, NFS 32, NFS 33, NFS 34, NFS 37) presentan tamaño de grano fino a muy grueso, presentan textura porfidoblástica en matriz granolepidoblástica a lepidogranoblástica y poiquiloblástica, localmente los minerales de hábito laminar están orientados formando bandas subparalelas

dándole a la roca una estructura esquistosa, tienen foliación espaciada. Composicionalmente estos esquistos contienen cuarzo, moscovita, biotita, sillimanita, minerales opacos, plagioclasas, microclina, feldespatos, sericita, clorita, granate, epidota óxidos, circón, apatito y turmalina.

El cuarzo (20-35%) se presenta como agregados, heteroblásticos, los cuarzos de tamaño fino son equidimensionales de bordes curvos, irregulares y redondeados mientras que los más grandes tienden a ser alargados y de bordes rectos, son xenoblásticos y está asociado en contacto neto con moscovita, biotita, sillimanita, granate y plagioclasas.

La moscovita (10-20%) se presenta como individuos y como agregados, heteroblásticos, con formas casi cuadradas y también alargadas, subidioblásticos con bordes rectos y terminaciones irregulares, en algunas laminasno presentan un patrón de orientación en otras si, asociada en contacto neto a la biotita y al cuarzo, en algunos casos está comenzando a ser remplazada por la sillimanita.

La biotita (7-20%) se presenta como individuos y como agregados, de color marrón y su típico pleocroísmo, de hábito hojoso. Los individuos son heteroblásticos, subidioblásticos de habito laminar, con bordes rectos e irregulares, no presentan un patrón de orientación, asociada en contacto neto con la moscovita, plagioclasas y el cuarzo, está comenzando a ser reemplazada por la sillimanita en algunos casos. En algunos casos se está alterando a clorita en la cual se encuentra inclusiones de rutilo de habito prismático muy finos que se cruzan formando cruces con ángulos de 120° aproximadamente.

La sillimanita (10-15%) se presenta como agregados de carácter fibrolítico, de alto relieve, homeoblásticos. Se encuentra sustituyendo a la biotita y la moscovita.

Los minerales opacos (5-12%) se presentan como individuos heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, algunos son redondeados, otros son de forma cubica, asociados a moscovita, biotita, cuarzo y como inclusiones en sillimanita, cuarzo, moscovita, biotita y clorita.

Las plagioclasas (3-15%) se presenta como individuos incoloros, de bajo relieve, homeoblásticos a heteroblásticos, xenoblásticos con bordes redondeados e irregulares, tienden a ser alargados, presentan la macla polisintética de la albita, está asociada en contacto neto al cuarzo, sillimanita, moscovita, biotita y minerales opacos.

La sericita (5-20%) se encuentra rodeando las plagioclasas y rellenando fracturas de algunos minerales, también se encuentra reemplazando totalmente las plagioclasas. Se presenta como agregados hojosos muy finos de mica.

La microclina (2%) se presenta como individuos incoloros, de bajo relieve, de formas homeoblásticos, xenoblástico con bordes irregulares y redondeados, con geometrías alargadas sin ninguna orientación, presentan la macla en forma de rejilla, está asociada en contacto neto con cuarzo, biotita y Plagioclasas.

El feldespato alcalino (4-10%) se presenta como individuos terrosos, heteroblásticos, xenoblásticos, de bordes irregulares, se está alterando a caolinita, está en contacto neto con moscovita, cuarzo, biotita y sericita.

La clorita (4-7%) se presenta como agregados heteroblásticos con pleocroísmo típico en tonalidades verde claro a verde oscuro, en contacto con biotita, moscovita y cuarzo, distribuidos al azar. Generalmente se presenta como alteración de la biotita.

El granate almandino (1-8%) se presenta como individuos heteroblasticos, en ocasiones porfidoblástos subidioblásticos, algunos mantienen parte de su forma hexagonal, de relieve alto y fracturado, en contacto neto con el cuarzo y biotita, y en contacto difuso con biotita, clorita y sericita.

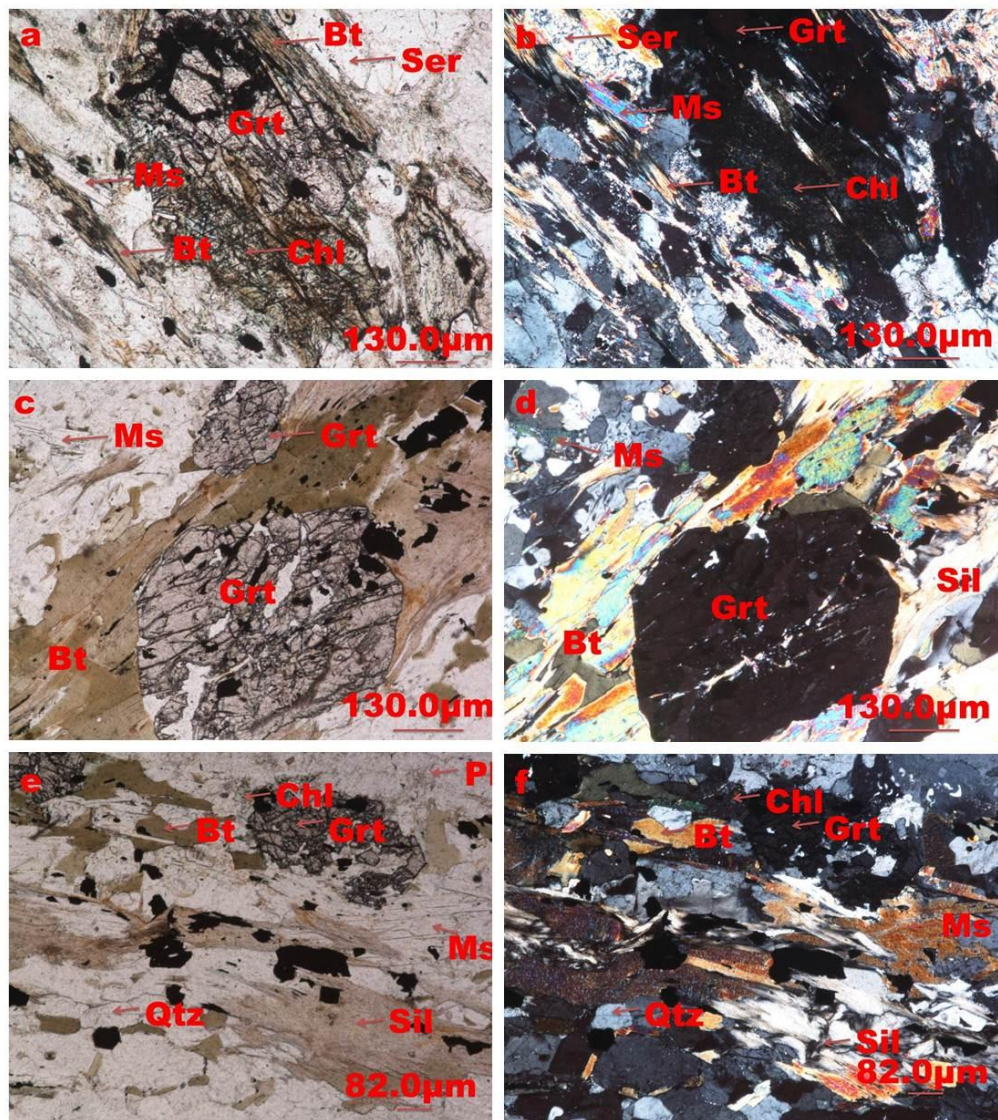
La epidota (<1-1%) se presenta como individuos de relieve alto, subidioblásticos, birrefringencia de segundo orden, en ocasiones ligeramente pleocróicas, los cristales son muy pequeños.

El circón (<1-1%) se presenta como individuos, de relieve alto, birrefringencia alta, subidioblásticos, con formas ovaladas pequeñas y como incluidos en un cuarzo.

El apatito (<1%) se presenta como individuos ovalados, relieve medio, incoloros, heteroblasticos, subidioblásticos, se encuentra como inclusiones en los cuarzos y la sericita.

La Turmalina (<1) se presenta como individuos de relieve medio, color verde, con pleocroísmo, subidioblásticos, heteroblasticos, muy escasos en la roca.

Figura 11. Esquistos sillimaníticos con granate en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicóles paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa granate rodeado por clorita con inclusiones de rutilo en forma de agujas cruzadas formando ángulos de 120°. Granate post-tectónico (Aumento 10X). **(c) y (d)**: porfidoblástos de granate sin-tectónico. Textura porfidoblástica en matriz granolepidoblástica. (Aumento 5X). **(e) y (f)**: sillimanita de carácter fibrolítico comenzando a reemplazar la moscovita. Textura granolepidoblástica. Porfidoblásto de granate pre-tectónico. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.5 ESQUISTOS MICÁCEOS

Los esquistos micáceos (NFS 52, NFS 56, NFS 113, NFS 116) presentan una variación del tamaño de grano de muy fino a muy grueso, con porfidoblóstos de biotita y cuarzo, texturas porfidoblástica en matriz localmente lepidogranoblástica y localmente granolepidoblástica, también texturas lepidogranoblástica a

granolepidoblástica, estructura esquistosa definida por la orientación de las micas, localmente se forman dominios de microlitones de cuarzo y dominios de clivaje definidos por la moscovita y biotita. En los porfidoblásticos de cuarzo se observan lamelas de deformación. Composicionalmente estos esquistos contienen moscovita, cuarzo, biotita, minerales opacos, plagioclasa albita, feldespato potásico, turmalina, epidota, circón, óxidos y sericita.

El cuarzo (20-30%) se presentan como agregados con individuos heteroblásticos, algunos son porfidoblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos de bordes irregulares, algunos individuos son de tamaño grueso que tienden a ser alargados en dirección de la esquistosidad principal y presentan lamelas de deformación y extinción ondulante, los demás individuos son de tamaño medio a fino y están alternados con la moscovita y biotita a la cual está asociado en contacto neto. Su distribución en la roca es homogénea y abundante.

La biotita (5-20%) se presenta como agregados y como individuos porfidoblásticos de color marrón con pleocroísmo marrón a amarillo claro, de hábito hojoso, los individuos son heteroblásticos, subidioblásticos, concordantes con la dirección de la esquistosidad principal, está asociada en contacto neto con cuarzo y moscovita. Algunos están incluidos en cuarzo. Algunos blastos presentan una leve alteración a clorita en los bordes.

La moscovita (25-35%) se presenta como agregados y como individuos incoloros, de relieve basculante de hábito laminar, homeoblásticos a heteroblásticos, idioblásticos a subidioblásticos alargados de bordes rectos y terminaciones irregulares. Están orientados en la dirección de la esquistosidad. Está asociada en contacto neto al cuarzo biotita, minerales opacos y como incluidas en cuarzo. En algunos casos esta oxidada.

Los minerales opacos (7-15%) se presentan como individuos, heteroblásticos, xenoblásticos, con diferentes geometrías, asociados en contacto neto al cuarzo, biotita y moscovita.

La plagioclasa albita (3%) se presenta como individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos, xenoblásticos, de geometrías y bordes irregulares, presenta la macla polisintética, está asociada en contacto difuso con cuarzo y moscovita.

La epidota (1-2%) se presenta como individuos incoloros de alto relieve, muy fracturados, heteroblásticos, xenoblásticos a subidioblásticos con bordes curvos e irregulares, de hábito granular, se presenta como incluidos en los cuarzos, moscovita y biotita.

El circón (<1-1) se presenta como individuos de alto relieve, heteroblásticos, subidioblásticos, de geometrías ovaladas y bordes curvilíneos, se presenta como incluidos sobre los agregados de mica.

El feldespato potásico (10%) se presenta en su forma alterada.

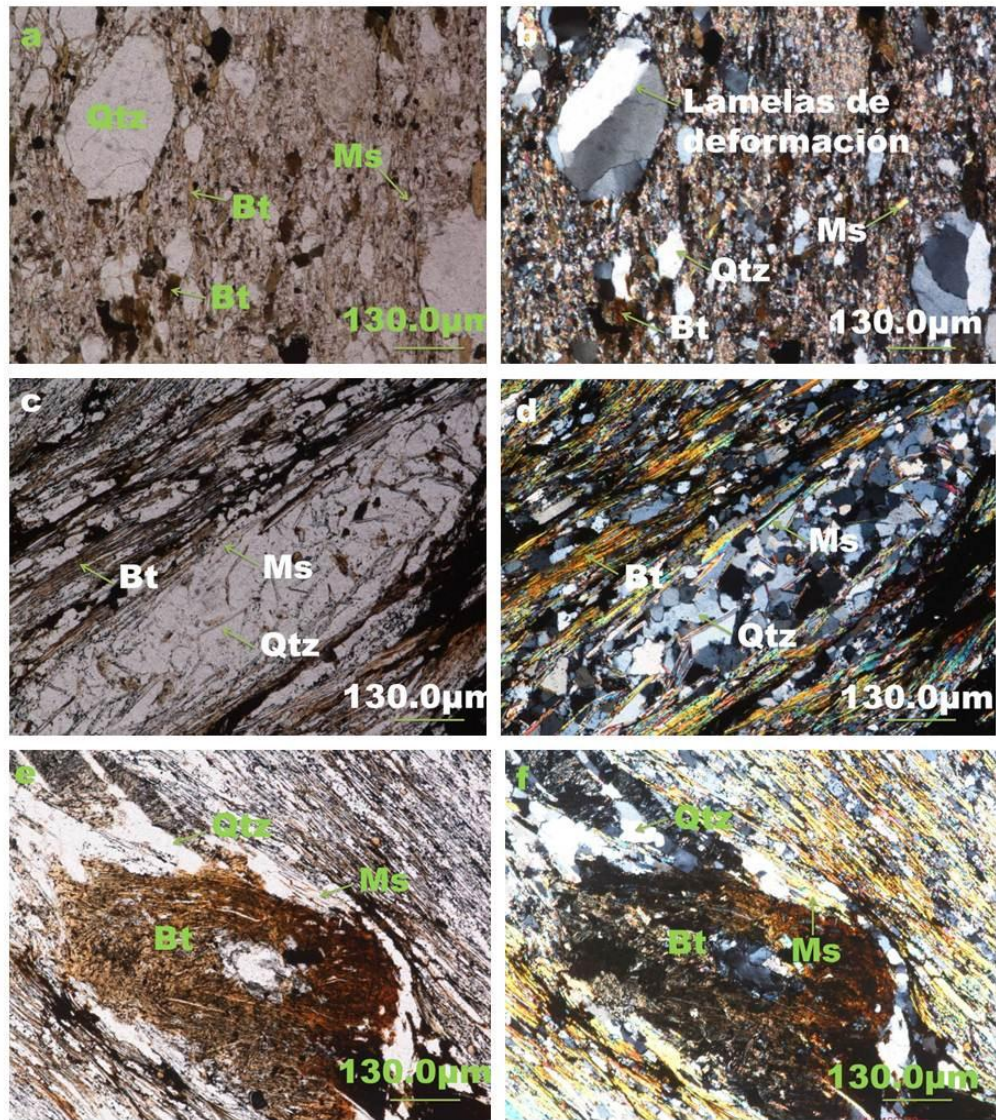
Caolinita: agregado a manera de parches, de textura terrosa, color marrón oscuro, de relieve alto, se desarrolla desde el centro hacia los bordes. Se encuentra en contacto con sericita, moscovita y cuarzo, distribuida de manera heterogénea.

