



**CARACTERIZACIÓN DEL METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN
PARA ECLOGITAS Y ESQUISTOS AZULES,
EMPLAZADOS DENTRO DEL COMPLEJO ARQUÍA,
EN EL SECTOR PIJAO – GÉNOVA (QUINDÍO),
FLANCO OESTE, CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA.**

OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Santafé de Bogotá, D. C.

2020

**CARACTERIZACIÓN DEL METAMORFISMO DE ALTA PRESIÓN
PARA ECLOGITAS Y ESQUISTOS AZULES,
EMPLAZADOS DENTRO DEL COMPLEJO ARQUÍA,
EN EL SECTOR PIJAO – GÉNOVA (QUINDÍO),
FLANCO OESTE, CORDILLERA CENTRAL, COLOMBIA.**

OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

Doctor en Geociencias

Director

PhD. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón



Codirector

PhD. Carlos Alberto Ríos Reyes



Línea de Investigación

Petrología

Grupo de Investigación

Técnicas aplicadas a Tectónica y Análisis de Cuencas

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Santafé de Bogotá, D. C.

2020

CASTELLANOS, O., 2020. Caracterización del metamorfismo de alta presión para eclogitas y esquistos azules, emplazados dentro del Complejo Arquía, en el sector Pijao – Génova (Quindío), flanco oeste, Cordillera Central, Colombia. 222 p. Tesis Doctoral – Departamento de Geociencias, Universidad Nacional de Colombia, Santafé de Bogotá, D. C.

.....a mi TTN, Maravilla y Kappita.

..... Dios sobre todas las cosas..... A Ω

... porque algunos ángeles me cuidan desde el cielo: Juan y Cecilia
Angela y Angelmira Filomena Victoria y Ramiro Oliva.....
y otros han estado ahí justo a mi lado..... Carolina Juan David
Carlos Augusto Don Hernán Patxi Joseba Caryl Vanessa
Gloria América y René Antonio.

Agradecimientos

A mi Director y mi Codirector, Geólogos PhD. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón y Carlos Alberto Ríos Reyes, por haber creído incondicionalmente en mi idea, y en especial, por su inmensa amistad y total apoyo...para ellos, mi más profundo e infinito respeto, admiración y gratitud. Dios les pague, por tanto, y perdón por tan poco.

Al Doctor Alberto Núñez Tello – INGEOMINAS 2009, hoy SGC, fuente de mi inspiración para este trabajo.

Al Doctor Johon Albert Restrepo – Agencia Nacional de Hidrocarburos ANH, por sus valiosas indicaciones preliminares para el trabajo de campo en el año 2009.

A COLCIENCIAS-COLFUTURO por la Beca del Programa de Doctorados Nacional, Convocatoria 617.

A la Universidad de Pamplona, por otorgarme la Comisión de Estudios, para vincularme al Programa Doctoral, a mis compañeros docentes de Unipamplona, y de la Facultad de Ciencias Básicas, del Departamento de Física y Geología y del Programa de Geología, y muy especialmente al Doctor Elkin Gregorio Flórez Serrano y a los profesores Elio Daniel Serrano Velasco y Simeón Fernández Rozo.

A la Universidad Nacional de Colombia, sede Bogotá, orgullosamente, la mejor del país, por abrir sus aulas, para mí; al personal Docente del Departamento de Geociencias y a su personal administrativo.

A la Universidad de Los Andes de Mérida-ULA, Venezuela, por aceptarme en mi primera pasantía internacional de investigación, y en especial a los Doctores Patxo Joseba

Viscarret Valero y Ángel Andara; al Doctor Franco Urbani-FUNVISIS, al Profesor Sebastián Grande-Universidad Central de Venezuela UCV y a la Ingeniera Pedrimar Díaz-FUNVISIS; a Mérida, Isla Margarita, Caracas, Puerto Cabello, Villa de Cura, y sus gentes, inigualables, como los señores Luis Vivas y Guido.....vamos Venezuela!!!

A la Escuela Politécnica Nacional de Ecuador-EPN, por aceptarme en mí segunda pasantía internacional de investigación, y en especial a los Doctores Pedro Santiago Reyes Benítez y Pablo Emilio Duque, y a la Ingeniera Vanessa Escobar Duque; a Quito, Islas Galápagos, Guayaquil, La Chilca, y sus maravillosas gentes.

A la Universidad de Alabama-UA, USA, por aceptarme en mi tercera pasantía internacional de investigación, y en especial al Doctor Harold H. Stowell, Director del Laboratorio de Isótopos Radiogénicos y a la Geóloga Elizabeth Bollen; a Tuscaloosa y su bella e inolvidable gente.....Thank you very much Choctaw Black Warrior.

A los profesores Anne Marie Basso, Luis Carlos Mantilla, Carlos Alberto García, Gloria Inés Rodríguez, amantes de la roca profunda, dura y cristalina, bella, metamórfica.

Al Doctor José Antonio Henao Martínez, Director del Laboratorio de DRX-UIS PTG; Dios me le pague Toñito.

私の先生に 高須昭 島根大学 地球科学部門 ありがとうございました 松江市 島根県 日本

A mis colegas, compañeros y amigos Nicolás, Cindy, Sergio, Matthias, Julián, Francisco y Daniel, en Bogotá, y a Sebastián y Juan David, en Villa del Rosario, por compartir el día a día del quehacer universitario.

A mis hermanos Martha Cecilia y Juan de la Cruz, por todo.

A todos mis familiares y amigos de crianza en la calle 20 con carrera 21 del Barrio San Francisco, y sus familias, por su estoico apoyo, por estar siempre pendientes, por preocuparse tanto por mí, y en especial por sus oraciones y plegarias. A mi cuadrilla de siempre, en Pamplona; al gran jefe Fredy Solano, al Terrible Liberal Jorge Iván Pabón, a Jk Peláez y al Viejito Cacreco Jairo Rosas, enhorabuena, va por Ustedes, y Olé a los fieles, incondicionales y eternos; el Flaco Querido y el Compi Mañe Cantillo; gracias Totales.

A la UIS, mi segundo hogar, en la ciudad más bonita del planeta tierra y sus alrededores, Bucaramanga.

A las autoridades civiles, militares y eclesiásticas de los Municipios de Pijao y Génova, en el Departamento del Quindío, por su amorosa hospitalidad y calor fraterno, para con “el Profe de las piedras bonitas”.

Declaración

Declaro que esta tesis doctoral presenta trabajo realizado por mí mismo y no incorpora sin agradecimientos y referencias citadas en el trabajo ningún material previamente enviado en cualquier forma a ninguna universidad, y que a mi leal saber y entender no contiene ningún material previamente publicado o escrito por otra persona, excepto cuando se haga la debida referencia en el texto. Confirmando que el contenido intelectual de este trabajo es el resultado de mi propio esfuerzo y de ninguna otra persona.

El derecho de OSCAR MAURICIO CASTELLANOS ALARCÓN, identificado con CC. 91.267.297, a ser identificado como único autor de este trabajo se afirma de acuerdo con los artículos 77 y 78 de la Ley de Derechos de Autor, Diseños y Patentes de 1988. A la fecha los derechos de autor son propiedad del autor.

Resumen

Caracterización del metamorfismo de alta presión para eclogitas y esquistos azules, emplazados dentro del Complejo Arquía, en el sector Pijao – Génova (Quindío), flanco oeste, Cordillera Central, Colombia.

Las rocas de alta presión del Complejo Arquía, Cordillera Central de Colombia, consisten principalmente de eclogitas retrogradadas y esquistos y neises azules, así como rocas básicas, pelíticas, carbonatadas y ultramáficas metamorfizadas, de protolitos que varían entre basálticos toleíticos tipo N-MORB, a basaltos alcalinos de intra-placa y a basaltos de islas oceánicas, así como un aporte de sedimentos de fuentes oceánicas y continentales. Estas litologías revelan una subducción de régimen térmico tibio, correspondiente a un gradiente aproximado de 10°C/Km, y posteriores procesos de acreción y sutura sobre el margen oeste de la placa suramericana. En el presente estudio se discuten sus implicaciones tectónicas con el fin de plantear un modelo geológico acerca del origen, metamorfismo y exhumación de estas rocas.

La trayectoria de P-T se caracteriza por una etapa prógrada que alcanzó la facies eclogita con rangos entre 18-23 kbar y 620-670 °C, mientras que la etapa retrógrada alcanzó las facies epidota-anfibolita y esquistos verdes con rangos entre 9-14 kbar y 540-590 °C. Una granofelsa de cianita, fengita y granate produjo una edad Sm-Nd en granate de 124.2±1.2 Ma con MSWD=1.5 correspondiente a Aptiano-Barremiano, en el Cretácico temprano. Las rocas de alta presión del Complejo Arquía se consideran como el producto de un melange tectónico exhumado por medio de un canal de subducción fósil, como resultado de un proceso convergente de tipo subducción pacífica acrecionaria, suturado en su actual posición tectónica dentro de los Andes Colombianos.

Palabras clave: Metamorfismo, rocas de alta presión, canal de subducción, Complejo Arquía, eclogitas retrogradadas, esquistos azules.

Abstract

Characterization of high-pressure metamorphism for eclogites and blueschists, emplaced within the Arquía Complex, in the Pijao – Génova sector (Quindío), west flank, Central Cordillera, Colombia.

High-pressure rocks of the Arquía Complex, Central Cordillera of Colombia, consist mainly of retrograde eclogites and schists and blue gneisses, as well as metamorphosed basic, pelitic, carbonate and ultramafic rocks, of protoliths that vary between toleitic basalts type N-MORB, to intra-plate alkaline basalts and oceanic island basalts, as well as a contribution of sediments from oceanic and continental sources. These lithologies reveal a subduction of a warm thermal regime, corresponding to an approximate gradient of 10 °C/km, and subsequent accretion and suturing processes on the west margin of the South American plate. In this study its tectonic implications are discussed in order to propose a geological model about the origin, metamorphism and exhumation of these rocks.

The trajectory of PT is characterized by a prograde stage that reached the eclogite facies with ranges between 18-23 kbar and 620-670 °C, while the retrograde stage reached the epidote-amphibolite and greenschists facies with ranges between 9-14 kbar and 540-590 °C. A granulite facies of kyanite, phengite and garnet produced a Sm-Nd age in garnet of 124.2 ± 1.2 Ma with MSWD = 1.5 corresponding to Aptian-Barremian, in the early Cretaceous. High-pressure rocks of the Arquía Complex are considered to be the product of a tectonic melange exhumed through a fossil subduction channel, as a result of a converging process of a Pacific accretionary subduction type, sutured in its current tectonic position within the Colombian Andes.

Keywords: Metamorphism, high-pressure rocks, subduction channel, Arquía Complex, retrogressed eclogites, blueschists.

Contenido

	Pág.
Declaración	IX
Resumen	X
Lista de figuras	XIV
Lista de tablas	19
Lista de Símbolos y abreviaturas	22
Introducción	¡Error! Marcador no definido.
1. Capítulo	¡Error! Marcador no definido.
1.1 Antecedentes del Complejo Arquía	24
1.2 Alcance y Objetivos de Esta Investigación	30
1.2.1 Objetivos	31
1.2.2 Resultados esperados	32
1.3 Estructura de la Tesis	33
2. Capítulo 2 Revisión de la Literatura Acerca de Rocas de alta Presión	35
3. Capítulo 3 Materiales y Métodos	40
3.1 Trabajo de Campo y Muestreo	40
3.2 Preparación de muestras	40
3.3 Técnicas de Caracterización	40
3.3.1 Estereomicroscopía	40
3.3.2 Microscopía de luz transmitida	41
3.3.3 Microsonda electrónica (EPMA)	41
3.3.4 Geoquímica de roca total	41
3.3.5 Geocronología TIMS Sm/Nd	42
3.3.6 Geotermobarometría	42
4. Capítulo 4 Resultados	43
4.1 Ocurrencia de Campo	43
4.1.1 Eclogitas retrogradadas	43
4.1.2 Metabasitas.....	46
4.1.3 Metapelitas.....	49
4.1.4 Esquistos azules	52
4.1.5 Peridotitas y serpentinitas	55
4.2 Petrografía	57

4.2.1 Eclogitas retrogradadas.....	57
4.2.2 Metabasitas.....	63
4.2.3 Metapelitas.....	71
4.2.4 Esquistos azules y mármoles asociados.....	75
4.2.5 Peridotitas y serpentinitas.....	81
4.3 Geoquímica de Roca Total.....	84
4.3.1 Geoquímica de elementos mayores.....	84
4.3.2 Geoquímica de elementos Traza y Ree.....	85
4.4 Química Mineral.....	97
4.4.1 Eclogitas Retrogradadas.....	97
4.4.2 Metabasitas.....	106
4.4.3 Metapelitas.....	111
4.4.4 Esquistos Azules.....	116
4.4.5 Rocas meta-ultrabásicas.....	123
4.5 Geotermobarometría.....	126
4.5.1 Construcción de diagramas de fase.....	127
4.5.2 Interpretación.....	136
4.6 Geocronología Mediante TIMS Método Sm-Nd.....	138
4.6.1 Metapelita.....	139
4.7 Metamorfismo.....	146
4.7.1 Metamorfismo Prógrado – Metamorfismo de Canal.....	146
4.7.2 Metamorfismo retrógrado – metamorfismo sobreimpuesto.....	166
4.7.3 Hidrotermalismo y metasomatismo.....	183
5. Capítulo 5 Discusión.....	191
5.1 Condiciones de Presión y Temperatura de Metamorfismo.....	191
5.2 Reabsorción y Sobrecrecimiento del Granate.....	195
5.3 Dominios de Crecimiento del Granate.....	198
5.4 Geocronología Sm/Nd.....	207
5.5 Connotación Tectono-Estratigráfica para Colombia.....	210
5.6 Modelo Geológico.....	212
5.6.1 Canal de subducción asociado a un melangetectónico.....	212
6. Capítulo 6 Observaciones Finales.....	224
6.1 Visión Crítica Presente.....	224
6.2 Relevancia General y Aporte al Conocimiento.....	225
6.3 Visión a Futuro.....	226
6.4 Colofón.....	226
7. Conclusiones y recomendaciones.....	227
7.1 Conclusiones.....	227
7.2 Recomendaciones.....	229
Bibliografía.....	277

Lista de figuras

	Pág.
Figura 1-1: Mapas geológico (a) y mapa de muestreo (b) del Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova, Departamento del Quindío, Cordillera Central, Andes Colombianos.	25
Figura 4-1: (a-d) Ocurrencia de eclogitas retrogradadas a manera de lentes o boudines anastomosados, fracturados en bloques y embebidos en matriz débil.....	44
Figura 4-2: Rasgos estructurales de las eclogitas retrogradadas, exhibiendo bandeamiento y foliación bien definidos.....	45
Figura 4-3: Detalles macroscópicos de zonación en anillos para granate	46
Figura 4-4: Ocurrencia de metabasitas en el área de estudio	47
Figura 4-5: Rasgos estructurales para las metabasitas.....	48
Figura 4-6: Detalles macroscópicos del granate en las metabasitas	49
Figura 4-7: Ocurrencia de metapelitas	50
Figura 4-8: Rasgos estructurales para las metapelitas.....	51
Figura 4-9: Detalles macroscópicos para granate y cianita en metapelitas	52
Figura 4-10: Ocurrencia de los Esquistos Azules, intercalados con niveles delgados de mármol, en el área de estudio. Boudines en donde se observa la esquistosidad de la roca	53
Figura 4-11: Rasgos estructurales para los Esquistos Azules.....	54
Figura 4-12: Detalles macroscópicos para anfíbol sódico, granate y epidota en esquistos azules	55
Figura 4-13: Ocurrencia de peridotita y serpentinitas	56
Figura 4-14: Rasgos estructurales de peridotitas y serpentinitas	57
Figura 4-15: Rasgos petrográficos de las eclogitas retrogradadas y del ensamble paragenético de las fases onfacita-granate.....	58
Figura 4-16: Rasgos texturales del granate y tren de inclusiones de cuarzo, clinozoisita y rutilo predominantemente.....	59
Figura 4-17: Rasgos petrográficos de la onfacita en eclogitas retrogradadas	60
Figura 4-18: Detalle petrográfico de los modos de ocurrencia de anfíbol en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía en el área de estudio.....	61
Figura 4-19: Detalle petrográfico de rutilo en eclogitas retrogradadas.....	62
Figura 4-20: Rasgos petrográficos de las anfibolitas	64
Figura 4-21: Rasgos petrográficos de las anfibolitas	66
Figura 4-22: Rasgos petrográficos de los esquistos anfibólicos con y sin granate	68

Figura 4-23: Rasgos petrográficos generales para las metapelitas aflorantes en el área de estudio.....	72
Figura 4-24: Rasgos texturales de granate en las metapelitas asociadas al Complejo Arquía en el área de estudio.....	73
Figura 4-25: Rasgos petrográficos de las fases minerales asociadas a las metapelitas en el área de estudio.....	74
Figura 4-26: Rasgos petrográficos generales para los esquistos (a-e) y neis (f) azules aflorantes en el área de estudio	76
Figura 4-27: Rasgos texturales del anfíbol sódico en los esquistos (a-e) y neis (f-i) azules asociados al Complejo Arquía en el área de estudio	76
Figura 4-28: Rasgos petrográficos de las fases minerales asociadas a los esquistos azules en el área de estudio.....	78
Figura 4-29: Rasgos texturales de granate en los esquistos azules asociados al Complejo Arquía en el área de estudio.....	80
Figura 4-30: Rasgos petrográficos generales para los mármoles asociados a los esquistos azules aflorantes en el área de estudio	81
Figura 4-31: Rasgos petrográficos generales para las peridotitas y serpentinitas asociadas, aflorantes en el área de estudio.....	82
Figura 4-32: Variación en el contenido de elementos mayores, para las eclogitas retrogradadas, esquistos y neises azules, basitas, pelitas y peridotitas serpentinizadas aflorantes en el área de estudio	85
Figura 4-33: Rasgos geoquímicos geotectónicos en roca total, para las eclogitas retrogradadas, metabasitas y esquistos azules, aflorantes en el área de estudio.....	86
Figura 4-34: Rasgos geoquímicos composicionales en roca total, para las eclogitas retrogradadas, metabasitas y esquistos azules, aflorantes en el área de estudio.....	87
Figura 4-35: Diagramas spider REE-Condrito y REE-Manto Primitivo	88
Figura 4-36: Diagrama Th/Nb vs La/Nb, según Plank (2005), en basaltos de dorsales medias oceánicas-MORB, basaltos de islas oceánicas-OIB, promedios de sedimentos marinos y continentales.....	90
Figura 4-37: Relaciones Nb/La vs. $(La/Sm)_N$, y Nb/Zr vs. Hf/Yb.....	91
Figura 4-38: Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb, modificado de Pearce y Peate (1995), para rocas intrusivas y volcánicas basálticas.....	92
Figura 4-39: Rasgos geoquímicos composicionales en roca total, para la metaperidotita y serpentinita, analizadas y aflorantes en el área de estudio.....	95
Figura 4-40: Diagrama de composición química de clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía, según (a) Morimoto (1988); (b) Essene y Fyfe (1967).	97
Figura 4-41: Mapas elementales a color para clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.....	98
Figura 4-42: Mapas elementales a color para granate en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.....	100
Figura 4-43: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granate	101
Figura 4-44: Diagramas de clasificación para eclogitas con base en el quimismo del Granate, según: (a) Coleman et al. (1965) y (b) Miyashiro (1994).	102

Figura 4-45: Diagrama de composición química Si vs. Na/(Na+K), para mica blanca en eclogitas retrogradadas.....	103
Figura 4-46: Diagramas de composición química para anfíbol en (a, b, e) eclogitas retrogradadas y (c, d) metabasitas del Complejo Arquía.....	105
Figura 4-47: (a) Diagrama de composición química Si vs. Na/(Na+K).....	107
Figura 4-48: Mapas elementales a color para granate en metabasitas del Complejo Arquía.....	108
Figura 4-49: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granates en metabasitas del Complejo Arquía.....	110
Figura 4-50: Mapas elementales a color para granate en metapelitas del Complejo Arquía.....	113
Figura 4-51: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granates en metapelitas del Complejo Arquía.....	114
Figura 4-52: Diagrama de composición.....	115
Figura 4-53: Mapas a color.....	118
Figura 4-54: Diagramas composicionales.....	119
Figura 4-55: Mapas a color para granate en esquistos azules del Complejo Arquía....	121
Figura 4-56: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granates en metapelitas del Complejo Arquía.....	121
Figura 4-57: Mapas a color.....	124
Figura 4-58: Eclogita retrogradada ARQ-214 modelada.....	129
Figura 4-59: Seudosección P-T° calculada para la eclogita retrogradada ARQ-214.....	131
Figura 4-60: Composición de roca.....	133
Figura 4-61: ISOPLETAS calculadas para la metapelita.....	134
Figura 4-62: Composición esquistos azul.....	135
Figura 4-63: Diagrama de trayectoria.....	137
Figura 4-64: Corazonamiento del granate para separación de las porciones volumétricas de núcleo, manto y borde.....	140
Figura 4-65: Fracciones monominerales separadas por método de picking manual.....	141
Figura 4-66: Etapas del proceso de preparación y análisis de las muestras sometidas al Método Sm/Nd usando TIMS.....	142
Figura 4-67: Isócrona y tabla de datos isotópicos Sm-Nd para núcleo de granate en metapelita.....	143
Figura 4-68: Isócrona y tabla de datos isotópicos Sm-Nd para borde de granate en metapelita del Complejo Arquía.....	144
Figura 4-69: Contacto neto del ensamble onfacita+granate, diagnóstico de la facies eclogita.....	146
Figura 4-70: Núcleo de porfidoblasto de granate de la eclogita retrogradada ARQ-1000, exhibiendo numerosas inclusiones, las cuales pueden representar la mineralogía predecesora al evento metamórfico principal de alta presión.....	148
Figura 4-71: Mapas a color de distribución elemental para Na, en porfidoblastos de granate exhibiendo inclusiones relícticas de plagioclasa tipo albita a An ₁₀₋₁₂ (color verde).....	149
Figura 4-72: Detalle de inclusiones relícticas polifásicas, de formas irregulares.....	150

Figura 4-73: Inclusiones relícticas consideradas evidencias microtexturales de la evolución eclogítica de las rocas de alta presión del Complejo Arquía.	152
Figura 4-74: Ensamble prógrado granate+fengita+cuarzo	152
Figura 4-75: Evolución de los ensamblajes característicos de las metabasitas, y sus facies asociadas;	154
Figura 4-76: Diagramas AKF (a) y AFM (b)	155
Figura 4-77: Detalle de inclusiones relícticas.....	156
Figura 4-78: Diagrama P-T° para el sistema KFMASH mostrando comparativamente el comportamiento de X_{Fe} para el par Grt+Bt en rocas pelíticas con diferentes ensamblajes y los granates de la pelita ARQ-ZOC-9A.....	159
Figura 4-79: Relaciones texturales de mica blanca, cianita, granate, biotita, sillimanita y cordierita en metapelitas	162
Figura 4-80: Relaciones texturales de riebeckita, epidota, fengita, calcita y granate en esquistos y neises de alta presión.....	164
Figura 4-81: Evolución textural de dunita relíctica a meta-peridotita.....	165
Figura 4-82: Distribución textural de granate en eclogita retrogradada (ARQ-628).....	167
Figura 4-83: Desarrollo de bandas de reacción (zonas I, II y III) en eclogita retrogradada (ARQ-500).....	168
Figura 4-84: Mapas a color.....	169
Figura 4-85: Mapas a color de rutilo en eclogitas retrogradadas (ARQ-628, ARQ-311 y ARQ-498), mostrando diferentes estados de transformación a titanita.....	170
Figura 4-86: Rasgos.....	171
Figura 4-87: Retrogradación de granate en eclogitas	173
Figura 4-88: Retrogradación del anfíbol desde edenita, color verde pardo, hasta actinolita, color verde azul	173
Figura 4-89: Rasgos petrográficos de la retrogradación en metabasitas en el área de estudio	174
Figura 4-90: Mapas a color de distribución elemental que evidencian la retrogradación del granate en la metabasitas. La clinozoisita en color blanco; plagioclasa, clorita y cuarzo de color azul y negro; el granate de color verde y naranja al centro de las imágenes.....	175
Figura 4-91: Retrogradación de fengita en eclogitas.....	175
Figura 4-92: Rasgos petrográficos que evidencian la retrogradación de los esquistos azules.....	177
Figura 4-93: Blastos de cromita de color rosa, (Figura 85 a) en metaperidotita serpentizada.....	178
Figura 4-94: Andalucita quiasolítica nucleada a partir de un metamorfismo de contacto sobreimpuesto a la metapelita grafitosa. En c y d se evidencia el efecto de la deformación por cizalla.....	180
Figura 4-95: Rasgos del tectonismo y deformación en regímenes dúctiles y frágiles sufridos por las principales litologías del Complejo Arquía.	181
Figura 4-96: Patrones de distribución de inclusiones, asociados a tectonismo, en granates de metapelitas del área de estudio	183

Figura 4-97: Rasgos macroscópicos a escala de muestra de mano, de la invasión de fluidos hidrotermales.....	185
Figura 4-98: Rasgos macroscópicos de la invasión de fluidos hidrotermales a las rocas del área de estudio	187
Figura 4-99: Rasgos microscópicos de la invasión de fluidos hidrotermales y su efecto metasomático sobre las rocas aflorantes	188
Figura 4-100: Detalle del intenso desarrollo de suelos por meteorización e intemperismo de las rocas aflorantes en el área de estudio.	190
Figura 5-1: Evidencia de reabsorción y sobrecrecimiento en granates del Complejo Arquía en el área de estudio; (a-i) eclogitas retrogradadas, (j) metapelita, (k-m) metabasitas	196
Figura 5-2: Patrones de distribución de inclusiones en metapelitas	199
Figura 5-3: Variación en el tamaño y textura de los granates de la metapelita ARQ-ZOC-9A.	200
Figura 5-4: Histogramas de composición química para granates en sus fracciones principales, para (a) eclogitas; (b) metapelitas	201
Figura 5-5: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para Mn y Ca, medido en granate de las 12 muestras de eclogitas colectadas	202
Figura 5-6: Patrones de distribución de las inclusiones en granates de eclogitas	203
Figura 5-7: Mapas a color de distribución elemental para Mn en granates de eclogitas, exhibiendo 4 patrones bien diferenciables	204
Figura 5-8: Diagrama que muestra la relación entre los elementos de un pliegue de crenulación interna de un porfiroblasto de granate, según Spear y Daniel (2001).	205
Figura 5-9: Comparación entre mapas de distribución elemental de contenido de Xgrs y contornos de contenido de Xsps para granates de metapelitas	206
Figura 5-10: Rocas ígneas emplazadas dentro del Complejo Arquía en el área de estudio, exhibiendo texturas faneríticas, afaníticas, equigranulares, porfiríticas, masivas y foliadas, que evidencian un vulcanismo extensivo en toda el área.	216
Figura 5-11: Diagrama comparativo entre las condiciones P-T de algunas eclogitas de referencia mundial	218
Figura 5-12: Modelo geológico	220

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 4-1: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	235
Tabla 4-2: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	238
Tabla 4-3: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de rutilo en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	240
Tabla 4-4: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de mica blanca en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	241
Tabla 4-5: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinozoisita en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	242
Tabla 4-6: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de anfíbol en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	244
Tabla 4-8: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	247
Tabla 4-9: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de titanita en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.	248
Tabla 4-10: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de anfíbol en metabasitas del Complejo Arquía.	249
Tabla 4-11: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en metabasitas del Complejo Arquía.	250
Tabla 4-12: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de mica blanca en metabasitas del Complejo Arquía.	251
Tabla 4-13: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en metabasitas del Complejo Arquía.	253
Tabla 4-14: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinozoisita en metabasitas del Complejo Arquía.	252
Tabla 4-15: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de rutilo en metabasitas del Complejo Arquía.	254
Tabla 4-16: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de titanita en metabasitas del Complejo Arquía.	255
Tabla 4-17: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en metapelitas del Complejo Arquía.	256

Tabla 4-18: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de mica blanca en metapelitas del Complejo Arquía	258
Tabla 4-19: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de polimorfos de Al_2SiO_5 en metapelitas del Complejo Arquía.	259
Tabla 4-20: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en metapelitas del Complejo Arquía.	260
Tabla 4-21: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de epidota en metapelitas del Complejo Arquía.....	261
Tabla 4-22: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de rutilo en metapelitas del Complejo Arquía.....	262
Tabla 4-23: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de anfíbol en esquistos azules del Complejo Arquía.	263
Tabla 4-24: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en esquistos azules del Complejo Arquía	265
Tabla 4-25: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de epidota en esquistos azules del Complejo Arquía.	266
Tabla 4-26: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en esquistos azules del Complejo Arquía.	267
Tabla 4-27: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de mica blanca en esquistos azules del Complejo Arquía	268
Tabla 4-28: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clorita-mica negra en esquistos azules del Complejo Arquía	269
Tabla 4-29: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de titanita en esquistos azules del Complejo Arquía.	270
Tabla 4-30: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de olivino en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.	271
Tabla 4-31: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinopiroxeno en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.	272
Tabla 4-32: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de anfíbol en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.	273
Tabla 4-33: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de serpentina en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.	274
Tabla 4-34: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de talco en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.	275
Tabla 4-35: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clorita-clinocloro-kaemmererita en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.....	276
Tabla 4-36: Síntesis de resultados termobarométricos para litologías asociadas del Complejo Arquía	126
Tabla 4-37: Síntesis de resultados geocronológicos para litologías asociadas del Complejo Arquía	139
Tabla 4-38: Fracciones monominerales separadas por método de picking manual, y sus pesos (expresados en miligramos), para las tres muestras sometidas a datación. Para la pelita se incluye adicionalmente el peso final de trabajo después de las rutinas de limpieza de la muestra y disolución parcial (leaching.	140

Lista de anexos

Pág.

Anexo A. Composiciones químicas de elementos mayores y menores231

Lista de Símbolos y abreviaturas

Abreviatura	Significado
BCC	Continental Crust – Corteza Continental Total
Cm	Centímetro
CCOP	Caribbean Oceanic Plateau - Plateau Oceánico del Caribe Colombiano
CCCIP	Provincia Ígnea Cretácea del Caribe Colombiano
CTR	Central Tectonic Realm - Bloque Tectónico Central
CLIP	Caribbean Large Igneous Province - Gran Provincia Ígnea del Caribe
EMORB	Enriched Medium Ocean Ridge Basalt - Basalto Enriquecido de Dorsal media Oceánica
EPMA	Electron Micro Probe Analyzer – Microsonda Electrónica
GPa	Giga Pascal
HREE	Heavy Rare Earth Elements – Elementos de Tierras Raras Pesadas
IUGS	International Union Geological Survey – Unión Internacional del Servicio Geológico
ICP-MS	Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – Espectrometría de Masas Acoplado a Plasma Inducido
ICP-MS-LA	Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – Espectrómetro de Masas Acoplado a Plasma de Ablación Láser
Kbar	Kilobar
Km	Kilómetro
Km ²	Kilómetro cuadrado
kV	kilovoltio
K _d	Coeficiente de distribución
LREE	Light Rare Earth Elements – Elementos de Tierras Raras Ligeras
LILE	Large Ion Lithophile Elements – Elementos litófilos de Ion Grande
MREE	Medium Rare Earth Elements – Elementos de Tierras Raras Medianas
mm	Milímetro
Ma	Millón de años
mPa	mili Pascal
MSWD	Mean Square Weighted Deviation – Media Cuadrática de Desviaciones Ponderadas
NMORB	Normal Medium Ocean Ridge Basalt – Basalto Normal de Dorsal media Oceánica
NW	Northwest – Noroeste
NE	Northeast – Noreste

nm	nanómetro
nA	nanoAmstrong
OIB	Ocean Island Basalt – Basalto de Isla Oceánica
PLOCO	Provincia Litosférica Oceánica Cretácica de Occidente
P	Presión
RSZ	Romeral Shear Zone – Zona de Cizalla o Falla de Romeral
REE	Rare Earth Elements – Elementos de Tierras Raras
SHRIMP	Sensitive High Mass Resolution Ion Microprobe – Microsonda Iónica de Alta Resolución
SW	Southwest – Suroeste
SE	Southeast - Sureste
SCMR	Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks – Subcomisión sobre la Sistemática de Rocas Metamórficas
seg	segundo
TIMS	Thermal Ionization Mass Spectrometer – Espectrometría de Masas por Ionización Térmica
TMORB	Transitional Medium Ocean Ridge Basalt - Basalto Transicional de Dorsal media Oceánica
T	Temperatur
t	tiempo
X_{Fe}	Fracción molar de hierro
°C	Grados Centígrados
µm	micra
#_{Mg}	Número de magnesio

1. Introducción

1.1 Antecedentes del Complejo Arquía

El Complejo Arquía comprende una serie de bloques litodémicos ensamblados, localizados a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central y está constituido por rocas metapelíticas, metamáficas y cuarzo-feldespáticas y rocas ultramáficas serpentinizadas (Figura 1-1). En la mayoría de los bloques las rocas se encuentran altamente cizalladas y deformadas. En estudios anteriores al trabajo de Maya y González (1995) se consideraban las rocas del Grupo Arquía como una unidad litoestratigráfica formal, a pesar de que estos mismos estudios mostraban una gran heterogeneidad en relación a los tipos de roca, grado de metamorfismo, relación con otras unidades litológicas, y edades.

El concepto complejo y el concepto litodema son fundamentales para abordar el problema del estudio de las rocas del Complejo Arquía. De acuerdo con el North American Commission on Stratigraphic Nomenclature del North American Stratigraphic Code -NACSN (2005), el estudio de las unidades litodémicas aunque se basa inicialmente en cartografía siempre está acompañado del uso de conceptos de petrología y geoquímica (paragénesis minerales y equilibrios de fase; termobarometría; geocronología y distribución de elementos mayores, menores, traza y Tierras Raras).

Los litodemas del Complejo Arquía más estudiados en Colombia corresponden al sector norte en Antioquia, al sector centro en Caldas y al sector sur en los Departamentos de Valle del Cauca y Cauca. Adicionalmente cabe mencionar que autores como Feininger (1980) y Bosch et al. (2002) han correlacionado las rocas de alta presión del Complejo Arquía de Colombia con la Formación Raspas aflorante en la Cordillera Real en Ecuador.

Figura 1-1: Mapas geológico (a) y mapa de muestreo; solo muestras con análisis (b) del Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova, Departamento del Quindío, Cordillera Central, Andes Colombianos.

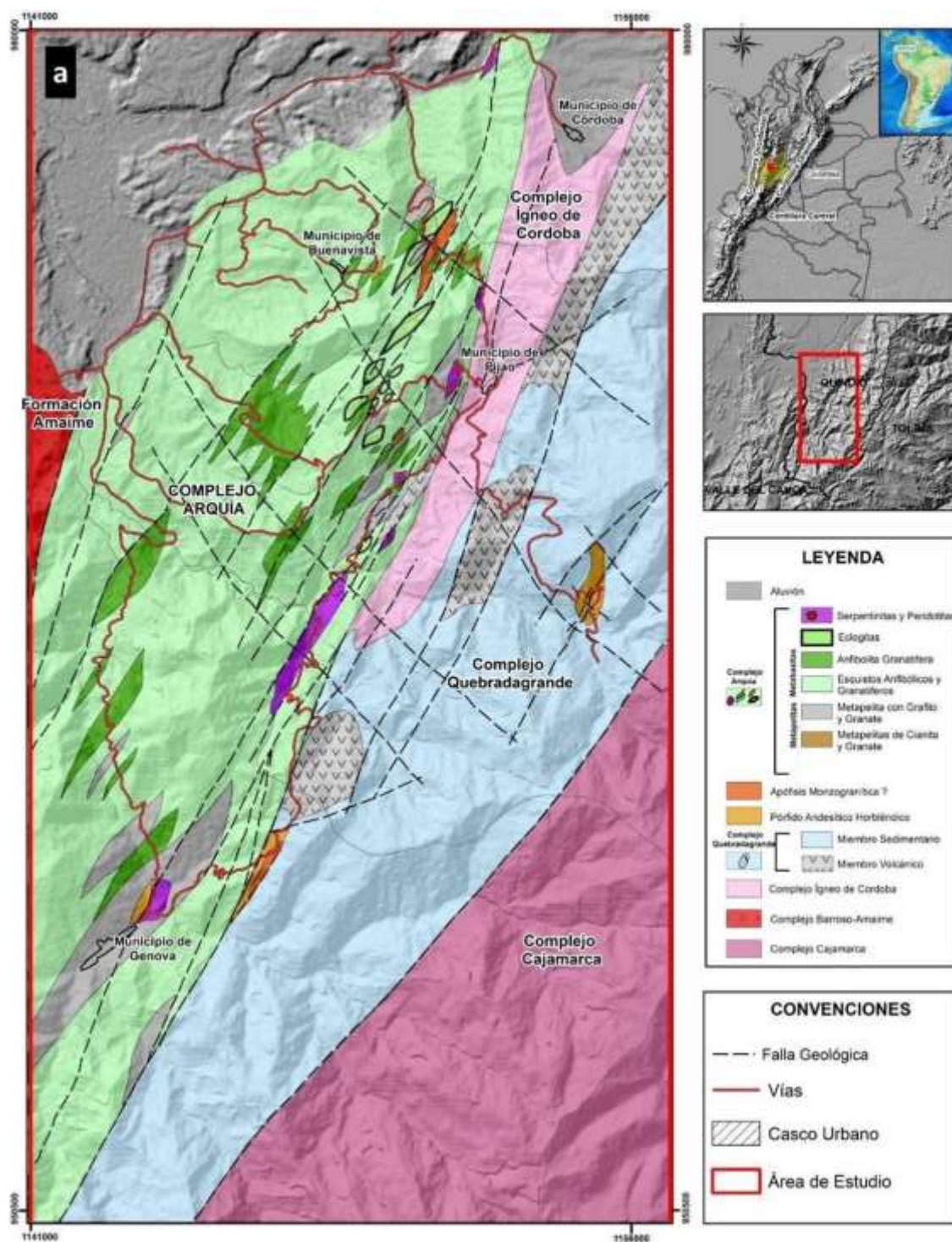
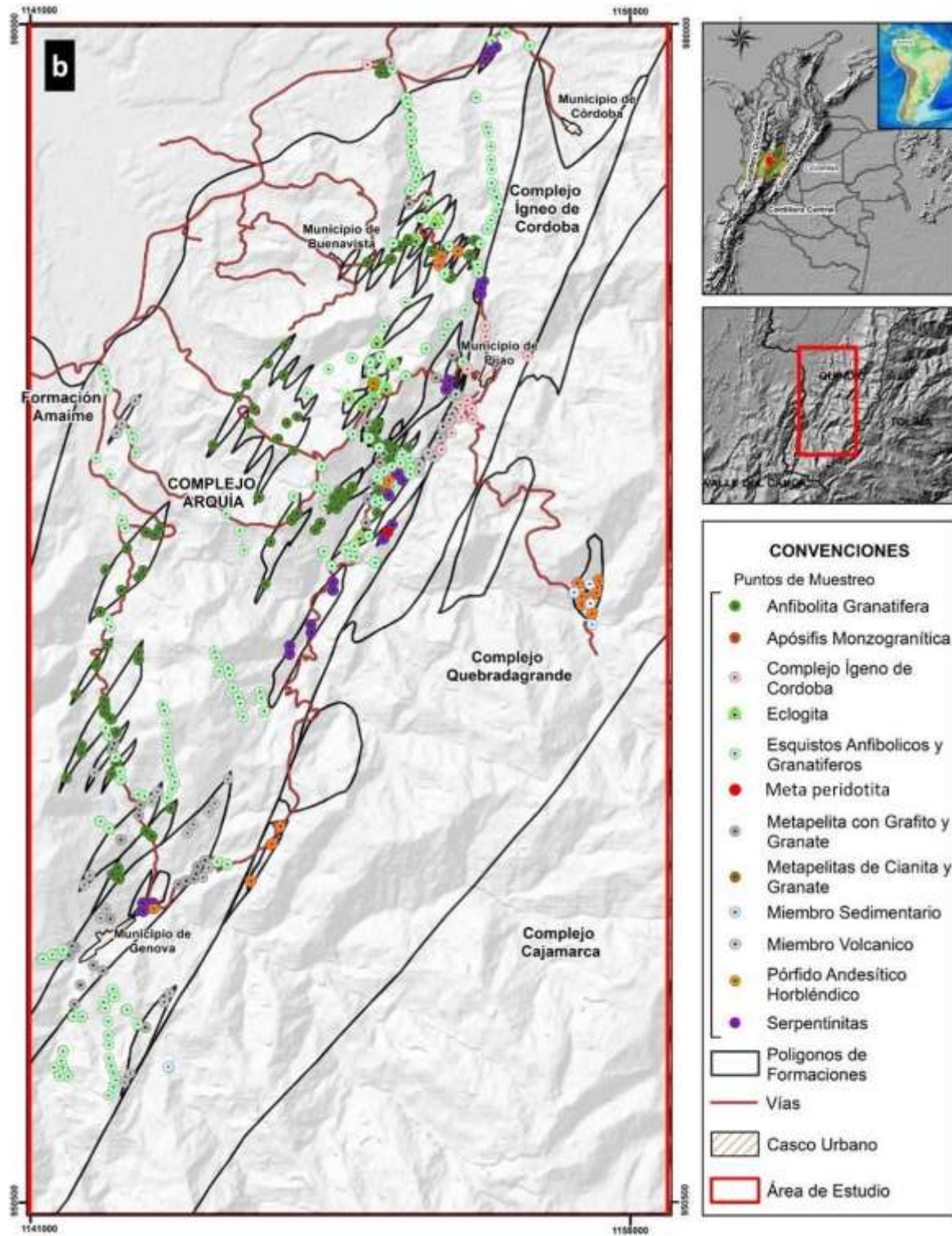


Figura 1-1: (Continuación)



El Complejo Arquía es una unidad metamórfica constituida por rocas con protolito ígneo y sedimentario de media a baja presión (metagabros, anfibolitas granatíferas, esquistos anfibólicos, esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas), de alta presión (esquistos de lawsonita y glaucofana, y eclogitas) y por rocas ultramáficas serpentinizadas. El complejo se encuentra limitado estructuralmente por las fallas de Cauca Almaguer al Oeste y Silvia-Pijao al Este. La presencia de los bloques de alta presión fue identificada inicialmente por (Núñez y Murillo, 1978; Núñez, 1979), quienes reportaron un bloque de esquistos de glaucofana dentro de la Formación Quebradagrande en los alrededores de Pijao al suroeste del departamento del Quindío (flanco occidental de la Cordillera Central). La presencia de estos bloques en la Cordillera Central fue posteriormente corroborada con el trabajo de Murcia y González (1980), con el reporte de una nueva localidad donde aparecen rocas metamórficas del tipo bórico alta presión – baja temperatura en la quebrada la Calera, municipio de Tacueyó (flanco occidental del Nevado del Huila).

Pardo y Moreno (2001) listan dentro del Complejo Arquía las siguientes unidades (de norte a sur): Esquistos de Sabaletas (Grosse, 1926), Grupo Arquía (Restrepo y Toussaint, 1974), Esquistos de Lisboa-Palestina (Mosquera, 1978), Complejo Bolo Azul (metagabroides), Complejo del Río Rosario (esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas) y Grupo Bugalagrande (secuencia de esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas) (McCourt et al., 1984), Esquistos de Barragán (McCourt y Feininger, 1984), Esquistos de Jambaló (Orrego et al., 1980a, b), y la secuencia metamórfica de Buesaco con esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos (Murcia y Cepeda, 1991).

Trabajos como los de (Maya y González, 1995; Nivia et al., 1996; Toussaint, 1996) refuerzan el concepto de las unidades Complejo Cajamarca, Complejo Quebradagrande y Complejo Arquía como litodemas, i.e., bloques tectónicos asociados al Sistema de Fallas de Romeral de acuerdo a sus diferencias en litologías, protolitos, metamorfismo, edades y contactos. El litodema del Complejo Arquía fue generado por cizallamiento entre la “Provincia Ignea Cretácea Caribe-Colombiana” (CCCIP) de Kerr et al. (1997) y la margen oeste de Colombia durante el Cretácico (Pardo y Moreno, 2001).

Cediel et al. (2003) cuestiona la imposibilidad de Nivia et al. (1996) de definir con exactitud los límites geológicos de estos complejos y propone el Melange de Romeral

siguiendo planteamientos de Ruíz et al. (2012) quienes plantean la posibilidad de la extensión de la sutura de Cauca-Almaguer o Romeral mas al este; esta extensión marcaría el contacto entre los terrenos de afinidad oceánica y el margen continental de Colombia.

Considerando los trabajos de connotación geoquímica, geocronológica y tectónica se debe destacar que todos ellos se han realizado predominantemente en litologías tipo anfibolita, neises y migmatitas, gabros y esquistos, además de granitoides. Las edades obtenidas se realizaron por el método K/Ar en anfíbol, plagioclasa, biotita y roca total, con un rango de edades que incluye desde el Permo-Triásico hasta el Paleogeno temprano. Algunas de estas edades son consistentes con las obtenidas por Vinasco et al. (2006), quien a partir de edades U-Pb SHRIMP en circones, Ar-Ar en micas y anfíboles, TIMS y geoquímica REE, propone al menos tres eventos Permo-Triásicos para neises graníticos y granitoides de la Cordillera Central entre Antioquia y Caldas entre 280 y 230 Ma. Estos eventos ocurren simultáneamente a las orogenias Aleganiana o Ouachita ocurrida en el lapso Paleozoico tardío – Mesozoico temprano durante la amalgamación de Norteamérica y Gondwana (ensamble final de Pangea; ver por ejemplo (Pindell y Dewey, 1982; Pindell, 1985).

Ruíz et al. (2012) y Restrepo et al. (2009) presentan datos geoquímicos para las metabasitas del Complejo Arquía y concuerdan en que estas rocas poseen un protolito originado en ambientes oceánicos tipo MORB, con poca o nula interacción de fluidos de zona de subducción y por lo tanto representan remanentes de corteza oceánica con montes oceánicos. El ambiente es interpretado por estos autores como una cuenca oceánica marginal en una zona de supra-subducción presente durante el Cretácico Temprano/Medio que se adoso al continente a lo largo de los sistemas de fallas Cauca y Romeral.

Villagómez et al. (2011) presentan datos geoquímicos de anfibolitas, anfibolitas granatíferas y esquistos micáceos del área del Quindío, estos autores publican edades $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ interpretadas como edades de exhumación en un rango 117-107 Ma. Su interpretación incluye la presencia de un canal de subducción debajo del arco de Quebradagrande, el cual fue exhumado en ese periodo de tiempo. Las diferencias en señales geoquímicas de las diferentes litologías del Complejo Arquía indica fue originado

por la acreció, conducen a inferir a estos autores que muy probablemente al igual que sucede en el Complejo Raspas de Ecuador (John et al., 2010).

Los datos geocronológicos reportados incluyen una edad K-Ar en hornblenda para una anfibolita de 113 ± 5 Ma (Restrepo y Toussaint, 1975; 1976), una edad K-Ar en roca total para una anfibolita granatífera de 110 ± 10 Ma (Toussaint y Restrepo, 1978), y una edad K-Ar en hornblenda para una metamorfita de alto grado (McCourt et al., 1984). Las dos primeras edades se interpretan por los autores como provenientes de litologías retorgradadas. Bustamante et al. (2011; 2012) identifican diferencias tectono-metamórficas y geocronológicas entre los esquistos de glaucófana de Jambaló y Barragán respectivamente. Estos autores interpretan las edades obtenidas mediante el método K-Ar en fengitas como resultado de (i) un evento milonítico de exhumación para el área de Jambaló durante el Maastrichtiano-Daniano y (ii) la formación de un arco en un complejo de subducción en el área de Barragán de edad Albiano-Aptiano. Los autores mencionados interpretan la firma geoquímica de basaltos subalcalinos tipo N-MORB y E-MORB para protolitos de los esquistos azules y anfibolitas de Barragán como evidencias de un origen oceánico incluyendo material proveniente de arco de isla y de retro-arco.

Son pocos los datos termobarométricos publicados para el Complejo Arquía, y especialmente para la parte central de la Cordillera Central, principalmente por la carencia de estudios con datos detallados de química mineral. Condiciones del pico metamórfico han sido reportadas para anfibolitas granatíferas (630 ± 30 °C y 10.5 ± 1.2 kbar; García et al., 2011) y para eclogitas (530 ± 40 °C y 8.0 ± 3.0 kbar; McCourt, 1984). Los datos de presión obtenidos por McCourt (1984) se consideran bajos para la estabilidad termodinámica de la onfacita y su equilibrio con granate, y a manera más general, para los rangos de la facies eclogita en un diagrama PT. García et al. (2011) interpreta los datos termobarométricos obtenidos como indicadores de un metamorfismo generado por un ambiente de colisión y obducción de la Meseta Oceánica del caribe-colombiano durante el Cretáceo Tardío.

Referencias adicionales utilizadas en este trabajo, que motivaron la realización de las primeras campañas de campo en busca de rocas de alta presión, y que merecen mención incluyen: González (1997), McCourt y Feininger (1984), Murcia y González (1980), Núñez (1979), Núñez y Murillo (1978), Orrego et al. (1980), Ríos et al. (2008 y

2017), Toussaint y Restrepo (1978), y García et al. (2017). Estos trabajos presentan información cartográfica, petrográfica, y de datos puntuales de geoquímica, geocronología y termobarometría concentrada en el área comprendida entre los municipios de Pijao y Génova en eclogitas y esquistos de glaucofana.

1.2 Alcance y Objetivos de Esta Investigación

¿Cuál es el problema científico que motiva el interés en desarrollar este Proyecto de Tesis?

Aunque el Complejo Arquía ha sido objeto de estudios previos de notable importancia, como los mencionados en el apartado anterior, existe poca información del del litodema o bloque tectónico que involucra a las rocas objeto del presente Proyecto de Tesis. No hay, para este bloque, trabajos detallados en las eclogitas y los esquistos azules de Pijao; estas litologías son un registro que puede aportar información sobre la evolución del borde NW de Suramerica y que ocasiono el evento metamórfico de alta presión a finales del Jurásico y principios del Cretácico.

A pesar del notable avance de la Geología a nivel mundial, el estudio del Complejo Arquía en Colombia data de apenas 90 años atrás. Los primeros intentos en definir y clasificar los melanges se realizan desde hace 50 años, y los trabajos pioneros en metamorfismo de alta presión en Colombia están próximos a cumplir apenas 40 años, por cuanto es apenas deducible que falta aún mucho camino por recorrer en ambas temáticas. Las publicaciones contienen datos obtenidos a partir del análisis de anfibolitas granatíferas que se asumen, en muchos casos, como producto del metamorfismo retrógrado de eclogitas. Edstas suposiciones son especulativas porque no se presentan evidencias como ocurrencias, relaciones de campo, petrografía y mineralogía, y características geoquímicas que permitan interpretar cuales fueron las reacciones metamórficas prógradas y retrógradas. Además, tampoco se presentan datos geocronológicos en las fracciones monominerales de onfacita y granate ni química mineral cualitativa y cuantitativa a partir de la cual se puedan reconstruir trayectorias PT.

A partir de lo anteriormente planteado, se hace necesario definir las siguientes preguntas generales de investigación que enmarcarán y direccionarán el trabajo a ejecutar:

-
- ¿Cuáles son los principales rasgos petrográficos, con significado petrogenético, en términos de microestructuras de reacción y ensambles paragenéticos de las eclogitas, esquistos azules, pelitas y demás rocas asociadas aflorantes en el área de estudio?
 - ¿Cuáles son las firmas geoquímicas de las eclogitas, esquistos azules y pelitas aflorantes en el área de estudio y cuáles son sus posibles protolitos?
 - ¿Cuál es la química mineral de las fases principales constituyentes de las diferentes litologías en el área de estudio?
 - ¿Cuáles son los rangos de temperatura y presión que direccionaron las reacciones minerales prógradas y/o retrógradas generadoras de las rocas de alta presión objeto del presente proyecto de investigación?
 - ¿Qué interpretación termodinámica, en términos de una trayectoria de presión-temperatura-tiempo para el área, se puede realizar a partir de la química mineral obtenida de los minerales índice de metamorfismo?
 - ¿Cuál es la edad de metamorfismo de las eclogitas y rocas de alta presión asociadas del Complejo Arquía en el área de estudio?
 - ¿Qué modelo geológico de emplazamiento se podría plantear para la secuencia de rocas estudiada en el área, i.e., es un canal de subducción?

Las anteriores preguntas de investigación planteadas, cobran vigencia debido a la importancia que representa el Complejo Arquía en la reconstrucción de los procesos tectono-metamórficos que ocurrieron durante la acreción de los terrenos al margen continental suramericano producto de la subducción de una placa oceánica bajo de la placa continental suramericana.

1.2.1 Objetivos

1.2.1.1 Objetivo general

Establecer las características petrogenéticas y la edad de metamorfismo de las eclogitas y rocas asociadas del Complejo Arquía en sector Pijao – Génova (Quindío, Cordillera Central Colombiana) con el fin de aportar nuevos datos al conocimiento de los procesos de subducción y acreción de bloques en el margen continental NW de Suramérica.

1.2.1.2 Objetivos específicos

- Cartografiar, muestrear y caracterizar petrográficamente las eclogitas, los esquistos azules y demás rocas asociadas para definir los diferentes litotipos presentes dentro de la secuencia metamórfica de alta presión.
- Analizar y establecer la química mineral de las fases que constituyen las asociaciones minerales paragenéticas de las rocas de alta presión.
- Modelar con diagramas de fases (pseudosecciones) y termobarometría las(s) posible(s) trayectoria(s) P-T-t de las litologías de alta presión muestreadas.
- Usar el método Sm/Nd para obtener edades de las eclogitas, anfibolitas y pelitas para establecer la edad del pico de metamorfismo dentro del área de estudio.
- Proponer un modelo del mecanismo de emplazamiento para los diferentes bloques tectónicos y sus litotipos.

Las conclusiones de este proyecto de investigación servirán como parámetro comparativo de los datos publicados hasta la fecha en cuanto respecta al ambiente de formación del litodema y su evolución tectónica y cronológica. Asimismo, los datos generados podrán ser el punto de partida en la generación de nuevos estudios y modelos y en la reevaluación y redefinición de los ya existentes.

1.2 2 Resultados esperados

1.2.2.1 Generación de conocimiento y/o nuevos desarrollos tecnológicos

Los beneficios que se obtendrían con el desarrollo de esta investigación se traducen en la cantidad de información que ofrecería desde el campo de la petrología metamórfica, los resultados serán material de referencia y consulta para otros investigadores. El conocimiento que se generará durante esta investigación permitirá a la comunidad científica regional y de nuestro país contar con nuevos datos acerca de la evolución geológica de terrenos metamórficos de gran complejidad como el Complejo Arquía, como aporte al conocimiento geológico en la reconstrucción del modelo evolutivo de Colombia, Suramérica y el Caribe.

1.2.2.2 Fortalecimiento de la capacidad científica nacional

La ejecución de esta investigación implica el fortalecimiento de la infraestructura de los grupos de investigación que la apoyan (Grupo de Investigación en Geofísica y Geología PANGEA - Universidad de Pamplona, Grupo de Investigación en Técnicas aplicadas a Tectónica y Análisis de Cuencas - Universidad Nacional de Colombia y Grupo de

Investigación en Geología Básica y Aplicada GIGBA - Universidad Industrial de Santander). El desarrollo del proyecto aportará al enriquecimiento intelectual de quienes formamos parte de los mismos, permitiendo así el aumento de nuestra trayectoria investigativa como aporte a la sociedad científica nacional.

1.2.2.3 Apropiación social del conocimiento

La difusión de los resultados de investigación son un aporte sustancial ya que permitirá la transferencia del conocimiento alcanzado, justificando su desarrollo desde el punto de vista social en el sentido de que no solo se centra en el conocimiento de la naturaleza y el origen de las rocas metamórficas sino también constituye una base de gran importancia para establecer las numerosas aplicaciones prácticas que podría representar el estudio de las eclogitas y esquistos azules en la comprensión de los mecanismos de tectónica de placas, subducción, metamorfismo de alta presión y exhumación. La sociedad científica obtendrá nuevos datos para analizar y discutir a partir de los artículos a publicar y la información de carácter divulgativo que se pondrá al servicio de la comunidad en general.

1.3 Estructura de la Tesis

Esta tesis consta de 6 capítulos generales; en el capítulo 1 presenta una breve descripción de los aspectos más destacados del estudio propuesto, objetivos y resultados esperados.

El Capítulo 2 es un estudio de la literatura existente sobre las rocas de alta presión, los tipos de subducción y los mecanismos de exhumación de estas rocas por medio de canales de subducción.

El capítulo 3 presenta los materiales y métodos utilizados en este trabajo; rutinas de campo y muestreo, preparación de muestras, estereomicroscopía, petrografía de luz transmitida, geoquímica de roca total por espectrometría de masas ICP-MS, química mineral mediante microsonda electrónica EPMA, geocronología método Sm-Nd en granate, usando espectrometría de masas por ionización térmica TIMS, y modelamiento de diagramas de fase o pseudosecciones usando el software THERMOCALC.

El capítulo 4 consiste de los resultados detallados obtenidos en cada una de las etapas descritas anteriormente.

El capítulo 5 presenta la discusión e integración de todos los resultados y observaciones acumuladas durante las diferentes etapas de esta investigación, confrontando y discutiendo resultados de investigaciones nacionales e internacionales sobre las rocas de alta presión, los procesos de subducción, y los mecanismos de exhumación por medio de canales de subducción.

El capítulo 6 resume las contribuciones que pueden extraerse de los resultados presentados en esta tesis y sugiere direcciones para futuras investigaciones.

2. Capítulo 2 Revisión de la Literatura Acerca de Rocas de alta Presión

Uno de los procesos geológicos que mayor interés en las últimas décadas ha despertado entre los científicos mundiales y se ha convertido en objeto de innumerables estudios y proyectos de investigación es la subducción de corteza, bien sea oceánica o continental, y su evolución. De igual manera y asociados a este proceso se destacan los límites convergentes de placas tectónicas, las antiguas zonas de sutura y el reciclaje de corteza continental, todos ellos generadores de importantes depósitos minerales de interés económico y fuente de eventos sísmicos de diversa magnitud e influencia (Bustamante, Juliani, Essene, Hall y Hyppolito, 2012; Cochrane et al., 2014).

Existen variadas litologías cuya génesis se deriva de la subducción de corteza litosférica, pero en el campo de la petrología metamórfica sin duda alguna las eclogitas y los esquistos azules son los dos litotipos más importantes. Estos afloran en cinturones metamórficos de alta y ultra-alta presión con amplia distribución en el planeta y están asociados a cuerpos de serpentinitas en melanges con matrices débiles mecánicamente, esta es una característica importante para los procesos de exhumación que ocurren en los canales. Dichas litologías han servido como soporte a la petrología para definir y considerar las dos facies metamórficas de alta presión reconocidas a la fecha (Agard, Yamato, Jolivet, Burov, 2009; Festa, Pini, Dilek y Codegone, 2010; Terabayashi et al., 2005).

Adicionalmente, la ocurrencia de esquistos azules, más que la de las eclogitas, es un hallazgo de gran importancia para los geólogos tectono-estructuralistas a nivel mundial, ya que dichos afloramientos son usados para definir y establecer antiguas zonas de sutura en el planeta y la evolución de los márgenes de placas tectónicas (Bustamante et al., 2012; Agard, Yamato, Jolivet, Burov, 200; Faryad y Kachlík, 2013; Cochrane et al.,

2014; Spikings et al., 2015). En los Andes septentrionales, además de Colombia, se han reportado eclogitas y esquistos azules en la Isla Margarita, en el Cinturón de Villa de Cura y en el Cinturón de la Cordillera de la Costa (Venezuela; 98-103) y en el Complejo Metamórfico Raspas, sobre la Cordillera Real, en Ecuador (Duque, 1993; Aspden y Litherland, 1992).

Las eclogitas y los esquistos azules son generadas a partir rocas básicas o máficas y su origen se asocia directamente a procesos metamórficos regidos por condiciones termodinámicas de alta hasta ultra alta presión, con un amplio rango de temperaturas, e impuestos a rocas ígneas tipo gabros y/o basaltos (Xia, Zhang y Xia, 2014). La sistemática y la nomenclatura de las eclogitas y los esquistos azules fue estandarizada por la IUGS (Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks-SCMR, 10); la base de esta sistemática es el contenido mineralógico y/o la composición química de roca total.

La interpretación de los ambientes de formación de las rocas de alta presión ha sido objeto de varios postulados que han ido evolucionando en el tiempo, desde Haüy a inicios de los años 1800, quien introdujo el término “eclogita”. Los conceptos de Haüy fueron revisados y replanteados por (Grubenmann, 1910; Becke, 1913; Estola, 1915; Grubenmann y Niggli, 1924; Coleman, 1965; Coleman, Lee, Beatty y Brannock, 1956; Banno, 1970). Las clasificaciones modernas dividen las rocas de alta presión en dos grupos: las de tipo oceánicas/cordilleranas o pacíficas (Song, Zhang, Niu, Su, Song y Liu, 2015; Endo, Wallis, Tsuboi, Aoya y Uehara, 2012) y las de tipo alpinas/colisionales o continentales (Song, Zhang, Niu, Song y Liu, 2006; Maruyama, Liou y Terabayashi, 1996) (Zheng, Fu, Gong y Li, 2003; Yang et al., 2005).

Las características de las regiones donde afloran rocas producidas en zonas de subducción permiten describirlas como melanges (mezclas). Festa et al. (6) definen un melange como un cuerpo caótico mapeable, de rocas mezcladas con una fábrica de matriz y bloques, cuya estructura interna y evolución está íntimamente relacionada a procesos estructurales, sedimentarios, magmáticos y metamórficos que acompañan su origen. Estos autores, han relacionado los melanges con escenarios de límites convergentes de placas, con tectónica extensional, con evolución de márgenes pasivos, con tectónica strike-slip, con zonas de subducción, con tectónica colisional y con

deformación intracontinental (Escuder, Pérez, Booth y Valverde, 2011; Tsai, Ch-H. Iizuka y Ernst, 2013; Escuder, Friedman, Castillo, Jabites y Pérez, 2011; Escuder y Pérez, 2006; Raymond, 1984), considera que la escala de mapeo debe ser de 1:24000 o más pequeña, y que los melanges están caracterizados tanto por la pérdida de continuidad interna de los contactos o estratos, como por la inclusión de fragmentos y bloques de todos los tamaños, exóticos y nativos, dentro de una matriz fragmentada de grano fino.

Los estudios realizados recientemente en las zonas de melanges tectónicos han permitido entender los mecanismos y procesos que ocurrieron en zonas de subducción de cortezas continental y oceánica, así como la evolución de las rocas de alta a ultra alta presión generadas en dichos escenarios a profundidades mantélicas (Li, Gao y Wang, 2016; Liou, Ernst, Zhang, Tsujimori y Jahn, 2009; Song et al., 2006). En contraste, los mecanismos y velocidades de exhumación son aún objeto de profunda controversia científica y son bastante amplios los vacíos conceptuales en el tema, considerando tanto la acción directa de fuerzas internas tales como la flotabilidad o la acción de fuerzas externas relacionadas con tectónica regional (Li, Gao y Wang, 2016; Rubatto y Hermann, 2001; Guillot, Hattori, Agard, Schwartz y Vidal, 2009). Según (Zheng et al. 2009; Zheng et al., 2012; Kylander et al., 2012; Li et al., 2016) los tiempos cortos combinados con tasas altas de exhumación y los tiempos más largos combinados con tasas lentas de exhumación tienen relación directa con los tamaños de los terrenos exhumados pequeños y grandes. La recirculación de material cortical a profundidades mantélicas hace que su densidad se incremente respecto a las rocas hospederas, por ende, la flotabilidad se hace negativa y la exhumación de este nuevo material generado requerirá del concurso de fuerzas de naturaleza tectónica (Yamato et al., 2007).

Una idea que con el paso de los años se ha venido desarrollando y consolidando es la exhumación de terrenos generados en zonas de subducción a través de los denominados canales de subducción (Agard, Yamato, Jolivet y Burov, 2009; Cloos y Shreve, 1988; Shreve y Cloos, 1986; Garcia, Torres, Millan, Monie y Schneider, 2020; Dragovic, Baxter y Caddick, 2015), entendidos como zonas de cizalla que contienen material débil, limitado por la losa que subduce y el borde del manto en límites convergentes de placas (Gerya et al., 2001; Guillot et al., 2009; Zheng et al., 2013; Li et al., 2016) plantean que el material supracortical de la litósfera subducida es desprendido

hacia el canal de subducción oceánico por raspado tectónico a lo largo de las paredes del canal, con diferentes grados de deformación y metamorfismo.

Inicialmente, el modelo del canal de subducción fue propuesto como consistente de una matriz de metasedimentos de baja densidad (Cloos y Shreve, 1988; Li, Gao y Wang, 2016; Shreve y Cloos, 1986), luego este planteamiento se amplió hacia matrices de rocas serpentinizadas (Hermann, Müntener y Scambelluri, 2000; Federico, Crispini, Scambelluri y Capón, 2007; Agard, Yamato, Jolivet y Burov, 2009; Guillot, Hattori, Agard, Schwartz y Vidal, 2009). Los autores que trabajan en esta temática coinciden con la idea de que terrenos de alta y ultra alta presión originados a partir de un mecanismo tipo canal de subducción exhiben y comparten rasgos geológicos congruentes como por ejemplo las diferentes edades y picos termodinámicos que describen trayectorias complejas y/o cíclicas, para bloques embebidos en matrices metasedimentarias y serpentiniticas tipo melanges caóticos (Escuder, Pérez, Booth y Valverde, 2011; Hacker y Gerya, 2013; Li, Klemd, Gao y John, 2016; Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel y Evans, 2000; Dragovic, Baxter y Caddick, 2015; Escuder, Friedman, Castillo, Jabites y Pérez, 2011; Escuder y Pérez, 2006). El concepto ha sido aplicado satisfactoriamente hoy día a estudios de alta presión en el Caribe Cubano y Dominicano (García, Torres, Millan, Monie y Schneider, 2002; Krebs, Schertl, Maresch y Draper, 2011; Krebs, Schertl, Maresch y Draper, 2011; García, Proenza y Iturralde, 2011).

Los principales desafíos para la investigación geológica en este campo son las historias poli-metamórficas y de poli-deformación que imprimen variaciones en las asociaciones minerales originales, cambios texturales-estructurales, y cambios en las zonaciones químicas. Los rasgos de las litologías revelan etapas de sobrecrecimiento-reabsorción mineral y retrogradación metamórfica, durante toda la historia P-T-t de subducción-exhumación. Los factores como el transporte de agua a zonas profundas e hidratación del borde del manto juegan también un papel muy importante durante los procesos ocurridos en las trayectorias (Hyppolito et al., 2018; Hipólito et al., 2016; Katzir, Avigad, Matthews, Garfunkel y Origin, 2000; Dragovic, Baxter y Caddick, 2015; Maruyama, Liou y Terabayashi, 1996; Tsai, Ch, Iizuka y Ernst, 2013; García, Proenza y Iturralde, 2011; Takasu y Kohsoka, 1987).

Otro de los grandes retos es la determinación de edades precisas usando diferentes métodos para entender la secuencia de los eventos; en este sentido la geocronología en los sistemas Sm/Nd y Lu/Hf en granate puede permitir obtener edades de la trayectoria progradada (crecimiento) y del pico de metamorfismo a partir de isócronas calculadas para fracciones de núcleo, manto y borde del granate. Estas edades pueden permitir ajustar la interpretación de las trayectorias e interpretar los procesos. Las interpretaciones de las edades en granate pueden ser complementadas con datos de U/Pb ICP-MS-LA y SHRIMP en circones.

3. Capítulo 3 Materiales y Métodos

3.1 Trabajo de Campo y Muestreo

Después de realizar una detallada revisión de antecedentes bibliográficos se ejecutó un exhaustivo trabajo de Geología de campo de más de 7 años, en compañía de estudiantes y profesores de las Universidades de Pamplona, Industrial de Santander y Nacional de Colombia. Se realizó el muestreo in situ de 1200 muestras de mano, de roca fresca aflorante en el Complejo Arquía en el sector comprendido entre los municipios de Pijao y Génova (Departamento del Quindío, flanco oeste de la Cordillera Central). El trabajo estuvo enmarcado en las planchas topográficas del Instituto Geográfico Agustín Codazzi-IGAC: 243-III-B, 243-IV-A, 243-III-D, 243-IV-C, 262-I-B a escala 1:25.000, así como las aerofotografías Vuelo C-2127 fotos # 160-161-162, trabajo que cubre un área aproximada de 120 km².

3.2 Preparación de muestras

El seccionamiento de rocas y la preparación de secciones delgadas y pulidas se realizó en el laboratorio de preparación de muestras geológicas del Programa de Geología de la Universidad de Pamplona con una batería de equipos de la línea de petrografía marca BUEHLER; Lapro Slab Saw, Delta PetroCut Geological Cutter, PetroThin Thin Sectioning System y MetaServ 2000 Grinder-Polisher, con sus respectivos insumos y consumibles.

3.3 Técnicas de Caracterización

3.3.1 Estereomicroscopía

Para los análisis petrográficos macroscópicos se usaron esteromicroscopios marca NIKON SMZ-745 y fuente de luz cuello de cisne NI-150, con sistema integrado de fotomicrografía de alta resolución 5.5 Mpx y software NIKON NIS Element-Br.

3.3.2 Microscopía de luz transmitida

Para los análisis petrográficos microscópicos se usaron microscopios de luz transmitida marca OLYMPUS BX-51, OLYMPUS CX-31 y NIKON Eclipse E-200 POL, con sistema integrado de fotomicrografía de alta resolución 5.5 Mpx y software NIKON NIS Element-Br, y se usaron las abreviaturas minerales de Whitney y Evans, 2010.

3.3.3 Microsonda electrónica (EPMA)

Los análisis de microsonda electrónica-EPMA (por sus siglas en inglés) se realizaron usando un equipo JEOL SuperProbe JXA-8230 Electron Probe Micro Analyzer del Departamento de Geociencias de la Universidad Nacional de Colombia, bajo las siguientes condiciones analíticas: voltaje de 15 kV, corriente de la sonda de 20 nA (análisis puntuales) y 300 nA (mapas de rayos X), diámetro del haz entre 2 μm y 10 μm ; tiempo de medida de cada elemento de 20 ms, para el pico, y de 10 ms para el ruido de fondo. La adquisición y reducción de datos se llevó a cabo usando los procedimientos para corrección ZAF. Se usaron minerales naturales y sintéticos como estándares de calibración. Las composiciones minerales fueron determinadas por análisis multi-punto. El proceso de recubrimiento al grafito se realizó en un equipo Cressington Carbon Coater 108C/Auto, con las condiciones 115 V, x seg, 0.1 mPa, hasta obtener un espesor de 20 nm en la película.

3.3.4 Geoquímica de roca total

La geoquímica de roca total para elementos mayores y menores se realizó en los laboratorios de ALS Minerals en Colombia y Perú, mediante ICP-MS bajo los siguientes estándares y parámetros para preparación de muestras y procedimientos analíticos: WEI-21 (peso), CRU-QC (triturado con prueba de calidad), PUL-QC (pulverizado con prueba de calidad), CRU-31 (triturado fino – 70% < 2 mm), PUL-31 (triturado fino – 85% < 75 μm), ME-4ACD81 (metales básicos - digestión con cuatro ácidos), ICP-AES y ME-ICP06 (determinación de ¿? Elementos amtores menores y traza mediante espectrometría de masas), y OA-GRA05 (perdida de volátiles a 1000°C). El procesamiento de datos se realizó mediante el software Geochemical Data ToolKit (GCDKit) versión 3.00 de (Janoušek et al., 2006).

3.3.5 Geocronología TIMS Sm/Nd

Los análisis de Geocronología Sm/Nd se realizaron usando un equipo de Thermal Ionization Mass Spectrometer TIMS VG SECTOR 54 en el laboratorio de isótopos radiogénicos de la Universidad de Alabama (Departamento de Ciencias Geológicas), siguiendo los protocolos, estándares y metodologías para preparación de muestras y procedimientos analíticos compilados en SmNdProcedures17.docx HHS, v.3, 2/15/17,1 (Stowell, 2017).

3.3.6 Geotermobarometría

Las pseudosecciones y cálculos termobarométricos fueron realizados en el sistema Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–TiO₂–O₂ (NCKFMASHTO) usando la versión 3.40 de THERMOCALC (Powell y Holland, 1988), la base de datos termodinámica internamente consistente de Holland y Powell (2011), además de las siguientes relaciones de actividad – composición: fundido silicatado, clinopiroxeno, anfíbol (Green et al., 2016); granate, biotita, clorita, muscovita-paragonita (White et al. 2014), epidota (Holland y Powell, 2011), y plagioclasa (Holland y Powell, 2003).

4. Capítulo 4 Resultados

4.1 Ocurrencia de Campo

Para la zona objeto del presente trabajo, los límites del Complejo Arquía están definidos por la Falla Cauca-Almaguer al este y la Falla Silvia-Pijao al este, con una separación no superior a los 8-10 Kms., en línea recta. Una de las principales dificultades abordadas durante el trabajo de campo, además de que la zona de trabajo corresponde al eje cafetero colombiano y su topografía se encuentra cubierta por densa vegetación tipo bosque húmedo andino, así como propiedades privadas, es la discontinuidad de los cuerpos de roca aflorantes, los cuales en sus bloques más grandes no superan el par de centenares de metros. Muchos afloramientos de roca se encuentran a manera de bloques aislados, embebidos en matrices de suelo residual de imposible seguimiento a su continuidad lateral dentro de una secuencia estratigráfica, como producto del intenso tectonismo producido tanto por fallas de carácter regional como por fallas satélites.

4.1.1 Eclogitas retrogradadas

Las eclogitas retrogradadas afloran sobre el sector NE en el área de estudio, como boudines o masas alargadas, bloques lenticulares, anastomosadas, con una orientación paralela y/o concordante con el tren estructural general NE/SW de toda el área de estudio, controladas por las Fallas regionales de Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer, con una distribución caótica, embebidos en una matriz débil que los rodea y envuelve sinusoidalmente, conformada por metabasitas (anfíbolitas-anfíbolitas granatíferas-esquistos anfibólicos, 80%), metapelitas (esquistos pelíticos, 15%), y peridotitas serpentinizadas-serpentinitas (5%). Mecánicamente las eclogitas son mucho más resistentes que la matriz que las engloba, con meteorización en grado general de incipiente a moderado a pesar de encontrarse altamente tectonizadas y afectadas por hidrotermalismo de variada intensidad. Las dimensiones de estos boudines, boulders o

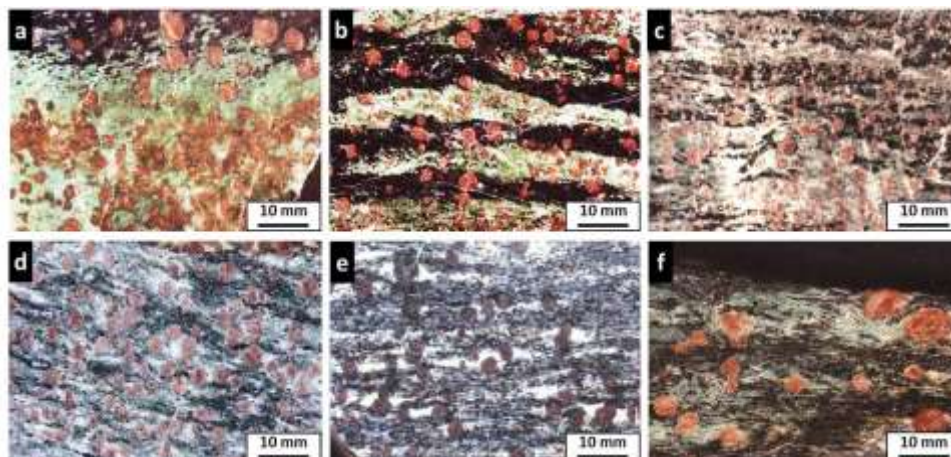
knockers varían desde decenas de centímetros hasta centenares de metros (Figura 4-1 a-d).

Figura 4-1: (a-d) Ocurrencia de eclogitas retrogradadas a manera de lentes o boudines anastomosados, fracturados en bloques y embebidos en matriz débil



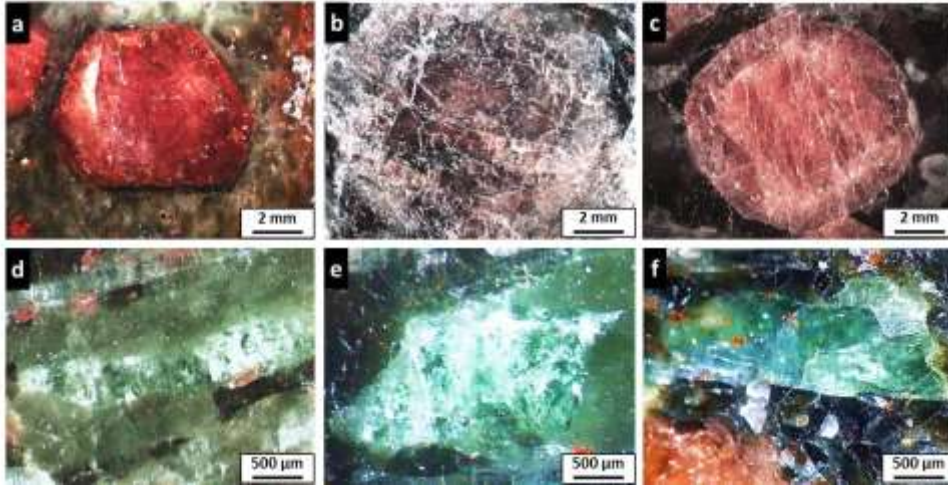
Las eclogitas retrogradadas exhiben una estructura general bandeada, desde milimétrica hasta un par de centímetros, con variación desde continua hasta discontinua, con una dirección de foliación claramente definida (Figura 4-2). Dichos rasgos están definidos principalmente por la distribución de la onfacita (color verde grama-pistacho) y por los anfíboles (color verde oscuro-negro) y la plagioclasa (color blanco), generados por la retrogradación. Los granates varían de equigranulares a inequigranulares y son predominantemente de color rojo-naranja (Figura 4-2 a-d, f), salvo un tipo de eclogita retrogradada que presenta granates de color marrón (Figura 4-2 e), imprimiendo en las rocas una estructura nodular, con diámetro promedio de 5 milímetros.

Figura 4-2: Rasgos estructurales de las eclogitas retrogradadas, exhibiendo bandeamiento y foliación bien definidos



El granate, con morfologías desde facetada-isométrica a subredondeada, presenta en general un aspecto zonado, concéntrico, expresado en un cambio de color notorio, evidenciando probablemente diferentes episodios de crecimiento-reabsorción durante su historia evolutiva (Figura 4-3 a-c).

La onfacita, de hábito laminar, exfoliable, de color verde grama, translúcido y brillante característico se encuentra bordeada por coronas asimétricas de simplectitas de color verde terroso (Figura 4-3 d-f).

Figura 4-3: Detalles macroscópicos de granate y onfacita

(a-c) Zonación en anillos para granate y (d-f) Coronas simplectíticas bordeando a la onfacita.

4.1.2 Metabasitas

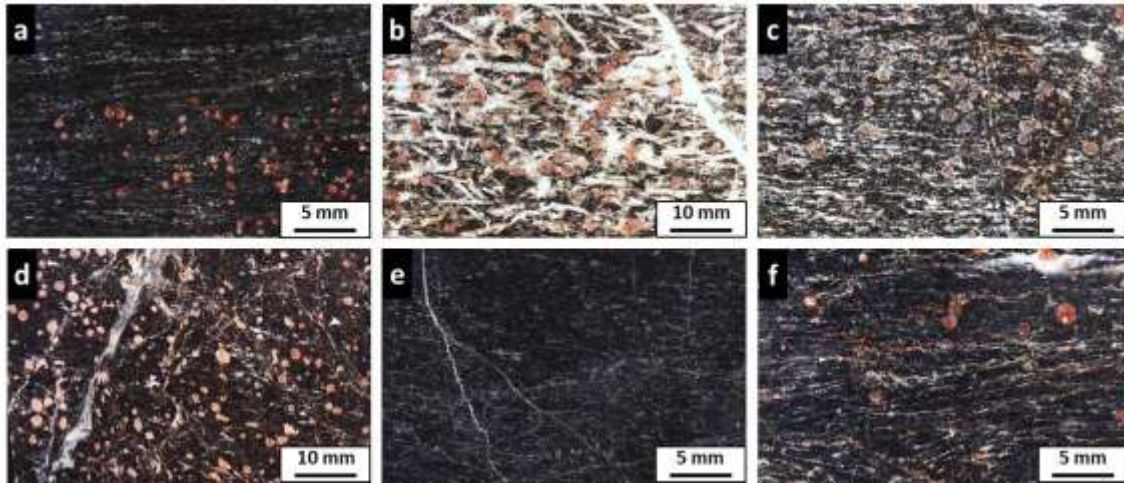
Las metabasitas consisten predominantemente de anfibolitas granatíferas, anfibolitas, esquistos anfibólicos granatíferos y esquistos anfibólicos; son la litología dominante en el área de estudio (80% de los afloramientos). De las cuatro litologías anteriormente mencionadas, las anfibolitas granatíferas son las rocas más abundantes. Estas rocas afloran a manera de grandes bloques de geometría lenticular a tabular, desarrollando intercalaciones de bandas macizas y esquistosas, bien foliadas, replegadas, fracturadas, diaclasadas y falladas, con alteración hidrotermal de incipiente a moderada y dispuestas de forma paralela al tren estructural NE/SW que domina toda el área de estudio (Figura 4-4).

Figura 4-4: Ocurrencia de metabasitas en el área de estudio



(a) Anfibolitas granatíferas, (b) Esquisto anfibólico (c) Anfibolitas, (d) Esquisto anfibólico granatífero.

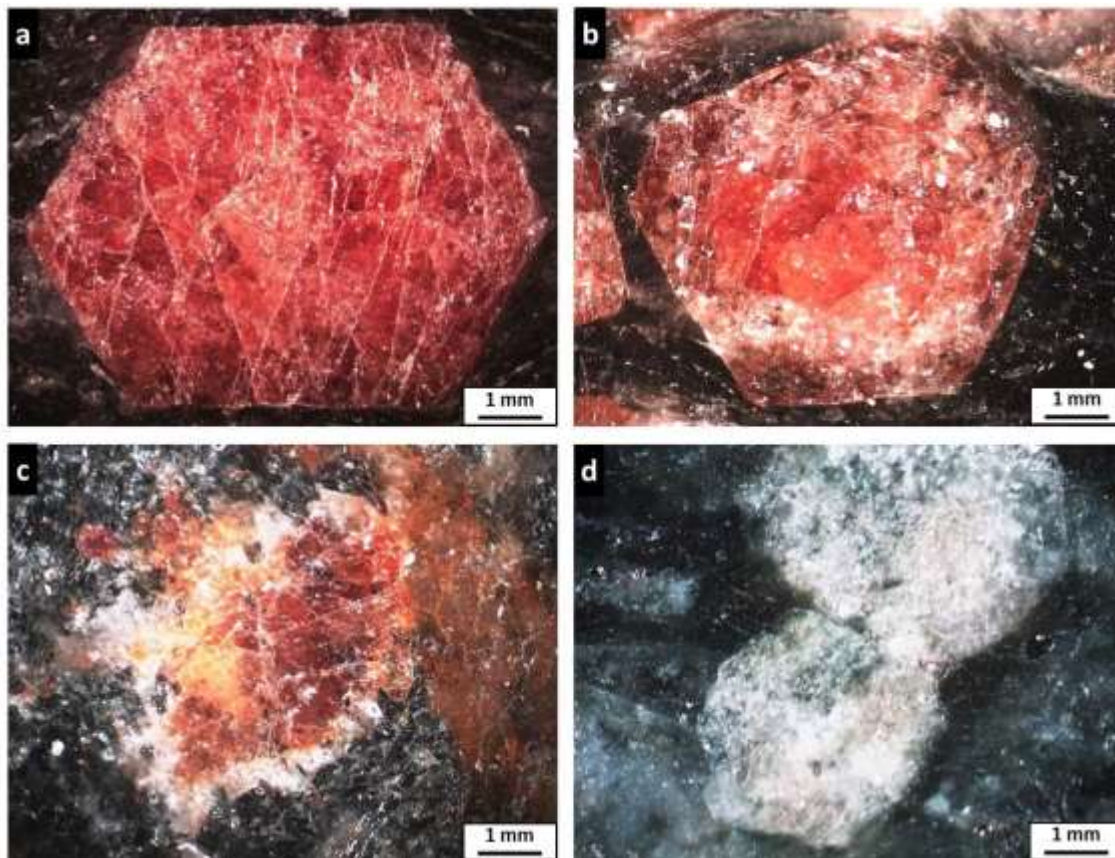
Las metabasitas exhiben generalmente una estructura foliada muy bien definida, con un bandeo composicional de dimensiones milimétricas, y nodular en el caso de las metabasitas granatíferas (Figura 4-5). Estas rocas evidencian alteración hidrotermal con desarrollo de vetillas irregulares, concordantes (Figura 4-5 a, c, f) y discordantes a alto ángulo (Figura 4-5 b, d, e) con la foliación metamórfica. El granate es equidimensional y se encuentra acompañado por clinozoisita (Figura 4-5 b).

Figura 4-5: Rasgos estructurales para las metabasitas.

(a-d, f) Anfibolita granatífera con intensa alteración hidrotermal. (b) Anfibolita granatífera con clinozoisita, (e) Anfibolita, (f) Esquisto anfibólico granatífero con intensa alteración hidrotermal.

El granate presente en las metabasitas se caracteriza por exhibir una forma euedral a subhedral con contorno hexagonal a pentagonal, color rojo a pardo rojizo, y visualmente es homogéneo (Figura 4-6 a) a zonado (Figura 4-6 b). De otra parte, este mineral presenta coronas de reacción compuestas de plagioclasa y clinozoisita (Figura 4-6 c) y en algunos casos presenta reemplazamiento total por clinozoisita (Figura 4-6 d). Su diámetro promedio es de 3 mm y se observa intensamente fracturado.

Figura 4-6: Detalles macroscópicos del granate en las metabasitas

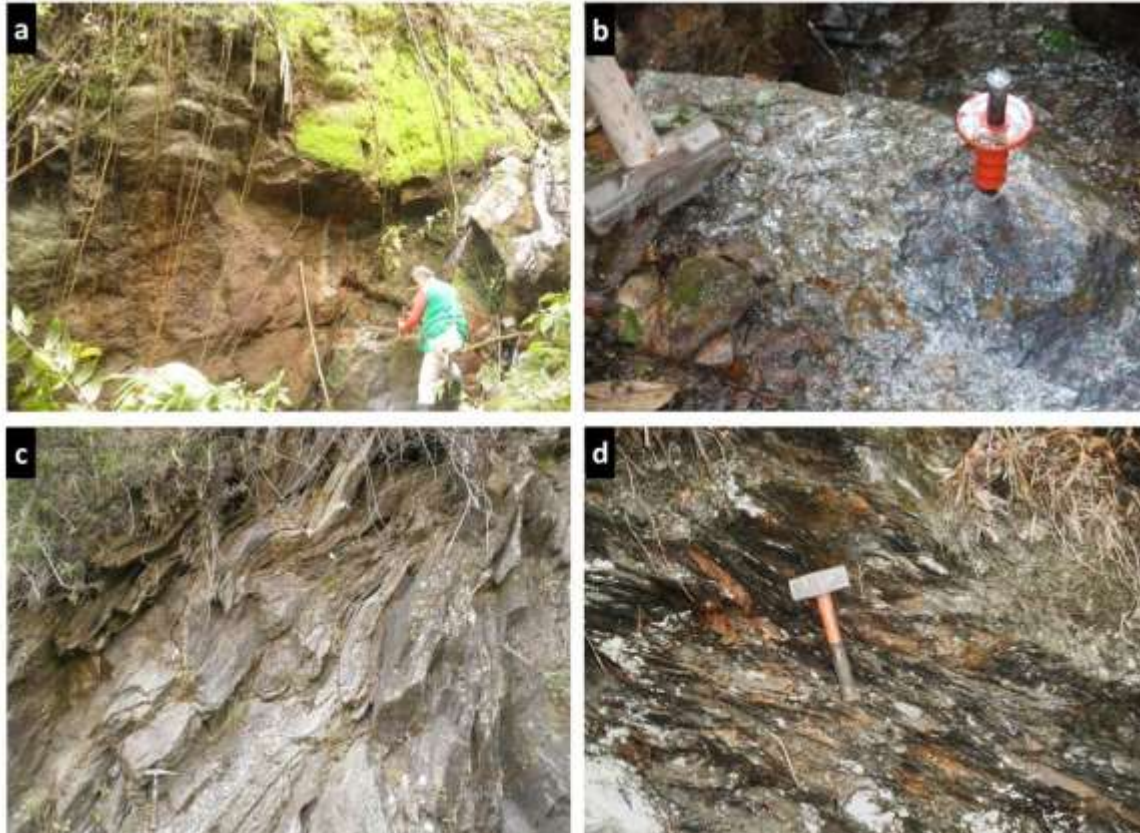


(a) Idioblástico, homogéneo, (b) Idioblástico, zonado, (c) Xenoblástico y con corona de plagioclasa y clinozoisita, (d) subidioblástico y totalmente reemplazado por clinozoisita

4.1.3 Metapelitas

Las metapelitas consisten de esquistos micáceos grafitosos granatíferos, esquistos micáceos cuarzosos y esquistos cianíticos granatíferos, los cuales afloran a manera de cuerpos de geometría alargada, lenticular y boudinada, anastomosados e intercalados con las metabasitas (Figura 4-7). Estas rocas metapelíticas afloran con mayor abundancia hacia el margen este de la zona de estudio en dimensiones centimétricas a kilométricas. Por su debilidad mecánica se encuentran intensamente replegadas y fracturadas, con avanzada meteorización fisicoquímica e intenso hidrotermalismo que seguramente ha sido favorecido por la foliación y fisilidad de la roca.

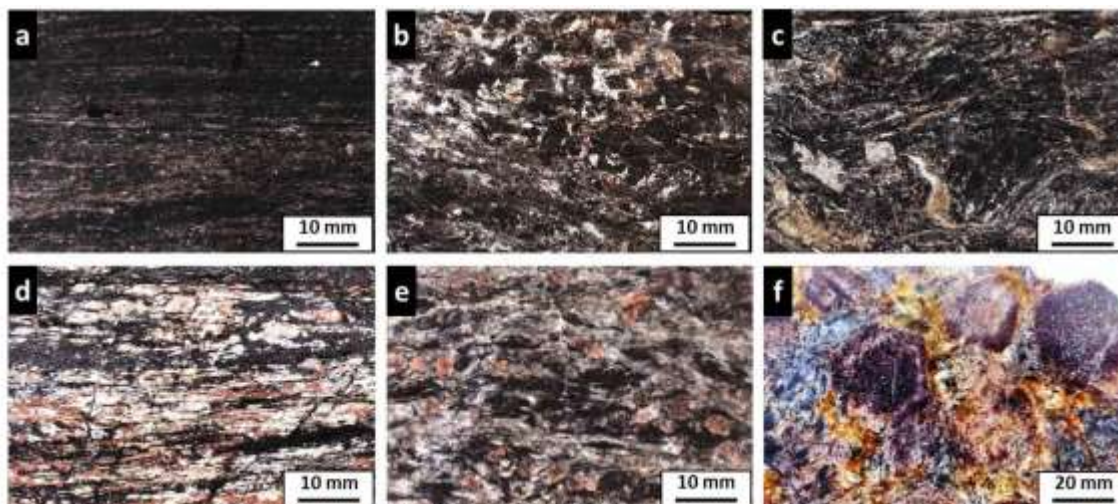
En contraste, las metapelitas cianíticas granatíferas son bastante cuarzosas, factor que las hace altamente resistentes desde el punto de vista mecánico y de allí su ocurrencia a manera de boudines y con contactos fallados en algunos sectores.

Figura 4-7: Ocurrencia de metapelitas

(a, b) Boudines de metapelita cianítica granatífera, (c) Esquisto micáceo cuarzoso y (d) Esquisto grafitoso

Además del intenso hidrotermalismo observado en las metapelitas (Figura 4-8 a-e), se observó localmente la presencia de andalucita quiastolítica (Figura 4-8 c) probablemente por efectos térmicos correspondientes a un evento de metamorfismo de contacto muy local, así como el desarrollo de porfiroblastos de granate con diámetros de hasta 25 mm (Figura 4-8 f).

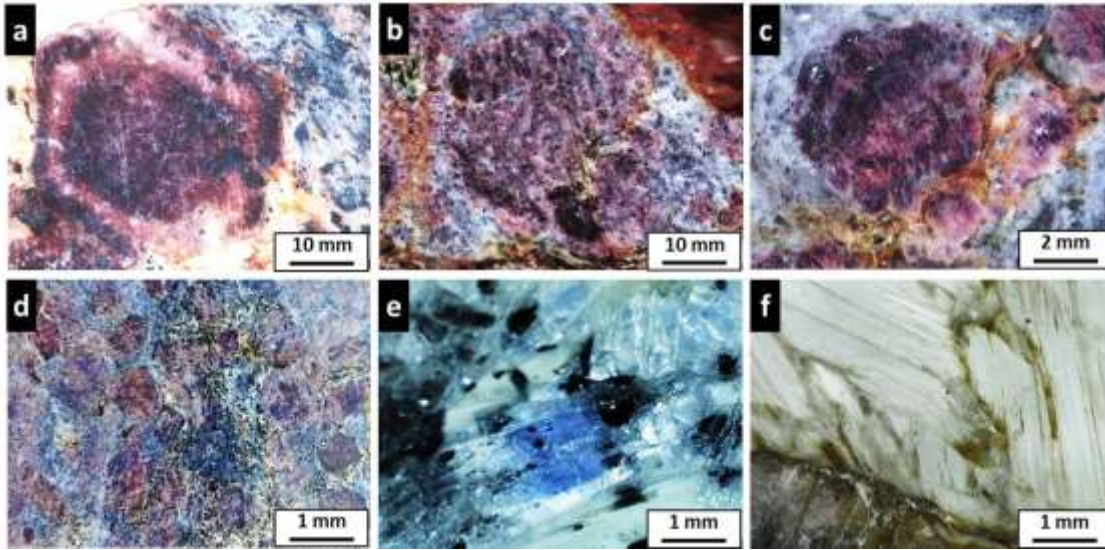
Figura 4-8: Rasgos estructurales para las metapelitas



(a-e) Esquistos grafitosos con intensa alteración hidrotermal. (b) Agregados granulares de aspecto porfidoblástico constituidos por grafito. (c) Porfidoblastos de andalucita quiastolítica. (d, e) Hidrotermalismo intenso facilitado por la foliación de la roca. (e) Granate inequigranular tectonizado, (f) Porfidoblastos de granate, zonados y sin zonación en granofelsa cianítica granatífera

El granate presenta un carácter porfiroblástico con tres patrones texturales característicos: idioblástico, de gran tamaño y zonado concéntricamente (4-9 a), xenoblástico a subidioblástico, de gran tamaño y sin zonación (4-9 b), y subidioblástico, de tamaño pequeño y sin zonación (4-9 c).

La cianita que se encuentra en la matriz de la roca es equigranular, tabular y de color azul característico (4-9 d).

Figura 4-9: Detalles macroscópicos para granate, cianita, rutilo y fengita en metapelitas

(a) Granate idioblástico zonado, 25 mm de diámetro. (b, c) Granate subidioblástico a idioblástico sin zonación, de 30 mm de diámetro. (d) Granate de tamaño pequeño, equigranular, 7 mm de diámetro, (e) Cianita azul, y rutilo negro, (f) Fengita.

