



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MINERALOGÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS DE LA SERIE OCCIDENTAL, ENTRE
LOS 41°15'S Y 41°25'S (COMPLEJO METAMÓRFICO DE BAHÍA MANSA):
IMPLICANCIAS GEOTERMOBAROMÉTRICAS

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MARTA PAULINA ESTER VEAS VERA

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MAURICIO CALDERÓN NETTE
KATJA DECKART

Estudio financiado por proyecto FONDECYT 1130227

SANTIAGO DE CHILE
2017

**RESUMEN PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Marta Paulina Ester Veas Vera
FECHA: Septiembre de 2017
PROFESOR GUÍA: Francisco Hervé Allamand

**MINERALOGÍA DE ROCAS METAMÓRFICAS DE LA SERIE OCCIDENTAL, ENTRE
LOS 41°15'S Y 41°25'S (COMPLEJO METAMÓRFICO DE BAHÍA MANSA):
IMPLICANCIAS GEOTERMOBAROMÉTRICAS**

El Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, entre las latitudes 41°15'S y 41°25'S, corresponde a una intercalación de esquistos máficos y esquistos pelíticos, los que presentan asociaciones mineralógicas variables de anfíbol – albita – epidota - clinozoisita – titanita - cuarzo - clorita y cuarzo - mica blanca - clorita - albita - biotita, respectivamente, las que se asocian a un metamorfismo en la facies esquistos verdes.

Con el fin de caracterizar detalladamente la mineralogía de estas rocas y así aportar datos respecto a la historia geotermobarométrica del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa entre las latitudes antes señaladas, se lleva a cabo un estudio petrográfico y de química mineral para una serie de muestras, tanto de esquistos máficos como pelíticos.

Los resultados obtenidos muestran que, en los esquistos máficos, los anfíboles presentes corresponden a actinolita y magnesihornblenda, mientras que la mayoría de los cristales de plagioclasa estudiados corresponden a albita ($X_{ab}>0.9$), estas se encuentran muy alteradas a clinozoisita y epidota.; la clorita, por otra parte, presenta predominancia del componente clinocloro. En los esquistos pelíticos, la mica blanca se ubica cercana al campo de la muscovita, mientras que la clorita se concentra cercana al campo de la amesita; la plagioclasa corresponde principalmente a albita ($X_{Ab}>0.9$).

Mediante la aplicación de geotermómetros de clorita y de anfíbol-plagioclasa y de geobarómetros de anfíbol y fengita, se obtienen datos de presión y temperatura para estas rocas. Los resultados indican que los esquistos máficos estudiados habrían alcanzado la facies anfíbolita, con un peak asociado cercano a 590°C y 7,5kbar, para luego retrogradar a la facies esquistos verdes; para los esquistos pelíticos, por otra parte, se tiene que estos habrían alcanzado la facies esquistos verdes, grado de biotita, para luego retrogradar al grado de clorita, con un peak asociado cercano a 365°C y 6 kbar.

Se concluye que los esquistos pelíticos estudiados representan niveles más someros del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, mientras que los esquistos máficos representan una componente más profunda.

AGRADECIMIENTOS.

Gracias al proyecto FONDECYT 1130227 por financiar este trabajo.

Gracias a mis padres, por el apoyo y cariño incondicional, ahora y siempre; también gracias a mi hermano y cuñada, por su ayuda y buena onda; y gracias a mi sobrino por, sin siquiera pretenderlo, dar luz a mis días.

Gracias a mis amigos, gracias por todo: Pato, Chumis, Pats, Consuelo, Mauricio, Paulo, Joshe, Rusio, Juancho, Fabi, Pam, Chilote, Martins y tantos más; muchas historias escritas, muchas por escribir.

Gracias Flaquito, amigo y compañero, por todo también.

Gracias a mi profesor, Pancho Hervé, por la confianza depositada en mí, por la paciencia, por la ayuda brindada en todo este proceso y por ser, más que un guía, un amigo que trata de caminar a tu lado.

Gracias a Mauricio y Katja, por aceptar ser parte de la comisión y por aportar de manera constructiva e infinitamente gentil a este trabajo.

Y gracias a todos y todas las que luchan en este mundo por construir una sociedad mejor, más justa y feliz, para mí, para ti, para todos; en la universidad y fuera de ella, seguimos en pie.

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio.....	1
1.2 Ubicación y vías de acceso.....	1
1.3 Objetivos y Metodología.....	3
1.3.1 Objetivo general.....	3
1.3.2 Objetivos específicos y metodología.....	3
2. Antecedentes Geológicos.....	4
2.1 Geomorfología.....	4
2.1.1 Cordillera de la Costa.....	4
2.1.2 Valle Longitudinal.....	5
2.1.3 Cordillera Principal.....	5
2.2 Antecedentes geológicos locales.....	6
2.2.1 Rocas metamórficas.....	6
2.2.2 Rocas estratificadas.....	17
2.2.3 Depósitos Sedimentarios no Consolidados.....	20
2.3 Antecedentes geológicos regionales del basamento metamórfico.....	21
2.3.1 Cinturones pareados del centro-sur de Chile (Paleozoico Superior).....	21
3. Resultados.....	23
3.1 Aspectos generales.....	23
3.2 Petrografía.....	24
3.2.1 Metabasitas de Estaquilla.....	24
3.2.2 Metamorfitas de Río Llico.....	26
3.3 Análisis SEM-EDS y cálculo de fórmula estructural.....	30
3.3.1 Metabasitas de Estaquilla.....	30
3.3.2 Metamorfitas de Río Llico.....	41
4. Discusión.....	50
4.1 Mineralogía.....	50
4.1.1 Metabasitas de Estaquilla.....	50
4.1.2 Metamorfitas de Río Llico.....	50
4.1.3 Discusión y correlaciones.....	50
4.2 Geotermometría.....	51
4.2.1 Metabasitas de Estaquilla.....	51
4.2.2 Metamorfitas de Río Llico.....	51
4.2.3 Discusión y correlaciones.....	52
4.3 Geobarometría.....	53
4.3.1 Metabasitas de Estaquilla.....	53
4.3.2 Metamorfitas de Río Llico.....	53
4.3.3 Discusión y correlaciones.....	53
4.4 Propuesta trend P-T-t.....	53
4.5 Reservas y sugerencias para estudios futuros.....	55
5. Conclusiones.....	56
6. Bibliografía.....	57
7. ANEXOS.....	63
7.1 ANEXO A.....	64
7.2 ANEXO B.....	72