La sericita (10%) se presenta como alteración de las plagioclasas, como agregado micáceos de individuos de tamaño muy fino, incoloros, con hábito laminar, relieve basculante, birrefringencia alta de segundo orden, se desarrolla desde el centro del mineral original hacia los bordes. En contacto neto con el cuarzo, caolinita, moscovita y óxidos.

Los óxidos (15%) se presenta como producto de la alteración de las moscovitas.

La turmalina (<1%) se presenta como individuos homeoblásticos, pequeños, xenoblásticos, con geometrías subredondeadas, se presenta como incluida en el cuarzo y la moscovita.

Figura 12. Esquistos micáceos en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz granolepidoblástica, los porfidoblóstos de cuarzo presentan lamelas de deformación. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura granolepidoblástica y dominios de microlitones de cuarzo y dominios de clivaje definidos por la moscovita y biotita. (Aumento 5X). **(e) y (f)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz granolepidoblástica, el porfidoblásto de biotita es sin-tectónico. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.6 ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS GRANATIFEROS

Estos esquistos (NFS 57, NFS 58) presentan una variación en su tamaño de grano de muy fino a muy grueso con porfidoblóstos de minerales opacos y clorita, texturas lepidogranoblástica y porfidoblástica en matriz granolepidoblástica, presenta foliación grosera a subparalela. Composicionalmente estos esquistos

contienen cuarzo, moscovita, clorita, minerales opacos, granate, apatito, óxidos, turmalina y biotita.

La moscovita (26-50%) se presenta como agregados y como bandas plegadas que justo en el borde tienen óxidos, los individuos son incoloros de relieve basculante, homeoblásticos a heteroblásticos, subidioblásticos, alargados de bordes rectos y con terminaciones irregulares, asociada en contacto neto a clorita y al cuarzo 1 y 2. La mayoría están orientadas en la dirección principal de la esquistosidad, su distribución en la roca es abundante y homogénea. Se está alterando a clorita.

La clorita secundaria (15-17%) se presenta como alteración de la moscovita, como agregados hojosos, color verde y pleocroísmo verde a incoloro, heteroblásticos, subidioblásticos con bordes rectos e irregulares, en contacto neto con cuarzo, moscovita, granate y minerales opacos. Su distribución en la roca es abundante y heterogénea. También se presenta como sombras de presión asimétricas en los granates y minerales opacos.

El cuarzo (18-35%) se presenta dos generaciones, Qtz 1: como agregados y como individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, tienen formas alargadas y equidimensionales. Los cuarzos de tamaño grueso están en contacto neto con moscovita y clorita. Su distribución en la roca es heterogénea. En algunos cuarzos se evidencia lamelas de deformación. Qtz 2: se presenta como venas gruesas de bordes irregulares y evidencian lamelas de deformación.

Los minerales opacos (8-10%) se presentan como pórfidoblastos heteroblásticos, xenoblásticos de bordes irregulares, asociados en contacto neto a cuarzo, clorita y moscovita.

Los granates (2-7%) se presentan como individuos incoloros de alto relieve, muy fracturados, heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, algunos mantienen su forma hexagonal, asociados en contacto neto con cuarzo, moscovita, clorita. Algunos presentan cloritización en los bordes y en las fracturas.

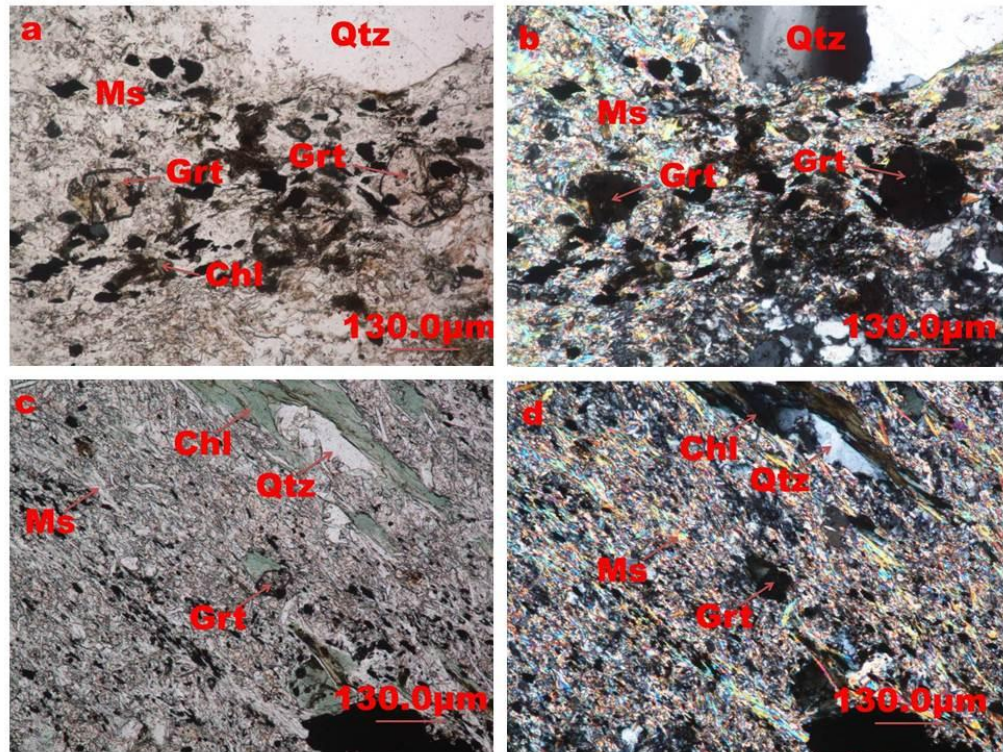
La biotita (5%) se presenta como individuos color marrón, con pleocroísmo marrón oscuro a marrón claro, de hábito laminar, heteroblásticos, subidioblásticos, en contacto neto con moscovita y cuarzo, están orientados al azar. Se está alterando a clorita desde los bordes.

El apatito (4%) se presenta como individuos incoloros de relieve medio, birrefringencia baja color gris, subidioblásticos a xenoblásticos redondeados, incluidos en el cuarzo 2, en contacto con cuarzo.

Los óxidos (2%) se presentan como individuos color marrón rojizos y terrosos, heteroblásticos, distribuidos de manera homogénea en las bandas ricas en micas también se pueden encontrar como agregados.

La turmalina (1%) se presenta como individuos de relieve medio, color verde, subidioblásticos, heteroblásticos, en contacto con el cuarzo.

Figura 13. Esquistos moscovíticos granatíferos en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura granolepidoblástica y granates pseudo-hexagonales post-tectónicos. (Aumento 10X). **(c) y (d)**: Se observa clorita de alteración formando sobras de presión asimétricas en los porfidoblásticos de minerales opacos y en el granate, también se observa textura granolepidoblástica. (Aumento 10X).



Fuente: Autores

8.7 ESQUISTOS MOSCOVITICOS

Los esquistos moscovíticos (NFS 54 – NFS 55) presentan una variación en su tamaño de grano de fino a medio. Presentan texturas generalmente granolepidoblástica y localmente textura lepidogranoblástica en donde se observan agregados de cuarzo formando una especie de lentes rodeados de moscovita orientada en dirección de la foliación de la roca, la foliación es localmente continua y localmente espaciada. Composicionalmente estos esquistos contienen moscovita, cuarzo, minerales opacos, biotita, epidota y circón.

La moscovita (56-65%) se presenta como agregados incoloros, de relieve basculante compuesto por individuos homeoblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos de hábito laminar, alargados con bordes rectos y terminaciones irregulares, su distribución en las rocas es homogénea y abundante. Están

orientadas la mayoría en la dirección principal de la esquistosidad aunque hay otro evento deformativo que hace que algunas se orienten en otra dirección, está asociada en contacto neto con el cuarzo.

El cuarzo (20-25%) se presenta como individuos y como agregados incoloros con bajo relieve, heteroblásticos, hay agregados de tamaño medio formando como una especie de lentes, xenoblásticos de bordes irregulares, algunos tienen formas alargadas en dirección de la esquistosidad, su distribución en las rocas es heterogénea y está asociado a la moscovita en contacto neto. Se evidencia extinción ondulante en algunos cuarzos.

Los minerales opacos (5-7%) se presentan como individuos homeoblásticos, xenoblásticos, de geometrías variadas irregulares, asociados a cuarzo y moscovita en contacto neto.

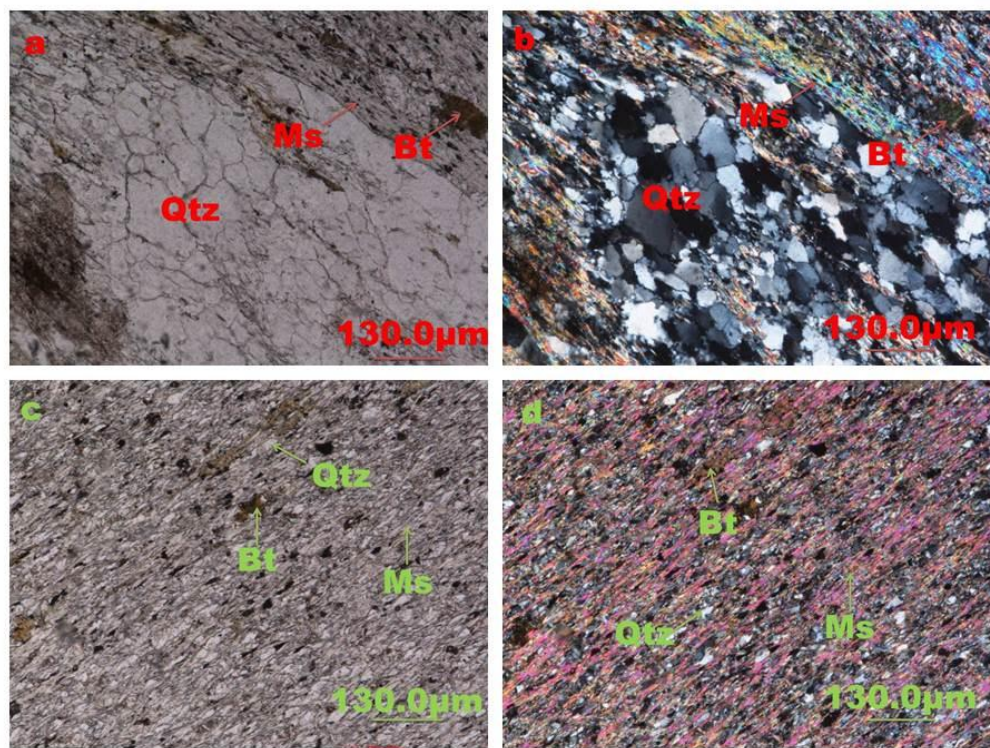
La biotita (5-10%) se presenta como individuos heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, de color marrón con pleocroísmo marrón a amarillo claro, de hábito hojoso, algunos están orientados con la dirección de la esquistosidad principal y otros en dirección casi perpendicular a esta, asociada a la moscovita y el cuarzo en contacto neto. El tamaño de grano es mucho más grande que los de la moscovita. Su distribución en las rocas es heterogénea. Algunas presentan una leve alteración a clorita en los bordes.

La epidota (3%) se presenta como individuos incoloros de alto relieve, homeoblásticos, xenoblásticos, con bordes redondeados e irregulares, muy fracturados, de hábito granular, se presentan como incluidos en cuarzo y moscovita.

El circón (1%) se presenta como individuos incoloros de alto relieve, homeoblásticos, la mayoría son muy pequeños, subidioblásticos, de geometría

prismática con bordes curvilíneos, algunos orientados con la dirección de la esquistosidad, otros al azar, asociado en contacto neto con moscovita y cuarzo.

Figura 14. Esquistos moscovíticos en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura lepidogranoblástica y agregados de cuarzo formando pseudo lentes. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura granolepidoblástica. (Aumento 5X).



Fuente: Aumento.

8.8 ESQUISTOS MICÁCEOS CON CORDIERITA Y ANDALUCITA

Estos esquistos (NFS 63, NFS 67, NFS 68, NFS 69, NFS 70, NFS 71) presentan tamaños de grano que varían de finos a muy gruesos, con porfidoblástos de cordierita, andalucita y biotita. Las texturas presentes en estos esquistos son

porfidoblásticas en matriz granolepidoblásticas o lepidogranoblástica, también poiquiloblásticas. Localmente se observan estructuras esquistosas definidas por las bandas bi-micáceas de biotita y moscovita orientadas y puestas subparalelamente. Las foliaciones son localmente continuas y localmente espaciadas formando dominios de microlitones de cuarzo y dominios de clivaje definidos por la moscovita y biotita. Composicionalmente estos esquistos contienen moscovita, biotita, cuarzo, óxidos, cordierita, andalucita, minerales opacos, sericita, pinita, turmalina, epidota y granate presenta en una sola lamina delgada.

La moscovita (13-60%) se presenta como agregados e individuos incoloros de relieve basculante, de hábito laminar, homeoblásticos a heteroblásticos, subidioblásticos, alargados de bordes rectos y terminaciones irregulares, generalmente concordante con la dirección de la esquistosidad principal, su distribución en la roca es heterogénea, se encuentra asociada en contacto neto al cuarzo y a la biotita, y como incluida en los pórfidos de cordierita y andalucita.

La biotita (20-33%) se presenta como agregados e individuos hojosos color marrón con pleocroísmo marrón a marrón claro, heteroblásticos, subidioblásticos con bordes rectos y terminaciones irregulares, la mayoría concordantes con la dirección de la esquistosidad principal. Su distribución en las rocas es heterogénea, la biotita de tamaño fino es concordante con la esquistosidad mientras que la de tamaño medio está orientada al azar formando una especie de lentes con moscovita y cuarzo. Está asociada en contacto neto con la moscovita y el cuarzo, se observa como incluida en los porfidoblásticos de cordierita y andalucita.