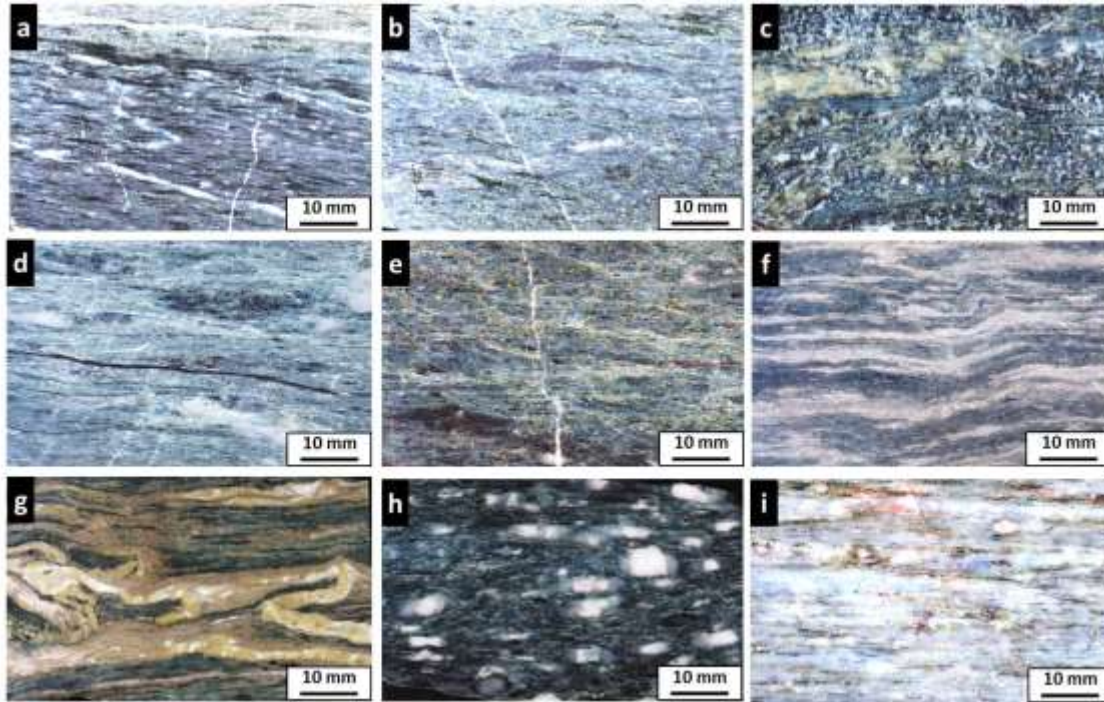
4.1.4 Esquistos azules y rocas asociadas

Los esquistos azules en el área de estudio afloran a manera de bloques tectónicos sin continuidad estratigráfica en sus contactos y a manera de un xenolito de aproximadamente 0.25 Km², englobado por rocas de composición andesítica del Complejo Quebradagrande. El mármol blanco se observa como milimétricas a centimétricas bandas intercaladas con el esquisto azul, y una litología de fábrica neisosa-milonitizada ocurre a manera de boudine asociado al contacto con andesitas. El tectonismo del área de afloramiento dificulta su observación y el estado de conservación de la roca, limitándose solo a pequeños cuerpos a manera de boudines, los cuales no sobrepasan las decenas de metros (Figura 4-10 a-d). Estos boudines están embebidos en matrices de suelo residual arcilloso. Adicionalmente se observa una intensa alteración hidrotermal probablemente originada durante el emplazamiento de las rocas andesíticas.

Figura 4-10: Ocurrencia de los Esquistos Azules, intercalados con niveles delgados de mármol, en el área de estudio. Boudines en donde se observa la esquistosidad de la roca



Los esquistos azules son de grano fino y exhiben una estructura foliada (Figura 4-11 a-h). Localmente presentan estructura bandeada, replegada y ojosa (lentes pequeños de color blanco) definida por intercalaciones de mármol y cuarzo con porfiroblastos de epidota y granate (Figura 4-11 e-h). El hidrotermalismo es evidente por la presencia de venas y vetillas concordantes y discordantes en la roca.

Figura 4-11: Rasgos estructurales para los Esquistos Azules

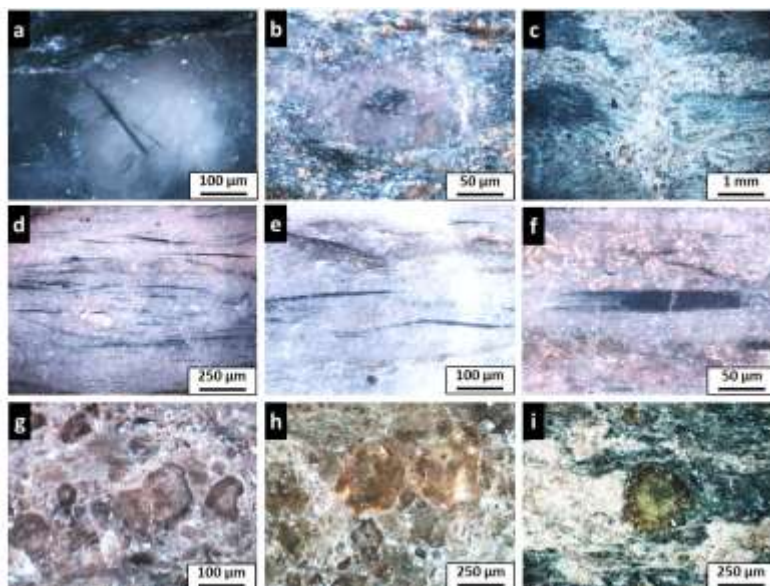
(a-h) Estructura esquistosa, (a, h) Estructura ojosa, (d, f, g) Estructura lenticular y bandas plegadas de mármol, cuarzo, epidota y granate (g) boudinage (i) Estructura neisosa-milonítica.

El anfíbol ocurre a manera de agujas de sección transversal rómbica de $40\ \mu\text{m}$ y color azul-violeta y en agregados aciculares (Figura 4-12 a-f).

El granate se presenta en dos tipos texturales. El primer tipo de granate es de carácter inequigranular (diámetros de hasta $100\ \mu\text{m}$), porfiroblástico, desde xenoblástico hasta idioblástico, con una zonación concéntrica, desde color blanco hueso en el núcleo hasta café hacia los bordes (Figura 4-12 g). El segundo tipo de granate es de carácter equigranular (diámetros de hasta $300\ \mu\text{m}$), porfiroblástico, idioblástico, sin zonación, de color amarillo, brillo vítreo y traslúcido (Figura 4-12 h); este granate está asociado a venas hidrotermales y calcita (Figura 4-12 c).

La epidota ocurre en agregados granulares y en porfiroblastos prismáticos alargados, distribuidos de manera irregular en la roca. Presenta un carácter porfiroblástico y inequigranular, de hasta $250\ \mu\text{m}$ en sección transversal, exhibe un color verde oliva característico y zonación concéntrica (Figura 4-12 i).

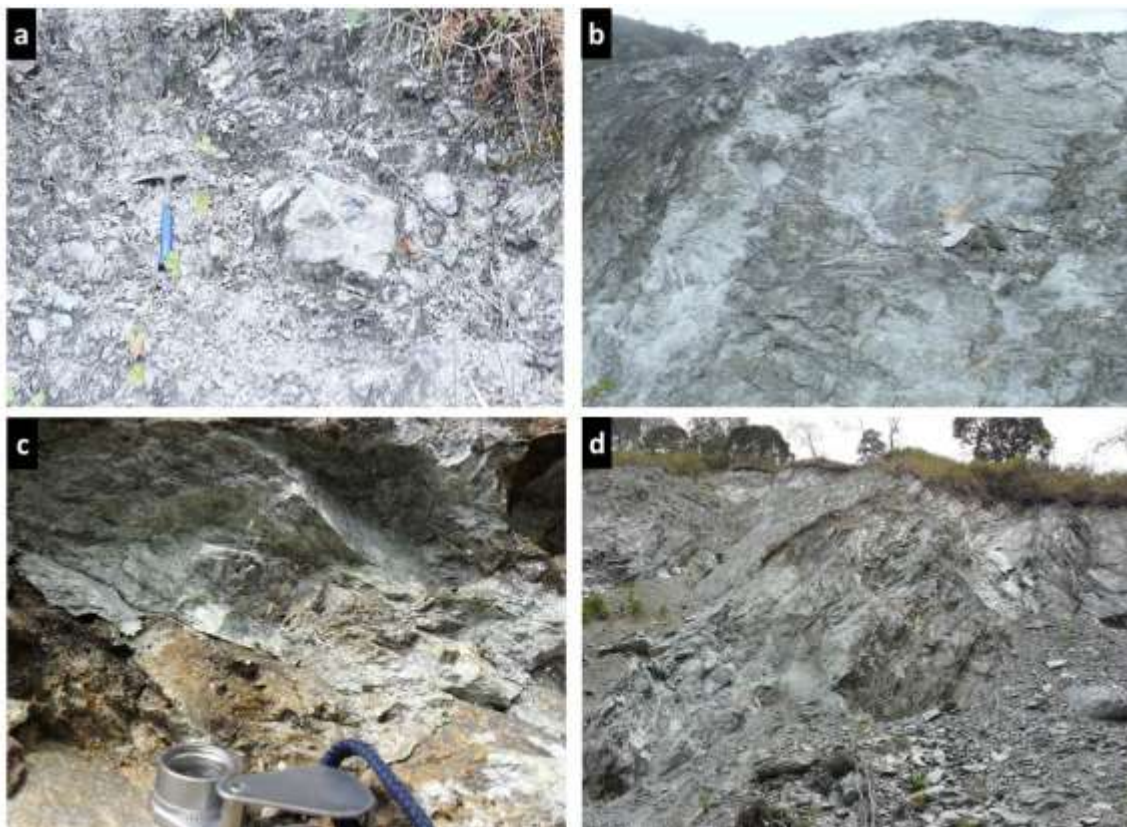
Figura 4-12: Detalles macroscópicos para anfíbol sódico y granate en esquistos y neis azules



Detalles macroscópicos para anfíbol sódico, granate y epidota en esquistos (a-c) y neis (d-f) azules. (a) Anfíboles sódicos de hábito acicular, (b) Anfíbol de sección rómbica, (c) Venas hidrotermales que afectan al granate y a los niveles de mármol intercalados en el esquisto azul, (d) Agregados aciculares de anfíbol azul, (e) Detalle de las agujas de anfíbol azul, (f) Detalle de las agujas de anfíbol azul, (g) Granates de color pardo claro y poco traslúcido, (h) Granates de color amarillo y completamente traslúcidos, (i) Epidota zonada.

4.1.5 Peridotitas y serpentinitas

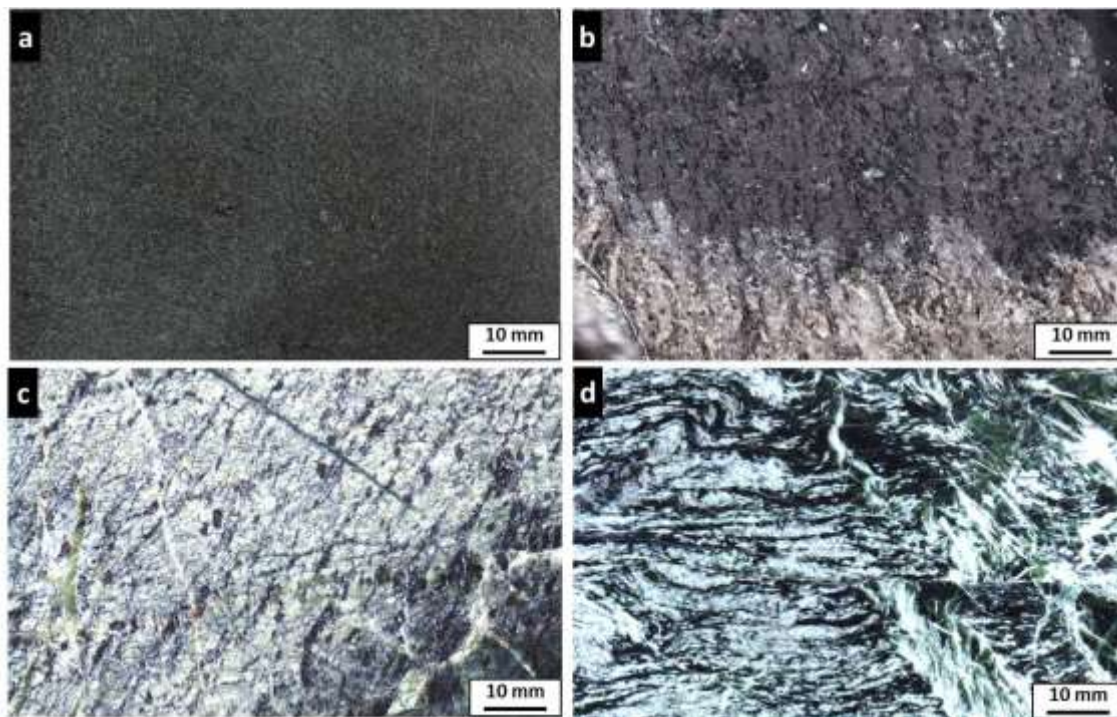
Los cuerpos lenticulares de peridotita y serpentinita afloran a manera de “pods” intercalados concordantemente entre los lentes de metapelitas y metabasitas. Los bloques se observan alineados en una dirección NE a SW, tienen contactos fallados siguiendo el tren estructural regional del sistema de Fallas Silvia-Pijao. Por el fuerte tectonismo se encuentran totalmente fracturadas en bloques cuyo tamaño no supera el medio metro cúbico para el caso de la peridotita. La muestra colectada en campo es tal vez la roca más fresca en su especie hasta ahora observada para el área de estudio, y está englobada completamente por un pod de serpentinita. Se encuentran como bloques con foliación definida y en ocasiones de aspecto bandeado a granular, con desarrollo de planos de fricción en la periferia, y además se caracterizan por presentar, vetilleo a manera de estovercas de magnesita y desarrollo de gouge (Figura 4-13).

Figura 4-13: Ocurrencia de peridotita y serpentinitas

(a) Pod de peridotita totalmente tectonizado en bloques, (b) Serpentinitas exhibiendo intenso fracturamiento en bloques, (c, d) masas con marcada foliación

Las peridotitas muestran una serpentinitización incipiente y se caracterizan por presentar una estructura masiva, equigranular, de grano fino (Figura 4-14 a), la cual cambia con la intensidad de hidratación y serpentinitización hasta transformarse en una roca bandeada-granular con foliación esquistosa (Figuras 4-14 b, c). En la etapa de máxima serpentinitización la roca se transforma en una masa verde oscura, de aspecto pastoso, a manera de pequeños bloques en cuya periferia se desarrollan minerales asbestiformes del grupo de las serpentinas, probablemente tipos lizardita-crisotilo-antigorita, acompañadas por talco y magnesita (Figura 4-14 d).

Figura 4-14: Rasgos estructurales de peridotitas y serpentinitas



(a) Estructura masiva, equigranular, de grano fino, en peridotita con incipiente serpentización, (b) Peridotita con estructura foliada y serpentización moderada, (c) Serpentinita granular bandeada con vetilleo de minerales asbestiformes, (d) Serpentinita foliada y replegada.

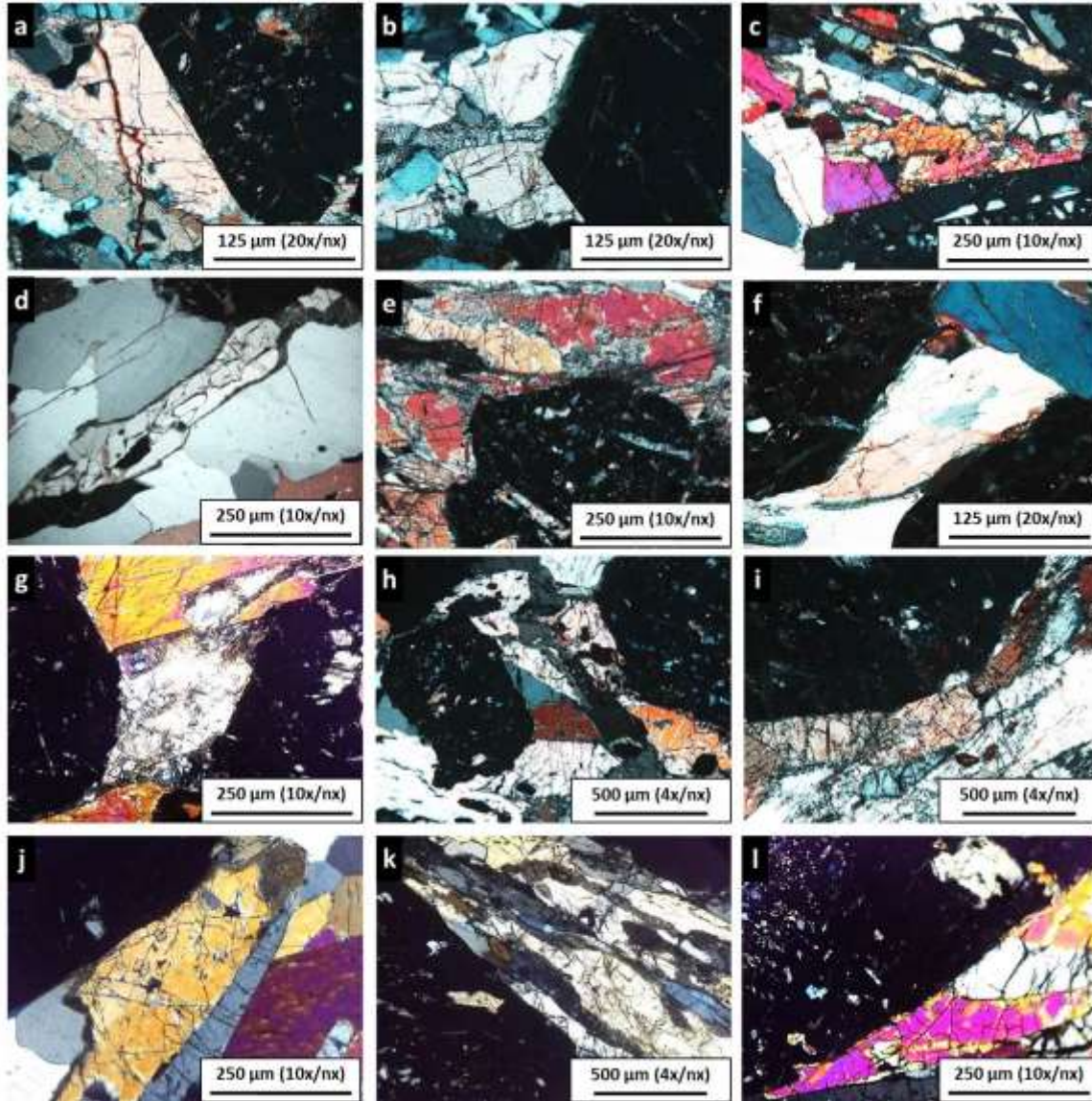
4.2 Petrografía

4.2.1 Eclogitas retrogradadas

Las eclogitas retrogradadas se caracterizan por ser de grano fino a medio, microestructura foliada y bandeada, textura predominantemente porfiroblástica en matrices nematoblástica a granonematoblástica, así como textura poiquiloblástica.

La selección y clasificación de estas muestras según la cual se pudiese definir e identificar la estabilidad del ensamble paragenético onfacita+granate (Figura 4-15 a-l), el cual define si la roca nucleó el clinopiroxeno tipo onfacita, característico para la facies eclogita. Aunque dado el avanzado nivel de retrogradación de las rocas estudiadas, es común observar el desarrollo de bordes de reacción alrededor de la onfacita con intercrecimientos coloniales simplectíticos de anfíbol y plagioclasa, así como el desarrollo de bordes de reacción compuestos de anfíbol verde y verde-azul zonados.

Figura 4-15: Rasgos petrográficos de las eclogitas retrogradadas y del ensamble paragenético de las fases onfacita-granate



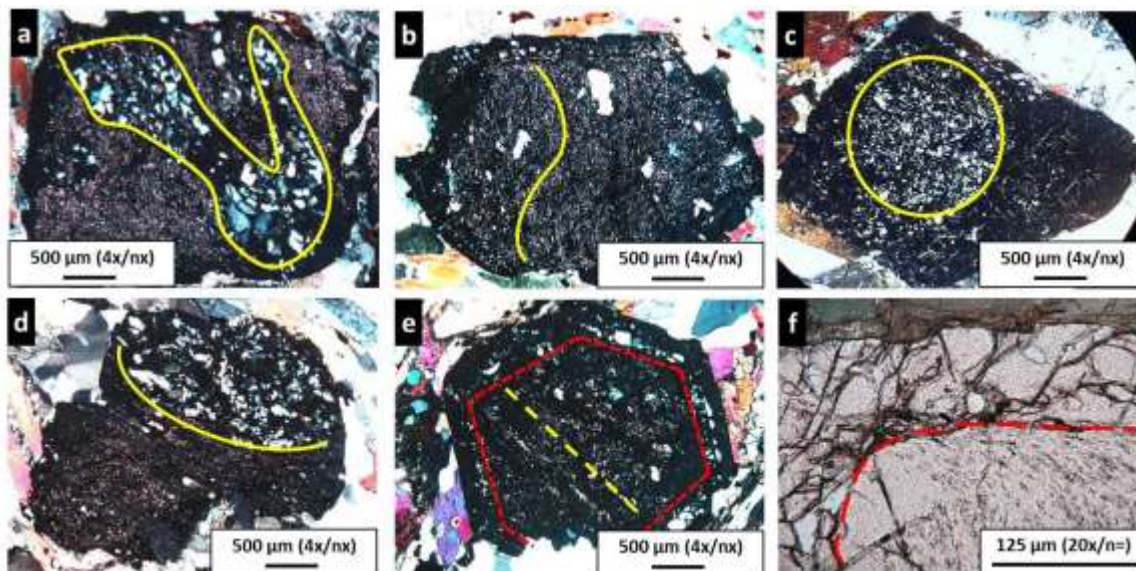
(a-l) Contacto neto, (b-e, j-k) Intercrecimientos coloniales simplectíticos bordeando onfacita.

Otras fases minerales observadas en la matriz de la roca son anfíbol, clinozoisita, rutilo, con o sin coronas de titanita, plagioclasa, cuarzo y muy escasa mica blanca.

El granate con un 40% de abundancia en volumen, generalmente muestra un carácter porfiroblástico, idioblástico a subidioblástico, con diámetros desde 1 hasta 5 mm (Figura 4-16). Este mineral evidencia zonación textural definida por el patrón de inclusiones principalmente de cuarzo, clinozoisita, y rutilo, y en menor proporción de onfacita y

anfíbol. Los patrones de zonación incluyen bandas concéntricas, bandas deformadas sigmoidalmente concentradas hacia el núcleo y manto del granate, bandas libres de inclusiones hacia el borde, alternancia de bandas de tamaño muy fino y grueso, y bandas con orientaciones diferentes en el núcleo y en la periferia.

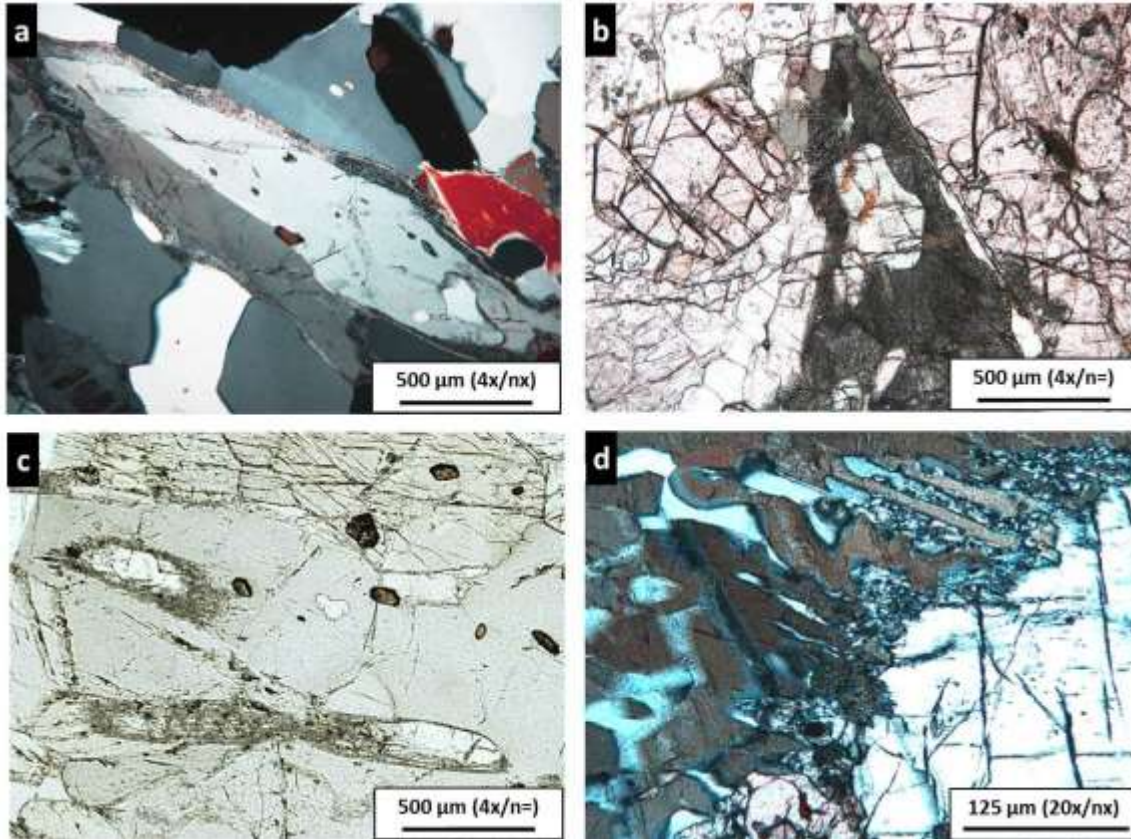
Figura 4-16: Rasgos texturales del granate y tren de inclusiones de cuarzo, clinozoisita y rutilo predominantemente



(a, d) Bandas deformadas y agrupadas en tamaños de grano fino y grueso, (b, c) Inclusiones concentradas en el núcleo, (e) Núcleo con tren recto de inclusiones de grano fino y concéntrico de grano grueso en el borde, (f) Núcleo con tren sigmoidal de inclusiones de grano fino y al azar y de grano grueso en el borde.

Los diferentes patrones de inclusiones desarrollados en el granate podrían sugerir cambios asociados a la historia tectónica de crecimiento de los mismos, relacionados directamente con periodos de compresión-descompresión de los niveles y bloques dentro de los cuales se nuclearon.

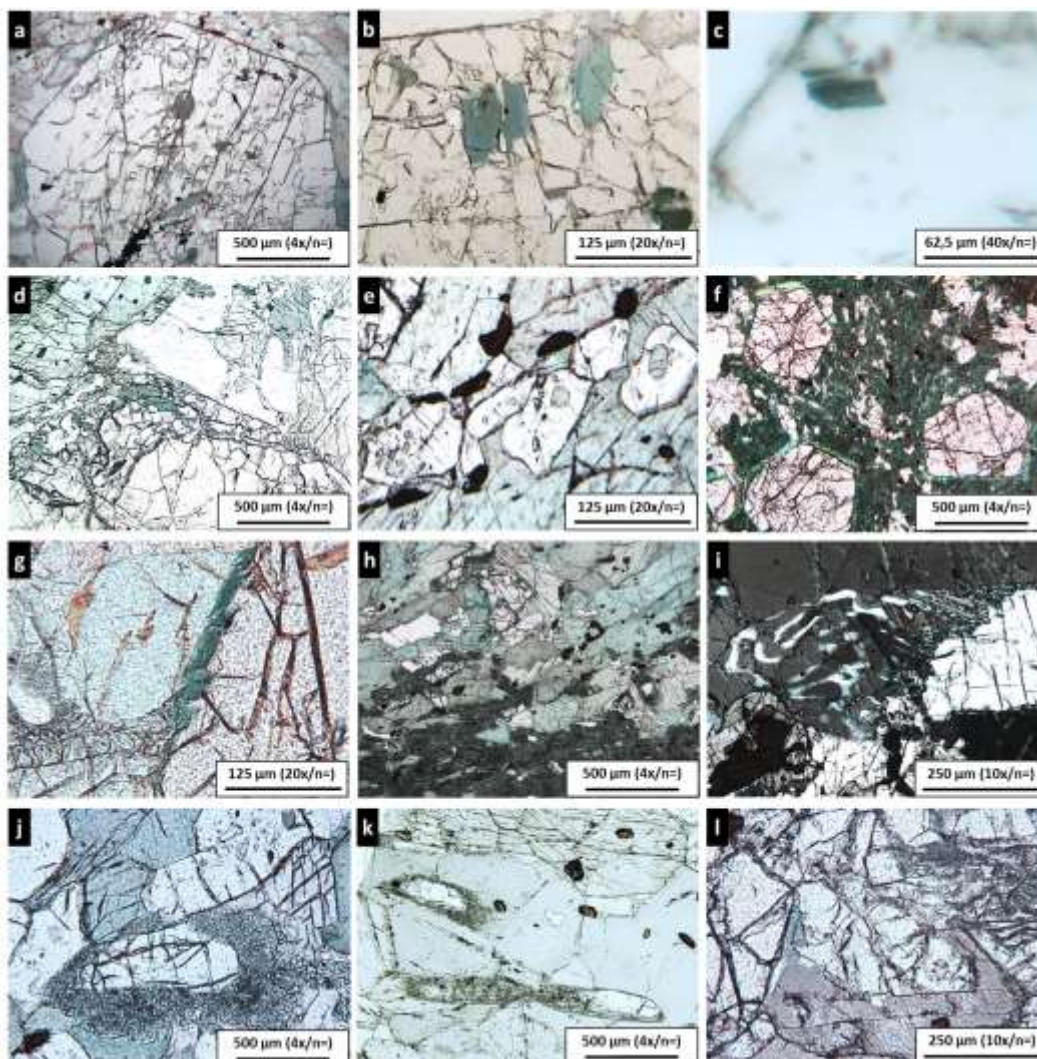
La onfacita (Figura 4-17) es abundante en las eclogitas más frescas o menos retrogradadas (25%), y ocurre en la matriz de la roca como individuos separados o en agregados hojosos y exfoliables, carácter subidioblástico a xenoblástico, con inclusiones de rutilo, clinozoisita y cuarzo. Se observa normalmente bordeada o englobada en intercrecimientos simplectíticos o con carácter relíctico incluida parcial y totalmente en anfíbol.

Figura 4-17: Rasgos petrográficos de la onfacita en eclogitas retrogradadas

(a) Blasto de onfacita, maclado polisintéticamente, exhibiendo corona de simplectitas en toda su periferia, e inclusiones de cuarzo, clinozoisita y rutilo. Asociada a cuarzo, plagioclasa, anfíbol y clinozoisita, en la matriz de la roca, (b) Relicto de onfacita englobado en colonia de simplectitas, asociada a granate y clinozoisita, (c) Relictos de onfacita con simplectitas en su periferia, englobadas totalmente en anfíbol, (d) Onfacita asociada a dos intercrecimientos simplectíticos, una proximal de grano muy fino y otra distal de grano grueso.

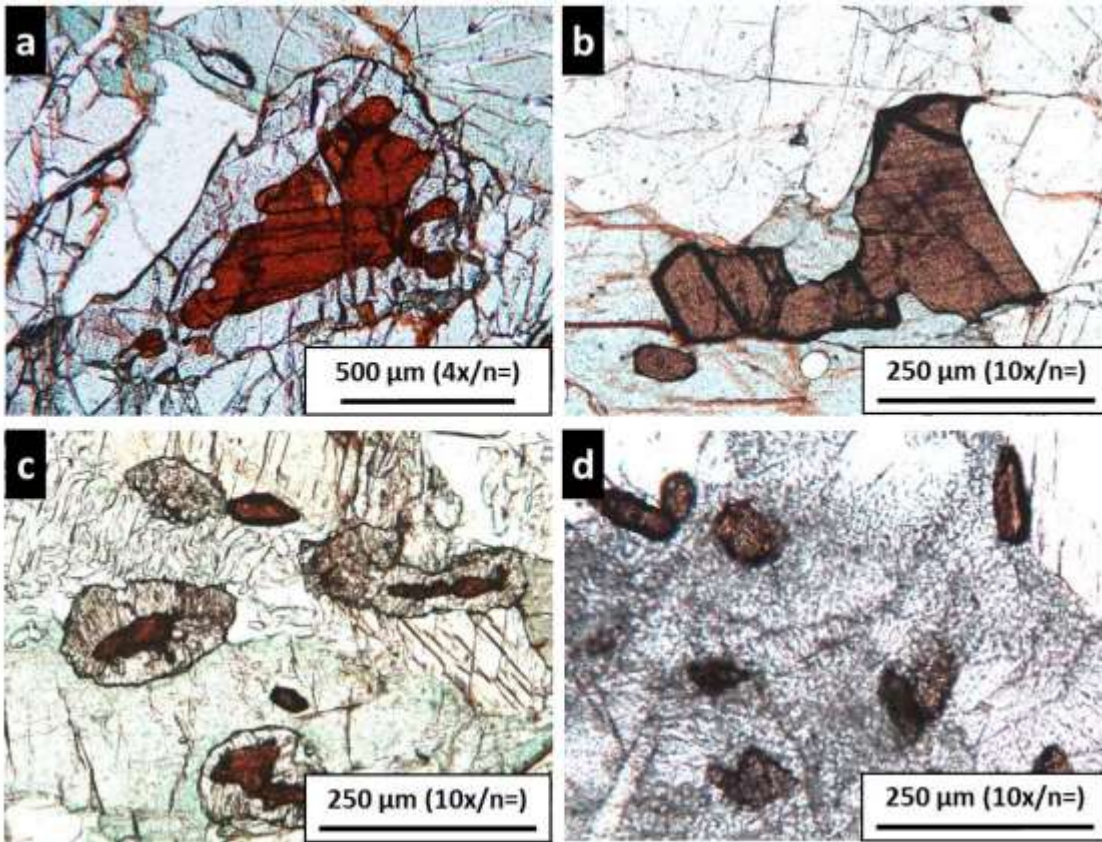
El anfíbol (Figura 4-18), ocurre en porcentajes de hasta el 30% y se distinguen hasta 9 diversas maneras, como inclusiones en granate, onfacita y clinozoisita, en la matriz de la roca, como borde de reacción a manera de corona entre granate y onfacita, en colonias de simplectitas, rellenando fracturas, y porfiroblástico.

Figura 4-18: Detalle petrográfico de los modos de ocurrencia de anfíbol en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía en el área de estudio



(a, b) Inclusiones en granate – anf 1, (c) Inclusión en onfacita – anf 2, (d) A lo largo de fracturas en granate – anf 3, (e) Como inclusiones en clinozoisita – anf 4, (f, g, h) Como corona de reacción entre granate y onfacita-simplectitas – anf 5, (h, j) Como agregados en la matriz de la roca – anf 6, (i) Reemplazando onfacita sin plagioclasa – anf 7, (j, f, h) Reemplazando onfacita en simplectitas omp+pl – anf 8, (k, l) Como porfidoblastos englobando inclusiones de onfacita, rutilo, clinozoisita – anf 9.

El rutilo (Figura 4-19) ocurre alrededor del 5% del volumen de la roca, tanto en la matriz, como a manera de inclusiones en granate, onfacita, anfíbol y clinozoisita. Se caracteriza por su hábito prismático y con bordes redondeados y se presenta con dos colores diferenciables; rojo naranja y amarillo quemado, así como dos tamaños; uno dominante de hasta 100 μm y otro de hasta 1 mm.

Figura 4-19: Detalle petrográfico de rutilo en eclogitas retrogradadas

(a) Blasto de rutilo rojo, de gran tamaño exhibiendo una gruesa corona de titanita, como evidencia de retrogradación por descompresión, (b) Blasto de rutilo amarillo, de gran tamaño, (c) Blastos de rutilo rojo, de tamaño muy fino, de los cuales algunos exhiben diferentes estadios de desarrollo en coronas de titanita, desde nulo hasta reemplazamiento total, (d) Blastos de rutilo amarillo, de tamaño muy fino, con desarrollo incipiente a nulo de coronas de titanita.

La clinozoisita ocurre alrededor de hasta 10% en volumen de la roca, tanto en la matriz, como inclusiones en granate y anfíbol, como individuos xenoblásticos a idioblásticos de hábitos prismáticos. Las inclusiones son menores a 100 μm pero excepcionalmente llega alcanzar dimensiones milimétricas. En la matriz el tamaño puede alcanzar hasta los 2 mm.

El cuarzo, en porcentajes menores al 5%, ocurre como xenoblastos de geometrías, tamaños y bordes irregulares, y hospedando inclusiones de rutilo, titanita y clinozoisita.

La titanita, menor al 2% de abundancia, ocurre como coronas de agregados de aspecto granular en la periferia del rutilo a manera de reemplazamiento, con diferentes grados de desarrollo desde nulo e incipiente hasta muy avanzado y total en algunos casos.

4.2.2 Metabasitas

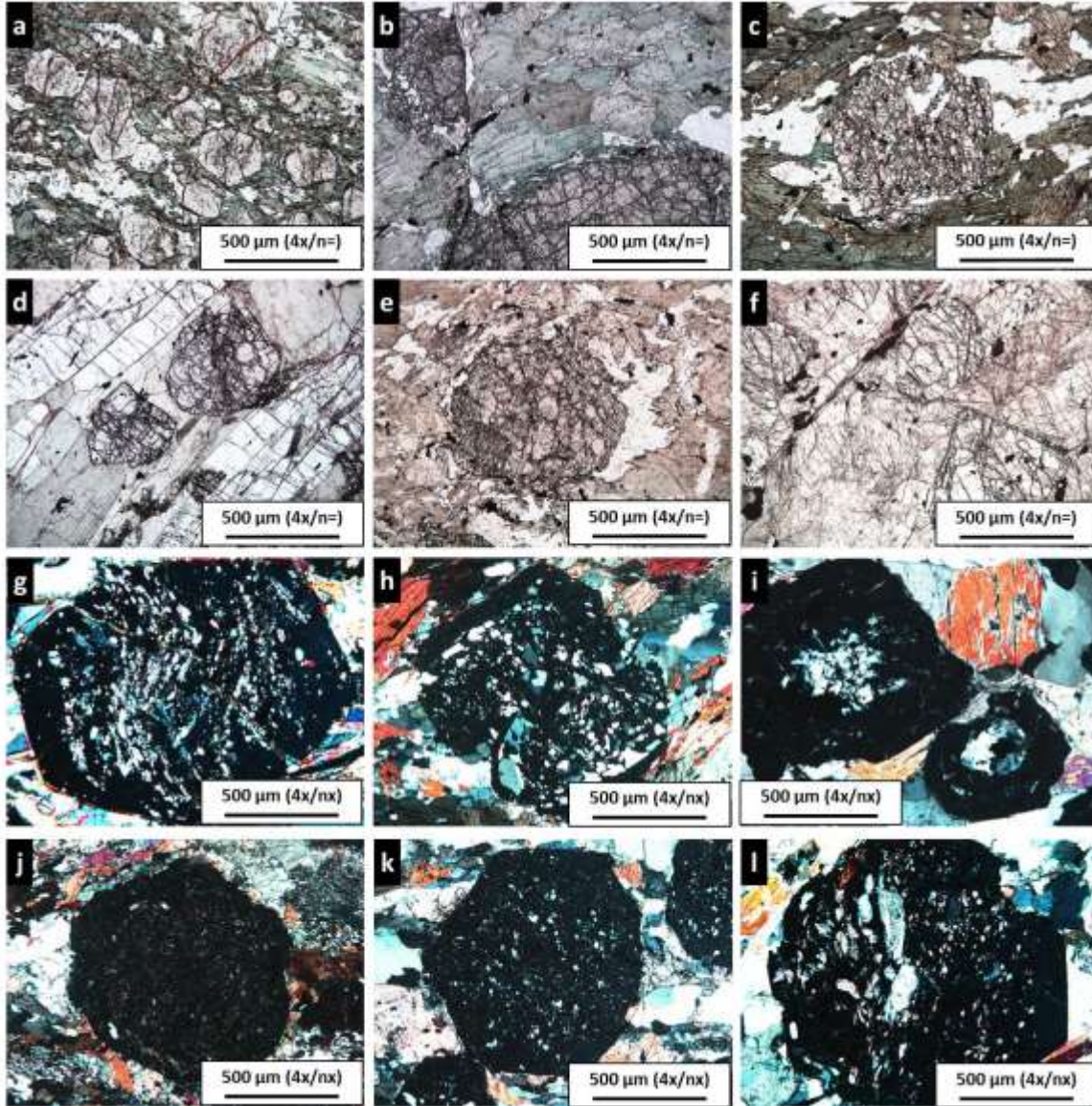
Los rasgos petrográficos dominantes de las rocas metabásicas asociadas al Complejo Arquía en el área de estudio se describen a continuación:

4.2.2.1 Anfibolitas

Las anfibolitas se presentan de con y sin granate. Las anfibolitas granatíferas son rocas foliadas y localmente exhiben bandas discontinuas con textura nematoblástica a granonematoblástica y porfiroblástica. La textura nematoblástica está definida por agregados de anfíbol, la granoblástica por plagioclasa, clinozoisita, epidota, titanita y rutilo, y la porfiroblástica por granate y una segunda generación de plagioclasa. Las rocas evidencian fuerte deformación y fracturamiento por tectonismo.

El anfíbol es tipo hornblenda y ocurre en un 50% como agregados laminares, hojosos de individuos subidioblásticos, con formas rómbicas y exfoliación características, y pleocroísmo de verde oscuro a verde-azuloso (Figura 4-20 a-d) y pardo-café (Figura 4-20 e, f). Se observan numerosas inclusiones de clinozoisita, titanita, ilmenita y rutilo. Se asocia en contacto neto a granate, plagioclasa, clinozoisita, cuarzo, rutilo y titanita.

Se ilustra además, los rasgos texturales del granate y las fases minerales asociadas (Figura 4-20 g-l). El granate abunda hasta en un 35% en volumen, de carácter idioblástico a xenoblástico, de hasta 5 mm de diámetro, exhibe textura porfiroblástica y en ocasiones poikiloblástica. Intenso fracturamiento y localmente muy deformado evidenciando el fuerte tectonismo a que ha sido sometido. Algunos individuos exhiben cloritización moderada a fuerte. Adicionalmente se observa en ciertos porfiroblastos zonación textural entre el núcleo y el borde, coronas de reacción de plagioclasa, clinozoisita y epidota y transformación total a clinozoisita, epidota y menor titanita, conservando solo escasos relictos de granate abunda hasta en un 35% en volumen.

Figura 4-20: Rasgos petrográficos de las anfibolitas

(a) Anfibolita granatífera, (b) Anfibolita granatífera, con porfidoblastos de gran tamaño e intenso fracturamiento; el anfíbol es verde azul, (c) Anfibolita granatífera, anfíbol con pleocroísmo amarillo-verde oscuro, (d) Anfibolita granatífera con porfidoblastos de clinzoisita, (e, f) Anfibolita granatífera, con blastos de color café, y asociado a rutilo, (g-l) Patrones de inclusiones en granate.

La plagioclasa, abunda hasta un 15%, se presenta como individuos xenoblásticos a subidioblásticos, poiquiloblásticos, con maclado polisintético, e inclusiones de clinzoisita, epidota, anfíbol, rutilo, titanita y cuarzo. Localmente las maclas están deformadas por tectonismo.

La clinozoisita, abunda hasta un 10% en volumen, ocurre con carácter de idioblástico a xenoblástico, de geometrías prismáticas y en tres tipologías; como inclusiones pequeñas en granate, plagioclasa y anfíbol, de grano más grueso en la matriz de la roca y finalmente en las coronas de reacción del granate, asociada a plagioclasa.

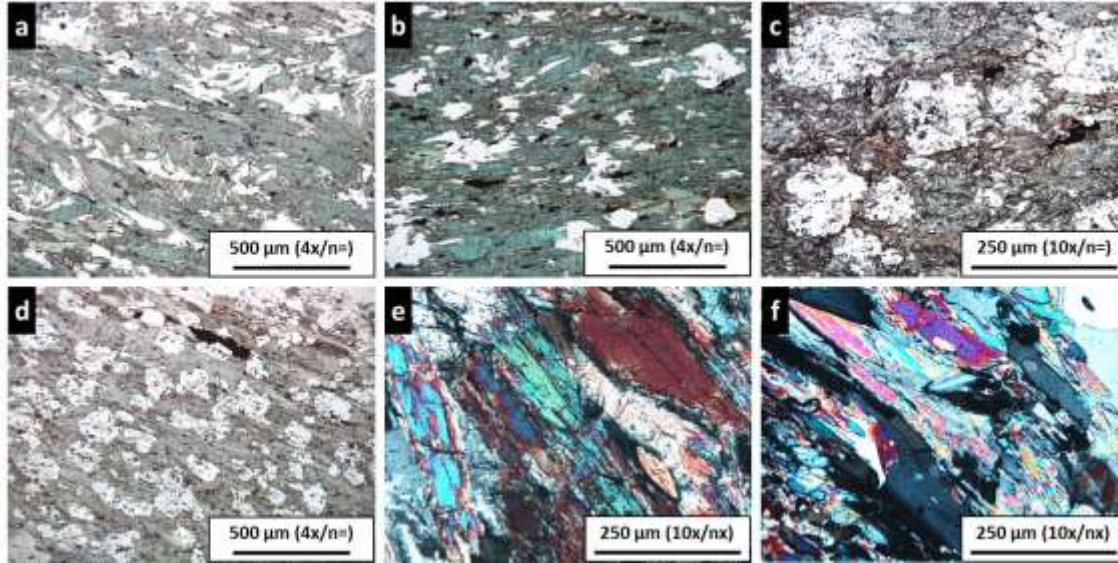
El cuarzo, abunda hasta un 5% en volumen, es de carácter subidioblástico a xenoblástico, y tiene bordes irregulares, generalmente suturados, exhibe inclusiones de epidota, rutilo, titanita y clinozoisita.

La epidota abunda hasta un 5% en volumen, ocurre en dos generaciones; subidioblástica a xenoblástica en la matriz de la roca y heteroblástica como reemplazamiento de plagioclasa y granate.

La titanita, hasta un 2% en volumen, ocurre en dos tipos; con carácter de idioblástico a subidioblástico, geometría característica en diamante o punta de flecha, asociada en la matriz de la roca y una segunda como corona de reacción bordeando al rutilo.

El rutilo, hasta 1 % en volumen, de formas subidioblásticas, asociado en la matriz y como inclusiones en granate, plagioclasa, anfíbol y clinozoisita, localmente exhibe coronas de reacción de titanita.

Las anfibolitas sin granate (Figura 4-21) exhiben una buena foliación plano paralela, localmente perturbada por ondulaciones y plegamientos y por la microestructura nodular de lentes de plagioclasa. Estas rocas se caracterizan por presentar texturas principalmente nematoblástica y granonematoblástica, localmente lepidonematoblástica y poiquiloblástica.

Figura 4-21: Rasgos petrográficos de las anfibolitas

- (a) Esquisto anfibólico cuarzoso, que exhibe pliegues apretados, (b) Esquisto anfibólico con lentes asimétricos de cuarzo, (c) Anfibolita con textura granoblástica generada por lentes gruesos y deformados, que consisten de plagioclasa con numerosas inclusiones de clinozoisita, rutilo y titanita, (d) Anfibolita con textura granoblástica generada por lentes finos, de plagioclasa y con numerosas inclusiones de clinozoisita, rutilo y titanita, (e, f) Anfibolitas asociadas a mica blanca, clinozoisita, titanita y rutilo.

El anfíbol que abunda hasta un 50% en volumen, forma agregados de individuos prismáticos, hojosos hasta aciculares, que definen la foliación de la roca, con pleocroísmo de verde azulado (Figura 4-21 a-c) a verde-pardo (Figura 4-21 d). Este mineral presenta numerosas inclusiones de clinozoisita, titanita y rutilo, y está asociado en contacto neto a granate, plagioclasa, clinozoisita, cuarzo, rutilo, titanita y localmente a mica blanca.

La plagioclasa se distribuye en la matriz y en agregados gruesos y finos generando una microestructura ojosa (Figura 4-21 b-d), caracterizándose por individuos subidioblásticos a xenoblásticos, maclados polisintéticamente, y generalmente con numerosas inclusiones de anfíbol, clinozoisita, cuarzo y titanita.

La clinozoisita (Figura 4-21 e, f) ocurre hasta un 10% en volumen, ocurre con carácter de idioblástico a xenoblástico, de geometrías prismáticas y en dos tipologías; como inclusiones en plagioclasa y anfíbol, además en la matriz de la roca.

El cuarzo (Figura 4-21 a) ocurre en algunos casos hasta un 10% en volumen, de carácter subidioblástico a xenoblástico, y bordes irregulares, exhibe inclusiones de epidota, rutilo, titanita, anfíbol y clinozoisita.

La mica blanca (Figura 4-21 e, f) ocurre hasta un 3% en volumen, a manera de agregados hojosos de individuos laminares, exfoliables, y está asociada al anfíbol, plagioclasa y la clinozoisita.

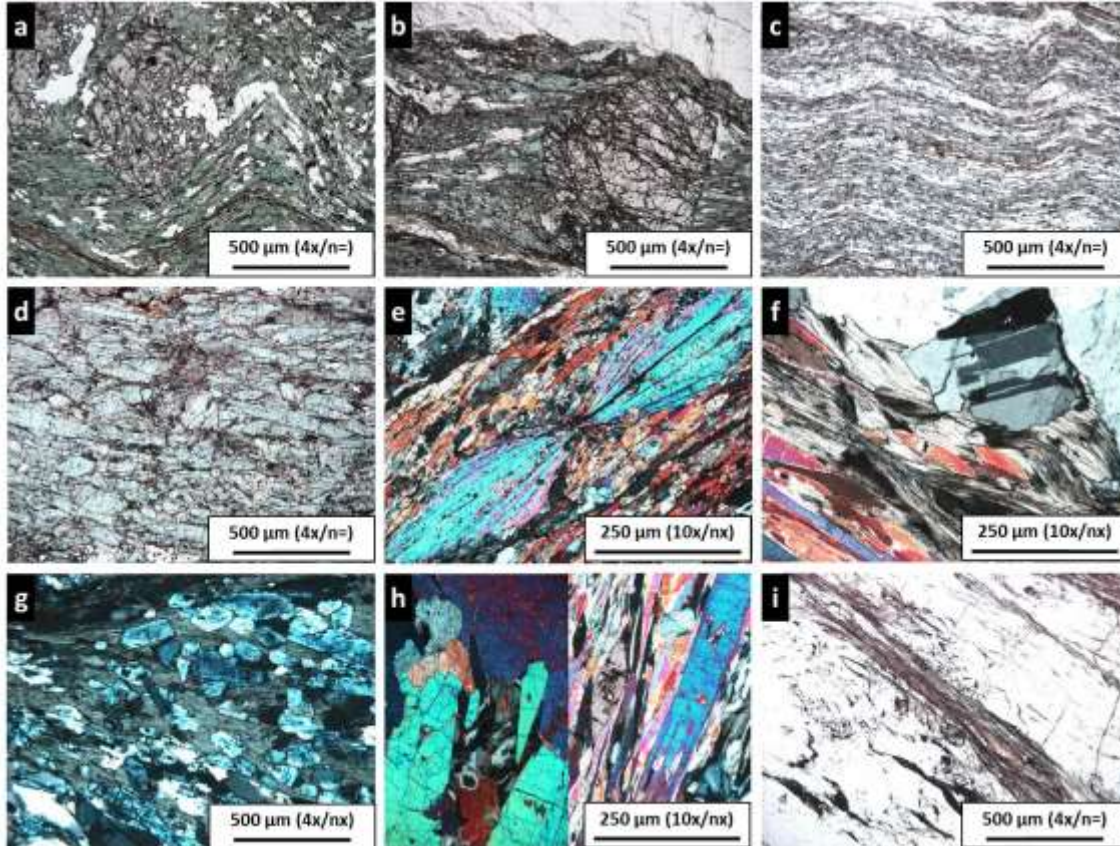
La epidota abunda hasta un 3% en volumen, ocurre en dos generaciones; xenoblástica en la matriz de la roca y heteroblástica como inclusiones en plagioclasa y anfíbol.

La titanita hasta un 3% en volumen, con carácter de idioblástico a subidioblástico, geometría característica en diamante o punta de flecha, asociada en la matriz de la roca.

El rutilo, hasta 1 % en volumen, de formas subidioblásticas, asociado en la matriz a plagioclasa, anfíbol y clinozoisita, localmente exhibe coronas de reacción de titanita.

4.2.2.2 Esquistos anfibólicos

Los esquistos anfibólicos pueden presentar o no granate (Figura 4-22). Los esquistos anfibólicos granatíferos (Figura 4-22 a, b) presentan una foliación marcada por la segregación de bandas discontinuas de anfíbol, intercaladas en dominios ricos en cuarzo. Estas rocas metamórficas se caracterizan por presentar textura nematoblástica a granonematoblástica, porfiroblástica y en ocasiones poiquiloblástica.

Figura 4-22: Rasgos petrográficos de los esquistos anfibólicos con y sin granate

(a) Esquisto anfibólico granatífero, exhibe crenulación; el granate es poiquilobástico, por inclusiones de cuarzo, (b) Esquisto anfibólico granatífero, exhibiendo bandas de cuarzo inyectado hidrotermalmente, (c) Esquisto anfibólico cuarzoso, replegado, de grano muy fino, (d) Esquisto anfibólico de grano grueso, (e) Esquisto anfibólico exhibiendo soles de tremolita, (f) Esquisto clorítico con anfíbol y plagioclasa, (g) Esquisto clorítico clinzoisítico, (h) Actinolitas, (i) Esquisto cuarzoso con estilpnomelana.

El anfíbol, que abunda hasta un 60% en volumen, forma agregados foliados de individuos prismáticos, hojosos hasta aciculares con pleocroísmo verde a verde azulado (Figura 4-22 a, b). Se asocia en contacto neto a granate, plagioclasa, clinzoisita, cuarzo, rutilo y titanita.

El cuarzo (Figura 4-22 a) abunda en algunos casos hasta un 12% en volumen, de carácter subidioblástico a xenoblástico, y bordes irregulares, se presenta en la matriz de la roca y como inclusiones en granate, además exhibe inclusiones de epidota, anfíbol y clinzoisita.

La clinozoisita abunda hasta un 10% en volumen, ocurre con carácter de subidioblástico a xenoblástico, de geometrías prismáticas alargadas y en dos tipologías; como inclusiones en granate, anfíbol y cuarzo, además en la matriz de la roca, en donde se asocia a granate, anfíbol y cuarzo.

La titanita, hasta un 2% en volumen, con carácter de idioblástico a subidioblástico, geometría característica en diamante o punta de flecha, asociada en la matriz de la roca y como inclusión en clinozoisita y anfíbol.

El rutilo, hasta 1 % en volumen, de formas subidioblásticas, asociado en la matriz a anfíbol y clinozoisita y como inclusiones en anfíbol y granate.

Los esquistos anfibólicos son rocas con perfecto desarrollo de foliación, textura nematoblástica dominante (Figura 4-22 d, e), en ocasiones lepidonematoblástica (Figura 4-22 f), y localmente granonematoblástica (Figura 4-22 c), y poiquiloblástica. Están afectados por tectonismo e invasión de fluidos hidrotermales ricos en sílice.

El anfíbol, que abunda hasta un 70% en volumen, forma agregados foliados de individuos subidioblásticos, heteroblásticos, de hojosos exfoliables hasta aciculares con pleocroísmo verde azulado claro (Figura 4-22 c, d). Se asocia a cuarzo, clinozoisita, epidota, rutilo y titanita. Localmente exhibe cloritización moderada.

La clinozoisita abunda hasta un 15% en volumen y ocurre con carácter de subidioblástico a xenoblástico, de geometrías prismáticas, y se encuentra como inclusiones en anfíbol y cuarzo, además en la matriz de la roca, en donde se asocia a estas mismas fases. Presenta inclusiones de titanita y epidota.

El cuarzo abunda en algunos casos hasta un 15% en volumen, es de carácter heteroblástico a xenoblástico, y bordes irregulares, se presenta en la matriz de la roca y como inclusiones en anfíbol, además exhibe inclusiones de epidota, titanita y clinozoisita. Adicionalmente se observan agregados en forma de bandas continuas y discontinuas, con individuos subidioblásticos, producto de fluidos hidrotermales.

Tremolita, (Figura 4-22 e), de ocurrencia muy local, hasta 1% en volumen, a manera de agregados estrellados conocidos como soles de tremolita, de individuos hojosos, a aciculares, con carácter subidioblástico, concordante con la foliación principal de la roca. Titanita, ocurre hasta un 3% en volumen, con carácter de idioblástico a subidioblástico, geometría característica en diamante o punta de flecha, asociada en la matriz de la roca y además como inclusión en clinozoisita y anfíbol.

Epidota, ocurre hasta un 2% en volumen, agregados granulares y como individuos xenoblásticos, a manera de inclusiones en anfíbol, o en la matriz de la roca, asociado a clinozoisita.

Rutilo, ocurre hasta un 2% como individuos de carácter xenoblástico a subidioblástico, generalmente como inclusiones en clinozoisita, anfíbol y cuarzo. Esporádicamente se observa textura de reacción con halos de titanita.

Como rocas asociadas a las metabasitas descritas anteriormente, localmente ocurren esquistos cloríticos, esquistos cloríticos clinozoisíticos, actinolitas y esquistos cuarzosos con estilpnomelana.

Los esquistos cloríticos (Figura 4-22 f) y cloríticos clinozoisíticos (Figura 4-22 g), exhiben una esquistosidad marcada y texturas nematolepidoblásticas a granolepidoblásticas, localmente poiquiloblástica.

La clorita (Figura 4-22 f, g), ocurre hasta un 50% en volumen en la roca, en agregados laminares y exfoliables, con una orientación dominante, aunque pueden exhibir patrones discordantes por tectonismo.

El cuarzo (Figura 4-22 f), abunda en algunos casos hasta un 15% en volumen, de carácter heteroblástico a xenoblástico, y bordes irregulares, se presenta en la matriz de la roca y además exhibe inclusiones de epidota, titanita y clinozoisita.

La clinozoisita, abunda hasta un 35% en volumen, ocurre con carácter de idioblástico a xenoblástico, de geometrías prismáticas, y se encuentra asociado en la matriz de la roca a clorita y anfíbol.

La plagioclasa, abunda hasta un 12% en volumen, principalmente en los esquistos cloríticos, y se encuentra asociada a la clinozoisita; en los esquistos cloríticos con anfíbol su abundancia baja drásticamente hasta un 3% (Figura 4-22 f). Se caracteriza por individuos subidioblásticos, maclados polisintéticamente.

El grafito y los minerales opacos tipo óxidos de hierro con abundancias de hasta 2 % en volumen, son fases accesorias características para estos esquistos cloríticos.

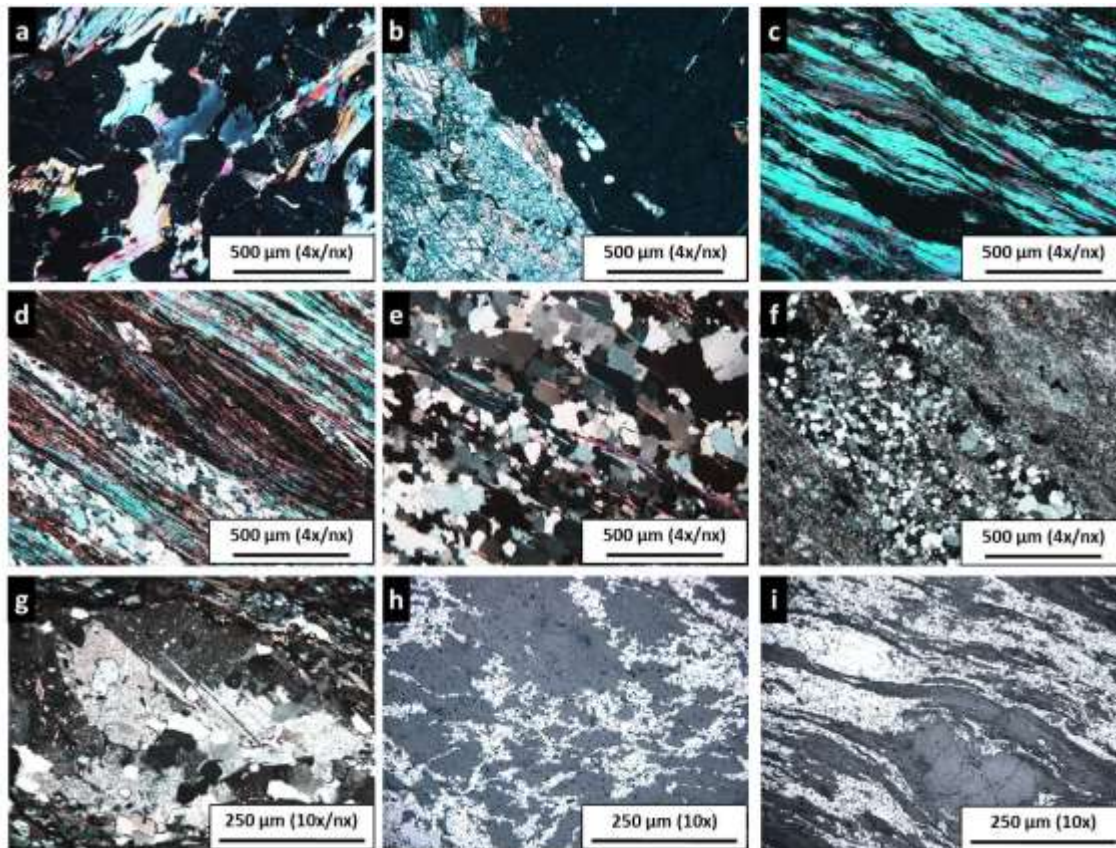
También, con carácter muy local y casi puntual, se encuentran actinolitas (Figura 4-22 h), con textura nematoblástica a lepidonematoblástica, constituidas en más del 90% en volumen por actinolita, y asociadas a clorita y titanita.

Los esquistos cuarzosos con estilpnomelana (Figura 4-22 i) son de ocurrencia restringida y se caracterizan por presentar una textura lepidogranoblástica, constituidos esencialmente por cuarzo, plagioclasa, clorita, minerales opacos tipo óxido de hierro y estilpnomelana, la cual se presenta con una abundancia de hasta 5%, en agregados fibrolíticos de individuos fibrosos de color dorado a rojizo.

4.2.3 Metapelitas

Las metapelitas aflorantes en el área de estudio corresponden predominantemente a esquistos granatíferos (Figura 4-23 a), granofelsas de granate, cianita y fengita (Figura 4-23 b), esquistos micáceos ferruginosos (Figura 4-23 c), esquistos micáceos grafitosos (Figura 4-23 d), cuarcitas micáceas (Figura 4-23 e), cuarcitas (Figura 4-23 f), cuarcitas feldespáticas (Figura 4-23 g) y esquistos cuarzosos con hematita (Figura 4-23 h, i). Exhiben microestructuras foliadas y bandeadas, y localmente masivas. Evidencian además muy fuerte deformación por tectonismo así como una alteración hidrotermal muy invasiva. Estas rocas metamórficas exhiben una textura lepidoblástica (Figura 4-23 c, d) a granoblástica (Figuras 4-23 e-g) y porfiroblástica (Figura 4-23 a, b), con matriz lepidoblástica y granoblástica. Localmente se observa textura poiquiloblástica.

Figura 4-23: Rasgos petrográficos generales para las metapelitas aflorantes en el área de estudio



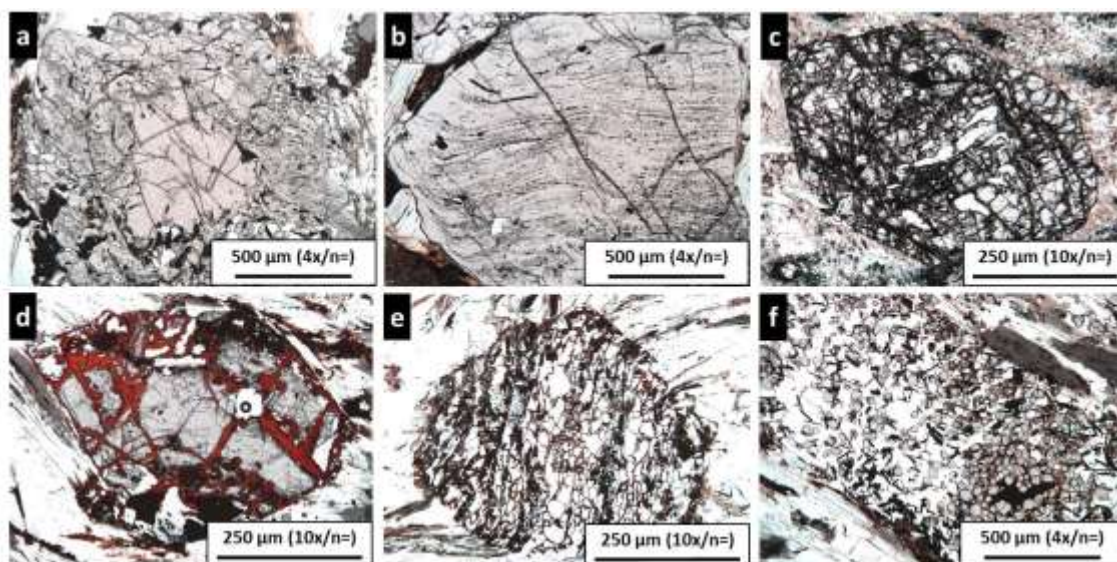
El cuarzo ocurre hasta un 90% en volumen para las cuarcitas y cuarcitas micáceas, con carácter subidioblástico a xenoblástico, heteroblástico, de borde irregulares a suturados, en agregados a manera de mosaicos bandeados en la matriz (Figura 4-23 e, f, h, i) y como inclusiones en granate y plagioclasa (Figura 4-23 g), (Figura 4-24 d, e, f).

El granate (Figura 4-24), ocurre hasta un 40% en volumen, con carácter idioblástico a subidioblástico, porfiroblástico y poiquiloblástico, con diámetros de hasta 25 mm, con intenso fracturamiento definiendo un enrejado denso e inclusiones distribuidas al azar de cianita, cuarzo y rutilo. Exhibe además embahiamientos, prolongaciones dendríticas (Figura 4-25 d) y bordes corroídos.

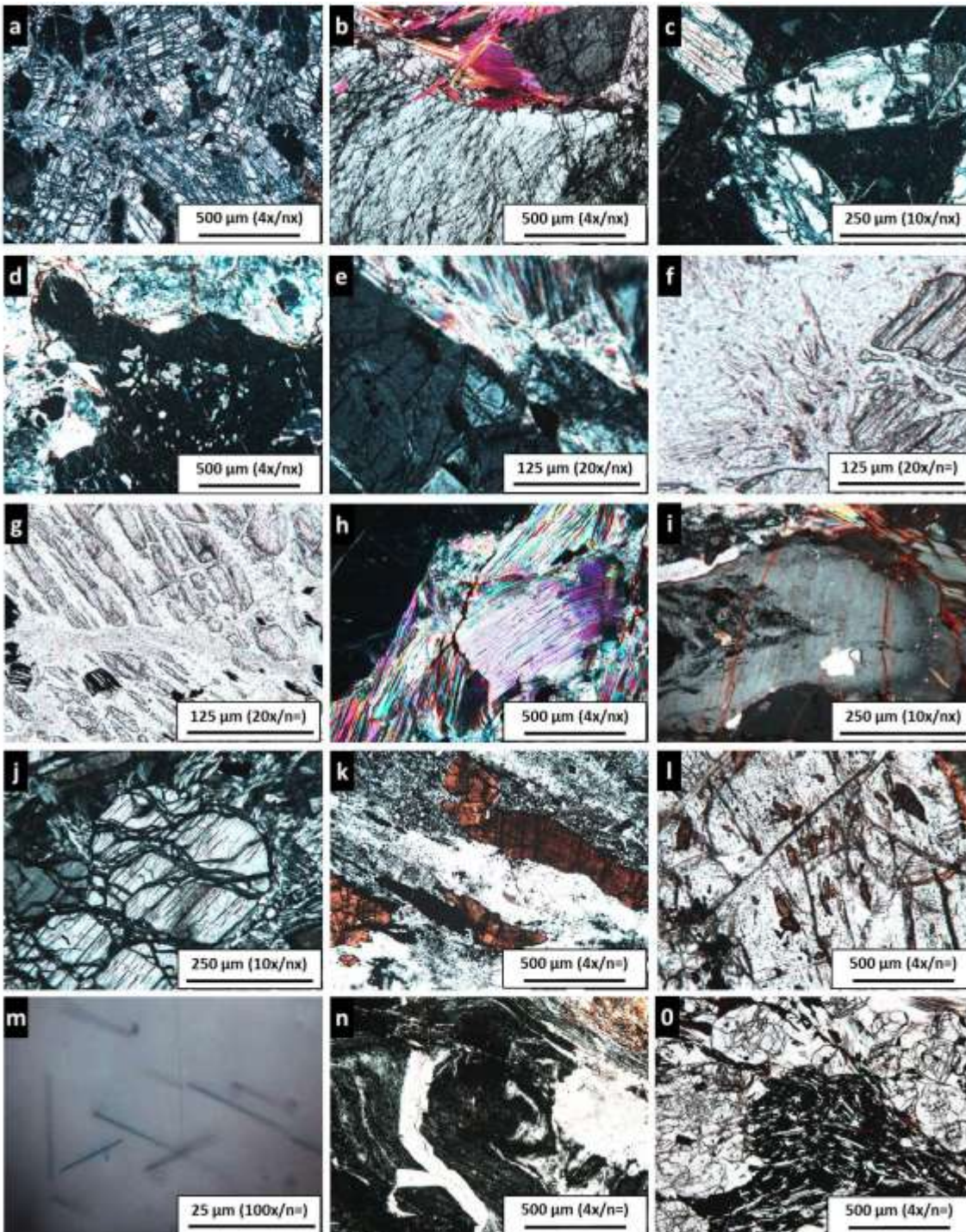
En algunos casos, se observan porfiroblastos de granate de menor tamaño, hasta de 7 mm de diámetro, los cuales exhiben un patrón sigmoidal de inclusiones de cuarzo y rutilo. Los rasgos texturales más característicos de la zonación en la distribución de las

inclusiones de cuarzo, rutilo y grafito son: (i) núcleos libres, manto y borde saturado (Figura 4-24 a), (ii) núcleos y mantos saturados de con distribución sigmoïdal y bordes libres (Figura 4-24 b), (iii) distribución a manera de anillos concéntricos (Figura 4-24 c), y (iv) inclusiones en el núcleo con un patrón sigmoïdal y a partir del manto con distribución concordante con la foliación externa de la roca (Figura 4-24 d). Además se observan granates con bordes corroídos e inclusiones de gran tamaño en todo el grano de granate (Figura 4-24 e) y granates elongados por tectonismo con inclusiones alineadas según la foliación externa de la roca (Figura 4-24 f).

Figura 4-24: Rasgos texturales de granate en las metapelitas asociadas al Complejo Arquía en el área de estudio



La cianita ocurre de tres modos principales; en las granofelsas de cianita, granate y fengita como agregados granulares, masivos, a manera de matriz (Figura 4-25 a), definiendo una textura granoblástica, asociada a mica blanca, granate, rutilo y grafito, y con un 90% de abundancia en volumen. Exhibe un reemplazamiento incipiente por sillimanita a nivel de la periferia y del intenso fracturamiento. Presenta inclusiones de rutilo. La cianita ocurre además como inclusiones heteroblásticas en el núcleo, manto y borde del granate (Figura 4-25 a, c, d), y finalmente ocurre como individuos aislados en la matriz de la roca (Figura 4-25 b), con carácter subidioblástico y una abundancia de hasta 10% en volumen.

Figura 4-25: Rasgos petrográficos de las fases minerales asociadas a las metapelitas

La mica blanca, (Figura 4-25 b, h), ocurre hasta un 25% en volumen, en agregados exfoliables, de individuos laminares, carácter subidioblástico y asociada a granate, cianita, plagioclasa, cuarzo y rutilo.

El rutilo, ocurre hasta un 5% en volumen, con carácter subidioblástico de individuos de tamaño grueso (Figura 4-25 k), en la matriz, y asociado a cuarzo, plagioclasa, mica blanca, granate, grafito. Además, este mineral puede ocurrir a manera de finas inclusiones xenoblásticas (Figura 4-25 l) en granate, cianita y mica blanca. Una tercera variedad ocurre a manera de finas agujas como inclusiones orientadas en granate, producto de exsolución de Ti (Figura 4-25 m).

La plagioclasa, ocurre hasta un 12% en volumen, como individuos subidioblásticos, exhibiendo maclado polisintético, zonación (Figura 4-25 i), y asociada en la matriz a mica blanca, granate, grafito, rutilo y localmente a clinozoisita.

La sillimanita fibrolítica, (Figura 4-25 e, f, g, j), ocurre hasta un 3% en volumen, en agregados fibrosos a partir de cianita, tanto en la periferia como en las múltiples fracturas.

El grafito, ocurre hasta un 35% en volumen, de carácter xenoblástico, como agregados escamosos (Figura 4-25 k), exfoliables, tanto en la matriz a manera de parches masivos (Figura 4-25 n) y como inclusiones en granate (Figura 4-25 l).

Los minerales opacos, como óxidos de hierro (Figura 4-23 c, h, i) y (Figura 4-25 o), ocurre hasta un 60% en volumen, en agregados a manera de bandas y parches dendríticos, asociados en la matriz a mica blanca, granate, cuarzo y rutilo.

La andalucita quiastolítica, ocurre en menos de 1% de manera muy local y puntual, como individuos idioblásticos, elongada, siguiendo la foliación principal de la roca, exhibiendo numerosas inclusiones grafitosas desarrollando un patrón cruciforme. Asociada en la matriz a mica blanca, grafito y óxidos de hierro.

4.2.4 Esquistos azules y mármoles asociados

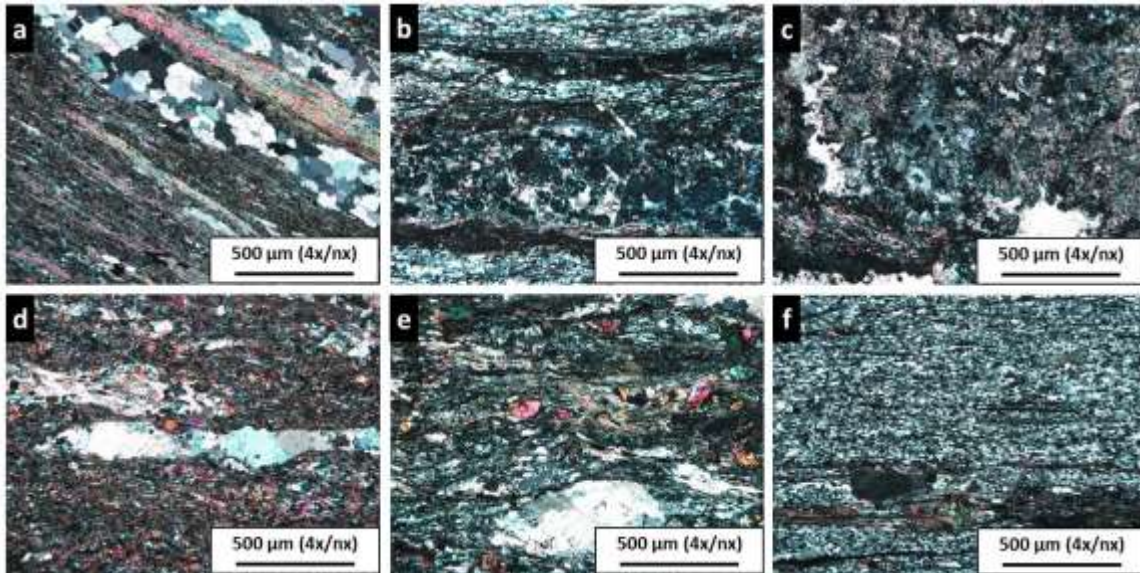
Los esquistos azules que afloran en el área de estudio exhiben microestructuras foliadas y bandeadas, a manera de intercalaciones de bandas micáceas y bandas de mármol, continuas y discontinuas, así como nodulares y ojosas. Evidencian además muy fuerte

deformación por tectonismo, replegamientos, boudinaje, vetilleo, así como una muy invasiva alteración hidrotermal.

Las texturas van desde granolepidoblásticas (Figuras 4-26 a, 4-26 d-f) a lepidogranoblásticas y porfiroblásticas (Figura 4-26 b, c), con matrices lepidoblásticas y granoblásticas. Localmente se observa textura poiquiloblástica.

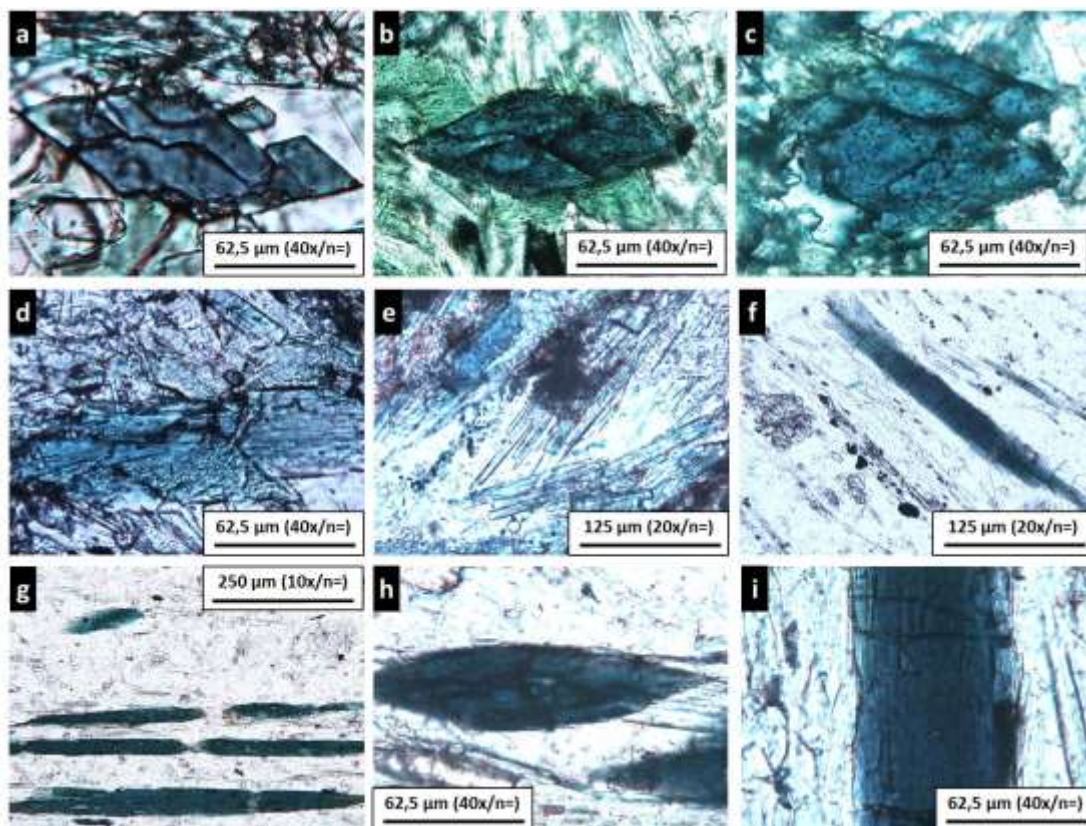
Los esquistos azules consisten predominantemente de anfíbol sódico, mica blanca, calcita, plagioclasa, epidota, rutilo, cuarzo y clorita.

Figura 4-26: Rasgos petrográficos generales para los esquistos (a-e) y neis (f) azules aflorantes en el área de estudio



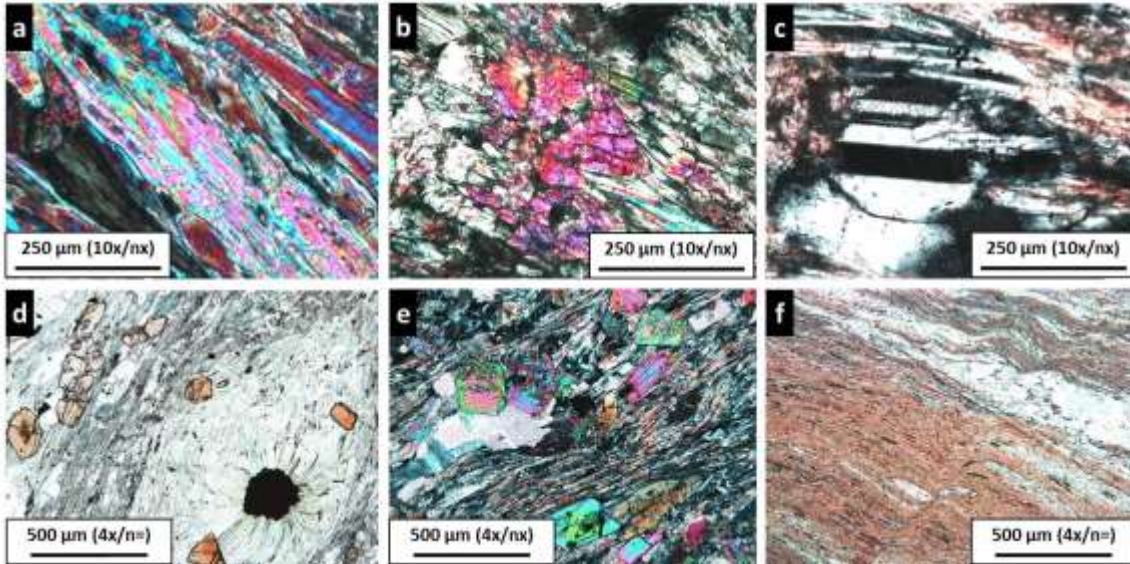
El anfíbol sódico, ocurre a manera de relictos, menos del 2% de abundancia en volumen, con carácter idioblástico a subidioblástico (Figura 4-27 a-f), como individuos aislados de formas rómbicas y pleocroísmos azul a púrpura característicos y en agregados aciculares (Figura 4-27 g, h). Asociado en la matriz a clorita, epidota, plagioclasa, mica blanca, anfíbol, calcita y rutilo.

Figura 4-27: Rasgos texturales del anfíbol sódico en los esquistos (a-e) y neis (f-i) azules asociados al Complejo Arquía en el área de estudio



La mica blanca, (Figura 4-28 a), ocurre hasta un 15% en volumen, en agregados exfoliables, de individuos laminares, carácter subidioblástico y asociada a granate, plagioclasa, anfíbol, epidota, cuarzo, clorita, titanita y rutilo.

Figura 4-28: Rasgos petrográficos de las fases minerales asociadas a los esquistos azules en el área de estudio



El anfíbol, (Figura 4-28 b), ocurre hasta un 35% en volumen, en agregados exfoliables, de individuos hojosos, carácter idioblástico a subidioblástico, y asociada a plagioclasa, epidota, cuarzo, clorita, titanita y rutilo. Se presentan dos variedades distinguibles, principalmente por su pleocroísmo; una variedad de color verde azul (Figura 4-28 d) a verde violeta y estrechamente asociado al anfíbol sódico; y otra variedad de color amarillo muy pálido a incoloro asociado a mica blanca, epidota, clorita y calcita (Figura 4-28 b).

La plagioclasa, (Figura 4-28 c), ocurre hasta un 5% en volumen, como individuos de carácter subidioblástico, maclados polisintéticamente, asociados en la matriz con anfíbol, epidota, clorita, titanita y calcita.

La clorita, ocurre hasta un 20% en volumen, en agregados exfoliables, concordante con la foliación principal, aunque localmente exhibe agregados estrellados o radiados (Figura 4-28 d), asociada a la alteración de anfíbol, mica blanca, epidota, calcita, mármol, rutilo, titanita y cuarzo. Este mineral se caracteriza por su leve pleocroísmo y colores de interferencia anómalos.

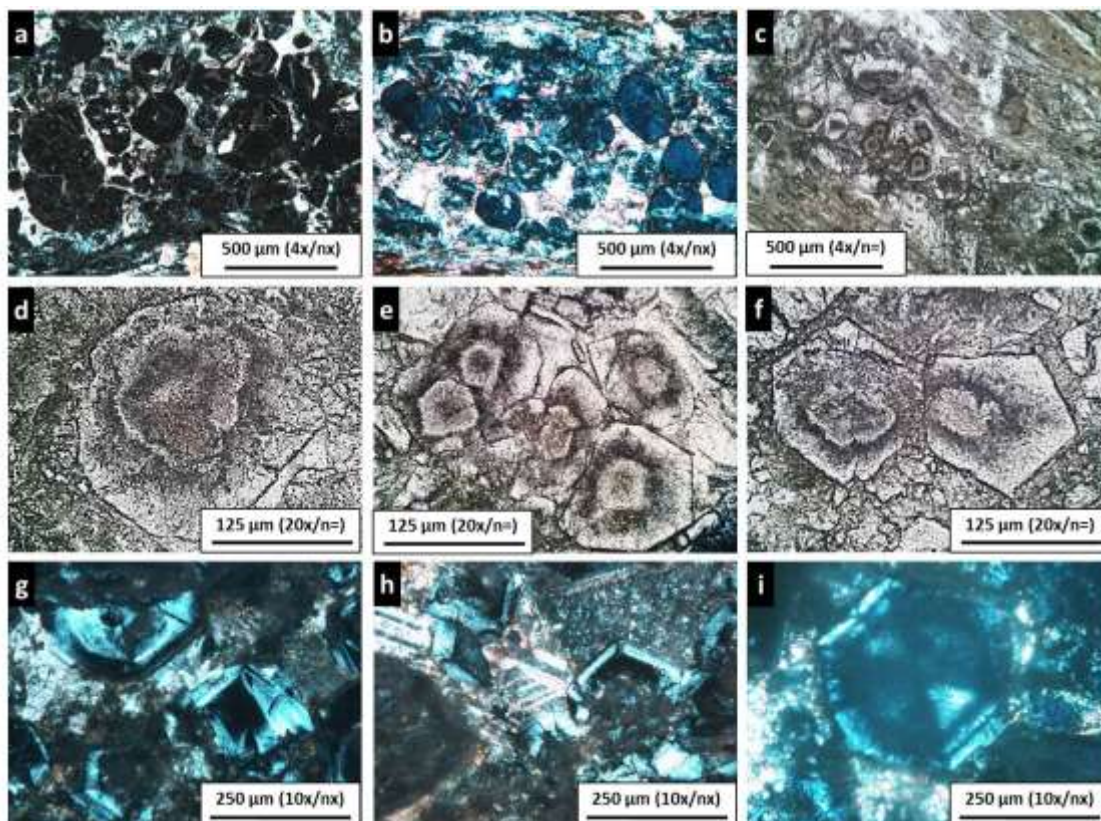
La epidota, (Figura 4-28 e), ocurre hasta un 7% en volumen, como individuos aislados, de carácter idioblástico a subidioblástico, formas prismáticas a subredondeadas, y exhibiendo zonación. Asociada en la matriz a mica blanca, anfíbol, clorita, calcita, rutilo, titanita.

La estilpnomelana, (Figura 4-28 f), ocurre hasta un 65% en volumen, de manera muy local y puntual, en agregado exfoliable, fibroso, ondulado por tectonismo, asociado a mica blanca, clorita, epidota y plagioclasa.

El granate, (Figura 4-29), ocurre hasta un 20% en volumen, en agregados nodulares, de individuos de carácter porfidoblástico de hasta 2 milímetros de diámetro, idioblástico en general, localmente subidioblástico, poiquiloblástico. Asociado en la matriz a calcita, clorita, mica blanca, anfíbol sódico, epidota.

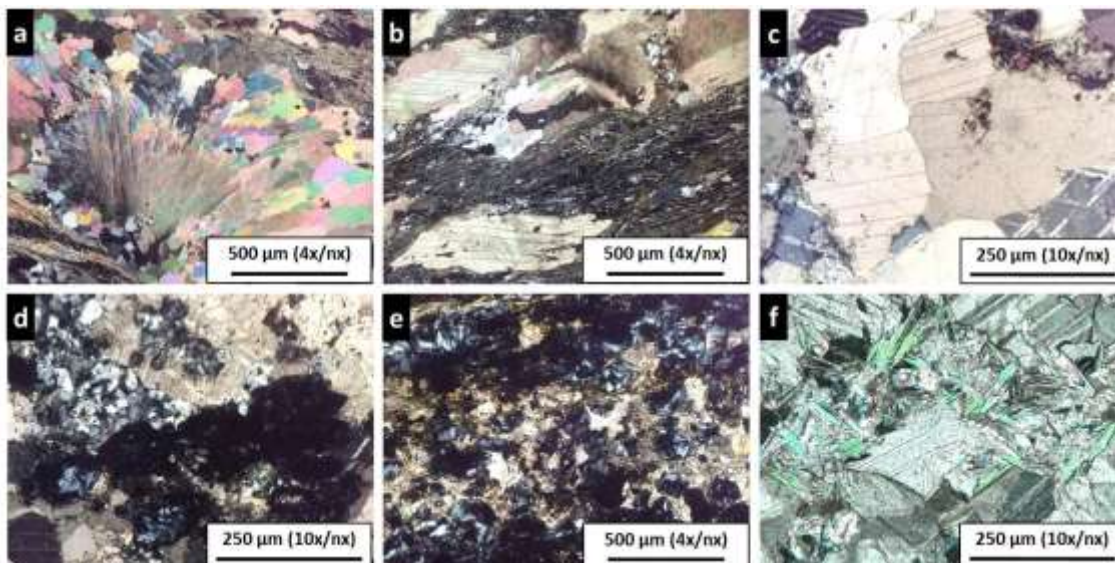
Existen dos tipologías principales; una de naturaleza isotrópica normal (Figura 4-29 a), con mínimas inclusiones, y fracturamiento moderado; y el segundo tipo, con evidente anisotropía por percolación de fluidos acuosos (Figura 4-29 b, g-i), con zonación sectorial por la distribución concéntrica y en forma de flor de numerosas y muy finas inclusiones ferruginosas, y con bordes ligeramente corroídos (Figura 4-29 c-f).

Figura 4-29: Rasgos texturales de granate en los esquistos azules asociados al Complejo Arquía en el área de estudio



Los mármoles (Figura 4-30), asociados a los esquistos azules exhiben microestructuras bandeadas, continuas y discontinuas, en mosaicos poligonales, a manera de intercalaciones con los niveles anfibólicos y micáceos, así como nodulares y ojasas. Evidencian fuerte deformación por tectonismo, replegamientos y boudinaje, así como alteración hidrotermal.

Figura 4-30: Rasgos petrográficos generales para los mármoles asociados a los esquistos azules



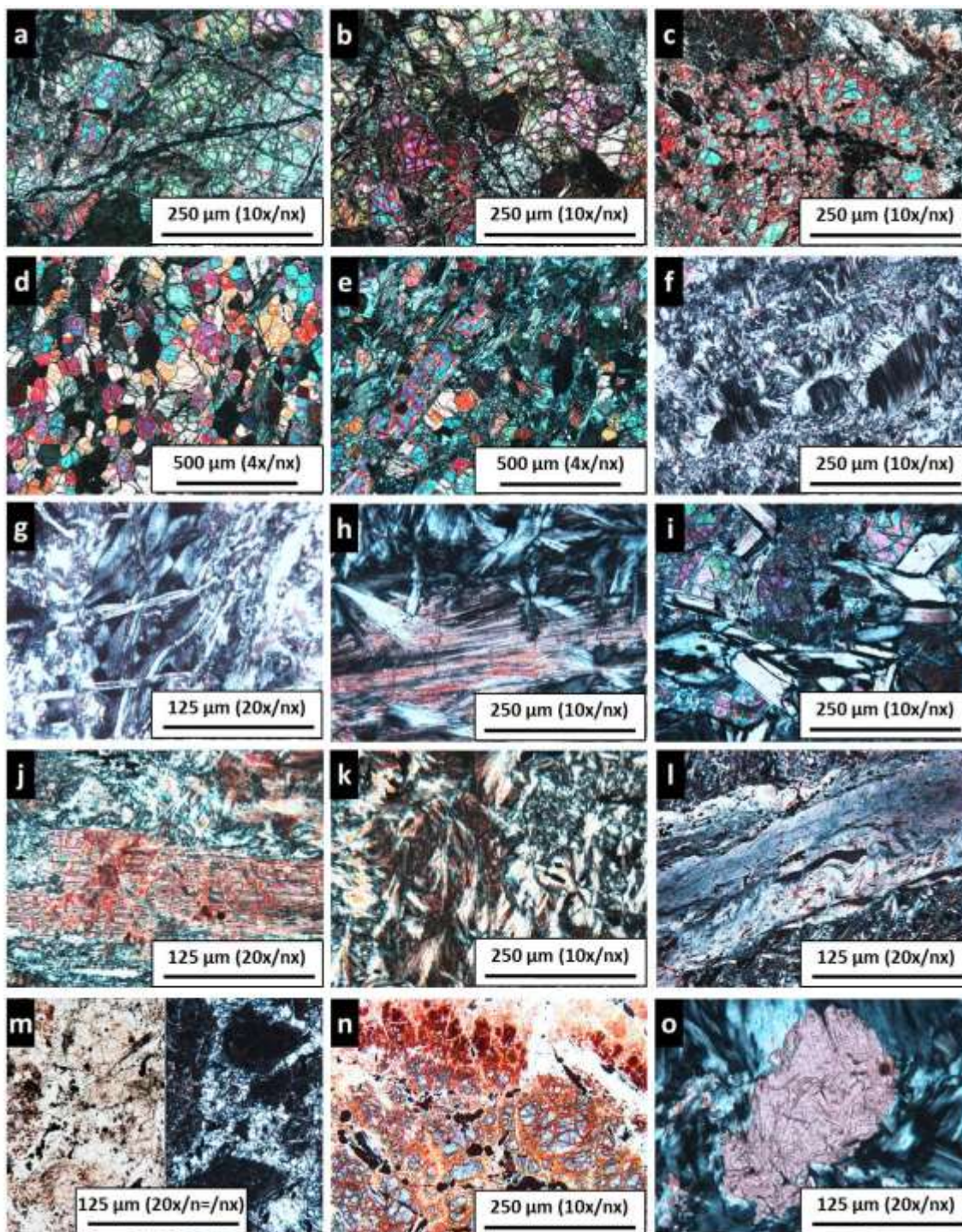
Las texturas van desde granoblásticas (Figura 4-30 a, c) a nematogranoblásticas (Figura 4-30 b) y porfiroblásticas (Figura 4-30 d, e), con matrices granoblásticas. Localmente se observa textura lepidogranoblástica (Figura 4-30 f) y poiquiloblástica.

Los mármoles consisten predominantemente de calcita, granate, mica blanca, cuarzo y clorita.

4.2.5 Peridotitas y serpentinitas

Las peridotitas y serpentinitas asociadas (Figura 4-31) consisten esencialmente de olivino, piroxeno, anfíbol, antigorita, lizardita, crisotilo, clorita, minerales opacos como fases mayores, tremolita, talco, brucita, magnesita e iddingsita como fases accesorias y secundarias.

Figura 4-31: Rasgos petrográficos generales para las peridotitas y serpentinitas asociadas, aflorantes en el área de estudio



El olivino, ocurre hasta un 50% en volumen en dos tipos texturales claramente diferenciables; primero como agregados en mosaicos granulares, masivos, intensamente tectonizados y fracturados, con textura granoblástica e individuos con carácter subidioblástico a xenoblástico (Figura 4-31 a-c), y sin una orientación definida. Un segundo tipo de olivino ocurre como agregados en mosaicos poligonales, equigranulares, de individuos de carácter idioblástico a subidioblástico (Figura 4-31 d) y con una foliación dominante.

El piroxeno, tipo clinopiroxeno, ocurre hasta un 10% en volumen, como individuos de carácter idioblástico a xenoblástico (Figura 4-31 e), asociado en la matriz a olivino, anfíbol, clorita, tremolita.

El anfíbol, ocurre hasta un 15% en volumen, como individuos subidioblásticos (Figura 4-31 e), asociado en la matriz a piroxeno, olivino, clorita.

La antigorita (Figura 4-31 f), lizardita (Figura 4-31 g) y crisotilo (Figura 4-31 l), como minerales del grupo de la serpentina y producto de la serpentinización de rocas ultrabásicas tipo peridotita, se presentan de manera y abundancia incipiente hasta total y avanzada. La antigorita ocurre a manera de agregados fibrosos y en textura pseudomórfica tipo “mesh” característica. La lizardita ocurre a manera de agregados con textura “reloj de arena”, y de manera intersticial al enrejado generado por la antigorita. Clorita, ocurre hasta un 2% en volumen, como agregados e individuos aislados, de carácter subidioblástico, laminares, exhibiendo colores anómalos con pleocroísmo casi nulo (Figura 4-31 i).

Talco, (Figura 4-31 j), ocurre hasta un 2% en volumen, como agregados fibrosos, exfoliables, asociado a piroxeno, anfíbol y carbonato.

Brucita, (Figura 4-31 k), ocurre como accesorio en menos de 1%, como agregados radiales, fibrosos.

El crisotilo ocurre a manera de venas y vetillas, como agregado fibroso, filiforme, evidenciando replegamiento por tectonismo (Figura 4-31 l).

Bastitas, (Figura 4-31 m), ocurren como pseudomorfos de piroxenos englobados por matriz de serpentinita.

Minerales opacos tipo magnetita, (Figura 4-31 n), ocurre hasta un 5% en volumen, como agregados granulares y a manera de venas y parches; carácter idioblástico a xenoblástico, con geometrías octaédricas.

Iddingsita, (Figura 4-31 n), ocurre como alteración del olivino, en texturas pseudomórficas, a manera de manchas, y exhibe pleocroísmo rojizo característico.

Carbonatos, (Figura 4-31 o), ocurren hasta un 3% a manera de parches y vetillas por relleno secundario.

4.3 Geoquímica de Roca Total

Las composiciones químicas de roca total para eclogitas retrogradadas, metabasitas, metapelitas, esquistos azules, metaperidotitas y serpentinitas asociadas al Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova son presentadas en la Tabla Anexo A.

4.3.1 Geoquímica de elementos mayores

Teniendo en cuenta la movilidad de los elementos mayores y la intensa invasión de fluidos hidrotermales, la cual se asume homogénea con base en observaciones macroscópicas y de campo, se hacen evidentes las variaciones composicionales entre muestras de una misma variedad litológica (Figura 4-32).