7.3 ANEXO C.....	77
------------------	----

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa ubicación área de estudio.....	2
Figura 2.1. Principales rasgos morfológicos de la X Región de Los Lagos.....	4
Figura 2.2. Mapa geológico del centro-sur de Chile.....	7
Figura 2.3. Mapa geológico de la zona de estudio.).....	8
Figura 2.4. Diagrama de caminos P-T-t para el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa.	12
Figura 3.1. Ubicación de muestras estudiadas.....	23
Figura 3.2. (A) Afloramiento de Metabasitas de Estaquilla. (B) Variaciones granulométricas encontradas en afloramientos de Metabasitas de Estaquilla.	24
Figura 3.3. Microfotografía de muestra CM3-03-11.....	25
Figura 3.4. Microfotografía de muestra CM3-04-11.....	25
Figura 3.5. Microfotografía de muestra CM2-09-08.....	26
Figura 3.6. (A) Afloramiento de metapelita de Metamorfitas de Río Llico. (B) Muestra de mano metapelita de Metamorfitas de Río Llico.	27
Figura 3.7. Microfotografía de muestra CM1-01-20.....	27
Figura 3.8. Microfotografía de muestra CM1-02-14A..	28
Figura 3.9. Microfotografía de muestra CM1-02-14A..	29
Figura 3.10. Microfotografía de muestra CM1-01-20.....	29
Figura 3.11. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM2-09-08, obtenida mediante microscopio SEM.	32
Figura 3.12. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM3-03-11, obtenida mediante microscopio SEM.	33
Figura 3.13. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM3-04-11, obtenida mediante microscopio SEM.	33
Figura 3.14. Clasificación química de anfíboles cálcicos de las Metabasitas de Estaquilla.....	34
Figura 3.15. Diagrama Al tetrahedral vs. Al octahedral en cloritas de las Metabasitas de Estaquilla.....	35
Figura 3.16. Clasificación composicional de cloritas de las Metabasitas de Estaquilla..	35
Figura 3.17. Variación de Na^A+K vs. Na^{M4} en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla.	36
Figura 3.18. Variación en $Na/(Ca+Na)$ vs. $Al/(Si+Al)$ en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla.).....	36
Figura 3.19. Variación de Al tetraédrico vs. $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla.....	37
Figura 3.20. Variación de $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ vs. Na^{M4} en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla.....	37
Figura 3.21. Silicio vs. Aluminio octahedral en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla.....	38
Figura 3.22. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM1-01-20, obtenida mediante microscopio SEM.	42
Figura 3.23. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM1-02-14A, obtenida mediante microscopio SEM.	43

Figura 3.24. Diagrama Si vs. $Fe^{2+}+Mg$ para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Lico.....	44
Figura 3.25. Diagrama Si vs. Al para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Lico.....	44
Figura 3.26. Diagrama Aluminio total vs. Aluminio tetrahedral para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Lico.....	45
Figura 3.27. Diagrama Aluminio total vs. Aluminio octahedral para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Lico.....	45
Figura 3.28. Diagrama Al tetrahedral vs. Al octahedral en cloritas de las Metamorfitas de Río Lico.	46
Figura 3.29. Clasificación composicional de cloritas de las Metamorfitas de Río Lico	47
Figura 3.30. Geobarómetro de fengita para muestras de Metamorfitas de Río Lico..	49
Figura 4.1. Diagrama de caminos P-T-t propuestos en la zona de estudio.....	54

1. Introducción

El trabajo que se presenta a continuación se centra en el estudio petrográfico y mineralógico de un acotado segmento del basamento metamórfico chileno, ubicado entre los 41°15'S y los 41°25'S, que se dispone en la Cordillera de la Costa de manera más o menos continua en la Región de Los Lagos.

1.1 Formulación del estudio

En el margen occidental de la zona centro-sur de Chile, a partir de los 34°S y hasta los 42°S aproximadamente, el basamento metamórfico queda expuesto y ha sido interpretado como un sistema de cinturones metamórficos pareados, *sensu* Miyashiro (1961). Se han reconocido una Serie Occidental y una Serie Oriental, representando la primera el cinturón de alto gradiente P/T y la segunda el cinturón de bajo gradiente P/T.

En la Región de Los Lagos (donde se ubica la zona de estudio del presente trabajo) se ha identificado únicamente la Serie Occidental, que queda representada en esta latitud por el que se ha denominado Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Duhart et al., 1998).

Diversos estudios termobarométricos se han desarrollado para este complejo y los resultados indican que habría alcanzado la facies eclogita-anfibolita y/o esquistos azules para luego retrogradar y culminar su historia metamórfica en la facies esquistos verdes (Massonne et al., 1999; Willner et al., 2001; Hufmann et al., 2002; Willner et al., 2004; Glodny et al., 2005; Kato et al., 2008).

El trabajo que se presenta a continuación busca ser un aporte en el entendimiento de la evolución geotermobarométrica de la Serie Occidental, mediante el estudio mineralógico y químico de rocas pertenecientes al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, en la latitud 41°20'S aproximadamente.

1.2 Ubicación y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en la X Región de los Lagos, provincia de Llanquihue, en las proximidades de la comunidad de Llico Bajo, ubicada en el margen costero chileno a la altura de Puerto Varas, extendiéndose hasta Punta Estaquilla, aproximadamente (Figura 1.1).