Algunas biotitas están alteradas a clorita completamente y se observa como agregados color verde claro.

La clorita secundaria (3%) se presenta como agregados e individuos rellenando fracturas, xenoblásticos, no muestran geometrías definidas, heteroblásticos, con diferentes tamaños y formas, birrefringencia azul violeta de segundo orden, pleocroísmo de tonalidad verde claro, es generada por la alteración de la biotita y se genera desde los bordes de la misma.

El cuarzo (9-25%) se presentan dos generaciones.

Qtz 1: se presentan como agregados incoloros de bajo relieve, homeoblásticos a heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos generalmente de bordes rectos y curvilíneos. La distribución es heterogénea, en unas zonas predominan los cuarzoes equidimensionales sobre las micas y en otras zonas se presenta como cuarzoes alargados en dirección de la esquistosidad pero no son más abundantes que las micas. Está asociado en contacto neto a biotita y moscovita.

Qtz 2: se presenta rellenando venillas y en forma de lentes, el tamaño de grano es más grande que el cuarzo 1, son alargados, heteroblásticos de bordes rectos e irregulares y de aspecto muy limpio.

La cordierita (5-11%) se presenta como porfidoblásticos incoloros de relieve medio, heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, algunos presentan forma pseudo hexagonal y cuadrada con bordes muy irregulares, se están alterando a pinita desde los bordes del cristal y en las fracturas, en algunos casos están totalmente alterados, presenta inclusiones de biotita y moscovita.

La andalucita (3-15%) se presenta como porfidoblásticos incoloros de relieve medio, heteroblásticos, xenoblásticos, con formas cuadradas y alargadas de bordes muy irregulares y con inclusiones de biotita y moscovita. Se presenta alteración a sericita en las fracturas y bordes de los pórfidos, y está en contacto difuso con biotita, cuarzo y moscovita.

Los minerales opacos (3-12%) se presentan como individuos heteroblásticos, xenoblásticos a subidioblásticos, con formas variadas irregulares, asociados a moscovita, biotita y cuarzo en contacto neto y también como incluidos en los mismos.

Los óxidos (1-7%) se presenta en las zonas donde predominan las micas y en la misma dirección de orientación.

La sericita (10%) se presenta como alteración de los pórfidos de Andalucita reemplazándolos totalmente, son agregados muy finos de color amarillo con inclusiones de biotita y moscovita, de formas muy irregulares y en contacto difuso con moscovita, cuarzo y biotita.

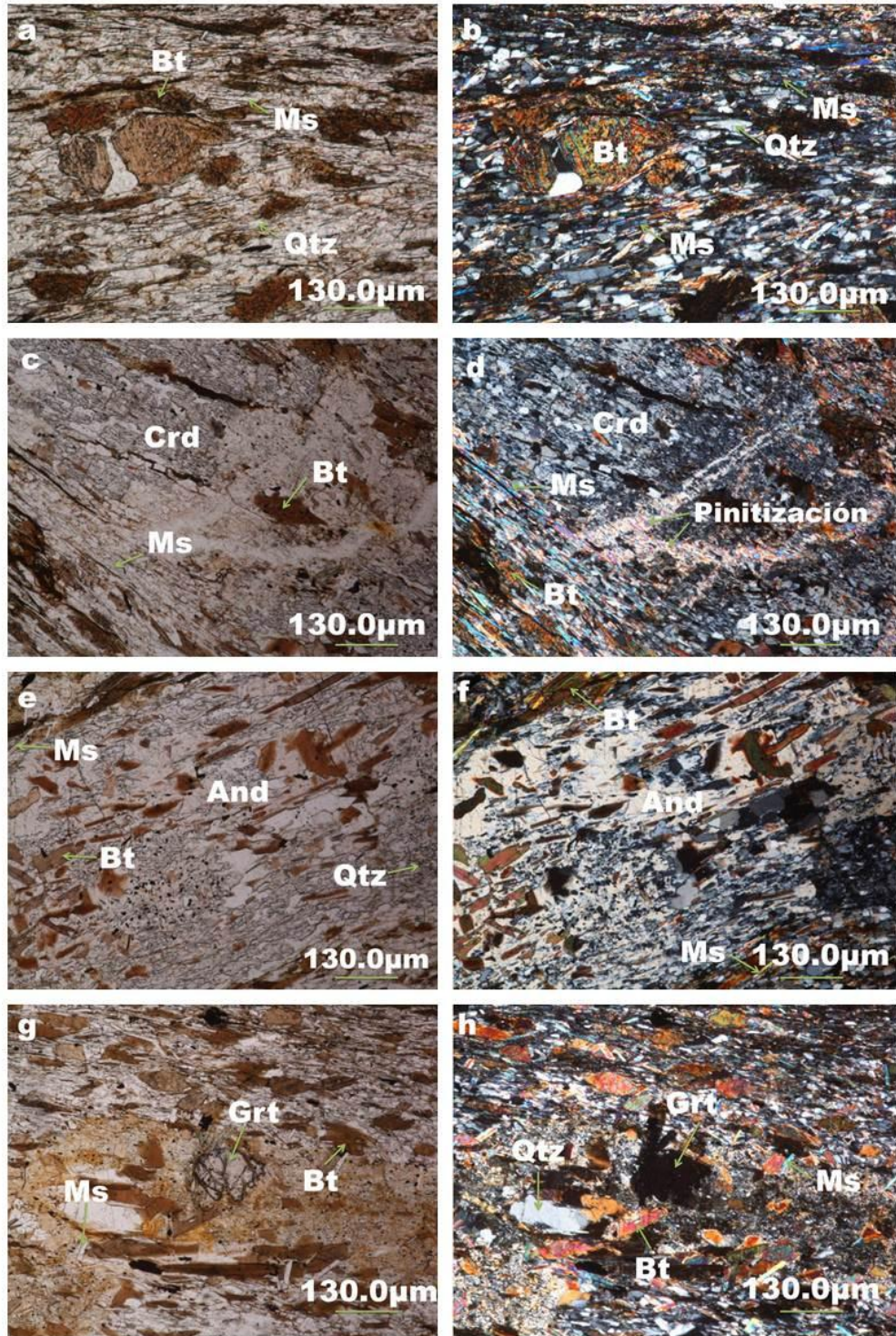
La pinita (5%) se presenta como agregados en los bordes y en las fracturas de la cordierita.

El granate (3%) se presentan como individuos incoloros de alto relieve, heteroblásticos, subidioblásticos hexagonales, muy fracturados en contacto neto con moscovita, biotita y cuarzo. Post-tectónico.

La epidota (<1%) se presenta como individuos homeoblásticos muy pequeños, subidioblásticos con bordes rectos e irregulares, fracturados e incluidos en algunos cuarzos.

La turmalina (<1%) se presenta como individuos muy pequeños con pleocroísmo verde oliva a incoloro, homeoblásticos, subidioblásticos de bordes rectos y geometría prismática, se asocian a cuarzo como inclusiones.

Figura 15. Esquistos micáceos con cordierita y andalucita en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz lepidogranoblástica, el porfidoblásto de biotita es pre-tectónica. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura poiquiloblástica y unporfidoblásto de cordierita, alterando en las fracturas a pinita, en una matriz granolepidoblástica. Cordierita sin-tectónica. (Aumento 5X). **(e) y (f)**: se observa una textura poiquiloblástica y un porfidoblásto de andalucita, sin-tectónica, que tiene rasgos de cianita que muestran la posible retrogradación de este mineral a andalucita. (Aumento 5X). **(g) y (h)**: se observa una textura granolepidoblástica y un granate post-tectónico sobre un porfidoblásto tal vez de andalucita que se alteró totalmente. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.9 ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS CON ANDALUCITA

Estos esquistos (NFS 72 – NFS 73) presentan una variación en su tamaño de grano de fino a grueso con porfidoblóstos de andalucita, tienen textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica y foliación continua grosera. El aspecto general de la roca es terroso por la presencia de minerales opacos y la coloración marrón por causa de la oxidación de las moscovitas. Composicionalmente contienen moscovita, óxidos, cuarzo, minerales opacos y andalucita.

La moscovita (52-54%) se presenta como agregados de individuos incoloros, de relieve basculante, con bordes irregulares, homeoblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, y están en contacto neto con cuarzo, óxidos y minerales opacos.

Los óxidos (21%) se presentan como agregado distribuidos por toda la lámina rellenando fracturas y oquedades, y bordeando los minerales en la roca, color rojizo a negro y en algunas zonas los óxidos tienden a acumularse a manera de pequeñas masas xenoblásticas y heteroblásticas. Son posiblemente debido a la alteración de las moscovitas.

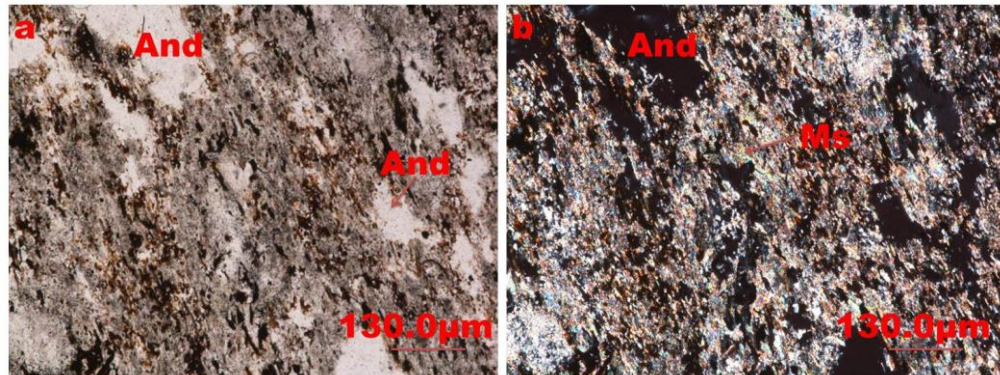
El cuarzo (6%) se presenta como individuos incoloros de relieve bajo, birrefringencia baja en grises de primer orden, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos, en contacto neto con moscovita y óxidos de hierro.

Los minerales opacos (5%) se presentan como pequeños individuos xenoblásticos, heteroblásticos, distribuidos por la roca de manera homogénea.

La andalucita (14-16%) se presenta como porfidoblóstos, xenoblásticos, heteroblásticos, en contacto neto con cuarzo, moscovita, óxidos y opacos. Distribuidos de manera heterogénea.

Figura 16. Esquistos moscovíticos con andalucita en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente.

(a) y (b): se observa una textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica. El aspecto de estas laminas muestra el grado de alteración de estas rocas evidenciada principalmente por el alto grado de oxidación.



Fuente: Autores.

8.10 ESQUISTO TURMALINICO CON ANDALUCITA

Este esquistos (NFS 115) presenta una variación en su tamaño de grano de medio a muy grueso, con porfidoblóstos de andalucita y feldespato. Presenta textura porfidoblástica en matriz localmente granoblástica y localmente lepidogranoblástica y también textura poiquiloblástica. Localmente se presenta una estructura esquistosa definida por la presencia de bandas compuestas de moscovita orientadas, dispuestas subparalelamente y bastante oxidadas. Composicionalmente contiene turmalina, cuarzo, moscovita, andalucita, feldespato y óxidos.

La turmalina (35%) se presenta como individuos y agregados con pleocroísmo marrón rojizo a amarillo claro, heteroblásticos, subidioblásticos, de geometrías

prismáticas a pseudo hexagonales, de bordes rectos y curvilíneos, su distribución es abundante y homogénea, está asociada en contacto neto a cuarzo y moscovita y como incluida en cuarzo y andalucita.

El cuarzo (25%) se presenta como agregados incoloros de bajo relieve heteroblásticos, subidioblásticos, de bordes rectos e irregulares, en contacto neto con andalucita, turmalina y moscovita.

La moscovita (12%) se presenta como agregados e individuos incoloros, heteroblásticos, subidioblásticos, de hábito laminar, en contacto neto con cuarzo, turmalina, andalucita, su distribución en la roca es heterogénea y están orientadas dándole una estructura esquistosa a la roca.

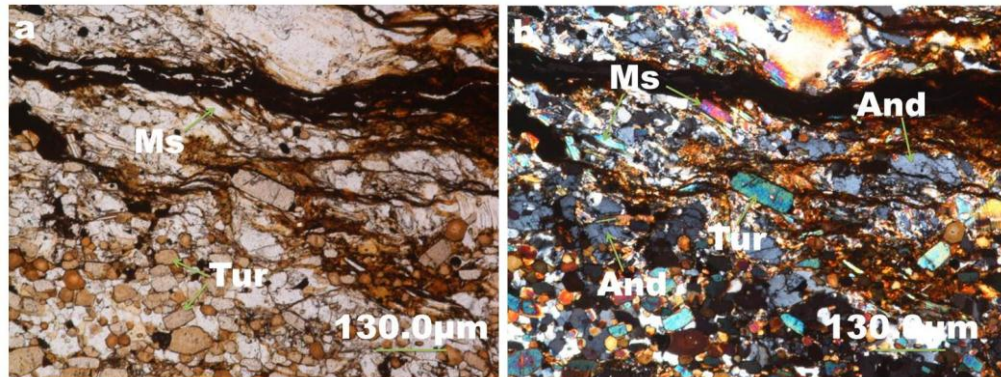
La andalucita (11%) se presenta como porfidoblastos incoloros, heteroblásticos, xenoblásticos, con bordes irregulares, asociado en contacto neto con turmalina, moscovita, cuarzo y tiene inclusiones de moscovita y turmalina.

El feldespato (7%) se presenta como porfidoblastos incoloros, sin maclas, heteroblásticos, xenoblásticos, de bordes muy irregulares, presenta alteración a caolinita y está asociado en contacto neto a turmalina, moscovita y cuarzo.

Los óxidos (10%) son producto de la alteración de la turmalina y la moscovita, se presenta en forma de vena, en formas irregulares y forma rectangular. Distribuidos en la roca heterogéneamente.

Figura 17. Esquisto turmalínico con andalucita en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente.

(a) y (b): se observa una textura poiquiloblástica y lepidogranoblástica. También se puede observar el alto grado de oxidación de la lámina delgada. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.11 CUARCITAS

Las cuarcitas (NFS 99, NFS 100, NFS 103) presentan una variación de tamaño de grano muy fino a muy grueso, con porfidoblóstos de cuarzo. Tienen textura porfidoblástica en matriz granoblástica. En los porfidoblóstos de cuarzo se evidencian rasgos deformativos como lamelas de deformación y extinción ondulante. Composicionalmente presentan cuarzo, moscovita, minerales opacos, moscovita, circón, clorita, epidota, plagioclasas, biotita, turmalina y apatito.