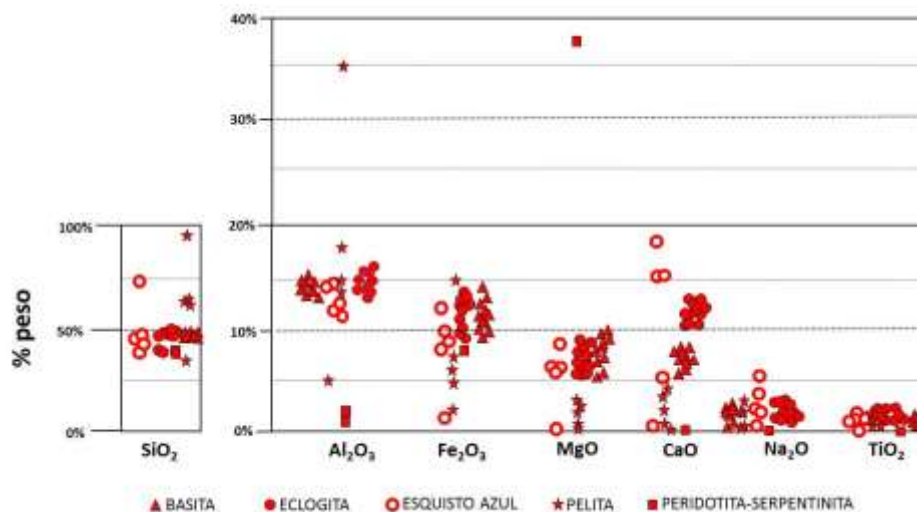
En el neis azul se observa mayor contenido de SiO_2 , Na_2O en comparación con el de los esquistos azules; a su vez, los contenidos de Fe_2O_3 , CaO y MgO son menores para esta litología neisosa, y se destaca la variación en el contenido de CaO entre los esquistos azules.

En las eclogitas, al igual que para las basitas, la mayor variación composicional se observa para Fe_2O_3 y MgO .

Para las pelitas es evidente la variación en el contenido de SiO_2 aumentando desde la granofelsa de cianita-granate y fengita, pasando por las pelitas clásicas, y con el mayor contenido para las cuarcitas; y en cuanto al contenido de Al_2O_3 se diferencian pelitas con bajo y alto contenido elemental, proporción que se mantiene para Fe_2O_3 .

En las rocas ultramáficas se destaca el alto contenido de MgO en comparación con las demás litologías aflorantes.

Figura 4-32: Variación en el contenido de elementos mayores, para las eclogitas retrogradadas, esquistos y neises azules, basitas, pelitas y peridotitas serpentinizadas aflorantes en el área de estudio



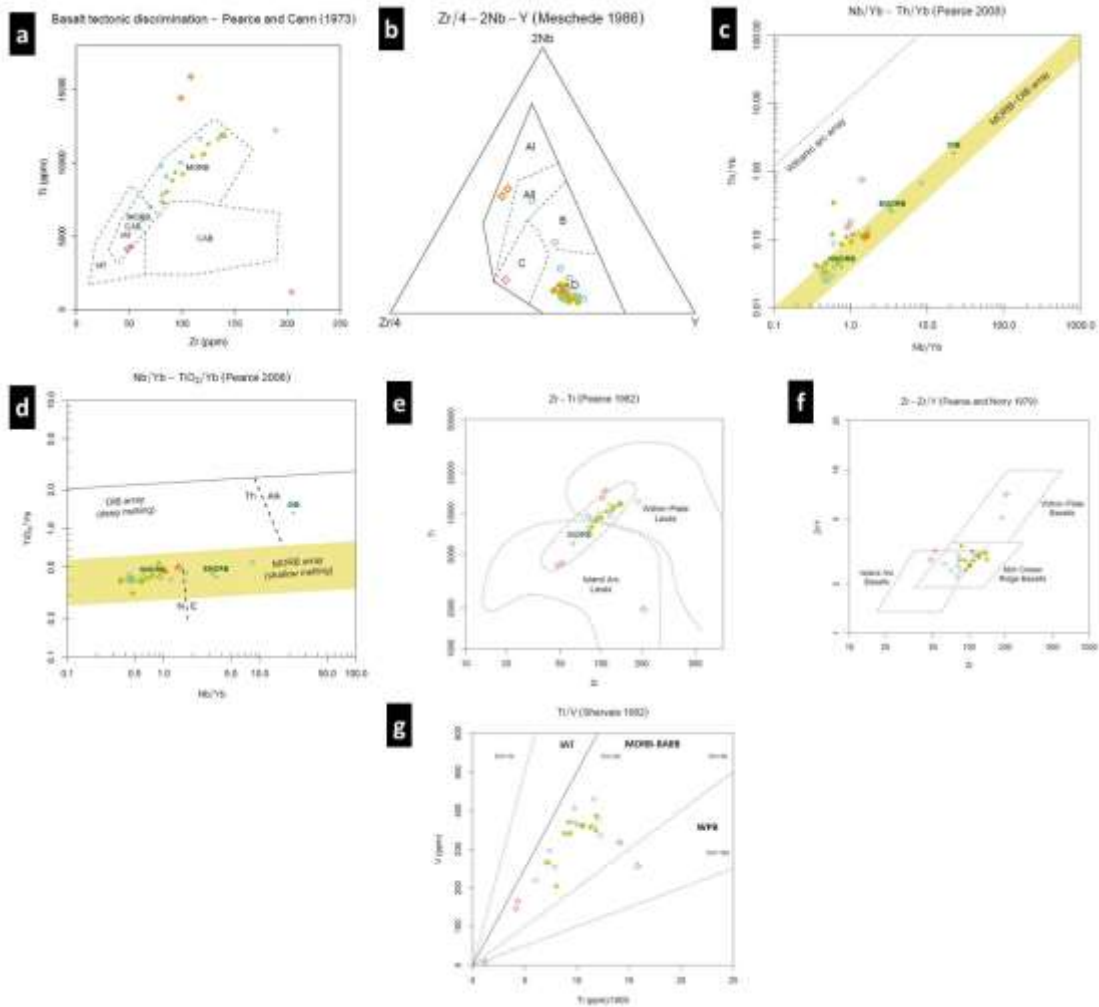
4.3.2 Geoquímica de elementos Traza y Ree

4.3.2.1 Eclogitas retrogradadas, metabasitas y esquistos-neises azules

Teniendo en cuenta la movilidad de los elementos mayores y la intensa invasión de fluidos hidrotermales, (Figura 4-33), se usan los diagramas de discriminación geotectónica basados en los Elementos de las Tierras Raras-REE (Figura 4-33 a-f), los cuales muestran que las eclogitas retrogradadas, metabasitas y esquistos azules, tienen en general, un comportamiento geoquímico similar a basaltos de tipo dorsales medio-oceánicas – MORB y más exactamente basaltos normales N-MORB, exhibiendo una clara depleción en LREE y manteniendo un patrón plano en HREE. La muestra HPP-4 se comporta como basalto de arco volcánico y las muestras ARQ-750 y ZML-1 como

basaltos de intra-placa.

Figura 4-33: Rasgos geoquímicos geotectónicos en roca total, para las eclogitas retrogradadas, metabasitas y esquistos azules, aflorantes en el área de estudio



Círculos azules: eclogitas retrogradadas; círculos verdes: metabasitas; rombos rojos: esquistos azules-neis de riebeckita

En el diagrama Zr vs. Ti de Pearce y Cann (1973) (Figura 4-33 a), muestra que las eclogitas se comportan como basaltos MORB excepto la eclogita ARQ-488 (basalto transicional entre MORB y toleítico de arco de isla) y la ARQ-1000 (comportamiento anómalo). En el diagrama triangular Zr/4-2Nb-Y de Meschede (1986) (Figura 4-33 b) las eclogitas retrogradadas se comportan como N-MORB excepto la ARQ-1000 (basalto toleítico intra-placa) y la ARQ-498 (basalto E-MORB). En los diagramas de Pearce (2008) Nb/Yb vs. Th/Yb (Figura 4-33 c) y Nb/Yb vs. TiO₂/Yb (Figura 4-33 d) las eclogitas retrogradadas se comportan como basaltos N-MORB excepto la ARQ-498 (basalto E-

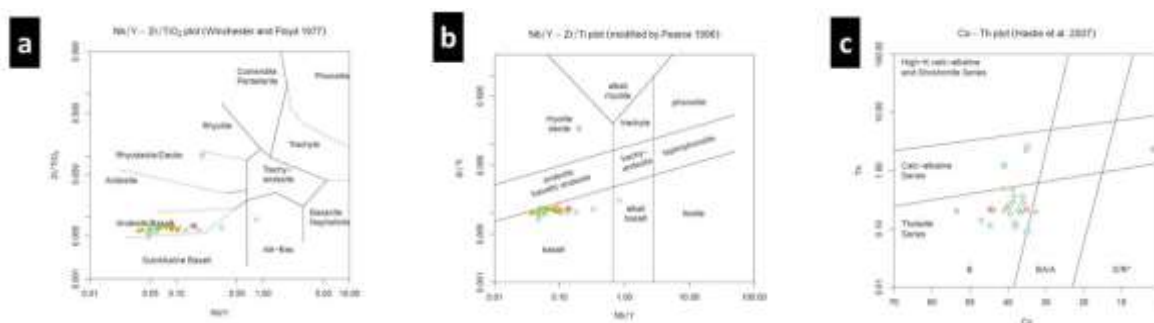
MORB) y la ARQ-1000 (basalto OIB). En los diagramas de Pearce (1982) Zr vs. Ti (Figura 4-33 e) y de Pearce y Norry (1979) Zr vs. Zr/Y (Figura 4-33 f) las eclogitas retrogradadas se comportan como basaltos N-MORB, excepto la ARQ-1000 (lava-basalto de intra-placa). En el diagrama de Shervais (1982) Ti/1000 vs. V (Figura 4-33 g) todas las eclogitas retrogradadas exhiben una relación Ti/V entre 20-50, la cual corresponde a basaltos de fondo oceánico.

El diagrama de Winchester y Floyd (1977) Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Figura 4-34 a), las eclogitas retrogradadas y las metabasitas se comportan como basaltos excepto las muestras ARQ-498 (basalto sub-alcalino) y ARQ-1000 (basalto alcalino).

Según el diagrama modificado de Pearce (1996) Nb/Y vs. Zr/Ti (Figura 4-34 b), las eclogitas retrogradadas se comportan como basaltos excepto la muestra ARQ-1000 (basalto alcalino).

Según El diagrama de Hastie et al. (2007) Co vs. Th (Figura 4-34 c), las eclogitas retrogradadas y las metabasitas se comportan como basaltos de series toleíticas, excepto las eclogitas ARQ-498 y ARQ-1000 (basaltos de series calco-alcalinas); los esquistos azules se comportan como basaltos de series toleíticas y el neis de riebeckita como riolita/dacita/riodacita de series calco-alcalinas.

Figura 4-34: Rasgos geoquímicos composicionales en roca total, para las eclogitas retrogradadas, metabasitas y esquistos azules, aflorantes en el área de estudio



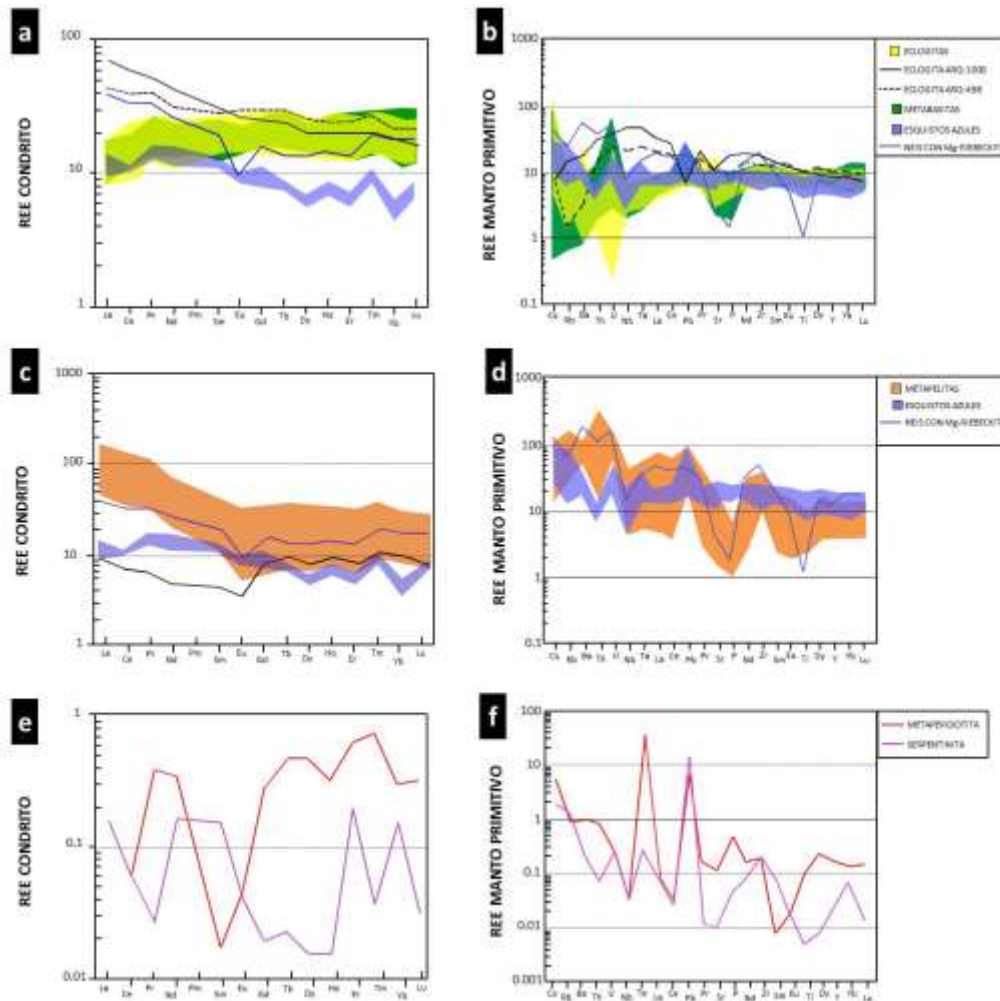
Círculos azules: eclogitas retrogradadas; círculos verdes: metabasitas; rombos rojos: esquistos azules-neis de riebeckita

De acuerdo a los diagramas spider para REE normalizados a Condrito (Figura 4-35 a) las eclogitas retrogradadas muestran en general, un patrón bastante plano y horizontal, para

HREE y una ligera depleción en LREE, excepto para las muestras ARQ-498 y ARQ-1000 y para el neis con riebeckita que exhiben enriquecimiento de moderado a fuerte en LREE.

De igual modo, en el diagrama spider de Manto Primitivo (Figura 4-35 b), se observa una clara anomalía tanto en elementos LILE como en REE para las muestras ARQ-498 y ARQ-1000, así como para el neis con riebeckita.

Figura 4-35: Diagramas spider REE-Condrito y REE-Manto Primitivo



(a, b) Eclogitas retrogradadas, comparadas con metabasitas y esquistos azules, (c, d) Metapelitas comparadas con esquistos azules, (e, f) Metaperidotita comparada con serpentinita

El orden de incompatibilidad relativa durante la fusión del manto es $Th > Nb > La$ y por lo tanto las proporciones de estos elementos se usan para discriminar rangos geoquímicos geotectónicos como por ejemplo Zr vs. Ti (Pearce y Cann, 1973); $Zr/4-2Nb-Y$ (Meschede

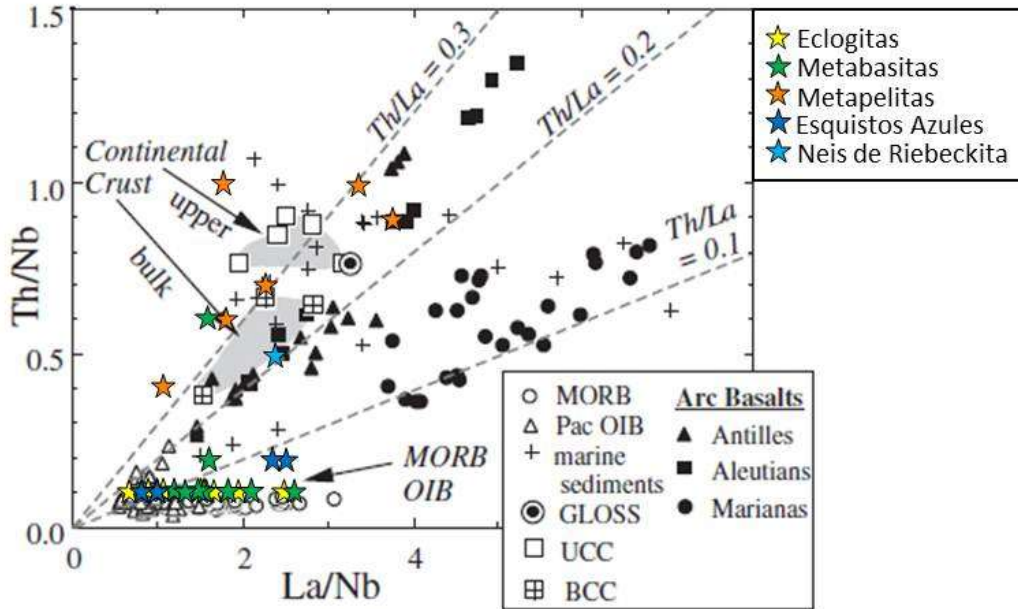
1986); Nb/Yb vs. Th/Yb y Nb/Yb vs. TiO_2/Yb (Pearce, 2008); Zr-Ti (Pearce, 1982); Zr vs. Zr/Y (Pearce y Norry, 1979) y Ti/V (Shervais, 1982).

Para discriminación de rasgos geoquímicos composicionales se usan Nb/Y vs. Zr/ TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977); Nb/Y vs. Zr/Ti (modificado por Pearce, 1996) y Co-Th (Hastie et al., 2007).

La mayoría de las muestras tienen afinidad de basaltos oceánicos tipo N-MORB como lo muestra la relación La/Yb que varía entre 0.7-1.6 para las eclogitas retrogradadas, entre 0.8-1.4 para metabasitas, y entre 1.4-3.3 para esquistos y neises azules excepto para las muestras ARQ-498 (3.1) y ARQ-1000 (5.9) y la relación Gd/Yb varía entre 1.2-1.8 para eclogitas retrogradadas y metabasitas y entre 0.6-3.7 para esquistos y neises azules, valores que corresponden a protolitos de origen ígneo, según Sun y McDonough (1989).

La relación La/Nb en eclogitas retrogradadas varía entre 0.7-2.4, en metabasitas varía entre 1.2-2.6, y en esquistos azules varía entre 0.8-2.5 valor que siendo menor a 2.5 es común para basaltos oceánicos (Plank, 2005), aunque es un rango de valores que se traslapa con los basaltos de arco (>2.0) o con corteza continental (2.0-3.0). Esta relación se combina con la relación Th/Nb, que para las eclogitas retrogradadas varía entre 0.05-0.15, para metabasitas es <0.1 , y para los esquistos azules varía entre 0.06-0.18; y de 0.54 para el neis de riebeckita, la cual ayuda a dilucidar la diferencia entre basalto oceánico y basaltos continentales y de arco (Figura 4-36).

Figura 4-36: Diagrama Th/Nb vs La/Nb, según Plank (2005), en basaltos de dorsales medias oceánicas-MORB, basaltos de islas oceánicas-OIB, promedios de sedimentos marinos y continentales

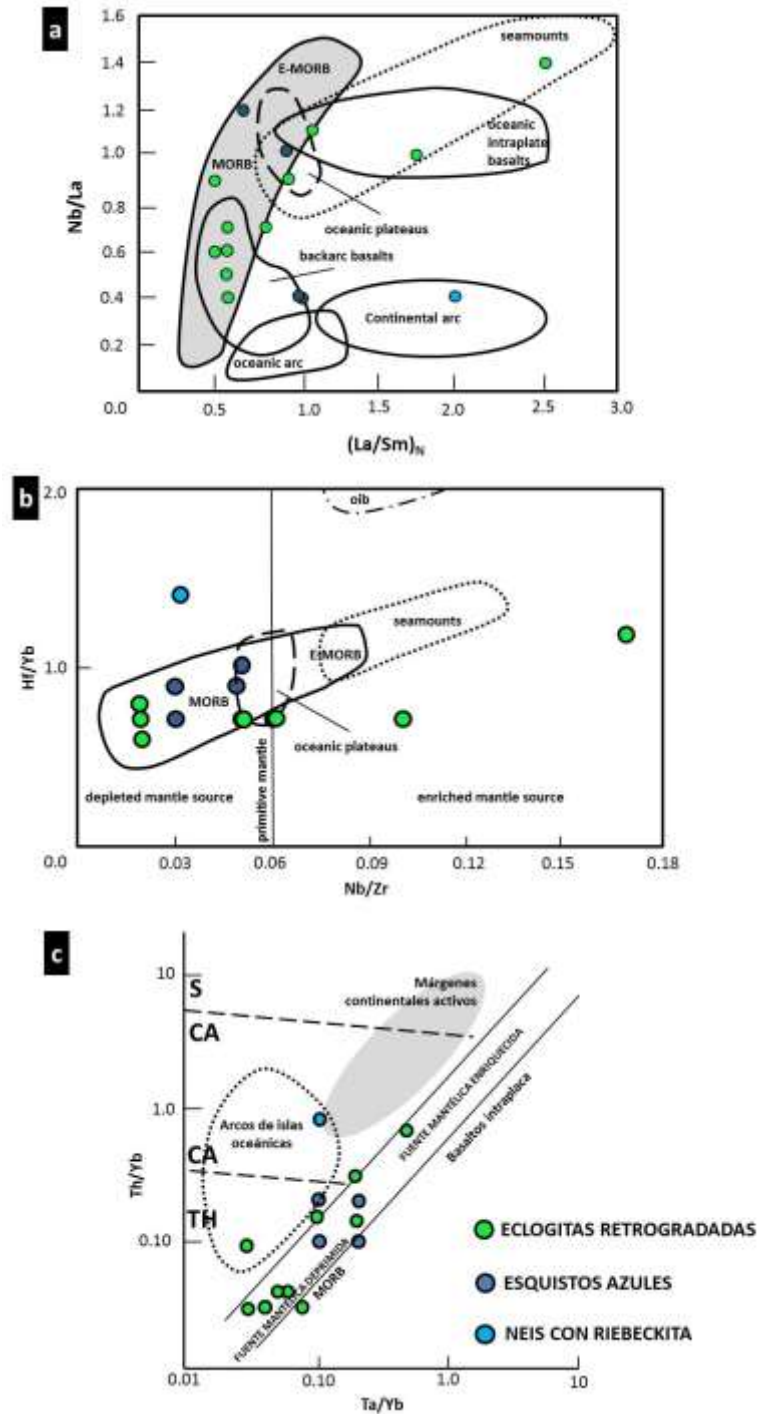


Campos grises: corteza continental superior-UCC y corteza continental total-BCC. Sedimentos globales de subducción-GLOSS. Datos de MORB, Niu y Batiza (1997); datos OIB, suministrados por Tim Elliott; datos GLOSS y de sedimentos de fosa, Plank y Langmuir (1998); datos arco Marinas; Elliott et al. (1997), datos arcos Aleutianas y Antillas, base de datos ICP-MS; promedios continentales: Taylor y McLennan (1985); Condie (1993); Rudnick y Fountain (1995); Gao et al. (1998); McLennan (2000); Barth et al. (2000); Jahn et al. (2001).

La relación Th/La se usa para diferenciar basaltos oceánicos (<0.1); para las eclogitas retrogradadas y metabasitas varía entre 0.03-0.12, y para los esquistos azules, varía entre 0.07-0.08 y para el neis de riebeckita es de 0.23. El bajo contenido de TiO_2 , como % en peso, el cual es <2.0 confirmaría un ambiente oceánico para todas las muestras.

Las relaciones Nb/La vs. $(\text{La}/\text{Sm})_N$, y Nb/Zr vs. Hf/Yb, modificadas después de John et al (2003); (Figura 4-37 a, b) se usan para discriminar posibles ambientes basálticos. Los esquistos azules se relacionan con ambientes oceánicos tipo MORB, con fuente mantélica depletada y el neis con riebeckita con ambientes de arco continental, con fuente mantélica evolucionada.

Figura 4-37: Relaciones Nb/La vs. $(La/Sm)_N$, y Nb/Zr vs. Hf/Yb

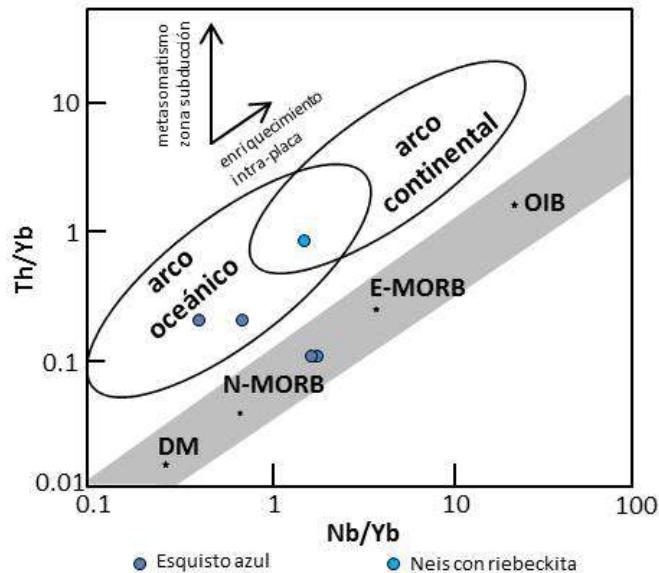


(a) Diagrama Nb/La vs. $(La/Sm)_N$ Modificado después de John et al (2003), (b) diagrama Nb/Zr vs. Hf/Yb, modificado después de John et al (2004), (c) diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb, modificado de Pearce (1983), para márgenes continentales activos calco-alcalinos (arcos continentales), S: shoshonita, CA: calco-alcalina, TH: toleíta.

El diagrama Ta/Yb vs. Th/Yb, modificado de Pearce (1983), para márgenes continentales activos calco-alcalinios (arcos continentales), (Figura 4-37 c), relaciona los esquistos azules y las eclogitas retrogradadas a basaltos toleíticos, típicos de ambientes tipo MORB. El neis de riebeckita se relaciona a un ambiente de margen continental activo calco-alcalino, y dos eclogitas son afines a basaltos de intra-placa.

La relación Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce y Peate (1995), los cuales se usan como indicadores de adición cortical (Pin y Mirini, 1993; Pin y Paquette, 1997), muestra para los esquistos azules una variación entre 0.1-0.2 y 0.4-1.7 respectivamente, siendo afines a basaltos MORB y de arco oceánico. Para el neis la relación Th/Yb es de 0.8, afín a un arco continental, (Figura 4-38).

Figura 4-38: Diagrama Nb/Yb vs. Th/Yb, modificado de Pearce y Peate (1995), para rocas intrusivas y volcánicas basálticas.



La relación Th/Yb vs. Nb/Yb de Pearce y Peate (1995), los cuales se usan como indicadores de adición cortical (Pin y Mirini, 1993; Pin y Paquette, 1997), muestra enriquecimientos con valores de relación >3.2 para las muestras ARQ-498 y ARQ-1000, correspondientes a E-MORB; las demás eclogitas retrogradadas son afines a N-MORB.

La relación Nb/Y es un indicador del grado de alcalinidad Pearce (1996), la cual para las eclogitas retrogradadas es <0.2 , correspondiente a basaltos toleíticos, excepto la muestra ARQ-498 con valor de 0.3 de tipo basalto sub-alcálico, y la muestra ARQ-1000

con valor de 0.8 de tipo basalto alcalino, y según Pearce (1982) la muestra ARQ-1000 corresponde a un basalto transicional T-MORB.

El contenido de Cr vs. Y, según Pearce et al. (1981), puede ser usado para discriminar ambientes entre basaltos MORB y basaltos intra-placa; todas las eclogitas estudiadas aquí tienen valores superiores a 200 ppm, congruente con MORB, excepto la muestra ARQ-1000 con un contenido de 80 ppm, muy cerca al límite de basaltos intra-placa. La relación La/Sm en el manto primitivo es <1 para las eclogitas retrogradadas, indicando que son de origen MORB, excepto las muestras ARQ-498 y ARQ-1000 que tienen valores $\gg 1$, cuyo enriquecimiento se relaciona a basaltos de islas oceánicas-OIB, (Niu 2009).

4.3.2.2 Metapelitas

El patrón de REE normalizado a Condrito (Figura 4-35 c), es similar al de Corteza Continental Total (BCC), según Taylor y McLennan (1985), exhibiendo enriquecimiento en LREE, excepto la muestra ARQ-313, así como una marcada anomalía negativa en Eu, excepto para las muestras ARQ-241 y ARQ-627.

En el patrón de REE normalizado a Manto Primitivo (Figura 4-35 d), se observa enriquecimiento en Ba y Th para las metapelitas ARQ-241, ARQ-T20 y ARQ-ZOC-9A y depleción para la metapelitas ARQ-313 y ARQ-627; así como una pérdida en Sr que afecta a todas las metapelitas. El Pb presenta empobrecimiento solo para la muestra ARQ-ZOC-9A,

La relación La/Nb varía entre 1.1-1.8 para las muestras ARQ-313, ARQ-ZOC-9A y ARQ-T20, y varía entre 2.3-3.3 para las muestras ARQ-241 y ARQ-627, valores que siendo menor a 2.5 es común para basaltos oceánicos Plank (2005), excepto para la muestra ARQ-627, aunque es un rango de valores que se traslapa con los basaltos de arco (>2.0) o con corteza continental (2.0-3.0). Esta relación se combina con la relación Th/Nb, que para las metapelitas es >0.4 , y llegando hasta 1.0, la cual ayuda a dilucidar la diferencia entre basaltos oceánicos, y basaltos continentales y de arco, debido a que el orden de relativa incompatibilidad durante la fusión del manto es $Th > Nb > La$.

4.3.2.3 Metaperidotitas y serpentinitas

Las rocas ultrabásicas que se mantienen a manera de relictos dentro de masas de serpentinitas, exhiben una clara composición mineralógica-química asociada a rocas duníticas (Figura 4-39 a, d) Streckeisen (1974) y Li et al. (2004) respectivamente, con características texturales que se diferencian notoriamente de aquellas que exhiben in claro evento de metamorfismo, el cual obviamente superpone nuevas texturas, a las texturas ígneas originales.

La (Figura 4-39 b), clasifica la roca relíctica muestreada dentro de masas de serpentinita, como una roca de afinidad peridotítica, según Middlemost (1994).

Según los patrones para muestras de metaperidotita y serpentinita normalizadas a Condrito, y Manto Primitivo (Figura 4-35 e, f) respectivamente, exhiben una fuerte variación en el comportamiento de LREE y HREE, evidenciando complejas características geoquímicas, probablemente debido a la continua entrada de componentes continentales a partir de la subyacente placa subducida, así como por el aporte de fundidos de arcos volcánicos, según Deschamps et al. (2013). Adicionalmente, la incorporación de fluidos y fundidos, reducirá la viscosidad del manto, Korenaga y Karato (2008) y posiblemente controle su geodinámica (Arcay et al., 2005).

Las serpentinitas originadas a partir de rocas de la cuña mantélica, son altamente refractarias, y deberían haber experimentado fusión parcial extensiva (Deschamps et al., 2013).

Según este mismo autor, así como Marchesi et al. (2009), existen dos características básicas de las serpentinitas de la cuña mantélica: preservación de la signatura refractaria de sus protolitos, y de evidencias geoquímicas de metasomatismo por fundidos y/o fluidos que intervienen durante la serpentinitización Deschamps et al. (2013); (Parkinson y Pearce, 1998; Savov et al., 2005).

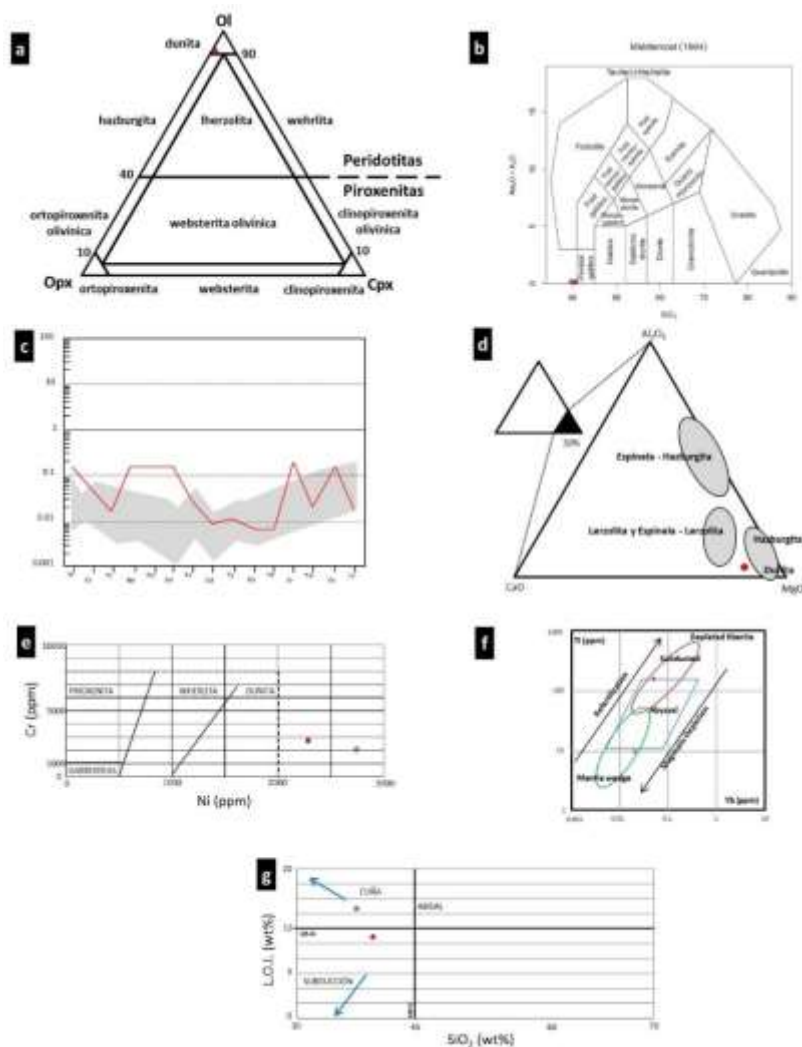
Como se observa (Figura 4-35 e, f), las composiciones de REE para serpentinita de la cuña del manto son bastante variables, pero permanecen relativamente depletadas.

La serpentinita a partir de rocas de afinidad dunítica tienen contenidos de LREE entre 0.003 – 0.13 normalizado a condrito, y para HRRE entre 0.002 – 0.2 normalizado a condrito.

La metaperidotita analizada tienen contenidos de LREE entre 0.006 – 0.4 normalizado a condrito, y para HRRE entre 0.3 – 0.8 normalizado a condrito.

La serpentinita exhibe un patrón en U (Figura 4-39 c), característico para rocas de este escenario, con ligera similitud a lo propuesto por Deschamps et al. (2013), lo cual se muestra de color gris en la gráfica.

Figura 4-39: Rasgos geoquímicos composicionales en roca total, para la metaperidotita y serpentinita, analizadas y aflorantes en el área de estudio



Para metales de transición, se tiene el Cr, con un contenido ppm de 2820 y 2700 para la meta-peridotita y la serpentinita, respectivamente. De igual manera, el Ni exhibe un contenido en ppm de 2250 para la meta-peridotita y de 2060 para la serpentinita (Figura 4-39 e).

En general es evidente un ligero decrecimiento de LREE a MREE y un leve pero progresivo aumento de MREE a HREE. El diagrama del condrito exhibe una diferencia en HREE de la peridotita sobre la serpentinita.

Se observa depleción en LREE probablemente por extracción de fundido basáltico del manto primitivo, Choi et al. (2007). Se observa depleción de Nb frente a La, aunque no se observa dicha depleción en Cs, Rb, se exhibe depleción de elementos altamente incompatibles frente a los menos. El enriquecimiento en Ba, U sobre Th, Ta, Pb, se considera un evento sobreimpuesto en la signatura, producto de la adición de un componente de subducción por actividad de fluidos (Choi et al., 2007).

Caracterizan al diagrama del manto primitivo, enriquecimientos de Cs, Rb, moderado en U (0.2), mayor contenido de Th, Ta, Sr, Ti, Dy, Yb en la peridotita respecto a la serpentinita; fuerte en Ta, Pb, Zr y menos marcada en Yb. La peridotita exhibe una leve anomalía negativa para Y, además de difícil definición de anomalía para Eu, respecto a sus elementos vecinos. Con excepción de Cs, Rb, Ta, Pb, los elementos traza están depletados en comparación a los demás valores del manto primitivo, probablemente por fusión del manto, (McDonough y Sun, 1995).

Los contenidos de Nb y Ti son bajos, respecto al manto empobrecido Salters y Stracke (2004), y los bajos contenidos de Nb y Zr podrían representar alto grado de extracción del fundido, (Parkinson y Pearce 1998; Parkinson et al., 1992).

Los enriquecimientos en algunas Tierras Raras, inmóviles en fluidos acuosos, pudieron ser previos a la serpentización, lo cual reflejaría un intenso metasomatismo del manto protolítico, (Deschamps et al., 2013).

El contenido alto de Pb, puede ser parcialmente de origen protolítico o por el efecto de percolación de fluidos durante la serpentización.

Las gráficas Ni vs. Cr (Figura 42 e) Daziano (2000); Yb vs. Ti (Figura 4-39 f) Deschamps et al. (2013); % SiO₂ vs. % L.O.I. (Figura 4-39 g) Deschamps et al. (2013), caracterizan a las muestras de metaperidotita y serpentinita como rocas de cuña, con afinidad dunítica.

4.4 Química Mineral

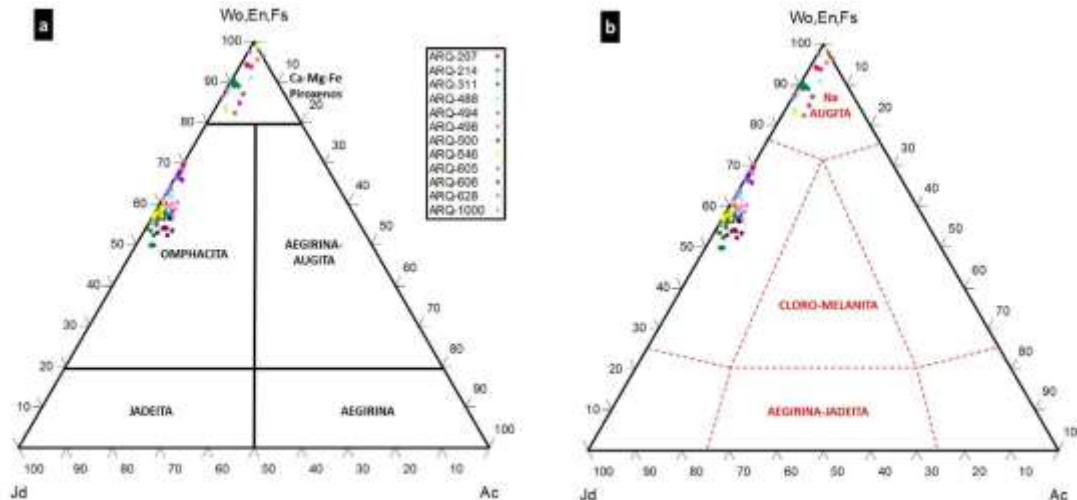
4.4.1 Eclogitas Retrogradadas

4.4.1.1 Clinopiroxeno

La clasificación del clinopiroxeno se realizó siguiendo la metodología de Essene y Fyfe (1967) y Morimoto (1988). La composición química del clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas se presenta en la Tabla 4-1 (Anexo B).

La Figura 4-40 a, b revela que la composición del clinopiroxeno corresponde a onfacita y augita sódica.

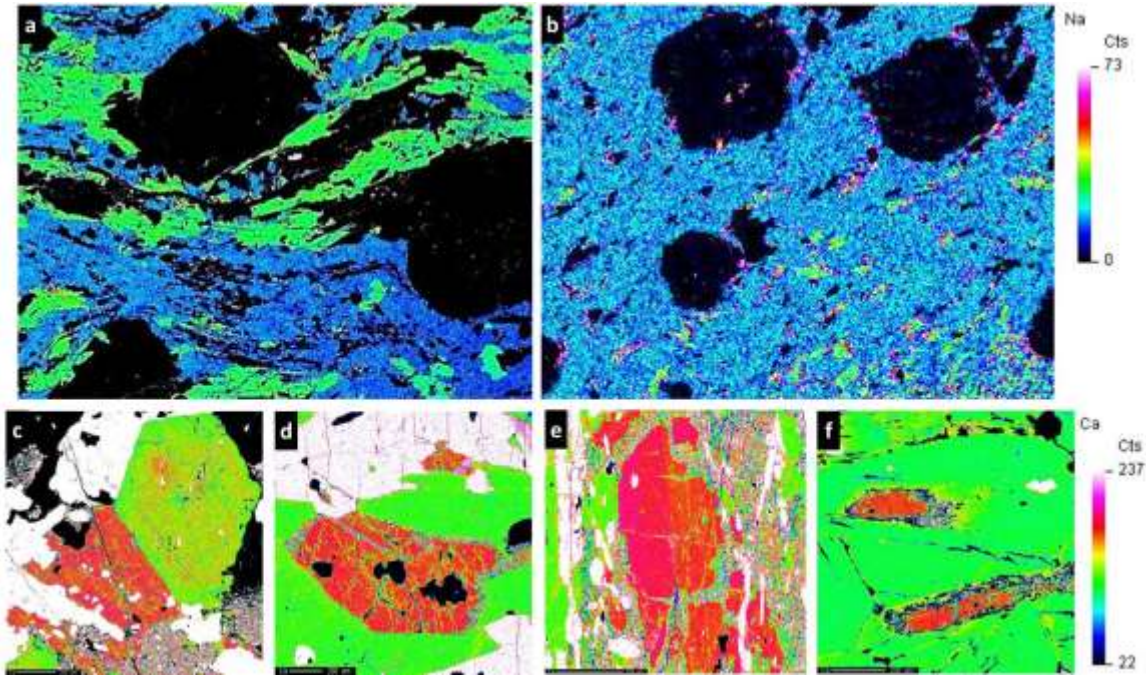
Figura 4-40: Diagrama de composición química de clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía, según (a) Morimoto (1988); (b) Essene y Fyfe (1967).



Para los blastos en la matriz de las eclogitas retrogradadas (Figura 4-41 a, b), el contenido jadeítico varía entre 32.25 - 45.50 %. El contenido de Na aumenta ligeramente de núcleo a borde en términos de % en peso, con núcleos entre 4.034 – 4.373 a bordes con 6.272 – 6.492. El contenido de Ca disminuye ligeramente de núcleo a borde en términos de % en peso, con núcleos entre 17.037 – 16.936 a bordes entre 14.094 - 13.885; así mismo el X_{Fe} varía entre 0.13 – 0.24, aunque en los mapas composicionales

a color no se observen gráficamente estas variaciones zonales (Figura 4-41 c-f).

Figura 4-41: Mapas elementales a color para clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.



(a) Na en onfacita, de color verde, asociada a la matriz de la roca, (b) Na en relictos de onfacita, de color verde, englobados en una colonia de simplectitas, (c-f) Ca en onfacita, de color rojo, como blasto en contacto neto a granate, incluida en anfíbol, embebida en colonia de simplectitas, y como relictos englobados por anfíbol, respectivamente. Los colores cálidos indican alto contenido del elemento mapeado y los colores fríos indican bajo contenido del elemento mapeado.

Para el clinopiroxeno de las simplectitas, se tiene que el contenido jadeítico, varía entre 1.83 – 14.51%. El contenido de Na en términos de % en peso varía entre 0.659 – 2.092 y el X_{Fe} varía entre 0.13 – 0.22. Estos datos indican que el clinopiroxeno de la matriz es tipo onfacita y el de las simplectitas es tipo augita sódica.

4.4.1.2 Granate

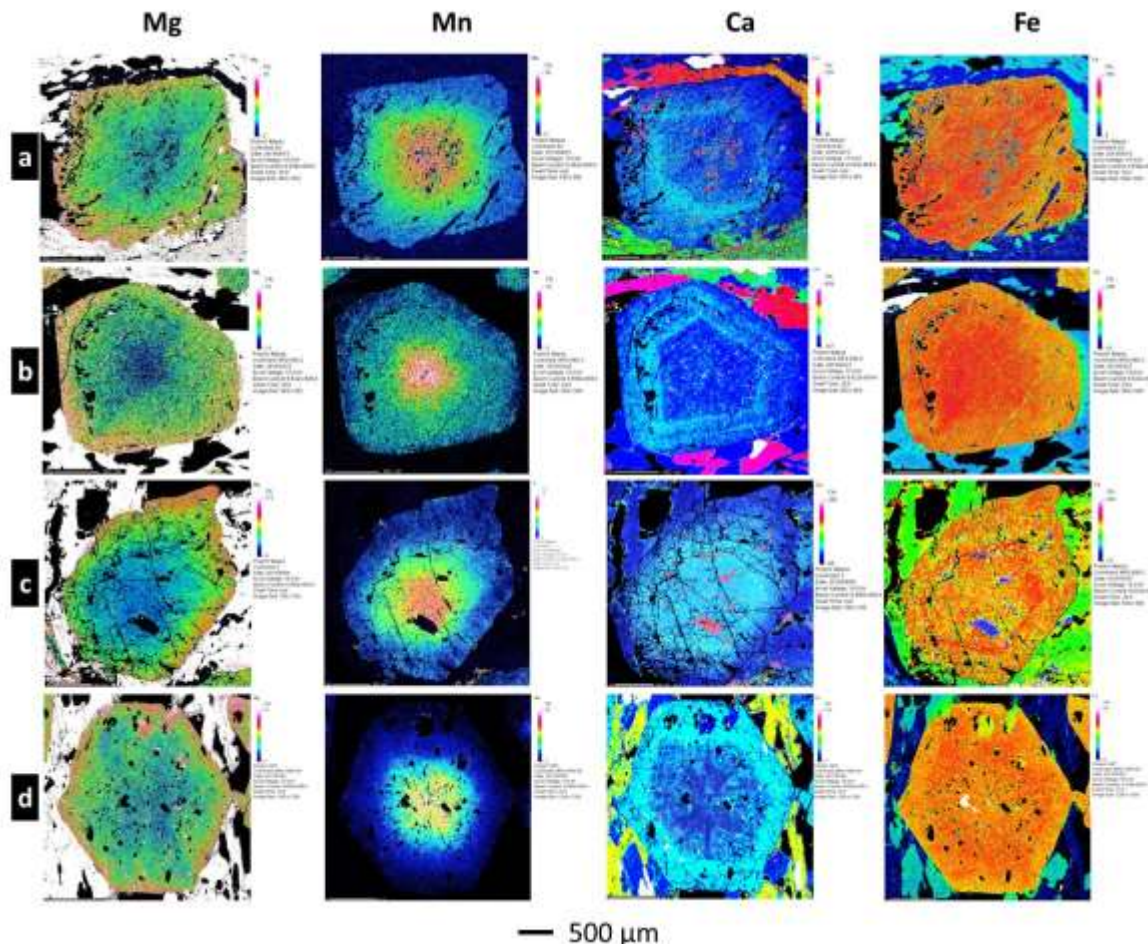
Algunas composiciones químicas representativas de granate en eclogitas retrogradadas son listadas en la Tabla 4-2 (Anexo B). Fórmula estructural basada en 8 oxígenos. Una zonación prógrada típica del granate se muestra en las Figuras 35 a-d; allí se observa la relación inversa entre la distribución de Mg y Mn, i.e., el Mg aumenta y el Mn disminuye de núcleo a borde. Para el Ca se observa una zonación compleja con cuatro patrones diferentes: un anillo con mayor contenido hacia el manto (Figura 4-42 a), varios anillos

concéntricos distribuidos de manto a borde (Figura 4-42 b), una zona homogénea en distribución desde el núcleo hasta el manto (Figura 4-42 c), y finalmente un anillo de mayor concentración en el borde del granate (Figura 4-42 d). El contenido de Mn aunque decrece normalmente de núcleo a borde, exhibe un halo muy débil de aumento en el borde más exterior (Figura 4-42 y Figura 4-43 a), lo cual podría indicar fenómenos de reabsorción o intercambio catiónico con los minerales de la matriz de la roca.

El patrón de inclusiones observado en petrografía (Figuras 4-16 a-d) no se evidencia en los mapas a color donde es claro que no se hay relación entre la distribución de inclusiones y los contenidos de Fe y Ca (Figura 4-42 a-d).

El contenido de MgO (piropo molecular) varía desde 8.47 – 17.32 en el núcleo hasta 16.37 – 22.59 en el borde; el contenido de MnO (espesartina molecular) varía entre 2.55 - 7.65 en el núcleo hasta 0.50 – 2.35 en el borde; el contenido de CaO (grosularia molecular) varía alternadamente a manera de anillos concéntricos desde el núcleo entre 25.31 – 30.03 hasta 27.12 – 31.55 en el borde; el contenido de FeO (almandino molecular) varía aleatoriamente con muy leve tendencia a disminuir en algunos casos desde 49.31 – 58.62 en el núcleo hasta 49.38 – 57.44 en el borde; y el contenido de Cr₂O₃ (uvarovita molecular) varía también aleatoriamente desde 0.00 – 0.48 en el núcleo hasta 0.00 – 0.15 en el borde, (Tabla 2 y Figura 4-42).

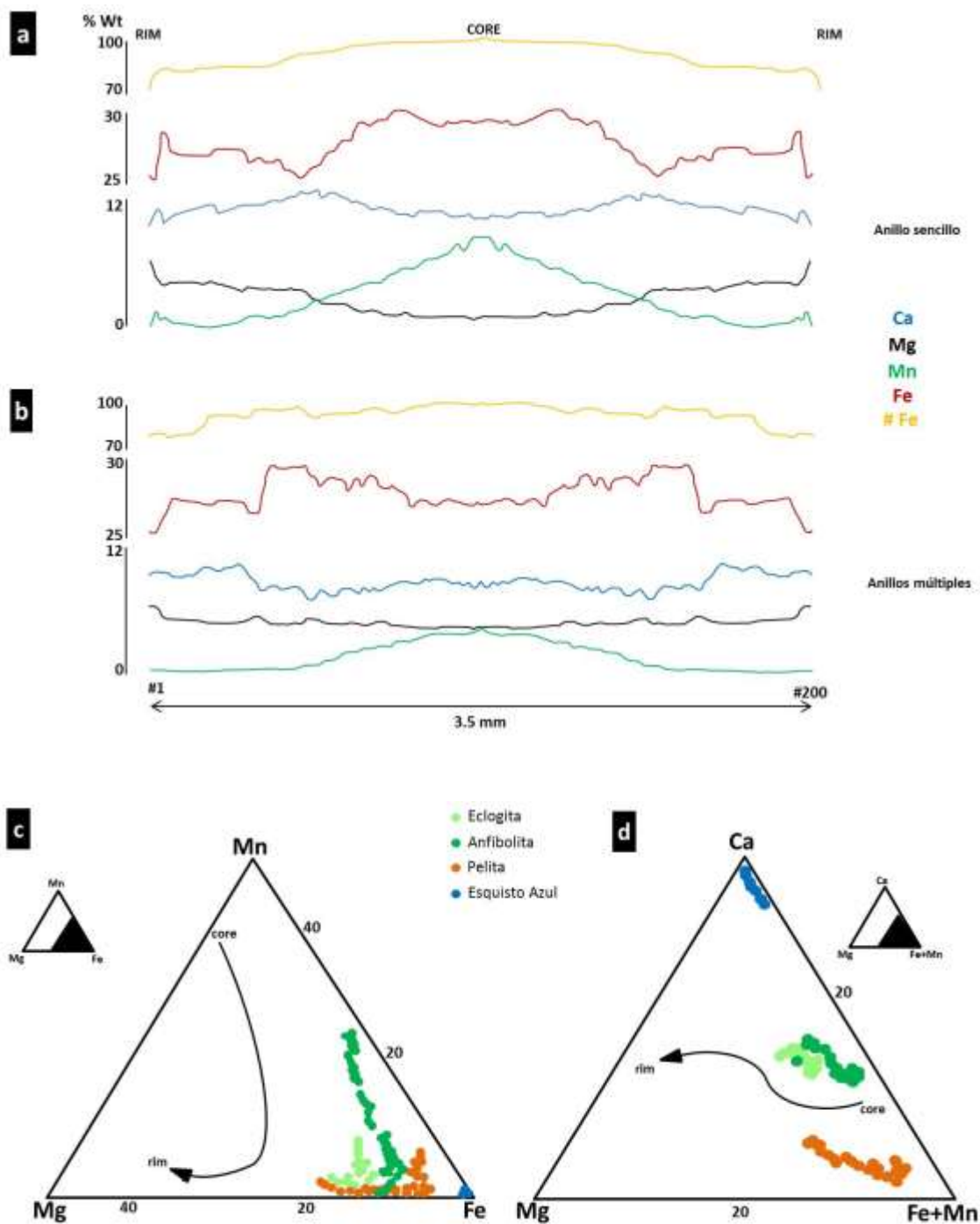
Figura 4-42: Mapas elementales a color para granate en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.



Los colores cálidos (blanco, fucsia, rojo, amarillo) indican alta concentración del elemento analizado, y en contraste, los colores fríos (verde, celeste, azul, negro) indican baja concentración del elemento analizado.

La Figura 4-43 a-d muestran el comportamiento del contenido de Mg, Mn, Ca, Fe para granate de núcleo a borde en diagramas composicionales comparativos para (a, b) eclogitas; (c, d) eclogitas, anfibolitas, pelitas y esquistos azules. Estos diagramas evidencian una composición similar entre eclogitas retrogradadas, anfibolitas y pelitas, y un patrón poco definido para los esquistos azules.

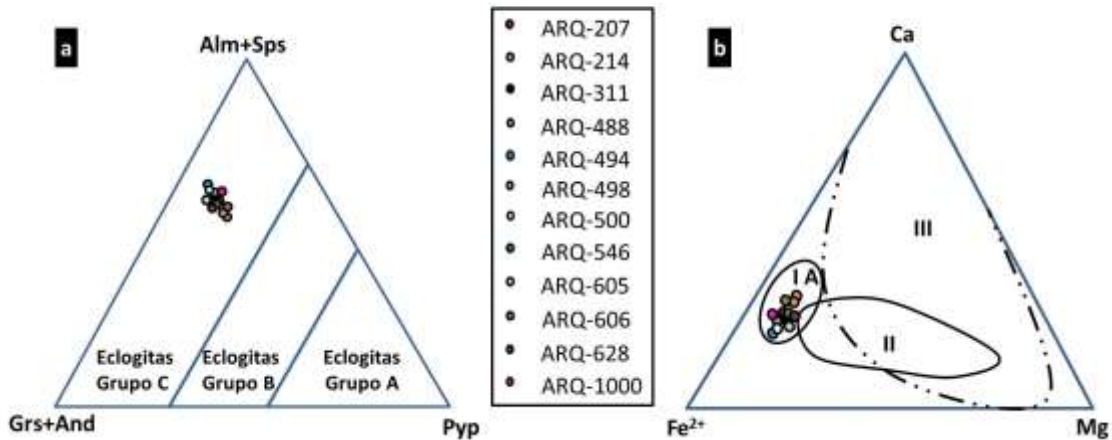
Figura 4-43: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granate



Con anillo sencillo (a) y anillos múltiples (b) de Ca, en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía. (c, d) Diagramas composicionales comparativos para granate de núcleo a borde, en eclogitas, anfibolitas, pelitas y esquistos azules del Complejo Arquía.

En la (Figura 4-44) se observan las clasificaciones para eclogitas según el quimismo de los granates según Coleman et al. (1965) y Miyashiro (1994).

Figura 4-44: Diagramas de clasificación para eclogitas con base en el quimismo del Granate, según: (a) Coleman et al. (1965) y (b) Miyashiro (1994).



4.4.1.3 Rutilo

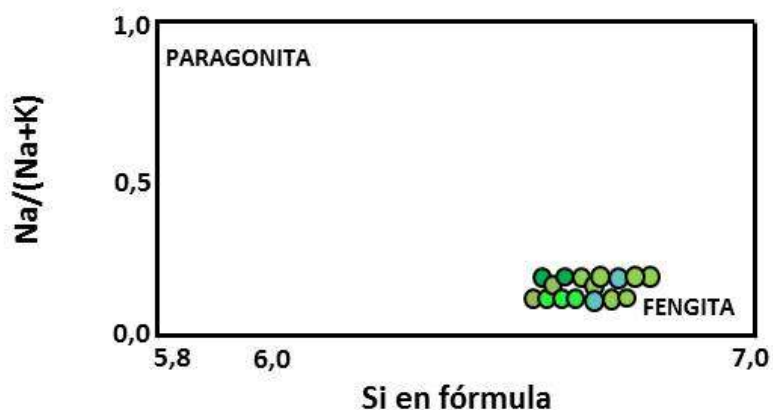
La Tabla 4-3 (Anexo B) muestra composiciones químicas representativas de rutilo en eclogitas retrogradadas, en esta tabla, el contenido iónico es basado en 2 oxígenos. El contenido de TiO₂ expresado como % peso varía entre 98.27 – 99.63, el FeO está en el rango 0.16 – 0.59 y el Cr₂O₃ en el rango 0.00 – 0.56. No se observa diferencia composicional entre el rutilo que ocurre en la matriz y el que ocurre como inclusiones en granate, onfacita o anfíbol.

4.4.1.4 Mica blanca

Composiciones químicas representativas de mica blanca en eclogitas retrogradadas son listadas en la Tabla 4-4 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 22 oxígenos.

El contenido de Si varía entre 6.48 – 6.80 y la relación $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ varía entre 0.11 – 0.18. Según el diagrama (Figura 4-45) la mica blanca tiene composición tipo fengita.

Figura 4-45: Diagrama de composición química Si vs. $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$, para mica blanca en eclogitas retrogradadas.



4.4.1.5 Clinozoisita

La Tabla 4-5 (Anexo B) muestra composiciones químicas representativas de clinozoisita en eclogitas retrogradadas (contenido iónico es basado en 25 oxígenos). El contenido de CaO expresado como % peso varía entre 24.18 – 25.00, y el de FeO entre 1.47 – 2.56. La fracción de pistacita X_{Ps} varía entre 0.03 – 0.05. No se observa diferencia composicional entre las clinozoisitas de la matriz y aquellas que ocurren como inclusiones en granate, onfacita o anfíbol.

4.4.1.6 Anfíbol

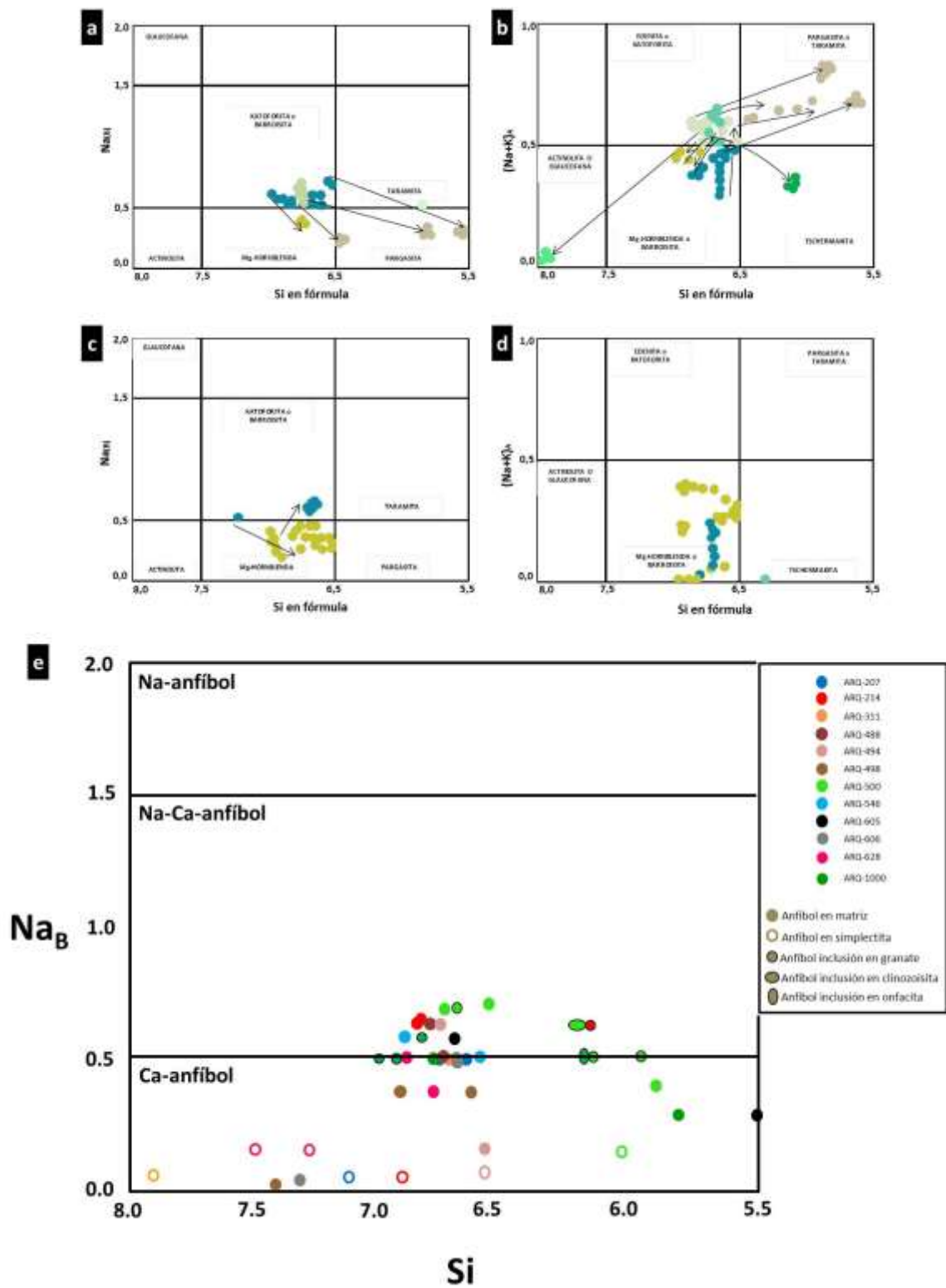
La Tabla 4-6 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de anfíbol en eclogitas retrogradadas (contenido iónico basado en 23 oxígenos). Los anfíboles en las eclogitas estudiadas consisten principalmente de anfíbol sódico-cálcico y anfíbol cálcico de acuerdo con la clasificación de (Leake et al., 1997) (Figura 4-46 a, b, e).

Las inclusiones en granate, onfacita y clinozoicita varían desde las fases sódico-cálcicas Mg-katoforita y taramita hasta las cálcicas Fe-pargasita, edenita y Mg-hornblenda. El Si^{iv} varía entre 5.9 – 7.0, el X_{Fe} varía entre 0.2 – 0.8. El Al^{iv} y Al^{vi} varían entre 1.0 – 2.1 y 0.9 – 1.5, respectivamente. El $Na_{(B)}$ (Na en el sitio M4) varía entre 0.2 – 0.7.

El Si^{iv} varía entre 5.5 – 7.9, el X_{Fe} varía entre 0.20 – 0.64. El Al^{iv} y Al^{vi} varían entre 0.07 – 2.46 y 0.00 – 1.42, respectivamente. El $Na_{(B)}$ varía entre 0.06 – 0.71. El anfíbol exhibe variaciones en composición química de núcleo a borde de Mg-katoforita a Mg-hornblenda, de Mg-katoforita a pargasita, de barroisita a edenita, de barroisita a Mg-hornblenda y de edenita a actinolita.

Los anfíboles que constituyen las simplectitas corresponden composicionalmente a edenita, pargasita y Mg-hornblenda predominantemente. El Si^{iv} varía entre 6.48 – 7.46, el X_{Fe} varía entre 0.15 – 0.35. El Al^{iv} y Al^{vi} varían entre 0.54 – 1.52 y 0.19 – 0.64, respectivamente. El $Na_{(B)}$ varía entre 0.05 – 0.21.

Figura 4-46: Diagramas de composición química para anfíbol en (a, b, e) eclogitas retrogradadas y (c, d) metabasitas del Complejo Arquía.



4.4.1.7 Plagioclasa

Composiciones químicas representativas de plagioclasa en eclogitas retrogradadas son listadas en la Tabla 4-8 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 8 oxígenos.

La plagioclasa en las eclogitas estudiadas varía de albita a oligoclasa, con contenidos de X_{An} que de 0.02 como inclusión en anfíbol, 0.01 en la matriz de la roca y varía entre 0.01 y 0.17 en las simplectitas.

4.4.1.8 Titanita

La Tabla 4-9 (Anexo B) lista composiciones químicas representativas de titanita en eclogitas retrogradadas (contenido iónico basado en 5 oxígenos). La titanita en las eclogitas presenta un contenido de TiO_2 , que varía entre 37.96 – 39.30% en peso; un contenido de FeO que varía entre 0.17 – 0.44; y un contenido de CaO que varía entre 28.21 – 29.63.

4.4.2 Metabasitas

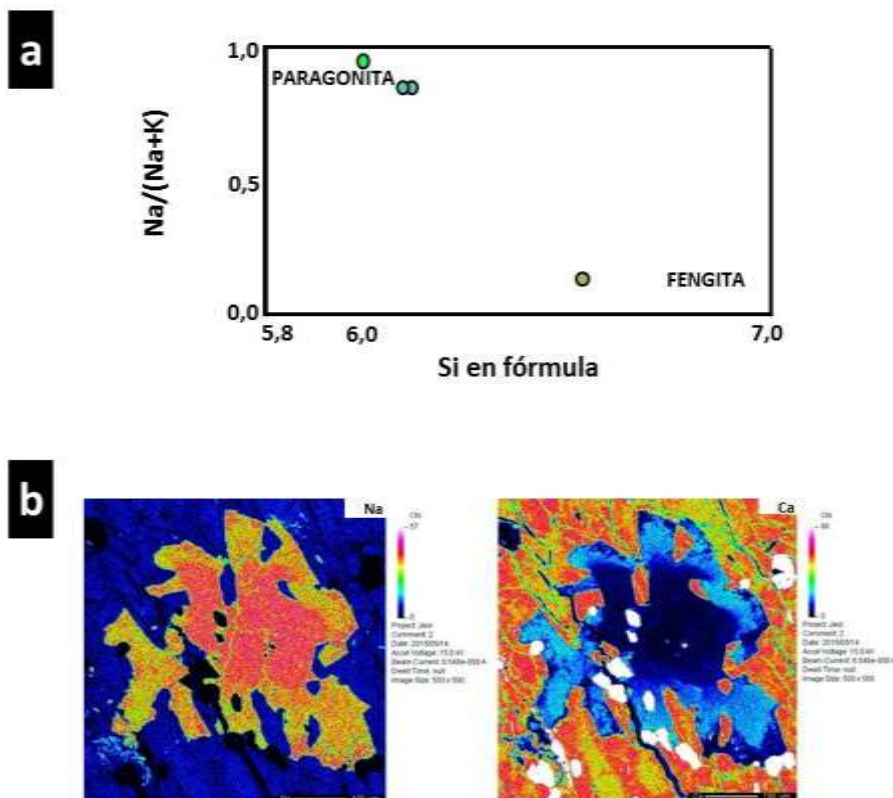
4.4.2.1 Anfíbol

La Tabla 4-10 (Anexo B) muestra composiciones químicas representativas del anfíbol cálcico en metabasitas (contenido iónico basado en 23 oxígenos). Los anfíboles de la matriz varían desde barroisita hasta Mg-hornblenda, y algunos exhiben zonación química de núcleo a borde de barroisita a Mg-hornblenda, (Figura 4-46 c, d). El Si^{iv} varía entre 6.64 – 7.27, el X_{Fe} varía entre 0.12 – 0.39. El Al^{iv} y Al^{vi} varían entre 0.86 – 1.48 y 0.53 – 1.05, respectivamente.

4.4.2.2 Plagioclasa

La Tabla 4-11 (Anexo B) muestra composiciones químicas representativas de plagioclasa en metabasitas (contenido iónico basado en 8 oxígenos). La plagioclasa en las eclogitas estudiadas es de tipo albita, con contenidos de X_{An} que varía entre 0.01 y 0.05, localmente se observa zonación de núcleo a borde de albita a oligoclasa (Figura 4-47 b).

Figura 4-47: Diagrama de clasificación mica blanca en metabasitas y zonación de plagioclasa



(a) Diagrama de composición química Si vs. $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ para mica blanca en metabasitas; (b) Mapas a color de Na y Ca respectivamente, para plagioclasa, en metabasitas.

4.4.2.3 Mica blanca

La Tabla 4-12 (Anexo B) muestra composiciones químicas representativas de mica blanca en metabasitas (contenido iónico basado en 22 oxígenos). El contenido de Si varía entre 6.03 – 6.65 y la relación $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ varía entre 0.14 – 0.96. Según el diagrama (Figura 4-47 a) la mica blanca tiene composición de paragonita a fengita.

4.4.2.4 Granate

La Tabla 4-13 (Anexo B) muestra composiciones químicas representativas de granate en metabasitas. La Figura 4-48 es un ejemplo de la zonación prógrada observada en el granate, allí se ve la clara relación inversa en cuanto a la distribución elemental de Mg, Mn y Ca (Figuras 4-48 a-c, d-f y g-i); los cuales aumentan y disminuyen de núcleo a borde respectivamente (Figura 4-49). A partir de dicha zonación se distinguen tres patrones diferentes de zonación; para el Mg se observa una distribución homogénea en todo el porfiroblasto (4-48 a); un núcleo con muy bajo contenido el cual se aumenta drásticamente en manto y núcleo (4-48 d) y finalmente un aumento gradual de núcleo a borde (4-48 g). Para el Mn se observa una disminución gradual de núcleo a borde (4-48 b); un núcleo con muy alta concentración la cual disminuye notoriamente en el manto y borde (4-48 e) y un decrecimiento gradual en la concentración de núcleo a borde, con un leve aumento en el borde externo (4-48 h). Para el Ca se observa una distribución homogénea en todo el porfiroblasto (4-48 c); un núcleo con un moderado contenido y un manto, a manera de anillo, con alta concentración, la cual decrece nuevamente hacia el borde externo (4-48 f); y finalmente, dos zonas claramente diferenciables con alto contenido hacia el núcleo-manto y bajo contenido hacia el borde (4-48 i).

Figura 4-48: Mapas elementales a color para granate en metabasitas del Complejo

Arquí.á.

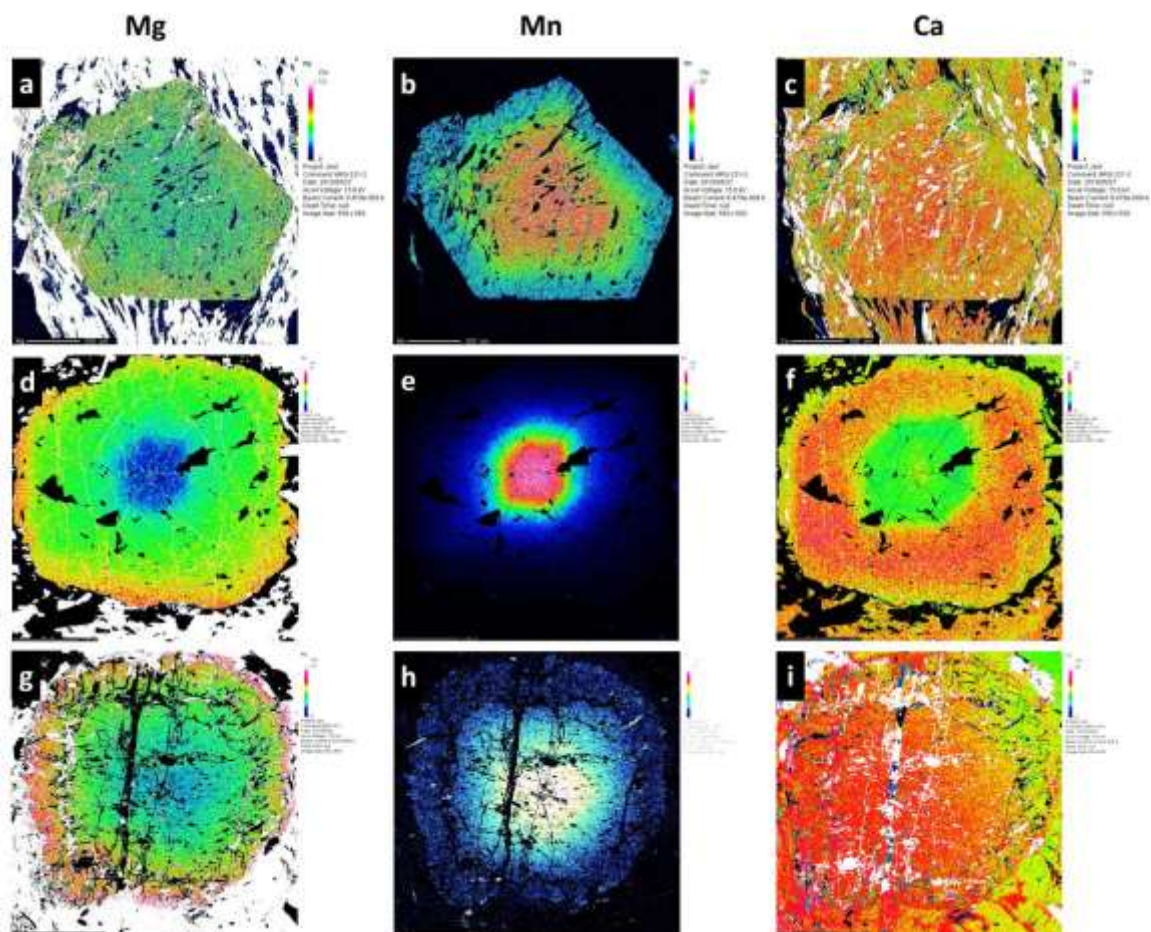
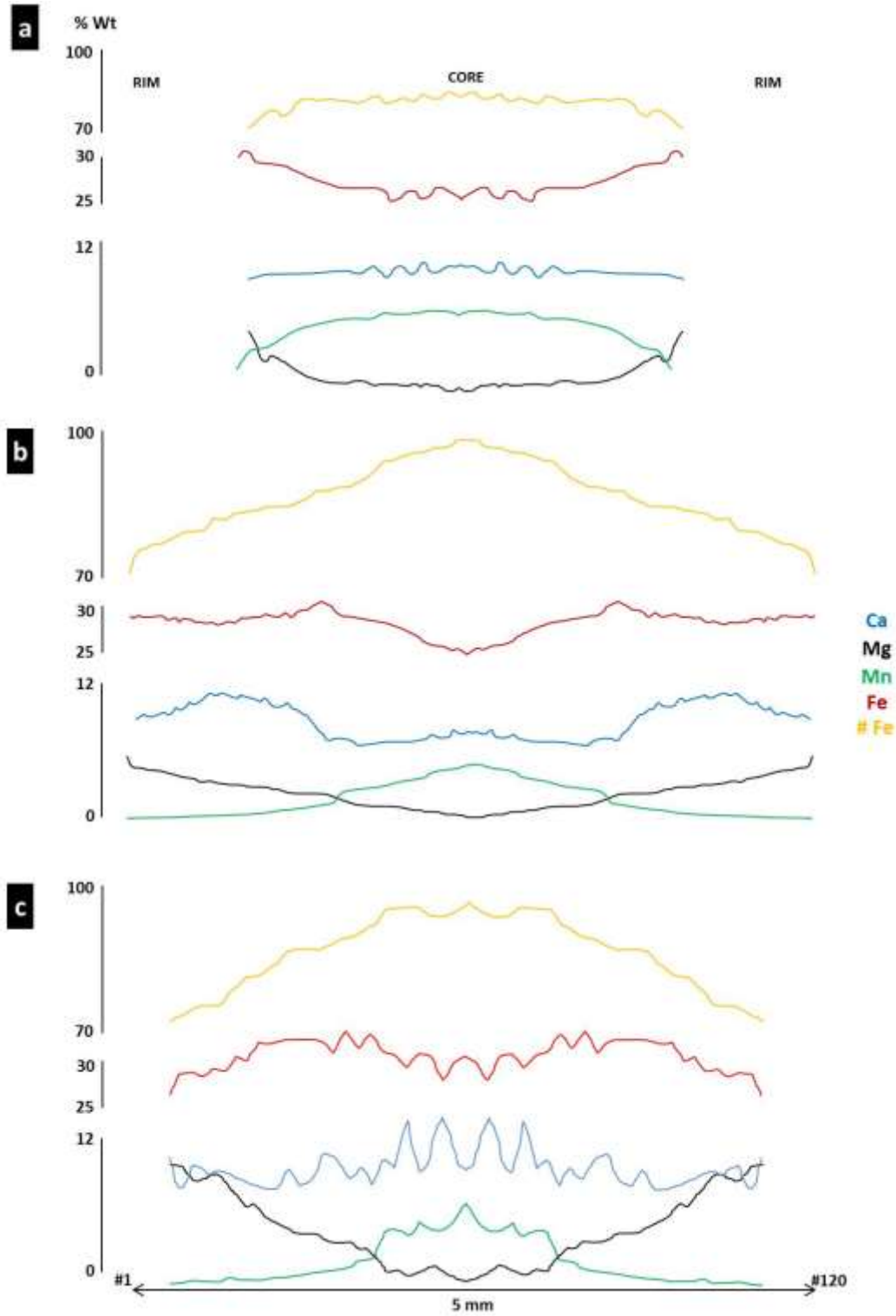


Figura 4-49: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granates en metabasitas del Complejo Arquía



(a) Figura 4-48 a-c, (b) Figura 4-48 d-f, (c) Figura 4-48 g-i.

4.4.2.5 Clinozoisita - Epidota

La Tabla 4-14 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de clinozoisita-epidota en metabasitas (contenido iónico basado en 25 oxígenos). Para la clinozoisita, el contenido de CaO varía entre 24.25 – 24.84% peso, y el contenido de FeO expresado varía entre 1.52 – 2.25% peso. La fracción de pistacita X_{Ps} varía entre 0.03 – 0.05% peso. Para la pistacita (epidota de Fe), el contenido de CaO expresado es de 24.05% peso, el contenido de FeO es de 8.72% peso. La fracción de pistacita X_{Ps} es de 0.19. No se observa diferencia composicional entre clinozoisitas de la matriz e inclusiones en granate, onfacita o anfíbol.

4.4.2.6 Rutilo

La Tabla 4-15 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de rutilo en metabasitas (contenido iónico basado en 2 oxígenos). El contenido de TiO_2 expresado varía entre 98.73 – 99.90% en peso, se observan menores cantidades de FeO (0.10 – 0.41% en peso) y de Cr_2O_3 (0.07 – 0.37% en peso). No se observa diferencia composicional entre rutilos de la matriz e inclusiones en granate, onfacita o anfíbol.

4.4.2.7 Titanita

La Tabla 4-16 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de titanita en metabasitas (contenido iónico basado en 5 oxígenos). La titanita en las eclogitas retrogradadas estudiadas presenta un contenido de TiO_2 que varía entre 39.00 – 39.11% en peso, un contenido de FeO que varía entre 0.21 – 0.41% en peso, y un contenido de CaO que varía entre 28.26 – 29.50% en peso.

4.4.3 Metapelitas

4.4.3.1 Granate

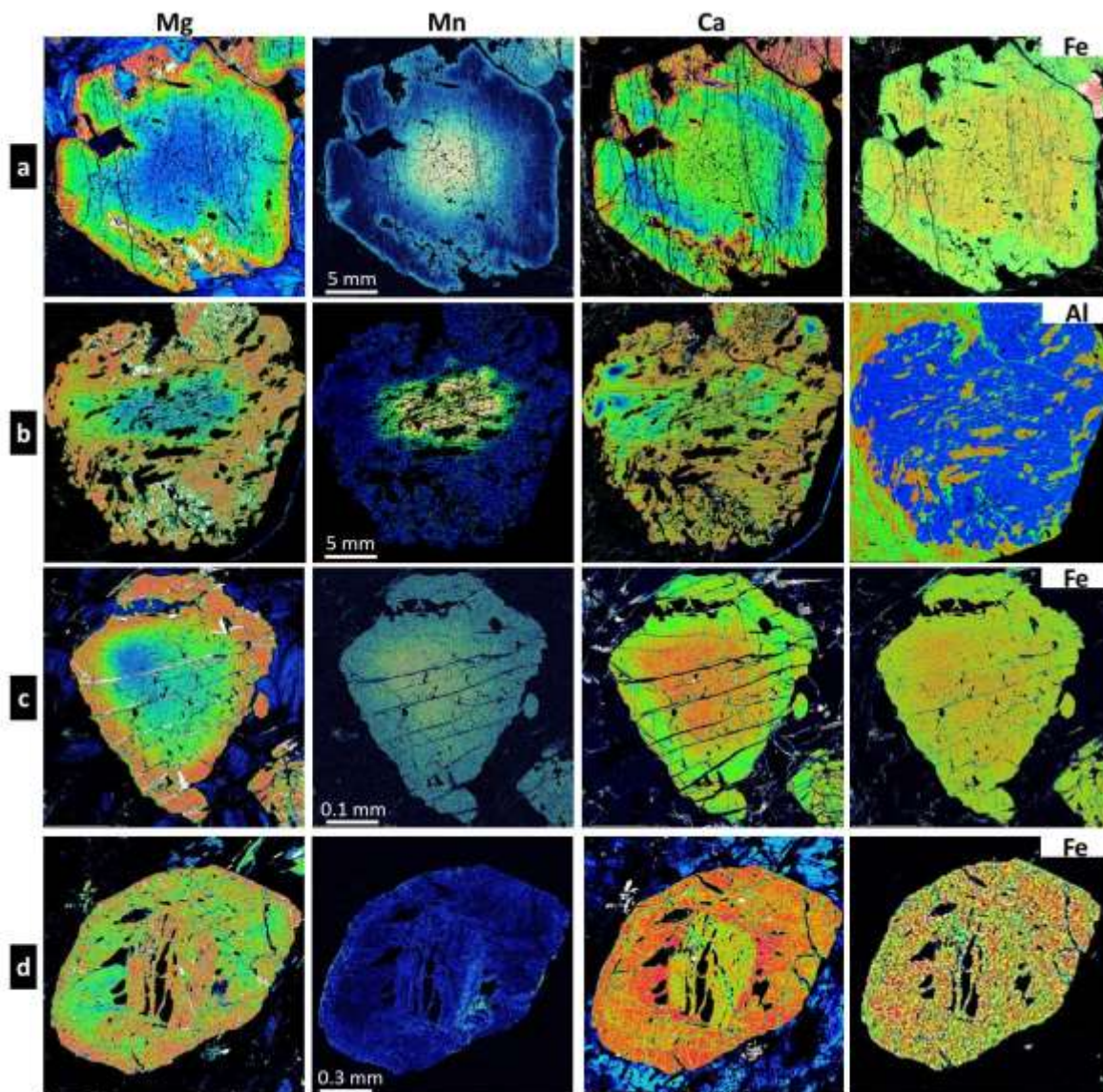
La Tabla 4-17 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de granate en metapelitas. La zonación prógrada del granate se muestra en las figuras 4-50 y 4-51. El granate de las metapelitas exhibe la relación inversa entre la distribución de Mg y Mn, los cuales aumentan y disminuyen de núcleo a borde respectivamente. En los mapas

composicionales del Ca, se puede evidenciar una compleja zonación que describe cuatro patrones diferentes. Un primer patrón con un sector central correspondiente al núcleo con alta concentración, un sector correspondiente al manto, a manera de un anillo con menor contenido y un sector correspondiente al borde donde la concentración vuelve a incrementar en la misma intensidad del núcleo (Figuras 4-50 a y 4-51 a). Un segundo patrón corresponde a un sector correspondiente al núcleo de baja concentración, seguido de una distribución homogénea más alta que la del núcleo, y sobre todo el porfiroblasto (Figuras 4-50 b y 4-51 b). El tercer patrón corresponde a un sector núcleo-manto de alta concentración seguida de un área hacia el borde, y con menor concentración (Figuras 4-50 c y 4-51 c). El último patrón se observa en un porfiroblasto con un sector hacia el núcleo con una concentración moderada y de límite bien definido, así como un patrón de inclusiones diferente al patrón que describen las inclusiones de manto-borde. Este último sector exhibe una concentración alta y homogénea de Ca (Figura 4-50 d).

Como se mencionó, para la figura 4-24, la distribución de las inclusiones es variada: granates con núcleos que concentra las inclusiones y granates con núcleos libres de ellas y con inclusiones concentrada a manera de bandas replegadas y con diferentes trenes entre el núcleo y el manto. El tren interno es recto a sigmoidal y el externo es concéntrico sin relación clara con la foliación principal de la roca. Estos patrones no se muestran una relación con los contenidos de Mg, Mn, Ca y Fe (Figura 4-50).

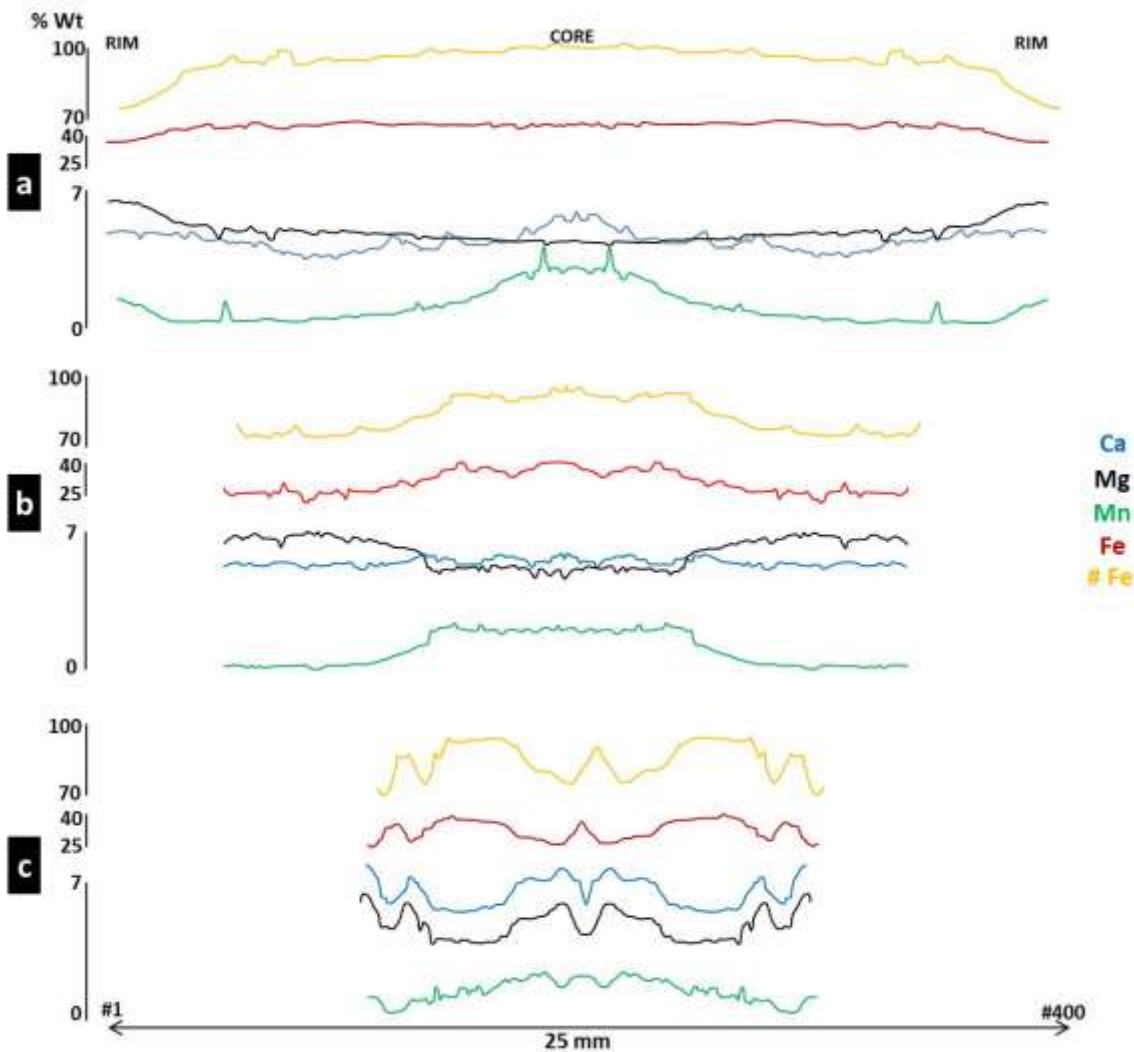
El contenido de MgO (piropo molecular) varía entre 7.04 – 16.40 en el núcleo hasta 14.11 – 23.03 en el borde; el contenido de MnO (espesartina molecular) varía entre 1.13 - 11.55 en el núcleo hasta 0.81 – 3.56 en el borde; el contenido de CaO (grosularia molecular) varía alternadamente desde el núcleo entre 8.84 – 27.79 hasta 10.83 – 30.64 en el borde; el contenido de FeO (almandino molecular) varía aleatoriamente con muy leve tendencia a disminuir en algunos casos desde 51.20 – 81.31 en el núcleo hasta 48.68 – 65.58 en el borde, y el contenido de Cr₂O₃ (uvarovita molecular) no varía considerablemente en todo el grano (0.00 – 0.03) (Figuras 4-50 y 4-51). En las figuras 4-43 c y d se observan diagramas composicionales comparativos para el comportamiento del contenido de Mg, Mn, Ca, Fe para granate de núcleo a borde, en eclogitas, anfibolitas, pelitas y esquistos azules, el cual es congruente para eclogitas retrogradadas, anfibolitas y pelitas, y sin patrón definido para los esquistos azules.

Figura 4-50: Mapas elementales a color para granate en metapelitas del Complejo Arquía.



En los mapas a color de distribución elemental los colores cálidos (blanco, fucsia, rojo, amarillo) indican alta concentración del elemento analizado, y en contraste, los colores fríos (verde, azul, negro) indican baja concentración del elemento analizado.

Figura 4-51: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granates en metapelitas del Complejo Arquía

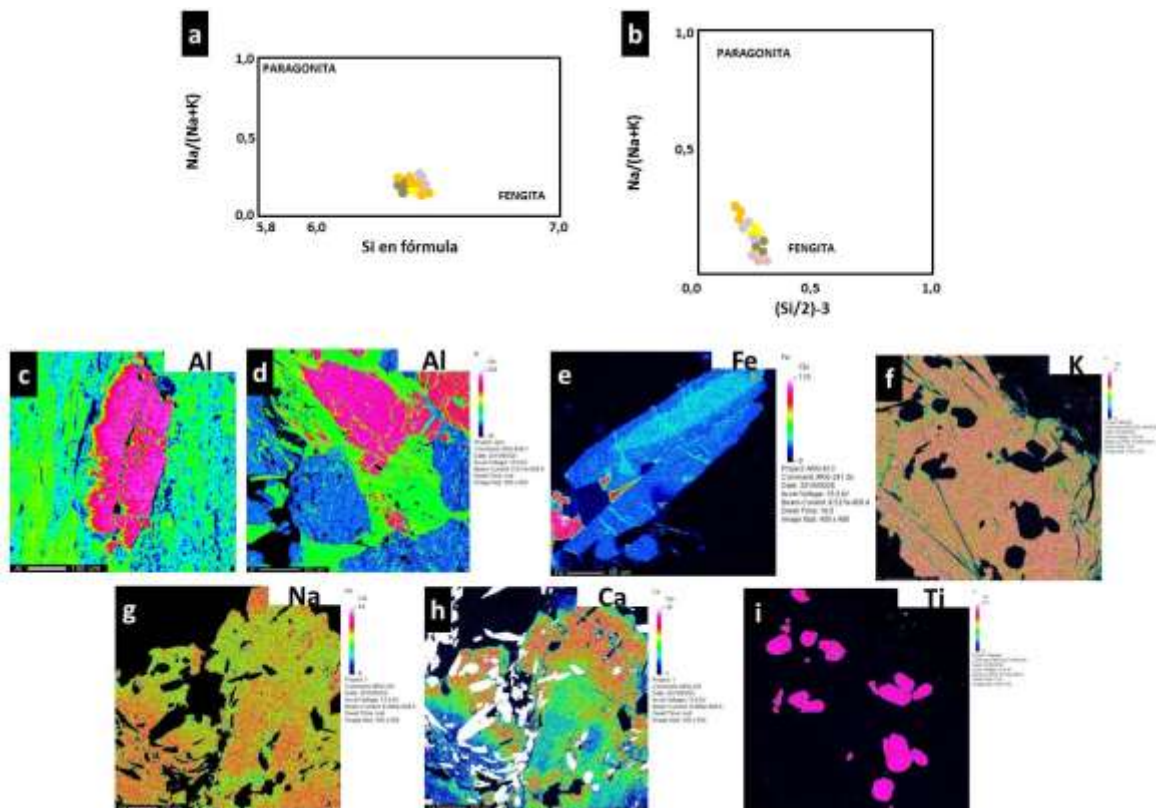


(a) Granate sin zonación textural, (b) Granate con zonación textural, (c) Granate sigmoidal.

4.4.3.2 Mica blanca

La Tabla 4-18 (Anexo B) lista las composiciones químicas representativas de mica blanca (Figura 4-52 f). El contenido de Si varía entre 6.31 – 6.52 y la relación $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})$ varía entre 0.06 – 0.29. Según los diagramas de las figuras 4-52 a y b, la mica blanca tiene composición de paragonita.

Figura 4-52: Diagrama de composición



(a, b) Diagrama de composición química Si vs. Na/(Na+K), para mica blanca. Mapas a color para andalucita (c), cianita (d), clinzoisita (e), fengita (f), plagioclasa (g, h), y rutilo (i), en metapelitas.

4.4.3.3 Polimorfos Al_2SiO_5

La Tabla 4-19 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de polimorfos de Al_2SiO_5 en metapelitas. El contenido de SiO_2 varía entre 36.95 – 37.40% en peso para cianita y 36.84 – 37.32 para andalucita, y el contenido de Al_2O_3 varía entre 62.08 – 62.87% en peso para cianita y 62.51 – 62.79% en peso para andalucita. No se observó algún tipo de zonación en estas dos fases minerales (Figuras 4-52 c y d).

4.4.3.4 Plagioclasa

La Tabla 4-20 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de plagioclasa. La plagioclasa en las eclogitas estudiadas es de tipo albita, con contenidos de X_{An} que varía entre 0.01 y 0.18, localmente se observa zonación oscilatoria de núcleo a borde de albita a oligoclasa (Figuras 4-52 g y h).

4.4.3.5 Clinozoisita - Epidota

La Tabla 4-21 (Anexo B) muestra las composiciones químicas representativas de clinozoisita-epidota en metapelitas. El contenido de CaO varía entre 24.05 – 25.32% peso, y el contenido de FeO varía entre 5.32 – 8.72% peso. La fracción de pistacita X_{Ps} varía entre 0.12 – 0.18. Aunque esta fase mineral se comporta ópticamente como clinozoisita, la química mineral la clasifica como una epidota variedad pistacita, con una muy leve zonación química de núcleo a borde para el Fe (Figura 4-52 e).

4.4.3.6 Rutilo

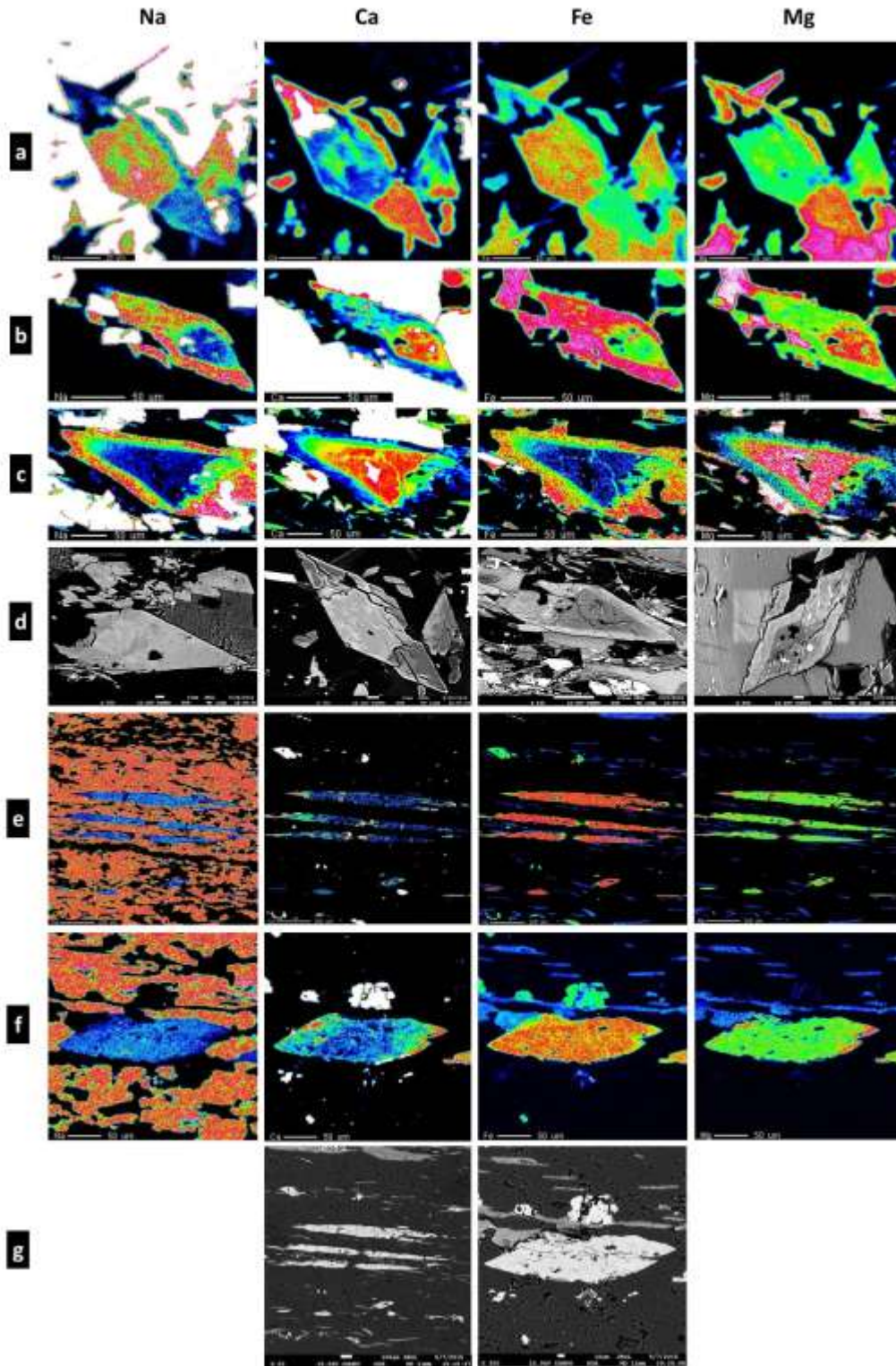
La Tabla 4-22 (Anexo) muestra las composiciones químicas representativas de rutilo en metapelitas. El contenido de TiO_2 varía entre 98.93 – 99.80% peso; los cristales tiene pequeñas cantidades de FeO (0.10 – 0.41) y de Cr_2O_3 (0.06 – 0.37). No se observa diferencia composicional entre rutilos de la matriz e inclusiones en granate, cianita, plagioclasa o fengita (Figura 4-52 i).