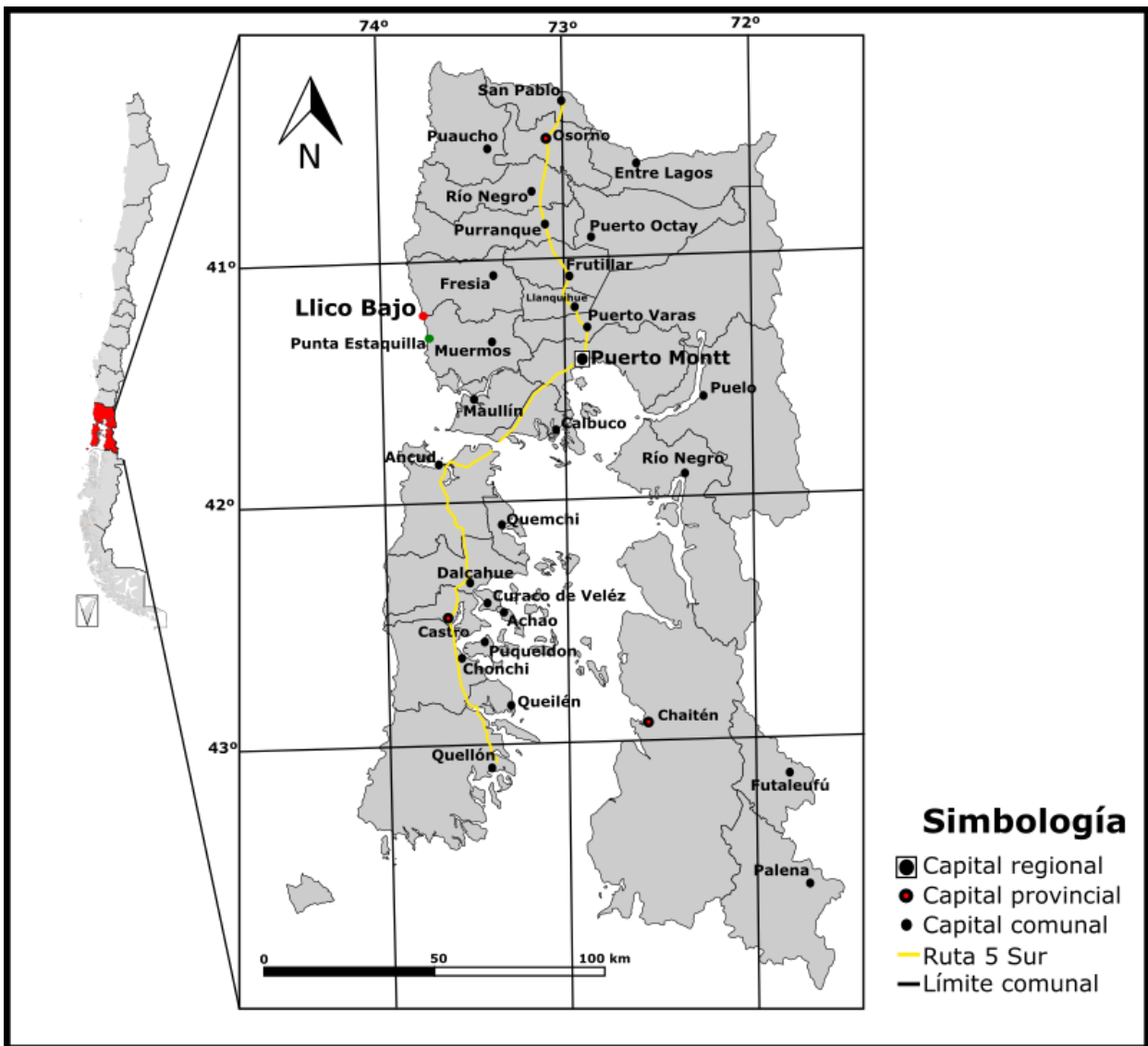


Figura 1.1 Mapa ubicación área de estudio.

El acceso terrestre al área de estudio desde Santiago de Chile, considera el transporte vía Ruta 5 Sur hasta la ciudad de Puerto Varas, para luego continuar hacia Fresia por las rutas V-56 y V-44, desde aquí es posible acceder a Llico Bajo a través de rutas locales de ripio.

Una vez en Llico Bajo, se puede recorrer el extremo costero del área de estudio a pie, de manera casi continua, a través de las playas del sector. Para acceder a los afloramientos ubicados hacia el interior del continente, existen diversos caminos locales de ripio que hacen posible el tránsito en vehículo.

1.3 Objetivos y Metodología

1.3.1 Objetivo general

El objetivo de este estudio comprende, por un parte, la caracterización cualitativa (mineralógica y textural) del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, en particular de las sub-unidades Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Río Llico, entre los sectores de Llico Bajo y Punta Estaquilla; además, se busca entregar un estudio cuantitativo de la composición química de minerales metamórficos de interés para el estudio geotermobarométrico de estas rocas. Lo anterior se enmarca dentro de la búsqueda de antecedentes que permitan constreñir las condiciones de presión y temperatura a las que fue sometido este complejo y, de esta manera, contribuir al entendimiento de su evolución.

1.3.2 Objetivos específicos y metodología

Objetivo Específico 1: Caracterización mineralógica y textural de rocas pertenecientes a las sub-unidades Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Río Llico.

Metodología: Campaña de terreno, descripción petrográfica macroscópica, en muestra de mano, y microscópica, en corte transparente, de las sub-unidades en estudio.

Objetivo Específico 2: Caracterización cuantitativa de la química elemental de minerales metamórficos pertenecientes a las sub-unidades Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Río Llico.

Metodología: Selección de cortes a estudiar mediante estudio microscópico en cortes transparente, análisis EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) mediante Microscopio Electrónico de Barrido FEI Quanta 250.

Objetivo Específico 3: Determinación de condiciones de presión y temperatura a las que fueron sometidas las rocas pertenecientes a las sub-unidades Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Río Llico.

Metodología: Ordenamiento y selección de datos para los diferentes minerales de interés, aplicación de geotermómetros de clorita y anfíbol-plagioclasa y geobarómetros de anfíbol y fengita.

Objetivo Específico 4: Integración e interpretación de resultados.

Metodología: Trabajo de gabinete, análisis de datos obtenidos en terreno e integración con resultados obtenidos en gabinete y datos bibliográficos.

Objetivo Específico 5: Propuesta de trend metamórfico para las sub-unidades Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Río Llico.

Metodología: Análisis e interpretación de resultados de presión y temperatura obtenidos, complementando con datos bibliográficos.

2. Antecedentes Geológicos.

2.1 Geomorfología

La zona de estudio se ubica aproximadamente entre los 41°15'S y los 41°25'S, en la zona costera centro-norte de la X Región de Los Lagos. Los principales rasgos morfológicos presentes en esta región, de oeste a este, corresponden a: Cordillera de la Costa, Valle Longitudinal y Cordillera Principal (Figura 2.1).

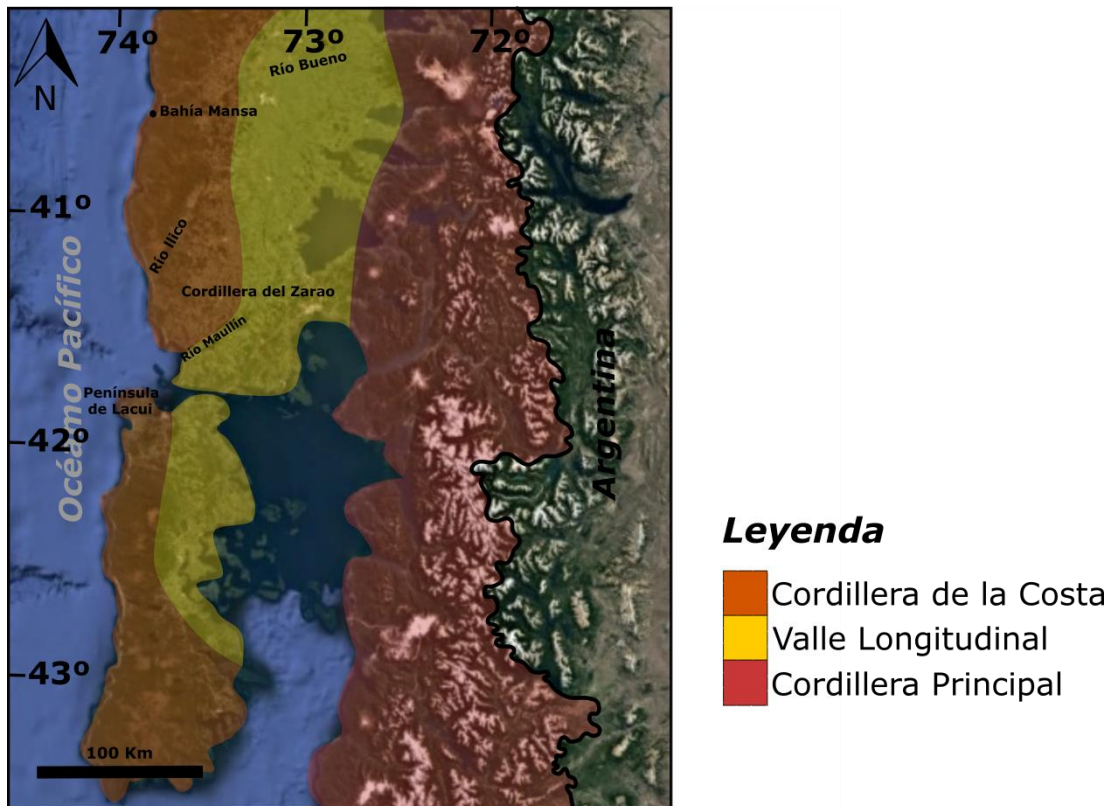


Figura 2.1. Principales rasgos morfológicos de la X Región de Los Lagos. Extraída y modificada de Google Earth.