El cuarzo (72-75%) se presenta como agregados incoloros con bajo relieve y como porfidoblóstos, heteroblásticos, xenoblásticos de bordes irregulares, equidimensionales, los porfidoblóstos tienden a ser de forma alargada, está asociado en contacto neto a moscovita, biotita, y albita. Su distribución en la roca

es abundante y homogénea. Algunos porfidobláastos presentan lamelas de deformación y extinción ondulante.

La moscovita (5-7%) se presenta como individuos incoloros, homeoblásticos, subidioblásticos de hábito laminar con bordes rectos y terminaciones irregulares, está asociada al cuarzo en contacto neto.

Los minerales opacos (3-8%) se presentan como individuos heteroblásticos, xenoblásticos, están asociados a cuarzo y moscovita en contacto neto.

La plagioclasa albita (2-6%) se presenta como individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos, xenoblásticos, con bordes irregulares, algunos con geometrías alargadas y otros equidimensionales, presentan la macla polisintética, no están alteradas y están asociadas en contacto neto a cuarzo y moscovita. En algunas se presenta una leve alteración a sericita.

La biotita (1-5%) se presenta como individuos de color marrón con pleocroísmo marrón a amarillo claro, heteroblásticos, subidioblásticos de hábito laminar. Está asociada en contacto neto al cuarzo y moscovita. No están orientadas, la mayoría está alterando a clorita, la cual se presenta como individuos heteroblásticos, idioblásticos de hábito laminar.

La clorita (2%) se presenta como individuos heteroblásticos, con birrefringencia en color azul, subidioblásticos, en contacto neto con moscovita y cuarzo.

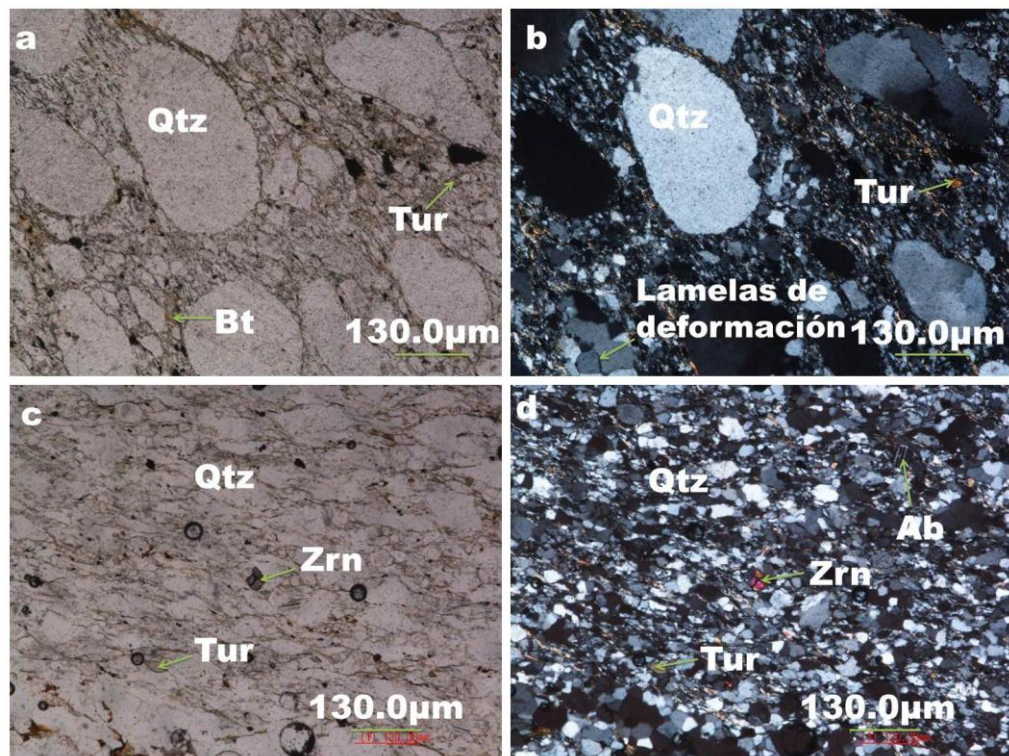
La epidota (2-3%) se presenta como individuos incoloros de alto relieve, heteroblásticos, subidioblásticos, con bordes curvilíneos, muy fracturados, se encuentran incluidos en agregados de cuarzo y en contacto neto con moscovita.

El circón (1%) se presenta como individuos de alto relieve, incoloros, heteroblásticos, subidioblásticos, la mayoría son de geometrías ovaladas con bordes irregulares y curvilíneos, asociados al cuarzo en contacto neto.

La turmalina (1%) se presenta como individuos homeoblásticos, subidioblásticos, de geometría romboédrica a prismática, se asocia en contacto neto a cuarzo.

El apatito (<1%) se presenta como individuos homeoblásticos, subidioblásticos, con geometrías hexagonales de bordes curvilíneos y asociado en contacto neto a cuarzo y como inclusión en el mismo.

Figura 18. Cuarcitas en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz granoblástica, extinción ondulante y lamelas de deformación en algunos porfidoblastos de cuarzo. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura granoblástica. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.12 CUARCITAS MICÁCEAS

Las cuarcitas micáceas (NFS 104, NFS 108) presentan un tamaño de grano que varía de muy fino a grueso. La textura presente en estas rocas es lepidogranoblástica y las foliaciones presentes son foliación espaciada y anastomosada. Algunos cuarzos de tamaño grueso presentan rasgos deformativos como lo es la extinción ondulante. Composicionalmente estas rocas contienen cuarzo, moscovita, clorita, biotita, albita, plagioclasas, circón, turmalina, apatito y esfena.

El cuarzo (64-47%) se presenta como agregados, heteroblásticos, xenoblásticos con bordes irregulares y curvilíneos, los cuarzos de grano grueso tienden a ser alargados y orientados, los cuarzos pequeños son equidimensionales y alargados, están asociados a clorita, moscovita y epidota en contacto neto, su distribución es homogénea y abundante en la roca. Los cuarzos de tamaño mayor presentan lamelas de deformación y extinción ondulante.

La moscovita (4-20%) se presenta como agregados y como individuos, incoloros de hábito laminar y relieve basculante, homeoblásticos, subidioblásticos, con bordes rectos e irregulares, está en contacto neto con el cuarzo, se está alterando a clorita y esta presenta como agregados de láminas con pleocroísmo verde a incoloro.

La clorita secundaria (10%) se presenta como agregados de color verde claro y pleocroísmo de verde claro a incoloro, de hábito granular y laminar, compuesto por individuos heteroblásticos, subidioblásticos redondeados y laminares, su distribución es heterogénea en la roca, la clorita laminar está orientada dándole a la roca una foliación anastomosada, asociada a minerales opacos, cuarzo,

plagioclasas en contacto neto. Al parecer es producto de la alteración de la epidota (clorita de hábito granular) y moscovita (clorita de hábito laminar).

La plagioclasa tipo albita (5-15%) se presenta como individuos incoloros, de bajo relieve, heteroblásticos, xenoblásticos, con bordes irregulares, de formas equidimensionales y alargadas orientadas, presentan la macla polisintética de la albita, asociada en contacto neto a cuarzo, moscovita, clorita. Algunas presentan una leve alteración a sericita.

Las plagioclasas (10%) se presentan como individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos, xenoblásticos, de bordes irregulares y curvos, con geometrías alargadas y equidimensionales, no presentan macla pero si alteración a Sericita, su distribución en la roca es homogénea, asociada en contacto neto a clorita, cuarzo y moscovita.

La epidota (1-7%) se presenta como agregados en forma de vena y como individuos de color amarillo claro, de alto relieve, heteroblásticos, subidioblásticos a xenoblásticos, de hábito granular y las epidotas más grandes son elongadas, los bordes son rectos e irregulares. Están asociadas en contacto neto a cuarzo, su distribución en la roca es heterogénea. Se está alterando a clorita.

Los minerales opacos (3-5%) se presentan como individuos heteroblásticos, xenoblásticos, asociados a cuarzo, clorita y moscovita en contacto neto.

La biotita (3%) se presenta como agregados con pleocroísmo marrón a amarillo claro, de hábito laminar, homeoblásticos, subidioblásticos con bordes rectos, están orientadas, y está asociada en contacto neto con cuarzo.

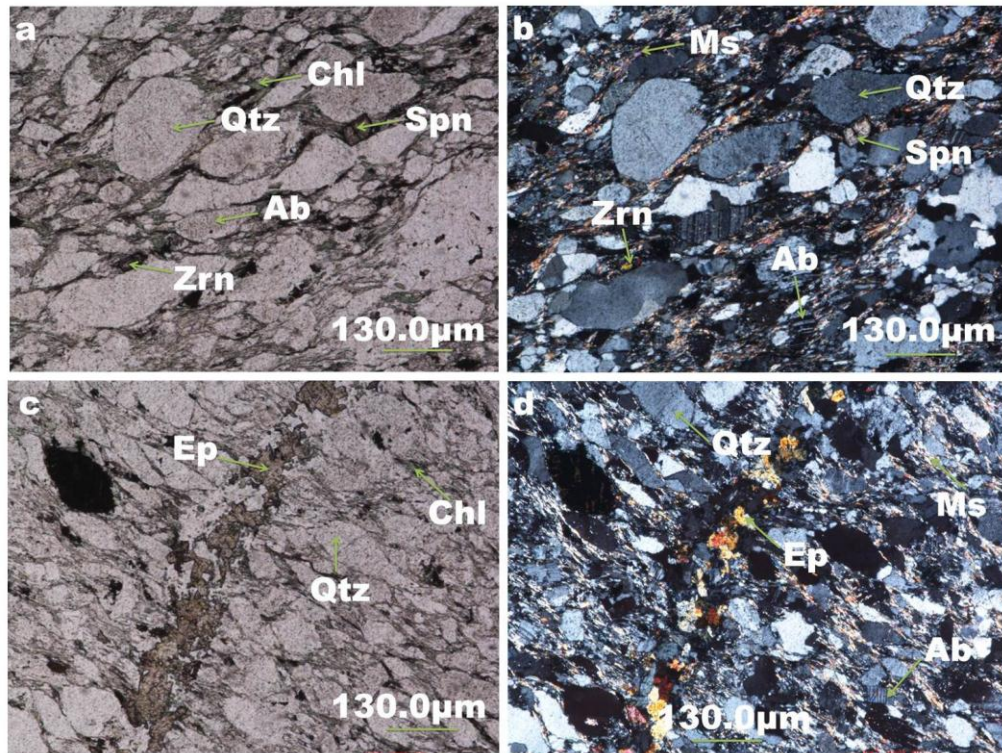
El circón (1-2%) se presenta como individuos incoloros muy pequeños, heteroblásticos, subidioblásticos de geometrías ovaladas con bordes lisos, asociados en contacto neto a clorita y cuarzo.

La esfena (1%) se presenta como individuos color marrón muy claro, heteroblásticos, subidioblásticos, de geometrías rectangulares y bordes rectos e irregulares, asociada en contacto neto a moscovita, cuarzo y clorita.

El apatito (<1%) se presenta como individuos incoloros, heteroblásticos, subidioblásticos, de bordes redondeados e irregulares y geometrías pseudo hexagonales, asociados en contacto neto cuarzo y clorita.

La turmalina (<1%) se presenta como individuos, homeoblásticos, subidioblásticos de geometrías romboédricas de bordes rectos, en contacto neto con cuarzo.

Figura 19. Cuarcitas micáceas en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura lepidogranoblástica y foliación anastomosada. (Aumento 5X). **(c) y (d)**: se observa una textura lepidogranoblástica y agregados de epidota formando una pseudo vena. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.13 META-ARENISCAS Y META-CONGLOMERADOS

Las meta-areniscas (NFS 60, NFS 61, NFS 62, NFS 118) y el meta-conglomerado (NFS 118) presentan una variación en su tamaño de grano de muy fino a muy grueso (grava). Las texturas que presentan son lepidogranoblástica y porfidoblástica en matriz lepidogranoblástica. Algunos porfidoblóstos de cuarzo presentan rasgos deformativos como lamelas de deformación y extinción ondulante. El aspecto a nivel macroscópico es de rocas con bandeo textural definido tal vez por la estratificación de la roca antes de sufrir metamorfismo. Composicionalmente estas rocas contienen cuarzo, biotita, clorita, moscovita, minerales opacos, plagioclasas, epidota, circón, apatito, feldespato potásico, microclina y esfena.

El cuarzo (50-60%) se presenta como agregados e individuos incoloros con bajo relieve, heteroblásticos, xenoblásticos con bordes irregulares, los blastos de mayor tamaño son alargados y los de menor tamaño son equidimensionales, su distribución en la roca es abundante y homogénea, está asociado en contacto neto con biotita, minerales opacos, plagioclasas y moscovitas. Se evidencian lamelas de deformación y extinción ondulante en los cuarzos de mayor tamaño.

La biotita (15-29%) se presentan como individuos y como agregados hojosos de color marrón con pleocroísmo marrón a amarillo claro, heteroblásticos, subidioblásticos de hábito laminar con bordes rectos y terminaciones irregulares, no están orientadas, está asociada en contacto neto a cuarzo, plagioclasas y moscovita. Algunas biotitas están alterando a clorita desde los bordes hacia el centro del blasto, también se presentan como individuos xenoblásticos, heteroblásticos, con pleocroísmo típico de color verde reemplazando la biotita y por lo cual mantiene las características de la biotita.

Las plagioclasas (4-18%) se presenta como individuos incoloros de bajo relieve, heteroblásticos, xenoblásticos con bordes irregulares, algunos están maclados con la macla polisintética, otros no están maclados pero si alterados levemente a sericita desde el centro hacia los bordes, asociadas en contacto neto a cuarzo y biotita. Su distribución en la roca es heterogénea.

Los minerales opacos (2-7%) se presentan como individuos heteroblásticos, xenoblásticos con bordes irregulares y rectos, asociados a biotita, plagioclasa y cuarzo en contacto neto.

La moscovita (3-5%) se presenta como individuos incoloros de hábito laminar, homeoblástico, subidioblásticos con bordes rectos y terminaciones irregulares, geometrías cuadradas y alargadas, asociada en contacto neto con biotita y cuarzo.

La epidota (3-5%) se presenta como individuos incoloros de alto relieve, muy fracturados, heteroblásticos, subidioblásticos, con bordes redondeados y rectos, de hábito granular, asociada en contacto neto a cuarzo y biotita.

El feldespató potásico (5%) se presentan como porfidoblastos xenoblásticos y heteroblásticos con bordes ligeramente irregulares, birrefringencia baja, relieve bajo, se está alterando a caolinita desde el centro hacia los bordes, están en contacto neto con biotita, cuarzo y minerales opacos.