4.4.4 Esquistos Azules

4.4.4.1 Anfíbol

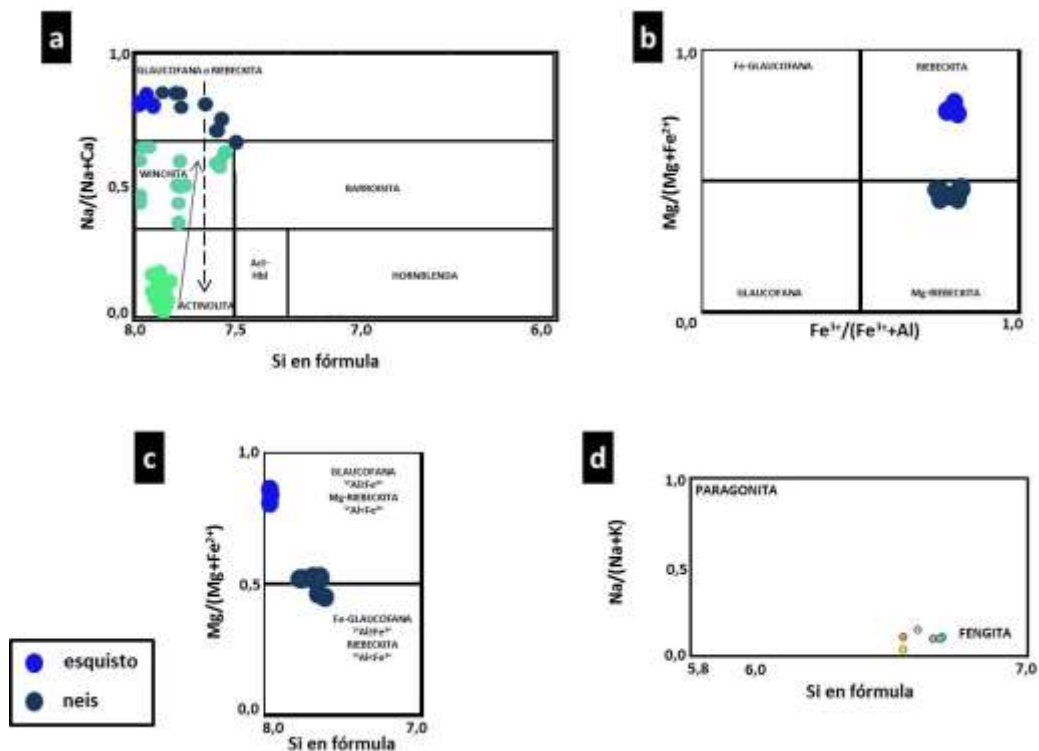
La Tabla 4-23 (Anexo B) lista las composiciones químicas representativas de anfíbol. El Si^{iv} varía entre 7.79 – 7.90 en el núcleo, y de 7.71 – 8.18 en el borde; el X_{Fe} varía entre 0.14 – 0.21 en el núcleo y de 0.14 – 0.18 en el borde; El Al^{iv} varía entre 0.10 – 0.22 en el núcleo y 0.00 – 0.28 en el borde, y el Al^{vi} varía entre 0.00 – 0.25 en el núcleo y 0.00 – 0.25 en el borde. El $Na_{(B)}$ (Na en el sitio M4 del anfíbol), varía entre 0.14 – 1.39 en el núcleo y 0.13 – 1.22 en el borde. Los anfíboles varían de núcleo a borde desde winchita a Mg-riebeckita y hasta actinolita, de winchita a actinolita, y de actinolita a winchita, y

exhiben una zonación química heterogénea, de normal a inversa (Figuras 4-53 y 4-54), y en ocasiones a manera de parches que evidencian una distribución muy irregular y aleatoria como se puede ver en imágenes de electrones retrodispersados (Figura 4-53 d).

Figura 4-53: Mapas a color para anfíbol en esquistos y neis azules

Mapas a color para anfíbol en (a-c) esquistos y (e, f) neis azules; (d, g) Imágenes de electrones retrodispersados SEI.

Figura 4-54: Diagramas composicionales



Diagramas composicionales para (a, b, c) anfíbol según Leake et al., (1997) y (d) mica blanca, en esquistos y neis azules.

4.4.4.2 Granate

Composiciones químicas representativas de granate en esquistos azules son listadas en la Tabla 4-24 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 8 oxígenos.

La zonación del granate se muestra en las Figuras 4-55 y Figura 4-56. El granate de los esquistos azules, a diferencia de las demás litologías en el área de estudio, no exhibe la relación inversa característica entre la distribución de Mg y Mn; los cuales aumentan y disminuyen de núcleo a borde respectivamente. Como se observó en la (Figura 4-12 g, h), la estereomicroscopía refleja un color anómalo para los porfiroblastos de granate, desde pardo claro y muy poco traslúcido, hasta amarillo y completamente traslúcido, situación que se deriva de su quimismo, el cual está completamente reseteado, probablemente por efectos metasomáticos. En comparación con las imágenes BSE se observa una más evidente relación con la zonación química en el granate tipo (Figura 4-

55 a) que con el granate tipo (Figura 4-55 b).

En los mapas composicionales el contenido de Mg y Mn parece ser de muy bajo a nulo (Figura 4-55 a, b), el contenido de Fe describe un incremento de núcleo a manto exterior en donde alcanza su máxima concentración (Figura 4-55 a), y disminuye manteniéndose constante hasta el borde del porfiroblasto. El Ca para el granate (a) exhibe un leve aumento de núcleo a manto exterior, en donde describe un anillo de baja concentración, y al parecer, relacionado con el comportamiento del Fe, incrementándose de nuevo y manteniéndose constante hasta el borde.

Para el granate (b), el Ca exhibe una concentración alta y homogénea para todo el porfiroblasto, sin zonación alguna, a manera de reseteo por acción de hidrotermalismo.

Para el granate (Figura 4-55 a), el contenido de MgO (piropo molecular) varía entre 0.67 – 2.87 en el núcleo hasta 0.53 – 0.54 en el borde; el contenido de MnO (espesartina molecular) varía entre 0.31 – 0.43 en el núcleo hasta 0.22 – 0.26 en el borde; el contenido de CaO (grosularia molecular) varía desde el núcleo entre 51.27 – 63.74 hasta 73.25 – 54.18 en el borde; el contenido de FeO (almandino molecular) varía desde 8.67 – 10.40 en el núcleo hasta 3.72 – 11.02 en el borde; y el contenido de Cr₂O₃ (uvarovita molecular) no varía considerablemente y fluctúa desde 0.00 – 0.03 en el núcleo hasta 0.00 en el borde, (Tabla 4-24), (Figuras 4-55) y (Figura 4-56). En la (Figura 4-43 c, d) se observan diagramas composicionales comparativos para el comportamiento del contenido de Mg, Mn, Ca, Fe para granate de núcleo a borde, en eclogitas, anfibolitas, pelitas y esquistos azules del Complejo Arquía en el área de estudio; el cual es congruente para eclogitas retrogradadas, anfibolitas y pelitas, y sin patrón definido para los esquistos azules.

En los mapas a color de distribución elemental los colores cálidos (blanco, rojo, amarillo) indican alta concentración del elemento analizado, y en contraste, los colores fríos (verde, azul, negro) indican baja concentración del elemento analizado.

Figura 4-55: Mapas a color para granate en esquistos azules del Complejo Arquía

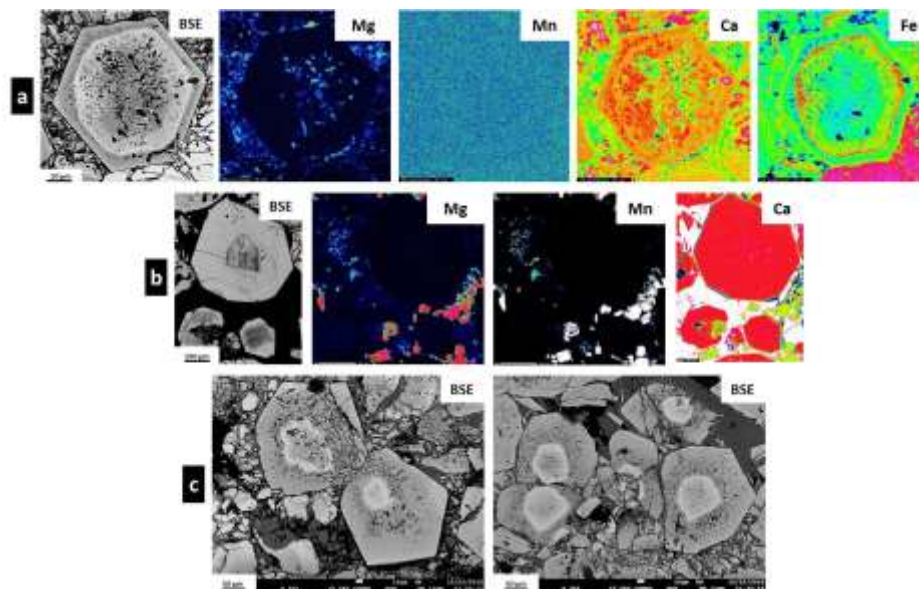
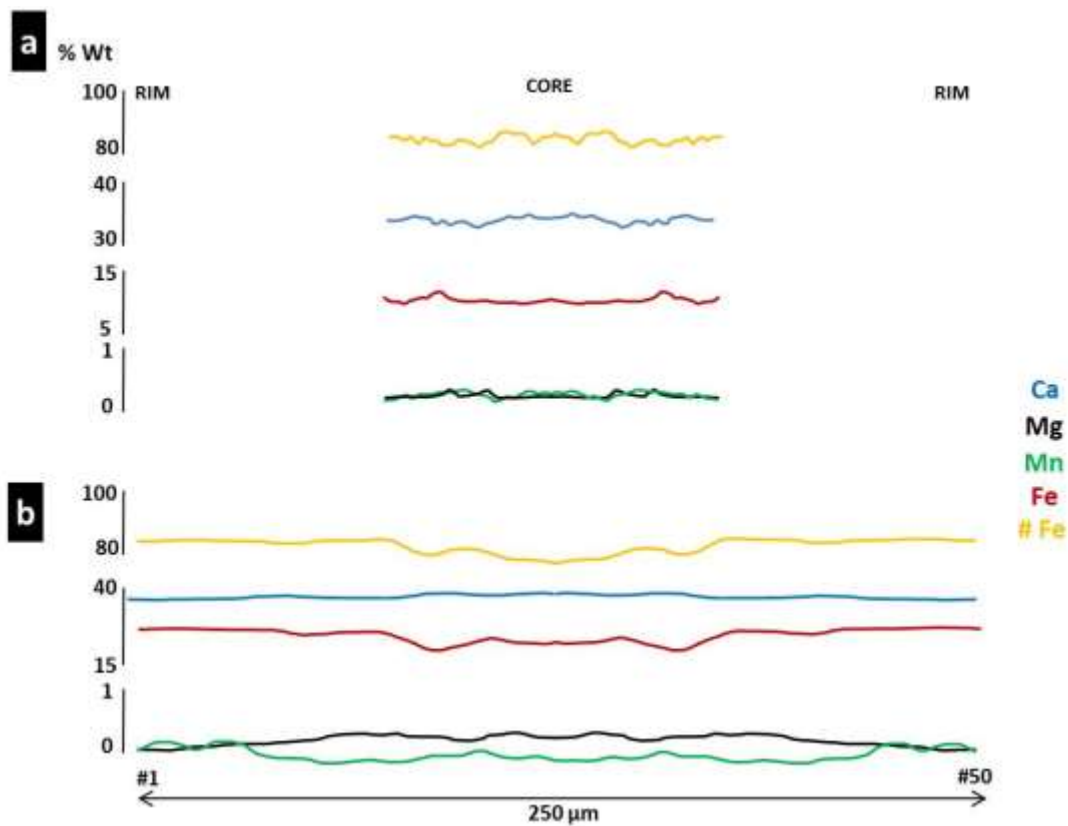


Figura 4-56: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para granates en metapelitas del Complejo Arquía.



4.4.4.3 Epidota

Composiciones químicas representativas de epidota en esquistos azules son listadas en la Tabla 4-25 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 25 oxígenos.

El contenido de CaO expresado como % peso varía entre 23.75 – 25.50, y el contenido de FeO expresado como % peso varía entre 13.02 – 13.68. La fracción de pistacita X_{Ps} varía entre 0.30 – 0.32. La química mineral la clasifica como una epidota variedad pistacita.

4.4.4.4 Plagioclasa

Composiciones químicas representativas de plagioclasa en metabasitas son listadas en la Tabla 4-26 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 8 oxígenos.

La plagioclasa en los esquistos azules estudiados es de tipo albita, con contenidos de X_{An} que varía entre 0.00 y 0.01.

4.4.4.5 Mica blanca

Composiciones químicas representativas de mica blanca en esquistos azules son listadas en la Tabla 4-27 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 22 oxígenos.

El contenido de Si varía entre 6.52 – 6.70 y la relación $Na/(Na+K)$ varía entre 0.07 – 0.15. Según el diagrama (Figura 4-54 d) la mica blanca tiene composición de tipo fengita.

4.4.4.6 Clorita – Mica negra

Composiciones químicas representativas de clorita y mica negra en esquistos azules son listadas en la Tabla 4-28 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 28 oxígenos.

Para la clorita, el contenido de Si varía entre 5.07 – 5.15 y la relación X_{Fe} varía entre 0.04 – 0.05. Según Hey (1954) la clorita tiene composición de tipo sheridanita.

Para la mica negra, el contenido de Si es de 7.00 y la relación X_{Fe} es 0.08, correspondiendo a una mica oscura tipo flogopita.

4.4.4.7 Titanita

Composiciones químicas representativas de titanita en esquistos azules son listadas en la Tabla 4-29 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 5 oxígenos.

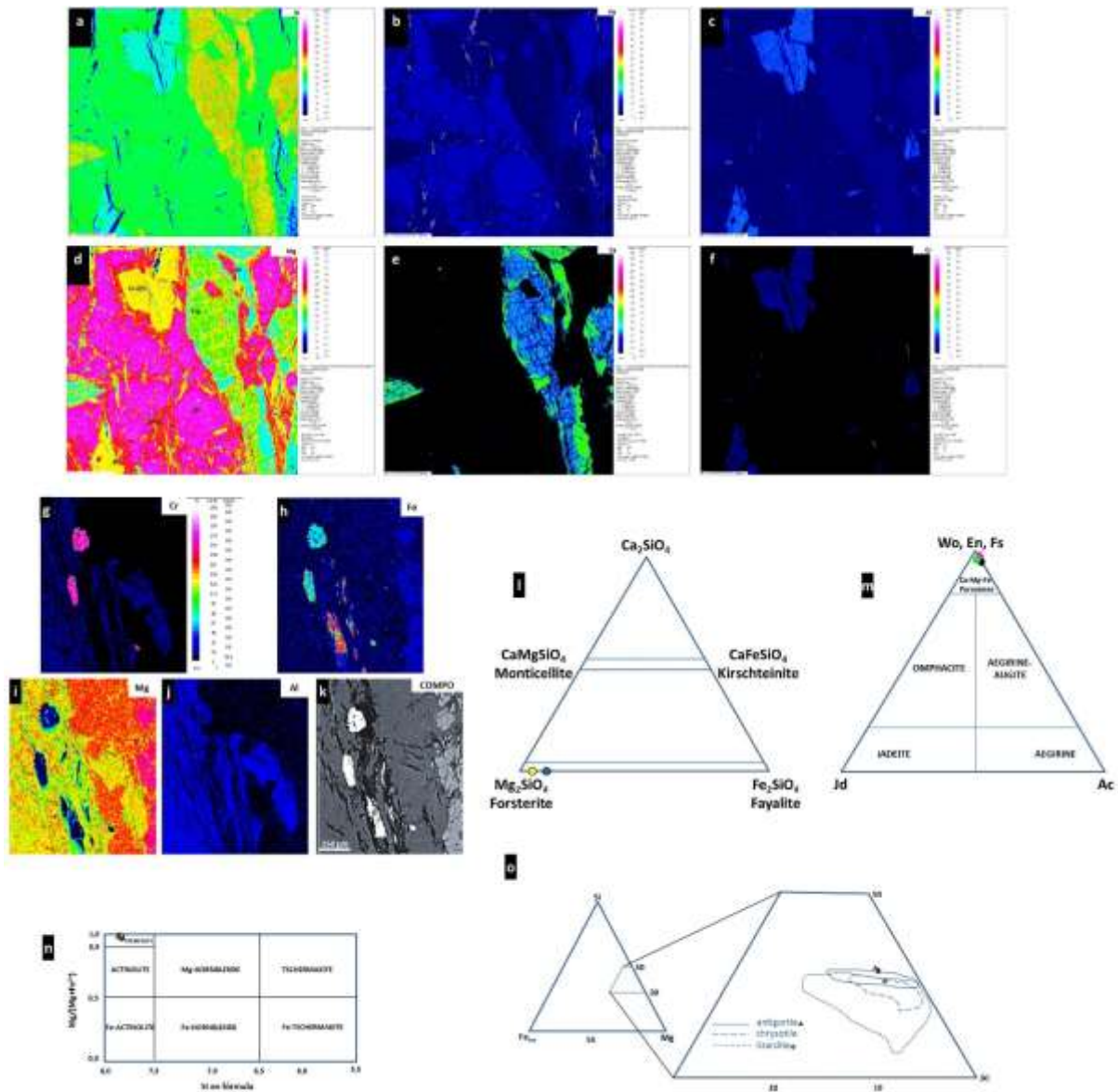
La titanita en las eclogitas retrogradadas estudiadas presenta un contenido de TiO_2 , expresado como % en peso, que varía entre 38.87 – 39.17; un contenido de FeO que varía entre 0.26 – 0.50; y un contenido de CaO que varía entre 28.55 – 29.20.

4.4.5 Rocas meta-ultrabásicas

4.4.5.1 Olivino

Composiciones químicas representativas de olivino en rocas meta-ultrabásicas son listadas en la Tabla 4-30 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 4 oxígenos.

Los olivinos no exhiben zonación química y el contenido X_{Fo} varía de 90.00 – 95.00 (Figura 4-57 I), correspondiente a olivino tipo forsterita.

Figura 4-57: Mapas a color y clasificaciones para peridotitas

(a-f) Metaperidotita serpentinizada, (g-k) Cromita, (l) Diagrama ternario para olivino, (m) Diagrama para clinopiroxeno según Morimoto (1988), (n) Clasificación de anfíboles cálcicos según Leake et al. (1997), y (o) Clasificación serpentinas según D'Antonio y Kristensen (2004), en rocas ultrabásicas.

4.4.5.2 Clinopiroxeno

Composiciones químicas representativas de clinopiroxeno en rocas meta-ultrabásicas son listadas en la Tabla 4-31 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 6 oxígenos.

Los clinopiroxenos no exhiben zonación química y el contenido X_{Mg} es de 1.00 (Figura 4-57 m), correspondiente a clinopiroxeno cálcico tipo diópsido, según Morimoto (1988).

4.4.5.3 Anfíbol

Composiciones químicas representativas de anfíbol en rocas meta-ultrabásicas son listadas en la Tabla 4-32 (Anexo B), las clasificaciones usadas para anfíbol son las de Leake et al., (1997), el contenido iónico es basado en 23 oxígenos.

El Si^{iv} varía entre 7.79 – 7.84; el X_{Mg} varía entre 0.99 – 1.00; El Al^{iv} varía entre 0.16 – 0.2, y el Al^{vi} varía entre 0.04 – 0.05. El $Na_{(B)}$; Na en el sitio M4 del anfíbol), varía entre 0.07 – 0.08. Los anfíboles no evidencian zonación química y según Leake et al., (1997), son anfíboles cálcicos tipo tremolita (Figura 4-57 n).

4.4.5.4 Serpentina

Composiciones químicas representativas de serpentina en rocas meta-ultrabásicas son listadas en la Tabla 4-33 (Anexo B), las clasificaciones usadas para serpentina son las de D'Antonio y Kristensen (2004) (Figura 4-57 o), el contenido iónico es basado en 10 oxígenos.

El Si^{iv} varía entre 2.59 – 2.64 para antigorita, y es de 2.54 para lizardita; el Mg varía entre 3.50 – 3.60 para antigorita, y es de 3.63 para lizardita; el Fe varía entre 0.20 – 0.21 para antigorita y es de 0.27 para lizardita.

4.4.5.5 Talco

Composiciones químicas representativas de talco en rocas meta-ultrabásicas son listadas en la Tabla 4-34 (Anexo B), el contenido iónico es basado en 22 oxígenos.

El Si^{iv} varía entre 7.94 – 8.01; el Mg varía entre 5.63 – 5.66; el Fe varía entre 0.28 – 0.39; el Al varía entre 0.04 – 0.05.

4.4.5.6 Clorita – Clinocloro - Kaemmererita

Composiciones químicas representativas de clorita en rocas meta-ultrabásicas son listadas en la Tabla 4-35 (Anexo B), y el contenido iónico es basado en 28 oxígenos.

Según la composición química existen dos tipos claramente diferenciables, que además se corroboraron ópticamente. En un primer tipo de clorita, el contenido de Si varía entre 6.32 – 6.37, el contenido de Cr varía entre 0.43 – 0.48 y la relación X_{Mg} es de 0.96; esta variedad se define como clorita crómica o kaemmererita. En el segundo tipo de clorita, el contenido de Si varía entre 4.94 – 4.96 y la relación X_{Mg} es de 0.97; esta variedad de clorita se define como clinocloro (Bailey, 1980).

4.5 Geotermobarometría

Son muy pocos los datos existentes publicados de P, T° para rocas pertenecientes al Complejo Arquía en la Cordillera Central de Colombia, pudiéndose mencionar solo los presentados en la Tabla 4-36.

Tabla 4-1: Síntesis de resultados termobarométricos para litologías asociadas del Complejo Arquía

LITOLOGIA	MÉTODO	P	T°	REFERENCIA
Esquistos de glaucofano de Tacueyó (Cauca)		5 - 7 kbar	300 - 500 °C	Murcia et al., 1980
Eclogitas de Pijao		8.0 ± 3.0 kbar	530 ± 40 °C	McCourt, 1984
Metagabros granatíferos y Eclogitas de Barragán (Valle del Cauca)		10 kbar	500 - 600 °C	González, 1997
Esquistos azules, Jambaló (Cauca)	Software TWQ 1.02	14 - 7 kbar	400 - 300 °C	Bustamante, 2008
Esquistos verdes, Jambaló (Cauca)	Software TWQ 1.02	8.2 - 6.6 kbar	463 - 500 °C	Bustamante, 2008
Esquistos azules, Barragán (Valle del Cauca)	Software TWQ 1.02	9.5 - 9.3 kbar	399 - 397 °C	Bustamante, 2008
Anfibolitas, Barragán (Valle del Cauca)	Software TWQ 1.02	15.0 - 9.2 kbar	639 - 665 °C	Bustamante, 2008
Anfibolia granatífera		10.5 ± 1.2 kbar	630 ± 30 °C	García-Casco et al., 2011
Rocas de media-alta P-T° Complejo Arquía (COL) y correlacionadas al Complejo Raspas (ECU)			250 - 350 °C	Villagómez et al., 2011
Eclogitas de Pijao	Calibraciones de Johnson y Rutherford, 1979; Schmidt, 1992	10.5 kbar	575 °C	Ríos et al., 2017
Metabasitas de Pijao-Génova (Quindío)	Relaciones texturales y de campo	Facies anfibolita/epidota-anfibolita a facies esquistos verdes		García et al., 2017

4.5.1 Construcción de diagramas de fase

Los cálculos para la eclogita retrogradada fueron realizados en el sistema NCKFMASHTO ($\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{O}_2$) usando la versión 3.40 de THERMOCALC (Powell y Holland, 1988), la base de datos termodinámica internamente consistente de Holland y Powell (2011) (ds62 actualizada el 6 de febrero de 2012), además de las siguientes relaciones de actividad – composición: fundido silicatado, clinopiroxeno, anfíbol (Green et al., 2016); granate, biotita, clorita, muscovita-paragonita (White et al., 2014), epidota (Holland y Powell, 2011), y plagioclasa (Holland y Powell, 2003). Las fases puras consideradas como fueron cuarzo, albita, rutilo, esfena, lawsonita, cianita y fluido acuoso (H_2O). Las abreviaciones minerales están basadas en Whitney et al. (2010) e incluyen además la letra L para representar el fundido. La diferenciación entre el clinopiroxeno cálcico (diópsido) y el clinopiroxeno cálcico-sódico (onfacita) se define de acuerdo al contenido de Na en el sitio M2, de manera que si es menor a 0.35 se tiene diópsido y si es mayor a 0.35 se tiene onfacita. De igual forma, la barroisita (anfíbol sódico-cálcico) se distingue de la hornblenda (anfíbol cálcico) por el contenido de Na en el sitio M4, siendo <0.25 para hornblenda y >0.25 para barroisita.

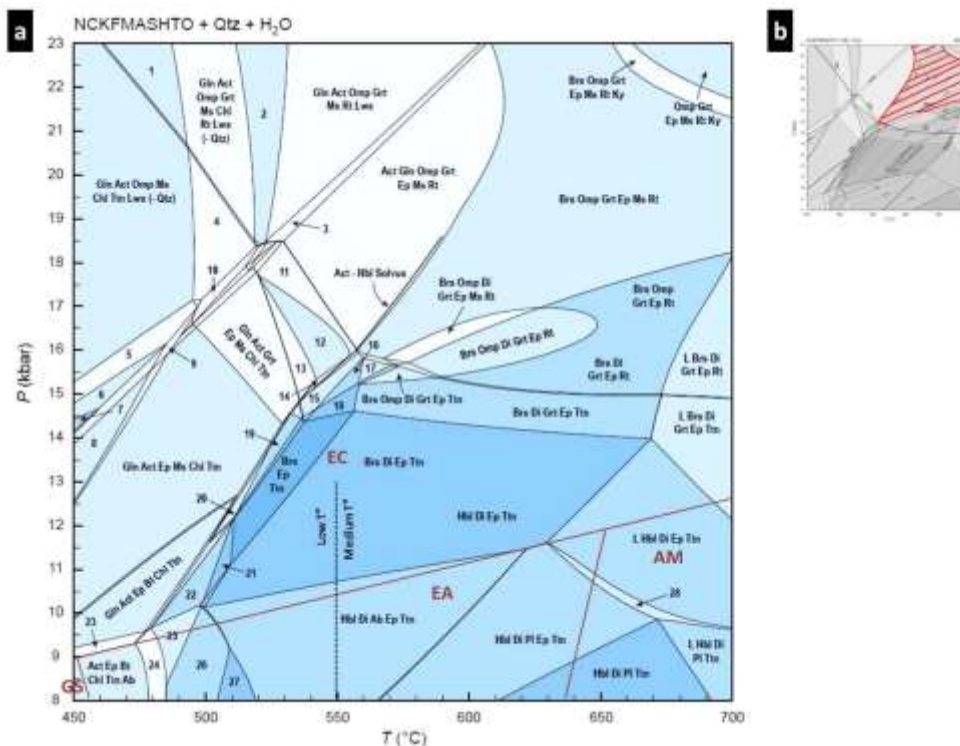
Por otro lado, los cálculos fueron realizados asumiendo exceso de fluido acuoso (H_2O) y una proporción de hierro férrico $X\text{Fe}^{3+}=\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+}+\text{Fe}^{2+})=0.12$, consistente con bajos niveles de oxidación para rocas máficas que no han sido alteradas (Schilling et al., 1983; Mallmann y O'Neill, 2009). Los límites absolutos de los campos de estabilidad de fases son probablemente confiables dentro de un rango de ± 50 °C y ± 1 kbar (2σ) al menos para presiones menores a 13 kbar, rango en el cual los modelos de actividad - composición para el fundido y los minerales máficos fueron formalmente calibrados (Green et al., 2016).

4.5.1.1 Eclogita retrogradada

Se modeló la eclogita retrogradada ARQ-214. La Figura 4-58 es el diagrama de fase correspondiente al equilibrio químico de la muestra ARQ-214 entre 450 – 700 °C y 8 – 23 kbar, y en ella se muestra además la composición de roca total efectiva en términos de mol%. La intensidad en el color azul de los campos de estabilidad de la pseudosección está relacionada con la variancia; a mayor variancia la intensidad del color es menor, y a

menor variancia la intensidad es mayor (Figura 4-58 a). En la Figura 4-59 a se muestran contornos del contenido de sodio en anfíbol (Am)₄ como líneas discontinuas de color azul; la línea discontinua roja corresponde al contorno $(Cpx)_2=0.35$, el cual marca el límite entre la estabilidad del diópsido y la onfacita afuera de la región del solvus entre estas fases. Las líneas gruesas de color naranja, azul, violeta y verde marcan los límites de la estabilidad del granate, glaucofana, clinopiroxeno y lawsonita, respectivamente. La línea negra punteada representa la aparición de fundido como fase estable, es decir, marca el solidus en el equilibrio mineral. Adicionalmente, se muestran las Isopleetas calculadas para contenido en granate de Grs, líneas de color verde; Alm, líneas de color naranja, y Pyp, líneas de color violeta (Figura 4-59 b).

Figura 4-58: Diagrama de fase para eclogita retrogradada ARQ-214



Composición de roca total empleada para el cálculo del diagrama de fase de la muestra ARQ-214 (mol%)

H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO(tot)	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	O
exceso	52.604	9.750	12.727	12.362	8.180	0.034	2.920	0.933	0.491

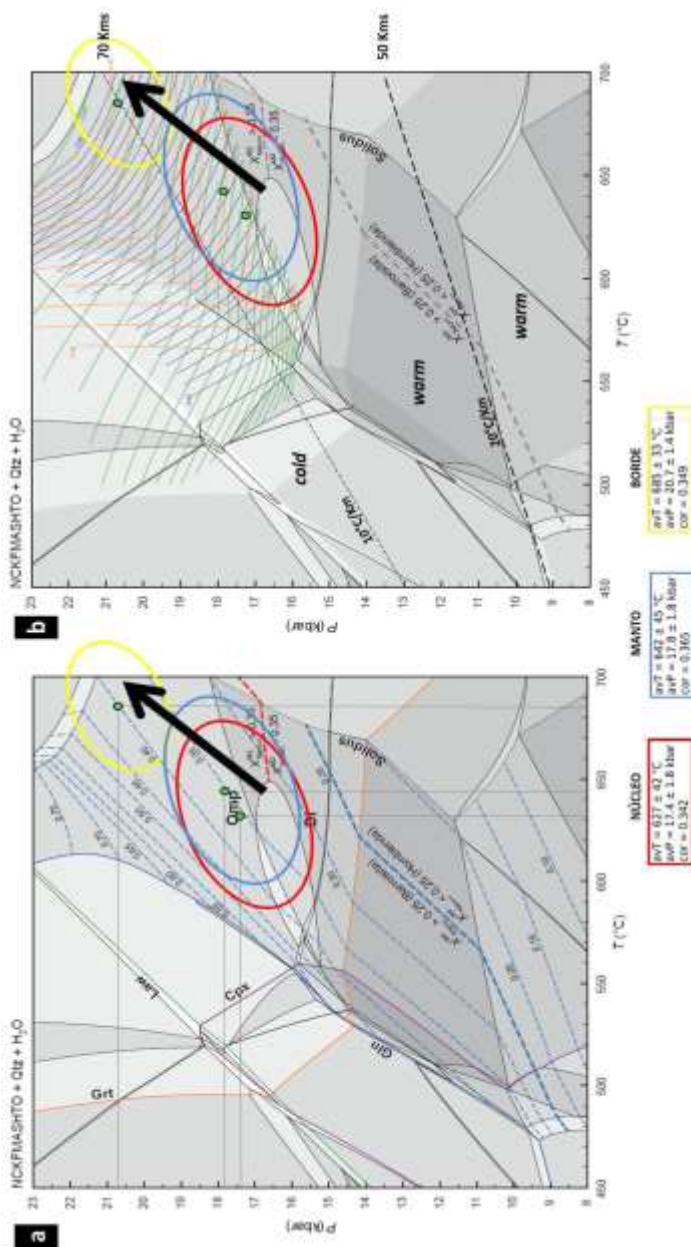
- | | |
|--|-------------------------------|
| 1 - Gln Act Omp Ms Chl Ttn Lws Rt (- Qtz) | 15 - Brs Grt Ep Ms Rt Ttn |
| 2 - Gln Act Omp Grt Ms Rt Lws (- Qtz) | 16 - Brs Grt Ep Ms Ttn |
| 3 - Gln Act Omp Grt Ep Ms Rt Lws | 17 - Brs Omp Grt Ep Ms Ttn |
| 4 - Gln Act Omp Grt Ms Chl Ttn Lws (- Qtz) | 18 - Brs Grt Ep Ttn |
| 5 - Gln Act Omp Ms Chl Ttn Lws | 19 - Brs Ep Ms Chl Ttn |
| 6 - Gln Omp Ms Chl Ttn Lws | 20 - Brs Act Ep Ms Chl Ttn |
| 7 - Omp Ms Chl Ttn Lws | 21 - Brs Act Ep Ttn |
| 8 - Gln Omp Ep Ms Chl Ttn | 22 - Brs Act Ep Bt Ttn |
| 9 - Gln Act Omp Ep Ms Chl Ttn Lws | 23 - Gln Act Ep Bt Chl Ttn Ab |
| 10 - Gln Act Omp Grt Ep Ms Chl Ttn Lws | 24 - Hbl Act Ep Bt Chl Ttn Ab |
| 11 - Gln Act Grt Ep Ms Rt Ttn | 25 - Hbl Act Ep Bt Ttn Ab |
| 12 - Gln Act Grt Ep Ms Rt | 26 - Hbl Act Ep Ttn Ab |
| 13 - Gln Act Grt Ep Ms Chl Rt | 27 - Hbl Ep Ttn Ab |
| 14 - Brs Gln Act Grt Ep Ms Rt | 28 - L Hbl Di Pl Ep Ttn |

(a) Seudosección P-T° calculada para la eclogita retrogradada ARQ-214, con base en la composición total arriba descrita, (b) Campo de estabilidad [Brs-Omp-Grt-Ep-Ms-Rt] definido para la muestra modelada, en achurado de color rojo. La línea negra punteada señala la clasificación de Carswell (1990), acorde con la temperatura de formación. Las facies metamórficas según Spear (1993); GS: esquistos verdes, EA: epidota-anfibolita, AM: anfibolita, EC: eclogita.

Para la eclogita retrogradada ARQ-214 modelada, las composiciones minerales promedio medidas para núcleo de granate son 10.49 %Pyp, 55.59 %Alm y 28.13 %Grs, composiciones que definen su campo de estabilidad [Brs-Omp-Grt-Ep-Ms-Rt] (Figura 4-58 b, achurado color rojo). El inicio de la nucleación del granate en equilibrio termodinámico con las demás fases de la matriz de la roca se estima a 17.4 ± 1.8 kbars y $627 \pm 42^\circ\text{C}$ (correlación = 0.342). La composición del manto del granate es 11.54 %Pyp, 54.60 %Alm y 30.68 %Grs, las condiciones P-T estimadas son de 17.8 ± 1.8 kbars y $642 \pm 45^\circ\text{C}$ (correlación = 0.365). La composición del borde del granate es 21.27 %Pyp, 51.77 %Alm y 25.57 %Grs, las condiciones P-T estimadas son de 20.7 ± 1.4 kbars y $685 \pm 33^\circ\text{C}$ (correlación = 0.349) (Figura 4-59 a). Estos cálculos termobarométricos son consistentes con las observaciones petrográficas teniendo en cuenta que lawsonita + glaucofana + cianita no son estables a esos valores.

La definición de la trayectoria P-T para la eclogita retrogradada revela un incremento leve de temperatura y presión, catalogada dentro de un régimen prógrado.

Figura 4-59: Seudosección P-T° calculada para la eclogita retrogradada ARQ-214



(a) Seudosección P-T° calculada para la eclogita retrogradada ARQ-214, mostrando el contenido de Na en anfíbol como líneas finas punteadas en azul y campo de estabilidad de barroisita y hornblenda como línea gruesa punteada en azul; así mismo, la línea gruesa punteada en rojo define el campo de estabilidad de onfacita y diópsido. (b) Isopletas para contenido en granate de Grs (verde), Alm (naranja), Pyp (violeta). La elipse de error en color rojo, y el valor P, T° para inicio de crecimiento, correspondiente al núcleo del granate; en azul para el manto y en amarillo para el borde. La flecha en color negro indica la posible trayectoria de crecimiento. Gradientes geotérmicos (líneas punteadas de color negro) y tipos de subducción definidos a partir de estos, según Miyashiro (1994).

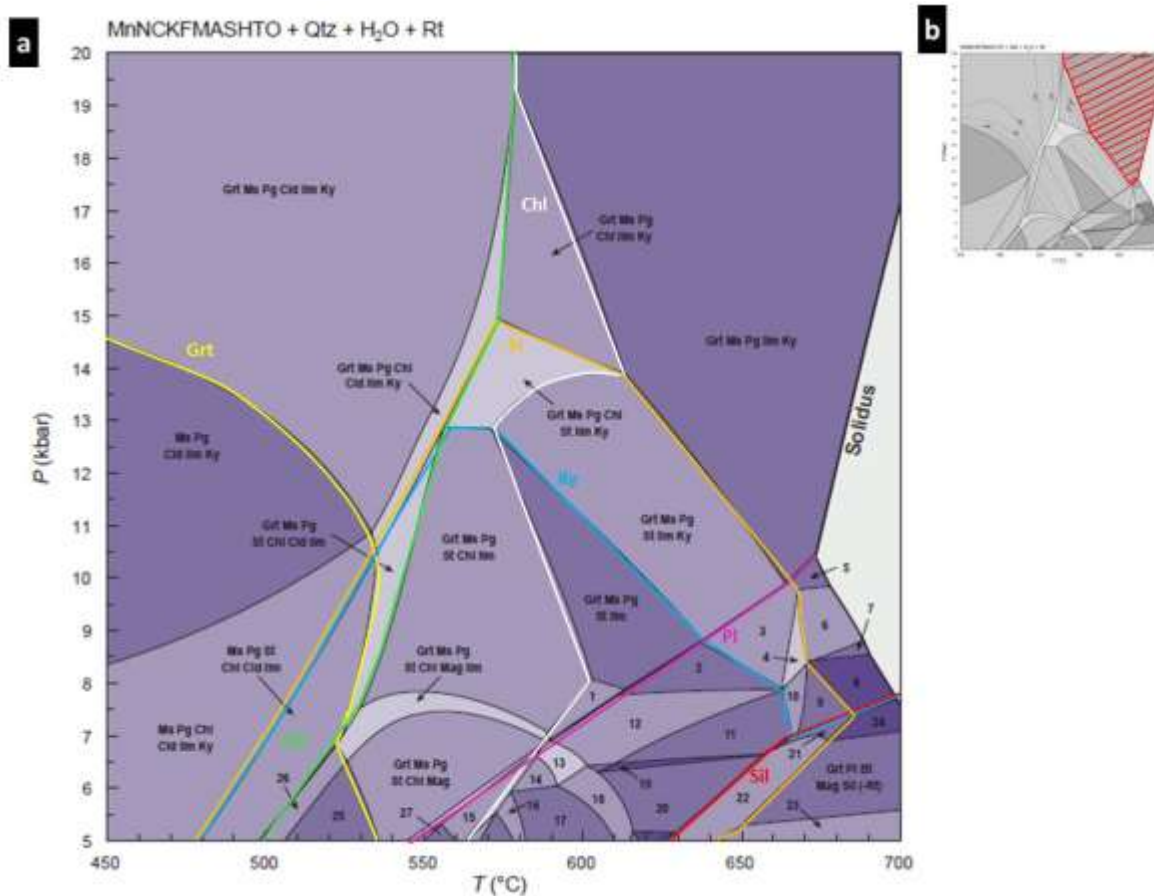
4.5.1.2 Metapelita

Se modeló la metapelita ARQ-ZOC 9A. La Figura 4-60 a, es el diagrama de fase correspondiente al equilibrio químico de la pelita entre 450 – 700 °C y 5 – 20 kbar, y en ella se muestra además la composición de roca total efectiva en términos de mol%. Las líneas gruesas de color verde, amarillo, naranja, azul, blanco, fucsia y rojo marcan los límites de la estabilidad del cloritoide, granate, estaurolita, cianita, clorita, plagioclasa y sillimanita, respectivamente. La línea negra continua representa la aparición de fundido como fase estable, es decir, marca el solidus en el equilibrio mineral. La intensidad en el color violeta de los campos de estabilidad de la pseudosección, está relacionada con la variancia; a mayor variancia la intensidad del color es menor, y a menor variancia la intensidad es mayor. Se muestra el campo de estabilidad estimado [Grt-Ms-Pg-Ilm-Ky] definido para la muestra modelada, con rangos P-T mayores a 10 kbars y 580 °C, campo mostrado en achurado de color rojo (Figura 4-60 b). Adicionalmente, se muestran las isopleetas calculadas para contenido en granate de Alm como líneas de color naranja, de Sps como líneas de color azul; y de Grs como líneas de color verde (Figura 4-61 a, b, c, respectivamente).

Todas las isopleetas muestran un comportamiento que se podría interpretar como bastante homogéneo respecto al crecimiento del granate. Como se observa, dentro del campo de estabilidad definido para la roca, no se observan isopleetas que se intersecten, dada la separación de los valores al llegar a dicho campo, seguramente razón que no permite que se encuentren reacciones que definan un rango más preciso de P-T para la nucleación y crecimiento del granate.

En la metapelita ARQ-627 la composición del granate es de 14.05 %Pyp, 52.65 %Alm y 31.37 %Grs, las condiciones P-T estimadas son de 5.9 ± 2.3 kbars y 459 ± 43 °C; con una correlación = 0.959 (Figura 4-63 elipse color naranja).

Figura 4-60: Diagrama de fase para metapelita ARQ-ZOC-9A

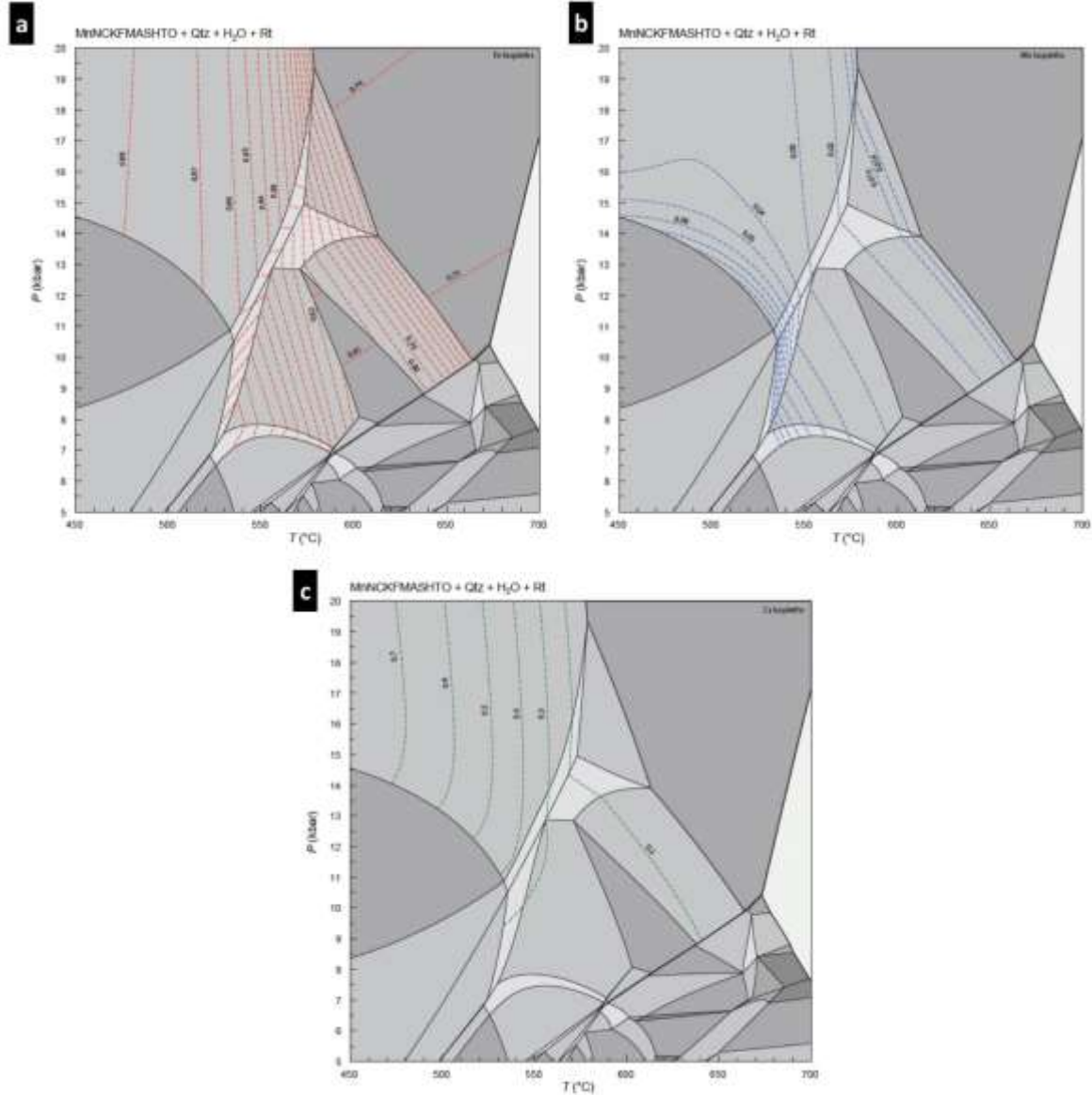


Composición de roca total empleada para el cálculo del diagrama de fase de la muestra ARQ-ZOC-9A (mol%)

H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	FeO(tot)	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	O
exceso	46.264	27.874	2.430	4.056	14.335	0.587	0.879	1.910	0.231	1.434

- | | |
|----------------------------------|-------------------------------------|
| 1. Grt Bt Ms Pg St Ilm | 15. Grt Pl Ms St Chl Mag |
| 2. Grt Pl Ms St Ilm | 16. Grt Pl Bt Chl St Mag |
| 3. Grt Pl Ms St Ilm Ky | 17. Grt Pl Bt St Mag |
| 4. Grt Pl Bt Ms St Ilm Ky | 18. Grt Pl Bt St Mag Ilm |
| 5. Grt Pl Ms Ilm Ky | 19. Grt Pl Bt St Ilm (-Rt) |
| 6. Grt Pl Bt Ms Ilm Ky | 20. Grt Pl Bt St Mag Ilm (-Rt) |
| 7. Grt Pl Bt Ms Ilm Ky (-Rt) | 21. Grt Pl Bt St Ilm Sil (-Rt) |
| 8. Grt Pl Bt Ilm Ky (-Rt) | 22. Grt Pl Bt St Mag Ilm Sil (-Rt) |
| 9. Grt Pl Bt St Ilm Ky (-Rt) | 23. Grt Pl Bt Crd Mag Ilm Sil (-Rt) |
| 10. Grt Pl Bt Ms St Ilm Ky (-Rt) | 24. Grt Pl Bt Ilm Sil (-Rt) |
| 11. Grt Pl Bt Ms St Ilm (-Rt) | 25. Ms Pg St Chl Mag |
| 12. Grt Pl Bt Ms St Ilm | 26. Ms Pg St Chl Mag Ilm |
| 13. Grt Pl Bt Ms St Mag Ilm | 27. Pl Ms St Chl Mag |
| 14. Grt Pl Bt Ms St Mag | |

(a) Seudosección P-T° calculada para la metapelita ARQ-ZOC-9A, con base en la composición total arriba descrita, (b) Campo de estabilidad [Grt-Ms-Pg-Ilm-Ky] definido para la muestra modelada, en achurado de color rojo.

Figura 4-61: Isopletas calculadas para la metapelita ARQ-ZOC-9A

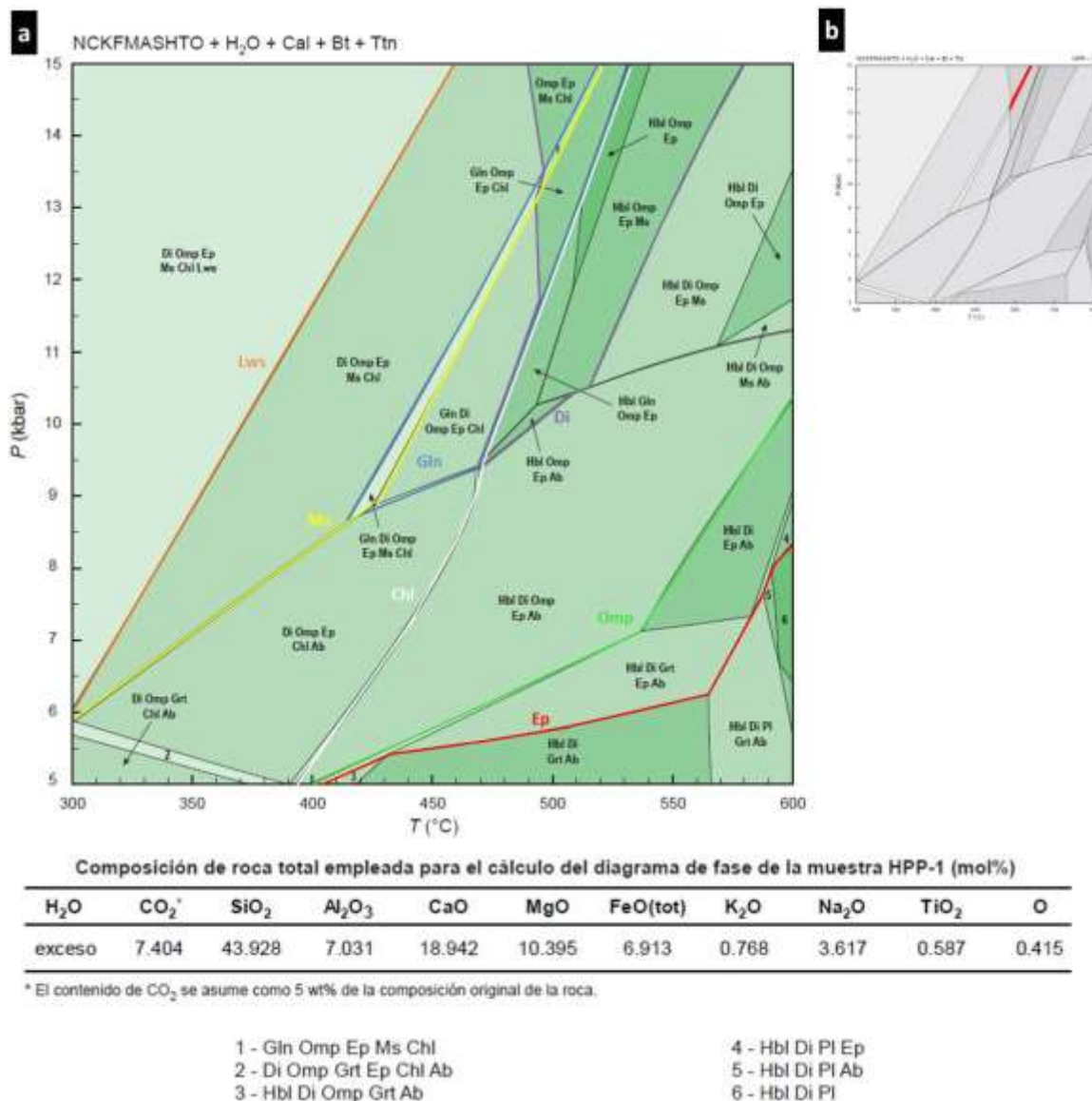
(a) Contenido de Alm, líneas a trazos de color rojo, (b) contenido de Sps, en azul, y (c) Contenido de Grs en verde.

4.5.1.3 Esquisto azul

Se modeló el esquisto azul HPP-1. La Figura 4-62 a, es el diagrama de fase correspondiente al equilibrio químico de la pelita entre 300 – 600 °C y 5 – 15 kbar, y en ella se muestra además la composición de roca total efectiva en términos de mol%. Las líneas gruesas de color naranja, azul, amarillo, verde, violeta, blanco, y rojo marcan los límites de la estabilidad de lawsonita, glaucofana/riebeckita, muscovita, onfacita, diópsido, clorita y epidota, respectivamente. La intensidad en el color verde de los

campos de estabilidad de la pseudosección, está relacionada con la variancia; a mayor variancia la intensidad del color es menor, y a menor variancia la intensidad es mayor, Figura 4-62 a. Se muestra además el campo de estabilidad estimado [Gln-Omp-Ep-Ms-Chl] definido para la muestra modelada, con rangos P-T mayores a 13 kbars y 490-520 °C, campo mostrado en achurado de color rojo (Figura 4-62 b).

Figura 4-62: Diagrama de fase para esquistos azules



(a) Seudosección P-T° calculada para el esquistos azul HPP-1, con base en la composición total arriba descrita. (b) Campo de estabilidad [Gln-Omp-Ep-Ms-Chl] definido para la muestra modelada, en achurado de color rojo.

El único esquistos azul granatífero registrado en el área de estudio (HPP-5) fue

descartado para modelamiento dadas sus características de retrogradación, metasomatismo y meteorización, que como se pudo observar en los granates.

4.5.1.4 Anfibolitas granatíferas

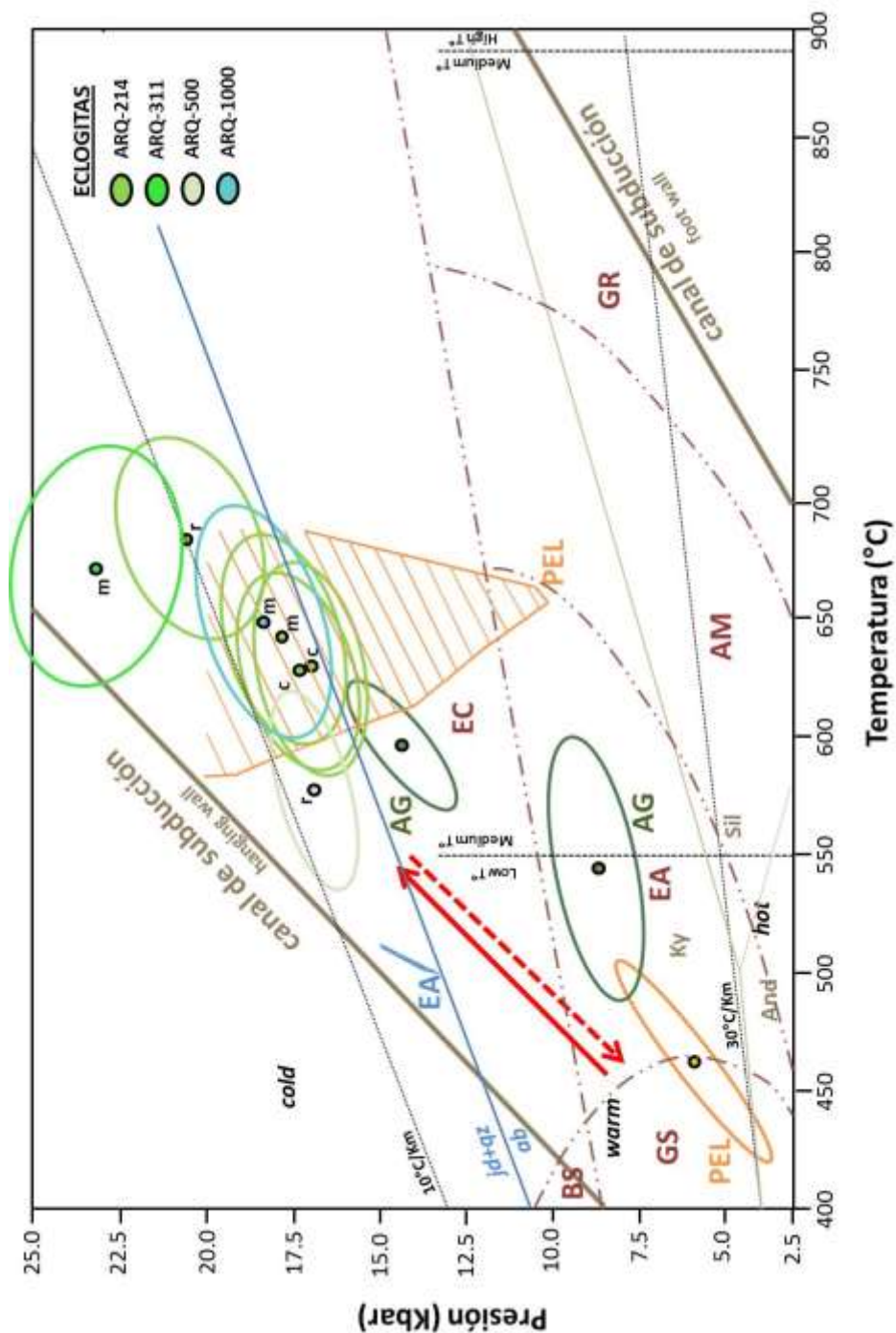
Para las anfibolitas granatíferas (ARQ-218 y ARQ-301) se obtuvieron datos promedio del manto del granate de 8.10 y 7.54 %Pyp, 59.15 y 54.79 %Alm y 26.87 y 29.87 %Grs, las condiciones P-T estimadas son de 14.4 ± 1.1 kbars y $597 \pm 23^\circ\text{C}$; con una correlación = 0.827, y de 8.8 ± 1.2 kbars y $548 \pm 46^\circ\text{C}$; con una correlación = 0.501, respectivamente (Figura 4-63 elipses color verde oscuro).

4.5.2 Interpretación

Se propone un diagrama P-T para el canal de subducción del Complejo Arquía en el área de estudio, incluyendo las trayectorias de subducción y exhumación, flechas en línea continua de color rojo (Figura 4-63).

Es importante considerar la estrechez del canal de subducción, que según los modelos de Cloos y Shreve (1988), pueden alcanzar aproximadamente una decena de kilómetros de espesor, permitiendo que en esa zona se genere flujo ascendente. A pesar de ese espaciamiento es una zona bastante confinada y restringida, razón por la cual, entre otras cosas, las trayectorias P-T° se describen como líneas paralelas en sentido contrario ejemplificando que las rocas siguen la misma vía descendente durante la subducción y ascendente durante su exhumación.

Figura 4-63: Diagrama de trayectoria



P-T° propuesto para el canal de subducción del Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova (Q.), líneas continuas (subducción) y a trazos (exhumación), de color rojo. EC, color verde claro = eclogitas retrogradadas; EA, color azul = esquistos azules; PEL, color naranja = metapelitas; AG, verde oscuro = metabasitas/anfibolitas granatíferas.

Punto triple aluminosilicatos, en color ocre (Holdaway, 1971); clasificación eclogitas según temperatura, línea a trazos de color negro (Carswell, 1990); Facies metamórficas en color granate (Spear, 1993); geotermas, líneas punteadas de color negro (Miyashiro, 1994).

Como consecuencia de la estrechez del canal se hacen evidentes pequeñas, pero igualmente muy importantes y con significado geotectónico, variaciones en los valores de P-T° estimados para las diferentes litologías, que para las eclogitas están entre 625- 675 °C y 17-20 kbar; para los esquistos azules entre 500-520 °C y 13-15 kbar; para las metabasitas entre 540-600 °C y 9-14 kbar; y para las metapelitas entre 470-670 °C y 6-20 kbar.

Los rangos P-T° para metabasitas y metapelitas son mayores en comparación con los rangos para eclogitas y esquistos azules dado que en estas últimas el metamorfismo se produce a mayor profundidad y las rocas están más cerca y más restringidas en el punto de control. En contraste, las metabasitas y metapelitas experimentan metamorfismo en una región más somera y cercana a la entrada del canal, y solamente algunos bloques logran profundizarse en el canal.

4.6 Geocronología Mediante TIMS Método Sm-Nd

Al igual que sucede con los datos geotermobarométricos, son pocos los datos existentes publicados de geocronología para rocas pertenecientes al Complejo Arquía en la Cordillera Central de Colombia, pudiéndose mencionar solo los presentados en la Tabla 4-37, y destacándose, que es la primera vez que se realiza una datación con la técnica de TIMS y usando el método Sm-Nd en granate para rocas del Complejo Arquía en Colombia (Figura 4-66).

Tabla 4-2: Síntesis de resultados geocronológicos para litologías asociadas del Complejo Arquía

MUESTRA	METODO	EDAD (Ma)	REFERENCIA
Gabro de Pueblito	K-Ar / Hbl	126 ± 12	Restrepo y Toussaint (1975)
Anfibolita de Arquía	K-Ar / Hbl	110 ± 5	Restrepo y Toussaint (1975)
Esquisto Actinolítico de Medellín	K-Ar / Act	108 ± 12	Restrepo y Toussaint (1976)
Anfibolita del Retiro	K-Ar / Hbl	90.8 ± 4.5	Restrepo y Toussaint (1976)
Gabro de Altamira	K-Ar / Pl	77.4 ± 7.7	Restrepo y Toussaint (1976)
Anfibolita de Sucre	K-Ar / Hbl	482 ± 50	Toussaint et al. (1978)
Esquisto de Sabaletas	K-Ar / WR	127 ± 5	Toussaint et al. (1978)
Migmatita de Puente Páez	K-Ar / Bt	110 ± 10	Toussaint et al. (1978)
Anfibolita Granatífera de Pijao	K-Ar / WR	110 ± 10	Toussaint y Restrepo (1978)
Esquisto Sericítico de Medellín	K-Ar / WR	270 ± 10	Restrepo et al. (1978)
Esquisto Sericítico de Jambaló	K-Ar / WR	125 ± 15	Orrego et al. (1980)
Esquisto Sericítico de Jambaló	K-Ar / WR	104 ± 14	De Souza et al. (1984)
Esquisto de Glaucofana de Jambaló	K-Ar / Gfn	104 ± 14	De Souza et al. (1984)
Esquisto de Glaucofana de Jambaló	K-Ar / Gfn	217 ± 10	De Souza et al. (1984)
Anfibolitas de Padua	Ar-Ar	246 ± 6 / 243 ± 4	INGEOMINAS (1988) en Vinasco et al. (2001)
Neises graníticos y granitoides C. C. / El Retiro, Manizales, Abejorral, Palmas, Río Verde, Padua, Amagá, El Buey, la Honda, Norcasia, San Diego, La Miel.	U-Pb SHRIMP / Zm, Ar-Ar/mica-Anf, TIMS (WR) Sm-Nd y Rb-Sr	230-400	Vinasco et al. (2006)
Anfibolita Granatífera C. Arquía	Ar-Ar / Hbl	107	Restrepo et al. (2008)
Metapelita facies esquistos azules - Jambaló	Ar-Ar / Par-Phg	63 ± 3	Bustamante et al. (2011)
Metapelita facies esquistos azules - Barragán	Ar-Ar / Par-Phg	120.7 ± 0.3 MSWD=0.29	Bustamante et al. (2012)
Anfibolita Granatífera C. Arquía	Ar-Ar / Hbl	112 ± 3.7	Villagómez (2011)
Eclogita	MC-ICP-MS/ Lu-Hf	128.7 ± 3.5 MSWD=4.0	García et al. (2017)

En el presente apartado se muestran los resultados obtenidos aplicando el Método Sm-Nd mediante la técnica de Espectrometría de Masas por Ionización Térmica – TIMS. Los resultados arrojaron una edad confiable para una metapelita y datos para una eclogita retrogradada y una anfibolita granatífera que no pudieron ajustarse estadísticamente. Los ajustes pobres en las isócronas están probablemente relacionados con la invasión de fluidos hidrotermales (reacciones metasomáticas) que afectaron las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. El comportamiento de las metapelitas en presencia de fluidos hidrotermales (metasomatismo) pudo haber sido diferente al de las metabasitas por su mayor contenido de Si-Al y el menor contenido de Fe-Mg-Ca con respecto al de las rocas básicas rocas. La metapelita en la que se obtuvo la edad corresponde a una muestra que se seleccionó de entre varias muestras teniendo en cuenta la petrografía y la composición química.

4.6.1 Metapelita

Se extrajeron 4 fracciones de un granate porfidoblástico de 20 mm de diámetro, el cual se extrajo de la roca a manera de monocristal, se corazonó, y posteriormente se

segmentó en láminas delgadas, para obtener la mejor proporción de núcleo, manto, borde y fracción multi-grano (Figura 4-64), (Tabla 4-38). Las concentraciones de Sm y Nd y sus relaciones isotópicas se presentan en las tablas incluidas en las Figuras 4-67 y 4-68, núcleo y borde respectivamente.

Figura 4-64: Corazonamiento del granate para separación de las porciones volumétricas de núcleo, manto y borde

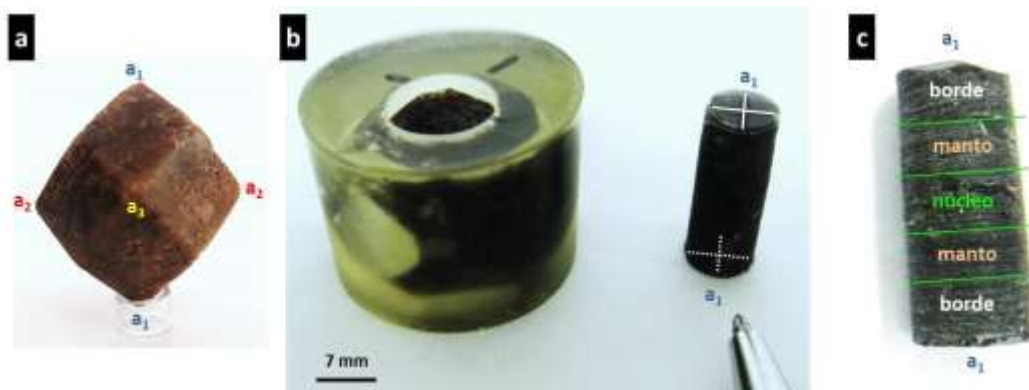


Tabla 4-3: Fracciones monominerales separadas por método de picking manual, y sus pesos (expresados en miligramos), para las tres muestras sometidas a datación. Para la pelita se incluye adicionalmente el peso final de trabajo después de las rutinas de limpieza de la muestra y disolución parcial (leaching).

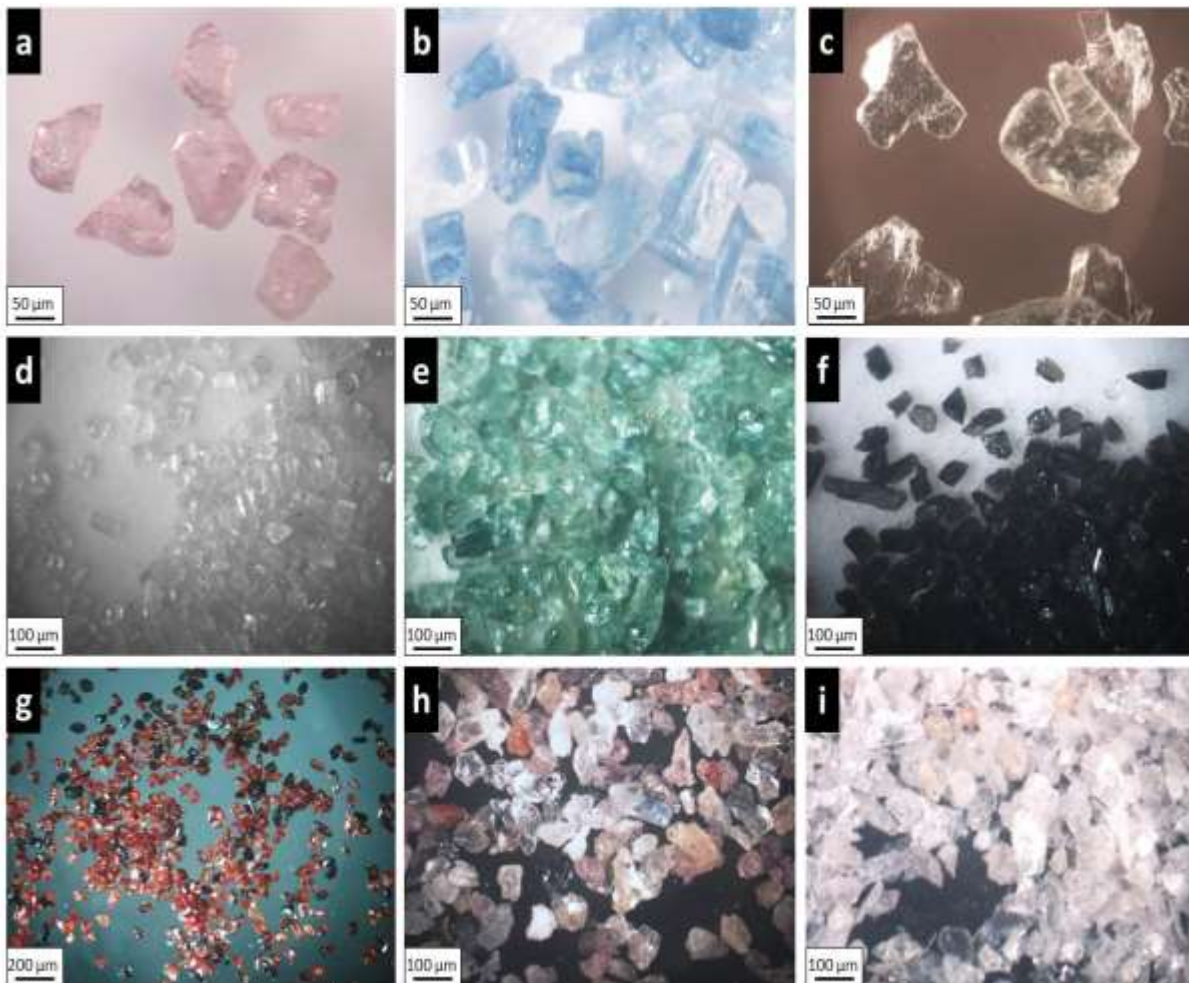
ARQ-214	eclogita r
Rt	30
Omp	65
Amp	75
Czo 1	55
Czo 2	20
Grt C	42
Grt R	70
Grt mg	75
WR	687
Mtx	356

ARQ-547	basita
Rt	35
Grt C	51
Grt R	42
Grt mg 1	48
Grt mg 2	58
Amp 1	53
Amp 2	45
WR	473
Mtx	391

ARQ-ZOC9A	pelita inicial	pelita final
Rt	53	48
Grt C	28	22
Grt M	33	26
Grt R	31	24
Grt mg	50	38
Ky	36	34
Ph	36	34
WR	555	58
Mtx	321	50

Abreviaturas para minerales según Whitney y Evans (2010): Rt (rutilo), Omp (onfacita), Amp (anfíbol), Czo (clinozoisita), Grt (granate), Ky (cianita), Ph (fengita), WR (roca total), Mtx (matriz) (Figura 4-65).

Figura 4-65: Fracciones monominerales separadas por método de picking manual



(a) granate; (b) cianita; (c) fengita; (d) clinozoisita; (e) onfacita; (f) anfíbol); (g) rutilo; (h) roca total; (i) matriz. Las fracciones (a-c, h-i) se separaron en metapelita; las fracciones (e, g) se separaron en eclogita retrogradada; y las fracciones (d, f) se separaron en anfibolita granatífera.

Figura 4-66: Etapas del proceso de preparación y análisis de las muestras sometidas al Método Sm/Nd usando TIMS

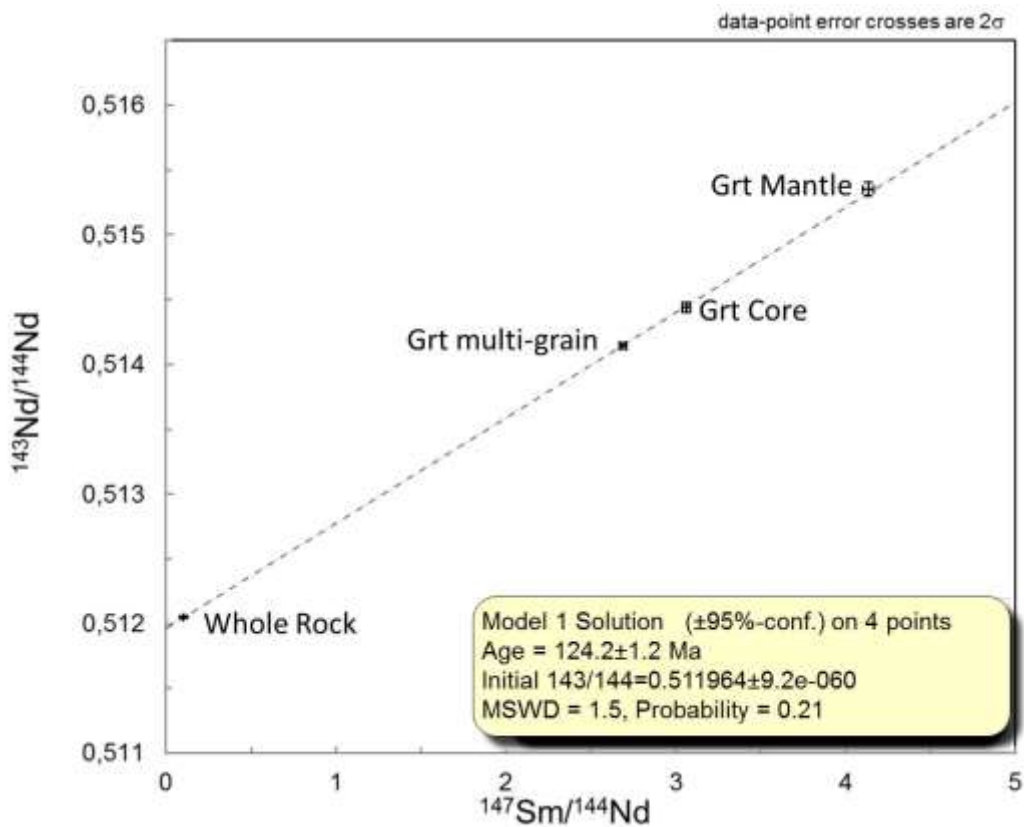


(a) Molienda, (b) Tamizaje, (c) *Picking* manual, (d) Pesaje balanza analítica de 5 cifras significativas y pistola antiestática, (e) Trituración en mortero de ágata, (f, g) Limpieza de fracciones por *leaching* y disolución de silicatos en viales de teflón, (h) Limpieza por ultrasonido, (i) Plancha de secado, (j) Viales de teflón, (k) Cámara extractora de gases para trabajo de acidificación, (l, m) Centrifugado, (n-q) Concentración gota a gota de elementos por cromatografía iónica en columnas α -HIBA, (r-u) Carga para Sm y Nd en filamentos de Tantalio (Ta_2O_5) y Renio (ReO_3) respectivamente, (v) *Turret* de carga para filamentos, (w-y) Espectrómetro de Masas por Ionización Térmica-TIMS, VG SECTOR 54 en las instalaciones del Laboratorio de Radioisótopos en la Universidad de Alabama, en Tuscaloosa, USA, (z-ab) Protocolos y normas de bioseguridad para trabajo con ácidos tipo HF, H_2SO_4 , HNO_3 , H_3PO_4 , HCl, todos a diferentes concentraciones.

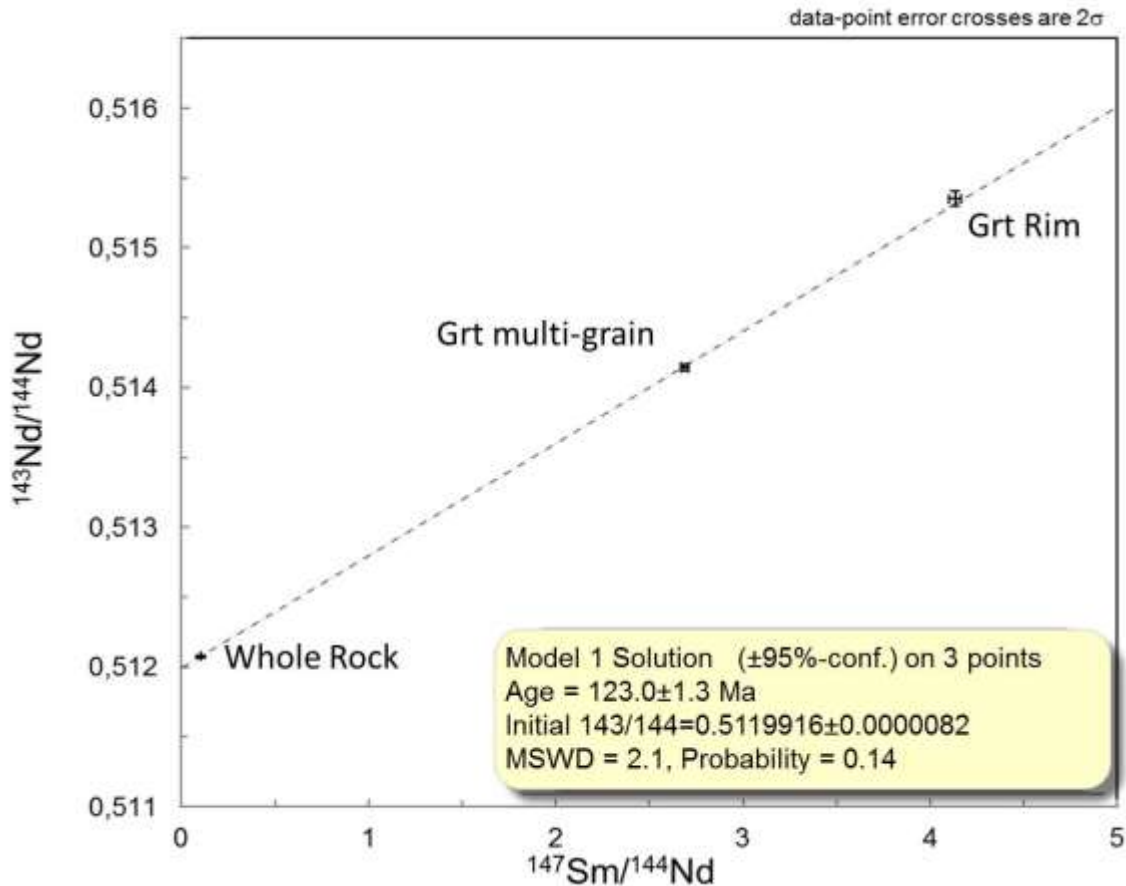
Las edades calculadas para [núcleo del granate (grt C) + roca total (WR)] (Figura 4-67), y [borde del granate (grt R) + matriz (Mtx)] (Figura 4-68), son geológicamente congruentes con los mejores ajustes estadísticos, considerando que los contenidos de Nd y Sm en el núcleo debieron ser aislados respecto al borde del granate y no debieron aumentar. Las isócronas Sm-Nd se calcularon usando el software ISOPLOT, desarrollado por Ludwig (2008).

Edad núcleo:

Figura 4-67: Isócrona y tabla de datos isotópicos Sm-Nd para núcleo de granate en metapelita.



	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 SE	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 SE combined	Sm (ppm)	Nd (ppm)
WR	0,1037	0,0007	0,512049	0,000009	69,936	12,002
Grt mg	2,6879	0,0193	0,514144	0,000020	0,138	0,612
Grt C	3,0609	0,0221	0,514442	0,000036	0,217	1,099
Grt M	4,6296	0,0361	0,515809	0,000096	0,109	0,832

Edad borde:**Figura 4-68:** Isócrona y tabla de datos isotópicos Sm-Nd para borde de granate en metapelita del Complejo Arquía

	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2 SE	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2 SE combined	Sm (ppm)	Nd (ppm)
Mtx	0,1032	0,0007	0,512075	0,000008	23,050	3,935
Grt R	4,1332	0,0302	0,515352	0,000052	0,099	0,676
Grt mg	2,6879	0,0193	0,514144	0,000020	0,138	0,612

La alícuota denominada manto del granate (grt M) se tomó del punto medio geométrico entre núcleo y borde y por esta razón se incluye en los cálculos de edad del núcleo del granate, con el objetivo de construir isócronas de más de tres puntos. De esta manera, la isócrona calculada y presentada es: grt C + grt multi grano (grt mg) + grt M + WR. Esta edad puede ser validada y tiene una razonable MSWD y una probabilidad medible,

siendo usable frente a la edad del borde del granate.

Adicionalmente se realizaron cálculos incluyendo todas las alícuotas de granate sumadas a la roca total y a la matriz, pero, aunque la edad obtenida es congruente, el valor de MSWD aumenta hasta 6 lo cual nos puede indicar o errores analíticos subestimados o la presencia de un factor de dispersión no analítico, como un desequilibrio isotópico entre núcleo del granate, roca total al momento de iniciar la nucleación del granate y la roca total en el momento de culminar la nucleación del mismo.

La duración del crecimiento del granate fue estimada a partir de las isócronas calculadas a partir de las relaciones isotópicas y de las mayores incertidumbres dentro de la precisión de ejecución o estándar de reproducibilidad. De estos cálculos se obtuvieron una edad de núcleo de 124.2 ± 1.2 Ma con un MSWD de 1.5 y una edad de borde de 123.0 ± 1.3 Ma con un MSWD de 2.1. A partir de la diferencia entre estos cálculos se obtiene una duración de crecimiento del granate de 1.2 Ma.

A partir de esta edad y la incertidumbre se calculó la máxima duración de crecimiento del granate, que es de 3.7 Ma.

Según Stowell et al. (2001), el intervalo de crecimiento del granate, puede ser usado para calcular la tasa o rata de crecimiento del cristal, si se asume, implícitamente que el crecimiento fue continuo. Para la metapelita usada, el granate cuyo diámetro es de 20 mm, no exhibe ni petrográfica, ni químicamente evidencia textural de sobrecrecimientos.

La mínima tasa para el crecimiento del granate fue calculada desde la diferencia máxima permisible entre las edades de núcleo y borde (incertidumbre 2σ), obteniendo un valor de ≥ 18.2 mm/Ma, la cual se considera muy alta.

Según (Christensen et al. 1989; Vance y O'Nions 1990, 1992; citado por Stowell et al., 2001), las ratas de crecimiento calculadas y publicadas para granate de metamorfismo regional, usando datos isotópicos de Rb-Sr, Sm-Nd, o U-Pb, varían entre 1.1 – 19.0 mm/Ma; siendo la mayoría estimadas en 1.0 mm/Ma.

4.7 Metamorfismo

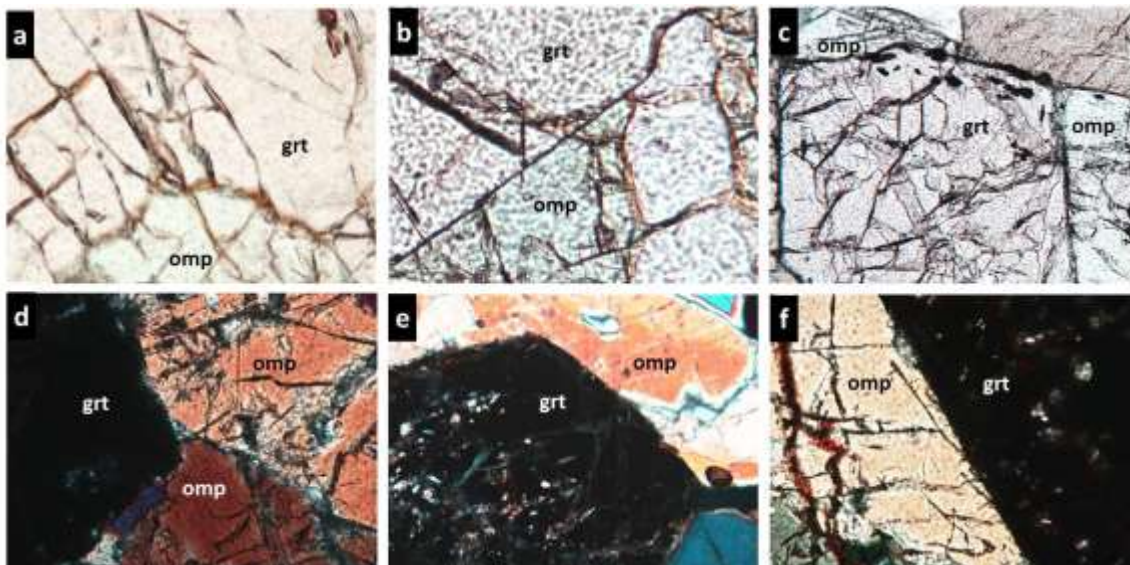
4.7.1 Metamorfismo Prógrado – Metamorfismo de Canal

Una definición clásica de la facies eclogita es la zona de estabilización del ensamble onfacita+granate libre de plagioclasa y con la posible presencia de rutilo, cuarzo, cianita, y fengita. Este concepto es aceptado por la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas (SCMR) del IUGS. La transición desde la facies esquistos azules es difícil de precisar, considerando que el par diagnóstico de la facies eclogita también está presente en la facies de los esquistos azules Spear (1993).

Para las rocas de alta presión objeto de la presente investigación es importante destacar que ni en las eclogitas retrogradadas se observó presencia de anfíbol sódico, ni en los esquistos azules se observó presencia de clinopiroxeno tipo onfacita.

Las eclogitas, debieron completar su etapa de equilibrio en un pico P-T en el cual se estabilizó su principal ensamble onfacita -granate (Figura 4-69), en donde se observan estas dos fases minerales diagnóstico en contacto neto de bordes lisos, sin desarrollo de fases intergranulares.

Figura 4-69: Contacto neto del ensamble onfacita+granate, diagnóstico de la facies eclogita.

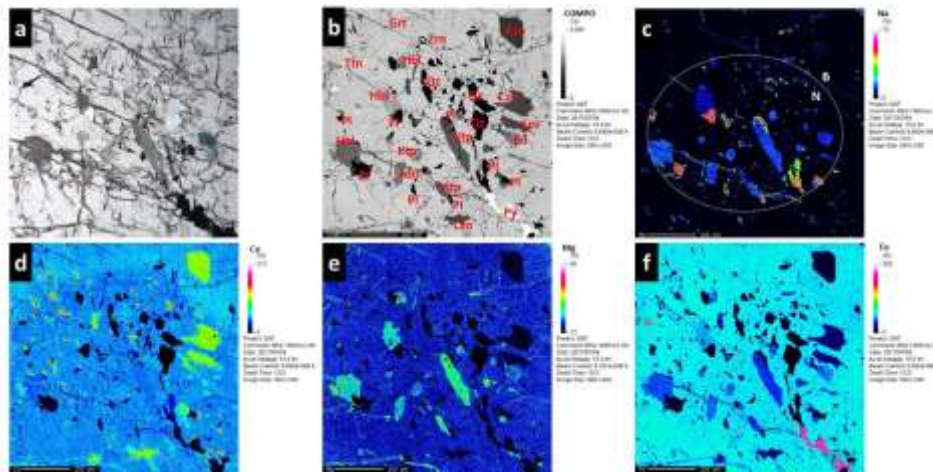


La transición prógrada para rocas ígneas básicas de afinidad toleítica sucede en dos etapas en un rango entre 10 y 25 kbar, el proceso ocurre hacia el límite superior del rango en las rocas más básicas y a presiones cada vez más bajas a medida que aumenta el contenido de cuarzo y la alcalinidad de la roca (Ringwood, 1975 en Spear 1993). A medida que incrementa la presión en rocas con el ensamble $Pl+Cpx+Opx\pm Ol\pm Qtz\pm Spl$ (granulitas piroxénicas) se inicia la nucleación de granate, transformando el ensamble a $Grt+Pl+Cpx+Opx\pm Qtz$ diagnóstico de granulitas granatíferas; posteriormente la plagioclasa se consume totalmente y el nuevo ensamble es $Grt+Cpx\pm Qtz$, típico de eclogitas (Spear, 1993).

La aparición del ensamble granate+onfacita depende de la relación Ca/Na y del contenido total de Na_2O , de manera que a medida que aumenta la presión, la relación Ca/Na se vuelve cada vez más pequeña y la albita se estabiliza a condiciones de alta presión. Así mismo, el ortopiroxeno desaparece a condiciones que dependen de la relación Fe/Mg, a medida que la solución sólida de granate se expanda hacia composiciones más ricas en piropero, lo cual impide la estabilidad del ortopiroxeno dentro del ensamble.

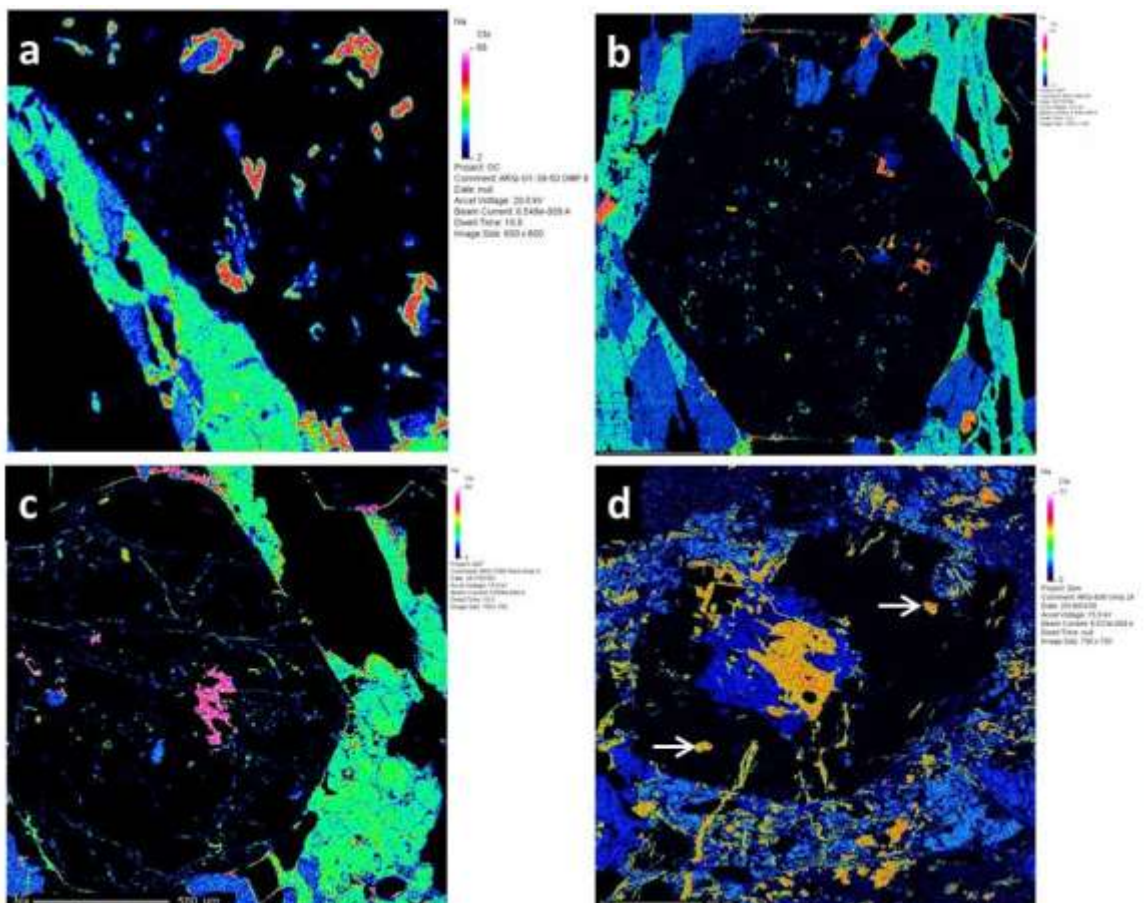
A pesar de la retrogradación que sufrieron las eclogitas por descompresión e hidratación, acompañadas de enfriamiento durante la etapa de exhumación y emplazamiento a niveles corticales someros, es posible identificar a nivel de inclusiones relícticas, principalmente en granate prógrado y onfacita, rasgos texturales característicos de los ensambles originales a partir posiblemente de la evolución metamórfica prógrada desde su etapa protolítica (Figura 4-70) y (Figura 4-71). Es común encontrar inclusiones a manera de parches de composición polifásica, cuya matriz es generalmente cuarzo, plagioclasa o clinozoisita, y hospedadas en granate, (Figura 4-72 a-f) y (Figura 4-73 c, d); las cuales además no exhiben fracturamiento alguno por lo cual se pueden considerar primarias.

Figura 4-70: Núcleo de porfidoblasto de granate de la eclogita retrogradada ARQ-1000, exhibiendo numerosas inclusiones, las cuales pueden representar la mineralogía predecesora al evento metamórfico principal de alta presión



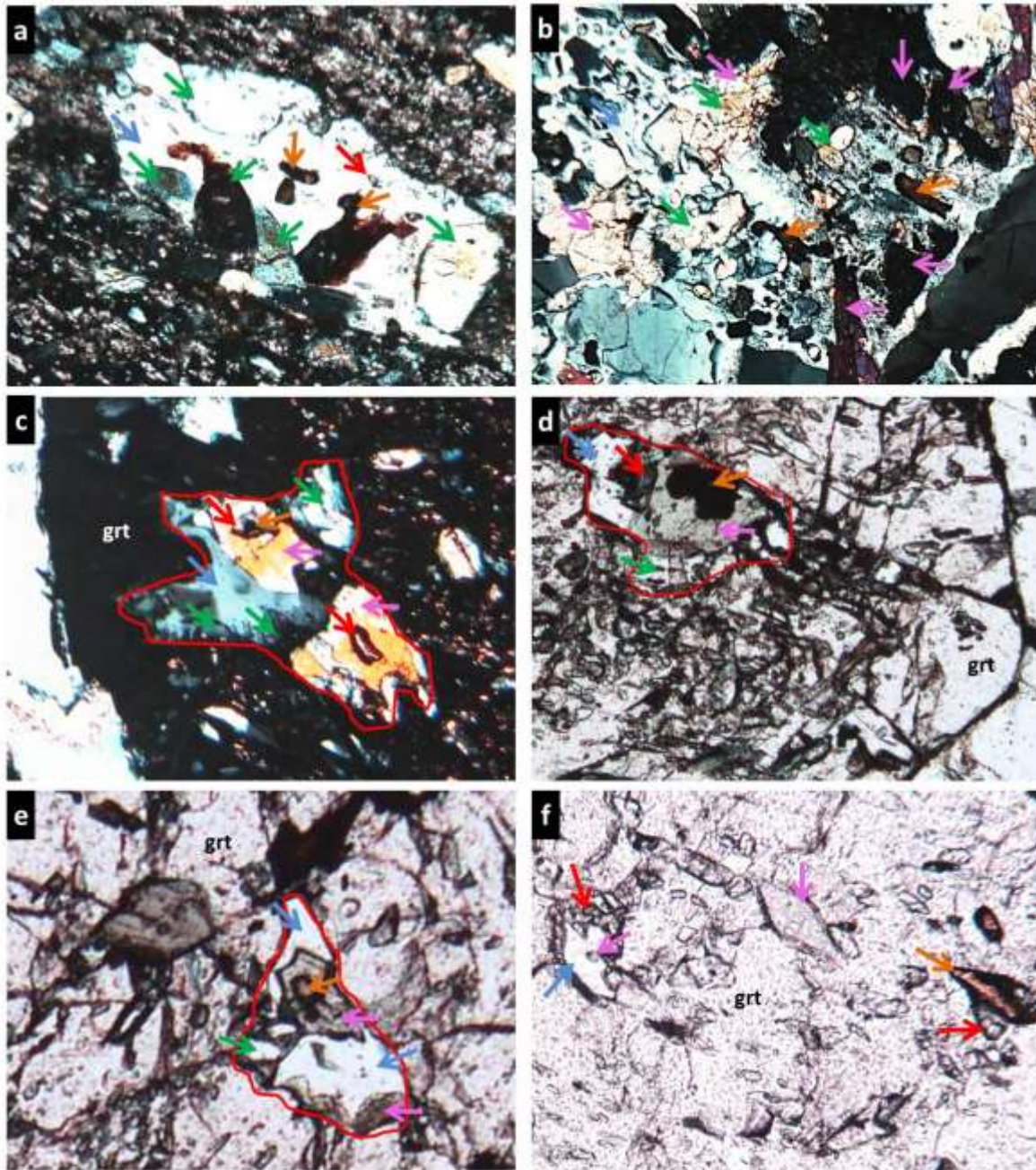
(a) Fotomicrografía en nicoles paralelos, (b) Imagen BSE, en donde se observan inclusiones de clinozoisita, circón, titanita, plagioclasa, cuarzo, pirita, edenita, katoferita, hornblenda, (c) Mapa a color para Na, de color rojo la plagioclasa tipo albita y de color verde plagioclasa tipo oligoclasa, (d) Mapa a color para Ca, de color verde clinozoisita y de color negro para cuarzo y plagioclasa, (e) Mapa a color de Mg, indicando de color verde intenso anfíbol tipo katoferita y en tono verde claro el anfíbol tipo edenita, (f) Mapa a color de Fe, de color fucsia, fases tipo pirita.