2.1.1 Cordillera de la Costa

La Cordillera de la Costa se dispone en el margen costero de la X Región de Los Lagos, limitando al oeste con la plataforma continental y al este con el Valle Longitudinal. Se compone principalmente de rocas metamórficas paleozoicas y su morfología corresponde a un cordón montañoso de orientación NNE formado por serranías y mesetas.

En promedio, alcanza alturas de 550 m s.n.m., con valores máximos de hasta 1042 m s.n.m. al norte de la comunidad de Bahía Mansa, mientras que más al sur se encuentran alturas del orden de los 800 m s.n.m., con casos excepcionales sobre los 900 m s.n.m. Al sur del Río Llico, en la Cordillera del Zarao, las alturas no superan los 500 m s.n.m. y van en descenso gradual hasta la desembocadura del río Mauilín, donde la Cordillera de la Costa desaparece. Vuelve a aparecer en la Península de Lacui,

situada en el margen occidental de la Isla Grande de Chiloé, con alturas que no superan los 300 m s.n.m.

La Cordillera de la Costa es cortada por cursos fluviales importantes, que se alimentan de numerosos afluentes en la Depresión Intermedia, entre los que destacan el río Calle-Calle, río Bueno y río Maullín. Estos, en conjunto con otros cursos, modelan el paisaje, dando lugar a profundos valles, con orientación preferencial E-W y que desembocan en el Océano Pacífico.

2.1.2 Valle Longitudinal

También llamado Depresión Intermedia, se dispone entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal y conforma una amplia zona deprimida, rellena principalmente de rocas sedimentarias terciarias, con menor proporción de rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno, que se encuentran cubiertas por depósitos cuaternarios de origen glacial, glacifluvial, fluvial y piroclástico. En su morfología predominan suaves lomas y planicies, estas últimas cortadas por valles asociados a los principales cauces de agua de la región.

Desde los 40°S hacia el sur, se presenta bien definido y adquiere una longitud en torno a los 80 km, alcanzando sus máximas dimensiones desde Osorno al sur, mientras que al norte de esta latitud, el Valle Longitudinal desaparece y la Cordillera de la Costa se prolonga hacia el E, volviendo a aparecer a la altura del Río Toltén, en la IX Región.

En el extremo norte de este segmento, el Valle Longitudinal alcanza una altura de hasta 200 m s.n.m., la que disminuye gradualmente hacia el sur. En su extremo oriental se encuentran emplazados múltiples lagos de origen glacial, que en ocasiones presentan formas alargadas con orientación E-W.

2.1.3 Cordillera Principal

La Cordillera Principal está conformada por una variada gama de unidades geológicas, entre las que se incluyen rocas graníticas del Carbonífero, Jurásico-Cretácico y Neógeno; rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico, Triásico-Jurásico y Terciario; y rocas volcánicas cuaternarias.

Presenta una altura promedio de 2000 m s.n.m., exceptuando estratovolcanes, calderas volcánicas y centros efusivos cuaternarios, que se ubican en los contrafuertes occidentales de la Cordillera Principal y alcanzan alturas de hasta 2500 m s.n.m. Hacia el este, sobre la línea divisoria de aguas, se disponen los volcanes Lanín y Tronador, que alcanzan una altura de 3774 m s.n.m. y 3451 m s.n.m., respectivamente, y se constituyen como las más altas cumbres a estas latitudes.

El relieve ha sido modelado por un sistema de erosión complejo, principalmente glacial, durante el Pleistoceno, que ha generado una disección profunda de valles, aprovechando zonas de debilidad estructural.

2.2 Antecedentes geológicos locales.

2.2.1 Rocas metamórficas

2.2.1.1 Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Devónico (o más antiguo)-Triásico)

El Complejo Metamórfico de Bahía Mansa se encuentra aflorando de manera continua en la Cordillera de la Costa entre los 39°S y 40°S (Figura 2.1, Figura 2.2) y se incluye dentro de la denominada Serie Occidental del Basamento Metamórfico, definida por Aguirre et al. (1972). La denominación utilizada en este estudio fue asignada en el trabajo de Duhart et al. (1998).

El complejo se compone de un conjunto heterogéneo de rocas, que corresponden principalmente a esquistos pelíticos a semipelíticos con cantidades menores de metareniscas, alternadas con esquistos máficos de firmas afines a MORB (Díaz et al., 1988; Crignola et al., 1997; Quezada, 2015) y escasos cuerpos máficos y ultramáficos, que según Kato y Godoy (1990) se habrían emplazado tectónicamente, aunque estudios recientes sugieren que el emplazamiento podría ser de origen magmático, asociado a la generación de una cuenca de ante-arco (González-Jiménez et al., 2014).

El metamorfismo y deformación que afectan al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, corresponde principalmente a la facies esquistos verdes, la que se asocia a la aparición de fábricas tectónicas penetrativas sobreimpuestas en una facies relictas de esquistos verdes transicional a anfibolita y/o esquistos azules.

Entre los 41° y 42°S, de acuerdo a su distribución espacial y características litológicas y estructurales, el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa ha sido subdividido en 3 unidades: Metapelitas de Lacui, Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Llico Bajo (Duhart et al., 1998).