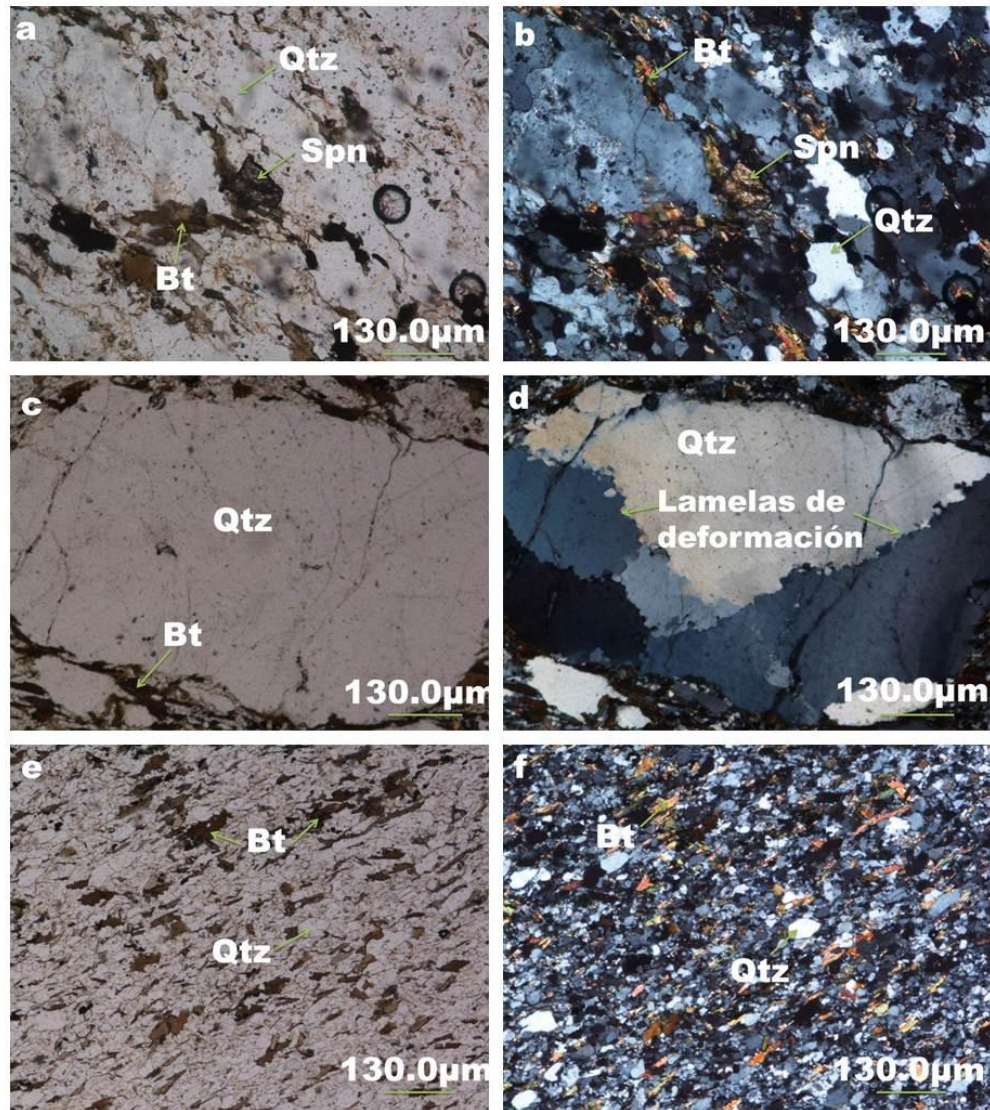
El circón (2-3%) se presenta como individuos heteroblásticos, subidioblásticos xenoblásticos con formas prismáticas de puntas redondeadas, asociados a la biotita y al cuarzo en contacto neto.

El apatito (<1-3%) se presenta como individuos incoloros de relieve medio, heteroblásticos, subidioblásticos, con geometrías hexagonal de bordes redondeados, incluidos en plagioclasa y cuarzo.

La microclina (1%) se presenta como individuos incoloros, xenoblásticos, heteroblásticos, de relieve bajo, birrefringencia baja de colores grises, presentan la típica macla en forma de rejilla, con bordes irregulares y en contacto neto con biotita y cuarzo.

La esfena (<1) se presenta como individuos homeoblásticos, subidioblásticos, muy pequeños con bordes curvilíneos, asociados a minerales opacos rodeándolos como a los de contacto.

Figura 20. Meta-areniscas en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente. **(a) y (b)**: se observa una textura lepidogranoblástica. (Aumento 10X). **(c) y (d)**: se observa un porfidoblásto de cuarzo que presenta lamelas de deformación. (Aumento 5X). **(e) y (f)**: se observa una textura lepidogranoblástica. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.14 META-WAKA

La meta-waka (NFS 117) presenta una variación en el tamaño de grano de lodo a grueso. Es de textura porfidoblástica en matriz lodosa de color marrón aspecto terroso evidenciando alteración de la roca, en esta matriz se encuentran porfidoblóstos de cuarzo, moscovita y óxidos, por el grado de alteración y el tamaño de grano de la matriz es difícil determinar más características de esta roca. Composicionalmente contiene cuarzo, moscovita, clorita, óxidos y la matriz lodosa.

El cuarzo (25%) se presentan como individuos incoloros de relieve bajo, subidioblásticos, heteroblásticos, con birrefringencia en colores grises de primer orden, distribuidos de manera homogénea.

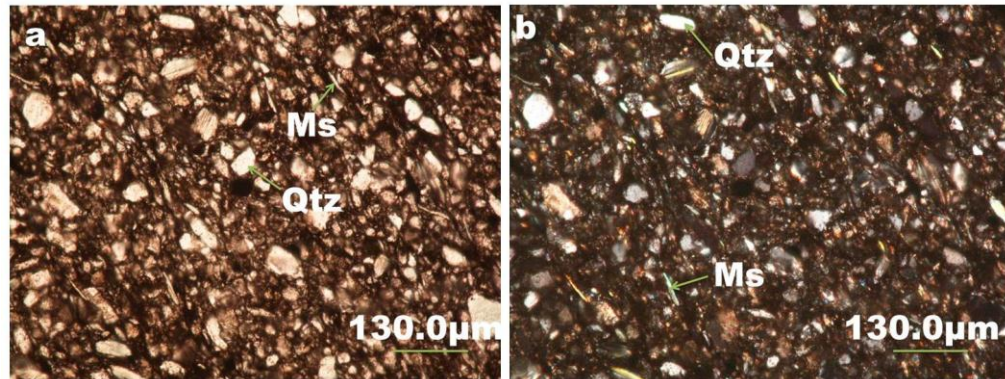
La moscovita (10%) se presenta como individuos incoloros de relieve basculante, homeoblásticos, idioblásticos de bordes rectos, hábito laminar, birrefringencia alta de segundo orden, muy pequeños, distribuidos de manera homogénea.

La clorita (5%) se presenta como individuos muy pequeños de color verde, subidioblásticos, heteroblásticos, en contacto con moscovita.

Los óxidos (3%) se presentan como agregados, pequeños y homogéneos.

La matriz lodosa tiene un porcentaje de aproximadamente 57%, de color marrón rojizo.

Figura 21. Meta-waka en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. **(a)** y **(b)**: se observa una textura porfidoblástica en matriz lodosa. (Aumento 5X).



Fuente: Autores.

8.15 META-GABROS

Los meta-gabros (NFS 76, NFS 77) presentan un tamaño de grano muy fino, son de textura lepidoblástica, sin embargo también se observan porfidoblóstos formados por agregados de clorita de grano muy fino tal vez producto de la alteración de porfidoblóstos de anfíboles o de agregados de biotita. Las moscovitas no presentan un patrón de orientación. Composicionalmente tienen moscovita, clorita, óxidos, cuarzo, minerales opacos, biotita, epidota y granate.

La moscovita (45-60%) se presenta como agregados incoloros, de relieve basculante, compuestos por individuos homeoblásticos, subidioblásticos, de hábito laminar, alargados con terminaciones irregulares, está asociada al cuarzo, biotita y clorita en contacto neto y también como incluidos en el cuarzo. No están orientadas y su distribución en las rocas es abundante y homogénea.

La clorita (12-20%) se presenta como pórfidos de agregados color verdoso amarillento hojosos, con un leve pleocroísmo, constituidos por individuos homeoblásticos, subidioblásticos de bordes rectos e irregulares, orientados al azar, asociados en contacto neto con la moscovita y cuarzo, estos agregados le dan un aspecto moteado a la roca. Es producto de alteración de porfidoblásticos de anfíboles o de agregados de biotita.

El cuarzo (5-10%) se presentan como individuos incoloros con bajo relieve, homeoblásticos, xenoblásticos, de tamaño de grano muy fino, asociados en contacto neto con la moscovita, su distribución en la roca es homogénea.

Los óxidos (18%) se presentan formando bandas, son producto al parecer de la biotita, la clorita y minerales opacos. Su distribución en la roca es heterogénea y abundante. También se evidencia la oxidación completa de algunos agregados de clorita.

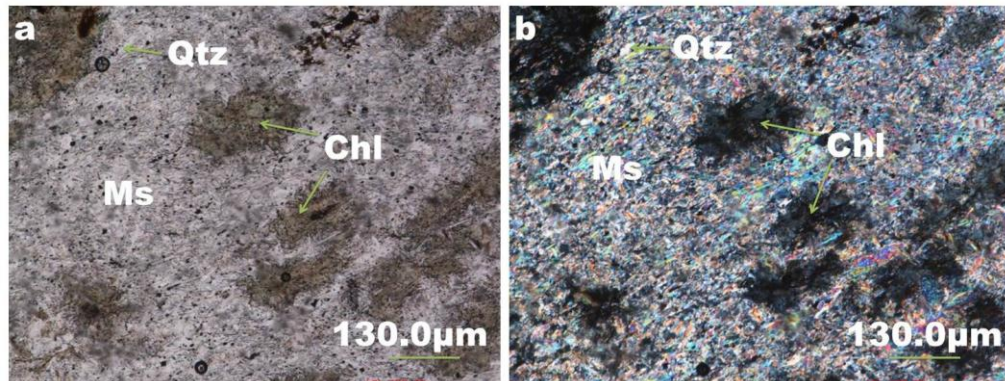
Los minerales opacos (10%) se presenta como individuos heteroblásticos, xenoblásticos, algunos con geometrías cubicas, de bordes rectos e irregulares, están distribuidos homogéneamente en la roca y se asocian en contacto neto con moscovita y cuarzo e incluidos en los agregados de clorita.

La epidota (5%) se presenta como individuos de color amarillo con pleocroísmo amarillo- incoloro, relieve alto, subidioblásticos a xenoblásticos, heteroblásticos, distribuidos de manera heterogénea en la roca, en contacto con moscovita y minerales opacos.

El granate (3%) se presenta como individuos hexagonales de color amarillo, idioblásticos, heteroblásticos en contacto neto con clorita, cuarzo y moscovita, además presenta inclusiones de cuarzo.

La biotita (2%) se presentan como individuos de color marrón con pleocroísmo marrón a amarillo claro, de hábito laminar, homeoblásticos, subidioblásticos, con bordes rectos, no están orientados, asociada en contacto neto con la moscovita y el cuarzo.

Figura 22. Meta-gabros en sección delgada. Microfotografías tomadas en nicols paralelos y cruzados respectivamente. **(a)** y **(b)**: Se observa una textura porfidoblástica en matriz lepidoblástica, los porfidoblastos son agregados de clorita. Se observa los colores anómalos de la clorita en nicols paralelos.



Fuente. Autores.

9. METAMORFISMO

Según el análisis de las anteriores secciones delgadas podemos concluir que las metapelitas analizadas y los sedimentos detríticos ricos en cuarzo metamorfoseados de la Formación Silgará presentan facies metamórficas esquistos verdes y facie anfibolita del metamorfismo regional, facies piroxeno-corneanas y anfibolita del metamorfismo de contacto.

Las facies metamórficas que ocurren en estas rocas se muestran en la siguiente tabla.

Tabla 2. Paragénesis minerales de los litotipos indicando las diferentes facies y subfacies de metamorfismo, así como el tipo composicional, presentes en la zona de estudio.

LITOTIPO	MUESTRA	PARAGÉNESIS	FACIES METAMÓRFICAS	SUBFACIE	TIPO COMPOSICIONAL
PIZARRAS	NFS 92	Bt + Qtz + Ms	Esquistos Verdes	Biotita	sedimentos pelíticos
	NFS 94	Ms + Qtz; Bt + Ms; Qtz + Bt	Esquistos Verdes	Biotita	
	NFS 98	Bt + Ms + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	
	NFS 101	Bt + Ms + Qtz	Esquistos verdes	Biotita	
PIZARRA GRAFITOSA	NFS 91	Qtz + Ms	Esquistos Verdes	Clorita	Sedimentos pelíticos
PIZARRAS GRAFITOSAS CON ANDALUCITA	NFS 81	Qtz + Ms + And	Anfibolita		sedimentos pelíticos
	NFS 87	Qtz + Ms + And	Anfibolita		
FILITAS	NFS 45	Bt + Ms + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	Sedimentos pelíticos
	NFS 51	Bt + Ms + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	
	NFS 88	Bt + Ms + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	
	NFS 105	Qtz + Ms,	Esquistos Verdes	Clorita	
	NFS 110	Chl+ Qtz + Ms	Esquistos Verdes	Clorita	
	NFS 112	Ms +Chl +Qtz	Esquistos Verdes	Clorita	