Figura 4-71: Mapas a color de distribución elemental para Na, en porfidoblastos de granate exhibiendo inclusiones relícticas de plagioclasa tipo albita a An₁₀₋₁₂ (color verde)



Las inclusiones se distribuyen principalmente en el manto y borde del granate. (a, b) inclusiones en color rojo, (c) inclusiones en color fucsia; (d) inclusiones en granate tipo atolón, en color naranja y señaladas por flechas blancas.

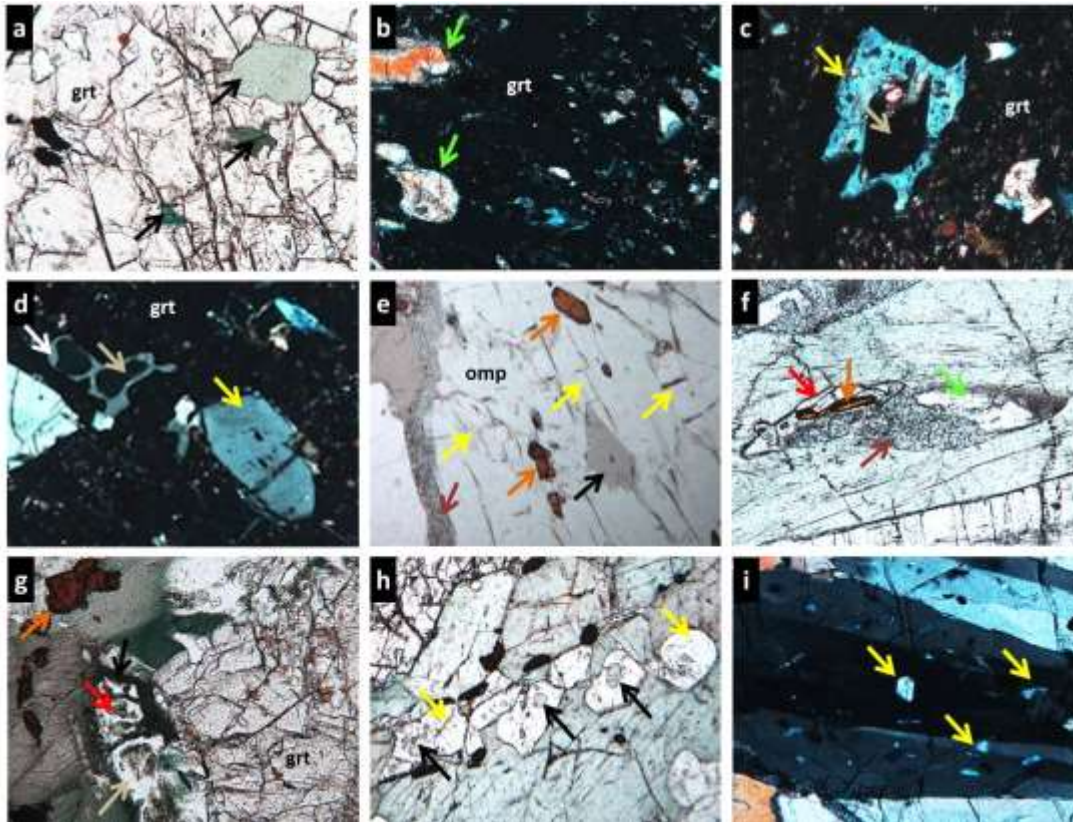
Las inclusiones observadas de plagioclasa, anfíbol, clinozoisita, rutilo, titanita y cuarzo corresponden a ensambles minerales característicos de un evento metamórfico prógrado de media presión y media-alta temperatura, típico de las facies anfíbolita y epidota-anfíbolita (etapa “pre-eclogítica”). Los anfíboles presentan una composición desde tipo sódico-cálcica (taramita-katoforita) hasta tipo cálcica (pargasita-edenita-hornblenda).

Figura 4-72: Detalle de inclusiones relícticas polifásicas, de formas irregulares

(a, c-e) Inclusión con matriz de plagioclasa, englobando rutilo, clinozoisita y titanita. La inclusión está hospedada en granate, el cual a su vez, contiene gran cantidad de inclusiones muy finas de titanita y rutilo, (b) Inclusión con matriz de plagioclasa, hospedando anfíbol, cuarzo, rutilo, clinozoisita y titanita, (f) Inclusiones individuales de anfíbol, plagioclasa con corona de titanita e inclusión de anfíbol, y rutilo con sobre-crecimiento de titanita, al interior de porfidoblasto de granate. FLECHAS: plagioclasa (azul), anfíbol (fucsia), clinozoisita (verde), rutilo (naranja), titanita (rojo).

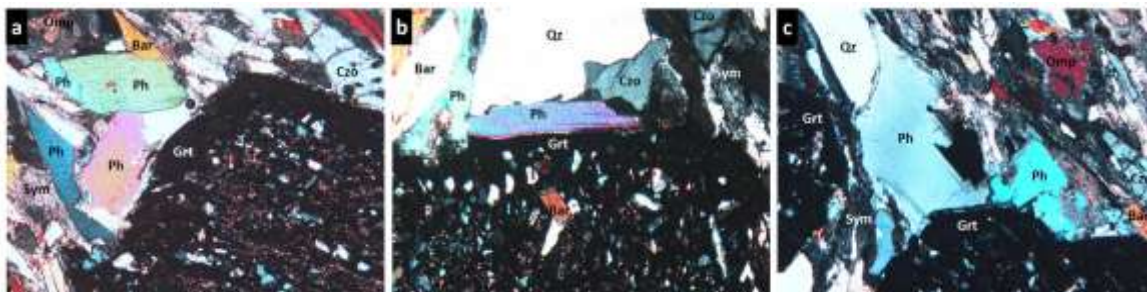
La onfacita ocurre a manera de inclusiones en la parte media y externa de granate prógrado (Figura 4-73 b) y su nucleación dentro del granate se asocia con un cambio abrupto en el patrón de las inclusiones, desde un núcleo-manto muy rico a un borde casi libre de ellas, acompañado de un incremento en el contenido de Prp y un decrecimiento en el contenido de Sps-Alm-Grs, cambios que marcan la transición de la facies anfíbolita a la facies eclogita. El desarrollo del clinopiroxeno, tanto en las inclusiones como la onfacita nucleada en la matriz de la roca, con un contenido jadeítico promedio $Jd_{38}Ac_1Aug_{61}$ se asocian a la etapa sin-eclogítica, en la que se ensamblan junto a rutilo, clinozoisita, cuarzo y anfíbol. En el análisis del metamorfismo prógrado usando modelamiento termobarométrico para las etapas pre- y sin-eclogítica se reconoce el ensamble diagnóstico $Brs+Omp+Grt+Czo+Ph+Rt$. Note que las inclusiones de anfíbol en onfacita corresponden a composiciones variadas de tipo taramita, barroisita, y edenita, estas composiciones se presume pueden corresponder igualmente a la etapa pre-eclogítica (Figura 4-73 e). Otra paragénesis prógrada característica para las eclogitas retrogradadas es granate+fengita acompañadas de onfacita+rutilo+cuarzo+barroisita+clinozoisita (Figura 4-74).

Figura 4-73: Inclusiones relictas consideradas evidencias microtexturales de la evolución eclogítica de las rocas de alta presión del Complejo Arquía.



(a) Inclusiones de anfíbol en granate; pargasita (sup.), katoforita (med.), taramita (inf), (b) Inclusiones de onfacita en granate, (c) Inclusión en granate de clinozoisita hospedando plagioclasa, anfíbol y titanita, (d) Inclusión de plagioclasa bordeada por cuarzo, al interior de granate, (e) Inclusiones de anfíbol tipo edenita, clinozoisita y rutilo en onfacita, (f) Inclusión de onfacita bordeada por colonia de simplectitas y rutilo con avanzado reemplazamiento coronítico de titanita, todo dentro de anfíbol porfidoblástico, (g) Inclusiones en reemplazamiento simplectítico por breakdown de granate, (h) Inclusiones de anfíbol en clinozoisita, (i) Inclusiones de clinozoisita en porfidoblastos de clinozoisita.

Figura 4-74: Ensamble prógrado granate+fengita+cuarzo



(a-c) Ensamble prógrado granate+fengita+cuarzo, caracterizado por contacto neto de bordes lisos.

En las metabasitas se han identificado tres ensambles paragenéticos; el primer ensamble Chl+Pl (Ab)+Act+Qz+Ep+Czo+Ttn (Figura 4-75 a-c) es característico de la facies esquistos verdes y es derivado de la reacción:

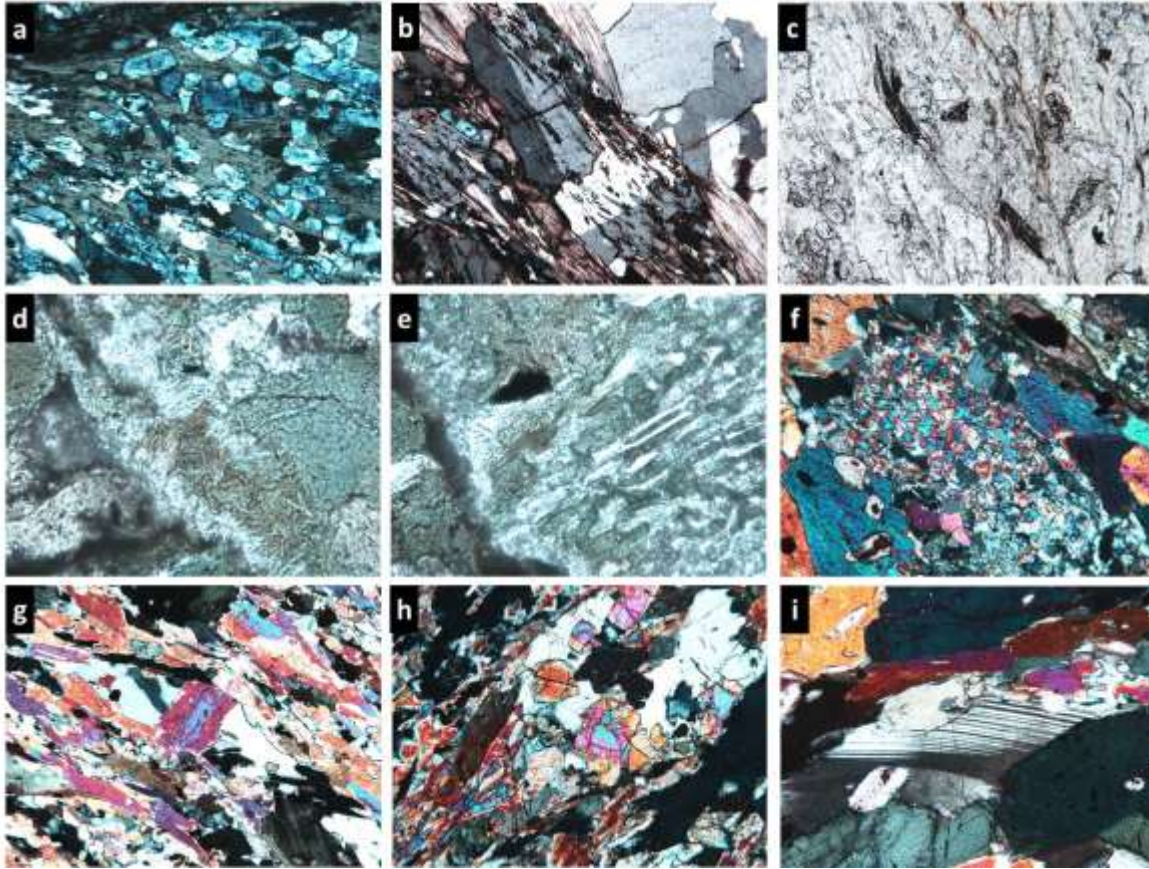


La reacción 1 según Spear (1993) permite la nucleación inicial de anfíbol (Act) y se asocia a la sustitución Fe-Mg desde temperaturas bajas a intermedias.

El segundo ensamble identificado plenamente es Hbl+Pl+Ep+Qz, que se rige por las reacciones “Chl-out” y “Ep-out”. A presiones intermedias desaparece primero la clorita y a presiones altas desaparece primero la epidota (Pl+Qz+Chl±Act±Hbl), las dos reacciones indican la estabilidad de la roca dentro del campo de la facies epidota-anfibolita (Figura 4-75 d-h).

El tercer ensamble reconocido es Hbl+Pl+Qz, el cual marca la estabilidad de la roca bajo condiciones de facies anfibolita, a P-T° superiores a los dos rangos anteriormente descritos (Figura 4-75 i); en esta facies el anfíbol deja de ser actinolítico y cambia a tipo hornblenda-barroisita y la plagioclasa pasa de albita a oligoclasa (An₁ – An₁₇).

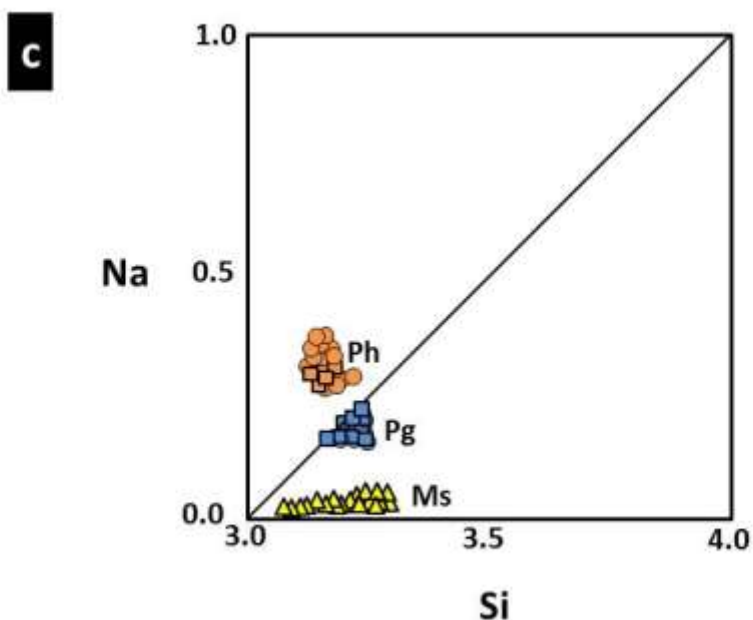
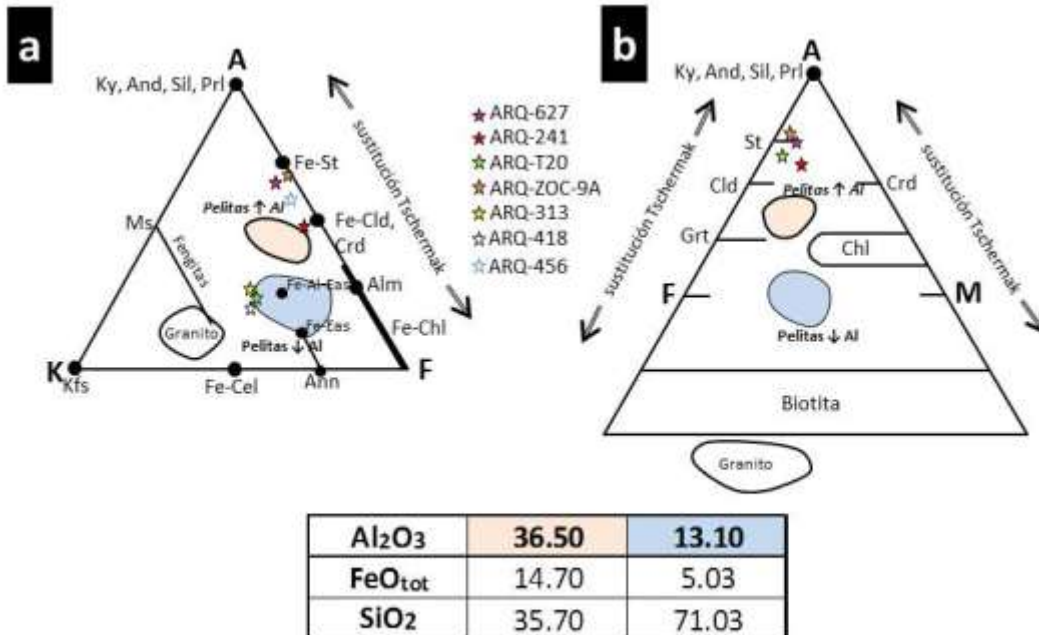
Figura 4-75: Evolución de los ensamblajes característicos de las metabasitas, y sus facies asociadas;



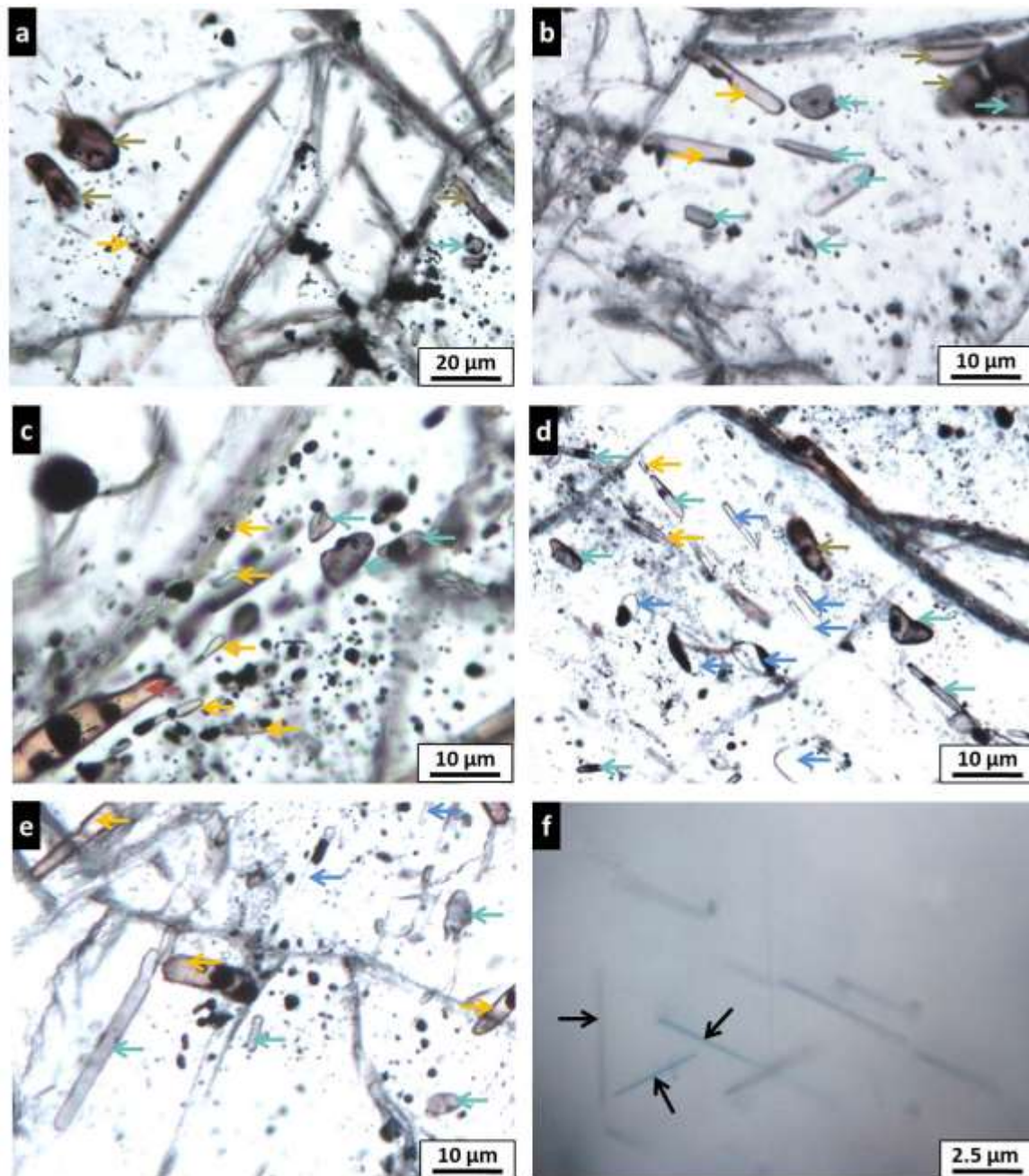
(a-c) Facies esquistos verdes, (d-h) Facies epidota-anfibolita, (i) Facies anfibolita.

En las metapelitas se distinguen dos grupos claramente diferenciables, las ricas y las pobres en Al (Figura 4-76 a, b). En el núcleo y manto de los granates de las pelitas ricas en Al se identificaron petrográficamente inclusiones relícticas de cloritoide, biotita y estauroлита, además de rutilo, cuarzo y posiblemente mica blanca (Figura 4-77 a-e); además se observan agujas de exsolución de ilmenita a partir de rutilo (Figura 4-77 f). En estas pelitas hay tres composiciones diferentes de mica blanca: fengita, paragonita y moscovita (Al vs. Si según Cao et al., 2018; Figura 4-76 c).

Figura 4-76: Diagramas AKF (a) y AFM (b)



Diagramas AKF (a) y AFM (b) mostrando la ubicación de algunas fases minerales comunes de esquistos pelíticos. Las áreas sombreadas indican rangos de composición para pelitas rocas en aluminio. Se muestran rangos de pelitas pobres en aluminio (área celeste), pelitas ricas en aluminio (área rosada) y rocas tipo granito (Spear, 1993). (c) Clasificación para micas blancas según Al vs. Si, según (Cao et al. 2018).

Figura 4-77: Detalle de inclusiones relícticas

(a-e) Detalle de inclusiones relícticas en núcleo y manto de granate, (f) disposición 3D para agujas de exsolución de ilmenita a partir posiblemente de rutilo para metapelitas. Muestra ARQ-ZOC-9A. Flechas color ocre: Bt; Flechas color naranja: St; Flechas color verde: Cld; Flechas color rojo: Rt; Flechas color azul: Qz, Ms; Flechas color negro: Ilm.

La presencia de cloritoide en la etapa predecesora a la nucleación y crecimiento de cianita y granate puede estar representada en la reacción:

Fe-clorita+pirofillita =Fe-cloritoide+cuarzo+H₂O (2).

Para las pelitas con bajo contenido de Al la biotita nuclea mediante la reacción:

Clorita+k-feldespato=moscovita+biotita+cuarzo+H₂O (2).

La siguiente reacción que precede la nucleación de granate es Pirofillita = cianita + cuarzo + H₂O (4).

Teniendo claro que para pelitas ricas en Al el orden de aparición de los minerales índice es diferente en comparación a una secuencia Barrow típica. De esta manera, los ensambles en este momento de P-T para las pelitas ricas y pobres en Al son respectivamente: cloritoide+clorita+cianita+cuarzo+moscovita y clorita+biotita+cuarzo+moscovita. La presencia de estaurólita se restringe a composiciones muy ricas en Fe y no es de fácil ocurrencia la reacción:

Cloritoide+cianita=estaurólita+clorita+H₂O (5).

El ensamble granate+biotita+clorita+moscovita+cuarzo y la estabilidad del par granate+clorita está asociada al contenido de MnO y CaO involucrado en el sistema, de manera que para altos contenidos el granate aparecerá a partir de menos de 450°C y para bajos contenidos a menos de 500°C, siendo además común encontrar pelitas con granate (ARQ-456, ARQ-ZOC-9A, ARQ-549, ARQ-607, ARQ-627) y sin granate (ARQ-241, ARQ-313, ARQ-418).

En la Figura 4-78 se presenta una comparación en el comportamiento de la X_{Fe} para granate del par Grt+Bt observado en diferentes ensambles pelíticos y los valores obtenidos para la pelita ARQ-ZOC 9A en granates zonados y sin zonación; en la Figura se aprecia el descenso de la X_{Fe} durante su nucleación y desarrollo. En el granate sin zonación la variación de núcleo-manto-borde es de 0.85-0.78-0.76 respectivamente, para el granate zonado la relación varía de 0.92-0.89-0.75 y para el granate sigmoidal 0.88-0.80-0.76.

El par Grt+Chl es estable a P-T intermedias y está limitado por las reacciones que producen y consumen granate respectivamente:

Cloritoide+biotita+H₂O=granate+clorita (6).

Granate+clorita=estaurolita+biotita+H₂O (7).

Es evidente que para los campos granate+biotita+clorita y granate+biotita+cloritoide los contornos de X_{Fe} son bastante verticales e independientes de la presión, pero en cada reacción univariante la pendiente cambia debido a que en cada equilibrio o ensamble la relación controla las composiciones. En contraste, los contornos X_{Fe} en los campos granate+biotita+estaurolita y granate+biotita+cianita exhiben pendientes negativas, y se hacen dependientes de la presión, y el campo de estabilidad granate+biotita+sillimanita+muscovita presenta contornos planos, sin pendiente.

Según Spear (1993) esos cambios se asocian a la cantidad de agua liberada por cada reacción, de lo cual es función directa la entropía de la reacción; una reacción que libera gran cantidad de H₂O es la siguiente:

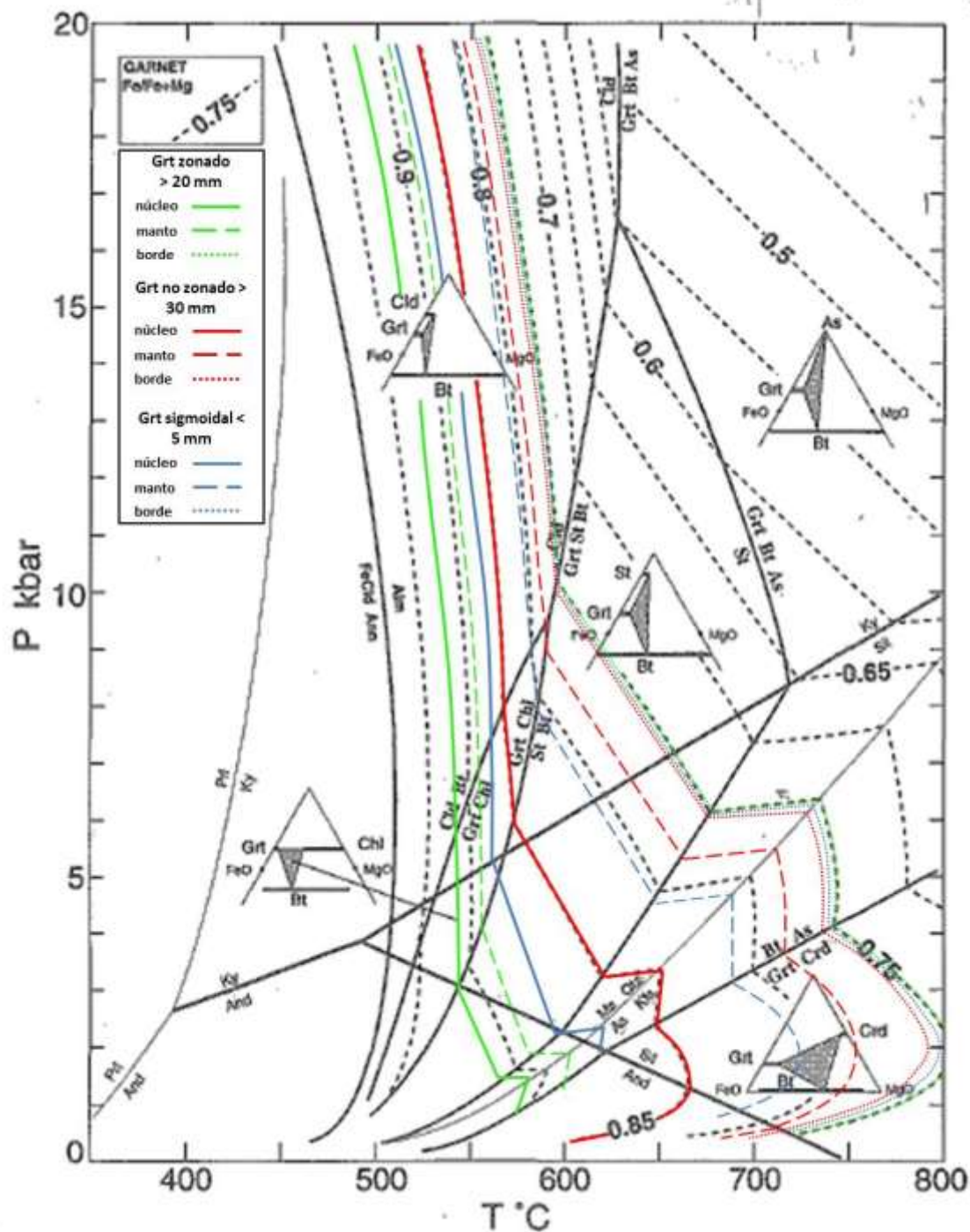
Fe-clorita+cuarzo+muscovita=almandino+anita+H₂O (8)

Y una reacción prácticamente anhidra es la siguiente:

Esturolita+biotita=granate+muscovita+H₂O (9).

Las reacciones que producen Al₂SiO₅ son de este último tipo, y la entropía está controlada por el ΔS de las fases sólidas, y por tanto las pendientes son variables, desde negativas para el campo de la cianita hasta planas para los campos de la andalucita y la sillimanita.

Figura 4-78: Diagrama P-T° para el sistema KFMASH mostrando comparativamente el comportamiento de X_{Fe} para el par Grt+Bt en rocas pelíticas con diferentes ensambles y los granates de la pelita ARQ-ZOC-9A.

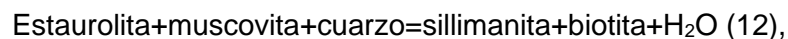


Acorde a las observaciones petrográficas y al diagrama de fase modelado para la pelita ARQ-ZOC-9A, la paragénesis estabilizada es Grt+Ky+Ilm+Ms+Pg. Se identifican dos

generaciones de cianita, una primera (Ky I) hace parte de la matriz tiene bordes corroídos y se presenta como inclusiones inequigranulares en todos los sectores del granate (Figuras 4-79 a y b) y una segunda (Ky II) de carácter porfiroblástico en la matriz de la roca. En la etapa final, la Ky I se descompone totalmente y se observa como pequeños fragmentos de carácter relíctico englobados en una matriz de mica blanca tipo paragonita y fengita (Figura 4-79 c).

Para las tres variedades de mica blanca vale la pena resaltar que la variedad paragonita ocurre a manera de inclusiones en cianita y granate (Figura 4-79 d) y como parte de la matriz de la roca (segunda generación, Figura 4-79 e), la variedad fengita ocurre en la matriz de la roca y tiene carácter inequigranular (Figura 4-79 f), y finalmente la mica blanca corresponde a mica tipo muscovita que ocurre como agregados micáceos de grano fino, asociada junto a biotita, y principalmente en pelitas bajas en aluminio (Figura 4-79 g).

La nucleación de sillimanita según Zhao y Cawood (1999) se puede dar a partir de reacciones como:



Además de la transformación polimórfica vía reacción sólido-sólido:



Esta última reacción se descarta debido a que acorde al diagrama de fase modelado la primera generación de cianita (Ky I) ocurre a partir de los 4 kbars aproximadamente, y la cianita de segunda generación (Ky II) reaparece en la pelita a presiones superiores a los 6.5 kbars. Si la transformación polimórfica hubiese ocurrido, por debajo de los 6.5 kbars,

no se observaría zona de la cianita y todo el polimorfo sería sillimanita, de lo que se concluye que la reacción que facilita la nucleación de la sillimanita fibrolítica asociada a biotita (Figura 4-79 i), es la reacción 11.

Se identificó además la nucleación de cordierita asociada a granate+fibrolita (Figura 4-79 j) que podría estar relacionada a un evento con un incremento importante de T. Además, la asociación cordierita+granate+sillimanita es considerada como índice de metamorfismo de alto grado en pelitas bajo la facies anfibolita superior. Según Spear (1993) para que la cordierita alcance estabilidad junto a la muscovita debe darse una disminución en la presión y la ocurrencia de la reacción

$$\text{Flogopita+sillimanita}=\text{Mg-cordierita+muscovita} \quad (15).$$

En las rocas de estudio no se observó feldespato potásico, lo cual indica que el descenso en la presión no fue lo suficiente para que ocurriera la reacción

$$\text{Flogopita+muscovita}=\text{Mg-cordierita+feldespato potásico}+\text{H}_2\text{O} \quad (16).$$

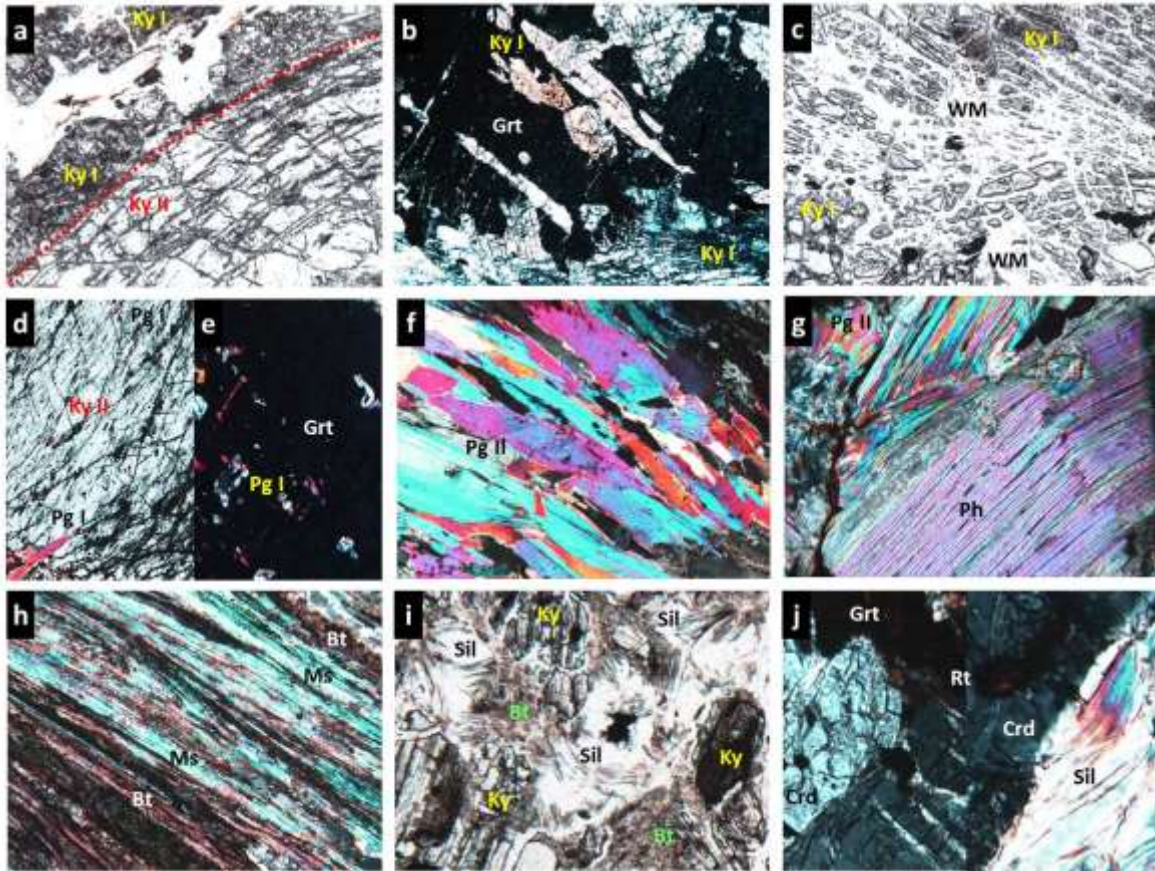
Esta reacción probablemente contribuyó a la descomposición de la muscovita.

La paragénesis biotita+sillimanita+granate+cordierita identificada en las pelitas puede ser producto de la reacción

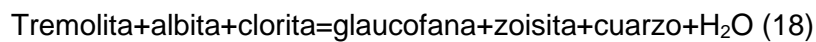
$$\text{Biotita+sillimanita}=\text{granate+cordierita}+\text{H}_2\text{O} \quad (17).$$

A partir del cual se presumen dos explicaciones tentativas: la presencia de componentes no considerados en el sistema KFMASH (por ejemplo Mn) y la ausencia de H₂O como fase pura, haciendo a la reacción divariante, a cambio de univariante.

Figura 4-79: Relaciones texturales de mica blanca, cianita, granate, biotita, sillimanita y cordierita en metapelitas



La facies de los esquistos azules se encuentra diferenciada de la facies esquistos verdes por las reacciones (Bucher y Frey, 1994):



Con estas reacciones, los ensambles de bajo grado para rocas máficas tipo basalto consistentes en clorita+albita+actinolita son consumidos y reemplazados en la medida que las rocas experimentan alta presión por ensambles con glaucofana. En el anfíbol sódico se observan inclusiones de las fases minerales presentes en la etapa predecesora de alta presión (lawsonita, clinozoisita, clorita, anfíbol cálcico, albita, Figura 4-80 a-e). El nuevo ensamble es diagnóstico para la facies esquistos azules por la presencia de anfíbol sódico (glaucofana+epidota+paragonita, Figura 4-80 f); este anfíbol sódico es tipo

Mg-riebeckita y está acompañado de una mica blanca tipo fengita.

Un proceso normal en zonas de subducción es la deshidratación de fases minerales presentes en la corteza oceánica que fue alterada por el agua de mar, la deshidratación se intensifica en la transición de la facies esquistos azules a la facies eclogita donde se generan minerales anhidros en mayor volumen, con importante liberación de agua (Evans ,1990; Peacock, 1993; Gao y Klemd, 2001). Las dos reacciones prógradas que nuclean granate dentro de esta facies son

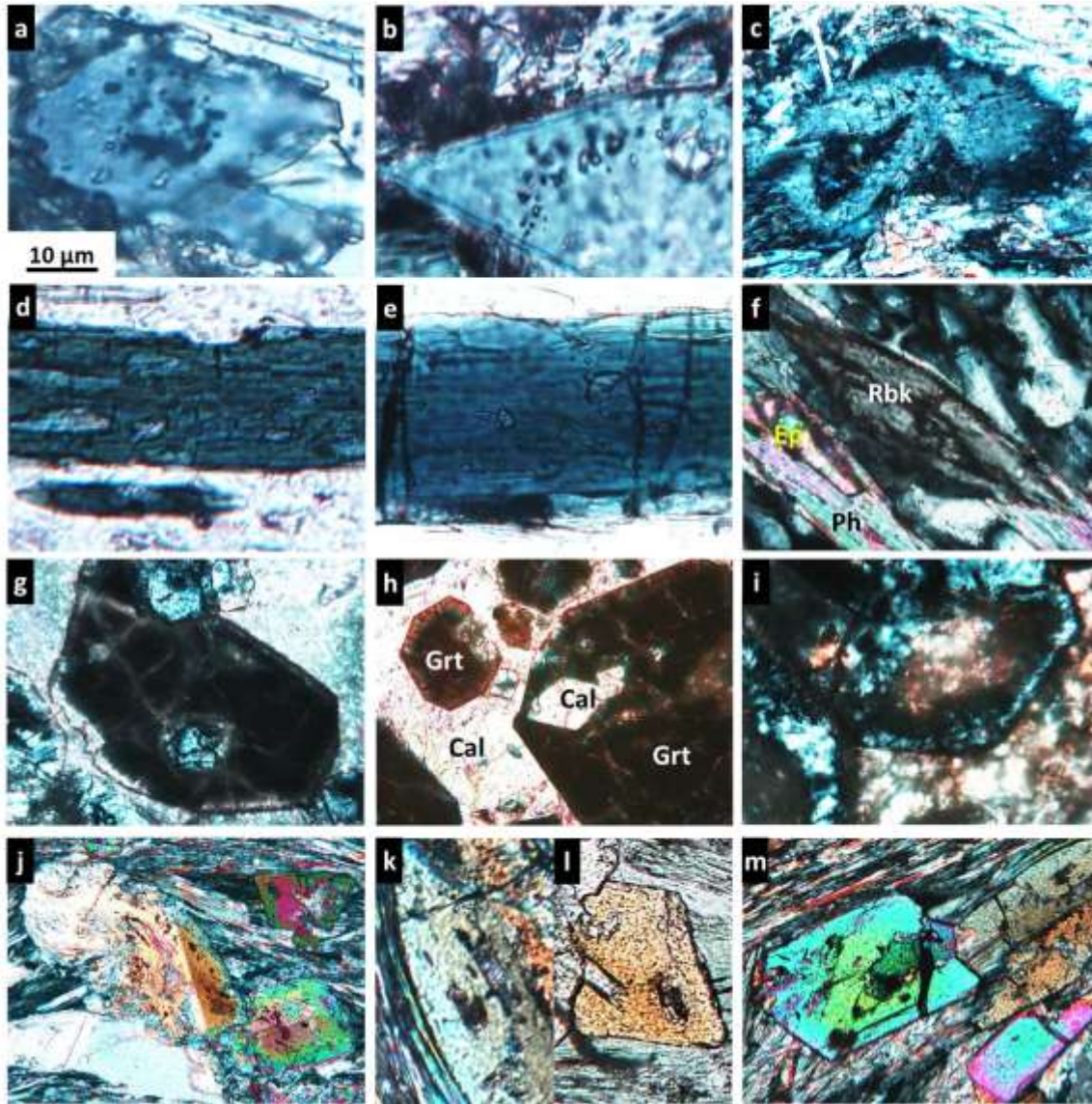


El granate más andradítico exhibe inclusiones de granate grosulárico y de calcita (Figura 4-80 g, h) y el granate grosulárico exhibe inclusiones de epidota (Figura 4-80 i). La epidota es porfiroblástica, idioblástica y abunda asociada a la fengita, presenta además inclusiones relícticas de tremolita y probable lawsonita (Figura 4-80 j-m).

El mármol observado presenta el ensamble calcita+fengita+actinolita, es un mármol de alta presión tipo mármol de aragonito que nucleó probablemente el carbonato cálcico mediante la reacción polimórfica prógrada



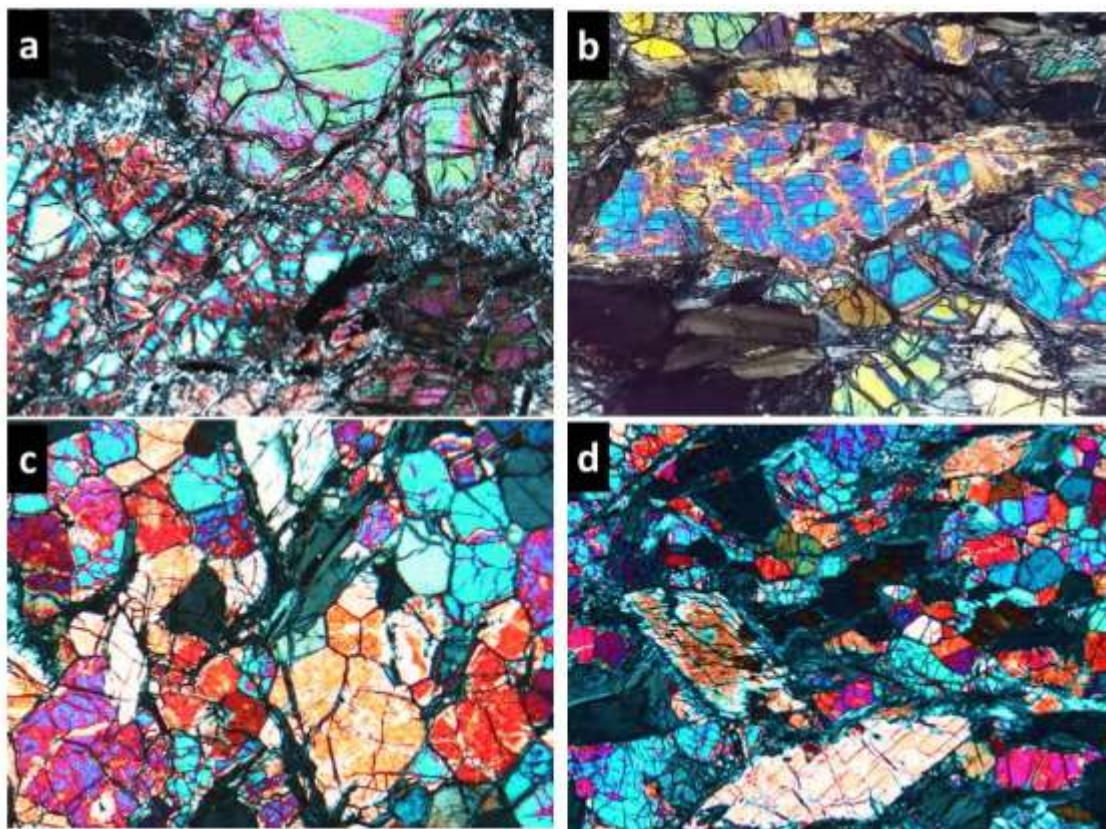
Figura 4-80: Relaciones texturales de riebeckita, epidota, fengita, calcita y granate en esquistos y neises de alta presión



Las rocas ultramáficas aflorantes en el área de estudio consisten predominantemente de roca dunitica y localmente hazburgítica; los rasgos de campo y petrográficos y las características geoquímicas indican que son fragmentos de cuña del manto hidratado. La muestra ARQ-584 exhibe a manera de parches relictos de la composición original de la peridotita, la cual consiste en olivino Fo_{95} y cromita (espinela crómica). El olivino primario mantélico con textura granular y fracturamiento irregular característico (Figura 4-81 a) y fue metaestable y resistente a procesos de hidratación producto de una cinética de difusión lenta a temperatura moderada (García, 2020). A medida que la roca experimentó

metamorfismo prógrado se hizo estable el ensamble olivino metamórfico neoformado+tremolita (Figura 4-81 b) que se transformó en un agregado equigranular de textura en mosaicos poligonales con contactos intergranulares de punto triple (Figura 4-81 c). Las observaciones petrográficas evidencian un metamorfismo prógrado acompañado de recristalización y generación de un olivino Fo₉₀ metamórfico temprano (meta-dunita) que en algunos casos fue tectonizado (elongado) hasta otorgar foliación a la roca (Figura 4-81 d). Adicionalmente se observa la transformación de tremolita a clinopiroxeno diopsídico, la cual comienza a desarrollarse en los bordes de los blastos de tremolita (Figura 4-81 b).

Figura 4-81: Evolución textural de dunita relíctica a meta-peridotita.



(a) Olivino relíctico inalterado, de alta T°; (b) Paragénesis tremolita+olivino temprano; (c) Mosaico poligonal de olivino metamórfico; (d) Meta-dunita foliada, que conserva el ensamble olivino tardío+tremolita.

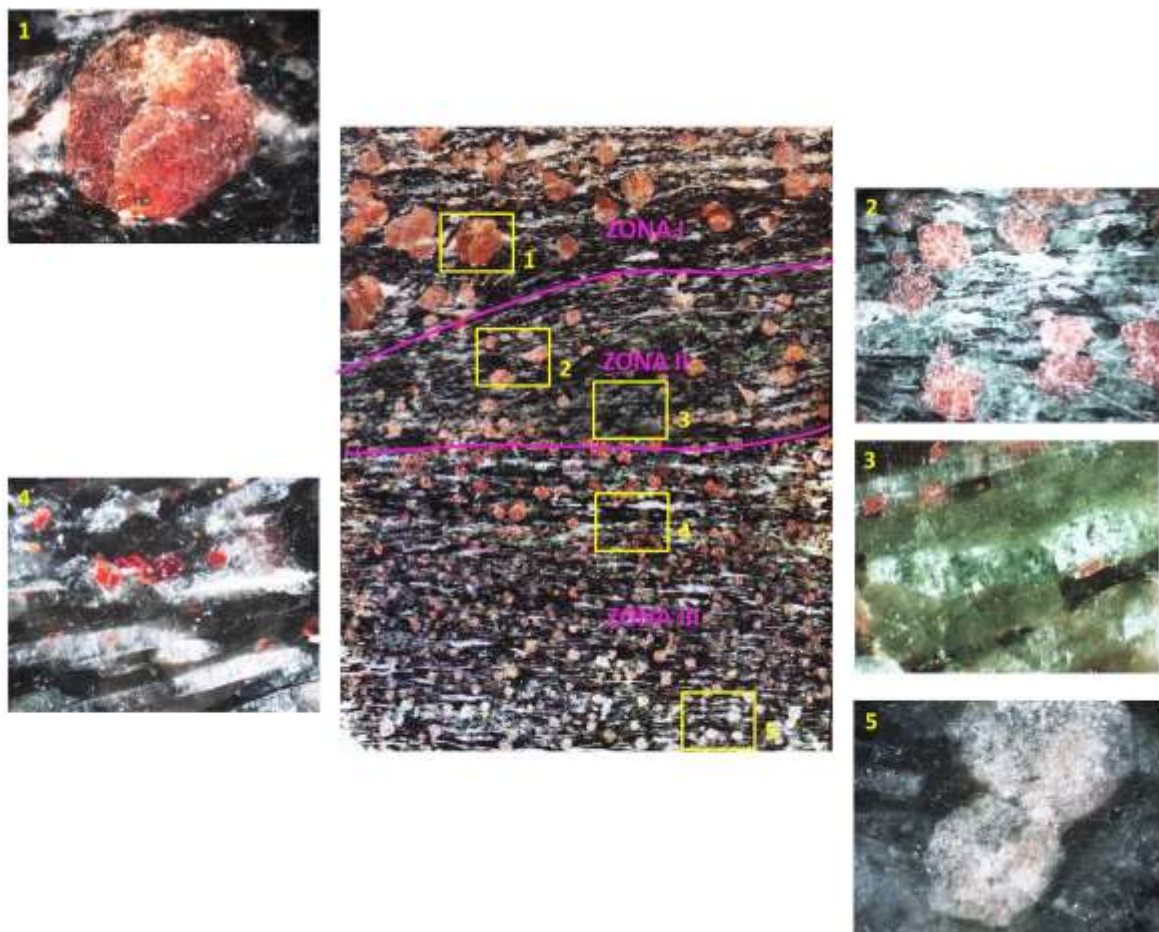
El talco puede considerarse producto de reemplazamiento a partir de tremolita, la cual se formó en un momento de temperatura moderada a alta, situación congruente con la estabilidad del talco por encima de los 600°C (Blanco, 2010).

Las diferentes etapas de evolución de las rocas ultrabásicas metamorfoseadas en el área de estudio pueden sintetizarse con base en los ensambles minerales así: Ol+Opx+Tr (observado muy localmente) > Ol+Tr+Tlc > Ol+Tr+Cpx+Brc+Chl > Atg/Lz+Chl > Mgs; y simplificando aún más, se podría hablar de un evento inicial de media-bajo a alta T° y un evento posterior de serpentización de amplia distribución.

4.7.2 Metamorfismo retrógrado – metamorfismo sobreimpuesto

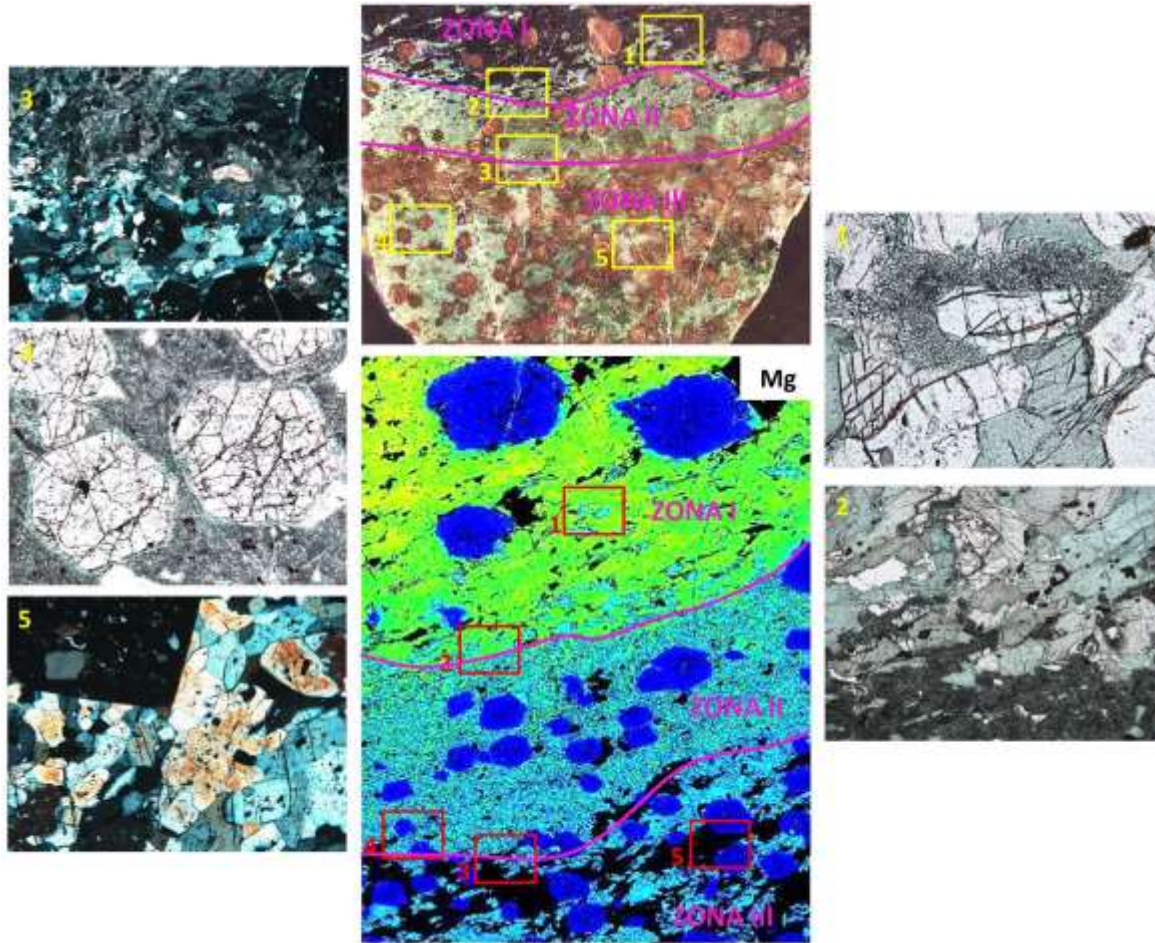
En la Figura 4-82 se ilustra una sección pulida de 10 x 5 cm de una eclogita retrogradada en la cual se observa una disminución de tamaño de porfiroblastos de granate y un cambio de color desde la parte superior a la inferior. La zona I corresponde a una anfibolita granatífera con porfiroblastos de granate de hasta 7 mm de diámetro de color rojo. La zona II representa una eclogita retrogradada, con presencia de granate de hasta 4 mm de diámetro de color rosado, en esta zona y se destacan claramente relictos de onfacita bordeados por colonias de simplectitas. La zona III corresponde a una anfibolita granatífera con epidota, los porfiroblastos de granate son de hasta 2 mm de diámetro de color blanco.

Figura 4-82: Distribución textural de granate en eclogita retrogradada, ARQ-628



En la Figura 4-83 se ilustra una integración de imágenes microscópicas a multiescala de una eclogita retrogradada en la cual se destaca una zonación química y textural. La zona I corresponde a una anfibolita granatífera en la que se observan porfiroblastos de granate de hasta 7 mm de diámetro, así como numerosos relictos de onfacita con bordes de reacción con presencia de colonias de simplectitas. La zona II representa la etapa simplectítica de la eclogita retrogradada en la que se destacan porfiroblastos de granate de hasta 4 mm de diámetro con bordes de reacción de anfíbol tipo pargasita; estas texturas de reacción son a su vez englobadas por colonias de simplectitas que constituyen la matriz. La zona III corresponde a una clinozoisitita granatífera en la cual se presenta porfiroblastos de granate de hasta 3 mm de diámetro en paragénesis con clinozoisita que constituye la mayor parte de la matriz.

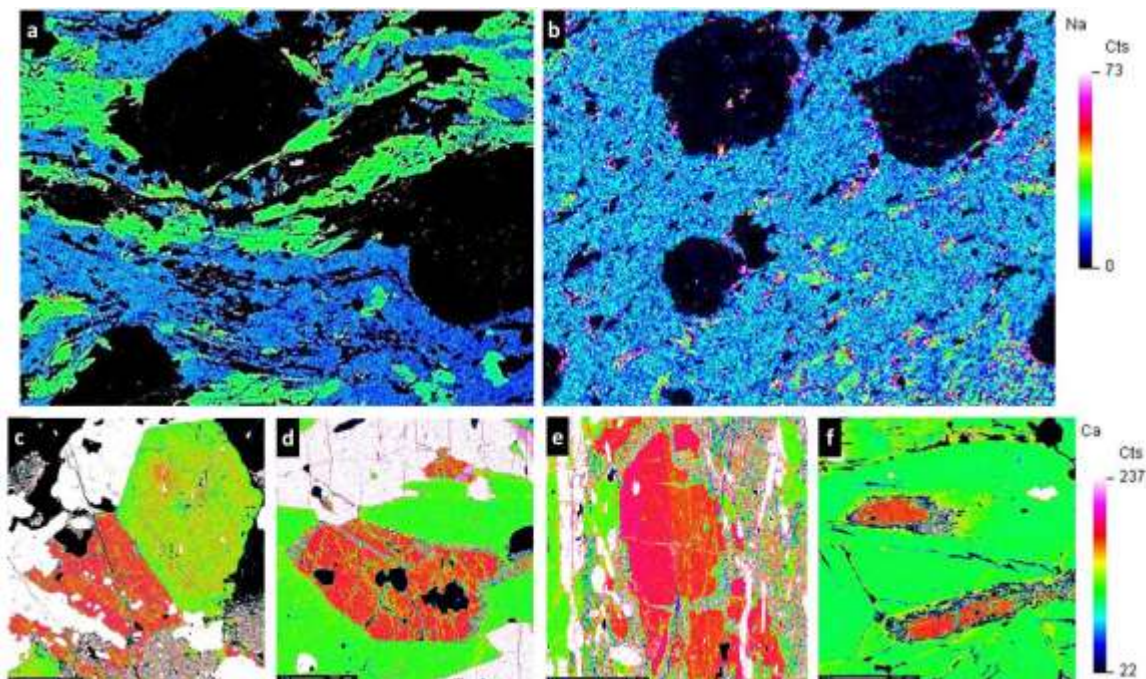
Figura 4-83: Desarrollo de bandas de reacción (zonas I, II y III) en eclogita retrogradada (ARQ-500)



Las Figuras 4-84 a, b ilustran mapas de distribución elemental para Na que corresponden a las eclogitas retrogradadas en menor y mayor proporción, respectivamente. En la eclogita retrogradada mejor preservada se observan porfiroblastos de granate (en negro) asociados a onfacita (en verde) y anfíbol tipo Mg-katoforita (en azul). En la matriz también ocurren clinozoisita y cuarzo, los cuales también son de color negro. La Figura 4-84 c ilustra la paragénesis granate-onfacita como lo refleja el contacto neto existente entre estas dos fases minerales. La Figura 4-84 d muestra un porfiroblasto de onfacita con borde de reacción (colonias de simplectita) e inclusiones de cuarzo (en negro). La onfacita está a su vez rodeada por anfíbol (en verde) y clinozoisita (en blanco). Un porfiroblasto de onfacita maclada es ilustrado en la Figura 4-84 d. Nótese el borde de reacción desarrollado alrededor de este, así como la presencia de anfíbol (en verde) y clinozoisita (en blanco) en la matriz. La Figura 4-84 f ilustra relictos de onfacita (en rojo) con bordes simplectíticos, clinozoisita (en blanco) y cuarzo (en negro) incluidos en anfíbol

(en verde).

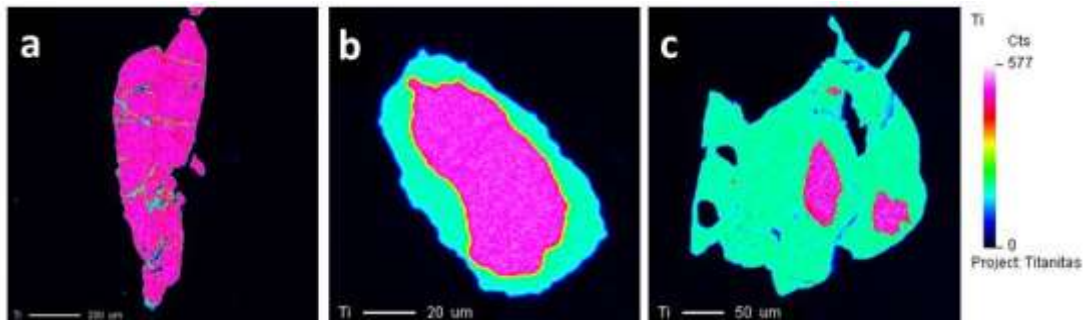
Figura 4-84: Mapas a color



(a)-(b) Eclogitas retrogradadas (ARQ-214 y ARQ-500), (c)-(f) Ocurrencia de onfacita en estas rocas.

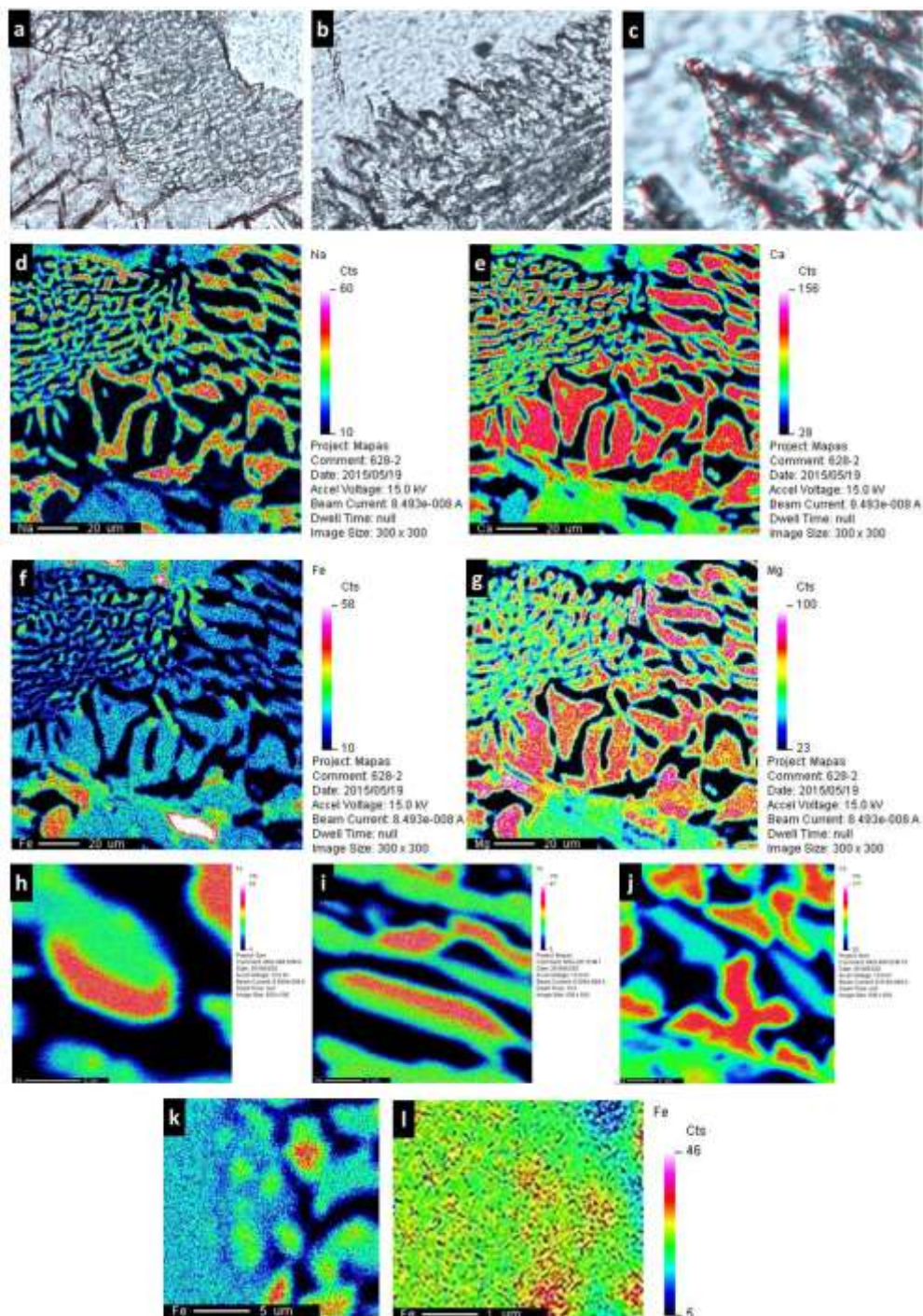
En la Figura 4-85 se ilustran mapas de distribución elemental para Ti en los que se destaca la ocurrencia de rutilo en una eclogita retrogradada. La Figura 4-85 a representa un rutilo con incipiente alteración a titanita a largo de fracturas y bordes. La Figura 4-85 b muestra un borde típico de reacción de agregados de titanita alrededor de rutilo. La Figura 4-85 c muestra relictos de rutilo en agregados de titanita. Estas texturas de reacción reflejan la ocurrencia de una etapa de descompresión de las eclogitas tal como lo sugieren algunos autores (Drucker, 2011; Smith et al., 1999; Lucassen et al., 2012; Angiboust et al., 2017).

Figura 4-85: Mapas a color de rutilo en eclogitas retrogradadas (ARQ-628, ARQ-311 y ARQ-498), mostrando diferentes estados de transformación a titanita.



La Figura 4-86 a muestra una textura simplectítica típica con carácter lamelar-globular de reacción (Passchier y Trouw, 1996) en la cual colonias de simplectitas bordean onfacita asociada a anfíbol neoformado en una eclogita retrogradada. La Figura 4-86 b es un detalle de la Figura 4-86 a en la que se observan dos variedades de colonias de simplectitas: hacia la parte proximal son de grano fino y estructura lamelar y hacia la parte distal son de grano grueso y estructura globular. La Figura 4-86 c es un detalle de la Figura 4-86 b donde se muestra la simplectita globular en la cual en su parte más distal presenta un halo muy brillante de la zona de reacción por hidratación en la cual se nuclea el anfíbol y la plagioclasa.

Figura 4-86: Rasgos



Rasgos (a)-(c) texturales y (d)-(l) químicos de las simplectitas, de acuerdo a mapas elementales a color; (d) color rojo: plagioclasa tipo albita, (e) color rojo: clinopiroxeno, color verde: anfíbol, (f) color verde: anfíbol neoforado, color azul: clinopiroxeno, (g) color fucsia: anfíbol, color rojo: clinopiroxeno, (h-i) color rojo: anfíbol neoforado, color verde: clinopiroxeno, (j-l) color rojo: clinopiroxeno, color celeste: anfíbol neoforado.

Otros detalles clásicos e importantes como texturas de retrogradación se aprecian en los mapas de distribución elemental para Na, Ca, Fe y Mg (Figura 4-86 d-g) revelan también la ocurrencia de tres tipos texturales de simplectitas, con presencia de simplectitas de grano fino ($< 10 \mu\text{m}$) en la esquina superior izquierda, simplectitas de grano medio ($30 \mu\text{m}$) en la esquina superior derecha, y simplectitas de grano grueso ($> 50 \mu\text{m}$) en la parte inferior. Un detalle de las colonias de simplectitas permite determinar la ocurrencia de simplectitas globulares (Figura 4-86 h), lamelares (Figura 4-86 i) y dendríticas (Figura 4-86 j). Las Figuras 4-86 k y l ilustran mapas de distribución elemental para Fe en el que se observan detalles de anfíbol neoforado (en rojo) ultra fino ($< 0.5 \mu\text{m}$), clinopiroxeno (en verde), y albita (en negro).

La historia reaccional se puede sintetizar en la descomposición de la onfacita en simplectitas de plagioclasa+clinopiroxeno bajo en Na, producto de descompresión e hidratación mediante la reacción (Elvevold et al., 2000; Mposkos, et al., 2012):

Onfacita+cuarzo=plagioclasa+clinopiroxeno (bajo en Na) (Palmeri, Chmielowski, Sandroni, Talarico y Ricci, 2009), la cual que puede considerarse una reacción discontinua de precipitación (Joanny et al., 1991).

Otra reacción común observada en las eclogitas retrogradadas es la descomposición de la onfacita en anfíboles tipo barroisita u hornblenda+plagioclasa en presencia de agua (Elvevold et al., 2000). Así mismo, cuando la transformación a simplectita involucra clinozoisita, la reacción es Onfacita+clinozoisita+ H_2O =anfíbol+plagioclasa (Endo, Wallis, Tsuboi, Aoya y Uehara, 2012), Siendo la plagioclasa de composición albítica. Es importante destacar la amplia distribución de blastos y relictos de onfacita en la matriz de las eclogitas retrogradadas así como el desarrollo de colonias de simplectitas, desarrollo que define la etapa pos-eclogítica de las rocas (Boland et al., 1983; Nakano et al., 2010).

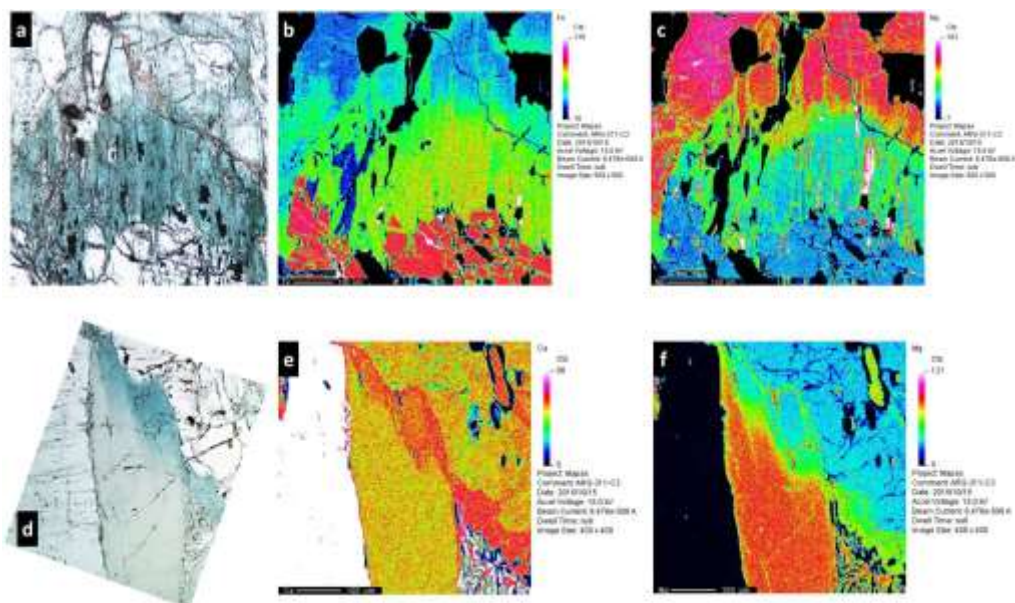
Durante la etapa de descompresión el rutilo libera Ti, el cual reacciona con el Ca libre en el sistema y se reemplaza por agregados coroníticos de titanita mediante $\text{TiO}_2+\text{SiO}_2+\text{CaO}+\text{H}_2\text{O}=\text{CaTi}(\text{SiO}_4)(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ (Zheng et al., 2003), Cambios que se asocian a menores condiciones P, T° respecto al pico bórico de la roca (Drucker, 2011).

El granate, evidencia su retrogradación, al desdoblarse en la asociación de plagioclasa+hornblenda+titanita en presencia de clinozoisita (Figura 4-87 a, b), aunque en algunos casos se observó el anfíbol variando desde edenita, color verde pardo, hasta actinolita, color verde azulado (Figura 4-87 c y Figura 4-88 a-f).

Figura 4-87: Retrogradación de granate en eclogitas



Figura 4-88: Retrogradación del anfíbol desde edenita, color verde pardo, hasta actinolita, color verde azul

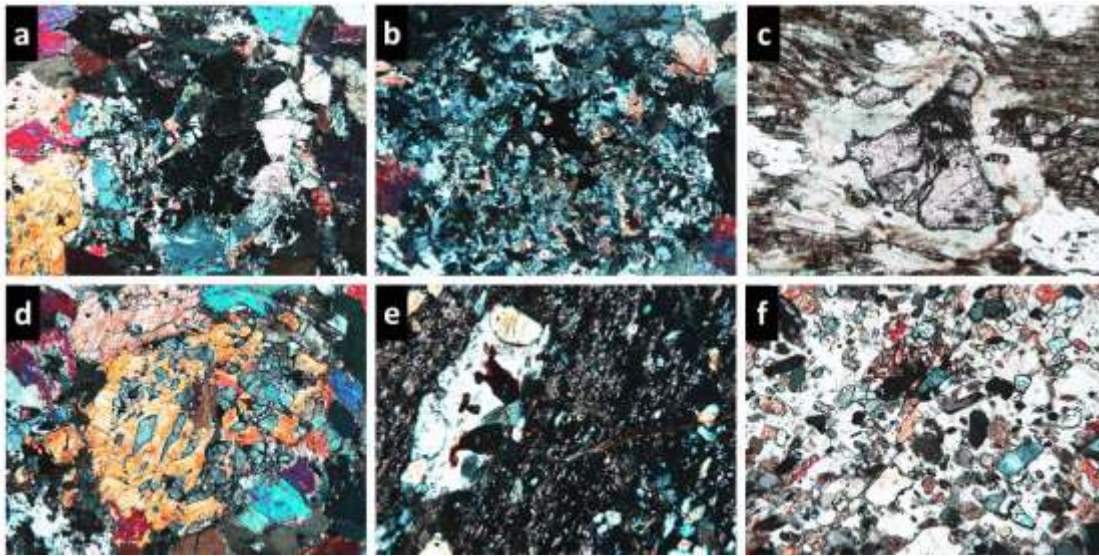


En los mapas a color la edenita es en (b) azul; (c) rojo; (e) amarillo; (f) rojo. La actinolita a su vez es (b, c, f) verde; (e) rojo. El color negro es indicador de clinozoisita y plagioclasa.

En las metabasitas la transición desde la facies anfíbolita, pasando por la facies epidota-anfíbolita hasta la facies esquistos verdes, se reconoce por los siguientes ensambles paragenéticos respectivamente: hornblenda+plagioclasa +granate+cuarzo+rutilo; hornblenda+albita+granate+epidota+clinozoisita+titanita; clorita+actinolita+epidota+muscovita+cuarzo+albita+titanita.

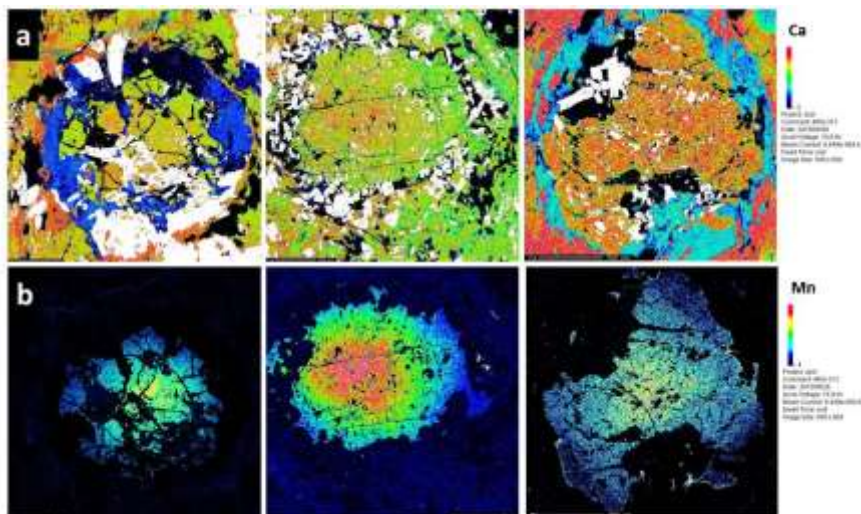
El granate además del intenso fracturamiento por tectonismo, exhibe reemplazamiento de moderado a fuerte por clinozoisita, epidota (Figura 4-89 a, b) y clorita (Figura 4-89 c). Se observan lamelas de exsolución de clinozoisita a partir de epidota (Figura 4-89 d), inclusiones sólidas relícticas en el núcleo de granate (Figura 4-89 e), e inclusiones de anfíbol, clinozoisita, rutilo y titanita (Figura 4-89 f).

Figura 4-89: Rasgos petrográficos de la retrogradación en metabasitas en el área de estudio



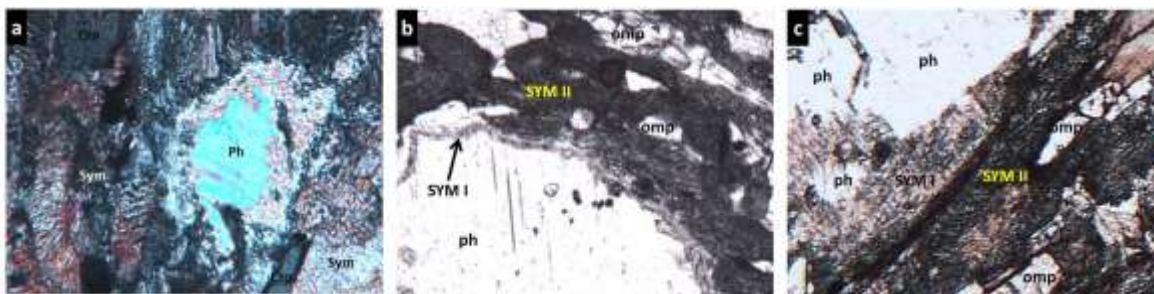
En la Figura 4-90 a, (mapas a color para Ca), se observa el avanzado reemplazamiento además de fracturamiento y disolución tectónica de los granates. La matriz de las rocas es dominada por anfíbol. En la (Figura 4-90 b), de mapas a color para Mn, se evidencia igualmente la avanzada retrogradación del granate.

Figura 4-90: Mapas a color de distribución elemental que evidencian la retrogradación del granate en la metabasitas. La clinozoisita en color blanco; plagioclasa, clorita y cuarzo de color azul y negro; el granate de color verde y naranja al centro de las imágenes.



Se reconocieron también dos colonias de simplectitas dentro de una misma muestra (Figura 4-91 a-c); una simplectita (SYM I) a partir de $\text{Fengita} = \text{biotita} + \text{plagioclasa}$ (Mattinson, Wooden, Liou, Bird Y Wu, 2006) y otra (SYM II) a partir de $\text{Onfacita} = \text{clinopiroxeno} + \text{plagioclasa} + \text{anfíbol}$ (o $\text{cuarzo} + \text{anfíbol}$) (Liu, Wang, Cao, Chen, Yang y Zhu, 2012), que pareciera engloba a la primera (ver por ejemplo Cruciani et al., 2015).

Figura 4-91: Retrogradación de fengita en eclogitas.



(a-c) Colonia de simplectitas bordeando fengita (SYM I), englobadas a su vez, por colonia de simplectitas a partir de onfacita (SYM II).

La retrogradación en los esquistos azules es al igual que en la eclogitas retrogradadas, muy avanzada, lo cual dificulta la reconstrucción de las reacciones durante su evolución.

Se evidencia por combinación de datos de petrografía y química mineral que el anfíbol sódico tipo Mg-Riebeckita retrograda a anfíbol sódico-cálcico tipo winchita hasta anfíbol cálcico tipo actinolita (Figura 4-92 a-f). Las colonias de simplectitas de reacción se observan entre anfíbol sódico, clorita, epidota y carbonato, englobando blastos de Mg-Riebeckita, con ligera alteración en sus vértices (Figura 4-92 a, b). En algunos casos solo fue posible observar el cambio de winchita a actinolita, en otros el anfíbol no exhibe zonación y es homogéneo tanto para tipo winchita como para tipo actinolita (Figura 4-92 g, h).

En las Figuras 4-92 i, j se pueden observar los tres tipos de anfíbol principales en esta litología: Mg-Riebeckita de color violeta, Winchita de color verde-azul, y Actinolita de color verde muy pálido a incoloro. Adicionalmente, en la Figura 4-92 i, k se observa la cloritización de la fengita por retrogradación.

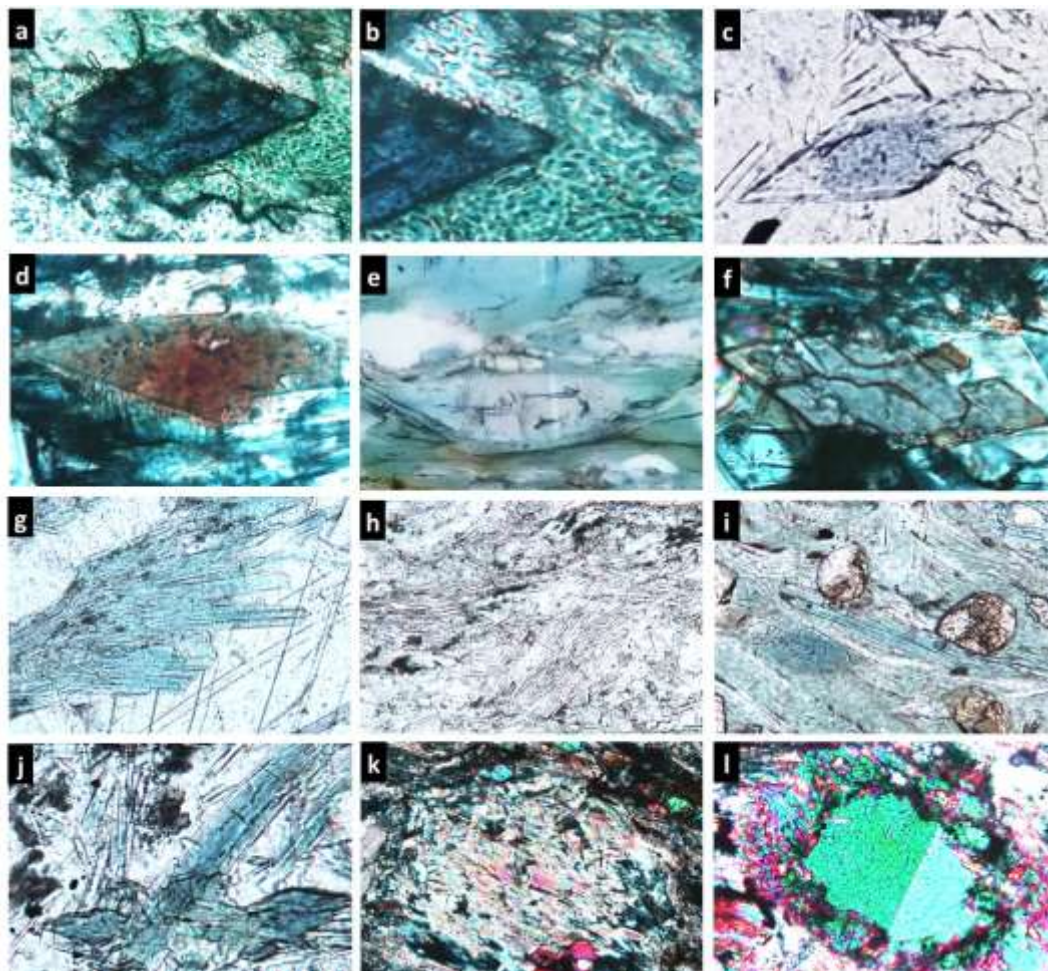
En la Figura 4-92 l se observa epidota porfiroblástica maclada polisintéticamente y con bordes corroídos, exhibiendo una corona de sobrecrecimiento en un agregado granular muy fino también de epidota.

La presencia de Na-plagioclasa podría corresponder a un evento descompresivo a partir de la reacción sólido-sólido de Jadeíta+cuarzo=albita (Yang y Eclogites, 1991),

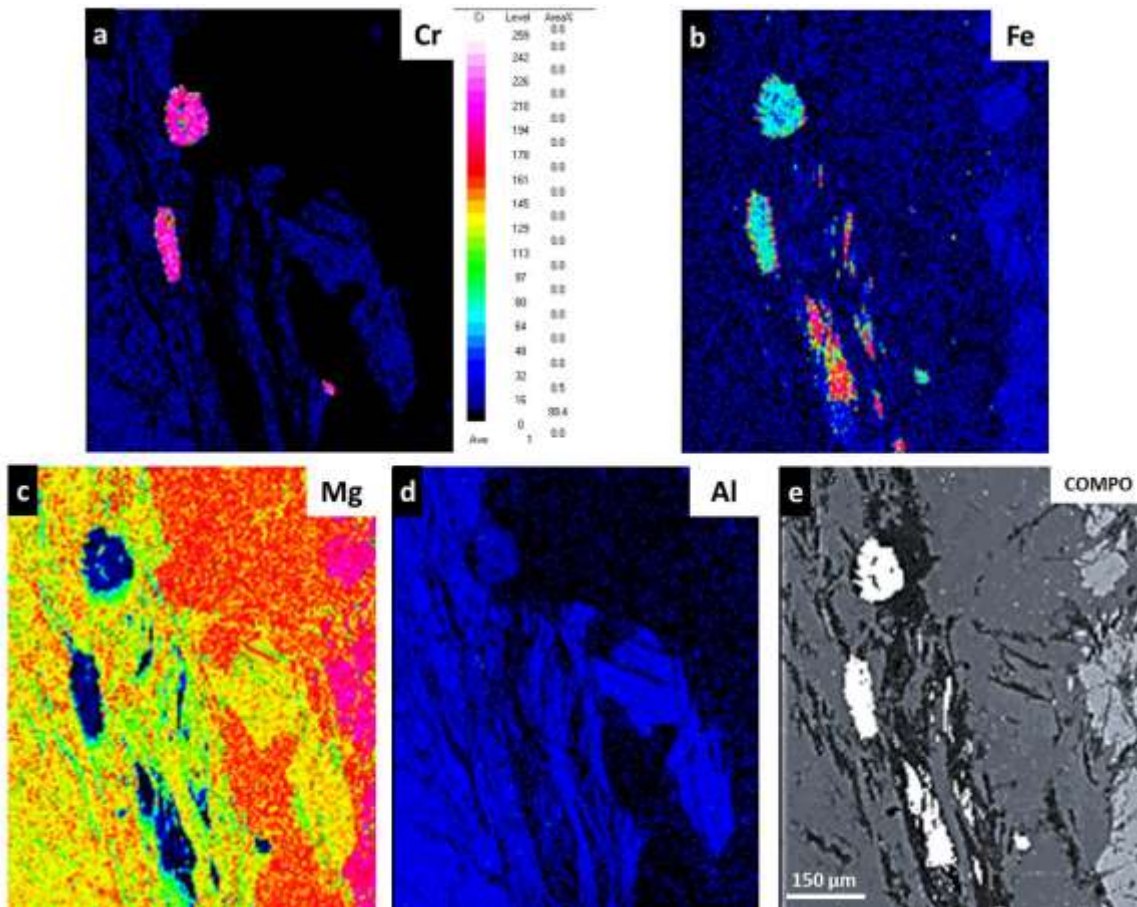
y el carbonato tipo calcita, igualmente se podría asociar a una descompresión desde carbonato tipo aragonito, mediante la reacción polimórfica (Zhang, Meng y Wan, 2007).

El ensamble paragenético que marcaría la retrogradación definitiva de la roca desde la facies esquistos azules hasta la facies esquistos verdes es albita+clorita+actinolita.

Figura 4-92: Rasgos petrográficos que evidencian la retrogradación de los esquistos azules



Por efecto retrógrado, se observa la serpentinización de baja T de ortopiroxeno a lizardita, así como la transformación incipiente de Cr-espinela a cromita férrica o Cr-magnetita (Figura 4-93). Estos granos de cromita, se pueden considerar relictos de la roca mantélica original (González, 2009).

Figura 4-93: Blastos de cromita de color rosa, en metaperidotita serpentinizada

El color verde en la Figura 4-93 a en la periferia y como inclusión corresponde a magnetita a partir de la cromita. En la Figura 4-93 b, la magnetita corresponde a color rojo y la cromita en azul celeste. En la Figura 4-93 c el color amarillo corresponde a clinopiroxeno y el rojo-fucsia a olivino.

La presencia de tremolita y talco aunque se considera evidencia de hidratación, en combinación con la mineralogía relíctica inalterada observada, podría indicar un bajo flujo de fluidos desde la placa hidratada que subduce a través de la cuña del manto.

A su vez, la presencia de fases como diópsido, brucita, clorita y lizardita indicarían un escenario de no muy alta T (< 400°C). Las dos variedades de cloritas generadas son ricas en Mg-Al (tipo clinocloro) y ricas en Cr (tipo kaemmererita), características de las asociaciones y ensambles paragenéticos de rocas ultrabásicas.

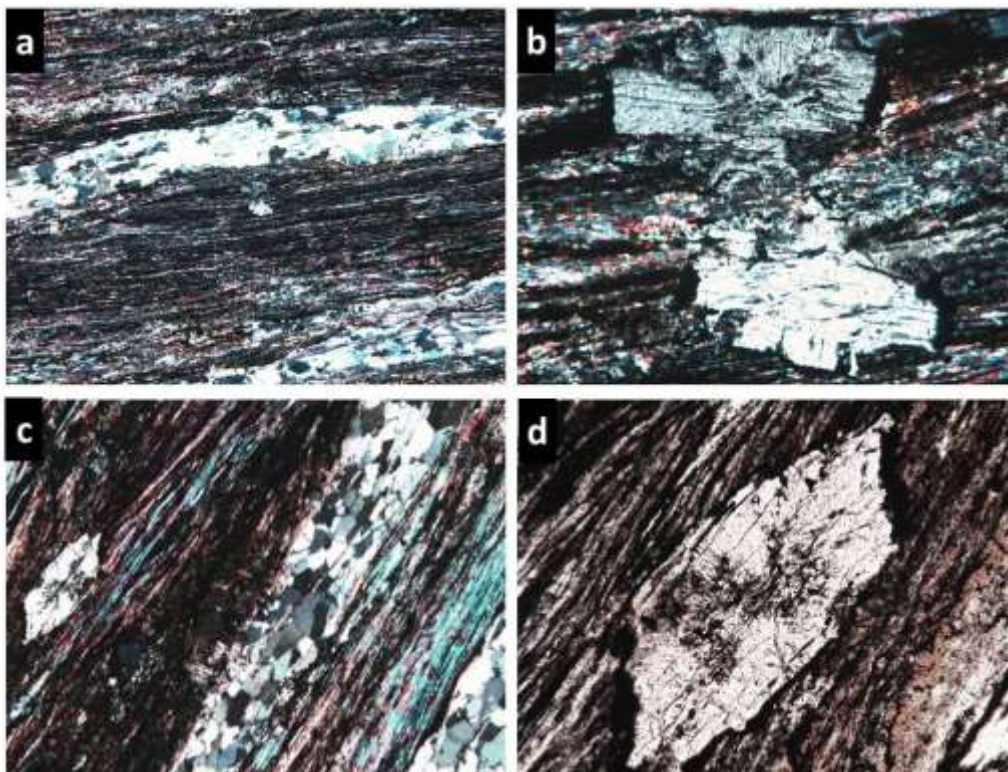
La serpentización ocurrió bajo un régimen de deformación milonítica fuerte, la presencia de lizardita y antigorita son evidencias de la evolución térmica tardía ya que la lizardita es una fase estable a baja T (profundidades someras) mientras que la antigorita se da como producto de recristalización de la anterior a temperatura moderada y presión alta, en contextos de hidratación de la cuña del manto a profundidad. El crisotilo, como fase final, obedece a procesos de flujo de fluidos hidrotermales que rellenan fracturas y cavidades, generados durante la intensa deformación que afecta a todo el sistema rocoso.

4.7.2.1 Metamorfismo de contacto

En las metapelitas grafitosas se observan evidencias de un evento sobrepuesto donde nuclearon blastos de andalucita quistolítica (Figura 4-94). Se plantea tentativamente como posible fuente de calor que genera la reacción sobre la roca pelítica ARQ-418 al Complejo Ígneo de Córdoba, el cual tiene una composición granitoidea.

Las pelitas de bajo contenido de Al sometidas a baja presión exhiben el ensamble inicial clorita+biotita+cuarzo+muscovita aproximadamente a 2 kbar y 350°C (Spear 1993); considerando su importante contenido de Fe, que en el Complejo Arquía resulta más que congruente con este escenario termodinámico, y sobre los 550°C se cruzará la reacción que estabiliza el ensamble andalucita+biotita, en un rango restringido de solo 10°C y con un incremento en Mg, que lo hace difícil de observar, por lo cual es más común registrar su evolución a cordierita.

Figura 4-94: Andalucita quiastolítica nucleada a partir de un metamorfismo de contacto sobreimpuesto a la metapelita grafitosa. En c y d se evidencia el efecto de la deformación por cizalla.



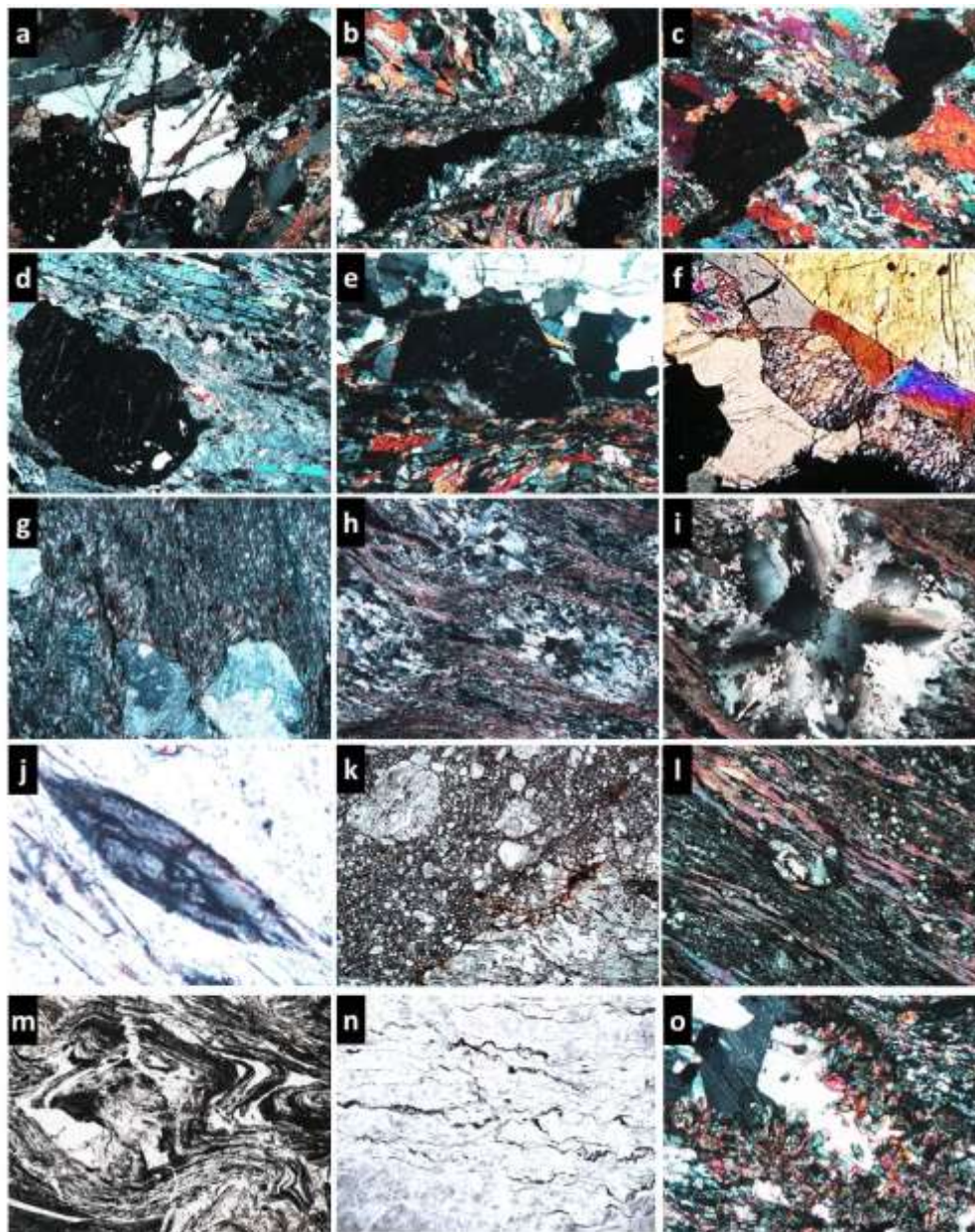
4.7.2.2 Metamorfismo dinámico

Las rocas exhiben intensa deformación, tanto dúctil como frágil, lo cual facilita la acción del flujo de fluidos invasores, alterando las rocas de manera moderada a avanzada. El desarrollo de la foliación es marcado (esquistosidad) y además esta acompañado de bandeamiento y de una arquitectura basada en bloques a manera de lentes anastomosados que siguen el tren o la estructura regional N-NE para toda el área.