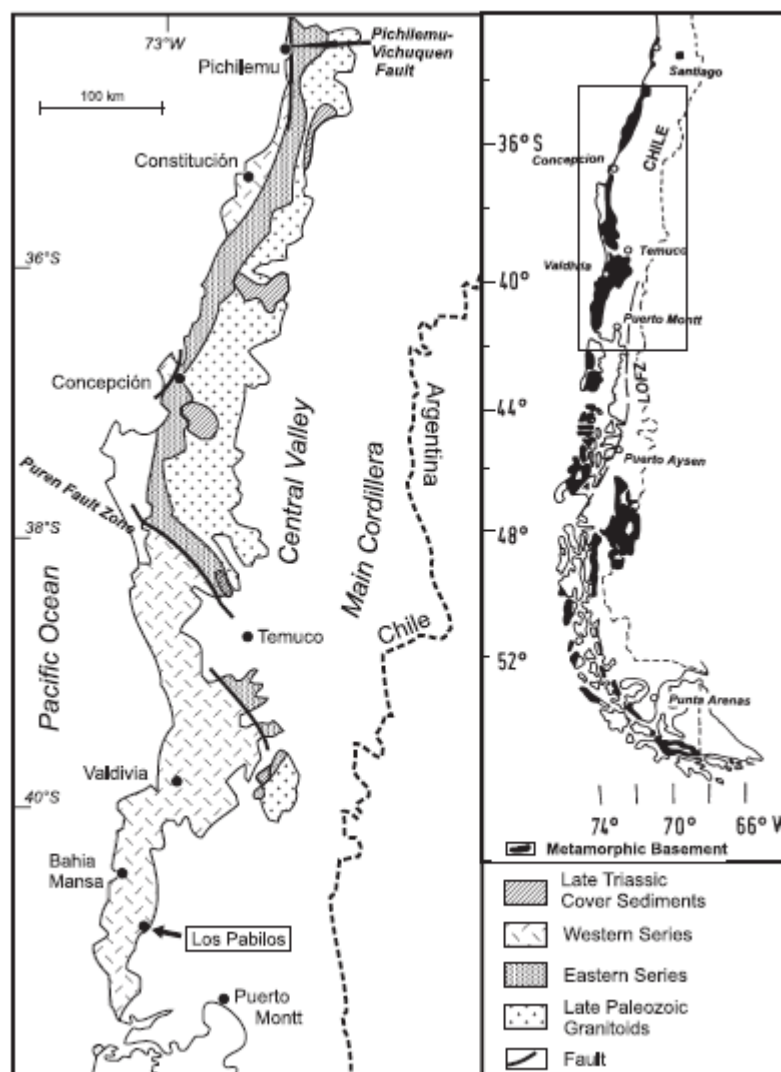


Figura 2.2. Mapa geológico del centro-sur de Chile, Willner et al. (2004).

2.2.1.1.1 Metapelitas de Lacui.

La unidad Metapelitas de Lacui aflora principalmente en el margen occidental de la península de Lacui (Figura 2.3) y cubre un área aproximada de 30 km², su base no se encuentra expuesta y le sobreyacen rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario. Inmediatamente hacia el norte, se encuentra la unidad Metabasitas de Estaquilla; aunque no es posible observar el contacto entre estas dos unidades, este sector coincide con zonas de rocas miloníticas, las que, en el sector de Bahía Mansa, han sido sugeridas como zonas de contacto asociadas a fallamiento inverso (Mc Donough et al. (1997)), similar a lo que se encuentra en este sector.

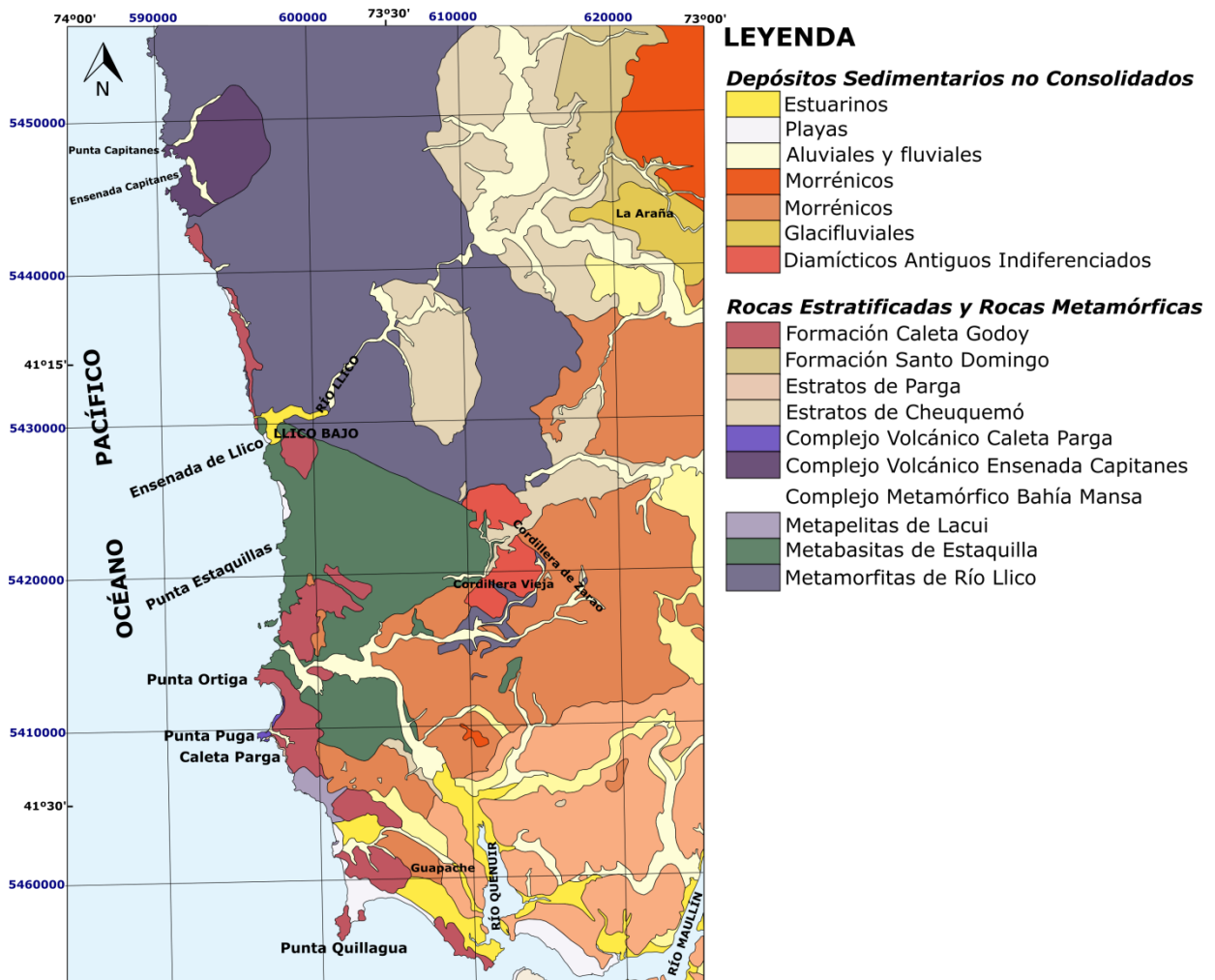


Figura 2.3. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de Duhart (1999).

Estas rocas corresponden a una unidad litológica de bajo grado metamórfico que se compone mayoritariamente de esquistos micáceos y cuarcitas.

Los esquistos micáceos son el tipo litológico más común en esta unidad, presentan asociaciones minerales de la facies esquistos verdes, siendo las más comunes cuarzo-mica blanca, cuarzo- mica blanca- clorita y cuarzo- clorita. El cuarzo suele presentarse en agregados poligonales que se disponen en bandas granoblásticas y las micas blancas se disponen principalmente en bandas lepidoblásticas. Se observa un fuerte reemplazo de mica blanca por clorita, lo que se interpreta como el resultado de un metamorfismo retrógrado. Como minerales accesorios se reconocen titanita, turmalina, circón y minerales opacos. Estas rocas presentan una foliación principal que ha sido interpretada regionalmente como S_2 , a la que se sobre-impone un clivaje de crenulación S_3 .