ESQUISTOS SILLIMANITICOS CON GRANATE	NFS 31	Sil + Bt + Ms; Bt + Qtz + Ms; Sil + Qtz + Ms; Fsp + Sil + Bt + Ms.	Anfibolita	Sillimanita-Almandina-Ortoclasa	sedimentos pelíticos de grano medio a grueso
	NFS 32	Bt + Ms + Qtz; Ms + Sil; Alm + Qtz; Fsp + Sil + Bt + Ms.	Anfibolita	Sillimanita-Almandina-Ortoclasa	
	NFS 33	Alm + Ms + Bt; Sil + Bt + Qtz; Sil + Alm + Ms, Bt + Sil + Ms	Anfibolita	Sillimanita-Almandina-Ortoclasa	
	NFS 34	Bt + Ms + Qtz; Ms + Sil; Alm + Qtz	Anfibolita	Sillimanita-Almandina-Ortoclasa	
	NFS 37	Sil + Alm + Bt + Qtz; Ms + Bt + Qtz + Pl	Anfibolita	Sillimanita-Almandina-Ortoclasa	
ESQUISTOS MICÁCEOS	NFS 52	Bt + Ms + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	sedimentos pelíticos de grano medio a grueso
	NFS 56	Ab + Ms + Qtz; Bt + Ms + Qtz; Bt + Qtz + Ab	Esquistos verdes	Granate	
	NFS 113	Qtz+ Bt + Ms	Esquistos verdes	Biotita	
	NFS 116	Qtz + Bt + Ms	Esquistos Verdes	Biotita	
ESQUISTOS MICÁCEOS CON CORDIERITA Y ANDALUCITA	NFS 63	Qtz + Ms + Bt + And	Piroxeno-corneanas		sedimentos pelíticos
	NFS 67	Qtz + Ms + Bt + And	Piroxeno-corneanas		
	NFS 68	Qtz + Ms + Bt + Crd; Qtz + Ms + Bt + And	Piroxeno-corneanas		
	NFS 69	Qtz + Ms + Bt + Crd + And	Piroxeno-corneanas		
	NFS 70	Bt + Ms + Qtz + And; Qtz + Bt + Ms + Crd	Piroxeno-corneanas		
	NFS 71	Bt + Ms + Qtz + And; Crd + Ms + Bt + Qtz; Bt + Ms + Qtz + Grt	Piroxeno-corneanas		
ESQUISTO MICÁCEO GRANATÍFERO	NFS 57	Alm + Qtz + Ms	Esquistos verdes	Granate	sedimentos pelíticos
	NFS 58	Alm+ Qtz + Ms; Qtz + Ms	Esquistos verdes	Granate	

ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS	NFS 54	Qtz + Bt + Ms	Esquistos verdes	Biotita	sedimentos pelíticos
	NFS 55	Qtz + Bt + Ms	Esquistos verdes	Biotita	
ESQUISTOS MOSCOVÍTICOS CON ANDALUCITA	NFS 72	Qtz + Ms + And	Anfibolita		sedimentos pelíticos
	NFS 73	Qtz + Ms + And	Anfibolita		
ESQUISTO MOSCOVÍTICO CON TURMALINA Y ANDALUCITA	NFS 115	And + Ms + Qtz	Anfibolita	Andalucita Almandino	esquistos pelíticos de grano medio a grueso
CUARCITAS	NFS 99	Qtz + Ms + Ab; Qtz + Bt + Ms	Esquistos Verdes	Biotita	sedimentos detríticos ricos en cuarzo
	NFS 100	Ab + Ms + Qtz; Bt + Ms + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	
	NFS 103	Qtz + Ab + Ms; Bt + Qtz	Esquistos Verdes	Biotita	
CUARCITAS MICÁCEAS	NFS 104	Ms + Qtz; Ab + Ms + Qtz; Qtz + Bt	Esquistos Verdes	Biotita	sedimentos detríticos ricos en cuarzo
	NFS 108	Ab + Qtz + Ms	Esquistos Verdes	Clorita	
META-ARENISCAS	NFS 60	Qtz + Ab + Bt	Esquistos verdes	Biotita	sedimentos detríticos ricos en cuarzo
	NFS 61	Ab + Qtz + Bt + Kfs; Qtz + Bt + Mc	Esquistos Verdes	Biotita	
	NFS 62	Qtz + Bt; Bt + Qtz + Ab	Esquistos verdes	Biotita	
META-CONGLOMERADO	NFS 118	Bt + Ms + Qtz	Esquistos verdes	Biotita	sedimentos detríticos ricos en cuarzo
Meta-gabros	NFS 76	Qtz + Ms; Grt + Ms + Qtz + Chl; Ep + Ms	Esquistos verdes	Granate	Máfico
	NFS 77	Ms + Qtz + Bt	Esquistos verdes	Granate	

Fuente: Autores.

El metamorfismo de contacto, ocurre como un evento posterior al metamorfismo regional, cuando la Formación Silgara es cortada por cuerpos ígneos intrusivos.

9.1 METAMORFISMO DE BAJO GRADO: FACIE ESQUISTOS VERDES

9.1.1 Zona de la Clorita

La zona de la clorita es el límite inferior del metamorfismo de bajo grado de la facie esquistos verdes. El diagrama (M-a) en la figura 23 corresponde a la baja zona de la clorita, y está por debajo de las condiciones P-T de la red en la figura 24 (Spear, 1993).

Las típicas pelitas bajas en Al muestran paragénesis Chl + Ksp + Ms, las pelitas altas en Al muestran paragénesis Chl + Prl + Ms y las rocas con mayor contenido granítico muestran paragénesis Chl + Ksp-K + Ms o Chl + Ksp-K + Bt (Spear, 1993).

Los litotipos encontrados en la zona de estudio que presentan subfacie clorita de facie esquistos verdes son: algunas filitas, pizarras grafitosas y cuarcitas micáceas, que se encuentran distribuidas hacia la derecha de la franja central de la FS en la zona de estudio. Las paragénesis encontradas allí fueron $Qtz + Ms \pm Ab \pm Chl$.

9.1.2 Zona de la Biotita

Con el metamorfismo progresivo el diagrama (M-a) se transforma en el diagrama (M-b) de la figura 23, por la reacción simplificada (1) que marca la primera aparición de la biotita + moscovita juntas según Spear (1993):



no se conoce la ubicación exacta de P-T para esta reacción, lo más probable es que ocurre en el campo de la pirofilita entre $300 < T < 400$ °C (ver figura 24 línea roja) (Spear, 1993).

La paragénesis encontrada en las rocas con facie esquistos verdes en la zona de la biotita es: $Qtz + Bt + Ms$. Los litotipos que presentan la anterior paragénesis

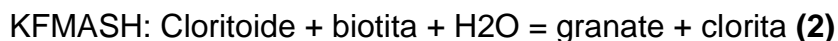
son: pizarras, algunas filitas, esquistos moscovíticos, algunos esquistos micáceos, cuarcitas, cuarcitas micáceas y meta-areniscas.

La subfacie biotita se encuentra distribuida principalmente en el centro de la franja central de la Formación Silgara (FS) en la zona de estudio. También ocurre hacia la parte izquierda y centro de la franja1(oeste) de la FS. En el trayecto La Playa-Hacarí se encontraron algunos de los esquistos micáceos de subfacie biotita.

9.1.3 Zona del Granate

Las condiciones de P-T para la primera aparición del granate depende sensiblemente de su composición, por lo tanto, la primera aparición del granate no supone un límite definido en términos de P-T, sin embargo, el granate almandino en rocas pelíticas comienza a observarse en la parte de temperatura más alta del grado bajo de metamorfismo (Winkler, 1978).

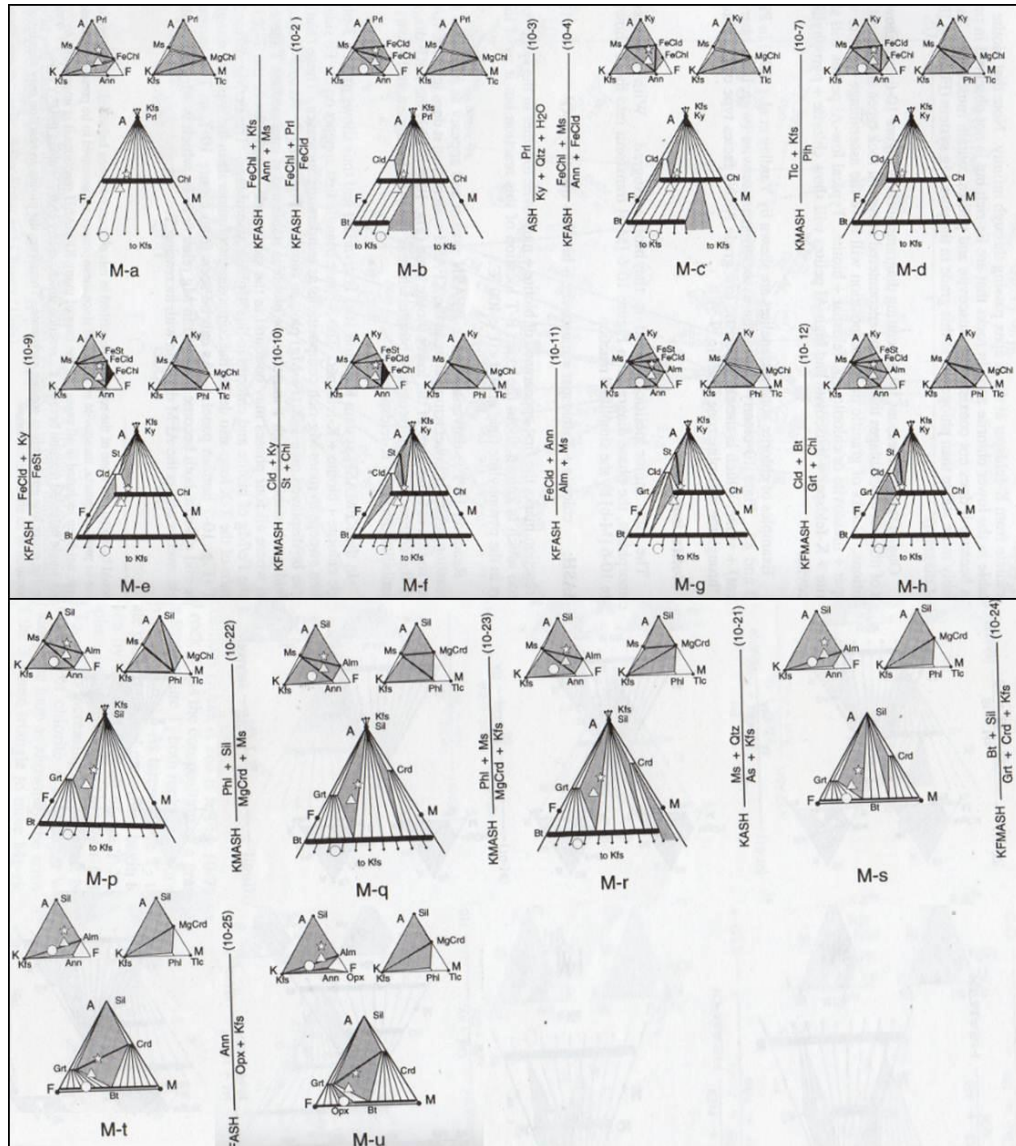
La siguiente reacción encontrada entre los sectores P-T (M-f) y (M-h) de la figura 23 es la reacción:



En el diagrama AFM esta reacción aparece como una delgada línea (comparar la figura 23 (M-g) y (M-h)), es responsable de la paragénesis granate + clorita en el sistema KFMASH (ver figura 24 línea verde) y en condiciones de P-T por encima de esta reacción (sector M-h) el granate es estable. Sin embargo, el campo de estabilidad es restringido en el sistema KFMASH, debido a que por ejemplo 10 a 20 °C por encima de la reacción (2) granate + clorita se descompone para producir estaurolita + biotita (Spear, 1993).

Figura 23. Las series de los diagramas AFK, AKM y AFM apropiados para metamorfismo de presión media (tipo Barroviense). Las letras (e.j. [M-b]) se refieren a regiones P-T marcadas en la figura 24. M-a esta a una temperatura por

debajo de la temperatura mínima de la figura 24. La estrella, el triángulo y el círculo representan pelitas altas en Al, pelitas bajas en Al y composiciones mayormente graníticas, respectivamente (Spear, 1993).

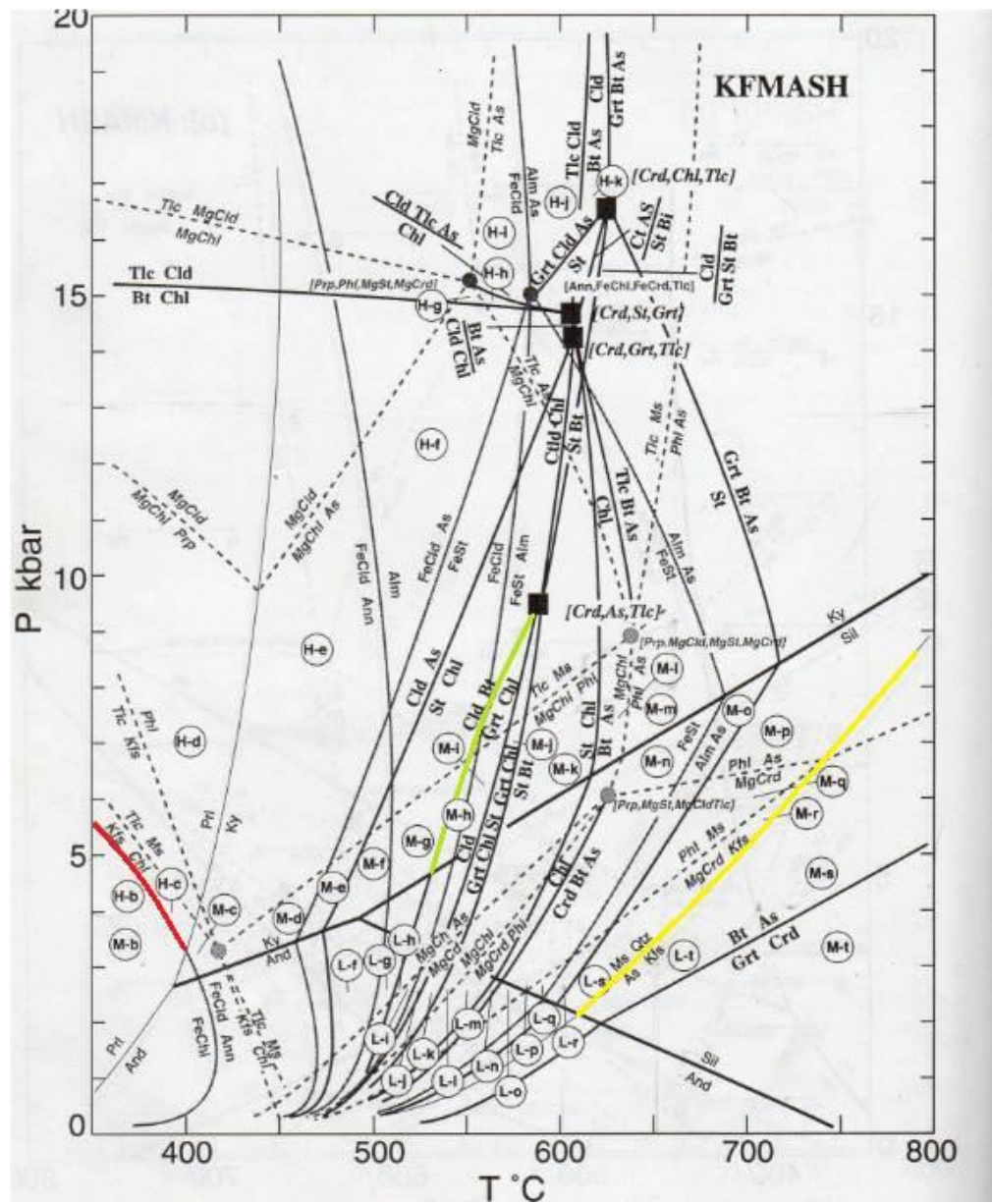


Tomado de: Modificado de Spear (1993).