Para la deformación se infiere un mecanismo principal de tipo cizalla que produce vetilleos rellenos de cuarzo hidrotermal (Figura 4-95 a), deformación por elongación de granate hasta convertirlos en hilos muy delgados (Figura 4-95 b), fracturamiento con desplazamiento de porfiroblastos de granate (Figura 4-95 c), disolución tectónica en granate (Figura 4-95 d, e), boudinage tipo veinlet en onfacita (Figura 4-95 f), boudinage en lentes de mármoles y cuarcitas (Figura 4-95 g-i), blastos de Mg-riebeckita de aspecto lenticular por milonitización (Figura 4-95 j), cataclasita a partir de epidota-anfibolita

(Figura 4-95 k), milonita a partir de metapelita cuarzosa con desarrollo importante de porfiroclastos de cuarzo (Figura 4-95 l), intenso replegamiento en metapelita grafitosa (Figura 4-95 m), estructuras de deformación tipo estilolitos en meta-chert (Figura 4-95 n), y disolución de carbonatos generando cavidades drusiformes tapizadas en epidota (Figura 4-95 o).

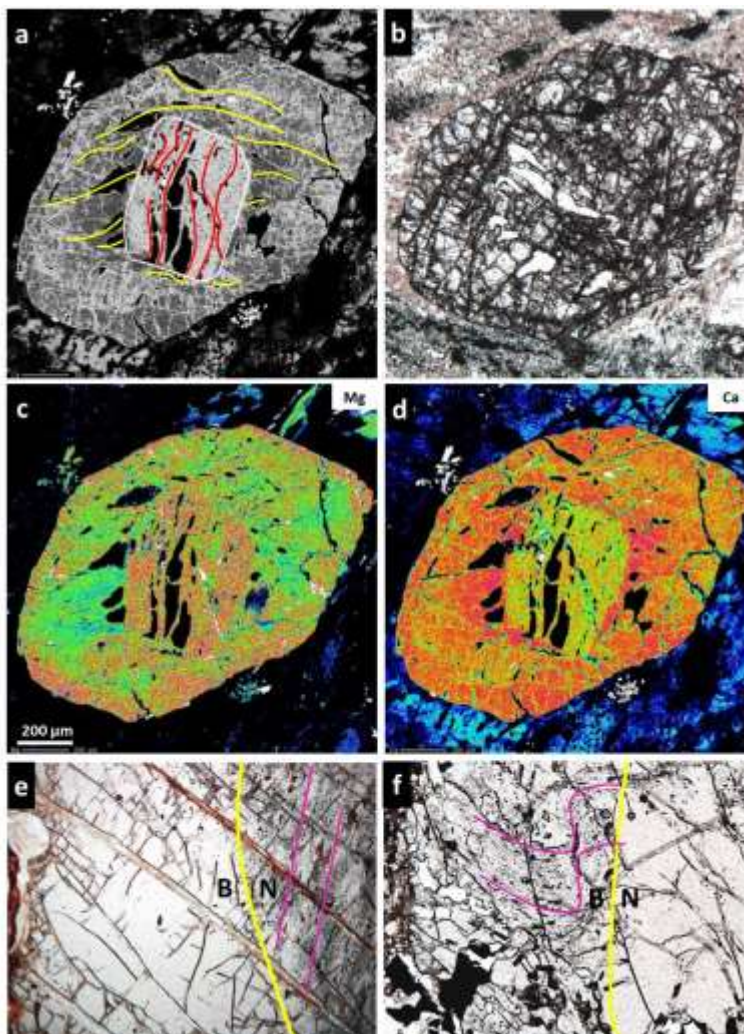
Figura 4-95: Rasgos del tectonismo y deformación en regímenes dúctiles y frágiles sufridos por las principales litologías del Complejo Arquía.



Como ya se ha evidenciado en apartados previos, se presentan diferentes variaciones en los patrones de distribución y orientación de las inclusiones de los porfiroblastos de granate para eclogitas retrogradadas y metabasitas producto de la evolución tectónica de las rocas durante la nucleación y crecimiento del granate, así como su relación respecto a la foliación externa de la roca.

Para las metapelitas (Figura 4-96), también es posible evidenciar estos cambios en los patrones de distribución y orientación de las inclusiones. En primer lugar se observan porfiroblastos de granate con dos trenes de inclusiones elongadas de cuarzo; un patrón definido en el núcleo y otro ortogonal para el manto y borde, evidenciando fenómenos de rotación durante el desarrollo del granate (Figura 4-96 a-d). En segundo lugar, se observan granates con inclusiones de grafito y rutilo principalmente concentradas en el núcleo y libre de ellas en el manto-borde (Figura 4-96 e), y en contraste, un núcleo libre de ellas, las cuales se concentran replegadas en el manto-borde (Figura 4-96 f), en todos los casos descritos, discordantes con la foliación externa de la roca.

Figura 4-96: Patrones de distribución de inclusiones, asociados a tectonismo, en granates de metapelitas del área de estudio



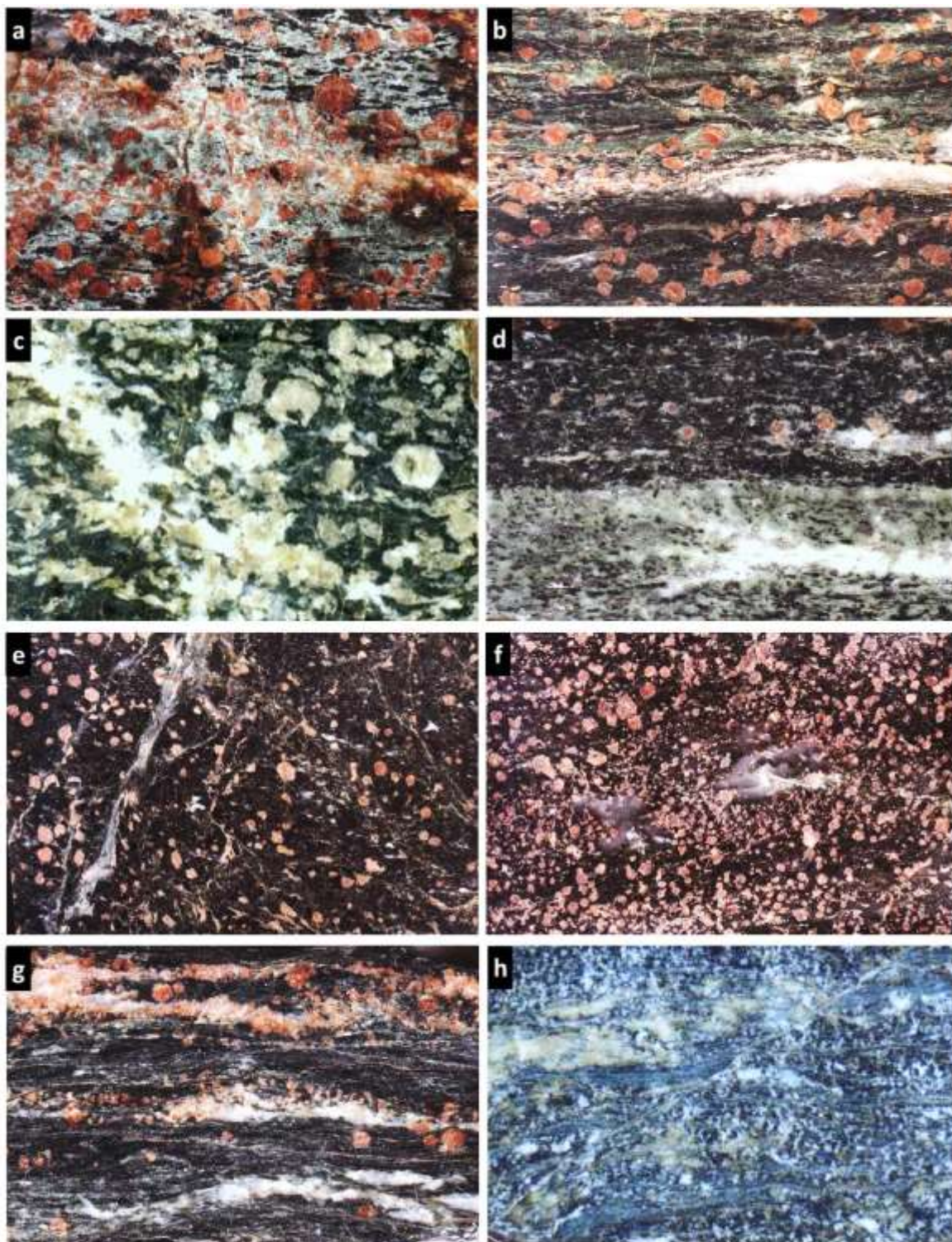
4.7.3 Hidrotermalismo y metasomatismo

Las rocas del Complejo Arquía en el área de estudio son afectadas de forma moderada a fuerte por la invasión de fluidos calientes, los cuales se percolan en las rocas; primero por su intenso tectonismo y segundo aprovechando los planos de debilidad/foliación/esquistosidad que estas han desarrollado durante su evolución estructural. Esta alteración hidrotermal, que además puede inducir metasomatismo, favorece la alteración de los minerales y produce un desequilibrio isotópico en la química de la roca, factor negativo en términos de la geoquímica de roca total, química mineral, modelamiento termobarométrico y geocronología. La invasión se hace por canales y

fracturas discordantes y concordantes con la foliación de la roca por medio de venas y vetillas (Figura 4-97).

A escala de muestra de mano, en la eclogita retrogradada de la Figura 4-97 a se observa hacia la parte central de la foto una vena y un parche blancuzco con una clara disminución en el tamaño de los porfiroblastos de granate. En la Figura 4-97 b, correspondiente a otra eclogita retrogradada, la invasión hidrotermal se hace a manera de vena concordante y favorecida por la foliación de la roca, de la cual se desprende a manera de ramificación una vetilla discordante. En la Figura 4-97 c la vena es de carácter discordante y se observan los granates de color blanco por reemplazamiento en epidota-clinozoisita. Hacia la parte inferior de la epidota-anfibolita (Figura 4-97 d) se observa una vena concordante y ramificada que afecta a la banda de color verde libre de granate. En anfibolitas granatíferas (Figura 4-97 e, f) se exhiben vetilleos discordantes e irregulares así como parches de cuarzo hidrotermal, a cuyo alrededor disminuye considerablemente el tamaño del granate. En las Figuras 4-97 g, h correspondientes a anfibolita granatífera y esquistos azules se observa la invasión de venas concordantes y discontinuas, localmente replegadas, combinadas con vetilleo discordante.

Figura 4-97: Rasgos macroscópicos a escala de muestra de mano, de la invasión de fluidos hidrotermales



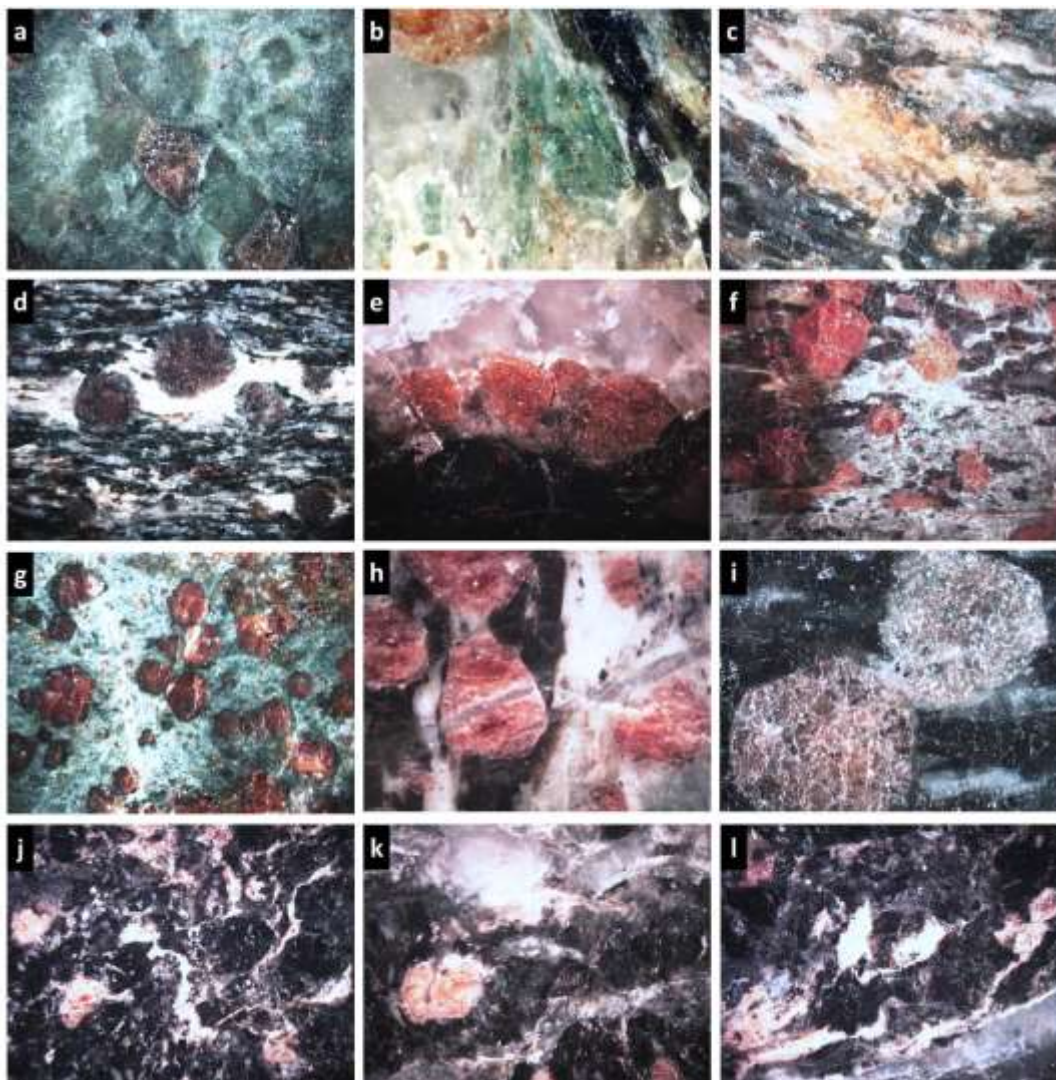
(a, b) Eclogita retrogradada, (c, d) Epidota-anfibolita granatífera, (e-g) Anfibolita granatífera, (h) Esquisto azul.

A escala macroscópica, en la eclogita retrogradada (Figura 4-98 a) se observan colonias de simplectitas de color verde claro, englobando porfiroblastos de granate y relictos de onfacita de color verde oscuro. Hacia el borde izquierdo de la Figura 4-98 b se evidencia la invasión de cuarzo hidrotermal que engloba y afecta al granate y la onfacita. En la Figura 4-98 c se observa a manera de parche, cuarzo hidrotermal con oxidación, afectando a una epidota-anfibolita. Se observa una vena de cuarzo lechoso y de cuarzo hialino concordante con la foliación de la roca, en contacto neto con granates (Figura 4-98 d, e). En la Figura 4-98 f se observa hacia la parte inferior derecha de la foto una mancha de color gris que afecta la matriz de la eclogita retrogradada, generando una leve disminución en el tamaño de los blastos. En la Figura 4-98 g se observan porfiroblastos de granate que desarrollan sobre su superficie un borde de reacción en anfíbol, de color oscuro, los cuales se hallan englobados por colonias de simplectitas, afectadas por una vena hidrotermal vertical, hacia la parte izquierda de la foto. Venillas de cuarzo atraviesan completamente a granate, anfíbol y demás minerales de la matriz (Figura 4-98 h).

Se evidencia en el cambio de color de rosado a blanco el reemplazamiento de granate por epidota-clinozoisita por efectos metasomáticos (Figura 91 i).

En la Figura 4-98 j-l se exhiben al menos dos generaciones de venas, vetillas y parches de cuarzo hidrotermal, de variedad lechoso, afectado por intensa deformación general, así como cuarzo hialino, con poca deformación apreciable, lo que permitiría inferir fue inyectado en la roca en una etapa posterior a la del cuarzo lechoso.

Figura 4-98: Rasgos macroscópicos de la invasión de fluidos hidrotermales a las rocas del área de estudio

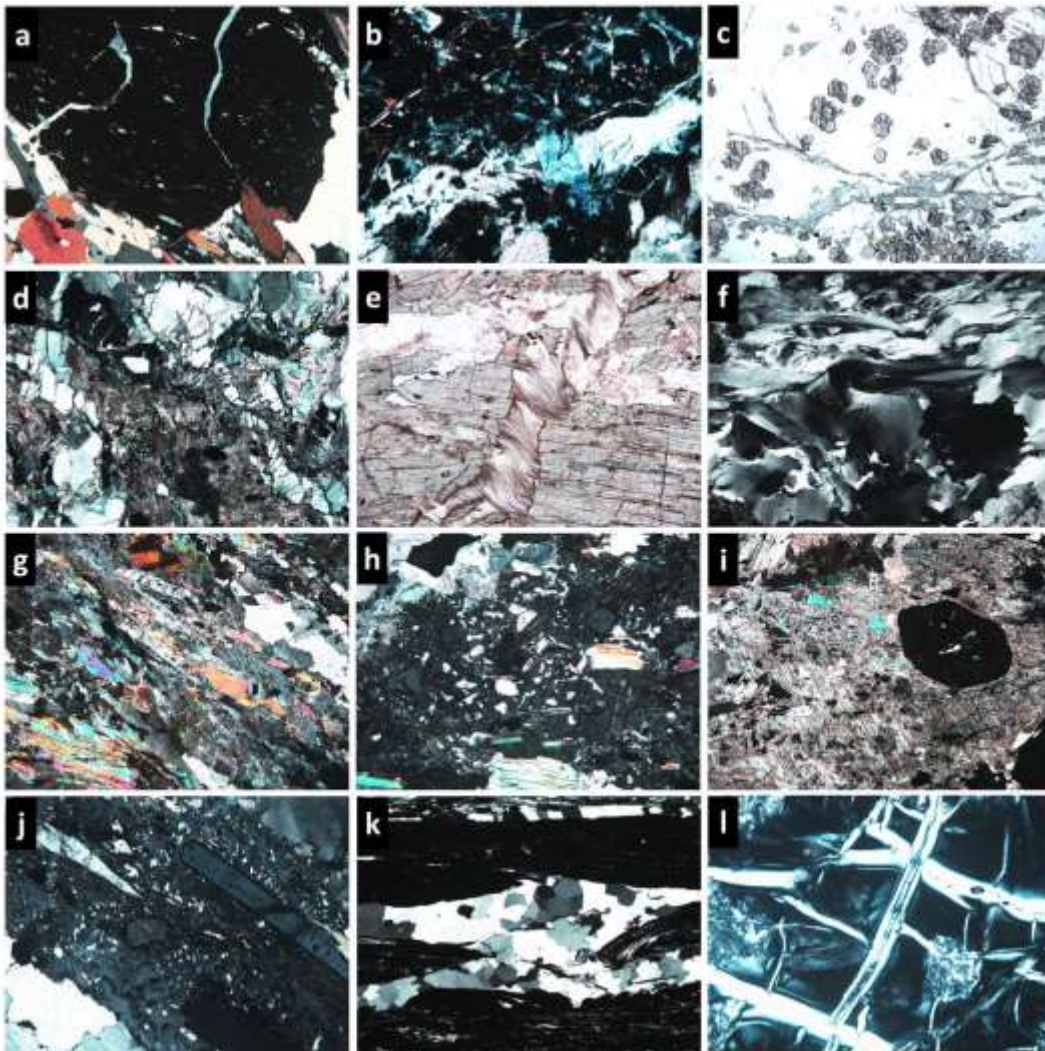


A escala microscópica, el hidrotermalismo y sus efectos metasomáticos se observan en todas las litologías aflorantes. En eclogitas retrogradadas las venas de cuarzo y epidota son altamente penetrativas de forma concordante y discordante (Figura 4-99 a, b). En esquistos anfibólicos granatíferos evidencian una fuerte invasión a manera de grande parches, englobando granate y anfíbol (Figura 4-99 c). En anfibolitas granatíferas la alteración hidrotermal y el metasomatismo genera parches de reacción enriquecidos en epidota, titanita, carbonato (Figura 4-99 d) y los anfíboles fracturados por tectonismo se transforman en anfíbol cálcico tipo tremolita (Figura 4-99 e).

Las inyecciones abundantes de cuarzo evidencian fuerte tectonismo, las cuales presentan principalmente estructura en ribbons, coalescencia, bordes suturados y extinción ondulosa (Figura 4-99 f).

En las Figuras 4-99 g-k se observa que la foliación de mica blanca interrumpida por los fluidos que son favorecidos por la estructura de la roca, sobre imprimiendo texturas poiquiloblástica, gráfica y de mosaicos poligonales de cuarzo, desarrollada por fluidos de composición granítica y cuarzosa, y en una serpentina Figura 4-99 l.

Figura 4-99: Rasgos microscópicos de la invasión de fluidos hidrotermales y su efecto metasomático sobre las rocas aflorantes



Adicional a los cambios litológicos por retrogradación, tectonismo, hidrotermalismo-metasomatismo, se destaca adicionalmente el intenso desarrollo de suelos en toda el área de estudio, fenómeno facilitado por la combinación de los eventos geológicos ya mencionados, con aspectos geográficos, climáticos y antrópicos, en una zona tropical de bosque andino de alta montaña.

Como se puede observar claramente en la Figura 4-100, es muy avanzado el desarrollo de perfiles de suelo, cubiertos con gruesas capas de cobertera vegetal, y que limita en muchos casos el hallazgo de muestras a manera de pequeños bloques de escasos centímetros, englobados en masa regolíticas. Al final, este proceso, se convierte en una importante limitante en la etapa analítica del estudio, enmascarando rasgos litológicos importantes.

Figura 4-100: Detalle del intenso desarrollo de suelos por meteorización e intemperismo de las rocas aflorantes en el área de estudio.



5. Capítulo 5 Discusión

5.1 Condiciones de Presión y Temperatura de Metamorfismo

En la mayoría de cinturones orogénicos antiguos se observan rocas metamórficas de alta presión (facies esquistos azules y eclogita) las cuales han experimentado una trayectoria de alta presión / baja a alta temperatura. El metamorfismo de alta presión representa uno de los grandes retos de los geocientíficos a nivel mundial y el estudio de las rocas metamórficas de alta presión es de gran importancia ya que puede ayudar a aclarar la evolución geodinámica de nuestro planeta al señalar las zonas de paleosutura y limitar la edad de los eventos de subducción y colisión. No obstante, dentro de los cinturones de alta presión, los esquistos azules son el foco de atención más que las eclogitas asociadas a estos, debido a que se consideran los verdaderos indicadores y marcadores de las grandes zonas de paleosutura de la corteza. Los estudios y esfuerzos de los expertos en las rocas pertenecientes a las facies de esquistos azules y eclogita se enfocan en dos grandes aspectos: (1) la génesis metamórfica de estas rocas, generadas en condiciones de alta presión y baja o alta temperatura respectivamente, y (2) los mecanismos de exhumación de estas rocas que contribuyeron a su transporte tectónico a niveles menos profundos de la corteza.

Las eclogitas y los esquistos azules pueden tener o no relación genética directa entre sí, y pueden considerarse dentro de una trayectoria de evolución prógrada o retrógrada, a pesar de encontrarse como miembros constitutivos de un complejo de subducción exhumado. Numerosos autores como Agard et al. (2006), Mayurama et al. (1996), Fitzherbert et al. (2005), Mattinson et al. (2006), Li et al. (2016), Hyppolito et al. (2018), Takasu (1984), Takasu et al. (1987), Sisson et al. (1997), Maresch et al. (2009), Duque (1993), Feininger (1978), Feininger (1980), Bosch et al. (2002), y Urbani et al. (2005) han

concentrado sus esfuerzos en descifrar y modelar diversas ocurrencias mundiales de las rocas metamórficas de alta presión. Carson et al. (2000) presenta tres posibles opciones que las podrían relacionar evolutivamente: (i) dentro de un evento prógrado donde los esquistos azules se podrían originar o como una etapa previa de alta presión / baja temperatura hasta alcanzar el pico bórico, seguida de una disminución de la presión hasta alcanzar el pico térmico de alta presión / alta temperatura con la formación de eclogitas, (ii) como un desarrollo coetáneo y siguiendo la misma trayectoria termodinámica de las eclogitas, y (iii) en un evento retrógrado donde los esquistos azules se podrían generar por evolución a partir de las rocas eclogíticas, posterior a los picos bórico y térmico.

Las eclogitas y los esquistos azules pertenecientes al Complejo Arquía reflejan una heterogeneidad con relación a sus modos de ocurrencia, a manera de bloques aislados sin relación estratigráfica o de continuidad estructural entre ellos, haciendo bastante difícil inclusive su cartografía geológica. Además, se observan claras diferencias en los rasgos petrográficos y geoquímicos, incluyendo el quimismo de sus componentes principales. Es de resaltar que tanto las eclogitas como los esquistos azules estudiados exhiben un muy avanzado desequilibrio textural y químico para toda el área, lo cual se convierte en un factor negativo en términos de los cálculos y modelos planteados. En términos modales, la eclogita con menos retrogradación no supera el 15% de contenido de onfacita y para los esquistos azules el porcentaje de Mg-riebeckita no supera el 2%.

En los esquistos azules no se observó la presencia de onfacita, y en las eclogitas retrogradadas no se observó presencia de glaucofana, ni en la matriz ni como inclusiones en granate. Algunos autores (Spear, 1993; Miyashiro, 1994) plantean la dificultad de diferenciar y asociar estas dos litologías a las respectivas facies tomando como referencia sus paragénesis minerales ya que es normal encontrar la paragénesis mineral de las eclogitas en la facies esquistos azules debido principalmente al amplio rango de solución sólida del par granate+onfacita.

Los anfíboles que coexisten con onfacita, producto de una evolución retrógrada de las eclogitas, son de tipo barroisita, Mg-katoforita, taramita, edenita, pargasita y están presentes tanto en la matriz como en las inclusiones de granate. El cambio de quimismo del clinopiroxeno sódico a anfíboles inicialmente sódico-cálcicos, hasta anfíboles cálcicos

y localmente de hierro y magnesio, se interpreta como la evidencia de descompresión e hidratación de las eclogitas, las cuales comienzan el proceso de exhumación hacia niveles más someros de la corteza.

El sodio es un elemento mayor que se asocia directamente a fases minerales de alta presión, como lo es en el caso del clinopiroxeno tipo onfacita, fase mineral índice de la facies eclogita. Según reportes de onfacitas en eclogitas “frescas” a nivel mundial, por ejemplo Li et al., China (2014), Kabir et al., en Japón (2010); Kleppe en Suecia (2013), Miyagi en Japón (2005), Bakirov et al. (1998) en el Thien Shan et al. (1990) en USA, Maresch et al. (1981) en Venezuela, Arrieta et al. (2020) en Ecuador el promedio de Na expresado como % en peso es de 8.0, mientras que para el área de estudio en Colombia el promedio es de 5.0, dato que se podría interpretar como producto de la intensa retrogradación y disequilibrio químico que exhibe el Complejo Arquía, y que a la luz de los resultados, se convierte en un factor altamente limitante en los modelos geoquímicos, termobarométricos y geocronológicos.

Para los esquistos azules, la actinolita también se observó en la matriz, como producto de la etapa prógrada en los esquistos azules, la cual, según Miyashiro (1994) puede hacer parte de una serie de solución sólida con la Mg-riebeckita y nuclearse a presiones inferiores a las requeridas por la glaucofana. Las asociaciones observadas son: Mg-riebeckita + epidota + clorita + albita y Mg-riebeckita + epidota + clorita + granate + actinolita, paragénesis minerales similares a las reportadas por Spear (1993), aunque ocurre glaucofana en lugar de Mg-riebeckita. Adicionalmente, producto de su etapa retrógrada se observó la presencia de winchita y actinolita a partir de Mg-riebeckita. La winchita reemplaza Na por Ca en su sitio estructural B, y como compensación de cargas ocurre na substitución de Al por Mg en el sitio C. La presencia adicional de barroisita se fundamenta en que posterior a la formación de winchita el Al adicional ubicado en el sitio C se compensa con Si. Esta transformación se entiende como la transición de los esquistos de Mg-riebeckita de facies esquistos azules a facies esquistos verdes, dentro de su tránsito desde niveles más profundos de la corteza.

Aunque es una fase diagnóstica para facies de alta presión, ni en las eclogitas ni en los esquistos azules del Complejo Arquía se observó la presencia de lawsonita, o pseudomorfos de su transformación, además en las rocas modeladas el campo de

estabilidad de la lawsonita estaría fuera del rango de presión / temperatura obtenido. Según Spear (1993) las paragénesis minerales típicas que involucran lawsonita son: glaucofana + lawsonita + albita + clorita, glaucofana + lawsonita + albita + calcita (o aragonito), glaucofana + lawsonita + clorita + calcita (o aragonito), lo cual concuerda con lo observado en este estudio, con la posibilidad de que la lawsonita haya coexistido en muy baja proporción modal y/o que haya sido consumida totalmente durante un evento prógrado o sustituida durante la etapa de exhumación de los esquistos azules. La coexistencia de piroxenos y anfíboles en escenarios de alta presión puede explicarse como resultado del crecimiento en equilibrio de las dos fases, y el crecimiento de fases de menor presión durante descompresión desde glaucofana (Li et al., 2014).

Los cálculos y modelos termobarométricos sugieren unas condiciones de metamorfismo de 15-17 Kb y 550-600°C para las eclogitas y de 9-12 Kb y 400-450 °C para los esquistos azules. Las condiciones de presión y temperatura de las eclogitas aquí estudiadas contrastan principalmente en términos de presión con los datos de McCourt (1984) quien reporta condiciones de metamorfismo de 8 Kb y 530°C, muy bajos para la nucleación estable del clinopiroxeno tipo onfacita.

Con base en la geoquímica de roca total, algunos autores (Maruyama et al., 1996; Gomez Pugnaire et al., 1997; Vitale Brovarone et al., 2011; Li, 2014) proponen la coexistencia de eclogitas y esquistos azules con onfacita en cinturones de alta y ultra alta presión y plantean la incidencia de los contenidos de Na₂O, CaO y FeO en el desarrollo de los ensambles de eclogitas y esquistos azules; de manera que altos contenidos de CaO+FeO favorecen los ensambles minerales en eclogitas, y los bajos, a los ensambles minerales de los esquistos azules.

Para la presente investigación las eclogitas tienen un $X(\text{CaO})$ ($=\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{MgO}+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{Na}_2\text{O})$) = 0,35 en promedio y los esquistos azules de 0,50 en promedio y una relación $\text{CaO}/(\text{CaO}+\text{FeO})$ = 0,64 para eclogitas y 0,69 para esquistos azules, evidenciando un comportamiento inverso a lo planteado anteriormente. La explicación para este comportamiento se fundamenta en dos hechos principales: en primer lugar, el intenso tectonismo que ha afectado al Complejo Arquía durante sus etapas finales de exhumación y acreción y en segundo lugar a la muy alta actividad hidrotermal con infiltración de fluidos ricos en Ca, lo cual es congruente con lo reportado

por Li et al. (2014) quien considera que los fluidos ricos en Ca dominan los fluidos de subducción en cinturones de alta presión.

5.2 Reabsorción y Sobrecrecimiento del Granate

Una de las herramientas más usadas en el estudio de rocas metamórficas y su historia evolutiva es conocer la zonación química del granate, partiendo de premisas básicas como la forma de campana para los perfiles de Mn con zonación normal, y un comportamiento antipatético para Fe y Mg (Takasu, 1986). Otras zonaciones posibles son la zonación inversa, la zonación oscilatoria, la zonación compuesta y una que se denominará compleja, la cual se asocia a procesos de reabsorción y sobrecrecimiento en la historia del granate.

En la Figura 5-1 (a-f) se observa un granate de eclogita retrogradada, con mapas a color de distribución elemental para Ca (a) y Mn (b), así como rasgos petrográficos (c, f) y macroscópicos (d, e, g-i) que evidencian un cambio textural y de color, importante en el tren de las inclusiones internas del porfiroblasto, respecto a las inclusiones del manto y borde. Además se observa en los mapas composicionales para Mn en metapelitas (j) y en metabasitas (k, l), un cambio abrupto en las concentraciones del elemento, con geometrías que difieren bastante respecto a la forma final externa de los porfiroblastos. Un crecimiento a manera de corona se exhibe en el detalle (m), en donde la línea roja indica el cambio marcado de concentración para el Mn, imprimiendo además una geometría de bordes corroídos.

En la Figura 5-1 n, se realiza una comparación de perfiles de Mn para granates de eclogitas retrogradadas, esquistos azules, metabasitas y metapelitas, de la cual se deduce excepto para los granates de los esquistos azules, que los perfiles de los granates tienen formas asociadas a una “campana”, generada por un alto contenido del elemento hacia el núcleo, como activador de la nucleación y el crecimiento, y con una disminución continua hasta el borde de los porfiroblastos, en donde el primer perfil mostrado en las metabasitas sería la forma de comportamiento más “ideal” esperada.

Figura 5-1: Evidencia de reabsorción y sobrecrecimiento en granates del Complejo Arquía en el área de estudio, (a-i) Eclogitas retrogradadas, (j) Metapelita, (k-m) Metabasitas

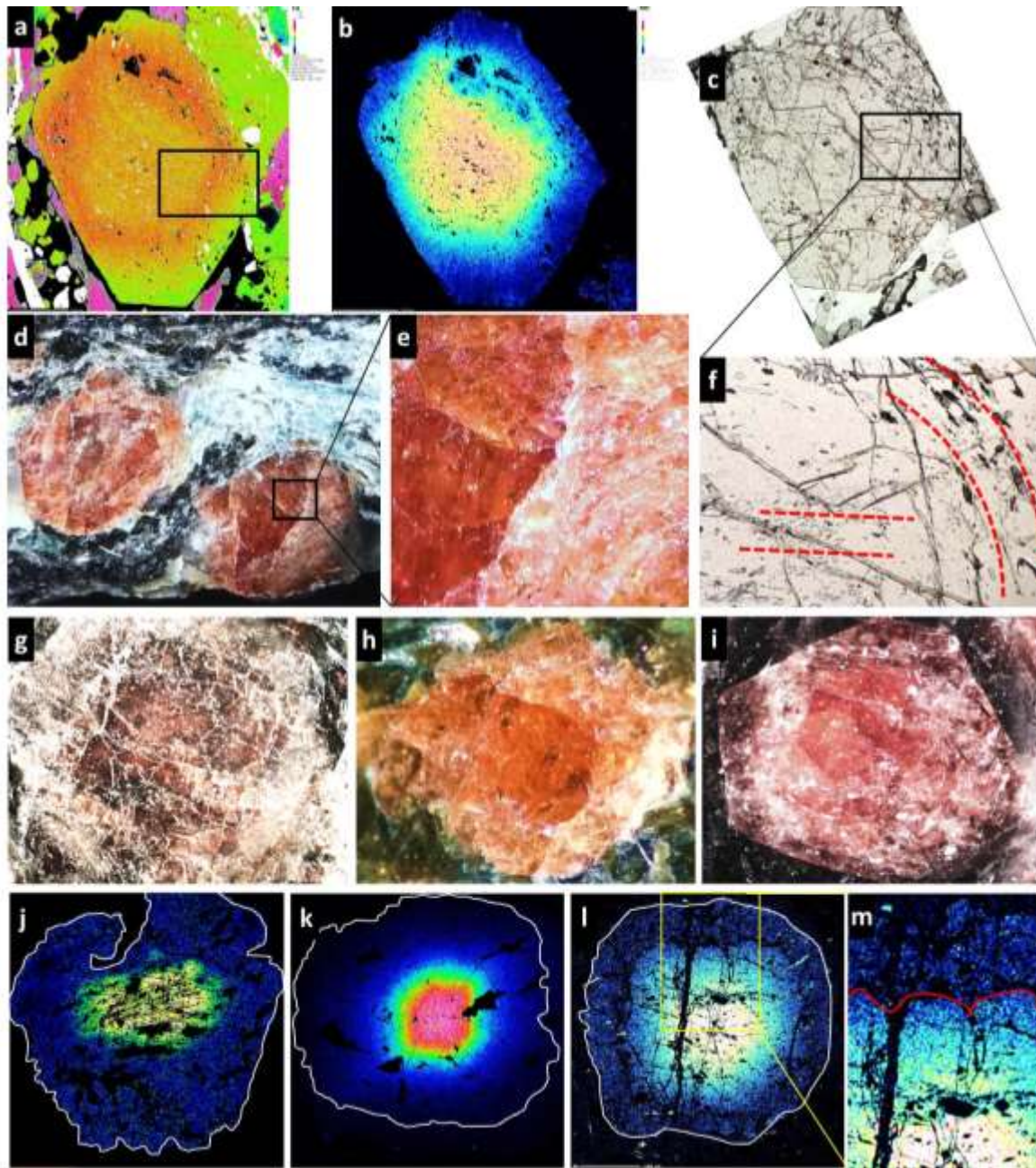
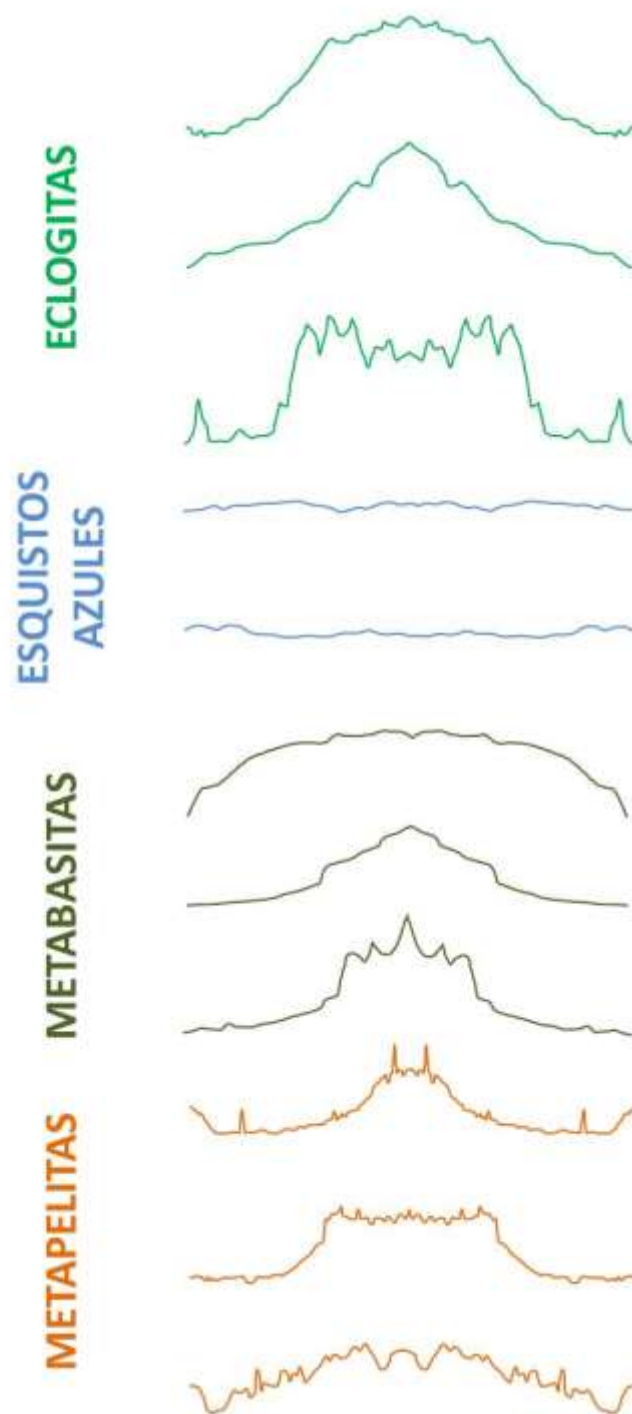


Figura 5-1: (Continuación).

5



Estos cambios abruptos en algunos casos y leves en otros, pueden ser considerados como zonas en donde se generan cambios por reabsorción del mismo granate para intentar suministrar Mn a los demás componentes de la roca, a partir de los cuales se está desarrollando. Adicionalmente, no en todos los casos es fácilmente detectable el sobrecrecimiento del granate, o es enmascarado por procesos de retrogradación, durante la etapa de generación del melange tectónico, acompañado por levantamiento y enfriamiento (Takasu, 1986).

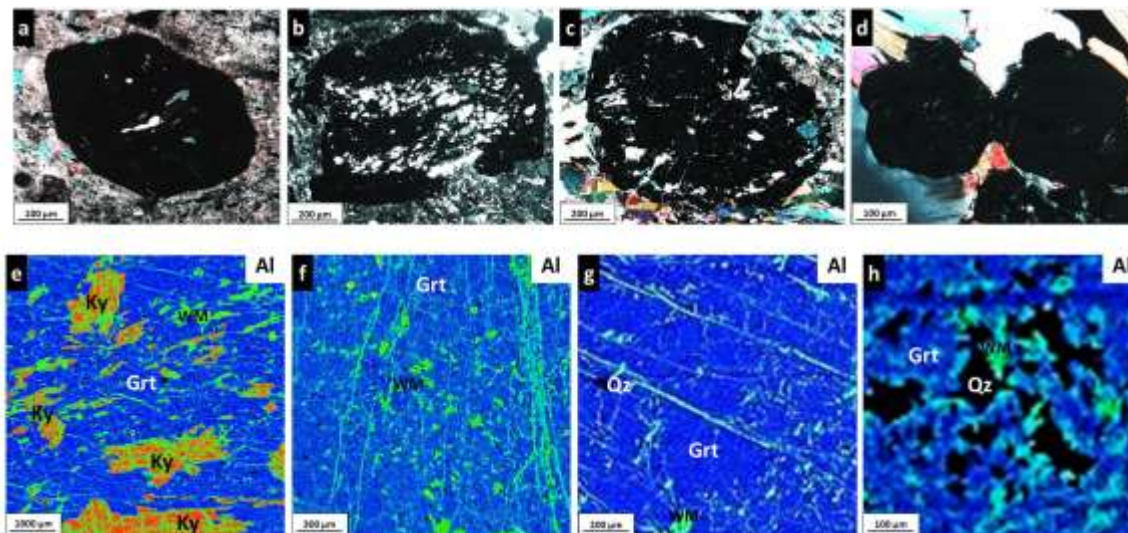
5.3 Dominios de Crecimiento del Granate

Como se observó en apartados previos, además de que existen dos grupos de metapelitas claramente diferenciables en base al contenido de Al, es común también que existan dominios con composiciones de roca total saturados y deficientes en sílice, en terrenos metamórficos de grado medio a alto, producto de heterogeneidad protolítica (Powell y Vernon, 1979; Adjerid et al. 2008, 2013; Harley, 2008; Jiao et al. 2013; Kelsey y Hand, 2015; Dharmapriya et al. 2015a), en Dharmapriya et al. (2017). Aquí, la diferencia composicional de las metapelitas está acompañada de diferencias en patrones de inclusiones relícticas en granates a escala micrométrica; estas diferencias se explican por el aporte al prisma de acreción de sedimentos tanto oceánicos como continentales, en eventos alternos en tiempo, volumen y duración. La heterogeneidad en los protolitos sedimentarios, podría reflejar paleoestratos y/o laminaciones, quizás, a escalas centimétricas y milimétricas, con diferencias en los contenidos de Fe, Al, Si, que pueden ser preservadas en metapelitas de grado bajo a medio (Hacker y Goodge, 1990; Bucher y Grapes, 2011, en Dharmapriya et al., 2017), e imposibles de preservar en rocas metamórficas de alto grado (Passchier y Trouw, 1996). Es posible que durante eventos de aplanamiento durante episodios de transporte cortical inferior, se hayan generado láminas de sedimentos ricos en Al y saturados en Si; y ricos en Al y pobres en Si. Alternamente, se pudieron generar estos mismos micro-dominios durante la evolución metamórfica prógrada, debido a la existencia de clivajes de crenulación diferenciados (Bell y Cuff, 1989; Williams et al., 2001 en Dharmapriya et al., 2017).

La Figura 5-2 (a-d) muestra diferentes patrones de distribución de inclusiones de cuarzo en granate de metapelitas; en un patrón, las inclusiones son escasas y están ubicadas en el centro del porfiroblasto, en otro patrón son abundantes y distribuidas en una banda

replegada hacia el manto del porfiroblasto a manera de halo hacia la parte del borde interno del porfiroblasto, un último patrón está caracterizado por inclusiones prácticamente ausentes.

Figura 5-2: Patrones de distribución de inclusiones en metapelitas



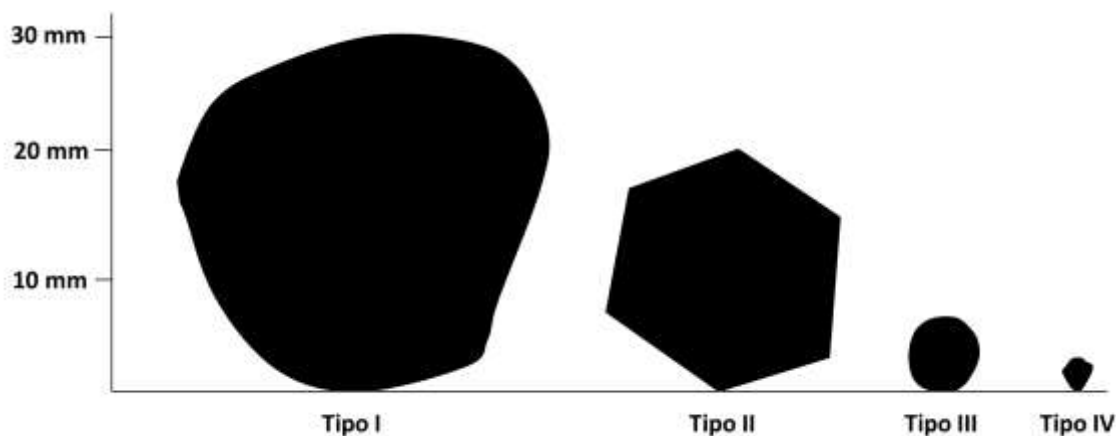
(a-b) Inclusiones de cuarzo en granate. (e-h) Inclusiones de cianita-Ky y mica blanca-WM en granates de la metapelita ARQ-ZOC-9A.

La Figura 5-2 (e-h) exhibe inclusiones en porfiroblastos de granate pertenecientes a la metapelita ARQ-ZOC-9A. En primer lugar se observan inclusiones de cianita (Ky) de gran tamaño con una orientación preferencial y distribuidas desde el núcleo hasta el borde del granate; además, hay inclusiones de mica blanca producto de retrogradación moderada a partir de cianita. En segundo lugar, no se observan inclusiones de cianita, solo de mica blanca, sobre toda la superficie del granate. La siguiente imagen exhibe un número muy escaso de inclusiones de mica blanca y total ausencia de inclusiones de cianita. En último lugar se observan grandes inclusiones de cuarzo hacia el núcleo y manto del porfiroblasto asociadas a escasas inclusiones de mica blanca y total ausencia de cianita.

En la Figura 5-3 se observa la variación en el tamaño de los blastos de granate, además de la textura de los mismos, variando de subidioblásticos (tipos I y IV) a idioblásticos (tipo II), y xenoblásticos (tipo III).

En esta muestra se destaca la distribución de estos cuatro tipos de granate por grupos o “nidos” no mayores a bloques de 15x15x15 cm, y dentro de bloques más grandes de aproximadamente 100x100x100 cm.

Figura 5-3: Variación en el tamaño y textura de los granates de la metapelita ARQ-ZOC-9A.

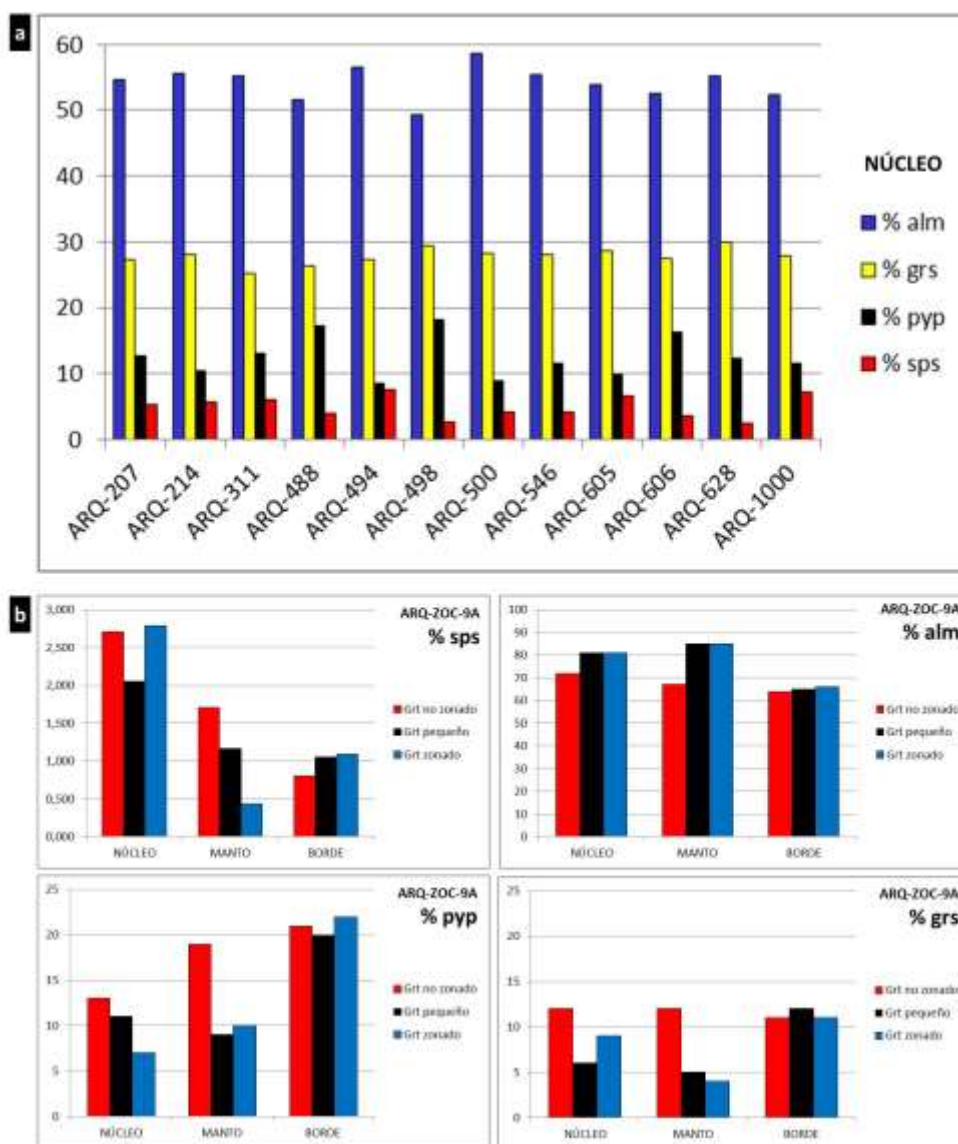


La composición de roca total de las eclogitas indica dos grupos protolíticos. Aunque en general, son rocas mucho más equigranulares, en promedio, los granates exhiben variaciones importantes en términos de su quimismo, como se observa en la Figura 5-4 (a). El contenido de la fracción de espesartina, refleja fluctuaciones importantes, considerando al Mn como elemento activador de la nucleación del granate. A pesar de que las muestras fueron colectadas en su mayoría en cortas distancias, se infiere que cada una de ellas podría corresponder a un dominio protolítico independiente de los contiguos.

Algunos autores consideran que estas diferencias en los patrones de zonación de los granates son consecuencia de equilibrios incompletos, a escala de muestra de mano. Este desequilibrio sugiere que los mecanismos de crecimiento tienen un control de superficie, e indica que cada porfiroblasto obtiene sus nutrientes para crecer a partir de un dominio el cual es más pequeño que la longitud característica de la difusión para su trayectoria P-T-t (Skora et al., 2007). Análisis estadísticos espaciales 3D usando tomografía revelan halos de difusión que influyen fuertemente los sitios de nucleación, en donde además se observa supresión de nucleación en la vecindad de granates grandes.

Los histogramas de la Figura 5-4 (b) para los granates de la pelita ARQ-ZOC-9A, igualmente evidencian variaciones para cada tipo de granate, factor que considerado con la información de la Figura anterior, podría asociarse a micro dominios de crecimiento a escala de muestra de mano.

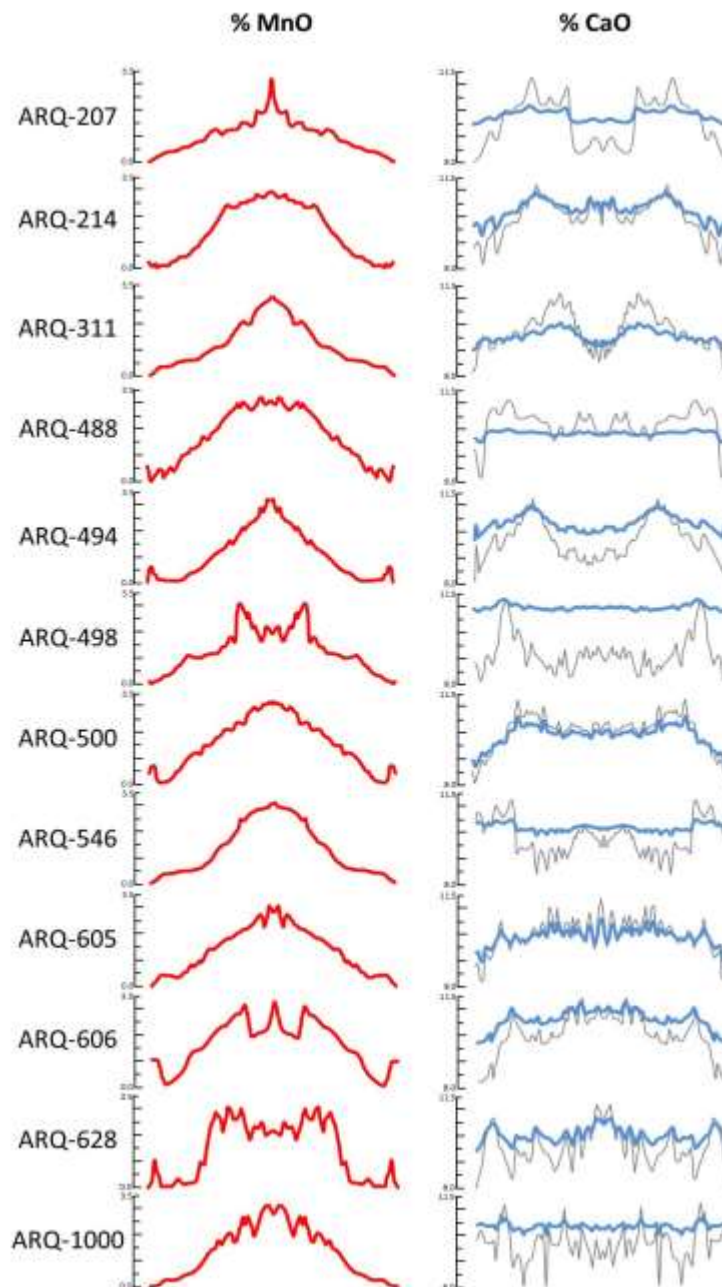
Figura 5-4: Histogramas de composición química para granates en sus fracciones principales, para (a) Eclogitas, (b) Metapelitas



La Figura 5-5 muestra comparativamente los perfiles composicionales borde-núcleo-

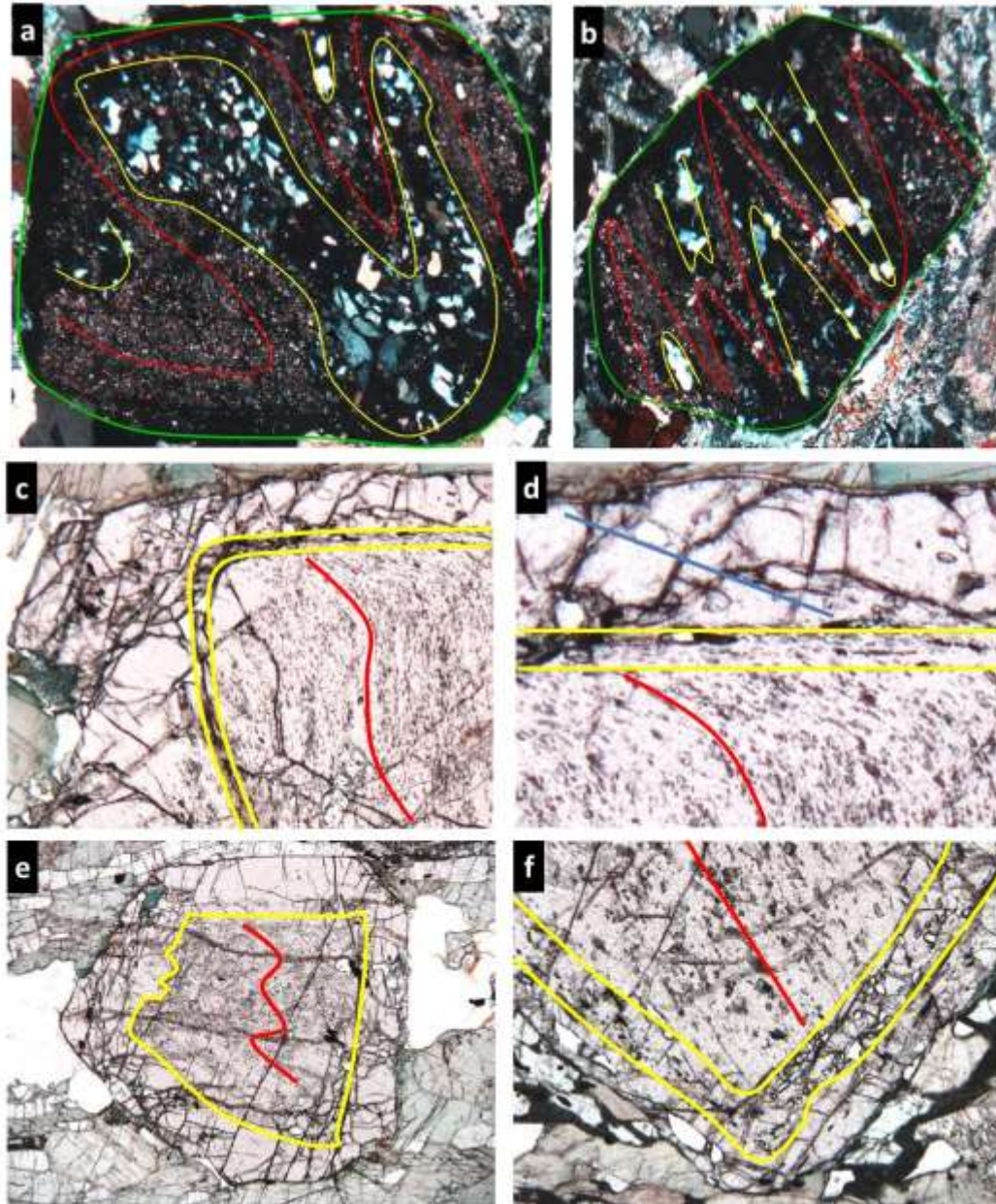
borde para Mn y Ca, medido en granate de las 12 muestras de eclogitas donde se pueden identificar las variaciones en el comportamiento de ambos elementos a partir de la nucleación y durante el desarrollo de los mismos. Para las gráficas correspondientes a los perfiles de Ca, de color azul están realizados a escala y en línea gris se ha exagerado la escala vertical para hacer más evidente las variaciones por difusión.

Figura 5-5: Perfiles composicionales borde-núcleo-borde para Mn y Ca, medido en granate de las 12 muestras de eclogitas colectadas



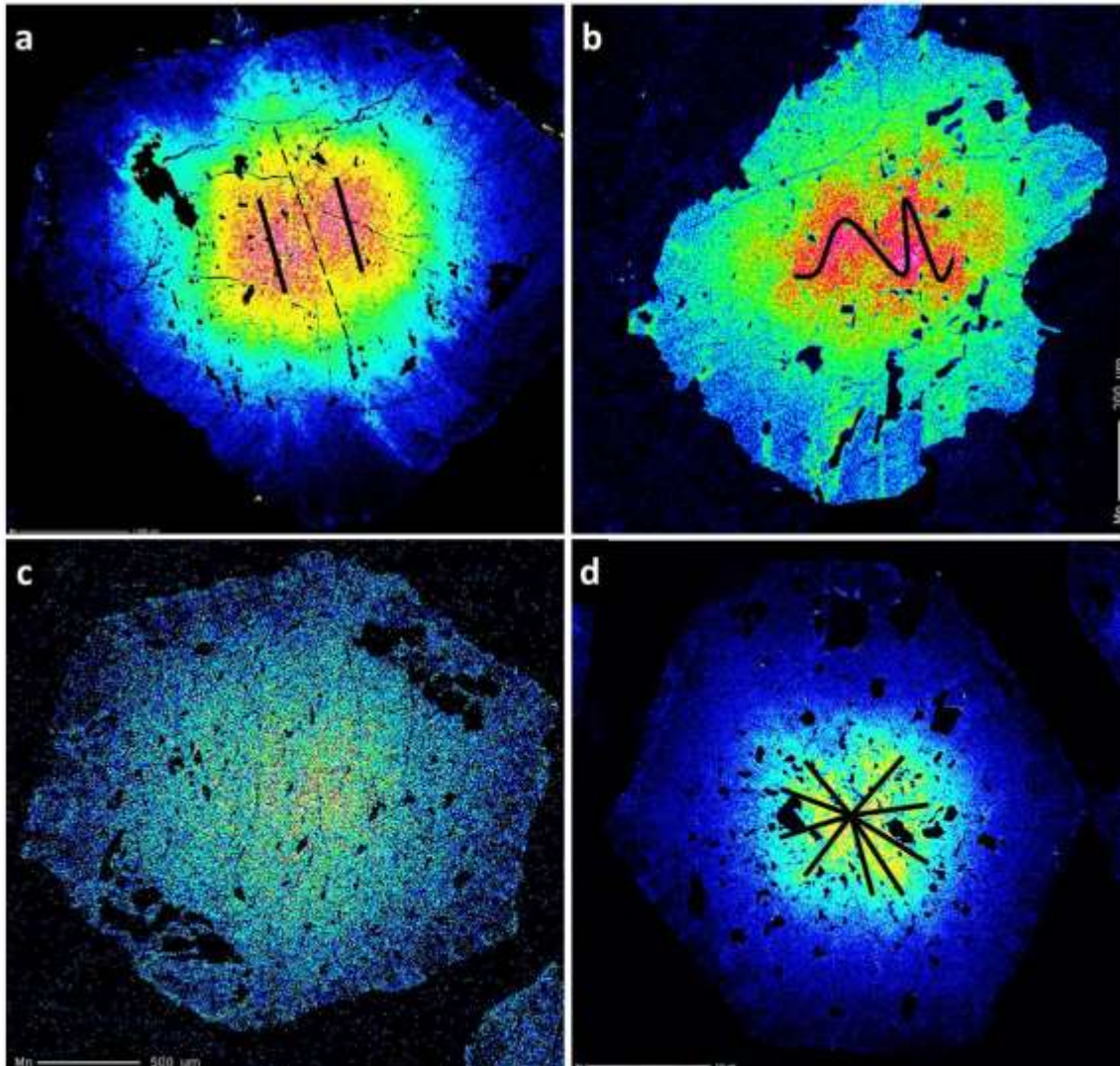
Las inclusiones en los granates de las eclogitas en el área de estudio exhiben diferentes patrones de distribución. La Figura 5-6 (a-f) evidencia patrones a manera de bandas composicionales de clinozoisita y rutilo (Figura 5-6 a, b), replegadas, crenuladas y con diferente orientación respecto al manto, al borde interno y al borde externo (Figura 5-6 c-f), evidenciando rotaciones sintectónicas durante el crecimiento de los mismos.

Figura 5-6: Patrones de distribución de las inclusiones en granates de eclogitas



Como se evidenció en la Figura 5-5 el contenido de Mn exhibe variaciones a partir del centro de nucleación del granate para cada eclogita, lo cual se corrobora con los mapas a color de distribución elemental con cuatro patrones de distribución claramente diferenciables (Figura 5-7).

Figura 5-7: Mapas a color de distribución elemental para Mn en granates de eclogitas, exhibiendo 4 patrones bien diferenciables

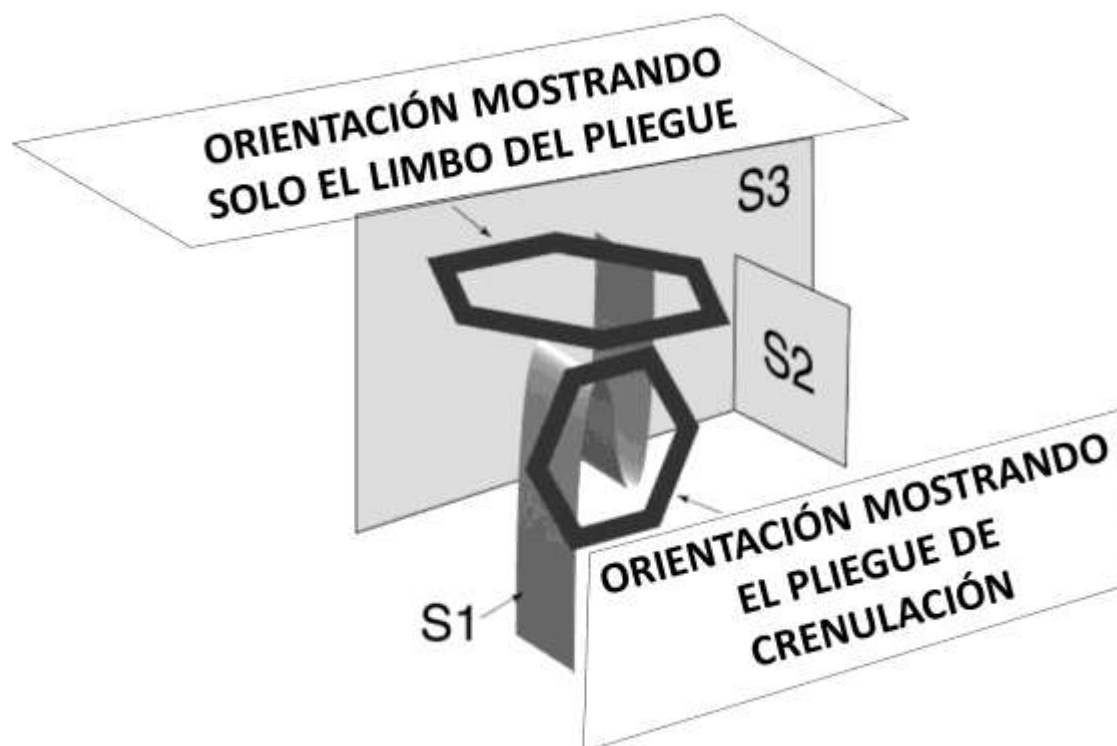


El equilibrio del Mn durante el crecimiento del granate ha sido asumido a escala de sección delgada (Daniel y Spear, 1998; Spear y Daniel, 1998), y a partir de esto, puede ser usado como una línea de tiempo en el análisis de la nucleación progresiva y la historia de crecimiento.

Al comparar la zonación de Mn, Fe, Mg y Ca, se observa que no todos estos elementos pueden estar en equilibrio simultáneamente, debido a la importante influencia de la composición total y/o la difusión. En la Figura 5-7 se observó el alto contenido de Mn a manera de dos parches (Figura 5-7 a), de manera de pliegues crenulados (Figura 5-7 b), con una distribución homogénea sobre toda la superficie del porfiroblasto (Figura 5-7 c), y a manera de patrón radial a partir del núcleo del granate (Figura 5-7 d).

De los patrones (a) y (b) se realiza la interpretación de que dicha observación de altos contenidos de Mn a manera de parches o pliegues crenulados dependerá de la dirección cristalográfica en que sea preparada la muestra (Figura 5-8). Hasta el año 2000 se pensaba que los parches obedecían a coalescencia de varios núcleos de granate (Spear y Daniel, 2001).

Figura 5-8: Diagrama que muestra la relación entre los elementos de un pliegue de crenulación interna de un porfiroblasto de granate, según Spear y Daniel (2001).

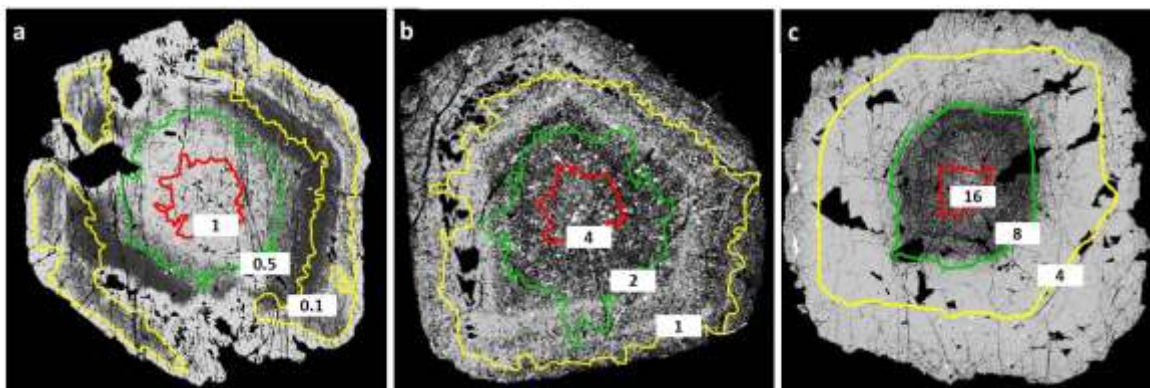


Al comparar detalladamente los mapas composicionales a color para Mn, Fe, Mg y Ca de un mismo granate, se observa que no hay exacta coincidencia entre Mn, Fe y Mg, así como una clara discordancia con el Ca. La Figura 5-9 muestra la superposición de los

contornos de Mn sobre los mapas de Ca, e inmediatamente se observa la considerable dispersión en Xgrs versus diferentes concentraciones de Xsps, para este tipo de microestructuras Spear y Daniel (2001) deducen que no todos los cationes mayores son incorporados al granate bajo condiciones de equilibrio local con una matriz homogénea. En contraste, cuando el comportamiento de elementos como Mn y Mg son perfectamente sincronizados y se acompañan de fluctuaciones en P-T durante el crecimiento prógrado del granate en escenarios de subducción, con procesos recurrentes de reacciones de disolución-crecimiento, se esperaría como resultado zonaciones oscilatorias bien definidas (García-Casco et al., 2002).

Es importante a partir de esta situación diferenciar la influencia del control de equilibrio y el control de transporte. El control de equilibrio se refiere al equilibrio químico que se mantiene en el borde de todas las fases minerales presentes en la matriz durante todo el tiempo. Adicionalmente, el control de equilibrio puede variar a diferentes escalas, de muestra de mano o de sección delgada, según cada elemento. El control de transporte se refiere a la existencia de pequeños pero importantes gradientes en la composición de un elemento dentro de un volumen considerado de roca, de manera que el crecimiento en este caso del granate, es controlado en parte por el flujo del elemento. La difusión de Fe, Mg y Mn en silicatos es más rápida que para el Ca, y de allí se infiere que estos tres elementos son controlados por el equilibrio, mientras que el Ca es controlado por el transporte.

Figura 5-9: Comparación entre mapas de distribución elemental de contenido de Xgrs y contornos de contenido de Xsps para granates



(a) Metapelitas, (b) Eclogitas, (c) Metabasitas

De este modelo de pliegues crenulados se soporta el argumento de que los granates nuclean en estos sitios, donde la presión es suficientemente alta para que ocurra disolución de minerales. Además la difusión del Ca tiene importantes implicaciones sobre la cinética del crecimiento de minerales metamórficos y por ende sobre la determinación de trayectorias P-T.

5.4 Geocronología Sm/Nd

En un sistema cerrado el protolito controla las concentraciones totales de REE, suponiendo que no hay metasomatismo; sin embargo, el protolito no controla la dispersión de Sm/Nd entre la roca total y sus minerales. Por lo tanto, en un sistema cerrado, la baja relación Sm/Nd y otras relaciones isotópicas deberían ser el resultado de los coeficientes de distribución Kd entre los minerales que tienen REE y están en un efectivo equilibrio isotópico. Los valores de Kd varían según T y P en los minerales con composiciones a partir de series de solución sólida como el granate y la onfacita para las eclogitas. La relación Sm/Nd que está controlada por Kd con fases en equilibrio debería ser alta para el granate en comparación con la roca y/o fases en equilibrio, esencialmente en todas las condiciones de T y P. El Kd en estos casos, con una baja dispersión o reversiones en la dispersión de estas proporciones debe resultar del desequilibrio de unas pocas fases, por ejemplo, si el granate creció solamente a partir de una fracción de la roca total. En una eclogita, como sistema cerrado, algunos minerales pueden retener composiciones relícticas. Por ejemplo, es posible que el granate sea una fase ígnea relíctica.

Las eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía reflejan: (1) avanzada retrogradación en todas las muestras, con fracciones modales de onfacita que no superan el 15% en volumen en la muestra más fresca (seleccionada para la datación Sm/Nd), (2) intensa deformación tectónica de las rocas, la cual se exhibe en las tres etapas fundamentales de evolución de las eclogitas, (3) intensa alteración hidrotermal como producto de la invasión de fluidos ricos en Ca que afectan el quimismo de los minerales en diferentes proporciones, y (4) un completo desequilibrio en los minerales, otorgando a la roca un comportamiento isotópico de sistema abierto. En el caso de haber ocurrido metasomatismo, la roca total y/o algunos minerales pueden haber cambiado en composición química e isotópica sin cambios en todos los minerales. Esto también

causaría seguramente desequilibrio. Estas consideraciones hacen que por ejemplo Li et al. (2009) descarten muestras de eclogita que evidencien alteración en los cálculos de isócronas en roca total para edades Sm/Nd.

Según Stowell, Taylor, Tinkham, Goldberg y Ouderkerk (2005), (comunicación personal) es posible que se obtengan grandes variaciones en Kd para granate si su composición y/o presión y temperatura de equilibrio son muy diferentes. De otra parte, las metapelitas pudieron haber recristalizado completamente con equilibrio entre todos los minerales, mientras que la eclogita y la anfibolita no. Por lo tanto, se consideran a estas dos litologías en completo desequilibrio isotópico. El granate de eclogitas en equilibrio isotópico debería tener relaciones $Sm/Nd > 0.8$. Esta relación para las eclogitas y anfibolitas del Complejo Arquía está en el rango 0.2-0.3 y para metapelitas en el rango 2.0-5.0, razón por la cual la edad obtenida con muy alta calidad y con significado geológico congruente para las tres muestras sometidas, fue la de la metapelita.

Ducea et al. (2003) plantean que los granates seleccionados para dataciones Sm/Nd no pueden evidenciar ni reabsorción ni sobrecrecimientos, y exhibir una zonación normal composicional, además de estar totalmente libres de inclusiones. En el Complejo Arquía, esta puede ser una de las explicaciones de porque no se pudo obtener una edad a partir de las eclogitas retrogradadas, anfibolitas o esquistos azules. Otros autores que esta de acuerdo con estos conceptos son Gatewood et al. (2015), quienes afirman que el equilibrio químico evaluado por medio de los cambios químicos en minerales zonados como el granate, requieren de una muestra con una distribución muy homogénea de composiciones isotópicas a través de la matriz de la roca. Adicionalmente, si se evitan muestras que puedan contener texturas de crecimiento en granate (reabsorción y/o recristalización), zonación inversa, policristales, o flujo de fluidos se facilita la interpretación de datos composicionales y de edad en la evaluación de equilibrio químico durante el crecimiento metamórfico mineral.

Xie et al. (2004) presentan resultados concluyentes respecto a que el clinopiroxeno usado en el método Sm/Nd debe ser puro e inalterado, de lo contrario es imposible luchar en contra del desequilibrio isotópico. El no obtener edades o calcular isócronas congruentes geológicamente, es para estos autores una evidencia de que los sistemas fueron perturbados durante metamorfismo retrógrado, como causa fundamental,

fenómeno que provoca una rata de difusión de elementos como Sr (la más rápida), Sm-Nd y O en minerales máficos, además de probables microinclusiones accesorias en granate y onfacita, ricas en LREE con relaciones muy bajas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y altas temperaturas de bloqueo en otros minerales. Para el par Sm-Nd, los efectos heterogéneos sobre los minerales se pueden deber inclusive no solo a fluidos externos, sino también internos; por ejemplo durante la simplectitización por crecimiento de nuevas fases fuera de equilibrio isotópico con las fases predecesoras y por la difusión que reequilibra parcialmente las fases minerales de la facies eclogita.

Luais et al. (2001) plantean que el desequilibrio isotópico de granates desde su evolución prógrada, y sometidos al método Sm/Nd, se puede producir por inclusiones de allanita, apatito, monacita, heredadas por el protolito ígneo a partir de procesos de contaminación cortical, durante las etapas de asimilación y las primeras circulaciones de fluidos, proceso que de ser prolongado en el tiempo, puede llegar a disolver estas inclusiones submicroscópicas durante un metamorfismo retrógrado por ejemplo en el paso de facies esquistos azules a facies anfibolita, como se evidenció en los Himalaya. Coincidentemente, los esquistos azules con granates estudiados del Complejo Arquía exhiben muy alta retrogradación y reseteo por alteración hidrotermal.

Conociendo las anteriores restricciones analíticas, y apoyado en la petrografía y los mapas a color realizados a las muestras seleccionadas, se evidenció fenómenos de reabsorción así como posibles sobrecrecimientos en la eclogita, la anfibolita granatífera y el esquistos azul; este último descartado desde el inicio por exhibir un reseteado total de su zonación por invasión de fluidos ricos en Ca, lo cual se constituye en un factor limitante y decisivo en el éxito del análisis.

Para las metapelitas del Complejo Arquía se seleccionaron nueve fracciones monominerales así: roca total, matriz (roca total – Grt), núcleo del granate (Grt-C), manto del granate (Grt-M), borde del granate (Grt-R), multigrano de granate (Grt mg), rutilo, cianita, fengita, modelando diferentes combinaciones obteniendo una edad de núcleo de granate de 124.2 ± 1.2 Ma con un MSWD=1.5 y una edad de borde de 123.0 ± 1.3 Ma con un MSWD=2.1, las cuales son interpretadas como Aptiano temprano, y se sugiere una muy alta velocidad de crecimiento para el granate, no mayor a 1 Ma, considerando que son porfiroblastos con 25 mm de diámetro. Para el Complejo Arquía en el área de estudio

no se conocen dataciones Sm-Nd en granate, constituyéndose este, en un primer dato para el área por este método. Se reportan edades de 110 ± 10 Ma método K-Ar en roca total para una anfibolita granatífera de Pijao (Toussaint et al., 1978), de 107 Ma método Ar-Ar en hornblenda para una anfibolita granatífera del Complejo Arquía, (Restrepo et al., 2008), de 112 ± 3.7 Ma método Ar-Ar en hornblenda para una anfibolita granatífera del Complejo Arquía (Villagómez, 2011), de 63 ± 3 Ma método Ar-Ar en mica blanca para un esquisto azul de Jambaló (Bustamante et al., 2011), y de 120.7 ± 0.3 Ma método Ar-Ar en mica blanca para un esquisto azul de Barragán (Bustamante et al., 2012).

5.5 Connotación Tectono-Estratigráfica para Colombia

La nomenclatura y estratigrafía de las rocas denominadas bajo el término “Arquía” en Colombia, además de presentar enormes vacíos en su conocimiento detallado desde el punto de vista de la evolución geológica, presentan además mucha heterogeneidad al momento de cartografiarlas y asignarles una posición crono estratigráfica, que las identifique y diferencie claramente de otras litologías, generando confusión e incertidumbre entre la comunidad geológica a la hora de usar y/o citar estas rocas.

En Colombia, desafortunadamente, debido a la carencia de estudios geológicos detallados, la nomenclatura y estratigrafía de unidades y sus contactos, así como las fallas, es muy ambigua y escasa, limitándose en muchos casos al uso de nombres muy locales asignados por el autor de trabajos puntuales y a pequeña escala o con objetivos privados que obviamente no serán ni publicados ni adoptados por la comunidad geológica nacional en consenso. Más de 10 nombres se usan actualmente para denotar litologías asociadas al Complejo Arquía, de norte a sur del país.

Maya y González (1995) hacen una descripción litológica a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Central y lo denominan como Complejo Arquía. Pardo y Moreno (2001) agrupan las siguientes unidades (de norte a sur) dentro del Complejo Arquía: Esquistos de Sabaletas (Grosse, 1926); Grupo Arquía (Restrepo y Toussaint, 1974); Esquistos de Lisboa-Palestina (Mosquera, 1978); Complejo Bolo Azul (metagabroides), Complejo del Río Rosario (esquistos anfibólicos y anfibolitas granatíferas) y Grupo Bugalagrande (secuencia de esquistos cuarzo sericíticos y cuarcitas) (McCourt et al., 1984); Esquistos de Barragán (McCourt y Feininger, 1984); Esquistos de Jambaló (Orrego et al., 1980);

secuencia metamórfica de Buesaco con esquistos cuarzo sericíticos y actinolíticos (Murcia y Cepeda, 1991). Posteriormente Moreno y Pardo (2003) proponen el nombre de Complejo Arquía-Guamote por su similitud con el Complejo Raspas de Ecuador.

En la plancha geológica de Armenia-243 McCourt et al. (1985) utilizan la nomenclatura Pzr para el Complejo Rosario, Pzb para el Grupo Cajamarca y Pzb para el Grupo Bugalagrande y en la plancha geológica de Génova (262) Mc Court (1985) repite las denominaciones de la plancha 243 y adicionalmente usa la nomenclatura Keb para denotar a los Esquistos de Barragán. Mosquera (1999) emplea la nomenclatura Pzea, Pzes, Pzus para las diferentes litologías del Complejo Arquía y González y Núñez (1991) introducen la nomenclatura Kies, Kiea para el Complejo Arquía, y separan como Kus a los cuerpos de Rocas Ultramáficas. Recientemente, Gómez et al. (2015) en el Atlas Geológico de Colombia se refiere a rocas asociadas con el Arquía como K1-Mmg6 y K1-Mbg6; y finalmente Alcárcel y Gómez, (2019) en el Mapa Geológico de Colombia 2019 lo referencian como K1Mmbbg.

Toussaint y Restrepo (2020) hablan de tectono-estratigrafía de terrenos en Colombia, y más propiamente dicho, de terrenos oceánicos, dentro de los cuales citan el Terreno Pozo, llamado como Terreno Arquía por algunos autores, y argumentan el uso de este nuevo término porque ya se usó Grupo Arquía, por Restrepo y Toussaint (1976), y como ya se mencionó arriba, el de Complejo Arquía porque ya existe en la literatura gracias a (Maya y González, 1995).

El autor del presente trabajo sigue el planteamiento de Cediél (2019) y de Urbani (comunicación personal, 2020) en el sentido de que no es recomendable mezclar dominios lito-tectónicos y morfo-estructurales con características fisiográficas mayores. Las rocas de alta presión, eclogitas retrogradadas y esquistos azules, así como las rocas asociadas, consideradas como Complejo Arquía, hacen parte del ahora denominado Terreno Romeral (RO), uno de los terrenos complejos dentro de los terrenos Pacíficos (PAT), que a su vez forma parte del Bloque (realm) Tectónico Occidental-WTR.

Los límites tectónicos del Complejo Arquía establecidos para la zona de estudio son la Falla Silvia-Pijao al este, entre anfibolitas granatíferas del Complejo Arquía y metasedimentos y metavolcánicos de Complejo Quebradagrande (Moreno y Pardo, 2003;

Nivia et al., 2006; Moreno-Sánchez et al., 2008), cartografiado a la altura del segmento Pijao-Puente Tabla, y la Falla Cauca-Almaguer al oeste, entre anfibolitas granatíferas del Complejo Arquía y rocas volcánicas del Complejo Amaime, cartografiado claramente en la vía Pijao-Génova a la altura de Puerto Barragán.

5.6 Modelo Geológico

Como síntesis de este trabajo se realizan algunas consideraciones importantes que conceptualizan y soportan el modelo propuesto.

5.6.1 Canal de subducción asociado a un melangetectónico

Los dos objetivos principales de los petrólogos metamórficos en el mundo son en primer lugar, conocerla historia evolutiva de las rocas en profundidad, así como las condiciones termodinámicas a las cuales son sometidas en profundidad, y en segundo lugar, conocer los mecanismos de exhumación y retorno de las mismas a condiciones de superficie, y las transformaciones sufridas durante dicho evento. Este segundo objetivo sin duda sigue siendo motivo de controversia y cuestionamientos para los geólogos dedicados a temáticas relacionadas con complejos de subducción y rocas de alta y ultra alta presión. En la presente investigación presentamos un modelo evolutivo y de exhumación para las eclogitas y esquistos azules en el sector Pijao-Génova, flanco oeste de la Cordillera Central en los Andes Colombianos, con base en los criterios documentados hasta la fecha.

Para el Complejo Arquía el término “melange” fue introducido por Núñez y Murillo (1978) y Núñez (1979), al cartografiar bloques de esquistos azules en el flanco oeste de la Cordillera Central, y aflorantes dentro de la Formación Quebradagrande, y por Murcia y González (1980) para describir rocas de alta presión en Tacueyó, también sobre la misma cordillera. Posteriormente Cediell et al. (2003), seguido por Ruíz et al. (2012) introducen el concepto de “Romeral melange”, asociado a la falla Cauca- Almaguer o Romeral, y lo ubican como el límite entre los terrenos de afinidad oceánica y continental de Colombia. Recientemente, Vinasco (2019) introduce el término “Complejo de la zona de cizalla de Romeral “RSZ” y melange tectónico asociado (Romeral Shear Zone, por sus siglas en inglés), caracterizado por un régimen transpresivo dominante, con una geometría anastomosada de discretas zonas miloníticas de cizalla, trabajo que aunque

realizado para la zona al oeste de Medellín, es congruente con lo observado a detalle en el sector Pijao-Génova, al sur del departamento del Quindío. Toussaint y Restrepo (2020), cuestionan a González (2001) Rodríguez y Arango (2013), por usar el término “mélange”, y lo consideran no adecuado acorde a la definición de Festa et al. (2010), pero considerando únicamente la definición en sentido estricto, y sin considerar las diferentes clasificaciones presentadas por este mismo autor.

Varios autores internacionales, entre ellos Ernst (2001), Chopin (2003), Yang et al. (2005), Kylander et al. (2007), Liou et al. (2009), Escuder et al. (2019), Harcker et al. (2013), y Li et al. (2016) se refieren a “melanges caóticos” para describir terrenos de alta y ultra-alta presión, cuya génesis se relaciona a mecanismos tipo canal de subducción, que comparten características geológica, con matrices de metasedimentos y serpentinita.

Adicional a esta definición, nuestro trabajo contempla a Raymond (1984), quien establece como característica intrínseca de los melanges, entre otras cosas, la pérdida de continuidad interna de los contactos o estratos, así como por la inclusión de fragmentos y bloques de todos los tamaños, exóticos y nativos, dentro de una matriz fragmentada fina, lo cual se observa en el área del presente estudio, asemejándose a formaciones desmembradas y sin continuidad. En sentido amplio, los melanges, ocurren en muchos cinturones orogénicos, colisionales y acrecionarios alrededor del mundo, incluyendo subducción oceánica, emplazamiento local de ofiolitas, engrosamiento de corteza y manto litosférico e inestabilidad gravitacional.

Tomando como base la definición y clasificación de Festa et al. (2010) las litologías del área de estudio se catalogan como pertenecientes a un melange tipo 4b o melange tectónico, constituido por bloques a manera de lentes de eclogitas, esquistos azules, metapelitas, metabasitas, y meta-peridotitas serpentinizadas. La matriz está constituida por una alternancia de esquistos micáceo-grafitosos granatíferos (30% en volumen) y metabasitas tipo anfibolitas, anfibolitas granatíferas, esquistos actinolíticos y esquistos anfibólicos granatíferos (70% en volumen). Se observan en menor proporción bloques de esquistos azules, un bloque de una cianitita granatífera y rocas meta-ultramáficas serpentinizadas, como fragmentos alineados por acción de la Falla Silvia-Pijao, sobre el límite este del área trabajada.

El modelo de canal de subducción o flujo (Shreve y Cloose, 1986; Cloose y Shreve, 1988) es el mecanismo más aceptado en la actualidad para explicar la generación de los melanges tectónicos. Este modelo se usará para modelar el mecanismo de exhumación de las rocas de alta presión, eclogitas y esquistos azules que hacen parte del Complejo Arquía.

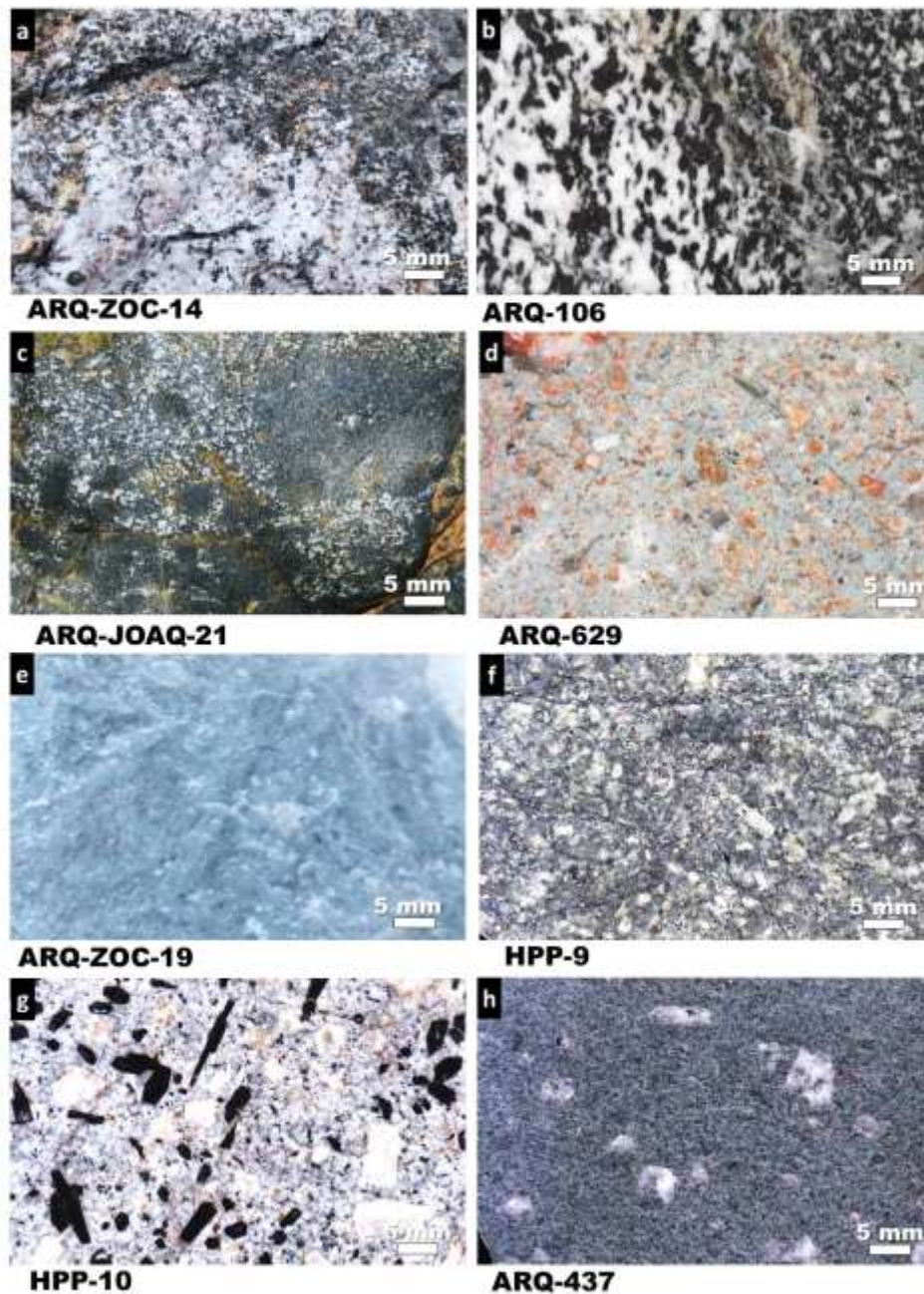
El modelo del canal de subducción esta soportado por la existencia de un margen de este tipo y de larga duración en la esquina noroeste de Suramérica donde se registra claramente un gran evento de subducción acrecionaria en un marco tectónico donde han interactuado varias placas de origen oceánico con el continente Suramericano; las placas oceánicas son diversas y son reconocidas con diferentes nombres: la Placa Farallón, la Placa proto-Caribe, la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP), la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica de Occidente (PLOCO), y el Plateau Oceánico del Caribe Colombiano (CCOP). El registro más antiguo claramente identificando la zona de subducción se observa en el Bloque Tectónico Central (CTR, Cediél 2019) de Colombia donde se evidencia la existencia de la zona de subducción por la existencia de un arco continental magmático Jura-Triásico responsable de numerosos cuerpos magmáticos de afinidad calco-alcalina. El magmatismo asociado a la zona de subducción tiene sus representantes dentro del área de estudio donde se hallaron cuerpos emplazados a manera de stocks y apófisis de origen ígneo y de diferente naturaleza y textura (Figura 5-10): dioritas (a), gabros (b), diabasas (c), monzonitas (d), riolitas (e), andesitas (f, g), dacitas (h), algunos de los cuales no son registrados aún por los trabajos cartográficos más recientes y que podrían tener su génesis probablemente asociada al complejo de subducción.

En zonas de subducción con dirección al E, donde la placa inferior es oceánica y la rata de convergencia es alta (> 3 cm/año), como en nuestro caso Andino. Conceptualmente, la literatura cita ángulos de subducción entre 20-30° y velocidades de subducción entre 6-12 cm/año, para subducciones tipo Pacífica u oblicua, como es denominada por otros autores, y donde la convergencia es mayor que la subducción (Doglioni et al., 2009). Vargas y Mann (2013) a partir de información combinada de sismos e imágenes tomográficas proponen ángulos entre 30-40° para la losa ubicada al sur de la estructura que ellos denominan Caldas Tear.

Como se evidencia en diferentes apartados del documento, incluyendo el trabajo cartográfico de campo, las litologías aflorantes siguen un tren estructural de dominio NNE, con vergencia al W, caracterizado por estructuras de régimen dúctil y profundo tipo milonítico, imprimiendo en el área un carácter anastomosado de bloques lenticulares mucho más competentes mecánicamente que las litologías de la matriz, envueltos plásticamente por dichos metasedimentos y metavolcánicos, conjunto similar a melange tectónico y que recuerdan a esas estructuras “mica fish” de los filosilicatos milonitizados, a escala microscópica (Passchier y Trouw, 1996). Es importante destacar que la diferencia de competencia mecánica y reológica entre litologías, así como la boyancia, son propiedades que tienen influencia directa en los mecanismos de exhumación de bloques subductados por medio de canales de subducción (Shreve y Cloose, 1986; Cloose y Shreve, 1988) principio que podría ayudar a soportar nuestra afirmación de que este “fragmento” de alta presión del Arquía, podría catalogarse como un “núcleo” de la RSZ, en total congruencia (Vinasco, 2019).

Se registraron además, localmente estructuras de régimen frágil y somero tipo cataclástico. A estos dominios se superponen además plegamientos, crenulaciones y fallamientos, que se suponen no coetáneos, sucedidos durante diferentes etapas dentro de la evolución del complejo de subducción, de las cuales en muchos casos solo se registran a manera de relictos, características que permiten inferir un evento de subducción colisional y acrecionaria del Pacífico. También se evidenció la acción del hidrotermalismo, de efecto metasomático y de contacto, etapas de metamorfismo superpuesto en algunas litologías de bajo grado principalmente, procesos que tuvieron su mayor acción y desarrollo dentro de la etapa retrógrada del complejo.

Figura 5-10: Rocas ígneas emplazadas dentro del Complejo Arquía en el área de estudio, exhibiendo texturas faneríticas, afaníticas, equigranulares, porfíricas, masivas y foliadas, que evidencian un vulcanismo extensivo en toda el área.