Dentro de los paquetes de esquistos micáceos, se encuentran intercalaciones (< 50 cm) de cuarcitas granoblásticas con cantidades menores de mica blanca.

Además, se han observado alternancias regulares de milonitas (menores a 1 m) de grano muy fino a fino, de color gris oscuro a gris medio, las que fueron incorporadas dentro de las Metapelitas de Lacui, en base a la similitud mineralógica observada con las rocas de esta unidad, lo que sugeriría un protolito semejante. Se encuentran microvetillas, mayoritariamente de cuarzo-epidota, con menor cantidad de calcita, y cristales de biotita, granate y epidota, que se sobre-imponen a la fábrica milonítica y que se han interpretado como productos de eventos hidrotermales post-metamorfismo.

2.2.1.1.2 Metabasitas de Estaquilla.

Los principales afloramientos de esta unidad se encuentran en los acantilados costeros de la zona, entre Punta Estaquilla, por el sur, hasta la desembocadura del Río Llico, por el norte, y cubren un área aproximada de 150 km² (Figura 2.3). La base de esta unidad no se encuentra expuesta y es sobreyacida por rocas sedimentarias pliocenas.

En el extremo oriental de sus afloramientos, las rocas de esta unidad se encuentran en contacto por falla inversa con rocas sedimentarias terciarias de los Estratos de Cheuquemó y con las Metamorfitas de Río Llico, y se encuentra cubierta por depósitos pleistocenos. Hacia el sur, el contacto con otras rocas no aflora, pero parece corresponder a la zona de rocas miloníticas de las Metapelitas de Lacui, mientras que hacia el norte hay un paso abrupto y recto, con dirección NW-SE, con las Metamorfitas de Río Llico; esta orientación coincide parcialmente con fotolineamientos y anomalías aeromagnéticas, antecedentes que sugieren un contacto interpretado por falla, de probable desplazamiento en el rumbo (Duhart, 1999).

Las Metabasitas de Estaquilla se componen de un conjunto de rocas metamórficas de bajo grado y protolito máfico, poco variadas litológicamente, dentro de las que se distinguen principalmente esquistos verdes y rocas verdes, Además, se han incluido dentro de esta unidad afloramientos escasos y pequeños de metagabrodioritas, sumado a un cuerpo traquítico que intruye a las metabasitas; lo anterior se sustenta en la concordancia de este cuerpo con la foliación principal y a la deformación microscópica observada en los minerales constituyentes de los cuerpos intrusivos, junto a antecedentes geocronológicos que indican edades de enfriamiento sincrónicas con el evento de deformación y metamorfismo principal.

Los esquistos que se asocian a esta unidad presentan una foliación principal S₂, bien desarrollada y penetrativa, y ocasionalmente muestran desarrollo de pliegues y bandas de encarrujamiento, mientras que las rocas verdes se presentan más bien masivas, con una foliación débil a inexistente.

Los esquistos de la unidad Metabasitas de Estaquilla están formados principalmente por un agregado de anfíbol, epidota y clorita, con menor proporción de cuarzo y albita y escasa mica blanca. Los anfíboles corresponden mayoritariamente a actinolita, con presencia más escasa de hornblenda, que se asocia a una fase relicta. La epidota se presenta generalmente como granos asociados a una textura granoblástica y en menor proporción como cristales tabulares que se orientan según la foliación, los que podrían

corresponder a formas relictas de plagioclasas. Presencia de titanita, oxi-hidróxidos de hierro y minerales opacos como fases accesorias.

Las rocas verdes de esta unidad presentan una mineralogía donde predomina la presencia de epidota, anfíbol, clorita y titanita, con menor proporción de cuarzo y albita, mostrando una textura granoblástica y ocasionalmente porfidoblástica. Los anfíboles corresponden principalmente a actinolita y, en menor medida, a hornblenda. Como minerales accesorios se presentan oxi-hidróxidos de hierro y minerales opacos.

Las metagabrodioritas presentan una textura granular y se componen de hornblenda actinolizada, plagioclasas saussiritizadas, titanita, clorita y cuarzo. Evidencias de deformación, como fracturamiento y doblamiento de cristales de actinolita, se encuentran en algunos individuos.

El cuerpo traquítico incluido en esta unidad corresponde a una roca afanítica a levemente porfídica, que se encuentra constituida por fenocristales de albita-oligoclasa y sanidina, inmersos en una masa fundamental traquítica de microlitos de plagioclasa albitizada. Hay presencia de biotita secundaria verdosa en cúmulos intersticiales, que evidencian procesos de alteración. Una fuerte deformación es evidenciada por el fracturamiento y doblamiento de fenocristales de sanidina.

2.2.1.1.3 Metamorfitas de Río Llico.

La unidad Metamorfitas de Río Llico cubre una amplia área de 600 km², aproximadamente, desde la desembocadura del Río Llico hacia el norte (Figura 2.3). Su base no se encuentra expuesta y es sobreyacida por rocas volcánicas y sedimentarias terciarias y por depósitos no consolidados del Pleistoceno. Hacia el sur se encuentra en contacto por falla con las Metabasitas de Estaquilla y hacia el este está en contacto por fallas normal e inversa con rocas sedimentarias terciarias de los Estratos de Cheuquemó.

Las Metamorfitas de Río Llico se agrupan en dos tipos litológicos principales: metapelitas y metabasitas. Las rocas se encuentran penetrativamente foliadas, lo que es más evidente en las metapelitas de la unidad.

Las metapelitas corresponden a rocas fuertemente foliadas con asociaciones minerales de la facies esquistos verdes, siendo las litologías predominantes esquistos de cuarzo-mica blanca y esquistos de cuarzo-clorita. Presentan texturas granolepidoblásticas a lepidoblásticas, asociadas a bandas de cuarzo en mosaico o mica blanca o clorita, y en mucha menor medida porfidoblásticas, con presencia de porfidoblastos de albita. La clorita en general se encuentra alterando a la mica blanca, lo que se interpreta como producto de un metamorfismo retrógrado. Localmente es posible observar presencia de biotita tardía, sobreimpuesta a la foliación. Presencia de titanita, turmalina y opacos como minerales accesorios. Esta sub-unidad muestra una foliación principal S_2 que es afectada por un clivaje de crenulación S_3 , además de una foliación relictas S_1 , que se conserva como micropliegues intrafoliales y como foliación interna en cristales de albita.

Por otra parte, las metabasitas incluidas dentro de las Metamorfitas de Río Llico corresponden a rocas esquistosas con una foliación media a bien desarrollada. Consisten en un agregado nematoblástico a granonematoblástico de anfíbol (actinolita y hornblenda), epidota y clorita, con menor proporción de cuarzo y albita. Presencia escasa y ocasional de mica blanca. Las rocas presentan titanita e hidróxidos de hierro como mineralogía accesoría.