Los litotipos encontrados con subficie granate de la facie esquistos verdes son: esquistos micáceos graníferos, algunos esquistos micáceos y meta-gabros, y

presentan las siguientes paragénesis minerales $Ab + Ms + Qtz$, $Ab + Bt + Qtz$, $Alm + Qtz + Ms \pm Bt$, $Qtz + Bt + Mc$. Esta subfacie granate se encuentra distribuida en la parte derecha de la franja 1 de la FS y en la parte izquierda de la franja 2.

Figura 24. Red petrogenética para pelitas en el sistema KFMASH. Los círculos con letras se refieren a las fases de los diagramas representados en la Figura 23. Los prefijos H, M y L se refieren a alta, media y baja presión, respectivamente (Spear, 1993). La línea roja representa la reacción (1) que marca la primera aparición de la biotita y moscovita juntas. La línea verde representa la reacción (2) en el sistema, a condiciones de P-T por encima de esta reacción el granate es estable en un campo de estabilidad restringido. Finalmente la línea amarilla representa el límite entre el grado medio y el grado alto de metamorfismo.



Tomado de: Modificado de Spear (1993).

9.2 METAMORFISMO DE GRADO MEDIO: FACIE ANFIBOLITA.

La parte baja del metamorfismo de grado medio es representada por la subfacie Andalucita-Almandino de facie Anfibolita. En la zona de estudio los litotipos que presentan esta subfacie son: esquistos moscovíticos con turmalina y andalucita

con paragénesis $\text{And} + \text{Ms} + \text{Qtz}$, y afloran en el trayecto La Playa-Hacarí de la zona de estudio.

9.2.1 La descomposición de la moscovita: límite entre el grado medio y alto de metamorfismo.

A temperaturas más altas, el límite entre el grado medio y el grado alto de metamorfismo viene definido por la desaparición de la moscovita en presencia de cuarzo produciendo Al_2SiO_5 (sillimanita) + feldespato-K + H_2O (Winkler, 1978).

Esta reacción aparece como una línea delgada amarilla en la figura 24, marcando el límite entre el metamorfismo de grado medio y grado alto.

En la zona de estudio se encontraron esquistos sillimaníticos con granate en donde la sillimanita comienza a reemplazar la moscovita y la biotita, mostrando así que estos esquistos llegaron a ser metamorfoseados por el grado más alto del metamorfismo de grado medio. Estos esquistos sillimaníticos se encuentran aflorando en la franja 3 (Este) de la FS en donde la formación es intruída por el Ortoneis.

9.3 METAMORFISMO DE CONTACTO: FACIES PIROXENO-CORNEANA Y ANFIBOLITA

En áreas pelíticas, la zona más exterior de una aureola de contacto es la zona de la clorita caracterizada por la ocurrencia de biotita junto con moscovita y clorita, al avanzar hacia el núcleo de la aureola de contacto la cordierita se empieza a formar y la andalucita también puede aparecer si la roca contiene bastante Al. La andalucita es estable en los grados más altos, sin embargo, también ocurre en zonas de baja temperatura (Miyashiro, 1994).

Cuando la roca encajante ha sufrido anteriormente un metamorfismo de grado bajo muestra una secuencia de zonas progresivas caracterizadas por las siguientes paragénesis:

Mica blanca + Biotita + Clorita + Cuarzo ± Andalcita **(a)**

Cordierita ± Estauroлита + Moscovita + Biotita + Cuarzo + Andalcita **(b)**

La paragénesis (a) representa un metamorfismo de grado bajo y la (b) representa un metamorfismo de grado medio (Winkler, 1978).

La facie piroxeno-corneanas se forman a temperaturas entre los 670 y 775°C y la facie anfibolita se forma a temperaturas entre los 550 y 670°C (García, 1994).

En la secuencia analizada se encontraron facies de metamorfismo de contacto en rocas adyacentes al intrusivo. Las paragénesis encontradas allí son: Qtz + Ms + And; Qtz + Bt + Ms + Crd; Qtz + Bt + Ms + And y Qtz + Bt + Ms + And + Crd de la facie piroxeno-corneanas en esquistos micáceos con cordierita y andalcita y de la facie anfibolita en pizarras grafitosas con andalcita y esquistos moscovíticos con andalcita. Estos litotipos se encuentran hacia la parte derecha de la franja 1 y hacia la parte izquierda de la franja central de la FS. Entre la franja 1 y la franja central aflora el cuerpo ígneo intrusivo granítico que produjo el metamorfismo de contacto en esta zona dando lugar a las paragénesis y litotipos anteriormente mencionados. Las intrusiones de magma granítico son del orden de 700° a 800° C (Winkler, 1978).

9.4 METAMORFISMO PROGRADO Y RETROGRADO

9.4.1 Metamorfismo Prógrado

La cristalización metamórfica a bajas temperaturas produce minerales hidratados como clorita, moscovita y epidota en metapelitas. Durante el metamorfismo prógrado estas rocas se someten a una serie de reacciones de deshidratación (Miyashiro, 1994).

Por ejemplo como se muestra en la siguiente reacción:

Clorita + Feldespato-K = Moscovita + Biotita + Cuarzo + H₂O **(1)** (Spear, 1993)

Si la roca pelítica es rica en carbonato, durante la etapa prógrada, se somete a una serie de reacciones de descarbonatación. Sin embargo, no todas las reacciones involucran hidratación y descarbonatación, como por ejemplo en la fase de transformación entre polimorfos (Miyashiro, 1994).

9.4.2 Metamorfismo Retrógrado

Durante la etapa retrograda las posibles reacciones que se producen con la disminución de la temperatura, son generalmente la reversa de las reacciones prógradas, produciendo minerales que contiene más H₂O y CO₂. Sin embargo, si toda el H₂O y CO₂ producido en la etapa prógrada deja el sistema antes de, y en, el pico termal, las reacciones retrogradas no se producen (Miyashiro, 1994).

Walther y Orville (1982) consideran que en el metamorfismo regional, cuando la corteza engrosada por empuje de una capa grande de rocas de la corteza sobre la corteza pre-existente, el pico termal se alcanza en un tiempo tardío con el incremento de la profundidad. Entonces, el H₂O liberada por reacciones prógradas en las grandes profundidades, se eleva a la corteza superior, causando intensas reacciones retrogradas en las rocas adyacentes. El fluido producido por la desvolatilización es probablemente saturado en SiO₂ y a medida que decrece la temperatura su solubilidad también decrece, entonces, el fluido acuoso precipitara cuarzo mientras se mueve hacia la superficie de la tierra, generando así venas de cuarzo, rasgo común en el metamorfismo regional (Connolly y Thompson, 1989).

Los minerales producidos en la etapa prógrada usualmente se descomponen en parte o completamente, en y antes del pico termal, mientras que los producidos en la etapa retrógrada son comúnmente preservados (Miyashiro, 1994).

Hay texturas que presentan las rocas que han experimentado metamorfismo regional, que evidencian metamorfismo retrógrado. Las texturas más comunes de retrogresión son las coronas, los bordes de reacción y los pseudomorfos. Las

coronas se forman a partir de reacciones de reemplazamiento del mineral, desde los bordes del mismo. Si la reacción de reemplazamiento que forma la corona continúa desde el borde hacia todo el mineral, se da lo que se conoce como un pseudomorfo. El pseudomorfo es un mineral que ha sido totalmente reemplazado por otro, pero que mantiene su forma original (Barker, 1998).

Tabla 3. Reacciones de retrogresión comunes en metapelitas, según Barker (1998).

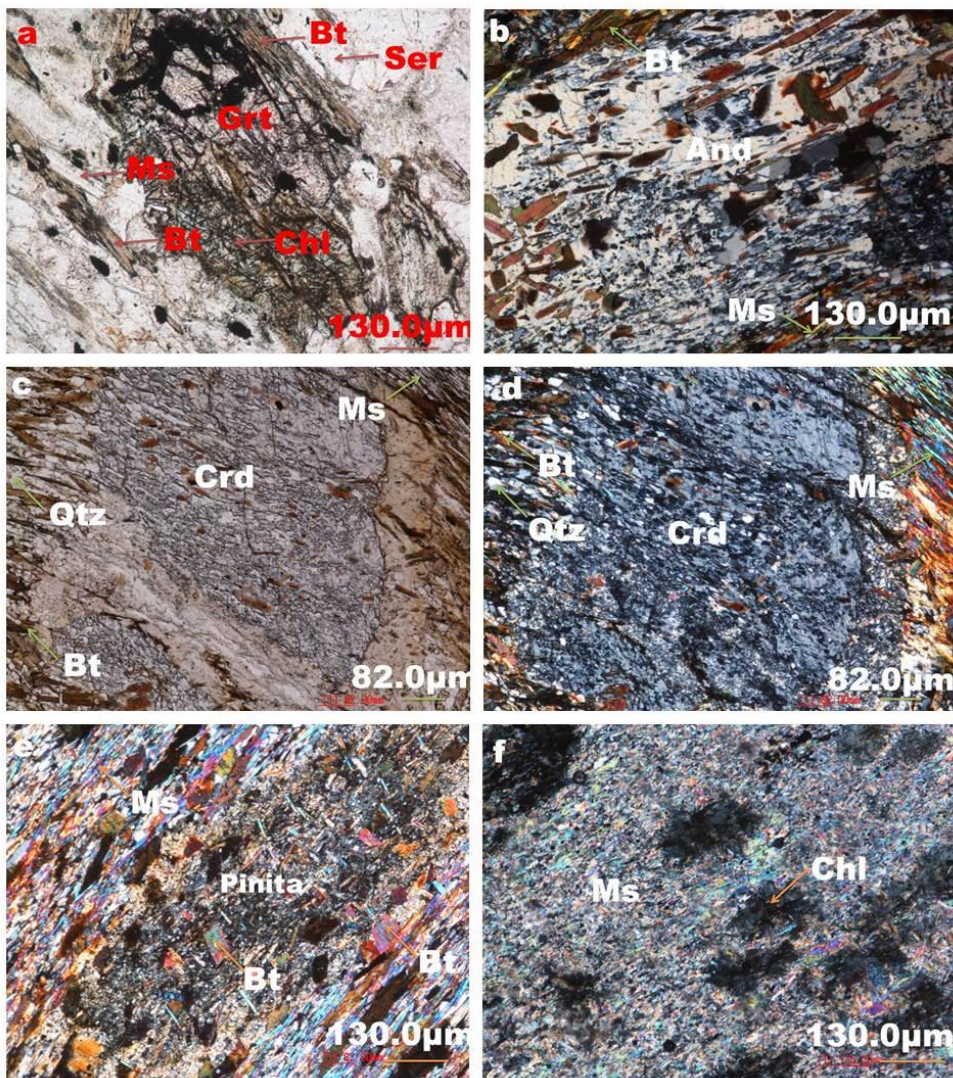
Mineral Inicial	Producto de Retrogresión
Granate	Clorita y/o Biotita
Estauroлита	Sericita, Sericita + Clorita
Andalucita, Sillimanita, Cianita	Sericita/Mica blanca
Cordierita	Pinita
Cloritoide	Clorita ± Sericita
Biotita	Clorita
Ilmenita	Esfena

A continuación se mencionan algunas texturas de retrogresión encontradas en la secuencia analizada de la Formación Silgará.

En la secuencia analizada se encontraron texturas como coronas, bordes de reacción, pseudomorfos y reemplazamientos zonales. Las coronas se encontraron en porfidobláastos de cordierita, en donde el porfidoblásto comienza a ser reemplazado desde los bordes por pinita (figura 25c y 25d). Los bordes de reacción se evidencian en algunos blastos de biotita que comienza a ser reemplazada por clorita. Los pseudomorfos se encuentran en los esquistos micáceos con cordierita y andalucita, en donde los porfidobláastos de cordierita son totalmente sustituidos por pinita (figura 25e) y los porfidobláastos de andalucita son totalmente sustituidos por sericita. También se puede evidenciar pseudomorfos en

meta-gabros, aquí los porfidobláastos de hornblenda fueron totalmente sustituidos por agregados de clorita (figura 25f). Y por último los reemplazamientos zonales se dan cuando los fluidos acceden al centro de los blastos por las fracturas o por los planos de exfoliación, generando desde allí alteraciones (figura 25a). Las alteraciones zonales se presentan en porfidobláastos de cordierita y en algunas biotitas. Otra evidencia de metamorfismo retrogrado en la secuencia analizada es el reemplazamiento de un porfidobláasto de cianita por andalucita (figura 25b).

Figura 25. Texturas del Metamorfismo Retrógrado. **(a)**: Se ilustra un porfidoblásto de granate, los bordes de reacción se presentan entre el granate y la biotita, y entre la biotita y la clorita. El reemplazamiento zonal de la biotita por clorita se da desde los planos de exfoliación. **(b)**: Se ilustra rastros de cianita en un porfidoblásto de andalucita. **(c) y (d)**: se ilustra un porfidoblásto de cordierita, en el cual los bordes comienzan a ser reemplazados por pinita. También se presenta la alteración por donde se presenta la fractura del porfidoblásto. **(e)**:seudomorfo, la cordierita ya fue totalmente reemplazada por pinita. **(f)**: pseudomorfo, posiblemente hornblenda ha sido totalmente reemplazada por agregados de clorita.



Fuente: Autores. Microfotografías tomadas en nicoles paralelos (a y c) y nicoles cruzados (b, d, e y f). Aumento 10X (a) y aumento 5X (b, c, d, e y f).

En la secuencia analizada también se encontraron texturas de cristalización, recristalización y deformación que muestran algunos detalles sobre la historia de la roca antes y después de alcanzar el equilibrio químico.