Como ya se mencionó, las firmas geoquímicas de las rocas de alta presión y las metapelitas, sugieren en primer lugar afinidades a basaltos toleíticos tipo N-MORB, OIB y a basaltos calco-alcalinos, y de intra-placa; además de aportes tanto oceánicos como continentales en las litologías metasedimentarias y en los mármoles. De nuevo esto es consistente con la observación de Vinasco (2019) quien hace referencia a que la zona de

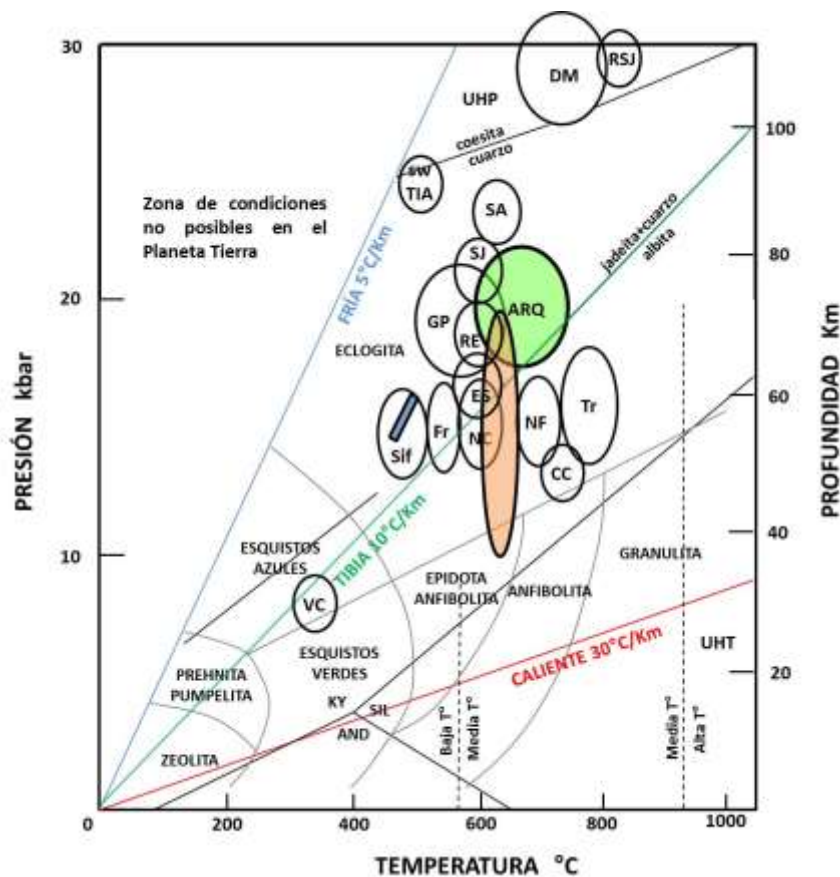
cizalla de Romeral es de contactos complejos y estructurales entre los componentes Mesozoicos, con retrabajo y emplazamiento de elementos tectónicos durante varias fases antes y durante el Ciclo Orogénico Meso-Cenozoico Andino del Norte, involucrando componentes tanto de dominio oceánico como continental. En el modelo evolutivo aquí presentado se considera además, que la RSZ y el melange tectónico asociado podrían tener relación con rocas retrabajadas de un antiguo paleomargen continental asociado al CTR de Cediel (2019). De aquí se deriva otra consideración importante que está relacionada con la dinámica de la RSZ, la cual es de tipo larga duración, (Vinasco 2019).

Si se realiza un análisis integral, involucrando el conjunto de variables asociadas al proceso de subducción, con las diferentes consideraciones litoestratigráficas, geoquímicas, geocronológicas, termobarométricas y tectono-metamórficas, se propone que no solo la dinámica de la zona de cizalla de Romeral es de larga duración, sino todo el proceso de subducción de la losa oceánica bajo la losa continental suramericana, evento que definitivamente es necesario sea considerado sin una relación directa con los mecanismos, la velocidad y el volumen de material exhumado y que retorna a superficie. Adicional a lo anterior, es de considerar que el límite convergente del continente suramericano tiene varios miles de kilómetros de norte a sur, a lo largo de los cuales y durante su pasado geológico evolutivo hasta el reciente, se involucran variables de diversa índole, y por lo tanto es apenas lógico esperar que la presencia y el hallazgo efectivo de eclogitas y esquistos azules exhumados como bloques tectónicos ocurra únicamente en limitadas porciones geológico-geográficas.

Bustamante et al. (2011), Bustamante et al. (2012), y Bustamante y Bustamante (2019) proponen dos eventos de subducción de 130-120 Ma y 70-60 Ma, en esquistos azules de Barragán (Valle del Cauca) y Jambaló (Cauca), respectivamente, a partir de edades obtenidas en paragonitas y fengitas retrógradas, usando el método ^{39}Ar - ^{40}Ar asociadas con foliación milonítica que corta a los esquistos azules del área de Jambaló, edades no correlacionables con rocas similares y que son interpretadas por los mismos autores como edades de exhumación del esquistos azul (Vinasco, 2019). Las anteriores edades pueden evidenciar dos bloques exhumados efectivamente en diferentes momentos, con una distancia geográfica cercana a los 200 kilómetros, y no pueden considerarse datación del pico metamórfico de alta presión y baja temperatura.

A nivel mundial la clasificación de las eclogitas y sus condiciones genéticas se centran, en parte, en determinar si son productos de procesos de subducción fría y asociada a corteza antigua-gruesa o de subducción caliente y asociada a corteza joven-delgada, procesos regidos por gradientes geotérmicos de 5 y 30 °C/Km respectivamente (Miyashiro, 1994; Gerya et al. 2002; Syracuse et al. 2010; Penniston-Dorland et al. 2015; Kong et al. 2016; Zheng et al., 2019), y dando alcance a realizar clasificaciones de eclogitas de baja, media y alta temperatura (Carswell, 1990).

Figura 5-11: Diagrama comparativo entre las condiciones P-T de algunas eclogitas de referencia mundial



Sif: Sifnos-Cyclades; Fr: Franciscanas-California; NC: New Caledonia; GP: Gran Paradiso; DM: Dora Maira; NF: Nordfjord; Tr: Tromso; SJ: Cinturón de Sambagawa en Japón; swTIA: sw Tianshan; VC: Villa de Cura en Venezuela; RE: Raspas en Ecuador; CC: Cordillera Costera de Chile; SA: Complejo Samaná en República Dominicana; ES: Escambray en Cuba; RSJ: Complejo Río San Juan en República Dominicana y las eclogitas y rocas asociadas del Complejo Arquía en el área de estudio. Modificado y adaptado de (Carswell, 1990; Miyashiro, 1994; Spear, 1993; Zheng et al., 2019). Punto triple (Holdaway, 1971).

Adicionalmente, a partir de estas clasificaciones se infieren reacciones metamórficas prógradas y retrógradas e incluso se infieren características de los procesos y mecanismos de exhumación y retorno de todo este material subductado a profundidad y su retorno hasta condiciones de superficie.

La Figura 5-11 muestra además de los parámetros de gradientes geotérmicos y temperaturas de eclogitas, las condiciones P-T de formación de algunas eclogitas de referencia a nivel mundial. Nuestro estudio plantea la necesidad de al menos considerar unas condiciones termodinámicas para gradientes geotérmicos intermedios de 10-20 °C/Km que podrían relacionarse a un régimen de subducción tibia, en congruencia con autores recientes, Zheng et al. (2019). El círculo de color verde, representa las eclogitas del Complejo Arquía en el área de estudio, así como las áreas azul representa a los esquistos azules y naranja a las metapelitas de alta presión; todas congruentes con un gradiente geotérmico intermedio aproximado a los 10 °C/Km.

Según Miyashiro (1994), las eclogitas GP hacen parte de la zona de bajo grado dentro de la Facies eclogita y las eclogitas DM hacen parte de la zona de alto grado de esta misma facies; y en ese orden de ideas, nuestras eclogitas son muy afines a las eclogitas GP.

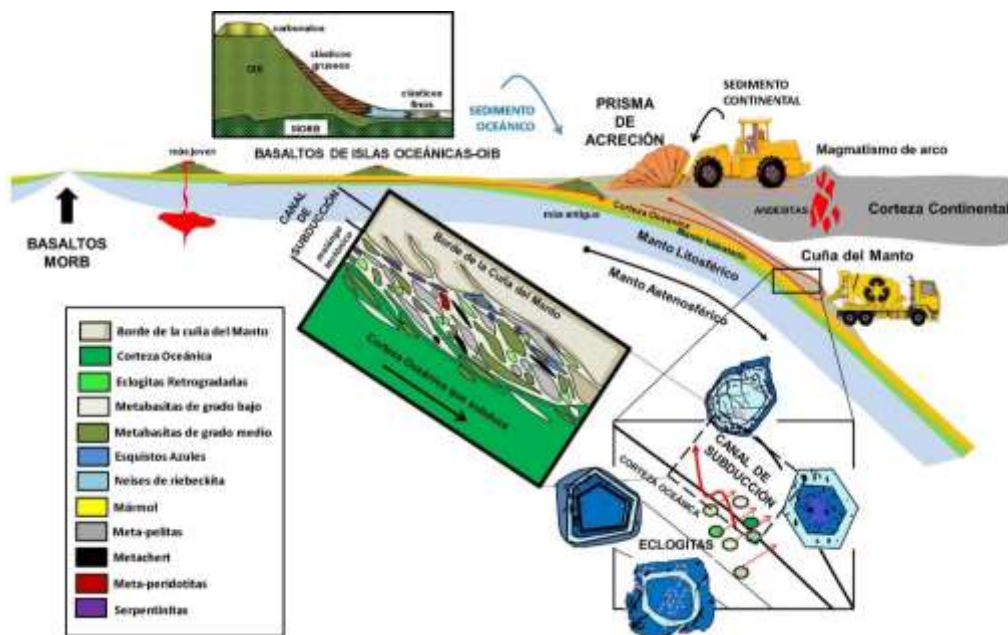
En los últimos años, y gracias al avance de las ciencias computacionales se han modelado numerosas predicciones termales para sistemas de subducción, en un rango muy amplio de condiciones de $P_{\max} - T^{\circ} < 2$ GPa, las cuales son entre 100-300 °C más frías que el promedio de las calculadas a partir del registro de rocas exhumadas y sus trayectorias prógradas Penniston et al. (2015). Es probable que los modelos sobreestimen procesos de sobreimpresión durante la exhumación, así como subestiman temperaturas a profundidad por calentamiento de zonas de cizalla, reacciones de hidratación por advección en rocas y fluidos.

A este respecto, los modelos de canales de subducción, aparte de ser recientes y carentes aún de mayor desarrollo, precisión y exactitud, parten del principio de que la subducción es o fría o caliente, dejando fuera de consideración estadios termodinámicos intermedios, que incluso son más próximos a la realidad de los procesos geológicos naturales. Solo considerar los dos extremos induce a mal interpretar, por ejemplo, los ciclos geoquímicos globales, la estructura petrológica de zonas de subducción, las

interacciones roca-fluido y la sismicidad dentro de zonas de subducción (Guillot et al., 2015; Penniston et al., 2015).

Como conclusión se plantea que las eclogitas retrogradadas y esquistos azules del Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova hacen parte de un Canal de Subducción fósil desmembrado y adosado, que está asociado a un *mélange* tectónico dentro del Terreno Romeral, aflorante en el flanco oeste de la Cordillera Central de los Andes Colombianos, con Figura ndo un Complejo de Subducción, Figura 5-12.

Figura 5-12: Modelo geológico



Fuente: Guillot et al. (2009, 2015); Agard et al. (2009); Li et al. (2016); Zheng et al. (2013, 2015, 2016, 2019); Safonova et al. (2015); Zhang et al. (2019); Zhang et al. (2020).

Es importante destacar que durante la subducción de la corteza oceánica se realiza inicialmente la aproximación y posterior incorporación del material basáltico generador de islas oceánicas, las cuales realizan además del aporte de su material constitutivo básico, el aporte de sedimentos oceánicos clásticos, así como carbonatos, los cuales al llegar a la fosa se mezclan con todo el sedimento de fondo marino o cobertera de la corteza oceánica. Sincrónicamente con el anterior aporte, se considera además, el aporte de sedimentos detríticos erodados de la corteza continental, y que son arrastrados y acumulados, todos, hasta constituir el denominado y obviamente deformado prisma o

cuña de acreción. El mecanismo de raspado, arranque, apilamiento y litificación de sedimentos, es no uniforme y mecánicamente anisotrópico, el cual se asocia a un efecto “bulldozer”, Cloos y Shreve (1988), que puede a su vez generar *mélanges*, según la cantidad de sedimentos movidos, el apilamiento-cabalgamiento de láminas sedimentarias y fragmentos de losa subductada, crestas emergidas, como en el caso particular de la zona objeto del presente estudio.

En cuanto al tipo de margen, según Shreve y Cloos (1986), se infiere que es del tipo D-E, porque además de producirse flujo de reversa o ascendente, también en ambos, el volumen de sedimentos supera la capacidad de la entrada del canal, y se puede generar apilamiento de sedimentos y *mélange* raspados, acompañados de resubducción de dichos sedimentos, puntualizando que en el caso del margen tipo E el volumen de material exhumado y resubductado es mayor respecto al margen tipo D. En el margen tipo E, el *mélange* de subducción se forma en la región del mayor presión, justo donde la dirección de flujo se reversa, generándose la mezcla de bloques de diferentes tamaños y densidades, los cuales en parte, fueron separados de montes submarinos subducidos. Los bloques de esquistos azules que se incorporan a aproximadamente 25 Kms al *mélange* que se levanta, se hunden hasta alcanzar una corriente de flujo y son llevados hasta la matriz envolvente del canal, alcanzando 10 Kms. Es importante resaltar que dependiendo del tamaño de los montes submarino, estos pueden llegar a represar el flujo de sedimentos, en el caso que sean demasiado elevados. En el caso contrario y congruente con el modelo aquí planteado, los montes submarinos son pequeños y son fragmentados fácilmente justo donde la placa que subduce se dobla hacia abajo, previo a la subducción, lo cual sugiere que ellos al ingresar al canal son desmembrados como fragmentos de chert, calizas y rocas verdes que experimentarán diferentes grados de distorsión y metamorfismo y se mezclarán con la matriz del canal, haciendo parte del *mélange* raspado.

La zonación metamórfica en un prisma en un margen con flujo ascendente, no refleja la profundidad de acreción, porque el *mélange* levantado es adosado a profundidades más someras que el máximo alcanzado durante la subducción, (Cloos y Shreve, 1988).

La iniciación o cesación del flujo ascendente, ocurre como respuesta a los cambios en el suministro de sedimentos o a la velocidad de subducción. El patrón de movimiento para

márgenes tipo D-E, indica que la onda del levantamiento ha alcanzado la entrada del canal y el margen se encuentra en un estado estable.

La intensa deformación, genera deshidratación de las rocas y sedimentos, produciendo efectos tanto químicos, con diferencias en sus salinidades, como efectos térmicos. Otros factores importantes a considerar dentro de los mecanismos asociados a la formación de *mélanges* y a la dinámica de los canales de subducción, variables caprichosamente de una zona a otra, además del suministro de sedimentos, son por ejemplo la velocidad de subducción, la inclinación de la placa descendente, la pendiente de la superficie y la estructura de la placa subductada. Una zona de subducción puede, en este orden de ideas consideradas, evolucionar de un tipo de régimen a otro durante su vida y dos diferentes tipos, inclusive los tres (macizo Alpino), pueden llegar a coexistir a lo largo de una zona de subducción, (Guillot et al. 2009).

El proceso de exhumación que caracteriza a la corteza oceánica subducida, y asociada a rocas del manto, es discontinua y de corta vida, con velocidades bajas a intermedias de entre 3-10 mm/año, para rocas con $P < 3$ GPa y $T < 650$ °C. Adicionalmente ocurre incidentalmente durante una historia de subducción de larga duración, Guillot et al. (2009), y en concordancia con Agard et al. (2009), todo lo anterior debido a grandes modificaciones geodinámicas en la convergencia, como por ejemplo cambios de cinemática o subducción de asperezas, entre otras. Como ya se presentó ampliamente, existen diferencias entre las condiciones de P-T° de los diferentes bloque de rocas básicas y pelíticas, rasgo este, distintivo de *mélanges* tectónicos.

Las trayectorias opuestas de subducción y exhumación requieren de una zona de desacople dentro de la corteza que subduce. En zonas de subducción oceánica, la existencia de una capa de despegue puede estar presente y asociada a la zona de transición dúctil-frágil. En zonas con presencia de serpentinitas, la migración de fluidos de deshidratación, inducen fragilidad en la corteza subducida. Adicionalmente, como ya se mencionó, los bloques de peridotitas metamorfoseadas y serpentinizadas con diferentes intensidades, y que se encuentran alineados perfectamente hacia el límite este del área de estudio, por la acción de la falla Silvia-Pijao, se asocian a la cuña delgada del manto, y que podría corresponder a una lámina a manera de escama.

Los modelos de Cloos y Shreve (1988), indican que un canal de subducción tiene generalmente menos de 1 km de espesor en zonas donde no se genera flujo ascendente, y en contraste, puede llegar a alcanzar varios kilómetros de espesor, en zonas donde sí se genera este flujo ascendente.

También es importante considerar la erosión de subducción y la acreción de subducción. En el primer caso, puede ser extensiva en zonas donde el dragado sobre el techo del canal es lo suficientemente fuerte para causar una parada gradual del bloque superior o localmente en zonas donde asperezas sobre la placa que subduce son suficientemente altas y capaces de rasparlo. Rocas de afinidad granítica pueden ser detenidas como grandes bloques, mientras que las peridotitas serpentinizadas pueden ser removidas fragmentalmente.

La adición de material al canal de subducción lo engrosará, y se generará una disminución en el esfuerzo de cizalla sobre el bloque colgante y por consiguiente, disminuirá la erosión de subducción.

Una tarea muy difícil de realizar es la reconstrucción de la geometría del canal, debido a que los contactos originales reconocibles en las rocas exhumadas son escasos y locales. Cabe recordar que los trabajos de modelar canales de subducción parten de investigaciones geofísicas, cotejadas con observaciones geológicas de campo.

6. Observaciones Finales

En este capítulo se revisan los objetivos específicos planteados al inicio de esta investigación, para de esta manera, poder presentar una descripción sucinta de los resultados, realizando una evaluación y retroalimentación crítica.

6.1 Visión Crítica Presente

Esta investigación es novedosa por una razón fundamental; para nuestro conocimiento, y soportado en una revisión muy detallada del estado del arte de la temática a nivel de Colombia, tenemos claro que aunque se han realizado estudios regionales, principalmente cartográficos, por diferentes autores, en diferentes épocas, y en diferentes sectores de lo que se ha considerado y cartografiado en Colombia como Complejo Arquía, en la Cordillera Central, por medio de esta investigación se realiza por primera vez, para el sector Pijao-Génova, un estudio tan detallado y se plantea un modelo soportado, además del extensivo-intensivo trabajo de campo y muestreo, en diferentes técnicas como la microsonda electrónica EPMA, química de roca total mediante ICP-MS, geocronología por el método Sm-Nd usando TIMS, modelamiento de diagramas de fase y cálculos geotermobarométricos usando THERMOCALC.

Se evidenciaron claramente procesos geológicos como la retrogradación metamórfica, unos muy intensos tectonismo, hidrotermalismo-metasomatismo, acompañados por una avanzada meteorización en superficie los cuales en muchos casos, salvo contadas excepciones, se convierten en limitantes analíticas afectando directamente los resultados, y que adicionalmente enmascaran importantes características litológicas, que pudiesen contribuir como factores determinantes y concluyentes en muchas interpretaciones.

Existen situaciones adicionales que se involucran en Colombia dentro de un proceso

investigativo, que no son menos importantes y que requieren mención, como lo son aspectos sociales-económicos como por ejemplo y para mencionar solo tres de ellos; la situación de orden público del país, que impidió durante casi una década el acceso al área de estudio, así como la intimidación de que fue objeto el autor de este trabajo, “afortunadamente” durante la etapa final de campo. También es de considerar las limitantes y escasas oportunidades económicas para tener la oportunidad de vinculación a proyectos doctorales de esta envergadura, así como las características contractuales requeridas, todo derivado del estado mismo de la actual Educación Superior Pública en Colombia.

6.2 Relevancia General y Aporte al Conocimiento

Los resultados de este trabajo son significativos desde dos puntos de vista; en primer lugar, porque aportan al conocimiento y entendimiento de la evolución de la Geología Colombiana en la Cordillera Central, y en segundo lugar, los hallazgos aquí descritos, se convierten en un aporte significativo en el estudio del metamorfismo de alta presión.

La publicación y difusión de nuevos datos públicos, permitirá a la sociedad científica analizar, discutir y plantear nuevos modelos e interpretaciones geológicas.

El notable crecimiento y avance que se está viviendo en diferentes escuelas de pensamiento geológico nacionales y extranjeras en el campo de la petrología de complejos metamórficos, permite abordar problemas de investigación como los aquí planteados. La similitud de las unidades de roca observadas en el Complejo Arquía con otras observadas alrededor del mundo permitirá aplicar técnicas que ya son probadas como exitosas para entender sus orígenes y evolución geológica, lo cual tendrá repercusiones no solo en el proyecto sino en general en transferencia de conocimiento y tecnología para el país.

Finalmente, con todo lo anterior expuesto en conjunto, esperamos: se incentive a estudiantes y profesionales nacionales y extranjeros a desarrollar proyectos de investigación tanto de profundización en el sector Pijao-Génova, como a iniciar labores en nuevas áreas asociadas no solo al Complejo Arquía, sino en el intrigante contacto entre los dominios continental y oceánico, objeto a la fecha, de numerosas polémicas

científicas, y algo no menos importante y básico, se cuente con el apoyo financiero de entidades de diversa índole, recursos básicos sin los cuales, es casi imposible, adentrarse en este tipo de estudios, dados principalmente, los muy altos costos en las técnicas analíticas requeridas.

6.3 Visión a Futuro

Aportes a la construcción de modelos de evolución del Caribe, integrando información sobre la ocurrencia de rocas de alta presión en la esquina NW de la placa Suramericana como lo son el Complejo Arquía y la alta Guajira en Colombia, el correlacionado Complejo Raspas en Ecuador y la Cordillera de la Costa e Isla Margarita en Venezuela.

6.4 Colofón

El Complejo Arquía, con sus eclogitas y sus esquistos azules, nunca lo dudé...pero más allá de su propia denominación, si resultó más complejo de lo que algún día imaginé.

Hoy, muchas páginas después, cuando escribí la última línea de mi tesis, comprendí a cabalidad, cuan infinita es la Geología, y sobre todo, cuanto me falta aún por descubrir y comprender.....sólo por eso, por simple pasión.”

7. Conclusiones y Recomendaciones

7.1 Conclusiones

- El Complejo Arquía en el área estudiada, aflora como una delgada franja de aproximadamente 8 Kms de ancho por 40 Kms de largo, y consiste de una serie de bloques tectónicos anastomosados y de carácter cizallado, con una orientación paralela, concordante con el tren estructural general para toda el área NE/SW, controladas por las fallas regionales de Silvia-Pijao al este y Cauca-Almaguer al oeste, con una distribución heterogénea, embebidos en una matriz débil que los rodea y envuelve sinusoidalmente, conformada por metapelitas, metabasitas y metaperidotitas serpentinizadas.
- Las eclogitas retrogradadas y las rocas de facies esquistos azules, al igual que las metabasitas, geoquímicamente evidencian protolitos predominantemente de basaltos toleíticos tipo N-MORB, y que pueden variar hasta el tipo T-MORB, a basaltos alcalinos de intra-placa y a basaltos de islas oceánicas.

Por su parte las metapelitas, evidencian en un alto volumen un aporte de sedimentos de fuentes continentales, pero adicionalmente se evidenciaron aportes de naturaleza oceánica, principalmente por las intercalaciones de mármol en las rocas de facies esquistos azules.

En términos de fases minerales, el clinopiroxeno de las eclogitas retrogradadas es tipo onfacita, con un contenido jadeítico que varía entre 32.25 - 45.50 % en las diferentes muestras colectadas y analizadas.

Para el granate de las eclogitas retrogradadas, el contenido de MgO (piropo molecular) varía desde 8.47 – 17.32 en el núcleo hasta 16.37 – 22.59 en el borde; el contenido de MnO (espesartina molecular) varía entre 2.55 - 7.65 en el núcleo hasta 0.50 – 2.35 en el borde; el contenido de CaO (grosularia molecular) varía alternadamente a manera de anillos concéntricos desde el núcleo entre 25.31 – 30.03 hasta 27.12 – 31.55 en el borde; el contenido de FeO (almandino molecular) varía aleatoriamente con muy leve tendencia a disminuir en algunos

casos desde 49.31 – 58.62 en el núcleo hasta 49.38 – 57.44 en el borde; y el contenido de Cr₂O₃ (uvarovita molecular) varía también aleatoriamente desde 0.00 – 0.48 en el núcleo hasta 0.00 – 0.15 en el borde.

Para las rocas de las facies esquistos azules, el anfíbol exhibe en la X_{Fe} una variación entre 0.14 – 0.21 en el núcleo y de 0.14 – 0.18 en el borde; o sea desde Mg-riebeckita a winchita y hasta actinolita.

Los granates de los esquistos azules evidencian en su química mineral una muy avanzada afectación seguramente por hidrotermalismo, y se distinguen dos tipos principales, una variedad grosulárica neta y otra variedad andradítica.

- Los diagramas de fase modelados para las eclogitas permiten inferir una trayectoria de P-T-t que se caracteriza por dos momentos termodinámicos importantes; una etapa prógrada que alcanzó la facies eclogita con rangos entre 18-23 kbar y 620-670 °C, mientras que la etapa retrógrada alcanzó las facies epidota-anfibolita y esquistos verdes con rangos entre 9-14 kbar y 540-590 °C.

Para los esquistos azules se plantea una trayectoria prógrada con rangos entre 13-15 kbar y 470-510 °C, mientras que la etapa retrógrada alcanzó las facies esquistos verdes con rangos menores a 9 kbar y 450 °C.

Estas litologías sugieren una subducción de régimen térmico tibio, correspondiente a un gradiente aproximado de 10-11 °C/Km.

- El método Sm-Nd en granate mediante TIMS, se aplicó a una granofelsa de cianita y granate, que produjo una edad de 124.2±1.2 Ma con MSWD=1.5, y construyéndose una geocrona de 4 puntos. La edad obtenida corresponde a Aptiano-Barremiano, de la parte final del Cretácico temprano. Para el borde del granate se obtuvo una edad de 123.0±1.3 Ma con un MSWD de 2.1, correspondiente también a Aptiano-Barremiano.

Las eclogitas retrogradadas y las anfibolitas granatíferas evidencian un total desequilibrio isotópico haciendo que sus fases minerales se comporten como sistemas abiertos, producto de la muy avanzada retrogradación, intensa alteración hidrotermal y tectonismo en múltiples etapas y regímenes.

- Las rocas de alta presión del Complejo Arquía se consideran como el producto de un mélangé tectónico exhumado por medio de un canal de subducción fósil, como resultado de un proceso convergente de tipo subducción pacífica acrecionaria, suturado en su actual posición tectónica dentro de los Andes Colombianos.

7.2 Recomendaciones

Dentro de las recomendaciones temáticas a futuro, planteamos:

- Continuar con los trabajos de cartografía de campo, con el objetivo de localizar posibles nuevas ocurrencias de eclogitas retrogradadas y esquistos azules en el área de estudio.
- Análisis de geología estructural detallada para toda el área, definiendo estructuras y mecanismos de deformación que tengan influencia directa sobre los mecanismos de exhumación y acreción.
- Análisis del contenido y distribución de REE para granate por medio de EPMA, considerando que la inmovilidad de los elementos de Tierras Raras puede aportar información clave importante sobre la génesis y evolución de las rocas metamórficas de alta presión.
- Geocronología U-Pb por SHRIMP o LA-ICP-MS en circones, para contrastar con los resultados obtenidos por el método Sm-Nd usando TIMS en las pelitas.
- Química mineral de las inclusiones en granate, para intentar definir reacciones predecesoras sucedidas durante el inicio de la nucleación y posterior crecimiento del granate.
- Geoquímica de roca total detallada para serpentinitas con el objetivo de tener más detalles sobre las características protolíticas de las serpentinitas, así como las transformaciones que las han afectado en profundidad durante el metamorfismo y metasomatismo, así como durante su exhumación y etapa de superficie.
- Geoquímica de roca total detallada para rocas ígneas aflorantes asociadas en el área de estudio, para intentar definir un modelo geológico regional mucho más robusto, involucrando a todas las litologías asociadas a las rocas de alta presión.

Tabla 0. Composiciones químicas de elementos mayores y menores en roca total por ICP-MS para eclogitas retrogradadas, metabasitas, metapelitas, esquistos azules, metaperidotitas y serpentinitas asociadas Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova (Q.). (Continuación).

Sample Description	Method	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
	Analyte	Ba	Ce	Cr	Cs	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Nb	Nd
	Units	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LOR		0,5	0,5	10	0,01	0,05	0,03	0,03	0,1	0,05	0,2	0,01	0,5	0,01	0,2	0,1
ARQ-207	ECLOGITA R	43,1	8,9	360,0	0,1	5,4	3,5	1,2	18,1	4,5	1,9	1,2	2,8	0,5	1,9	8,1
ARQ-214	ECLOGITA R	30,8	7,8	380,0	0,1	4,6	3,3	1,1	19,4	4,5	2,2	1,1	2,6	0,4	1,7	7,9
ARQ-311	ECLOGITA R	22,3	12,3	380,0	1,4	5,1	3,1	1,1	17,7	4,9	2,1	1,1	4,6	0,4	4,9	9,1
ARQ-488	ECLOGITA R	20,8	9,1	370,0	0,1	4,1	2,7	1,2	16,4	3,9	1,7	0,9	3,3	0,4	3,0	6,8
ARQ-494	ECLOGITA R	20,9	17,4	220,0	0,2	8,1	5,0	1,7	17,6	7,5	3,6	1,7	4,7	0,7	2,9	13,6
ARQ-498	ECLOGITA R	21,0	31,4	360,0	0,2	7,9	5,0	2,2	20,9	7,6	3,1	1,6	13,3	0,7	13,9	18,6
ARQ-500	ECLOGITA R	5,7	13,3	180,0	0,1	6,7	4,5	1,3	20,3	6,2	3,4	1,5	3,1	0,6	2,1	10,8
ARQ-546	ECLOGITA R	154,0	11,9	270,0	0,4	6,8	4,1	1,6	20,8	6,9	2,7	1,4	4,1	0,6	1,7	11,6
ARQ-605	ECLOGITA R	40,9	12,1	240,0	1,0	6,6	4,2	1,5	18,8	6,3	3,1	1,4	3,7	0,6	2,0	11,9
ARQ-606	ECLOGITA R	35,6	8,8	280,0	0,2	5,6	4,2	1,0	16,2	5,1	2,3	1,4	2,9	0,7	1,7	9,1
ARQ-628	ECLOGITA R	25,2	9,7	220,0	2,6	6,1	3,7	1,3	17,8	5,5	2,6	1,3	2,8	0,6	1,7	10,1
ARQ-1000	ECLOGITA R	118,0	47,2	80,0	0,2	6,3	4,1	1,8	18,9	6,2	4,4	1,3	22,0	0,5	31,2	24,2
ARQ-74	METABASITA	8,6	11,8	250,0	0,0	5,9	3,3	1,2	18,5	4,9	2,5	1,2	4,0	0,5	3,3	10,8
ARQ-134	METABASITA	33,5	14,2	270,0	1,3	7,7	4,6	1,5	17,7	6,1	3,1	1,7	4,5	0,7	2,6	12,3
ARQ-213	METABASITA	25,9	10,6	380,0	1,9	4,8	2,8	1,1	17,4	4,6	2,3	0,9	3,5	0,4	2,2	9,2
ARQ-217	METABASITA	30,3	10,0	330,0	0,3	5,1	3,3	1,1	20,4	4,6	2,7	1,1	3,2	0,4	1,9	8,5
ARQ-220	METABASITA	5,3	16,3	260,0	0,0	7,6	5,0	1,6	22,0	6,8	3,7	1,6	4,9	0,7	3,3	14,2
ARQ-233	METABASITA	27,6	15,7	140,0	0,2	7,7	6,2	1,5	17,9	7,2	4,1	1,9	4,9	1,0	3,0	14,5
ARQ-301	METABASITA	41,0	12,4	170,0	0,2	7,0	4,6	1,7	19,7	6,5	2,9	1,5	4,2	0,6	1,6	12,0
ARQ-547	METABASITA	20,0	10,2	230,0	0,1	6,9	4,0	1,3	18,0	6,3	2,7	1,4	3,0	0,6	1,4	9,6
ARQ-621	METABASITA	51,4	11,6	300,0	0,1	6,6	3,8	1,6	20,6	6,0	2,9	1,5	3,5	0,6	1,9	11,1
ARQ-R18	METABASITA	5,4	16,5	230,0	0,1	7,4	5,0	1,6	21,8	7,0	3,5	1,5	5,8	0,6	4,3	13,8
ARQ-S19	METABASITA	14,6	15,8	180,0	0,2	6,6	4,6	1,6	23,1	6,5	3,8	1,5	5,2	0,6	3,1	12,4
HPP-1	ESQUISTO AZUL	82,3	9,1	1090,0	0,5	2,8	1,8	0,8	10,4	2,6	1,4	0,6	3,5	0,3	1,5	7,1
HPP-2	ESQUISTO AZUL	57,0	9,1	940,0	0,4	2,7	1,7	0,7	12,5	2,8	1,2	0,6	3,7	0,3	1,5	7,8
HPP-4	NEIS Rbk	393,0	30,7	20,0	1,0	4,8	3,2	0,8	16,4	4,7	5,5	1,1	13,5	0,6	5,7	17,5
ARQ-750	ESQUISTO AZUL	64,1	12,2	150,0	0,7	4,9	3,2	1,1	16,5	4,3	2,9	1,1	4,3	0,5	5,2	9,4
ZML-1200	ESQUISTO AZUL	45,1	14,9	170,0	0,2	5,5	3,8	1,2	20,8	4,8	2,7	1,2	5,3	0,5	5,1	11,4
ARQ-241	METAPELITA	513,0	72,7	90,0	1,0	4,8	3,1	2,4	25,4	5,7	6,8	1,0	36,8	0,5	11,2	28,6
ARQ-313	METAPELITA	662,0	6,1	90,0	0,8	2,7	1,8	0,3	23,9	2,3	3,5	0,7	3,1	0,3	2,9	3,1
ARQ-627	METAPELITA	802,0	32,3	50,0	1,1	3,7	2,1	1,2	20,4	4,0	3,9	0,8	16,2	0,4	7,2	15,5
ARQ-ZOC9A	METAPELITA	375,0	111,0	160,0	0,3	11,1	6,8	1,6	28,6	9,3	10,7	2,2	52,8	0,9	30,2	42,0
ARQ-720	METAPELITA	374,0	38,5	20,0	2,2	2,5	1,6	0,5	6,9	1,9	10,7	0,6	18,4	0,3	10,5	14,4
ARQ-584	PERIDOTITA	6,0	<0,5	2820,0	0,1	0,2	0,1	<0,03	2,1	0,1	<0,2	0,0	<0,5	0,0	<0,2	0,2
ARQ-624	SERPENTINITA	1,2	<0,5	2700,0	0,0	<0,05	0,0	<0,03	0,8	<0,05	<0,2	<0,01	<0,5	<0,01	<0,2	0,1

Tabla 0. Composiciones químicas de elementos mayores y menores en roca total por ICP-MS para eclogitas retrogradadas, metabasitas, metapelitas, esquistos azules, metaperidotitas y serpentinitas asociadas Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova (Q.). (Continuación).

Sample Description	Method	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81	ME-MS81
	Analyte	Pr	Rb	Sm	Sn	Sr	Ta	Tb	Th	Tm	U	V	W	Y	Yb	Zr
	Units	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LOR		0,03	0,2	0,03	1	0,1	0,1	0,01	0,01	0,05	0,01	0,05	1	0,5	0,03	2
ARQ-207	ECLOGITA R	1,5	0,8	3,0	1,0	122,0	0,1	0,8	0,3	0,6	0,1	297,0	<1	31,2	3,2	81,0
ARQ-214	ECLOGITA R	1,5	1,5	2,6	1,0	124,0	0,1	0,8	0,1	0,5	<0,05	267,0	1,0	28,8	3,0	70,0
ARQ-311	ECLOGITA R	1,8	4,9	2,7	1,0	339,0	0,3	0,7	0,4	0,5	0,3	255,0	1,0	27,2	2,9	82,0
ARQ-488	ECLOGITA R	1,5	2,1	2,7	1,0	162,5	0,3	0,6	0,3	0,4	0,1	220,0	1,0	23,3	2,5	62,0
ARQ-494	ECLOGITA R	2,7	8,2	4,6	1,0	112,0	0,3	1,2	0,2	0,7	0,3	380,0	1,0	44,7	4,7	139,0
ARQ-498	ECLOGITA R	4,2	0,9	5,3	2,0	217,0	0,9	1,3	1,2	0,8	0,5	361,0	1,0	42,2	4,3	135,0
ARQ-500	ECLOGITA R	1,9	2,0	4,1	1,0	110,5	0,2	1,0	0,1	0,7	0,4	431,0	<1	38,7	4,7	117,0
ARQ-546	ECLOGITA R	2,2	1,9	4,5	2,0	172,0	0,3	1,1	0,1	0,6	0,2	364,0	1,0	36,5	3,8	99,0
ARQ-605	ECLOGITA R	2,0	1,4	3,8	1,0	117,0	0,3	1,0	0,1	0,6	0,5	370,0	<1	39,1	4,0	116,0
ARQ-606	ECLOGITA R	1,5	0,9	3,4	1,0	60,7	0,2	0,8	0,2	0,7	0,2	407,0	1,0	36,0	4,1	80,0
ARQ-628	ECLOGITA R	1,6	1,3	3,6	2,0	116,5	0,2	1,0	0,2	0,6	<0,05	338,0	<1	35,1	3,8	85,0
ARQ-1000	ECLOGITA R	5,3	9,0	5,9	2,0	217,0	1,8	1,1	2,6	0,6	0,8	336,0	1,0	37,2	3,7	189,0
ARQ-74	METABASITA	1,8	0,4	3,9	1,0	115,5	0,3	0,9	0,3	0,5	1,3	342,0	1,0	32,4	3,2	91,0
ARQ-134	METABASITA	2,2	4,4	4,6	2,0	131,5	0,3	1,1	0,5	0,8	0,2	362,0	1,0	41,6	4,5	121,0
ARQ-213	METABASITA	1,8	6,3	2,6	1,0	226,0	0,3	0,7	0,3	0,4	0,2	205,0	2,0	25,1	2,5	86,0
ARQ-217	METABASITA	1,6	0,8	3,0	1,0	187,0	0,1	0,8	1,1	0,5	0,2	266,0	<1	29,5	3,2	83,0
ARQ-220	METABASITA	2,6	0,6	4,8	2,0	128,5	0,2	1,2	0,2	0,7	0,1	387,0	1,0	44,5	4,8	137,0
ARQ-233	METABASITA	2,6	2,1	4,9	2,0	112,0	0,2	1,3	0,2	0,8	0,1	348,0	1,0	49,8	6,3	141,0
ARQ-301	METABASITA	2,3	2,5	4,2	1,0	118,0	0,1	1,1	0,2	0,7	0,2	362,0	1,0	39,6	4,5	110,0
ARQ-547	METABASITA	1,8	1,3	3,6	2,0	45,9	0,2	1,0	0,2	0,6	0,2	342,0	1,0	38,5	3,9	94,0
ARQ-621	METABASITA	2,0	2,2	3,7	1,0	140,0	0,2	1,1	0,2	0,6	0,6	370,0	<1	38,6	4,0	101,0
ARQ-R18	METABASITA	2,8	1,8	4,4	2,0	140,0	0,3	1,1	0,5	0,6	0,1	358,0	1,0	40,5	4,1	125,0
ARQ-S19	METABASITA	2,4	1,2	4,0	2,0	192,0	0,2	1,1	0,4	0,6	0,2	359,0	1,0	40,3	4,1	120,0
HPP-1	ESQUISTO AZUL	1,4	15,0	2,3	1,0	95,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	166,0	1,0	16,3	1,5	52,0
HPP-2	ESQUISTO AZUL	1,4	10,9	2,3	1,0	180,0	0,2	0,4	0,3	0,3	0,2	146,0	1,0	17,0	1,7	48,0
HPP-4	NEIS Rbk	3,9	15,5	4,1	2,0	54,2	0,6	0,7	3,1	0,6	1,1	8,0	1,0	28,8	4,1	204,0
ARQ-750	ESQUISTO AZUL	1,7	8,6	3,2	2,0	116,5	0,5	0,8	0,3	0,5	0,2	262,0	1,0	28,1	3,1	108,0
ZML-1200	ESQUISTO AZUL	2,1	3,4	3,5	1,0	197,0	0,3	0,9	0,4	0,5	0,3	315,0	1,0	31,4	3,1	100,0
ARQ-241	METAPELITA	7,9	33,2	5,6	3,0	170,0	0,9	0,9	11,5	0,5	2,8	240,0	2,0	30,8	3,7	212,0
ARQ-313	METAPELITA	0,7	107,5	0,9	10,0	76,3	0,2	0,5	1,3	0,3	1,4	235,0	47,0	19,6	2,1	102,0
ARQ-627	METAPELITA	4,0	31,8	3,8	1,0	378,0	0,5	0,5	5,1	0,3	2,1	171,0	1,0	20,0	2,5	149,0
ARQ-ZOC9A	METAPELITA	12,0	16,7	8,0	2,0	90,0	2,2	1,7	30,2	1,0	3,4	405,0	2,0	60,7	6,4	374,0
ARQ-T20	METAPELITA	4,0	38,9	2,6	1,0	29,2	0,8	0,4	6,1	0,3	1,9	42,0	2,0	16,6	1,8	415,0
ARQ-584	PERIDOTITA	0,0	0,5	<0,03	<1	2,3	1,3	0,0	0,1	0,0	<0,05	10,0	1,0	0,7	0,1	2,0
ARQ-624	SERPENTINITA	<0,03	0,7	0,0	1,0	0,2	<0,1	<0,01	<0,05	<0,01	<0,05	<5	1,0	<0,5	0,0	2,0

Tabla 0. Composiciones químicas de elementos mayores y menores en roca total por ICP-MS para eclogitas retrogradadas, metabasitas, metapelitas, esquistos azules, metaperidotitas y serpentinitas asociadas Complejo Arquía en el sector Pijao-Génova (Q.). (Continuación).

Sample Description	Method	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81	ME-4ACD81
	Analyte	Ag	As	Cd	Co	Cu	Li	Mo	Ni	Pb	Sc	Tl	Zn
	Units	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
LOR		0,5	5	0,5	1	1	10	1	1	2	1	10	2

ARQ-207	ECLOGITA R	<0,5	<5	<0,5	36,0	105,0	10,0	<1	91,0	<2	42,0	<10	78,0
ARQ-214	ECLOGITA R	<0,5	<5	<0,5	35,0	67,0	10,0	<1	85,0	<2	38,0	<10	86,0
ARQ-311	ECLOGITA R	<0,5	10,0	<0,5	36,0	57,0	10,0	<1	121,0	<2	37,0	<10	75,0
ARQ-488	ECLOGITA R	<0,5	6,0	<0,5	39,0	25,0	10,0	<1	137,0	<2	34,0	<10	76,0
ARQ-494	ECLOGITA R	<0,5	23,0	<0,5	37,0	85,0	10,0	1,0	78,0	<2	44,0	<10	92,0
ARQ-498	ECLOGITA R	<0,5	8,0	<0,5	41,0	70,0	10,0	<1	96,0	<2	46,0	<10	92,0
ARQ-500	ECLOGITA R	<0,5	5,0	<0,5	45,0	66,0	10,0	<1	84,0	<2	44,0	<10	95,0
ARQ-546	ECLOGITA R	<0,5	6,0	<0,5	38,0	36,0	10,0	<1	64,0	<2	42,0	<10	187,0
ARQ-605	ECLOGITA R	<0,5	9,0	<0,5	38,0	70,0	10,0	<1	66,0	<2	42,0	<10	83,0
ARQ-606	ECLOGITA R	<0,5	5,0	0,7	47,0	70,0	10,0	<1	88,0	<2	48,0	<10	163,0
ARQ-628	ECLOGITA R	<0,5	6,0	<0,5	40,0	55,0	10,0	<1	84,0	<2	43,0	<10	90,0
ARQ-1000	ECLOGITA R	<0,5	<5	<0,5	35,0	101,0	20,0	5,0	40,0	<2	33,0	10,0	76,0

ARQ-74	METABASITA	<0,5	12,0	<0,5	41,0	64,0	10,0	<1	78,0	<2	42,0	<10	113,0
ARQ-134	METABASITA	<0,5	5,0	<0,5	39,0	41,0	<10	<1	76,0	<2	41,0	<10	66,0
ARQ-213	METABASITA	<0,5	9,0	<0,5	44,0	153,0	20,0	<1	138,0	<2	33,0	10,0	69,0
ARQ-217	METABASITA	<0,5	<5	<0,5	36,0	54,0	10,0	<1	102,0	2,0	35,0	<10	80,0
ARQ-220	METABASITA	<0,5	<5	<0,5	37,0	30,0	<10	<1	60,0	4,0	41,0	10,0	90,0
ARQ-233	METABASITA	<0,5	<5	0,5	33,0	27,0	10,0	<1	54,0	<2	42,0	<10	113,0
ARQ-301	METABASITA	<0,5	5,0	<0,5	37,0	42,0	10,0	<1	49,0	<2	43,0	<10	91,0
ARQ-547	METABASITA	<0,5	<5	<0,5	54,0	391,0	10,0	<1	69,0	<2	41,0	10,0	193,0
ARQ-621	METABASITA	<0,5	10,0	<0,5	37,0	50,0	10,0	<1	81,0	<2	44,0	<10	92,0
ARQ-R18	METABASITA	<0,5	<5	<0,5	41,0	52,0	10,0	<1	59,0	<2	40,0	<10	85,0
ARQ-S19	METABASITA	0,5	<5	<0,5	38,0	87,0	<10	<1	49,0	<2	43,0	10,0	90,0

HPP-1	ESQUISTO AZUL	<0,5	8,0	<0,5	44,0	25,0	10,0	<1	298,0	<2	27,0	<10	70,0
HPP-2	ESQUISTO AZUL	<0,5	9,0	<0,5	36,0	7,0	20,0	<1	234,0	<2	26,0	<10	62,0
HPP-4	NEIS Rbk	<0,5	<5	<0,5	2,0	7,0	<10	<1	3,0	3,0	3,0	<10	79,0
ARQ-750	ESQUISTO AZUL	<0,5	10,0	<0,5	43,0	106,0	20,0	<1	60,0	<2	41,0	<10	97,0
ZML-1200	ESQUISTO AZUL	<0,5	7,0	<0,5	40,0	8,0	10,0	<1	59,0	4,0	37,0	<10	73,0

ARQ-241	METAPELITA	<0,5	<5	<0,5	<1	12,0	20,0	<1	6,0	6,0	4,0	<10	22,0
ARQ-313	METAPELITA	0,5	6,0	0,6	9,0	19,0	10,0	1,0	20,0	15,0	24,0	<10	210,0
ARQ-627	METAPELITA	<0,5	<5	<0,5	13,0	68,0	10,0	2,0	22,0	3,0	17,0	10,0	101,0
ARQ-ZOC9A	METAPELITA	<0,5	<5	2,8	18,0	85,0	20,0	1,0	66,0	5,0	52,0	10,0	132,0
ARQ-T20	METAPELITA	<0,5	<5	<0,5	<1	12,0	20,0	<1	6,0	6,0	4,0	<10	22,0

ARQ-584	PERIDOTITA	<0,5	<5	<0,5	102,0	17,0	<10	<1	2250,0	<2	9,0	<10	44,0
---------	------------	------	----	------	-------	------	-----	----	--------	----	-----	-----	------

ARQ-624	SERPENTINITA	<0,5	<5	<0,5	104,0	10,0	<10	2,0	2060,0	2,0	8,0	<10	48,0
---------	--------------	------	----	------	-------	------	-----	-----	--------	-----	-----	-----	------

Anexo B. Química Mineral a partir de Microsonda Electrónica (EPMA)

Tabla 7-1: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinopiroxeno en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology	ARQ-207				ARQ-214				ARQ-311				ARQ-488				
Sample #	CORE	RIM	Sym f	Sym c	CORE	RIM	Sym	CORE	RIM	Sym	CORE	RIM	Sym f	Sym c	Sym c		
Analysis	1	6	7	22	1	5	6	7	1	6	12	1	1	6	1	2	3
Weight %																	
SiO ₂	54,931	55,068	53,180	54,029	54,960	54,735	55,198	54,100	55,163	56,049	56,191	54,142	54,779	54,524	52,996	53,794	53,838
TiO ₂	0,028	0,000	0,000	0,197	0,134	0,159	0,129	0,143	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,049	0,249	0,101	0,026
Al ₂ O ₃	10,525	11,185	2,300	2,591	9,967	10,285	10,533	2,402	10,523	10,781	10,960	2,285	10,480	10,204	5,338	3,525	1,466
FeO	4,100	4,060	6,082	6,013	4,282	4,159	4,156	6,295	3,211	3,023	3,173	6,024	4,106	4,105	4,849	5,036	5,221
MnO	0,014	0,010	0,047	0,030	0,036	0,023	0,055	0,070	0,011	0,000	0,000	0,033	0,000	0,032	0,040	0,038	0,020
MgO	9,053	8,908	13,509	12,353	8,957	8,798	8,896	12,640	9,470	9,437	8,617	13,631	9,228	9,511	12,258	13,093	13,874
CaO	15,229	14,932	24,034	22,147	15,692	15,434	15,352	22,739	15,013	14,558	13,890	22,256	15,404	16,058	21,880	22,218	23,847
Na ₂ O	5,721	6,022	0,659	1,714	5,560	5,924	6,025	1,474	5,815	6,154	6,519	1,253	5,675	5,131	2,062	1,611	1,202
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,007	0,000	0,002	0,000	0,026	0,071	0,024	0,042	0,379	0,356	0,785	0,093	0,088	0,027	0,083	0,114	0,048
Total	99,61	100,19	99,81	99,07	99,61	99,59	100,37	99,91	99,59	100,36	100,14	99,72	99,79	99,64	99,76	99,53	99,54
Cations per 6 oxygens																	
Si	1,970	1,962	1,969	2,004	1,975	1,968	1,968	1,995	1,971	1,981	1,990	1,994	1,963	1,959	1,942	1,977	1,992
Ti	0,001	0,000	0,000	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,007	0,003	0,001
Al	0,445	0,470	0,100	0,113	0,422	0,436	0,442	0,104	0,443	0,449	0,458	0,099	0,443	0,432	0,231	0,153	0,064
Fe ³⁺	0,012	0,023	0,010	0,000	0,007	0,032	0,032	0,002	0,017	0,010	0,009	0,001	0,024	0,005	0,017	0,002	0,036
Fe ²⁺	0,111	0,098	0,179	0,186	0,121	0,093	0,092	0,192	0,079	0,079	0,085	0,184	0,099	0,118	0,131	0,153	0,125
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Mg	0,484	0,473	0,746	0,683	0,480	0,472	0,473	0,695	0,504	0,497	0,455	0,749	0,493	0,509	0,670	0,717	0,765
Ca	0,585	0,570	0,953	0,880	0,604	0,595	0,586	0,899	0,575	0,551	0,527	0,878	0,591	0,618	0,859	0,875	0,945
Na	0,398	0,416	0,047	0,123	0,387	0,413	0,416	0,105	0,403	0,422	0,448	0,089	0,394	0,357	0,147	0,115	0,086
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,011	0,010	0,022	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001
Total	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																	
Numbers of ions on the basis of 6 O																	
Si	1,970	1,962	1,969	2,004	1,975	1,968	1,968	1,995	1,971	1,981	1,990	1,994	1,963	1,959	1,942	1,977	1,992
Al ^{IV}	0,030	0,038	0,031	0,000	0,025	0,032	0,032	0,005	0,029	0,019	0,010	0,006	0,037	0,041	0,058	0,023	0,008
sum T	2,000	2,000	2,000	2,004	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,415	0,431	0,069	0,113	0,398	0,404	0,410	0,100	0,414	0,431	0,448	0,094	0,406	0,391	0,173	0,130	0,056
Fe ³⁺	0,012	0,023	0,010	0,000	0,007	0,032	0,032	0,002	0,017	0,010	0,009	0,001	0,024	0,005	0,017	0,002	0,036
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,011	0,010	0,022	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,001
Ti	0,001	0,000	0,000	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,007	0,003	0,001
Mg	0,484	0,473	0,746	0,683	0,480	0,472	0,473	0,695	0,504	0,497	0,455	0,749	0,493	0,509	0,670	0,717	0,765
Fe ²⁺	0,111	0,098	0,179	0,186	0,121	0,093	0,092	0,192	0,079	0,079	0,085	0,184	0,099	0,118	0,131	0,153	0,125
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,585	0,570	0,953	0,880	0,604	0,595	0,586	0,899	0,575	0,551	0,527	0,878	0,591	0,618	0,859	0,875	0,945
Na	0,398	0,416	0,047	0,123	0,387	0,413	0,416	0,105	0,403	0,422	0,448	0,089	0,394	0,357	0,147	0,115	0,086
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum M1, M2	2,006	2,011	2,005	1,992	2,003	2,015	2,015	2,000	2,003	2,000	1,994	1,999	2,010	2,002	2,008	1,999	2,017
Total	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0
From Essene and Fyfe (1967)																	
jadeite	40,00	41,24	4,68	11,40	38,79	39,20	39,90	9,98	40,49	42,90	45,50	9,23	39,05	36,45	14,32	11,58	5,41
acmite	1,17	2,26	0,95	0,00	0,72	3,12	3,06	0,21	1,74	1,01	0,94	0,14	2,37	0,51	1,70	0,19	3,50
augite	58,84	56,50	94,37	88,60	60,49	57,68	57,03	89,81	57,77	56,09	53,57	90,63	58,58	63,04	83,98	88,23	91,09
X _{Na}	0,81	0,83	0,81	0,79	0,80	0,84	0,84	0,78	0,87	0,86	0,84	0,80	0,83	0,81	0,84	0,82	0,86

Tabla 4-1: (Continuación).

Lithology	ARQ-494				ARQ-498			ARQ-500			ARQ-546			ARQ-605		ARQ-606			
	CORE		RIM		Sym c	Sym f	CORE	RIM	Sym	CORE	RIM	CORE	RIM	Sym	1	2	CORE	RIM	
Sample #	1	6	1	2	1	8	1	1	6	1	8	2	1	2	1	6			
Analysis	1	6	1	2	1	8	1	1	6	1	8	2	1	2	1	6			
Weight %																			
SiO ₂	55,432	54,807	53,109	54,170	55,047	54,665	54,531	54,862	54,537	55,223	55,248	52,604	54,507	54,827	54,616	54,701			
TiO ₂	0,000	0,027	0,029	0,000	0,000	0,000	0,000	0,048	0,020	0,000	0,000	0,283	0,000	0,000	0,071	0,052			
Al ₂ O ₃	10,739	10,147	4,059	2,238	9,154	8,593	4,419	10,651	11,046	10,555	11,445	5,768	0,023	0,044	9,359	8,888			
FeO	4,683	5,168	6,352	5,756	3,868	4,213	4,909	5,390	5,894	3,891	3,327	4,687	5,257	5,109	3,527	4,064			
MnO	0,034	0,036	0,071	0,054	0,021	0,028	0,030	0,034	0,017	0,027	0,005	0,033	0,050	0,035	0,000	0,012			
MgO	8,532	8,587	12,036	13,140	10,215	10,372	14,679	8,214	7,900	9,050	9,005	12,309	14,622	14,295	10,431	10,246			
CaO	14,296	15,143	22,112	22,623	17,402	17,438	24,061	14,094	13,885	14,959	14,615	21,747	24,054	24,148	17,037	16,936			
Na ₂ O	5,941	5,657	2,051	1,796	4,034	4,373	0,952	6,272	6,492	5,950	5,986	2,092	0,999	1,076	4,482	4,660			
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Cr ₂ O ₃	0,017	0,026	0,023	0,055	0,008	0,019	0,100	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010			
Total	99,67	99,60	99,84	99,83	99,75	99,70	99,68	99,57	99,79	99,66	99,67	99,52	99,52	99,53	99,52	99,57			
Cations per 6 oxygens																			
Si	1,984	1,975	1,962	1,997	1,974	1,970	2,012	1,976	1,965	1,976	1,968	1,931	2,018	2,027	1,963	1,971			
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,002	0,001			
Al	0,453	0,431	0,177	0,097	0,387	0,365	0,018	0,452	0,469	0,445	0,480	0,250	0,001	0,002	0,396	0,377			
Fe ³⁺	0,000	0,012	0,046	0,038	0,000	0,000	0,026	0,031	0,053	0,015	0,000	0,022	0,034	0,020	0,000	0,004			
Fe ²⁺	0,140	0,143	0,151	0,140	0,116	0,127	0,125	0,131	0,124	0,101	0,099	0,122	0,129	0,138	0,106	0,118			
Mn	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000			
Mg	0,455	0,461	0,663	0,722	0,546	0,557	0,807	0,441	0,424	0,483	0,478	0,674	0,807	0,788	0,559	0,550			
Ca	0,548	0,585	0,875	0,893	0,669	0,673	0,951	0,544	0,536	0,573	0,558	0,855	0,954	0,957	0,656	0,654			
Na	0,412	0,395	0,147	0,128	0,280	0,306	0,068	0,438	0,453	0,413	0,413	0,149	0,072	0,077	0,312	0,325			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Cr	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Total	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0			
Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																			
Numbers of ions on the basis of 6 O																			
Si	1,984	1,975	1,962	1,997	1,974	1,970	2,012	1,976	1,965	1,976	1,968	1,931	2,018	2,027	1,963	1,971			
Al ^{IV}	0,016	0,025	0,038	0,003	0,026	0,030	0,000	0,024	0,035	0,024	0,032	0,069	0,000	0,000	0,037	0,029			
sum T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,012	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,018	2,027	2,000	2,000			
Al ^{VI}	0,437	0,406	0,138	0,094	0,361	0,335	0,018	0,428	0,434	0,421	0,448	0,181	0,001	0,002	0,359	0,348			
Fe ³⁺	0,000	0,012	0,046	0,038	0,000	0,000	0,026	0,031	0,053	0,015	0,000	0,022	0,034	0,020	0,000	0,004			
Cr	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,002	0,001			
Mg	0,455	0,461	0,663	0,722	0,546	0,557	0,807	0,441	0,424	0,483	0,478	0,674	0,807	0,788	0,559	0,550			
Fe ²⁺	0,140	0,143	0,151	0,140	0,116	0,127	0,125	0,131	0,124	0,101	0,099	0,122	0,129	0,138	0,106	0,118			
Mn	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,000			
Ca	0,548	0,585	0,875	0,893	0,669	0,673	0,951	0,544	0,536	0,573	0,558	0,855	0,954	0,957	0,656	0,654			
Na	0,412	0,395	0,147	0,128	0,280	0,306	0,068	0,438	0,453	0,413	0,413	0,149	0,072	0,077	0,312	0,325			
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000			
sum M1, M2	1,995	2,006	2,023	2,018	1,973	2,000	2,000	2,016	2,027	2,008	1,998	2,011	1,999	1,983	1,994	2,002			
Total	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0			
From Essene and Fyfe (1967)																			
jadeite	42,92	39,83	13,05	9,15	29,55	31,21	1,83	42,68	42,42	41,21	42,57	14,51	0,10	0,18	32,25	33,10			
acmite	0,00	1,25	4,31	3,68	0,00	0,00	2,64	3,11	5,20	1,53	0,00	2,13	3,45	2,08	0,00	0,41			
augite	57,08	58,92	82,64	87,17	70,45	68,79	95,53	54,21	52,38	57,26	57,43	83,36	96,45	97,73	67,75	66,49			
X _{hb}	0,76	0,76	0,81	0,84	0,82	0,81	0,87	0,77	0,77	0,83	0,83	0,85	0,86	0,85	0,84	0,82			

Tabla 4-1: (Continuación).

Lithology	ARQ-628				ARQ-1000		
	Sym c	Sym f	CORE	RIM	Sym	CORE	RIM
Sample #	1	5	1	2	1	5	1
Analysis	1	5	1	2	1	5	1
Weight %							
SiO ₂	54,582	55,709	53,860	55,787	54,866	54,821	57,597
TiO ₂	0,017	0,012	0,265	0,004	0,130	0,094	0,246
Al ₂ O ₃	9,597	8,740	4,451	0,500	9,746	10,238	8,034
FeO ⁻	5,330	5,209	5,720	5,146	3,734	3,898	8,581
MnO	0,000	0,031	0,062	0,088	0,012	0,030	0,047
MgO	9,196	9,399	12,187	14,089	9,390	9,028	12,396
CaO	16,237	15,577	21,335	22,889	16,051	15,425	9,353
Na ₂ O	4,542	4,823	1,780	1,001	5,562	6,025	3,212
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,007	0,040
Cr ₂ O ₃	0,000	0,044	0,020	0,002	0,025	0,032	0,043
Total	99,50	99,54	99,68	99,51	99,52	99,60	99,55
Cations per 6 oxygens							
Si	1,971	2,005	1,975	2,049	1,972	1,969	2,049
Ti	0,000	0,000	0,007	0,000	0,003	0,003	0,007
Al	0,409	0,371	0,192	0,022	0,413	0,433	0,337
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,043	0,000
Fe ²⁺	0,161	0,157	0,175	0,158	0,089	0,075	0,255
Mn	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001
Mg	0,495	0,504	0,666	0,772	0,503	0,483	0,657
Ca	0,628	0,601	0,838	0,901	0,618	0,594	0,357
Na	0,318	0,337	0,127	0,071	0,388	0,420	0,222
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Total	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	3,9
Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃							
Numbers of ions on the basis of 6 O							
Si	1,971	2,005	1,975	2,049	1,972	1,969	2,049
Al ^{IV}	0,029	0,000	0,025	0,000	0,028	0,031	0,000
sum T	2,000	2,005	2,000	2,049	2,000	2,000	2,049
Al ^{VI}	0,380	0,371	0,168	0,022	0,385	0,403	0,337
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,043	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Ti	0,000	0,000	0,007	0,000	0,003	0,003	0,007
Mg	0,495	0,504	0,666	0,772	0,503	0,483	0,657
Fe ²⁺	0,161	0,157	0,175	0,158	0,089	0,075	0,255
Mn	0,000	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,001
Ca	0,628	0,601	0,838	0,901	0,618	0,594	0,357
Na	0,318	0,337	0,127	0,071	0,388	0,420	0,222
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
sum M1,M2	1,983	1,971	1,984	1,926	2,011	2,021	1,837
Total	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	4,0	3,9
From Essene and Fyfe (1967)							
jadeite	33,61	35,91	13,12	2,34	37,53	38,77	38,32
acmite	0,00	0,00	0,00	0,00	2,24	4,09	0,00
augite	66,39	64,09	86,88	97,66	60,23	57,14	61,68
X _{Mg}	0,75	0,76	0,79	0,83	0,85	0,87	0,72

Tabla 7-2: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology	CORE		RIM		CORE		RIM		CORE		RIM		CORE		RIM		CORE		RIM	
Sample #	ARQ-207		ARQ-214		ARQ-311		ARQ-488		ARQ-494		ARQ-498									
Analysis #	1	20	40	1	25	50	1	26	53	1	16	30	1	32	60	1	31	60		
Weight %																				
SiO ₂	38,400	38,397	38,595	37,971	37,921	38,805	37,989	38,178	38,297	38,400	38,480	38,935	38,085	38,708	38,839	38,436	38,439	38,205		
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,144	0,159	0,042	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Al ₂ O ₃	21,415	22,177	22,209	21,423	21,443	21,819	21,292	21,238	21,522	21,397	21,156	21,342	21,249	21,608	21,640	21,941	21,910	21,997		
FeO*	24,823	23,905	24,572	25,067	24,752	23,905	25,157	24,931	24,669	23,976	24,418	23,535	25,481	23,511	23,383	22,780	22,552	23,532		
MnO	2,380	1,135	0,301	2,569	1,417	0,633	2,689	1,067	0,227	1,807	1,306	0,894	3,402	1,068	1,105	1,207	0,838	0,329		
MgO	3,243	3,860	4,544	2,654	2,933	5,509	3,352	3,871	5,723	4,471	4,349	5,927	2,140	4,076	4,694	4,681	4,529	4,964		
CaO	9,691	10,416	9,520	9,904	10,861	9,214	9,119	10,148	9,020	9,725	9,943	9,527	9,614	10,977	10,265	10,712	11,267	10,705		
Na ₂ O	0,051	0,009	0,013	0,047	0,060	0,042	0,050	0,047	0,042	0,034	0,043	0,030	0,018	0,059	0,038	0,031	0,011	0,018		
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Cr ₂ O ₃	0,026	0,024	0,029	0,003	0,006	0,001	0,026	0,037	0,000	0,000	0,009	0,006	0,013	0,000	0,000	0,053	0,045	0,042		
Total	100,03	99,92	99,78	99,79	99,55	99,97	99,52	99,50	99,81	99,70	100,20	100,00	100,01	99,96	99,84	99,59	99,79			
Cations per 12 O																				
Si	3,018	2,994	3,002	3,003	2,996	3,007	3,005	3,007	2,991	3,006	3,018	3,013	3,018	3,016	3,018	2,990	2,994	2,974		
Ti	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Al	1,984	2,038	2,036	1,997	1,996	1,993	1,985	1,972	1,981	1,974	1,955	1,946	1,985	1,984	1,982	2,012	2,011	2,018		
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,037	0,014	0,010	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035		
Fe ²⁺	1,631	1,559	1,598	1,658	1,635	1,549	1,657	1,629	1,574	1,556	1,591	1,495	1,689	1,532	1,520	1,474	1,469	1,497		
Mn	0,158	0,075	0,020	0,172	0,095	0,042	0,180	0,071	0,015	0,120	0,087	0,059	0,228	0,070	0,073	0,079	0,055	0,022		
Mg	0,380	0,449	0,527	0,313	0,345	0,636	0,395	0,455	0,666	0,522	0,508	0,684	0,253	0,473	0,544	0,543	0,526	0,576		
Ca	0,816	0,870	0,793	0,839	0,919	0,765	0,773	0,856	0,755	0,816	0,835	0,790	0,816	0,916	0,855	0,893	0,940	0,893		
Na	0,016	0,003	0,004	0,015	0,019	0,013	0,016	0,015	0,013	0,011	0,014	0,009	0,006	0,019	0,012	0,010	0,003	0,006		
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Cr	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003		
Total	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0		
*Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																				
Numbers of ions on the basis of 12 O																				
Si	3,018	2,994	3,002	3,003	2,996	3,007	3,005	3,007	2,991	3,006	3,018	3,013	3,018	3,016	3,018	2,990	2,994	2,974		
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,006	0,026		
sum T	3,018	3,000	3,002	3,003	3,000	3,007	3,005	3,007	3,000	3,006	3,018	3,013	3,018	3,016	3,018	3,000	3,000	3,000		
Al ^{VI}	1,984	2,032	2,036	1,997	1,992	1,993	1,985	1,972	1,972	1,974	1,955	1,946	1,985	1,984	1,982	2,002	2,006	1,992		
Cr	0,002	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,003	0,003	0,003		
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,013	0,037	0,014	0,010	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035		
Ti	0,000	0,000	0,000	0,009	0,009	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
sum Y	1,985	2,034	2,038	2,005	2,002	1,995	1,993	1,987	2,009	1,988	1,965	1,975	1,985	1,984	1,982	2,013	2,008	2,029		
Mg	0,380	0,449	0,527	0,313	0,345	0,636	0,395	0,455	0,666	0,522	0,508	0,684	0,253	0,473	0,544	0,543	0,526	0,576		
Fe ²⁺	1,631	1,559	1,598	1,658	1,635	1,549	1,657	1,629	1,574	1,556	1,591	1,495	1,689	1,532	1,520	1,474	1,469	1,497		
Mn	0,158	0,075	0,020	0,172	0,095	0,042	0,180	0,071	0,015	0,120	0,087	0,059	0,228	0,070	0,073	0,079	0,055	0,022		
Ca	0,816	0,870	0,793	0,839	0,919	0,765	0,773	0,856	0,755	0,816	0,835	0,790	0,816	0,916	0,855	0,893	0,940	0,893		
sum X	2,986	2,952	2,939	2,982	2,995	2,992	3,005	3,011	3,009	3,013	3,022	3,027	2,986	2,992	2,991	2,989	2,990	2,987		
Total	7,989	7,986	7,979	7,990	7,997	7,994	8,002	8,006	8,019	8,007	8,014	7,989	7,992	7,991	8,002	7,999	8,016			
Almandine	54,64	52,79	54,39	55,59	54,60	51,77	55,15	54,10	52,29	51,64	52,66	49,38	56,55	51,20	50,81	49,31	49,12	50,11		
Andradite	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,32	0,67	1,86	0,68	0,49	1,43	0,00	0,00	0,38	0,00	1,70			
Grossular	27,25	29,40	26,91	28,13	30,68	25,57	25,31	27,65	23,21	26,39	27,12	24,65	27,30	30,62	28,58	29,32	31,30	28,05		
Pyrope	12,73	15,20	17,93	10,49	11,54	21,27	13,15	15,10	22,14	17,32	16,82	22,59	8,47	15,82	18,18	18,16	17,59	19,28		
Spessartin	5,30	2,54	0,67	5,77	3,16	1,39	5,99	2,36	0,50	3,98	2,87	1,94	7,65	2,35	2,43	2,66	1,85	0,73		
Uvarovite	0,08	0,07	0,09	0,01	0,02	0,00	0,08	0,12	0,00	0,00	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,16	0,14	0,13		
Alm-Pyp-Sps																				
Almandine	75,19	74,85	74,51	77,37	78,79	69,56	74,23	75,60	69,79	70,80	72,78	66,82	77,83	73,80	71,14	70,31	71,65	71,47		
Pyrope	17,51	21,55	24,57	14,60	16,64	28,58	17,70	21,10	29,55	23,74	23,25	30,57	11,65	22,81	25,46	25,89	25,65	27,50		
Spessartin	7,30	3,60	0,92	8,03	4,57	1,86	8,07	3,30	0,66	5,45	3,97	2,62	10,52	3,39	3,40	3,79	2,70	1,03		
Pyp-(Alm+Sps)-Grs																				
Pyrope	12,73	15,20	17,93	10,49	11,54	21,27	13,15	15,10	22,14	17,32	16,82	22,59	8,47	15,82	18,18	18,16	17,59	19,28		
Alm + Sps	59,94	55,33	55,07	61,36	57,77	53,16	61,14	56,46	52,78	56,61	55,53	51,32	64,20	53,55	53,24	51,97	50,97	50,84		
Grossular	27,33	29,47	27,00	28,14	30,70	25,57	25,71	28,44	25,08	27,07	27,64	26,09	27,34	30,62	28,58	29,87	31,44	29,88		
Sps-(Alm+Pyp)-Grs																				
Spessartin	5,30	2,54	0,67	5,77	3,16	1,39	5,99	2,36	0,50	3,98	2,87	1,94	7,65	2,35	2,43	2,66	1,85	0,73		
(Alm+Pyp)	67,37	67,99	72,33	66,09	66,14	73,04	68,30	69,19	74,43	68,96	69,49	71,97	65,02	67,02	68,99	67,48	66,71	69,39		
Grossular	27,33	29,47	27,00	28,14	30,70	25,57	25,71	28,44	25,08	27,07	27,64	26,09	27,34	30,62	28,58	29,87	31,44	29,88		
X _{Mg}	0,19	0,22	0,25	0,16	0,17	0,29	0,19	0,22	0,30	0,25	0,24	0,31	0,13	0,24	0,26	0,27	0,26	0,28		

Tabla 4-2: (Continuación).

Lithology	CORE		RIM	CORE		RIM	CORE		RIM	CORE		RIM	CORE		RIM	CORE		RIM	
Sample #	ARQ-500			ARQ-546			ARQ-605			ARQ-606			ARQ-628			ARQ-1000			
Analysis #	1	31	60	1	25	52	1	30	60	1	31	60	1	29	60	1	24	50	
Weight %																			
SiO ₂	38,026	38,216	38,328	38,204	38,139	38,573	37,981	37,980	38,860	38,527	38,726	38,431	38,057	38,439	38,499	37,850	38,180	38,481	
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,137	0,247	0,088	0,182	0,148	0,054	
Al ₂ O ₃	21,293	21,313	21,622	21,260	21,512	21,592	21,039	21,429	21,135	21,576	22,28	22,088	21,413	21,466	21,761	21,326	21,472	21,868	
FeO*	26,566	25,951	26,088	25,277	26,181	24,358	24,827	25,574	24,692	24,135	23,39	23,237	25,014	25,417	24,379	24,119	24,654	23,560	
MnO	1,869	1,056	0,511	1,911	0,850	0,402	2,947	1,760	0,297	1,597	0,92	0,608	1,142	0,647	0,360	3,273	1,891	0,241	
MgO	2,279	2,692	4,326	2,966	3,366	4,406	2,515	3,036	5,863	4,211	4,90	4,212	3,114	3,474	5,072	2,963	3,055	5,112	
CaO	9,992	10,716	8,840	10,252	9,780	10,533	10,592	10,104	9,047	9,851	9,76	11,334	10,629	10,669	9,529	10,218	10,500	10,643	
Na ₂ O	0,064	0,054	0,033	0,037	0,051	0,032	0,011	0,019	0,019	0,028	0,03	0,016	0,034	0,062	0,057	0,050	0,050	0,006	
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	
Cr ₂ O ₃	0,000	0,001	0,049	0,153	0,040	0,032	0,026	0,047	0,024	0,005	0,02	0,032	0,000	0,019	0,000	0,000	0,013	0,028	
Total	100,09	100,00	99,80	100,06	99,92	99,93	99,94	99,95	99,94	99,93	100,02	99,96	99,54	100,44	99,75	99,98	99,97	99,99	
Cations per 12 O																			
Si	3,010	3,013	3,004	3,010	3,002	3,007	3,008	2,996	3,020	3,011	2,999	2,989	3,003	3,003	2,999	2,989	3,003	2,986	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,008	0,015	0,005	0,011	0,009	
Al	1,986	1,980	1,997	1,974	1,995	1,984	1,963	1,992	1,935	1,987	2,034	2,024	1,991	1,976	1,998	1,985	1,990	2,000	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,001	0,021	0,016	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,023	
Fe ²⁺	1,758	1,711	1,710	1,658	1,722	1,587	1,623	1,671	1,579	1,577	1,515	1,511	1,650	1,660	1,588	1,576	1,621	1,506	
Mn	0,125	0,071	0,034	0,127	0,057	0,027	0,198	0,118	0,020	0,106	0,060	0,040	0,076	0,043	0,024	0,219	0,126	0,016	
Mg	0,269	0,316	0,505	0,348	0,395	0,512	0,297	0,357	0,679	0,491	0,566	0,488	0,366	0,405	0,589	0,349	0,358	0,591	
Ca	0,847	0,905	0,742	0,865	0,825	0,880	0,899	0,854	0,753	0,825	0,809	0,944	0,898	0,893	0,795	0,864	0,885	0,885	
Na	0,020	0,017	0,011	0,012	0,016	0,010	0,004	0,006	0,006	0,009	0,010	0,005	0,011	0,020	0,018	0,016	0,016	0,002	
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	
Cr	0,000	0,000	0,003	0,010	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	
Total	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	
*Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																			
Numbers of ions on the basis of 12 O																			
Si	3,010	3,013	3,004	3,010	3,002	3,007	3,008	2,996	3,020	3,011	2,999	2,989	3,003	3,003	2,999	2,989	3,003	2,986	
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,011	0,000	0,000	0,001	0,011	0,000	0,014	
sum T	3,010	3,013	3,004	3,010	3,002	3,007	3,008	3,008	3,020	3,011	3,000	3,000	3,003	3,003	3,000	3,000	3,003	3,000	
Al ^{VI}	1,986	1,980	1,997	1,974	1,995	1,984	1,963	1,988	1,935	1,987	2,033	2,013	1,991	1,976	1,996	1,973	1,990	1,985	
Cr	0,000	0,000	0,003	0,010	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,007	0,001	0,001	0,021	0,016	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,023	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,015	0,005	0,011	0,009	0,003	
sum Y	1,986	1,980	2,000	1,990	1,999	1,987	1,986	2,007	1,962	1,987	2,034	2,015	1,999	1,992	2,001	2,000	2,000	2,013	
Mg	0,269	0,316	0,505	0,348	0,395	0,512	0,297	0,357	0,679	0,491	0,566	0,488	0,366	0,405	0,589	0,349	0,358	0,591	
Fe ²⁺	1,758	1,711	1,710	1,658	1,722	1,587	1,623	1,671	1,579	1,577	1,515	1,511	1,650	1,660	1,588	1,576	1,621	1,506	
Mn	0,125	0,071	0,034	0,127	0,057	0,027	0,198	0,118	0,020	0,106	0,060	0,040	0,076	0,043	0,024	0,219	0,126	0,016	
Ca	0,847	0,905	0,742	0,865	0,825	0,880	0,899	0,854	0,753	0,825	0,809	0,944	0,898	0,893	0,795	0,864	0,885	0,885	
sum X	3,000	3,003	2,991	2,999	2,999	3,005	3,016	2,999	3,031	2,998	2,950	2,984	2,991	3,000	2,996	3,008	2,990	2,998	
Total	7,997	7,996	7,996	7,999	7,999	8,000	8,010	8,006	8,012	7,996	7,983	7,998	7,994	7,994	7,997	8,008	7,993	8,011	
Almandine	58,62	56,97	57,16	55,29	57,44	52,80	53,81	55,71	52,10	52,60	51,35	50,64	55,17	55,33	53,00	52,39	54,22	50,24	
Andradite	0,00	0,00	0,00	0,35	0,04	0,06	1,06	0,79	1,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,82	0,00	1,12	
Grossular	28,25	30,14	24,67	28,02	27,34	29,12	28,65	27,53	23,48	27,49	27,38	31,55	30,03	29,70	26,54	27,91	29,55	28,30	
Pyrope	8,96	10,53	16,90	11,61	13,17	17,04	9,84	11,90	22,41	16,36	19,18	16,37	12,24	13,48	19,66	11,59	11,98	19,72	
Spessartin	4,17	2,35	1,13	4,25	1,89	0,88	6,55	3,92	0,65	3,53	2,04	1,34	2,55	1,43	0,79	7,28	4,21	0,53	
Uvarovite	0,00	0,00	0,15	0,48	0,12	0,10	0,08	0,15	0,08	0,01	0,05	0,10	0,00	0,06	0,00	0,04	0,08		
Alm-Pyp-Sps																			
Almandine	81,69	81,56	76,02	77,70	79,23	74,66	76,65	77,88	69,32	72,56	70,76	74,09	78,85	78,77	72,16	73,52	77,01	71,27	
Pyrope	12,49	15,08	22,47	16,32	18,17	24,10	14,02	16,64	29,82	22,57	26,43	23,94	17,50	19,20	26,76	16,27	17,01	27,98	
Spessartin	5,82	3,36	1,51	5,97	2,60	1,25	9,33	5,48	0,86	4,86	2,81	1,96	3,64	2,03	1,08	10,21	5,98	0,75	
Pyp-(Alm+Sps)-Grs																			
Pyrope	8,96	10,53	16,90	11,61	13,17	17,04	9,84	11,90	22,41	16,36	19,18	16,37	12,24	13,48	19,66	11,59	11,98	19,72	
Alm + Sps	62,79	59,32	58,29	59,54	59,33	53,68	60,36	59,63	52,74	56,13	53,39	51,99	57,72	56,76	53,80	59,67	58,43	50,76	
Grossular	28,25	30,14	24,82	28,85	27,50	29,27	29,79	28,47	24,85	27,51	27,44	31,65	30,03	29,76	26,54	28,74	29,59	29,51	
Sps-(Alm+Pyp)-Grs																			
Spessartin	4,17	2,35	1,13	4,25	1,89	0,88	6,55	3,92	0,65	3,53	2,04	1,34	2,55	1,43	0,79	7,28	4,21	0,53	
(Alm+Pyp)	67,58	67,51	74,05	66,90	70,61	69,84	63,65	67,61	74,50	68,97	70,52	67,01	67,42	68,82	72,66	63,99	66,20	69,96	
Grossular	28,25	30,14	24,82	28,85	27,50	29,27	29,79	28,47	24,85	27,51	27,44	31,65	30,03	29,76	26,54	28,74	29,59	29,51	
X _{Al}	0,13	0,16	0,23	0,17	0,19	0,24	0,15	0,18	0,30	0,24	0,27	0,24	0,18	0,20	0,27	0,18	0,18	0,28	

Tabla 7-3: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de rutilo en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology																	
Sample #	ARQ-207	ARQ-214		ARQ-311		ARQ-488	ARQ-494	ARQ-498	ARQ-500	ARQ-546	ARQ-605	ARQ-606	ARQ-628		ARQ-1000		
Analysis #	m	m	inc grt	m	inc amp	m	m	m	m	m	m	m	m	inc czo	m	inc grt	inc omp
Weight %																	
SiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO ₂	99,625	99,454	99,385	98,270	98,734	98,898	99,409	99,549	99,312	99,260	99,060	99,247	99,031	99,696	99,525	98,898	99,260
Al ₂ O ₃	0,033	0,005	0,001	0,009	0,005	0,028	0,000	0,000	0,020	0,010	0,000	0,016	0,020	0,011	0,033	0,028	0,010
FeO*	0,161	0,337	0,279	0,583	0,410	0,443	0,280	0,206	0,330	0,590	0,207	0,254	0,374	0,204	0,261	0,443	0,590
MnO	0,000	0,000	0,000	0,005	0,005	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,004	0,006	0,007	0,000	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,004	0,211	0,000
CaO	0,151	0,272	0,344	0,230	0,080	0,385	0,163	0,144	0,330	0,183	0,180	0,439	0,378	0,233	0,158	0,385	0,183
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,039	0,092	0,109	0,561	0,370	0,067	0,107	0,100	0,001	0,038	0,336	0,070	0,075	0,009	0,048	0,067	0,038
Total	100,01	100,17	100,13	99,66	99,60	99,83	99,97	100,00	99,99	100,08	99,78	100,05	99,90	100,15	100,03	100,03	100,08
Cations pe	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,997	0,995	0,995	0,990	0,994	0,994	0,996	0,997	0,996	0,995	0,995	0,994	0,994	0,997	0,997	0,992	0,995
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,002	0,004	0,003	0,007	0,005	0,005	0,003	0,002	0,004	0,007	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,005	0,007
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
Ca	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001	0,006	0,002	0,002	0,005	0,003	0,003	0,006	0,005	0,003	0,002	0,005	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,006	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Total	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
*Total Fe as FeO																	
Numbers of ions on the basis of																	
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum T	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,006	0,004	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000
Ti	0,997	0,995	0,995	0,990	0,994	0,994	0,996	0,997	0,996	0,995	0,995	0,994	0,994	0,997	0,997	0,992	0,995
Fe ²⁺	0,002	0,004	0,003	0,007	0,005	0,005	0,003	0,002	0,004	0,007	0,002	0,003	0,004	0,002	0,003	0,005	0,007
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
sum Y	1,000	1,000	0,999	1,003	1,003	1,000	1,001	1,000	1,000	1,002	1,001	0,999	1,000	0,999	1,001	1,002	1,002
Ca	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001	0,006	0,002	0,002	0,005	0,003	0,003	0,006	0,005	0,003	0,002	0,005	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum X	0,002	0,004	0,005	0,003	0,001	0,006	0,002	0,002	0,005	0,003	0,003	0,006	0,005	0,003	0,002	0,005	0,003
Total	1,002	1,004	1,004	1,006	1,004	1,006	1,003	1,002	1,004	1,005	1,003	1,005	1,005	1,003	1,003	1,008	1,005
X _{Mg}	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,03	0,46	0,00

Tabla 7-5: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinozoisita en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix
Sample #	ARQ-207		ARQ-214		ARQ-311		ARQ-488		ARQ-494		ARQ-498		ARQ-500	
Analysis #	2	3	2	3	1	4	1	4	1	3	1	3	1	4
Weight %														
SiO ₂	40,020	39,747	40,215	39,503	39,732	40,111	39,022	39,132	39,122	39,696	39,930	39,744	40,005	40,001
TiO ₂	0,048	0,050	0,043	0,054	0,056	0,022	0,127	0,077	0,137	0,016	0,028	0,021	0,049	0,043
Al ₂ O ₃	32,673	32,769	32,837	32,598	32,333	32,412	32,371	32,436	32,471	32,336	32,343	32,099	32,721	32,734
FeO*	1,822	1,623	1,499	1,716	2,012	1,888	2,025	1,466	2,055	2,231	1,801	1,869	1,825	1,555
MnO	0,007	0,000	0,000	0,010	0,015	0,007	0,003	0,070	0,003	0,000	0,006	0,007	0,006	0,000
MgO	0,030	0,040	0,038	0,039	0,044	0,030	0,030	0,004	0,030	0,036	0,020	0,031	0,033	0,023
CaO	24,854	24,741	24,388	24,603	24,665	24,423	24,345	24,876	24,445	24,917	24,313	24,182	25,000	24,379
Na ₂ O	0,022	0,011	0,021	0,016	0,000	0,000	0,011	0,000	0,031	0,046	0,000	0,000	0,020	0,003
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,012	0,029	0,062	0,028	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,019	0,011	0,011	0,031	0,011	0,013	0,035	0,032	0,035	0,019	0,001	0,000	0,000	0,000
Total	99,50	98,99	99,05	98,57	98,87	98,91	97,98	98,12	98,39	99,33	98,44	97,95	99,66	98,74
Cations per 25 oxygens														
Si	6,023	6,006	6,056	5,999	6,024	6,064	5,973	5,976	5,967	6,005	6,062	6,067	6,014	6,047
Ti	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,002	0,015	0,009	0,016	0,002	0,003	0,002	0,006	0,005
Al	5,795	5,836	5,828	5,834	5,777	5,775	5,839	5,837	5,837	5,764	5,787	5,774	5,797	5,831
Fe ³⁺														
Fe ²⁺	0,229	0,205	0,189	0,218	0,255	0,239	0,259	0,187	0,262	0,282	0,229	0,239	0,229	0,197
Mn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,009	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Mg	0,007	0,009	0,009	0,009	0,010	0,007	0,007	0,001	0,007	0,008	0,005	0,007	0,007	0,005
Ca	4,007	4,005	3,935	4,003	4,006	3,956	3,992	4,070	3,994	4,038	3,955	3,954	4,026	3,948
Na	0,006	0,003	0,006	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,009	0,013	0,000	0,000	0,006	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,012	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,001	0,001	0,004	0,001	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	16,1	16,1	16,0	16,1	16,1	16,0	16,1	16,1	16,1	16,1	16,0	16,0	16,1	16,0
*Total Fe as FeO														
Numbers of ions on the basis of 25 O														
Si	6,023	6,006	6,056	5,999	6,024	6,064	5,973	5,976	5,967	6,005	6,062	6,067	6,014	6,047
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,027	0,024	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum T	6,023	6,006	6,056	6,000	6,024	6,064	6,000	6,000	6,000	6,005	6,062	6,067	6,014	6,047
Al ^{VI}	5,795	5,836	5,828	5,833	5,777	5,775	5,812	5,813	5,804	5,764	5,787	5,774	5,797	5,831
Cr	0,002	0,001	0,001	0,004	0,001	0,002	0,004	0,004	0,004	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,005	0,006	0,005	0,006	0,006	0,002	0,015	0,009	0,016	0,002	0,003	0,002	0,006	0,005
Fe ²⁺	0,229	0,205	0,189	0,218	0,255	0,239	0,259	0,187	0,262	0,282	0,229	0,239	0,229	0,197
Mn	0,001	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,000	0,009	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000
Mg	0,007	0,009	0,009	0,009	0,010	0,007	0,007	0,001	0,007	0,008	0,005	0,007	0,007	0,005
sum Y	6,040	6,057	6,031	6,071	6,051	6,025	6,097	6,023	6,093	6,059	6,024	6,023	6,040	6,038
Ca	4,007	4,005	3,935	4,003	4,006	3,956	3,992	4,070	3,994	4,038	3,955	3,954	4,026	3,948
Na	0,006	0,003	0,006	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,009	0,013	0,000	0,000	0,006	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,006	0,012	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
sum X	4,014	4,008	3,941	4,008	4,006	3,956	3,997	4,075	4,016	4,057	3,955	3,954	4,032	3,949
Total	16,077	16,071	16,028	16,079	16,081	16,045	16,094	16,098	16,108	16,120	16,041	16,044	16,085	16,034
Fe/(Fe+Al)	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,03

Tabla 4-5: (Continuación).

Lithology	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix	inc Grt	Matrix
Sample #	ARQ-546		ARQ-605		ARQ-606		ARQ-628		ARQ-1000	
Analysis #	2	3	2	3	2	3	2	4	1	4
Weight %										
SiO ₂	39,999	39,777	39,998	39,787	39,898	39,687	40,216	40,002	40,012	40,000
TiO ₂	0,028	0,051	0,028	0,051	0,028	0,051	0,043	0,040	0,094	0,051
Al ₂ O ₃	32,273	32,669	32,271	32,667	32,171	32,567	32,837	32,757	32,746	32,546
FeO*	1,622	1,523	1,622	1,523	1,622	1,583	1,489	1,621	2,558	2,000
MnO	0,007	0,000	0,007	0,000	0,007	0,000	0,000	0,007	0,020	0,010
MgO	0,030	0,040	0,030	0,040	0,030	0,040	0,038	0,030	0,061	0,033
CaO	24,754	24,341	24,724	24,345	24,524	24,245	24,388	24,542	24,451	24,552
Na ₂ O	0,022	0,011	0,022	0,011	0,022	0,011	0,021	0,022	0,000	0,010
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Cr ₂ O ₃	0,019	0,010	0,018	0,011	0,018	0,011	0,011	0,021	0,031	0,000
Total	98,75	98,42	98,72	98,44	98,32	98,20	99,04	99,04	99,97	99,20
Cations per 25 oxygens										
Si	6,058	6,034	6,059	6,034	6,066	6,035	6,057	6,035	6,007	6,037
Ti	0,003	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,005	0,005	0,011	0,006
Al	5,761	5,840	5,762	5,839	5,764	5,836	5,828	5,824	5,793	5,789
Fe ³⁺										
Fe ²⁺	0,205	0,193	0,205	0,193	0,206	0,201	0,187	0,204	0,321	0,252
Mn	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001
Mg	0,007	0,009	0,007	0,009	0,007	0,009	0,009	0,007	0,014	0,007
Ca	4,017	3,956	4,013	3,956	3,995	3,950	3,935	3,967	3,932	3,970
Na	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,006	0,000	0,003
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,004	0,000
Total	16,1	16,0	16,1	16,0	16,1	16,0	16,0	16,1	16,1	16,1
*Total Fe as FeO										
Numbers of ions on the basis of 25 O										
Si	6,058	6,034	6,059	6,034	6,066	6,035	6,057	6,035	6,007	6,037
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum T	6,058	6,034	6,059	6,034	6,066	6,035	6,057	6,035	6,007	6,037
Al ^{VI}	5,761	5,840	5,762	5,839	5,764	5,836	5,828	5,824	5,793	5,789
Cr	0,002	0,001	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,003	0,004	0,000
Ti	0,003	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,005	0,005	0,011	0,006
Fe ²⁺	0,205	0,193	0,205	0,193	0,206	0,201	0,187	0,204	0,321	0,252
Mn	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,003	0,001
Mg	0,007	0,009	0,007	0,009	0,007	0,009	0,009	0,007	0,014	0,007
sum Y	5,979	6,049	5,980	6,048	5,984	6,054	6,030	6,043	6,145	6,055
Ca	4,017	3,956	4,013	3,956	3,995	3,950	3,935	3,967	3,932	3,970
Na	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,003	0,006	0,006	0,000	0,003
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum X	4,023	3,959	4,019	3,959	4,001	3,953	3,941	3,973	3,933	3,973
Total	16,061	16,042	16,059	16,041	16,051	16,042	16,028	16,051	16,084	16,065
Fe/(Fe+Al)	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,04

Tabla 7-6: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de anfíbol en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology	CORE			RIM			Sym			inc grt			CORE			RIM			Sym F			CORE			RIM			Sym		
Sample #	ARQ-207			ARQ-214			ARQ-311			ARQ-488			ARQ-494			ARQ-498														
Analysis #	1	5	21	1	5	6	1	2	99	104	66	70	72	34	38	40														
Weight %																														
SiO ₂	46,849	46,438	49,748	47,864	47,395	47,774	41,446	46,861	54,045	48,057	47,113	46,330	44,329	44,452	46,823	48,479	51,084													
TiO ₂	0,364	0,456	0,154	0,495	0,472	0,308	0,054	0,367	0,000	0,327	0,439	0,448	0,363	0,285	0,467	0,303	0,218													
Al ₂ O ₃	13,467	13,847	6,932	13,696	13,649	8,951	17,234	13,028	0,348	13,270	14,237	13,315	12,083	12,588	13,090	10,957	5,330													
FeO	9,863	10,268	9,476	9,061	9,112	8,591	20,770	10,202	18,220	9,590	9,772	11,574	12,789	13,148	10,045	9,920	8,902													
MnO	0,036	0,040	0,051	0,059	0,048	0,053	0,385	0,050	0,337	0,054	0,046	0,057	0,053	0,088	0,022	0,051	0,019													
MgO	13,287	13,109	16,205	13,058	12,901	16,283	5,652	13,165	12,496	13,949	13,302	12,109	13,036	12,470	13,466	14,497	16,894													
CaO	9,430	9,620	12,543	9,085	9,111	12,365	8,223	9,782	12,265	9,545	10,066	9,291	11,324	12,107	10,200	10,782	12,551													
Na ₂ O	3,693	3,599	1,658	4,109	4,055	2,427	4,347	3,577	0,317	3,491	3,522	3,388	2,868	2,906	3,215	2,722	1,247													
K ₂ O	0,051	0,041	0,003	0,078	0,078	0,018	0,024	0,518	0,002	0,293	0,284	0,634	0,341	0,210	0,435	0,297	0,076													
Cr ₂ O ₃	0,019	0,048	0,009	0,084	0,068	0,055	0,018	0,000	0,000	0,033	0,048	0,019	0,011	0,000	0,000	0,000	0,121													
Total	97,06	97,47	96,78	97,59	96,89	96,83	98,15	97,55	98,03	98,61	98,83	97,17	97,20	98,25	97,76	98,01	96,44													
Cations per 23 oxygens																														
Si	6,740	6,672	7,189	6,811	6,798	6,910	6,246	6,746	7,953	6,791	6,667	6,731	6,541	6,505	6,718	6,921	7,370													
Ti	0,039	0,049	0,017	0,053	0,051	0,033	0,006	0,040	0,000	0,035	0,047	0,049	0,040	0,031	0,050	0,033	0,024													
Al	2,283	2,345	1,181	2,297	2,307	1,526	3,061	2,210	0,060	2,210	2,374	2,280	2,101	2,171	2,213	1,843	0,906													
Fe ³⁺																														
Fe ²⁺	1,186	1,234	1,145	1,078	1,093	1,039	2,617	1,228	2,242	1,133	1,156	1,406	1,578	1,609	1,205	1,184	1,074													
Mn	0,004	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006	0,049	0,006	0,042	0,006	0,006	0,007	0,007	0,011	0,003	0,006	0,002													
Mg	2,850	2,808	3,491	2,770	2,759	3,511	1,270	2,825	2,741	2,939	2,806	2,623	2,868	2,721	2,880	3,085	3,634													
Ca	1,453	1,481	1,942	1,385	1,400	1,916	1,328	1,509	1,934	1,445	1,526	1,446	1,790	1,898	1,568	1,649	1,940													
Na	1,030	1,002	0,464	1,133	1,128	0,681	1,270	0,998	0,090	0,956	0,966	0,954	0,820	0,824	0,894	0,753	0,349													
K	0,009	0,008	0,001	0,014	0,014	0,003	0,005	0,095	0,000	0,053	0,051	0,117	0,064	0,039	0,080	0,054	0,014													
Cr	0,002	0,005	0,001	0,009	0,008	0,006	0,002	0,000	0,000	0,004	0,005	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,014													
Total	15,6	15,6	15,4	15,6	15,6	15,6	15,9	15,7	15,1	15,6	15,6	15,6	15,8	15,8	15,6	15,5	15,3													
Total Fe as FeO																														
(Na+K) _(A)	0,485	0,485	0,405	0,540	0,548	0,603	0,605	0,596	0,035	0,446	0,543	0,512	0,665	0,758	0,535	0,449	0,316													
Si	6,7	6,6	7,173	6,803	6,791	6,896	6,129	6,717	7,929	6,732	6,638	6,682	6,474	6,481	6,682	6,882	7,365													
Na _(B)	0,5	0,5	0,059	0,606	0,593	0,079	0,646	0,493	0,055	0,554	0,470	0,552	0,211	0,103	0,434	0,354	0,047													
Na _(A)	0,475	0,478	0,405	0,526	0,534	0,600	0,600	0,501	0,035	0,394	0,492	0,395	0,601	0,718	0,455	0,396	0,302													
Ca + Na _(B)	1,989	1,984	1,997	1,989	1,991	1,992	1,949	1,995	1,983	1,986	1,990	1,988	1,983	1,994	1,993	1,993	1,985													
(Mg, Fe ²⁺ , Mn, Li) _(B)																														
0,011	0,016	0,003	0,011	0,009	0,008	0,051	0,005	0,017	0,014	0,010	0,012	0,017	0,006	0,007	0,007	0,015														
Ti	0,039	0,049	0,017	0,053	0,051	0,033	0,006	0,040	0,000	0,034	0,047	0,049	0,040	0,031	0,050	0,032	0,024													
Fe ³⁺	0,361	0,394	0,100	0,054	0,051	0,092	0,866	0,192	0,135	0,400	0,198	0,334	0,470	0,169	0,247	0,255	0,038													
Al ^{IV}	0,952	0,940	0,351	1,097	1,096	0,419	1,132	0,918	0,000	0,923	1,003	0,945	0,554	0,644	0,884	0,716	0,270													
Mg	2,827	2,784	3,483	2,767	2,756	3,504	1,246	2,813	2,733	2,913	2,794	2,604	2,838	2,711	2,865	3,068	3,631													
Fe ²⁺	0,825	0,839	1,045	1,024	1,042	0,947	1,752	1,036	2,107	0,733	0,958	1,072	1,108	1,440	0,959	0,930	1,036													
Mn	0,004	0,005	0,006	0,007	0,006	0,006	0,048	0,006	0,042	0,006	0,005	0,007	0,007	0,011	0,003	0,006	0,002													
Li																														
Mg/(Mg+Fe)	0,774	0,768	0,769	0,730	0,726	0,787	0,416	0,731	0,565	0,799	0,745	0,708	0,719	0,653	0,749	0,767	0,778													
Mg+Fe ²⁺ +Al	3,657	3,628	4,534	3,798	3,804	4,457	3,046	3,855	4,882	3,652	3,758	3,682	3,953	4,161	3,826	4,004	4,670													
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,275	0,296	0,222	0,047	0,044	0,181	0,433	0,173	1,000	0,303	0,165	0,261	0,459	0,208	0,218	0,262	0,122													
Mg/(Mg+Mn)	0,998	0,998	0,998	0,997	0,998	0,998	0,963	0,998	0,985	0,998	0,998	0,997	0,998	0,996	0,999	0,998	0,999													
which kind of amphibole?																														
After Leake et al. (1997)																														
Mg-Fe-Mn- No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No													
Ca- Ti	No	No	Yes	No	No	Yes	No	Yes	Yes	No	Yes	No	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes													
(Na+K) _(A) >	not	not	not	not	not	Edenite	Edenite	not	not	Edenite	not	Pargasite	Pargasite	Edenite	not	not														
(Na+K) _(A) <	Mg-Hbl	Mg-Hbl	not	not	not	not	not	Actinolite	not	not	not	not	not	not	Mg-Hbl	Mg-Hbl														
Na-Ca amp Yes	Yes	No	Yes	Yes	No	No	Yes	No	No	Yes	No	Yes	No	No	No	No														
(Na+K) _(A) > not	not	not	Mg-Katopli	Mg-Katopli	not	Taramite	not	not	not	not	not	Mg-Katopli	not	not	not	not														
(Na+K) _(A) <	Barroisite	Barroisite	not	not	not	not	not	not	not	Barroisite	not	not	not	not	not	not														
Na amp	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No	No													
	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO	FALSO													
Li>0.5													

Tabla 7-7: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology	Sym	Sym C	Sym	matriz	Sym C	Sym	inc Amp	matriz
Sample #	ARQ-214	ARQ-311	ARQ-488		ARQ-546	ARQ-605	ARQ-606	
Analysis #	1	1	1	10	1	1	2	6
Weight %								
SiO ₂	64,057	65,522	67,517	69,612	67,733	68,935	68,927	69,080
TiO ₂	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	21,627	21,334	19,845	18,648	19,785	19,543	19,073	18,931
FeO*	0,166	0,113	0,159	0,085	0,251	0,080	0,070	0,052
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001
MgO	0,059	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	3,506	3,513	2,900	0,251	1,415	0,271	0,497	0,236
Na ₂ O	10,608	9,496	9,799	11,286	10,853	10,963	11,329	11,330
K ₂ O	0,009	0,020	0,010	0,018	0,009	0,017	0,002	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,000	0,007	0,000
Total	100,04	100,00	100,23	99,90	100,06	99,81	99,91	99,63
Cations per 8 O								
Si	2,837	2,883	2,954	3,035	2,966	3,007	3,011	3,022
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,129	1,106	1,023	0,958	1,021	1,005	0,982	0,976
Fe ²⁺	0,006	0,004	0,006	0,003	0,009	0,003	0,003	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,166	0,166	0,136	0,012	0,066	0,013	0,023	0,011
Na	0,911	0,810	0,831	0,954	0,921	0,927	0,959	0,961
K	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	5,1	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0
*Total Fe as FeO								
Numbers of ions on the basis of 8 O								
Ternary feldspar composition (%)								
Anorthite	15,44	16,95	14,05	1,21	6,72	1,34	2,36	1,14
Albite	84,52	82,93	85,90	98,69	93,23	98,56	97,63	98,86
K-feldspar	0,05	0,11	0,05	0,10	0,05	0,10	0,01	0,00
X _{An}	0,15	0,17	0,14	0,01	0,07	0,01	0,02	0,01

Tabla 7-8: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de titanita en eclogitas retrogradadas del Complejo Arquía.