2.2.1.1.4 Bloque exóticos de Los Pabilos.

En el sector de Los Pabilos (41°S, Figura 2.2), se ha reportado la presencia de bloques anómalos, que difieren de las rocas esquistosas bien foliadas típicamente encontradas en los afloramientos del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, correspondientes a esquistos azules de anfíbol sódico y epidota, retroanfíbolitas y retroeclogitas, los que también se presentan como clastos en depósitos sedimentarios circundantes (Kato et al., 2008).

Estos bloques metamórficos se asocian con serpentinitas y, a su vez, se disponen parcialmente sobre un cuerpo serpentínico de alrededor de 1 km², al oeste de Los Pabilos, en Cuesta Brava, lo que sugiere que habrían estado asociados inicialmente al cuerpo serpentínico, como inclusión tectónica o marginal a este (Kato et al., 2008; Kato y Godoy, 1995).

2.2.1.1.5 Geotermobarometría del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa

El Complejo Metamórfico de Bahía Mansa se incluye dentro de la denominada Serie Occidental del Basamento Metamórfico (Aguirre et al., 1972), que se caracteriza por un metamorfismo de presión intermedia a alta. Esta se incluye, a su vez, en la Zona III de la serie Curepto (Gonzalez-Bonorino, 1970), que consta principalmente de esquistos cuarzo-feldespáticos, cuarcitas y esquistos anfíbolíticos, los que alcanzan de manera casi exclusiva el grado metamórfico correspondiente a la facies esquistos verdes.

Minerales indicativos de metamorfismo de alta presión han sido observados en la Serie Occidental, tales como glaucofano (Kato 1985; Kato y Godoy, 1995), zussmanita (Massonne et al., 1998), cymrita (Muñoz y Hervé, 2000) y fengita con un núcleo rico en Si (Massonne et al., 1996).

Diversos autores han aportado datos sobre las condiciones de metamorfismo para el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa: Willner et al. (2001) establecen un peak de 270-370°C y 6-8 kbar en el área de Bahía Mansa (Figura 2.2, Figura 2.4), mediante cálculos de equilibrio multivariantes; por otra parte, Glodny et al. (2005) determinaron condiciones aproximadas de 420°C y 8-9 kbar en el sector de Valdivia (Figura 2.2). Estudios llevados a cabo en los bloques exóticos de Los Pabilos por Willner et al. (2004) (Figura 2.2, Figura 2.4), señalan un patrón P-T-t en sentido antihorario con un peak de 600-760°C y 11-16,5 kbar, al que se sobre-impone un evento de reequilibrio en la facies esquistos azules-epidota con condiciones de 350-400°C y 10-14 kbar, del que no existen evidencias en las rocas circundantes; se sobre-impone, además, un segundo evento de reequilibrio con condiciones cercanas a 300°C y 5 kbar, el que es más común

en las rocas continentales. Por otra parte, Kato et al. (2008) reportan un patrón P-T-t antihorario en bloques exóticos de Los Pabilos (Figura 2.2; Figura 2.4), que alcanza la facies eclogita-anfibolita y que se ve afectada por un metamorfismo retrógrado a la facies esquistos azules; además, señala un patrón metamórfico antihorario en esquistos verdes in-situ de este mismo sector, los que habrían alcanzado la facies anfibolita para posteriormente retrogradar a la facies esquistos verdes (Figura 2.4). En la Isla de Chiloé, Massonne et al. (1999) y Hufmann et al. (2002) reportan condiciones máximas de metamorfismo de 350-450°C y 7-10 kbar en metapelitas de la Serie Occidental.

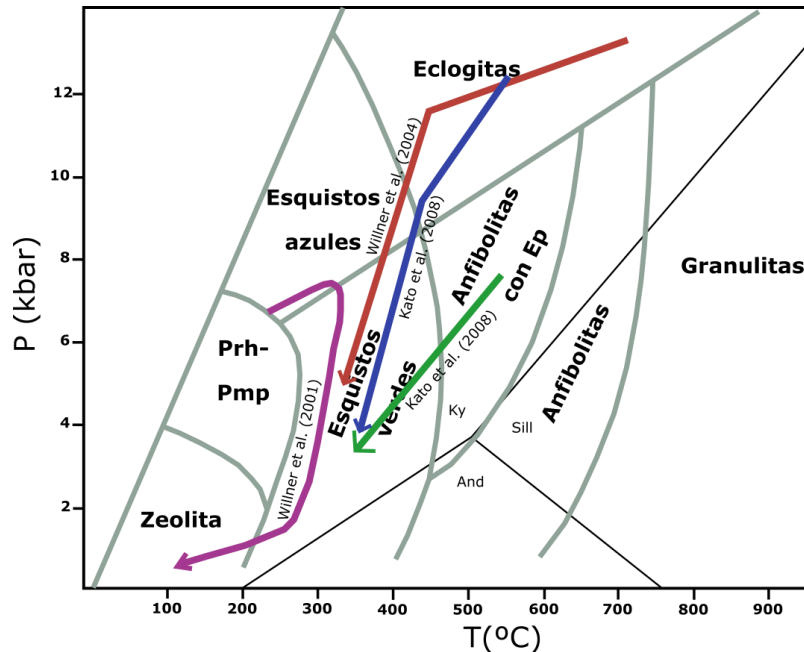


Figura 2.4. Diagrama de caminos P-T-t para el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, obtenidos por diversos autores. Verde: esquistos verdes in-situ de Los Pabilos; azul y rojo: bloques exóticos Los Pabilos; morado: meta-exhalitas de Los Pabilos. (Diagrama de facies metamórficas de Yardley et al., 1987)

2.2.1.1.6 Geocronología del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa.

En la Tabla 2.1, se entrega una recopilación de las edades obtenidas por diversos autores para el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, junto con las interpretaciones que estos les han asignado. Además, en el Gráfico 1 se presenta la distribución de la frecuencia de algunas de las edades más representativas para estas rocas: los valores entregados mediante los métodos $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y U/Pb en circones se asocian a edades máximas de sedimentación del protolito para las rocas metasedimentarias de la unidad; por otra parte, las obtenidas con los métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K/Ar se asocian a edades de metamorfismo; AP se relaciona con el evento metamórfico de alto P/T, mientras que EV se relaciona con edades asociadas al evento metamórfico en la facies esquistos verdes.

Tabla 2.1. Resumen edades del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa y relacionadas. (1) Munizaga et al. (1988), (2) Hervé et al. (1990), (3) Kato y Godoy (1995), (4) Duhart et al. (1997), (5) Kato et al. (1997), (6) Duhart (1999), (7) Söllner et al. (2000), (8) Duhart et al. (2001), (9) Kato et al. (2008), (10) Hervé et al. (2013), (11) Hervé et al. (2016).