Cuando se alcanza el equilibrio químico durante el crecimiento cristalino, no hay indicios de las condiciones P-T anteriores, sin embargo, es normal encontrar texturas que evidencian claramente la falta de un equilibrio completo (Barker, 1998). La formación de blastos y porfidoblastos idioblásticos nos indican que se formaron en condiciones de crecimiento lentas, mientras que la formación de blastos y porfidoblastos xenoblásticos nos indican que se formaron en condiciones de crecimiento rápidas. Las inclusiones de moscovita y biotita en algunos porfidoblastos (poiquiloblastos) de cordierita, muestran una orientación diferente a las moscovitas y biotitas de la matriz de la roca, mostrando así, la posible alineación o foliación que tenían estas micas previamente al metamorfismo y procesos tectónicos. Las sombras de presión de cuarzo en las filitas de la secuencia (ver figura 10c y 10d), se deben a la disolución por presión, estas se presentan en condiciones de metamorfismo de grado bajo en donde los fluidos son abundantes. Las precipitaciones de cuarzo se forman en zonas protegidas cercanas a minerales de mayor tamaño, en este caso porfidoblastos de minerales opacos, en donde los esfuerzos son menores. Un efecto de la disolución por presión es evidente en el desarrollo de la esquistosidad de crenulación en condiciones de metamorfismo de grado bajo a medio (Barker, 1998).

En relación a la blastesis/deformación, los poiquiloblastos conservan un registro de la forma y la orientación de los granos e indican el tamaño de grano de la matriz en el momento en el que el porfidoblasto creció (Barker, 1998).

La figura 25e muestra un pseudomorfo de cordierita pre-tectónica con inclusiones de biotita y moscovita de orientación casi perpendicular a la foliación de la matriz de la roca, indicando la forma, orientación y tamaño de grano de la matriz de la roca pre-deformada en el momento en que este porfidoblásto creció.

La figura 25b muestra un porfidoblásto de andalucita post-tectónica con inclusiones de biotita orientada en la misma dirección de la foliación de la matriz de la roca, indicando que creció posteriormente a la fase tectónica. En la secuencia también se encontraron porfidoblástos de granates sin inclusiones que crecieron antes, durante y después de los procesos tectónicos. Otro rasgo textural que evidencia eventos tectónicos deformativos, son las dislocaciones en cristales y porfidoblástos de cuarzo evidenciados en las lamelas de deformación y la extinción ondulante.

CONCLUSIONES

A partir del análisis macroscópico y microscópico de las 118 muestras macro y las 47 secciones delgadas de las rocas pertenecientes a la Formación Silgará en el sector Sardinata-Ábrego-Hacarí en la región norte del Macizo de Santander, se pudo concluir lo siguiente:

Se identificaron mediante el análisis mineralógico, petrográfico, textural y estructural a nivel macroscópico y microscópico 15 litotipos pertenecientes a la FS en el área de estudio. Estos litotipos corresponden a: pizarras, pizarras grafitosas, pizarras grafitosas con andalucita, filitas, esquistos sillimaníticos con granate, esquistos micáceos, esquistos micáceos con cordierita y andalucita, esquistos moscovíticos con turmalina y andalucita, cuarcitas, cuarcitas micáceas, meta-areniscas, meta-conglomerados, meta-wacas y meta-gabros.

A partir de la identificación de los rasgos texturales, estructurales y petroquímicos se pudo reconocer los protolitos de los diferentes litotipos pertenecientes a la FS en el área de estudio. Las pizarras provienen de rocas sedimentarias pelíticas como las lutitas, que fueron afectadas por un metamorfismo leve. Las lutitas que contienen materia orgánica, al ser levemente metamorfoseadas, es reemplazada por grafito y son transformadas en pizarras grafitosas. Con el metamorfismo prógrado las pizarras fueron transformadas en filitas y luego en esquistos, es decir, el protolito de la filitas y esquistos también son rocas sedimentarias de tamaño de grano arcilla y limo, pero que sufrieron un grado de metamorfismo mayor al de las pizarras. Las cuarcitas, cuarcitas micáceas, meta-areniscas y meta-conglomerados provienen de areniscas y conglomerados ricos en cuarzo que han sufrido diferente grado de metamorfismo, por ejemplo, las cuarcitas han sufrido un mayor grado de metamorfismo que las meta-areniscas y meta-conglomerados, ya que estas últimas aún conservan rasgos estructurales y

texturales como estratificación o laminación, característicos de su protolito, debido a que han sufrido un leve metamorfismo.

Con base en las diferentes paragénesis minerales encontradas en los diferentes litotipos de la FS, podemos concluir que esta secuencia fue afectada por un metamorfismo regional Barroviense de grado bajo a medio, de la facie esquistos verdes y facie anfibolita. El grado de metamorfismo de esta secuencia decrece hacia el Oeste del área de estudio, desde la subfacie sillimanita-almandina-ortoclasa presente en la franja 3 (franja Este) de la FS hasta la subfacie biotita presente en la franja 1 (franja Oeste) de la FS.

Las rocas de la FS de las franjas 1 y 2 cercanas al intrusivo sufrieron un metamorfismo de contacto posterior al metamorfismo regional, esto se evidencia por la presencia de andalucita en pizarras grafitosas y esquistos moscovíticos y por la presencia de cordierita y andalucita en esquistos micáceos.

Según las reacciones químicas que pudieron haber ocurrido durante el metamorfismo de grado bajo a medio, las condiciones de P-T a las que pudo estar expuesta la secuencia de la FS están en un rango aproximado entre los 300 a 700°C de T y los 4 a 8 Kbar de P según la red petrogenética para pelitas de Spear (1993).

La secuencia analizada de la FS sufrió un metamorfismo prógrado y eventos tectónicos deformativos evidenciados por texturas como sombras de presión, esquistosidad de crenulación y venas de cuarzo que demuestran que la secuencia al sufrir metamorfismo prógrado se sometió a una serie de reacciones de deshidratación incrementando los fluidos intergranulares y al sufrir eventos deformativos resultan en las texturas anteriormente mencionadas.

El H₂O liberada durante la etapa prógrada del metamorfismo en la secuencia analizada, posiblemente al elevarse a la corteza superior causo reacciones retrogradadas en las roca adyacentes, esto se evidencia en las texturas como coronas, bordes de reacción, seudomorfos y por la sustitución de cianita por andalucita.

BIBLIOGRAFÍA

AVILA, G., GOMEZ, S. Petrogénesis de las Rocas Calcosilicatadas que Ocurren Como Bandas de Reacción Entre Mármoles y Rocas Metapelíticas de la Formación Silgará, Región Central del Macizo de Santander. Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2006. 117p.

BARKER, A. Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures. 2 ed. Cheltenham, Reino Unido: Stanley Thornes (Publishers) Ltd, 1998. 264p.

CASTELLANOS, O. Estudio Mineralógico y Petrográfico de La Formación Silgará en la Franja Pescadero – Aratoca. Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 1999. 138p.

CASTELLANOS, O., RÍOS, C., TAKASU, Akira. A New Approach on The Tectono-metamorphic Mechanisms Associated With P-T Paths of The Barrovian-Type Silgará Formation at The Central Santander Massif, Colombian Andes. En: Earth Sciences Research Journal. December 2008. Vol. 12, No 2, p 125-155.

CASTELLANOS, O., RÍOS, C. Atlas de Minerales Vistos Bajo el Microscópico de Luz Transmitida. Bucaramanga: Ediciones UIS, 2007. 98 p.

CAVIEDES, M., GÓMEZ, R. Petrogénesis de Venas Hidrotermales con Cianita en Rocas Metapelíticas de la Formación Silgará, Región Central del Macizo de Santander. Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de Geología, 2006. 96 p.

CEDIEL, F. El grupo Girón, una molasa mesozoica de la Cordillera Oriental. Servicio Geológico Nacional. Boletín Geológico XVI. Bogota, 1968. No 1-3 p. 5-96.

CLAVIJO, J. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Escala 1:250000. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994.

CLAVIJO, J. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

CONNOLLY, J., THOMPSON, A. (1989) Fluid and enthalpy production during regional metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* 102, 347-366p. Citado por: MIYASHIRO, A. *Metamorphic Petrology*. 1 ed. New York: Oxford University Press, 1994. 404p.

Cucutilla, "Cucutilla, Empresa de Todos", sitio oficial de Cucutilla en Norte de Santander, Colombia, (en línea). Fecha de actualización: 11 de junio de 2009.
<http://www.cucutilla-nortedesantander.gov.co/sitio.shtml?apc=m-m1--&x=2969965>

DORR, W., GROSSER, J., RODRIGUEZ, G., KRAMM, U. (1995). Petrography, geochemistry, and age of the Paramo Rico Plutón. *Santander Massif, Cordillera Oriental, Colombia, S.A. – J. South Amer. Earth Sci.* 8 (2): 187-194; Oxford. Citado por: RODRIGUEZ, G., SCHAFFER, J., GROSSER, J. Proterozoic Formación Silgará, Cordillera Oriental, Colombia: metamorphism and geochemistry of amphibolites. En: *Zbl. Geol. Palaont. Teil I*. Septiembre 1997. H 3-6, p 531-546.

DUTCH, S. 1997 Barrovian facies <http://weba.uwgb.edu/> citado por: GARCIA, Carlos. *Facies de Metamorfismo Regional y de Contacto*. Universidad Industrial de Santander. Diciembre, 2002. 43p.

ETAYO, F. Análisis facial del inicio del avance marino del Cretácico en la región SW del Macizo de Santander. Excursión V Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga, 1989.

ETAYO, F. et al. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publicación Geológica Especial Ingeominas. No 14. Bogotá, 1986. p 1-235.

GARCIA, C. Facies de Metamorfismo Regional y de Contacto. Universidad Industrial de Santander. Diciembre, 2002. 43p.

GARCIA, C. Manual de Laboratorios del Curso Petrología Metamórfica. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander, 1994. 74p.

GARCIA, Carlos. Manual de Practicas de Petrología Metamórfica. Bucaramanga: Ediciones UIS, 2007. 88p.

GARCIA, C., RIOS, C., CASTELLANOS, O. Medium - Pressure Metamorphism In The Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: Boletín de Geología. Julio 2005. Vol 27, No 2, p 43-68.

GOLDSMITH, R., MARIN, R., MEHNERTH, H. Radiometric ages in the Santander Massif, eastern Cordillera, Colombia. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1971. 750p. Citado por: CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

IRVING, E. La evolución estructural de los Andes más Septentrionales de Colombia. En: Boletín geológico, Ingeominas. 1971. Vol. 19. No. 2. p 1-90. Citado por: CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

JULIVERT, M. La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga. En: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander. Colombia 1958. Vol. 1. p 7-44.

JULIVERT, M. Geología de la vertiente W del Macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. En: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander. Colombia 1959. Vol. 3. p 15-34.

JULIVERT, M. Las estructuras del Valle Medio del Magdalena y su significación. En: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander. Colombia 1961a. Vol. 3. p 33-52.

JULIVERT, M. Geología de la vertiente W de la Cordillera Oriental en el sector de Bucaramanga. En: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander. Colombia 1961b. Vol. 3. p 39-42.

JULIVERT, M. Nuevas observaciones sobre la estratigrafía y tectónica del Cuaternario de los alrededores de Bucaramanga. En: Boletín de Geología, Universidad Industrial de Santander. Colombia 1963. Vol. 3 p 15-34.

KROONEMBERG, S. Litología metamorfismo y origen de las granulitas del Macizo de Garzón, Cordillera Oriental (Colombia). En: Geología Norandina. Bogotá, 1982. No. 6. P 39-46. Citado por: CLAVIJO, J. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

MAYA, M. Distribución, Facies y Edad de las Rocas Metamórficas en Colombia. INGEOMINAS, 2001.

MAZE, W. Jurassic La Quinta formation in the Sierra Perija, northern-western Venezuela: Geology and tectonic environment of red beds and volcanic rocks. En: Geological Society America. 1984. Memoria 162. p 263-282.

MILANOVSKII, E. Riftogenez v istori Zemli. (Riftogénesis en la historia de la tierra). Editorial Nedra. Moscú, 1983. Citado por: CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

MIYASHIRO, A. Metamorphic Petrology. 1 ed. New York: Oxford University Press, 1994. 404p.

MONTENEGRO, G., BARRAGÁN, M. Metamorfismo y Evolución Metamórfica del área comprendida entre los municipios de Vetás (Santander) y Mutiscua (Norte de Santander). Tesis de Pregrado. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físico Químicas. Escuela de geología, 1999. 89p.

PONS, D. Contribution al L'étude de paleobotanique du Mesozoique et du Cenozoique de Colombie. Thèse Université Pierre et Marie Curie. Paris, 1974. Citado por: CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

RIOS, C., GARCIA, C., TAKASU, A. Tectono-Metamorphic Evolution of The Silgará Formation Metamorphic Rocks in The Southwestern Santander Massif, Colombian Andes. En: Journal of South American Sciences, Junio 2002. Vol 16, No 2, p 133-154.

RODRIGUEZ, G., SCHAFER, J., GROSSER, J. Proterozoic Formación Silgará, Cordillera Oriental, Colombia: metamorphism and geochemistry of amphibolites. En: Zbl. Geol. Palaont. Teil I. Septiembre 1997. H 3-6, p 531-546.

ROYERO, J., CLAVIJO, J. Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander, Memoria Explicativa. Escala 1:400000. Bogotá: INGEOMINAS, 2001. 92p.

SALINAS, R. Geología plancha 76, Ocaña. Resumen. Bogotá: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras, 1983. 11p.

SALINAS, R., DACONTE, R. Plancha 76 Ocaña. Escala 1:100.000. Bogotá: INGEOMINAS, 1980. 1 plano: col; 92 x 74 cm.

SCHMID, R., FETTES, D., HARTE, B., DAVIS, E., DESMONS, J., 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks. How to name metamorphic rock. SCMR website (www.bgs.ac.uk/SCMR).

SPEAR, F. Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. Copyright. Washington, Mineralogical Society of America, 1993. 799p.

TSCHANZ, C., JIMENO, A., VESGA, C. Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta area, Colombia. Informe 1829. Preliminary report. Ingeominas. Bogota, 1969. 288 p. Citado por: CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander. Memoria Explicativa. Bucaramanga: INGEOMINAS, 1994. 47p.

VARGAS, R., ARIAS, A. Plancha 86 Ábrego. Escala 1:100.000. Bogotá: INGEOMINAS, 1981. 1 plano: col; 92 x 74 cm.

WALTHER, J., ORVILLE, P. (1982). Volatile production and transport in regional metamorphism. Contr. Mineral Petrol. 79, 252-257p. Citado por: MIYASHIRO, A. Metamorphic Petrology. 1 ed. New York: Oxford University Press, 1994. 404p.

WARD, D., GOLDSMITH, R., CRUZ, J., RESTREPO, H. Geología de los Cuadrángulos H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander. En: U.S. Geological Survey e Ingeominas. Boletín Geológico, 1973. Vol. XXI, No 1-3, 132 p.

WINKLER, H. Petrogénesis de rocas metamórficas. Traducido por Cesar Casquet y Mercedes Peinado. 1ra ed. Madrid: Heroes, S.A. 1978. 346p.