Lithology								
Sample #	ARQ-207	ARQ-214	ARQ-311	ARQ-494	ARQ-498	ARQ-500	ARQ-628	ARQ-1000
Analysis #	1	1	1	1	1	1	1	1
Weight %								
SiO ₂	31,063	31,019	30,824	30,812	30,661	31,163	31,243	31,000
TiO ₂	39,003	38,926	39,273	39,000	37,962	39,103	39,299	38,903
Al ₂ O ₃	0,224	1,125	0,767	1,000	1,101	0,224	0,512	0,222
FeO*	0,438	0,260	0,228	0,222	0,165	0,438	0,266	0,352
MnO	0,019	0,018	0,000	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000
CaO	29,213	28,214	28,862	28,502	29,627	29,413	28,661	29,442
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,070	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,029	0,025	0,027	0,000	0,000	0,000	0,001
Total	99,96	99,59	99,98	99,56	99,52	100,36	100,06	99,92
Cations pe								
Si	5	5	5	5	5	5	5	5
Si	1,016	1,013	1,006	1,008	1,007	1,016	1,018	1,015
Ti	0,959	0,956	0,964	0,960	0,938	0,958	0,963	0,958
Al	0,009	0,043	0,029	0,039	0,043	0,009	0,020	0,009
Fe ²⁺	0,012	0,007	0,006	0,006	0,005	0,012	0,007	0,010
Mn	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca	1,024	0,987	1,009	0,999	1,042	1,027	1,000	1,032
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0

*Total Fe as FeO

sphene sphene sphene sphene sphene sphene sphene sphene

Tabla 7-10: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en metabasitas del Complejo Arquía.

Lithology														
Sample #	ARQ-216		ARQ-218	ARQ-221	ARQ-227	ARQ-236		ARQ-301	ARQ-395			ARQ-R18	ARQ-S19	ARQ-547
Analysis #	1	2	3	1	1	2	1	1	2	3	1	1	2	1
Weight %														
SiO ₂	69,755	65,773	69,832	68,338	69,482	67,958	68,676	69,632	67,042	65,403	67,966	69,291	69,505	69,078
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	18,765	21,522	18,691	19,642	18,690	19,968	19,059	19,105	20,638	21,598	21,463	18,921	18,651	18,684
FeO*	0,034	0,049	0,077	0,000	0,016	0,067	0,053	0,035	0,054	0,063	0,014	0,007	0,085	0,030
MnO	0,000	0,000	0,000	0,002	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,157	3,379	0,241	0,454	0,214	1,686	0,489	0,339	2,620	3,492	0,405	0,513	0,192	1,099
Na ₂ O	11,135	9,255	11,101	11,699	11,278	10,291	11,747	10,843	9,396	9,304	9,904	10,998	11,145	11,059
K ₂ O	0,018	0,028	0,021	0,121	0,035	0,047	0,036	0,008	0,025	0,006	0,020	0,045	0,044	0,032
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,009	0,019	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,019
Total	99,86	100,01	99,96	100,26	99,73	100,03	100,09	99,96	99,78	99,87	99,78	99,77	99,63	100,00
Cations per 8 O														
Si	3,038	2,887	3,040	2,982	3,034	2,969	3,001	3,028	2,938	2,878	2,956	3,025	3,037	3,017
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,963	1,113	0,959	1,010	0,962	1,028	0,982	0,979	1,066	1,120	1,100	0,973	0,960	0,962
Fe ²⁺	0,001	0,002	0,003	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,007	0,159	0,011	0,021	0,010	0,079	0,023	0,016	0,123	0,165	0,019	0,024	0,009	0,051
Na	0,940	0,788	0,937	0,990	0,955	0,872	0,995	0,914	0,798	0,794	0,835	0,931	0,944	0,936
K	0,001	0,002	0,001	0,007	0,002	0,003	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Total	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	4,9	4,9	5,0	4,9	5,0	5,0	5,0
*Total Fe as FeO														
Numbers of ions on the basis of 8 O														
Ternary feldspar composition (%)														
Anorthite	0,77	16,76	1,18	2,08	1,03	8,28	2,24	1,70	13,33	17,17	2,20	2,50	0,94	5,19
Albite	99,13	83,08	98,70	97,26	98,77	91,45	97,56	98,26	86,52	82,79	97,67	97,24	98,81	94,63
K-feldspar	0,10	0,16	0,12	0,66	0,20	0,27	0,20	0,05	0,15	0,03	0,13	0,26	0,25	0,18
X _{An}	0,01	0,17	0,01	0,02	0,01	0,08	0,02	0,02	0,13	0,17	0,02	0,03	0,01	0,05

Tabla 7-11: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de mica blanca en metabasitas del Complejo Arquía.

Sample #	ARQ-181	ARQ-227		ARQ-547
Analysis #	1	1	2	1
Weight %				
SiO ₂	51,227	47,094	47,188	47,804
TiO ₂	0,363	0,034	0,010	0,165
Al ₂ O ₃	30,621	38,005	38,240	39,704
FeO*	1,535	0,465	0,494	0,227
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	2,687	0,057	0,082	0,157
CaO	0,048	0,121	0,147	0,507
Na ₂ O	1,011	6,958	6,685	7,447
K ₂ O	9,470	0,949	1,144	0,421
Cr ₂ O ₃	0,089	0,014	0,014	0,000
Total	97,05	93,70	94,00	96,43
Cations per 22 Oxygens				
Si	6,645	6,116	6,110	6,027
Ti	0,035	0,003	0,001	0,016
Al	4,681	5,817	5,835	5,899
Fe ²⁺	0,167	0,050	0,053	0,024
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,520	0,011	0,016	0,030
Ca	0,007	0,017	0,020	0,068
Na	0,254	1,752	1,678	1,820
K	1,567	0,157	0,189	0,068
Cr	0,009	0,001	0,001	0,000
Total	13,9	13,9	13,9	14,0
*Total Fe as FeO				
Numbers of ions on the basis of 22 O				
Si	6,645	6,116	6,110	6,027
Al ^{IV}	1,355	1,884	1,890	1,973
sum T	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	3,326	3,933	3,945	3,926
Cr	0,009	0,001	0,001	0,000
Ti	0,035	0,003	0,001	0,016
Fe ²⁺	0,167	0,050	0,053	0,024
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,520	0,011	0,016	0,030
sum Y	4,057	4,000	4,017	3,995
Ca	0,007	0,017	0,020	0,068
Na	0,254	1,752	1,678	1,820
K	1,567	0,157	0,189	0,068
sum X	1,828	1,926	1,887	1,956
Total	13,885	13,926	13,904	13,952
X _{Si}	0,32	0,06	0,05	0,01
Na/(Na+K)	0,14	0,92	0,90	0,96

Phengite Paragonite Paragonite Paragonite

Tabla 7-12: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clinozoisita en metabasitas del Complejo Arquía.

Sample No.	ARQ-181	ARQ-216	ARQ-227	ARQ-227	ARQ-236	ARQ-301	ARQ-547
Analysis No	3	3	3	1	3	3	4
Weight %							
SiO ₂	39,805	39,747	39,747	38,528	39,636	39,852	40,000
TiO ₂	0,041	0,050	0,050	0,151	0,012	0,031	0,048
Al ₂ O ₃	32,873	32,769	32,769	26,869	32,136	32,298	32,657
FeO*	2,249	1,623	1,523	8,715	2,221	1,897	1,821
MnO	0,017	0,000	0,000	0,121	0,000	0,009	0,007
MgO	0,063	0,040	0,040	0,016	0,036	0,032	0,030
CaO	24,781	24,741	24,541	24,047	24,717	24,254	24,842
Na ₂ O	0,021	0,011	0,011	0,037	0,046	0,000	0,022
K ₂ O	0,004	0,000	0,000	0,002	0,028	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,017	0,011	0,011	0,031	0,017	0,000	0,021
Total	99,87	98,99	98,69	98,52	98,85	98,37	99,45
Cations per 25 oxygens							
Si	5,982	6,006	6,017	6,095	6,021	6,058	6,023
Ti	0,005	0,006	0,006	0,018	0,001	0,004	0,005
Al	5,822	5,836	5,846	5,009	5,753	5,786	5,795
Fe ³⁺							
Fe ²⁺	0,283	0,205	0,193	1,153	0,282	0,241	0,229
Mn	0,002	0,000	0,000	0,016	0,000	0,001	0,001
Mg	0,014	0,009	0,009	0,004	0,008	0,007	0,007
Ca	3,990	4,005	3,980	4,076	4,023	3,950	4,007
Na	0,006	0,003	0,003	0,011	0,014	0,000	0,006
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
Cr	0,002	0,001	0,001	0,004	0,002	0,000	0,002
Total	16,1	16,1	16,1	16,4	16,1	16,0	16,1
*Total Fe as FeO							
Numbers of ions on the basis of 25 O							
Si	5,982	6,006	6,017	6,095	6,021	6,058	6,023
Al ^{IV}	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum T	6,000	6,006	6,017	6,095	6,021	6,058	6,023
Al ^{VI}	5,803	5,836	5,846	5,009	5,753	5,786	5,795
Cr	0,002	0,001	0,001	0,004	0,002	0,000	0,002
Ti	0,005	0,006	0,006	0,018	0,001	0,004	0,005
Fe ²⁺	0,283	0,205	0,193	1,153	0,282	0,241	0,229
Mn	0,002	0,000	0,000	0,016	0,000	0,001	0,001
Mg	0,014	0,009	0,009	0,004	0,008	0,007	0,007
sum Y	6,109	6,057	6,055	6,204	6,047	6,039	6,040
Ca	3,990	4,005	3,980	4,076	4,023	3,950	4,007
Na	0,006	0,003	0,003	0,011	0,014	0,000	0,006
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000
sum X	3,996	4,008	3,983	4,087	4,042	3,950	4,014
Total	16,105	16,071	16,055	16,386	16,109	16,046	16,076
Fe/(Fe+Al)	0,05	0,03	0,03	0,19	0,05	0,04	0,04

Tabla 7-13: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en metabasitas del Complejo Arquía.

Lithology	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM	CORE	RIM
Sample No.	ARQ-181		ARQ-218		ARQ-221		ARQ-227		ARQ-236		ARQ-301		ARQ-395		ARQ-547	
Analysis No.	1	50	1	6	1	30	1	17	1	60	1	60	1	75	1	20
Weight %																
SiO ₂	37.965	38.388	37.735	37.978	37.596	37.789	37.527	37.820	37.465	37.895	37.570	37.803	37.780	37.977	38.636	38.728
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	21.124	21.687	20.789	21.258	21.077	21.315	21.067	20.968	20.859	20.677	21.210	21.391	21.132	21.196	21.538	21.688
FeO*	25.393	23.719	26.976	26.604	25.486	26.757	25.588	26.741	24.530	27.000	24.776	26.800	23.176	26.418	25.337	24.030
MnO	2.737	0.429	3.174	2.286	3.548	1.685	4.721	3.810	5.444	1.940	4.557	0.855	7.277	0.196	1.319	0.598
MgO	2.187	4.679	1.979	2.019	1.589	2.273	1.648	1.964	0.881	1.850	1.728	2.546	0.918	3.799	3.383	5.822
CaO	10.388	10.693	9.312	9.888	10.252	9.770	9.162	8.781	10.751	10.898	10.056	10.600	9.635	10.376	9.625	9.077
Na ₂ O	0.057	0.044	0.000	0.005	0.029	0.011	0.014	0.005	0.019	0.000	0.030	0.042	0.051	0.025	0.101	0.051
K ₂ O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ₂ O ₃	0.028	0.036	0.007	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.005	0.057	0.020
Total	99.89	99.69	99.97	100.04	99.61	99.61	99.85	100.09	99.95	100.16	99.93	100.04	99.97	99.99	99.97	100.01
Cations per 12 O																
Si	3.012	2.996	3.011	3.012	3.005	3.005	3.006	3.013	3.002	3.013	2.994	2.990	3.019	2.989	3.028	3.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.975	1.994	1.955	1.987	1.985	1.997	1.984	1.969	1.970	1.938	1.992	1.994	1.990	1.966	1.991	1.981
Fe ³⁺	0.001	0.014	0.024	0.000	0.005	0.000	0.003	0.005	0.026	0.035	0.019	0.025	0.000	0.056	0.000	0.015
Fe ²⁺	1.684	1.534	1.776	1.764	1.698	1.779	1.706	1.776	1.618	1.760	1.632	1.747	1.549	1.683	1.662	1.542
Mn	0.184	0.028	0.214	0.153	0.240	0.113	0.319	0.257	0.369	0.131	0.308	0.057	0.463	0.013	0.088	0.039
Mg	0.259	0.544	0.235	0.239	0.189	0.269	0.196	0.233	0.105	0.219	0.205	0.300	0.109	0.446	0.396	0.673
Ca	0.884	0.894	0.796	0.840	0.880	0.832	0.786	0.749	0.923	0.921	0.859	0.898	0.825	0.875	0.809	0.754
Na	0.018	0.014	0.000	0.002	0.009	0.004	0.004	0.002	0.006	0.000	0.010	0.013	0.016	0.008	0.032	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001
Total	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0
*Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																
Numbers of ions on the basis of 12 O																
Si	3.012	2.996	3.011	3.012	3.005	3.005	3.006	3.013	3.002	3.013	2.994	2.990	3.019	2.989	3.028	3.002
Al ^{IV}	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.010	0.000	0.011	0.000	0.000
sum T	3.012	3.000	3.011	3.012	3.005	3.005	3.006	3.013	3.002	3.013	3.000	3.000	3.019	3.000	3.028	3.002
Al ^{VI}	1.975	1.990	1.955	1.987	1.985	1.997	1.984	1.969	1.970	1.938	1.992	1.994	1.990	1.966	1.991	1.981
Cr	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001
Fe ³⁺	0.001	0.014	0.024	0.000	0.005	0.000	0.003	0.005	0.026	0.035	0.019	0.025	0.000	0.056	0.000	0.015
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
sum Y	1.978	2.006	1.979	1.987	1.990	1.998	1.987	1.974	1.986	1.973	2.006	2.010	1.990	2.011	1.994	1.998
Mg	0.259	0.544	0.235	0.239	0.189	0.269	0.196	0.233	0.105	0.219	0.205	0.300	0.109	0.446	0.396	0.673
Fe ²⁺	1.684	1.534	1.776	1.764	1.698	1.779	1.706	1.776	1.618	1.760	1.632	1.747	1.549	1.683	1.662	1.542
Mn	0.184	0.028	0.214	0.153	0.240	0.113	0.319	0.257	0.369	0.131	0.308	0.057	0.463	0.013	0.088	0.039
Ca	0.884	0.894	0.796	0.840	0.880	0.832	0.786	0.749	0.923	0.921	0.859	0.898	0.825	0.875	0.809	0.754
sum X	3.010	3.000	3.022	2.996	3.008	2.994	3.008	3.016	3.015	3.031	3.003	3.003	2.976	3.016	2.953	3.008
Total	8.000	8.006	8.011	7.995	8.003	7.996	8.002	8.003	8.013	8.018	8.009	8.013	8.009	8.013	7.985	8.028
Almandine	55.94	51.12	58.77	58.88	56.45	59.42	56.73	58.89	53.65	58.07	54.33	58.18	52.05	55.79	56.26	51.27
Andradite	0.04	0.69	1.19	0.00	0.27	0.00	0.16	0.27	1.30	1.79	0.96	1.26	0.00	2.78	0.00	0.77
Grossular	29.23	28.99	25.12	28.04	29.00	27.77	25.97	24.58	29.31	28.59	27.61	28.65	27.72	26.21	27.20	24.23
Pyrope	8.59	18.14	7.79	7.87	6.29	9.00	6.53	7.73	3.49	7.24	6.84	10.00	3.68	14.78	13.39	22.37
Spessartine	6.11	0.94	7.10	5.12	7.98	3.79	10.62	8.52	12.25	4.31	10.24	1.91	16.55	0.43	2.97	1.30
Uvarovite	0.09	0.11	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.18	0.06
Alm-Pyp-Sps																
Almandine	79.19	72.81	79.79	81.81	79.81	82.29	76.79	78.37	77.31	83.42	76.09	83.02	72.01	78.58	77.47	68.41
Pyrope	12.16	25.84	10.57	11.07	8.90	12.46	8.63	10.29	5.03	10.39	9.57	14.26	5.08	20.81	18.44	29.85
Spessartine	8.65	1.34	9.64	7.12	11.29	5.25	14.38	11.34	17.66	6.19	14.34	2.72	22.90	0.61	4.08	1.74
Pyp-(Alm-Sps)-Grs																
Pyrope	8.59	18.14	7.79	7.97	6.29	9.00	6.53	7.73	3.49	7.24	6.84	10.00	3.68	14.78	13.39	22.37
Alm + Sps	62.05	52.06	65.87	64.00	64.44	63.21	67.35	67.42	65.90	62.38	64.58	60.09	68.60	56.22	59.23	52.57
Grossular	29.36	29.79	26.34	28.04	29.27	27.80	26.13	24.85	30.61	30.38	28.59	29.91	27.72	29.00	27.38	25.06
Sps-(Alm-Pyp)-Grs																
Spessartine	6.11	0.94	7.10	5.12	7.98	3.79	10.62	8.52	12.25	4.31	10.24	1.91	16.55	0.43	2.97	1.30
(Alm+Pyp)	64.53	69.26	66.56	66.84	62.75	68.42	63.25	66.63	57.14	65.31	61.17	68.18	55.73	70.56	69.65	73.64
Grossular	29.36	29.79	26.34	28.04	29.27	27.80	26.13	24.85	30.61	30.38	28.59	29.91	27.72	29.00	27.38	25.06
X _{Si}	0.13	0.26	0.12	0.12	0.10	0.13	0.10	0.12	0.06	0.11	0.11	0.15	0.07	0.21	0.19	0.30

Tabla 7-14: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de rutilo en metabasitas del Complejo Arquía.

Lithology					
Sample No.	ARQ-181	ARQ-216	ARQ-236	ARQ-301	ARQ-547
Analysis No.	2	2	2	2	2
Weight %					
SiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TiO ₂	99,547	98,734	99,900	99,249	99,696
Al ₂ O ₃	0,016	0,005	0,000	0,015	0,011
FeO*	0,154	0,410	0,100	0,300	0,204
MnO	0,005	0,005	0,000	0,011	0,000
MgO	0,021	0,000	0,000	0,001	0,000
CaO	0,239	0,080	0,050	0,119	0,233
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,070	0,370	0,077	0,300	0,009
Total	100,05	99,60	100,13	100,00	100,15
Cations per					
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ti	0,996	0,994	0,998	0,995	0,997
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,002	0,005	0,001	0,003	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,004	0,001	0,003	0,000
Total	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
*Total Fe as FeO					
Numbers of ions on the basis of					
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum T	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,004	0,001	0,003	0,000
Ti	0,996	0,994	0,998	0,995	0,997
Fe ²⁺	0,002	0,005	0,001	0,003	0,002
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum Y	1,000	1,003	1,000	1,002	0,999
Ca	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum X	0,003	0,001	0,001	0,002	0,003
Total	1,003	1,004	1,001	1,003	1,003
X _{Mg}	0,20	0,00	0,00	0,01	0,00

Tabla 7-15: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de titanita en metabasitas del Complejo Arquía

Sample No.	ARQ-181	ARQ-227	ARQ-236	ARQ-301	ARQ-395
Analysis No.	2	2	2	2	2
Weight %					
SiO ₂	31,000	31,012	31,001	31,001	30,978
TiO ₂	39,000	39,076	39,100	39,003	39,111
Al ₂ O ₃	0,122	1,000	0,654	0,222	0,323
FeO*	0,412	0,229	0,212	0,412	0,275
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	29,302	28,611	28,264	29,502	28,884
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,027	0,033	0,000	0,056
Total	99,84	99,96	99,26	100,14	99,63
Cations per					
	5	5	5	5	5
Si	1,016	1,011	1,017	1,013	1,015
Ti	0,961	0,958	0,964	0,959	0,964
Al	0,005	0,038	0,025	0,009	0,012
Fe ²⁺	0,011	0,006	0,006	0,011	0,008
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,028	0,999	0,993	1,033	1,014
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001
Total	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0

*Total Fe as FeO

sphene sphene sphene sphene sphene

Tabla 7-16: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en metapelitas del Complejo Arquía.

Lithology	CORE		RIM		CORE		RIM		CORE		RIM		CORE		RIM			
Sample #	ARQ-549		ARQ-607		ARQ-627		ARQ-627		ARQ-627		ARQ-627		ARQ-627		ARQ-627			
Analysis #	1	2	41	44	59	60	1	3	42	43	58	59	1	2	6	7	13	14
Weight %																		
SiO ₂	37,807	37,991	38,323	38,134	38,249	38,313	38,193	38,523	37,957	38,528	38,738	39,081	38,473	38,354	38,398	38,124	38,270	38,118
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	21,261	21,283	21,418	21,503	21,494	21,465	21,147	21,463	20,957	21,322	21,263	21,500	21,233	21,126	21,450	21,389	21,561	21,545
FeO*	23,259	23,300	25,923	26,496	25,578	24,487	25,461	24,542	26,989	25,322	23,664	22,854	26,050	26,781	24,271	25,354	24,317	24,246
MnO	5,160	5,134	0,594	0,492	0,540	0,815	2,116	1,768	2,761	1,727	1,849	1,646	0,513	0,414	0,763	0,413	0,753	1,041
MgO	2,329	2,230	3,740	3,780	3,336	3,627	4,219	5,063	3,779	5,500	6,326	6,042	3,805	3,434	3,623	2,585	3,840	3,715
CaO	9,918	9,996	9,696	9,573	10,449	10,993	8,671	8,684	7,395	7,638	7,675	9,030	9,737	9,792	11,342	12,065	10,930	10,953
Na ₂ O	0,012	0,021	0,019	0,036	0,019	0,004	0,000	0,004	0,008	0,012	0,000	0,016	0,029	0,019	0,016	0,010	0,013	0,015
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,002	0,002	0,009	0,000	0,011	0,000	0,000
Total	99,75	99,96	99,71	100,02	99,67	99,70	99,81	100,05	99,85	100,05	99,52	100,17	99,84	99,93	99,86	99,95	99,68	99,63
Cations per 12 O																		
Si	3,002	3,010	3,013	2,996	3,010	3,007	3,007	3,005	3,008	3,007	3,017	3,019	3,021	3,020	3,008	3,002	3,000	2,995
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,990	1,987	1,984	1,991	1,993	1,985	1,962	1,973	1,967	1,961	1,952	1,957	1,965	1,960	1,980	1,985	1,992	1,995
Fe ³⁺	0,006	0,000	0,000	0,018	0,000	0,002	0,025	0,018	0,027	0,025	0,014	0,005	0,000	0,001	0,005	0,011	0,007	0,016
Fe ²⁺	1,539	1,544	1,704	1,723	1,683	1,605	1,652	1,583	1,762	1,627	1,527	1,471	1,711	1,763	1,585	1,658	1,587	1,577
Mn	0,347	0,344	0,040	0,033	0,036	0,054	0,141	0,117	0,185	0,114	0,122	0,108	0,034	0,028	0,051	0,028	0,050	0,069
Mg	0,276	0,263	0,438	0,443	0,391	0,424	0,495	0,589	0,446	0,640	0,735	0,696	0,445	0,403	0,423	0,303	0,449	0,435
Ca	0,844	0,848	0,817	0,806	0,881	0,924	0,731	0,726	0,628	0,639	0,640	0,747	0,819	0,826	0,952	1,018	0,918	0,922
Na	0,004	0,007	0,006	0,011	0,006	0,001	0,000	0,001	0,003	0,004	0,000	0,005	0,009	0,006	0,005	0,003	0,004	0,005
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Total	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0
*Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																		
Numbers of ions on the basis of 12 O																		
Si	3,002	3,010	3,013	2,996	3,010	3,007	3,007	3,005	3,008	3,007	3,017	3,019	3,021	3,020	3,008	3,002	3,000	2,995
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
sum T	3,002	3,010	3,013	3,000	3,010	3,007	3,007	3,005	3,008	3,007	3,017	3,019	3,021	3,020	3,008	3,002	3,000	3,000
Al ^{VI}	1,990	1,987	1,984	1,987	1,993	1,985	1,962	1,973	1,967	1,961	1,952	1,957	1,965	1,960	1,980	1,985	1,992	1,999
Cr	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000
Fe ³⁺	0,006	0,000	0,000	0,018	0,000	0,002	0,025	0,018	0,027	0,025	0,014	0,005	0,000	0,001	0,005	0,011	0,007	0,016
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
sum Y	1,995	1,987	1,984	2,005	1,993	1,987	1,986	1,991	1,984	1,986	1,966	1,963	1,965	1,961	1,985	1,997	1,999	2,005
Mg	0,276	0,263	0,438	0,443	0,391	0,424	0,495	0,589	0,446	0,640	0,735	0,696	0,445	0,403	0,423	0,303	0,449	0,435
Fe ²⁺	1,539	1,544	1,704	1,723	1,683	1,605	1,652	1,583	1,762	1,627	1,527	1,471	1,711	1,763	1,585	1,658	1,587	1,577
Mn	0,347	0,344	0,040	0,033	0,036	0,054	0,141	0,117	0,185	0,114	0,122	0,108	0,034	0,028	0,051	0,028	0,050	0,069
Ca	0,844	0,848	0,817	0,806	0,881	0,924	0,731	0,726	0,628	0,639	0,640	0,747	0,819	0,826	0,952	1,018	0,918	0,922
sum X	3,005	3,000	2,998	3,004	2,991	3,008	3,019	3,014	3,021	3,020	3,024	3,021	3,009	3,019	3,010	3,007	3,004	3,003
Total	8,003	7,997	7,995	8,009	7,994	8,001	8,012	8,009	8,013	8,013	8,007	8,003	7,996	8,000	8,003	8,005	8,003	8,008
Almandine	51,20	51,46	56,83	57,35	56,27	53,37	54,70	52,52	58,31	53,88	50,50	48,68	56,84	58,38	52,65	55,14	52,83	52,51
Andradite	0,29	0,00	0,00	0,89	0,00	0,09	1,23	0,89	1,36	1,27	0,71	0,28	0,00	0,03	0,24	0,57	0,36	0,80
Grossular	27,79	28,28	27,23	25,90	29,45	30,64	22,99	23,18	19,41	19,87	20,47	24,45	27,22	27,30	31,37	33,25	30,21	29,90
Pyrope	9,17	8,78	14,62	14,74	13,08	14,11	16,40	19,53	14,78	21,19	24,29	23,03	14,80	13,35	14,05	10,09	14,94	14,49
Spessartin	11,55	11,48	1,32	1,09	1,20	1,80	4,67	3,87	6,13	3,78	4,03	3,56	1,13	0,91	1,68	0,92	1,66	2,31
Uvarovite	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00
Alm-Pyp-Sps																		
Almandine	71,19	71,75	78,10	78,37	79,75	77,04	72,19	69,17	73,60	68,33	64,07	64,67	78,10	80,36	76,99	83,36	76,09	75,76
Pyrope	12,75	12,24	20,09	20,14	18,54	20,37	21,64	25,73	18,65	26,87	30,81	30,59	20,34	18,38	20,55	15,26	21,52	20,91
Spessartin	16,05	16,01	1,81	1,49	1,70	2,60	6,17	5,10	7,74	4,79	5,12	4,73	1,56	1,26	2,46	1,38	2,40	3,33
Pyp-(Alm+Sps)-Grs																		
Pyrope	9,17	8,78	14,62	14,74	13,08	14,11	16,40	19,53	14,78	21,19	24,29	23,03	14,80	13,35	14,05	10,09	14,94	14,49
Alm + Sps	62,75	62,94	58,15	58,44	57,47	55,17	59,38	56,39	64,44	57,66	54,54	52,24	57,98	59,29	54,33	56,06	54,50	54,81
Grossular	28,08	28,28	27,23	26,82	29,45	30,73	24,22	24,08	20,78	21,15	21,18	24,73	27,22	27,36	31,62	33,85	30,56	30,70
Sps-(Alm+Pyp)-Grs																		
Spessartin	11,55	11,48	1,32	1,09	1,20	1,80	4,67	3,87	6,13	3,78	4,03	3,56	1,13	0,91	1,68	0,92	1,66	2,31
(Alm+Pyp)	60,38	60,24	71,45	72,09	69,35	67,47	71,10	72,05	73,09	75,07	74,79	71,70	71,65	71,73	66,70	65,23	67,77	67,00
Grossular	28,08	28,28	27,23	26,82	29,45	30,73	24,22	24,08	20,78	21,15	21,18	24,73	27,22	27,36	31,62	33,85	30,56	30,70
X _{Mn}	0,15	0,15	0,20	0,20	0,19	0,21	0,23	0,27	0,20	0,28	0,32	0,32	0,21	0,19	0,21	0,15	0,22	0,22

Tabla 4-17: (Continuación).

Lithology	CORE												RIM	
Sample #	ZOC9A	no Zon										ZOC9A	Zon	RIM
Analysis #	1	3	104	105	216	220	1	2	100	101	179	180		
Weight %														
SiO ₂	37,434	37,626	38,073	37,917	37,686	37,602	37,07	36,82	37,03	36,92	38,568	38,231		
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000		
Al ₂ O ₃	21,042	21,226	21,653	21,554	21,748	21,883	21,90	21,85	21,86	21,80	22,313	22,528		
FeO*	32,521	31,832	30,298	30,396	29,150	29,778	35,27	35,00	36,91	36,93	28,875	29,379		
MnO	1,201	1,104	0,778	0,765	0,332	0,361	1,19	1,21	0,20	0,19	0,497	0,483		
MgO	3,281	3,440	4,750	4,902	5,848	5,407	1,71	1,81	2,54	2,52	5,514	5,646		
CaO	4,378	4,518	4,255	4,205	5,344	4,925	3,00	3,02	1,46	1,46	4,261	3,796		
Na ₂ O	0,085	0,042	0,047	0,027	0,019	0,023	0,03	0,04	0,02	0,04	0,012	0,000		
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,000		
Cr ₂ O ₃	0,000	0,037	0,014	0,002	0,007	0,011	0,01	0,01	0,00	0,01	0,000	0,008		
Total	99,94	99,83	99,87	99,77	100,13	99,99	100,18	99,75	100,01	99,87	100,04	100,07		
Cations per 12 O														
Si	2,998	3,003	3,004	2,997	2,957	2,960	2,983	2,975	2,981	2,978	3,007	2,984		
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Al	1,986	1,997	2,014	2,008	2,011	2,030	2,077	2,081	2,074	2,073	2,050	2,072		
Fe ³⁺	0,019	0,000	0,000	0,000	0,074	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Fe ²⁺	2,159	2,125	1,999	2,009	1,839	1,910	2,373	2,365	2,485	2,491	1,882	1,917		
Mn	0,081	0,075	0,052	0,051	0,022	0,024	0,081	0,083	0,013	0,013	0,033	0,032		
Mg	0,392	0,409	0,559	0,578	0,684	0,635	0,205	0,218	0,304	0,303	0,641	0,657		
Ca	0,376	0,386	0,360	0,356	0,449	0,415	0,259	0,262	0,126	0,126	0,356	0,317		
Na	0,027	0,014	0,015	0,009	0,006	0,007	0,009	0,012	0,005	0,013	0,004	0,000		
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Cr	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000		
Total	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0	8,0		
*Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃														
Numbers of ions on the basis of 12 O														
Si	2,998	3,003	3,004	2,997	2,957	2,960	2,983	2,975	2,981	2,978	3,007	2,984		
Al ^{IV}	0,002	0,000	0,000	0,003	0,043	0,040	0,017	0,025	0,019	0,022	0,000	0,000		
sum T	3,000	3,003	3,004	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,007	3,016		
Al ^{VI}	1,984	1,997	2,014	2,005	1,968	1,990	2,059	2,056	2,054	2,051	2,050	2,056		
Cr	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000		
Fe ³⁺	0,019	0,000	0,000	0,000	0,074	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000		
sum Y	2,002	1,999	2,014	2,005	2,043	2,041	2,060	2,057	2,055	2,052	2,050	2,056		
Mg	0,392	0,409	0,559	0,578	0,684	0,635	0,205	0,218	0,304	0,303	0,641	0,657		
Fe ²⁺	2,159	2,125	1,999	2,009	1,839	1,910	2,373	2,365	2,485	2,491	1,882	1,917		
Mn	0,081	0,075	0,052	0,051	0,022	0,024	0,081	0,083	0,013	0,013	0,033	0,032		
Ca	0,376	0,386	0,360	0,356	0,449	0,415	0,259	0,262	0,126	0,126	0,356	0,317		
sum X	3,008	2,995	2,970	2,994	2,994	2,984	2,919	2,927	2,928	2,933	2,912	2,924		
Total	8,010	7,997	7,989	7,999	8,037	8,025	7,979	7,984	7,982	7,985	7,969	7,980		
Almandine	71,78	70,94	67,32	67,10	61,41	64,01	81,30	80,79	84,85	84,93	64,64	65,58		
Andradite	0,94	0,00	0,00	0,00	3,63	2,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Grossular	11,55	12,78	12,07	11,89	11,35	11,44	8,84	8,91	4,29	4,28	12,22	10,83		
Pyrope	13,02	13,67	18,82	19,29	22,85	21,26	7,04	7,45	10,39	10,34	22,01	22,47		
Spessartin	2,71	2,49	1,75	1,71	0,74	0,81	2,79	2,82	0,45	0,43	1,13	1,09		
Uvarovite	0,00	0,12	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02		
Alm-Pyp-Sps														
Almandine	82,02	81,45	76,60	76,16	72,25	74,36	89,22	88,72	88,67	88,74	73,65	73,57		
Pyrope	14,88	15,69	21,41	21,90	26,88	24,70	7,72	8,18	10,86	10,80	25,07	25,21		
Spessartin	3,09	2,86	1,99	1,94	0,87	0,94	3,06	3,10	0,47	0,45	1,28	1,22		
Pyp-(Alm+Sps)-Grs														
Pyrope	13,02	13,67	18,82	19,29	22,85	21,26	7,04	7,45	10,39	10,34	22,01	22,47		
Alm + Sps	74,49	73,43	69,07	68,81	62,14	64,82	84,09	83,61	85,31	85,36	65,77	66,67		
Grossular	12,49	12,90	12,11	11,89	15,01	13,92	8,87	8,94	4,30	4,30	12,22	10,86		
Sps-(Alm+Pyp)-Grs														
Spessartin	2,71	2,49	1,75	1,71	0,74	0,81	2,79	2,82	0,45	0,43	1,13	1,09		
(Alm+Pyp)	84,80	84,61	86,14	86,40	84,26	85,28	88,34	88,24	95,25	95,27	86,65	88,05		
Grossular	12,49	12,90	12,11	11,89	15,01	13,92	8,87	8,94	4,30	4,30	12,22	10,86		
X _{Mg}	0,15	0,16	0,22	0,22	0,27	0,25	0,08	0,08	0,11	0,11	0,25	0,26		

Tabla 7-18: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de polimorfos de Al_2SiO_5 en metapelitas del Complejo Arquía.

Lithology	matriz	matriz	matriz	inc. Grt	inc. Grt	matriz	matriz	inc. Grt	relicto	relicto	relicto	matriz	matriz	matriz
Sample #	ZOC9A					ARQ-456			ARQ-549	ARQ-607	ARQ-627	ARQ-418		
Analysis #	1	2	3	4	5	7	8	12	1	1	1	1	2	3
Weight %														
SiO ₂	36,942	37,363	37,317	37,280	36,948	36,826	37,278	37,269	37,098	37,352	37,403	37,320	36,841	36,984
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	62,626	62,487	62,546	62,615	62,489	62,874	62,524	62,425	62,240	62,319	62,088	62,506	62,791	62,537
FeO*	0,104	0,142	0,044	0,088	0,205	0,192	0,281	0,181	0,212	0,185	0,165	0,122	0,162	0,199
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,020	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,012	0,031	0,020	0,004	0,034	0,048	0,050	0,029	0,042	0,001	0,017	0,013	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,015	0,006	0,000	0,008	0,000	0,000	0,004	0,000	0,012	0,073	0,014	0,029	0,006
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020
Cr ₂ O ₃	0,044	0,008	0,009	0,053	0,019	0,035	0,026	0,017	0,013	0,047	0,044	0,000	0,062	0,076
Total	99,73	100,05	99,94	100,04	99,70	99,98	100,16	99,93	99,61	99,92	99,79	99,99	99,91	99,82
Cations per 5 O														
Si	1,000	1,008	1,007	1,005	1,001	0,995	1,005	1,007	1,006	1,009	1,012	1,007	0,996	1,001
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	1,998	1,986	1,989	1,990	1,995	2,002	1,987	1,987	1,988	1,984	1,979	1,988	2,001	1,994
Fe ²⁺	0,002	0,003	0,001	0,002	0,005	0,004	0,006	0,004	0,005	0,004	0,004	0,003	0,004	0,004
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,004	0,001	0,001	0,000
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Cr	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002
Total	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0

*Total Fe as FeO

Ky Ky Ky Ky Ky Ky Ky Ky Ky Ky Ky Ky And And And

Tabla 7-19: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de plagioclasa en metapelitas del Complejo Arquía.

Lithology	CORE		RIM					
Sample #	ARQ-241				ARQ-418		ARQ-549	ARQ-627
Analysis #	1	3	5	1	2	2	4	
Weight %								
SiO ₂	68,275	64,998	69,155	67,570	67,777	68,115	67,594	
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Al ₂ O ₃	19,572	21,704	19,470	20,258	20,189	19,883	20,106	
FeO*	0,008	0,016	0,056	0,047	0,050	0,026	0,112	
MnO	0,000	0,001	0,000	0,011	0,000	0,007	0,000	
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
CaO	1,100	3,693	0,192	1,674	1,732	1,657	1,743	
Na ₂ O	10,812	9,417	11,090	10,209	10,300	10,289	10,326	
K ₂ O	0,026	0,032	0,007	0,128	0,129	0,028	0,009	
Cr ₂ O ₃	0,018	0,014	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004	
Total	99,81	99,88	99,97	99,90	100,18	100,01	99,89	
Cations per 8 O								
Si	2,987	2,865	3,011	2,958	2,960	2,975	2,960	
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Al	1,009	1,127	0,999	1,045	1,039	1,023	1,037	
Fe ²⁺	0,000	0,001	0,002	0,002	0,002	0,001	0,004	
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ca	0,052	0,174	0,009	0,078	0,081	0,078	0,082	
Na	0,917	0,805	0,936	0,866	0,872	0,871	0,877	
K	0,001	0,002	0,000	0,007	0,007	0,002	0,000	
Cr	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Total	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	4,9	5,0	
*Total Fe as FeO								
Numbers of ions on the basis of 8 O								
Ternary feldspar composition (%)								
Anorthite	5,31	17,78	0,94	8,25	8,44	8,16	8,53	
Albite	94,54	82,04	99,02	91,00	90,82	91,68	91,42	
K-feldspar	0,15	0,18	0,04	0,75	0,75	0,16	0,05	
X _{An}	0,05	0,18	0,01	0,08	0,08	0,08	0,09	

Tabla 7-20: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de epidota en metapelitas del Complejo Arquúa.

Sample No.	ARQ-241	ARQ-549	ARQ-627
Analysis Nc	1	1	1
Weight %			
SiO ₂	39,794	40,014	38,928
TiO ₂	0,017	0,053	0,151
Al ₂ O ₃	28,236	28,920	27,869
FeO*	6,460	5,324	8,715
MnO	0,180	0,187	0,121
MgO	0,000	0,000	0,016
CaO	25,212	25,320	24,047
Na ₂ O	0,011	0,012	0,037
K ₂ O	0,000	0,000	0,002
Cr ₂ O ₃	0,000	0,000	0,031
Total	99,91	99,83	99,92
Cations per 25 oxygens			
Si	6,137	6,138	6,060
Ti	0,002	0,006	0,018
Al	5,132	5,228	5,113
Fe ³⁺			
Fe ²⁺	0,833	0,683	1,134
Mn	0,023	0,024	0,016
Mg	0,000	0,000	0,004
Ca	4,166	4,161	4,010
Na	0,003	0,004	0,011
K	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,004
Total	16,3	16,2	16,4
*Total Fe as FeO			
Numbers of ions on the basis of 25 O			
Si	6,137	6,138	6,060
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,000
sum T	6,137	6,138	6,060
Al ^{VI}	5,132	5,228	5,113
Cr	0,000	0,000	0,004
Ti	0,002	0,006	0,018
Fe ²⁺	0,833	0,683	1,134
Mn	0,023	0,024	0,016
Mg	0,000	0,000	0,004
sum Y	5,990	5,941	6,288
Ca	4,166	4,161	4,010
Na	0,003	0,004	0,011
K	0,000	0,000	0,000
sum X	4,169	4,165	4,022
Total	16,296	16,244	16,370
Fe/(Fe+Al)	0,14	0,12	0,18

Tabla 7-23: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de granate en esquistos azules del Complejo Arquía

Lithology	CORE				RIM				CORE				RIM			
Sample #	Grt 1				Grt 2				Grt 3				RIM			
Analysis #	1	8	18	25	1	8	18	25	1	6	16	25				
Weight %																
SiO ₂	39,359	37,980	35,841	36,522	40,720	41,166	39,438	39,130	37,306	40,607	37,040	36,577				
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Al ₂ O ₃	8,792	5,175	17,631	12,729	12,148	11,421	12,007	11,046	2,464	0,872	0,686	0,013				
FeO*	12,092	15,470	8,428	10,836	10,313	9,949	12,512	13,620	23,629	16,006	25,939	26,874				
MnO	0,158	0,104	0,184	0,106	0,217	0,176	0,183	0,131	0,028	0,073	0,045	0,066				
MgO	0,192	0,119	0,233	0,144	0,825	0,534	0,154	0,153	0,090	0,036	0,096	0,027				
CaO	36,916	36,072	33,682	35,939	34,481	36,063	35,213	34,965	33,713	38,287	33,208	33,129				
Na ₂ O	0,029	0,013	0,023	0,026	0,010	0,000	0,000	0,005	0,016	0,000	0,000	0,000				
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Cr ₂ O ₃	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000				
Total	97,55	94,93	96,02	96,30	98,71	99,31	99,51	99,06	97,25	95,88	97,01	96,69				
Cations per 12 O																
Si	3,272	3,328	2,936	3,056	3,260	3,284	3,183	3,195	3,316	3,550	3,349	3,345				
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Al	0,861	0,534	1,702	1,255	1,146	1,074	1,142	1,063	0,258	0,090	0,073	0,001				
Fe ³⁺	0,595	0,810	0,426	0,633	0,334	0,358	0,491	0,548	1,110	0,811	1,230	1,309				
Fe ²⁺	0,246	0,324	0,152	0,125	0,357	0,306	0,353	0,382	0,647	0,359	0,731	0,745				
Mn	0,011	0,008	0,013	0,007	0,015	0,012	0,012	0,009	0,002	0,005	0,003	0,005				
Mg	0,024	0,016	0,028	0,018	0,098	0,064	0,019	0,019	0,012	0,005	0,013	0,004				
Ca	3,288	3,386	2,956	3,222	2,957	3,082	3,045	3,058	3,210	3,586	3,216	3,245				
Na	0,010	0,005	0,008	0,009	0,003	0,000	0,000	0,002	0,006	0,000	0,000	0,000				
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Total	8,3	8,4	8,2	8,3	8,2	8,2	8,2	8,3	8,6	8,4	8,6	8,7				
*Total Fe as FeO + Fe ₂ O ₃																
Numbers of ions on the basis of 12 O																
Si	3,272	3,328	2,936	3,056	3,260	3,284	3,183	3,195	3,316	3,550	3,349	3,345				
Al ^{IV}	0,000	0,000	0,064	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
sum T	3,272	3,328	3,000	3,056	3,260	3,284	3,183	3,195	3,316	3,550	3,349	3,345				
Al ^{VI}	0,861	0,534	1,638	1,255	1,146	1,074	1,142	1,063	0,258	0,090	0,073	0,001				
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
Fe ³⁺	0,595	0,810	0,426	0,633	0,334	0,358	0,491	0,548	1,110	0,811	1,230	1,309				
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000				
sum Y	1,456	1,344	2,064	1,888	1,480	1,432	1,633	1,611	1,368	0,900	1,303	1,311				
Mg	0,024	0,016	0,028	0,018	0,098	0,064	0,019	0,019	0,012	0,005	0,013	0,004				
Fe ²⁺	0,246	0,324	0,152	0,125	0,357	0,306	0,353	0,382	0,647	0,359	0,731	0,745				
Mn	0,011	0,008	0,013	0,007	0,015	0,012	0,012	0,009	0,002	0,005	0,003	0,005				
Ca	3,288	3,386	2,956	3,222	2,957	3,082	3,045	3,058	3,210	3,586	3,216	3,245				
sum X	3,569	3,733	3,149	3,372	3,427	3,463	3,429	3,468	3,871	3,955	3,964	4,000				
Total	8,297	8,405	8,213	8,316	8,167	8,179	8,246	8,273	8,555	8,405	8,615	8,655				
Almandine	6,89	8,67	4,82	3,72	10,40	8,83	10,30	11,02	16,70	9,09	18,45	18,64				
Andradite	40,83	60,25	20,62	33,52	22,56	25,00	30,08	34,01	81,14	90,03	94,40	99,90				
Grossular	51,27	30,46	73,25	62,01	63,74	63,99	58,72	54,16	1,80	0,63	-13,25	-18,76				
Pyrope	0,67	0,42	0,90	0,53	2,87	1,83	0,54	0,54	0,31	0,12	0,33	0,09				
Spessartine	0,31	0,21	0,41	0,22	0,43	0,34	0,36	0,26	0,05	0,14	0,09	0,13				
Uvarovite	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00				
Alm-Pyp-Sps																
Almandine	87,58	93,31	78,66	83,13	75,91	80,23	91,93	93,25	97,88	97,28	97,81	98,84				
Pyrope	8,46	4,48	14,73	11,89	20,96	16,66	4,82	4,54	1,80	1,27	1,73	0,49				
Spessartine	3,96	2,21	6,61	4,97	3,13	3,11	3,25	2,21	0,32	1,46	0,46	0,67				
Pyp-(Alm+Sps)-Grs																
Pyrope	0,67	0,42	0,90	0,53	2,87	1,83	0,54	0,54	0,31	0,12	0,33	0,09				
Alm + Sps	7,20	8,87	5,23	3,94	10,83	9,17	10,66	11,28	16,76	9,22	18,53	18,76				
Grossular	92,13	90,71	93,87	95,53	86,29	88,99	88,80	88,19	82,94	90,66	81,14	81,14				
Sps-(Alm+Pyp)-Grs																
Spessartine	0,31	0,21	0,41	0,22	0,43	0,34	0,36	0,26	0,05	0,14	0,09	0,13				
(Alm+Pyp)	7,56	9,08	5,72	4,25	13,28	10,66	10,84	11,55	17,01	9,21	18,77	18,73				
Grossular	92,13	90,71	93,87	95,53	86,29	88,99	88,80	88,19	82,94	90,66	81,14	81,14				
X _{Mg}	0,09	0,05	0,16	0,13	0,22	0,17	0,05	0,05	0,02	0,01	0,02	0,00				

Tabla 7-26: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de mica blanca en esquistos azules del Complejo Arquía

Lithology						
Sample #	HPP-1		HPP-2		ARQ-75	
Analysis #						
Weight %						
SiO ₂	49,894	51,007	49,199	48,953	48,691	48,888
TiO ₂	0,170	0,333	0,830	0,444	0,388	0,510
Al ₂ O ₃	26,999	29,621	29,333	29,976	29,222	27,567
FeO*	3,767	2,535	1,200	3,115	2,254	2,404
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	2,858	2,687	2,551	2,442	2,499	2,699
CaO	0,000	0,047	0,002	0,000	0,000	0,000
Na ₂ O	1,000	1,011	1,230	0,555	1,000	0,982
K ₂ O	11,404	9,472	10,643	10,818	10,414	10,756
Cr ₂ O ₃	0,391	0,099	0,000	0,000	0,070	0,000
Total	96,48	96,81	94,99	96,30	94,54	93,81
Cations per 22 Oxygens						
Si	6,698	6,672	6,588	6,517	6,575	6,675
Ti	0,017	0,033	0,084	0,044	0,039	0,052
Al	4,271	4,566	4,629	4,703	4,650	4,436
Fe ²⁺	0,423	0,277	0,134	0,347	0,254	0,274
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,572	0,524	0,509	0,485	0,503	0,549
Ca	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,260	0,256	0,319	0,143	0,262	0,260
K	1,953	1,580	1,818	1,837	1,794	1,873
Cr	0,041	0,010	0,000	0,000	0,007	0,000
Total	14,2	13,9	14,1	14,1	14,1	14,1
*Total Fe as FeO						
Numbers of ions on the basis of 22 O						
Si	6,698	6,672	6,588	6,517	6,575	6,675
Al ^{IV}	1,302	1,328	1,412	1,483	1,425	1,325
sum T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	2,969	3,238	3,217	3,221	3,225	3,111
Cr	0,041	0,010	0,000	0,000	0,007	0,000
Ti	0,017	0,033	0,084	0,044	0,039	0,052
Fe ²⁺	0,423	0,277	0,134	0,347	0,254	0,274
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,572	0,524	0,509	0,485	0,503	0,549
sum Y	4,022	4,082	3,945	4,096	4,029	3,988
Ca	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,260	0,256	0,319	0,143	0,262	0,260
K	1,953	1,580	1,818	1,837	1,794	1,873
sum X	2,213	1,843	2,138	1,980	2,056	2,133
Total	14,235	13,926	14,082	14,077	14,085	14,121
X _{Si}	0,35	0,34	0,29	0,26	0,29	0,34
Na/(Na+K)	0,12	0,14	0,15	0,07	0,13	0,12

phengite phengite phengite phengite phengite phengite

Tabla 7-27: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clorita-mica negra en esquistos azules del Complejo Arquía

Lithology					
Sample #	HPP-2		HPP-5	ARQ-75	
Analysis #	1	2	1	1	2
Weight %					
SiO ₂	27,144	28,000	38,700	28,231	27,900
TiO ₂	0,040	0,002	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	27,390	27,854	18,486	27,754	27,832
FeO*	2,576	2,645	3,443	2,440	2,313
MnO	0,311	0,121	0,032	0,054	0,467
MgO	29,972	30,000	23,236	30,959	31,021
CaO	0,000	0,000	0,309	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000	0,318	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	9,647	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,022	0,309	0,000	0,000
Total	87,43	88,64	94,48	89,44	89,53
Cations per 28 O					
Si	5,071	5,147	7,001	5,141	5,087
Ti	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	6,031	6,035	3,941	5,956	5,980
Fe ²⁺	0,402	0,407	0,521	0,372	0,353
Mn	0,049	0,019	0,005	0,008	0,072
Mg	8,348	8,222	6,266	8,405	8,432
Ca	0,000	0,000	0,060	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,112	0,000	0,000
K	0,000	0,000	2,226	0,000	0,000
Cr	0,000	0,003	0,044	0,000	0,000
Total	19,9	19,8	20,2	19,9	19,9
*Total Fe as FeO					
Numbers of ions on the basis of 28 O					
Si	5,071	5,147	7,001	5,141	5,087
Al ^{IV}	2,929	2,853	0,999	2,859	2,913
sum T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	3,102	3,182	2,942	3,097	3,067
Cr	0,000	0,003	0,044	0,000	0,000
Ti	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,402	0,407	0,521	0,372	0,353
Mn	0,049	0,019	0,005	0,008	0,072
Mg	8,348	8,222	6,266	8,405	8,432
sum Y	11,908	11,833	9,778	11,881	11,923
Ca	0,000	0,000	0,060	0,000	0,000
Na	0,000	0,000	0,112	0,000	0,000
K	0,000	0,000	2,226	0,000	0,000
sum X	0,000	0,000	2,397	0,000	0,000
Total	19,908	19,833	20,175	19,881	19,923
X _{Mg}	0,95	0,95	0,92	0,96	0,96
ACF diagram compositions					
A	40,66	41,10	18,96	40,41	40,31
C	0,00	0,00	0,71	0,00	0,00
F	59,34	58,90	80,33	59,59	59,69
	chlorite	chlorite	phlogopite	chlorite	chlorite

Tabla 7-28: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de titanita en esquistos azules del Complejo Arquía.

Lithology			
Sample #	ARQ-75		
Analysis #	1	2	3
Weight %			
SiO ₂	31,013	31,006	30,824
TiO ₂	39,005	38,886	39,173
Al ₂ O ₃	0,214	1,125	0,767
FeO*	0,500	0,260	0,228
MnO	0,010	0,018	0,000
MgO	0,000	0,000	0,000
CaO	29,203	28,554	28,961
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,000	0,009	0,022
Total	99,95	99,86	99,98
Cations pe	5	5	5
Si	1,015	1,011	1,006
Ti	0,960	0,954	0,962
Al	0,008	0,043	0,030
Fe ²⁺	0,014	0,007	0,006
Mn	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000
Ca	1,024	0,998	1,013
Na	0,000	0,000	0,000
K	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,001
Total	3,0	3,0	3,0

*Total Fe as FeO

sphene sphene sphene

Tabla 7-32: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de serpentina en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.

Lithology				
Sample No.	ARQ-80	ARQ-584	ARQ-624	
Analysis No.	1	1	1	2
Weight %				
SiO ₂	44,528	43,776	43,555	42,786
TiO ₂	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,090	0,008	0,010	0,009
FeO*	4,343	4,068	4,227	4,022
MnO	0,069	0,048	0,048	0,038
MgO	38,812	38,901	38,777	39,901
CaO	0,006	0,004	0,004	0,005
Na ₂ O	0,000	0,013	0,014	0,010
K ₂ O	0,000	0,005	0,005	0,007
Cr ₂ O ₃	0,029	0,015	0,021	0,025
Total	87,88	86,84	86,66	86,80
Cations per 9 O				
Si	2,657	2,643	2,639	2,593
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Al	0,006	0,001	0,001	0,001
Fe ²⁺	0,217	0,205	0,214	0,204
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002
Mg	3,453	3,502	3,502	3,605
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,002	0,002	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,001
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001
Total	6,3	6,4	6,4	6,4
*Total Fe as FeO				
Numbers of ions on the basis of 28 O				
Si	2,657	2,643	2,639	2,593
Al ^{IV}	5,343	5,357	5,361	5,407
sum T	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,001
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,217	0,205	0,214	0,204
Mn	0,003	0,002	0,002	0,002
Mg	3,453	3,502	3,502	3,605
sum Y	3,675	3,711	3,720	3,812
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,002	0,002	0,001
K	0,000	0,000	0,000	0,001
sum X	0,000	0,002	0,002	0,002
Total	11,675	11,713	11,722	11,814
X _{Mg}	0,94	0,94	0,94	0,95
ACF diagram compositions				
A	0,17	-0,04	-0,04	-0,03
C	0,01	0,01	0,01	0,01
F	99,82	100,03	100,03	100,02
	Antigorite	Antigorite	Antigorite	Lizardite

Tabla 7-33: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de talco en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.

Sample #	ARQ-80	
Analysis #	1	2
Weight %		
SiO ₂	61,732	62,000
TiO ₂	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,311	0,267
FeO	3,654	2,589
MnO	0,000	0,000
MgO	29,555	29,222
CaO	0,000	0,000
Na ₂ O	0,000	0,000
K ₂ O	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	0,022	0,011
Total	95,27	94,09
Cations per 22 oxygens		
Si	7,935	8,013
Ti	0,000	0,000
Al	0,047	0,041
Fe ³⁺		
Fe ²⁺	0,393	0,280
Mn	0,000	0,000
Mg	5,664	5,631
Ca	0,000	0,000
Na	0,000	0,000
K	0,000	0,000
Cr	0,002	0,001
Total	14,0	14,0
Total Fe as FeO		

Tabla 7-34: Análisis por EPMA, representativos de la composición química de clorita-clinoclora-kaemmererita en rocas ultrabásicas del Complejo Arquía.

Sample #	ARQ-584			
Analysis #	1	2	3	4
Weight %				
SiO ₂	33,082	33,000	26,555	26,775
TiO ₂	0,072	0,012	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	13,908	13,501	28,000	28,123
FeO*	2,730	2,530	2,002	1,888
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	32,742	33,742	31,111	30,987
CaO	0,033	0,003	0,000	0,000
Na ₂ O	0,083	0,013	0,000	0,000
K ₂ O	0,050	0,030	0,000	0,000
Cr ₂ O ₃	2,878	3,178	0,000	0,000
Total	85,58	86,01	87,67	87,77
Cations per 28 O				
Si	6,366	6,324	4,935	4,964
Ti	0,010	0,002	0,000	0,000
Al	3,154	3,049	6,133	6,144
Fe ²⁺	0,439	0,405	0,311	0,293
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	9,393	9,640	8,620	8,564
Ca	0,007	0,001	0,000	0,000
Na	0,031	0,005	0,000	0,000
K	0,012	0,007	0,000	0,000
Cr	0,438	0,481	0,000	0,000
Total	19,8	19,9	20,0	20,0
*Total Fe as FeO				
Numbers of ions on the basis of 28 O				
Si	6,366	6,324	4,935	4,964
Al ^{IV}	1,634	1,676	3,065	3,036
sum T	8,000	8,000	8,000	8,000
Al ^{VI}	1,520	1,373	3,068	3,108
Cr	0,438	0,481	0,000	0,000
Ti	0,010	0,002	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,439	0,405	0,311	0,293
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	9,393	9,640	8,620	8,564
sum Y	11,800	11,902	11,999	11,964
Ca	0,007	0,001	0,000	0,000
Na	0,031	0,005	0,000	0,000
K	0,012	0,007	0,000	0,000
sum X	0,050	0,013	0,000	0,000
Total	19,850	19,915	19,998	19,964
X _{Mg}	0,96	0,96	0,97	0,97
ACF diagram compositions				
A	24,02	23,21	40,71	40,96
C	0,05	0,00	0,00	0,00
F	75,93	76,78	59,29	59,04

Kammererite Kammererite Clinoclora Clinoclora

Bibliografía

Agard, P., Yamato, P., Jolivet, L. y Burov, E. (2009). Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Science Reviews*, 92(4), 53–79. Doi:10.1016/j.earscirev.2008.11.002

Arcay, D., Tric, E. y Doin, P. (2005). Numerical simulations of subduction zones: effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 149(1), 133-153. Doi: 10.1016/j.pepi.2004.08.020.

Aspden, A. y Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, 187-204.

Bailey, W. (1980). *Structure of layer silicates*. En: Brindley, G. W. and Brown, G. (eds) *Crystal Structures of clay minerals and their X-ray identification*. London: Mineralogical Society.

Baldwin, A., Powell, R., Williams, L. y Goncalves, P. (2007). Formation of eclogite, and reaction during exhumation to mid-crustal levels, Snowbird tectonic zone, western Canadian Shield. *J. Metamorphic Geol*, 25(5), 953–974. Doi:10.1111/j.1525-1314.2007.00737.x

Banno, S. (1970). Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 3(45), 405-421. DOI: 10.1016/0031-9201(70)90083-X

Blanco, F., Garcia, A., Rojas, Y., Rodriguez, A., Lázaro, C. y Iturralde, M. (2010). Metamorphic evolution of subducted hot oceanic crust (La Corea Mélange, Cuba). *American Journal of Science*, 310(4), 889–915. Doi:10.2475/11.2010.01

Blanco, F., Proenza, A., García, A., Tauler, E. y Gali, S. (2011). Serpentinites and serpentinites within a fossil subduction channel: La Corea melange, eastern Cuba. January 2011. *Geologica Acta*, 9(34), 389-405.

Bosch, D., Gabriele, P., Lapierre, H., Malfere, L. y Jaillard, E. (2002). Geodynamic significance of the Raspas Metamorphic Complex (SW Ecuador): geochemical and isotopic constraints. *Tectonophysics*, 345(56), 83-1020.

Bustamante, A., Juliani, C., Essene, J., Hall, M. y Hyppolito, T. (2012). Geochemical constraints on blueschist- and amphibolite-facies rocks of the Central Cordillera of Colombia: the Andean Barragán region. *International Geology Review*, 54(9), 1013–1030. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2011.594226>

Bustamante, A., Juliani, C., Hall, C. y Essene, E. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from blueschists of the Jambaló region, Central Cordillera of Colombia: implications on the styles of accretion in the Northern Andes. *Geologica Acta*, 9(4), 351-362.

Carswell, A. (1990). *Eclogite Facies Rocks*. London: Blackie.

Cediel, F., Shaw, P. y Cáceres, C. (2003). Tectonic Assembly of the Northern Andean Block. Mexico and the Caribbean region: plate tectonics, basin formation and hydrocarbon habitats. En C. Bartolini, R. T. Buffler and J. F. Blickwede, *American Association of Petroleum Geologists*, 2(79), 815-848.

Choi, H., Mukasa, B., Andronikov, V. y Marcano, C. (2007). Extreme Sr-Nd-Pb-Hf isotopic compositions exhibited by the Tinaquillo peridotite massif, northern Venezuela. Implications for geodynamic setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 4(153), 443-463. Doi: 10.1007/s00410-006-0159-3.

Chopin, C. (2003). Ultrahigh-pressure metamorphism: Tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 7(212), 1–14.

Christensen, N., Rosenfeld, L. y DePaolo, J. (1989). Rates of tectonometamorphic processes from rubidium and strontium isotopes in garnet. *Science*, 1(244), 1465-1469.

Cloos M., and Shreve R. L. (1988). Subduction-Channel Model of Prism Accretion, Melange formation, sediment subduction and subduction erosion at convergent plate margins: I. Background and Description. *Pure and Applied Geophysics*, v. 128, 455-500.

Cloos, M. y Shreve, R. (1988). Subduction-Channel Model of Prism Accretion, Melange formation, sediment subduction and subduction erosion at convergent plate margins: II. Implications and Discussion. *Pure and Applied Geophysics*, 12(5), 128, 501-545.

Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A., Mora A. et al. (2014). Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins. *Lithos*, 2(22), 382–394. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.05.031>

Coleman, G., Lee, E., Beatty, B. y Brannock, W. (1965). Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. *Geological Society of America Bulletin*, 76(5), 1-11. Doi: 10.1130/0016-7606(1965)76[483:EAETDA]2.0.CO;2

Daniel, C., Spear, F. (1998). 3-Dimensional patterns of garnet nucleation and growth. *Geology*, 26, 503-506.

Dharmapriya, P., Malaviarichchi, S., Kriegsman, L., Sajeev, K., Galli, A., Osanai, Y., Subasinghe, N., Dissanayake, C. (2017). Distinct metamorphic evolution of alternating silica-saturated and silica-deficient microdomains within garnet in ultrahigh-temperature granulites: An example from Sri Lanka. *Geoscience Frontiers*, 8, 1115-1133.

D'Antonio, M., Kristensen, B. (2004). Serpentinite and brucite of ultramafic clasts from the South Chamorro Seamount (Ocean Drilling program Leg 195, Site 1200): inferences for the serpentinization of the Mariana forearc mantle. *Mineralogical Magazine*, 7(68), 887-904.

Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. y Hattori, K. (2013). Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 4(178), 96-127. Doi: 10.1016/j.lithos.2013.05.019.

Doglioni, C., Tonarini, S. y Innocenti, F. (2009). Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE-directed subduction zones. *Lithos*, 4(113), 179-189. Doi: 10.1016/j.lithos.2009.01.012.

Dragovic, B., Baxter, F. y Caddick, J. (2015). Pulsed dehydration and garnet growth during subduction revealed by zoned garnet geochronology and thermodynamic modeling, Sifnos, Greece. *Planetary Science Letters*, 413(15) 111–122. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.024>

Ducea, N., Jibamitra, G., Erin, R., Patchett, J., Weiji, C., Clark, I. (2003) Sm-Nd dating of spatially controlled domains of garnet single crystals: a new method of high-temperature thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 4(213), 31-42.

Duque, P. (1993). Petrology, metamorphic history and structure of El Oro Ophiolitic Complex, Ecuador. Second ISAG, International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford (UK). *Extended Abstracts*, 8(5), 359-362.

Endo, S., Wallis, R., Tsuboi, M., Aoya, M. y Uehara, I. (2012). Slow subduction and buoyant exhumation of the Sanbagawa eclogite. *Lithos*, 46(7), 183-201

Ernst, G. (2001). Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices—implications for arcs and continental growth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1(27), 253–275.

Escuder, J. y Pérez, A. (2006). Subduction-related P–T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samaná Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *Int J Earth Sci*, 5(95), 995–1017. Doi 10.1007/s00531-006-0079-5

Escuder, J., Friedman, R., Castillo, M., Jabites, J. y Pérez, A. (2011). Origin and significance of the ophiolitic high-P mélanges in the northern Caribbean convergent

margin: Insights from the geochemistry and large-scale structure of the Río San Juan metamorphic complex. *Lithos*, 5(127), 483–504. Doi:10.1016/j.lithos.2011.09.015.

Escuder, J., Pérez, A., Booth, G. y Valverde, P. (2011). Tectonometamorphic evolution of the Samaná complex, northern Hispaniola: Implications for the burial and exhumation of high-pressure rocks in a collisional accretionary wedge. *Lithos*, 8(125), 190–210. Doi:10.1016/j.lithos.2011.02.006

Essene, J., Fyfe, W. (1976). Omphacite in Californian metamorphic rocks. Contributions in *Mineralogy and Petrology*, 15, 1-23.

Faryad, S. y Kachlík, V. (2013). New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, 31, 63-82. http://www.bgs.ac.uk/scmr/scmr_home_main.html

Federico, L., Capponi, G., Crispini, L. y Scambelluri, M. (2004). Exhumation of alpine high-pressure rocks: Insights from petrology of eclogite clasts in the Tertiary Piedmontese basin (Ligurian Alps, Italy). *Lithos*, 74(1-2), 21-40. Doi: 10.1016/j.lithos.2003.12.001

Federico, L., Crispín, L., Scambelluri, M. y Capón, G. (2007). Ophiolite mélange zone records exhumation in a fossil subduction channel. *Geology*, 35(7) 499–502.

Feininger, T. (1978). Geologic map of western El Oro Province. 1/50000. Quito, Ecuador: Escuela Politécnica Nacional.

Feininger, T. (1980). Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journal of Petrology*, 21(1), 107-140.

Festa, A., Pini, A., Dilek, Y. y Codegone, G. (2010). Mélanges and mélanges-formong processes: a historical overview and new concepts. *International Geology review*, 52(12), 1040-1105.

Fitzherbert, J., Clarke, G. y Powell R. (2005). Preferential retrogression of high-P metasediments and the preservation of blueschist to eclogite facies metabasite during exhumation, Diahot terrane, NE New Caledonia. *Lithos*, 83(12), 67-96.

García, A., Blanco, I., Ruiz, E., Moreno, M., Toro, L., Gomez, A., et al. (2011). Thermobarometry of amphibolites from the Arquía Complex (Central Colombia): Geodynamic implications. *Memorias XIV Congreso Latinoamericano de Geología*, 4(2), 11-129.

García, A., Proenza, J. y Iturralde, M. (2011). Subduction Zones of the Caribbean: the sedimentary, magmatic, metamorphic and ore-deposit records. UNESCO/iugs igcp Project 546 Subduction Zones of the Caribbean. *Geologica Acta*, 9(34), 217-224. Doi: 10.1344/105.000001745.

García, A., Torres, R., Millan, G., Monie, P. y Schneider, J. (2002). Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentinite Melange, Cuba: A record of tectonic instability during subduction?. *J Metamorph Geol*, 20(5), 581–598.

García, C., Ríos, C., Castellanos, O. y Mantilla, L. (2017). Petrology, geochemistry and geochronology of the Arquía complex's metabasites at the Pijao-Génova sector, central cordillera, Colombian Andes. *Boletín de Geología UIS*, 39(1), 105–126.

Gatewood, M., Dragovic, B., Stowell, H., Baxter, F., Hirsch, D. y Bloomc, R. (2015). Evaluating chemical equilibrium in metamorphic rocks using major element and Sm–Nd isotopic age zoning in garnet, Townshend Dam, Vermont, USA. *Chemical Geology*, 4(15), 151–168. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.02.017>

Gerya, T., Stöckhert, B. y Perchuk, A. (2002). Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 5(21), 6-19.

Gomez, T., Karsten, L. y Sanchez, V. (1997). Phase relationships and P-T conditions of coexisting eclogite-blueschists and their transformation to greenschist-facies rocks in the Nerka Complex (Northern Urals). *Tectonophysics*, 5(276), 195-216.

González, H. (1997). Metagabros y Eclogitas asociadas en el area de Barragán, Departamento del Valle, Colombia. *Geología Colombiana*, 22(5), 151-170.

Green, C., White, W., Diener, A., Powell, R., Holland, J. y Palin, R. (2016). Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria for metabasic rocks. *J. Metamorph. Geol*, 3(34), 845–869.

Grosse, E. (1926). *El Terciario Carbonífero de Antioquia en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia, entre el río Arma y Sacaojal*. Berlín: Ernst Vohsen.

Guillot, S., Hattori, K., Agard, P., Schwartz, S. y Vidal O. (2009). Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funiciello F, eds. *Subduction Zone Geodynamics*. Springer, 4(4), 175–205

Hacker, R. y Gerya, T. (2013). Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism. *Tectonophysics*, 4(603), 79–88.

Hermann, J., Müntener, O. y Scambelluri, M. (2000). The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 4(327), 225–238.

Hey, H. (1954). A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 3(30), 277-292.

Holdaway, J. (1971). Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Sciences*, 5(271), 97-131.

Holland, B. y Powell, R. (2003). Activity–composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 5(145), 492–501.

Holland, B. y Powell, R., (2011). An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*, 1(29), 333–383.

Hyppolito, T., Angiboust, S., Juliani, C., Glodny, J., Garcia, A., Calderón, M. et al. (2016). Eclogite-, amphibolite- and blueschist-facies rocks from Diego de Almagro Island (Patagonia): Episodic accretion and thermal evolution of the Chilean subduction interface

during the Cretaceous. *Lithos* 4(264), 422–440.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.001>

Hyppolito, T., Cambeses, A., Angiboust, S., Raimondo, T., García, A. & Juliani, C. (2018). Rehydration of eclogites and garnet-replacement processes during exhumation in the amphibolite facies. *Geological Society London Special Publications*, 5(478), 1-63. Doi: 10.1144/SP478.3

John, T., Scherer, E., Schenk, V., Herms, P., Halama, R. y Garbe, D. (2010) Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: the Andean raspas Complex, SW Ecuador. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 4(159), 265-284.

Katzir, Y., Avigad, D., Matthews, A., Garfunkel, Z. y Evans, W. (2000). Origin, HP/LT metamorphism and cooling of ophiolitic melanges in southern Evia (NW Cyclades). *J. metamorphic Geol*, 2(12), 699–718.

Kerr, C. y Tarney, J. (2005). Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 4(33), 269-272.

Kerr, C., Marriner, F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, D., Thirlwall, F. y Sinton, C. (1997). Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: elemental, chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology*, 1(38), 677–702.

Korenaga, J. y Karato, S. (2008). A new analysis of experimental data on olivine rheology. *Journal of geophysical research. Solid Earth. AGU Journal*, 113(2), 1-23. Doi: 10.1029/2007JB005100.

Krebs, M., Schertl, H., Maresch, W. y Draper, G. (2011). Mass flow in serpentinite-hosted subduction channels: P-T-t path patterns of metamorphic blocks in the Rio San Juan mélangé (Dominican Republic). *J Asian Earth Sci*, 2(42), 569–595.

Kylander, A., Hacker, R., Johnson, M., Beard, L., Mahlen, N. y Lapen, J. (2007). Coupled Lu–Hf and Sm–Nd geochronology constrains prograde and exhumation histories of high- and ultrahigh-pressure eclogites from western Norway. *Chemical Geology*, 4(242), 137–154. Doi:10.1016/j.chemgeo.2007.03.006.

Kylander, R., Hacker, R. y Mattinson, G. (2012). Size and exhumation rate of ultrahigh-pressure terranes linked to orogenic stage. *Earth Planet Sci Lett*, 5(4), 115–120

Lázaro, C., Blanco, F., Proenza, A., Rojas, Y., Neubauer, F., Núñez, K., et al. (2016) Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of proto-forearc crust in the Early Cretaceous Caribbean arc: The La Tinta mélangé (eastern Cuba) and its easterly correlation in Hispaniola. *International Geology Review*, 58(8), 1020-1040. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1118647>

Leake, E. (1978). Nomenclature of Amphiboles. *American Mineralogist*, 6(63), 1023-1052.

Li, L., Gao, J. y Wang, S. (2016). A subduction channel model for exhumation of oceanic-type high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite-facies metamorphic rocks in SW Tianshan, China. Science China Earth Sciences. Science China Press and Springer-Verlag Berlin Heidelberg. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 5(65), 1-16. Doi: 10.1007/s11430-016-5103-7

Li, L., Klemd, R., Gao, J. y John, T. (2016). Poly-cyclic metamorphic evolution of eclogite: Evidence for multistage burial-exhumation cycling in a subduction channel. *Journal of Petrology*, 57(5), 119–146.

Li, P., Rahn, M. y Bucher, K. (2004). Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 1(22), 159-177. Doi: 10-1111/j.1525-1314.2004.00503.x.

Li, S., Jagoutz, E., Chen, Y. y Li, Q. (2000). Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(6), 1077-1093.

Li, Z., Yang, J., Xu, Z., Li, T., Xu, X., Ren, Y. y Robinson, P. (2009). T. Geochemistry and Sm–Nd and Rb–Sr isotopic composition of eclogite in the Lhasa terrane, Tibet, and its geological significance. *Lithos*, 5(109), 240–247. Doi:10.1016/j.lithos.2009.01.004.

Liou, G., Ernst, G., Zhang, Y., Tsujimori T. y Jahn, M. (2009). Ultrahigh pressure minerals and metamorphic terranes—The view from China. *J Asian Earth Sci*, 2(35), 199–231.

Liu, L., Wang, C., Cao, T., Chen, L., Yang, Q. y Zhu, H. (2012). Geochronology of multi-stage metamorphic events: Constraints on episodic zircon growth from the UHP eclogite in the South Altyn, NW China. *Lithos*, 6(1), 10-26.

Liu, L., Zhang, D., Chen, L., Yang, X., Luo, H. y Wang, C. (2014). Implications based on LA-ICP-MS zircon U–Pb ages of eclogite and its country rock from Jianggalesayi Area, Altyn Tagh, China. *Earth Science Frontiers*, 14(4), 98-107.

Luais, B., Duchêne, S. y De Sigoyerb, J. (2001). Sm–Nd disequilibrium in high-pressure, low-temperature Himalayan and Alpine rocks. *Tectonophysics*, 342(2), 1– 22.

Ludwig, R. (2008). A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkley Geochronology Center Special Publication*, 5(4), 1-77.

Mallmann, G., O'Neill, H.S.C., 2009. The crystal/melt partitioning of V during mantle melting as a function of oxygen fugacity compared with some other elements (Al, P, Ca, Sc, Ti, Cr, Fe, Ga, Y, Zr and Nb). *Journal of Petrology*. 50, 1765–1794.

Marchesi, C. Garrido, J., Godard, M., Belly, F. y Ferré, E. (2009). Migration and accumulation of ultra-depleted subduction-related melts in the Massif du Sud ophiolite (New Caledonia). *Chemical Geology*, 226(5), 171-186.

Maresch, V. y Abraham, K. (1981). Petrography, mineralogy and metamorphic evolution of an eclogite from the Island of Margarita, Venezuela. *Journal of Petrology*, 22(9), 337-362.

Maresch, V., Kluge, R., Baumann, A., Pindell, J., Krückhans, G., y Stanek, P. (2009). The occurrence and timing of high-pressure metamorphism on Margarita Island, Venezuela: A constraint on Caribbean-South America interaction. *Geological Society London Special Publications*, 328(1), 705-741. DOI: 10.1144/SP328.28

Maresch, V., Urbani, F., Schertl, P. y Stanek, P. (2010). Subduction/accretion-related high-pressure rocks of Margarita Island, Venezuela. *Subduction zoners of the Caribbean*, 4(1), 1-28.

Maruyama, S., Liou, G. y Terabayashi, M. (1996). Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *International Geology Review*, 38(4), 485–594.

Mattinson, G., Wooden, L., Liou, G. Bird, K. y Wu, L. (2006). Age and duration of eclogite-facies metamorphism, North Qaidam HP/UHP terrane, Western China. *American Journal of Science*, 306(59), 683-711.

Maya, M. y González, H. (1995). Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico Ingeominas*, 35(23), 43-57.

McCourt, W. y Feininger, T. (1984). High pressure metamorphic rocks in the Central Cordillera of Colombia. *British Geological Survey Reprint Series*, 85(1), 28-35.

McCourt, W. (1984). *The Geology of the Central Cordillera. The Department of Valle del Cauca, Quindío and (N. W.) Tolima*. Cali: INGEOMINAS-Misión Británica B.G.S.

McCourt, W. (1985). *Geología de la Plancha 262 – Génova. Esc. 1:100.000*. Bogotá: INGEOMINAS.

McCourt, W., Mosquera, D., Nivia, A. y Nuñez, A. (1984). *Mapa geológico preliminar de la Plancha 243 - Armenia. Esc. 1:100.000*. Armenia: INGEOMINAS.

McCourt, W., Mosquera, D., Nivia, A. y Nuñez, A. (1985). *Geología de la Plancha 243 – Armenia. Esc. 1:100.000*. Bogotá: INGEOMINAS.

McDonough, F. y Sun, S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(5), 223-253.

Middlemost, A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, 37(3), 215-224. Doi: 10.1016/0012-8252(04)90029-9.

Miyagi, Y. y Takasu, A. (2005). Prograde eclogites from the Tonaru epidote amphibolite mass in the Sambagawa Metamorphic Belt, central Shikoku, southwest Japan. *The Island Arc*, 5(14), 215–235.

Miyashiro, A., (1994). *Metamorphic Petrology*. London: UCL Press Limited.

Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, 52(4), 535-550.

Mosquera, D. (1978). *Geología del Cuadrángulo K-8 Manizales*. Bogotá: INGEOMINAS.

Murcia, A. y González, H. (1980). *Una contribución al conocimiento de los esquistos de Glaucofano en Colombia*. Popayán: INGEOMINAS.

Murcia, A., y Cepeda, H. (1991). *Mapa geológico de la Plancha 429 – Pasto; Escala 1:100.000*. Bogota: INGEOMINAS.

Murcia, A., y Cepeda, H. (1991a). *Mapa geológico de la Plancha 410 – La Unión; Escala 1:100.000*. Bogota: INGEOMINAS.

Nakano, N., Osanai, Y., Sajeev, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Minh, N., et al. (2010). Triassic eclogite from northern Vietnam: inferences and geological significance. *J. metamorphic Geol*, 28(7), 59–76.

Nivia, A., Marriver, G. y Kerr, A. (1996). *El Complejo Quebradagrande una posible cuenca marginal intracratónica del Cretáceo inferior en la Cordillera Central de los Andes Colombianos*. Bogotá: Congreso Colombiano.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. (2005). North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89(11), 1547 – 1591.

Núñez, A. y Murillo, A. (1978). *Esquistos de Glaucófana en el Municipio de Pijao, Quindío (Colombia)*. Ibagué: INGEOMINAS.

Núñez, A. (1979). *Metamorfismo regional en la parte media de la Cordillera Central de Colombia*. Ibagué: INGEOMINAS.

Orrego, A., Cepeda, H. y Rodríguez, G. (1980). Esquistos glaucofánicos en el área de Jambaló, Cauca (Colombia). Nota Preliminar. *Geología Norandina*, 1(5), 5-10.

Orrego, A., Restrepo, J., Tousaint, J. y Linares, E. (1980). Datación de un esquisto sericítico de Jambaló - Cauca. *Geol. Univ. Nal*, 25(1), 1-56.

Ota, T., Terabayashi, M. y Katayama, I. (2004). Thermobaric structure and metamorphic evolution of the Iratsu eclogite body in the Sanbagawa belt, central Shikoku, Japan. *Lithos*, 73(12), 95-126.

Palmeri, R., Chmielowski, R., Sandroni, S., Talarico, F. y Ricci, A. (2009). Petrology of the eclogites from western Tasmania: Insights into the Cambro-Ordovician evolution of the paleo-Pacific margin of Gondwana. *Lithos*, 109(4), 223-239.

Pardo, A. y Moreno, M. (2001). Estratigrafía del occidente colombiano y su relación con la evolución de la Provincia Ignea Cretácea del Caribe Colombiano. Manizales: Congreso Colombiano.

Parkinson, J. y Pearce, A. (1998). Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9), 1577-1618.

Parkinson, J., Pearce, A., Thirlwall, F., Johnson, M. y Ingram, G. (1992). Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc, Leg 125. Proceedings of Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, 4(125), 487-506.

Pearce, A. y Peate, W. (1995). Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 23(44), 251-285.

Pearce, A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental basalts and mantle xenoliths*, 3(45), 230-249.

Pindell, J. y Dewey, J. (1982). Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, 1(12), 179–211.

Pindell, J. (1985). Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the gulf of Mexico, Bahamas, and Proto Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1–39.

Pindell, L. y Kennan, L., (2009). Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K., Lorente, M.A., Pindell, J. (eds.). *The geology and evolution of the region between North and South America*. *Geological Society of London*, 328(1), 1-55.

Plank, T. (2005). Constraints from Thorium/Lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents. *Journal of Petrology*, 46(5), 9321-944. Doi: 10.1093/petrology/egi005.

Powell, R. y Holland, J. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *J. Metamorph. Geol*, 6(45), 173–204.

Raymond, A. (1984). *Melanges: Their Nature, Origin, and Significance*. USA: GSA.

Restrepo, J. y Toussaint, F. (1974). *Algunas consideraciones sobre la evolución estructural de los Andes Colombianos*. [Tesis de grado, Universidad Nacional de Colombia]. Medellín, Colombia.

Restrepo, J. y Toussaint, J. (1975). *Edades radiométricas de algunas rocas de Antioquia - Colombia*. [Tesis de grado, Universidad Nacional de Colombia]. Medellín, Colombia.

Restrepo, J., Ordoñez, O. y Moreno, M. (2009). A comment on "The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes by Nivia et al." *Journal of South America Earth Sciences*, 56(28), 204-205.

Ríos, C., Castellanos, O. y García, C. (2017). Petrogenetic significance of the eclogites from the Arquía Complex on southwestern Pijao, Central Cordillera (Colombia Andes). *DYNA*, 84(200), 291-301. <http://dx.doi.org/10.15446/dyna.v84n200.48166>

Ríos, C., Castellanos, O., Ríos, V. y Gómez, C. (2008). Una contribución al estudio de la evolución tectono-metamórfica de las rocas de alta-P, Cordillera Central, Andes Colombianos. *Geología Colombiana*, 4(33), 3-22.

Rubatto, D. y Hermann, J. (2001). Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 4(29), 3-6.

Ruiz, C., Blanco, F., Toro, M., Moreno, M., Vinasco, J., García, A., et al. (2012). Geoquímica y petrología de las metabasitas del Complejo Arquía (Municipio de Santafé

de Antioquia y Río Arquía, Colombia): Implicaciones geodinámicas. *Boletín Ciencias de la Tierra*, 32(5), 65-80.

Salters, J. y Stracke, A. (2004). Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5). Doi: 10.1029/2003GC000597.

Savov, P., Guggino, S., Ryan, G., Fryer, P. y Mottl, J. (2005). Geochemistry of serpentinite muds and metamorphic rocks from the Mariana forearc, ODP Sites 1200 and 778–779, South Chamorro and Conical Seamounts. In: Shinohara, M., Salisbury, M.H., Richter, C. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 4(195), 1–49.

Savov, P., Ryan, G., D'Antonio, M., Kelley, K. y Mattie, P. (2005). Geochemistry of serpentinitized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: implications for the elemental recycling at subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6(4), 1-90. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000777>.

Schilling, G., Zajec, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, D., et al. (1983). Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from. *Am. J. Sci*, 27(73), 283, 510–586.

Shreve, L. y Cloos, M. (1986). Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion. *J Geophys Res*, 5(91), 10229

Sisson, B., Ertran, E. y Avé, H. (1997). High-pressure (~2000 MPa) Kyanite- and Glaucophane-bearing pelitic schist and eclogite from Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. *Journal of Petrology*, 38(1), 65-83.

Skora, S., Baumgartner, L. (2007). Garnet growth mechanism and equilibrium domains in alpine eclogites. 5th Swiss Geoscience Meeting, Geneve.

Song, S., Zhang, L., Niu Y., Su L., Song, B. y Liu, D. (2006). Evolution from Oceanic Subduction to Continental Collision: a Case Study from the Northern Tibetan Plateau Based on Geochemical and Geochronological Data. *Journal of Petrology*, 47(3), 435-455. Doi:10.1093/petrology/egi080

Spear, F. (1993). *Metamorphic phase equilibria and Pressure-Temperature- Time paths*. Washington: Mineralogical Society of America.

Spear, F., Daniel, C. (1998). 3-dimensional imaging of garnet porphyroblast sizes and chemical zoning. Nucleation and growth history in the garnet zone. *Geological Materials Research*, 1, 1-43.

Spear, F., Daniel, C., (2001). Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA. *Journal of Metamorphic Geology*. 19, 179-195.

Spikings, R., Cochrane R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. et al. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research* 27(5), 95–139. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.004>

Stowell, H. (2017). *Sm-Nd procedures17.docx; HHS. Sm-Nd sample and isotope Lab techniques*. USA: University of Alabama.

Stowell, H., Taylor, L., Tinkham, K., Goldberg, S. y Ouderirk, A. (2001). Contact metamorphic P-T-t Paths from Sm-Nd Garnet Ages, Phase Equilibria Modeling, and Thermobarometry: Garnet Ledge, Southeastern Alaska. *Journal of Metamorphic Geology*, 19(5), 645-660.

Stowell, H., Tulloch, A., Zuluaga, A. y Koenig, A., (2010). Timing and duration of garnet granulite metamorphism in magmatic arc crust, Fiordland. *Chemical Geology*, 2(73), 91-110.

Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie. Stuttgart*, 63(5), 773-785.

Takasu, A. y Kohsoka, Y. (1987). Eclogites from the Iratsu epidote amphibolite mass in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 1(93), 517-520.

Takasu, A. y Makino, K. (1980). Stratigraphy and geologic structure of the Sambagawa metamorphic belt in the Besshi district, Shikoku, Japan-Reexamination of the recumbent structures. *Earth Science*, 5(34), 16-26.

Takasu, A. y Orozbaev, R. (2009). *Variety of chemical compositions of amphiboles from eclogites in the Aktyuz area, northern Kyrgyz Tien-Shan*. Japan: Shimane University.

Takasu, A. (1979). Basic intrusive rocks and metamorphism of the Sambagawa belt in the Besshi district, Shikoku. *Magma*, 56, 8-14.

Takasu, A. (1984). Prograde and retrograde eclogites in the Sambagawa metamorphic belt, Besshi district, Japan. *Journal of Petrology*, 25(4), 619-643.

Takasu, A. (1986). Resorption-overgrowth of garnet from the Sambagawa pelitic schists in the contact aureole of the Sebadani metagabbro mass, Shikoku, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, 92(4), 781-792.

Takasu, A. (1989). P-T histories of peridotite and amphibolite tectonic blocks in the Sambagawa metamorphic belt, Japan. Evolution of the Metamorphic Belts (eds Daly, J. S., Cliff, R. A. and Yardley, B. W. D.), *Geological Society Special Publication*, 43(4), 533-538.

Takasu, A., Dallmeyer, R. (1990). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: a Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, 1(85), 11-139.

Terabayashi, M., Okamoto, K., Yamamoto, H., Kaneko, Y., Ota, T., Maruyama, S. (2005). Accretionary Complex Origin of the Mafic-Ultramafic Bodies of the Sambagawa Belt, Central Shikoku, Japan. *International Geology Review*, 47(4), 1058–1073.

Toussaint, F. y Restrepo, J. (1978). *Edad cretácea de una anfibolita granatífera de Pijao – Quindío*. [Tesis de maestría Universidad Nacional de Colombia]. Medellín, Colombia.

Toussaint, F. (1996). *Evolución geológica de Colombia durante el Cretácico*. Medellín: Universidad Nacional de Colombia.

Tsai, H., Iizuka, Y. y Ernst, G. (2013). Diverse mineral compositions, textures, and metamorphic P–T conditions of the glaucophane-bearing rocks in the Tamayen mélangé, Yuli belt, eastern Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences* 63(2), 218–233. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.09.019>

Urbani, F., Camposano, A., Audemard, F. y Avé Lallemant, H. (2005). *Cordillera de la Costa*. Venezuela: Geological Field Trip.

Vance, D. y O’Nions, K. (1990). Isotopic chronometry of zoned garnets: growth kinetics and metamorphic histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 97(8), 227-240.

Vance, D. y O’Nions, K. (1992). Prograde and retrograde thermal histories from the central Swiss Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 1(14), 113-129.

Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W. y Beltrán, A. (2011). Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central Cordilleras of Colombia. *Lithos*, 125(5), 875–896.

Vinasco, J., Cordani, G., Gonzalez, H., Weber, M. y Pelaez, C. (2006). Geochronological, isotopic, and geochemical data from Permo-Triassic granitic gneisses and granitoids of the Colombian Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(1), 355-371.

Vitale, A., Groppo, C. y Hetenyi, G. (2011). Coexistence of lawsonite –bearing eclogite and blueschist: phase equilibria modelling of Alpine Corsica metabasalts and petrological evolution of subducting slabs. *Journal of Metamorphic Petrology*, 29(5), 583-600.

White, W., Powell, R. y Johnson, E. (2014). The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: new $a-x$ relations for manganese-bearing minerals. *J. Metamorph. Geol.*, 32(4), 809–828.

Winkler, G. (1978). *Petrogénesis de Rocas Metamórficas*. Madrid: H. Blume.

Wu, Q., Feng, M. y Song, G. (1993). Metamorphism and deformation of blueschist belt and their tectonic implications, North Qilian Mountains, China. *Journal of Metamorphic Geology*, 11(8), 523-536.

Xia, B., Zhang, L. y Xia, Y. (2014). Petrology and phase equilibrium of newly found eclogites from Kekesu Valley in eastern part of southwest Tianshan HP-UHP metamorphic belt, China and its tectonic significance. *Science China Earth Sciences*, 57(1), 117-131.

Xie, Z., Zhenga, F., Jahn, M., Balleve, M., Chen, J., Gautier, P., et al. (2004). Sm–Nd and Rb–Sr dating of pyroxene–garnetite from North Dabie in east-central China: problem of isotope disequilibrium due to retrograde metamorphism. *Chemical Geology*, 206(24), 137– 158. Doi:10.1016/j.chemgeo.2004.01.013

Yamato, P., Agard, P., Burov, E., Le Pourhiet, L., Jolivet, L. y Tiberi, C. (2007). Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P-T-t data (Schistes Lustrés, western Alps). *Journal of Geophysics Research*, 112: B07410

Yang, J. (1991). Eclogites, Garnet Pyroxenites and related ultrabasic in Shandong and North Jiangsu of East China (in Chinese with brief summary in English). *Geological Publishing House*, 99(4), 1-180.

Yang, S., Liu, L., Wu, L., Xu, Q., Shi, D. y Chen, Y. (2005). Two ultrahigh-pressure metamorphic events recognized in the Central Orogenic Belt of China: evidence from the U–Pb dating of coesite bearing zircons. *International Geology Review*, 47(4), 327-343.

Yardley, D., MacKenzie, S. y Guilford, C. (1990). Atlas of metamorphic rocks and their textures. *Addison Wesley Longman Limited*, 5(120), 25-65.

Zhang, X., Mattinson, G., Yu, Y., Li, P. y Meng, C. (2010). U-Pb zircon geochronology of coesite-bearing eclogites from the southern Dulan area of the North Qaidam UHP terrane, northwestern China: spatially and temporally extensive UHP metamorphism during continental subduction. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(5), 955-978.

Zhang, X., Meng, C. y Wan, S. (2007). A cold early Paleozoic subduction zone in the north Qilian Mountains, NW China: Petrological and U–Pb geochronological constraints. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(5), 285-304.

Zhang, X., Zhang, M., Xu, Q., Yang, S. y Cui, W. (2001). Petrology and geochronology of eclogites from the western segment of the Altyn Tagh, northwestern China. *Lithos*, 56(5), 187-206.

Zheng, F., Chen, X. y Zhao F. 2009. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. *Tectonophysics*, 475(5), 327–358.

Zheng, F., Chen, X., Xu, Z. y Zhang, B. (2016). The transport of water in subduction zones. *Science China, Earth Sciences*, 59(4), 651-682.

Zheng, F., Fu, B., Gong, B. y Li, L. (2003). Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie–Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. *Earth-Science Reviews*, 62(44), 105-161.

Zheng, F., Zhang, L., McClelland, C. y Cuthbert, S. (2012). Processes in continental collision zones: Preface. *Lithos*, 256(1), 1–9.

Zheng, F., Zhao, F. y Chen, X. (2013). Continental subduction channel processes: Plate interface interaction during continental collision. *Chin Sci Bull*, 58(5), 4371–4377.