Edad	Descripción	Interpretación
(6) 387,7 Ma; 468,4 Ma; 468,2 Ma; 1116,2 Ma	Edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes en circones detríticos de esquistos pelíticos a semi-pelíticos de las Metapelitas de Lacui.	Edades de rocas fuentes de los circones. La edad más joven correspondería a la máxima edad de deposición de los sedimentos (Devónico Medio-Superior).
(6) 369,2 Ma; 415 Ma; 422,7 Ma; 504,1 Ma	Edades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordantes en circones detríticos de esquistos pelíticos a semi-pelíticos de las Metamorfitas de Río Llico.	
(6) 396,7±1,3 Ma	U-Pb en circones ígneos de cuerpo traquítico (Traquita Zrao) que intruye a las Metabasitas de Estaquilla.	Edad de cristalización del cuerpo traquítico y edad mínima de Metabasitas de Estaquilla, en el área de intrusión.
(9) 361±1,7 Ma	Ar-Ar en hornblenda relictas en esquistos azules de los Bloques Exóticos de Los Pabilos.	Edad mínima del evento metamórfico de alto P/T.
(11) 353 Ma	U-Pb en circones detríticos de metareniscas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa en Los Muermos.	Edad máxima de sedimentación del protolito.
(11) 333 Ma	U-Pb en circones detríticos de micaesquistos del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa en Llico Bajo.	
(11) 328 Ma	U-Pb en circones detríticos de micaesquistos del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa en Playa Guabun.	
(9) 325±1,1 Ma	Ar-Ar en micas blancas que reemplazan hornblenda y están en equilibrio con glaucofano en esquistos azules de los Bloques Exóticos de Los Pabilos.	Registro de metamorfismo retrógrado desde facies eclogita-anfibolita a esquistos azules.
(5) 323±2 Ma	Edad plateau Ar/Ar en pasos de calentamiento incremental en mica blanca de un bloque de esquistos azules del sector Los Pabilos (40°57'S).	Asociada al evento metamórfico de alta presión que afectó al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa en la facies esquistos azules, durante el Carbonífero.

Edad	Descripción	Interpretación
(1) 309±88 Ma	Errorcronas Rb-Sr en esquistos micáceos de Mehuín.	Edad de metamorfismo del complejo metamórfico costero.
(8) 305 Ma; 310 Ma	Edades U-Pb en circones detríticos de una meta-arenisca del sector de Pucatrihue.	Edad máxima de deposición del protolito.
(3) 304±9 Ma	K-Ar en muscovita de un bloque de esquistos azules del sector de Los Pabilos (40°57'S).	Asociada al evento metamórfico de alta presión que afectó al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa en la facies esquistos azules (Carbonífero).
(2) 300 – 330 Ma	Rango de edades obtenido mediante isócronas Rb-Sr en metapelitas y metabasitas del complejo costero, en los sectores de Mina Vieja de Tirúa, Casa de Piedra, Hueñalihuén, Donguil y Pirén.	Probable edad de homogenización isotópica ocurrida durante el metamorfismo principal de bajo grado, en el Carbonífero medio a tardío.
(7) 295±8 Ma	Edad mediante isócronas Rb-Sr en biotita-roca total en metaignimbrita de la localidad de Parga.	Edad de extrusión.
(7) 293±23 Ma	Edad U-Pb en circones de metaignimbrita en el sector de Parga.	
(2) 290±60 Ma	Edad modelo Sm-Nd en muestra ultramáfica del sector de Quitratué.	Edad de fraccionamiento desde material de manto empobrecido. Sugiere edad máxima de formación de 350 Ma para los protolitos ígneos.
(8) 285 Ma; 291 Ma; 294 Ma; 410 Ma	Edades U-Pb en circones detríticos de una meta-arenisca del sector de Punta Huezhui.	Edad máxima de deposición del protolito.
(1) 280±46 Ma	Errorcronas Rb-Sr en esquistos anfibolíticos de Bahía Mansa.	Edad de metamorfismo del complejo metamórfico costero.
(8) 278 Ma; 286 Ma; 287 Ma; 309 Ma	Edades U-Pb en circones detríticos de una meta-arenisca del sector de Isla Mancera.	Edad máxima de deposición del protolito.
(4) 275 Ma	U-Pb en circones detríticos de metarenisca cercana al sector de Bahía Mansa.	

Edad	Descripción	Interpretación
(6) 269±6 Ma	K-Ar en sanidina de cuerpo traquítico que intruye a las Metabasitas de Estaquilla.	Edad de ajuste parcial de sistema isotópico asociada al evento de deformación y metamorfismo en facies esquistos verdes.
(10) 253 – 291 Ma	U-Pb en circones detríticos de rocas pelíticas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa.	Edades máximas de sedimentación del protolito.
(4) 248±8 Ma	K-Ar en hornblenda de cuerpo metagrabrodiorítico del sector El Tambor.	Edades de enfriamiento asociadas al evento principal de deformación y metamorfismo en la facies esquistos verdes.
(7) 244±7 Ma	Edad mediante isócronas Rb-Sr en minerales (clorita-feldespatos potásico-granate) en metaignimbrita de la localidad de Parga.	Edad de metamorfismo en facies esquistos verdes.
(4) 238±8	K-Ar en roca total en esquistos máficos del sector de Bahía Mansa.	Edades de enfriamiento asociadas al evento principal de deformación y metamorfismo en la facies esquistos verdes.
(4) 235±5 Ma	K-Ar en muscovita de un esquistos semipelítico del sector Río Capitanes.	
(6) 232,5±2,7 Ma	Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por medio de experimentos de calentamiento por pasos en muscovitas de metapelitas del norte de la Isla de Chiloé.	
(1) 231±4 Ma	K-Ar en muscovita de un esquistos pelítico de Mehuín.	Edad de enfriamiento final del complejo metamórfico costero
(6) 230±3,2 Ma	Datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por medio de experimentos de calentamiento por pasos en muscovitas de esquistos pelítico a semi-pelítico de Metamorfitas de Río Llico.	Edades de enfriamiento asociadas al evento principal de deformación y metamorfismo de la facies esquistos verdes que afectó al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa.
(4) 220±6 Ma	K-Ar en muscovita de un esquistos semipelítico en el N de la Isla de Chiloé.	
(8) 210 – 274 Ma	Rango edades K-Ar obtenidas en muscovita de esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Río Llico.	

Edad	Descripción	Interpretación
(6) 214±7 Ma	K-Ar en roca total en esquistos verdes de las Metabasitas de Estaquilla.	Edades de enfriamiento asociadas al evento principal de deformación y metamorfismo de la facies esquistos verdes.
(2) 150 Ma	Edad obtenida mediante isócronas Rb-Sr en metapelitas y metabasitas del complejo costero, en los sectores de Mina Vieja de Tirúa, Casa de Piedra, Hueñalihuén, Donguil y Pirén.	Evento metamórfico más joven.
(11) 137 Ma	U-Pb en circones en metadiorita bandeada y foliada en la playa de Llico Bajo.	Evidencias de episodios de deformacionales del Cretácico y Cenozoico no documentados previamente.
(11) 65±0,6 Ma	U-Pb en circones en esquistos anfibolíticos al sur de la playa de Llico Bajo.	

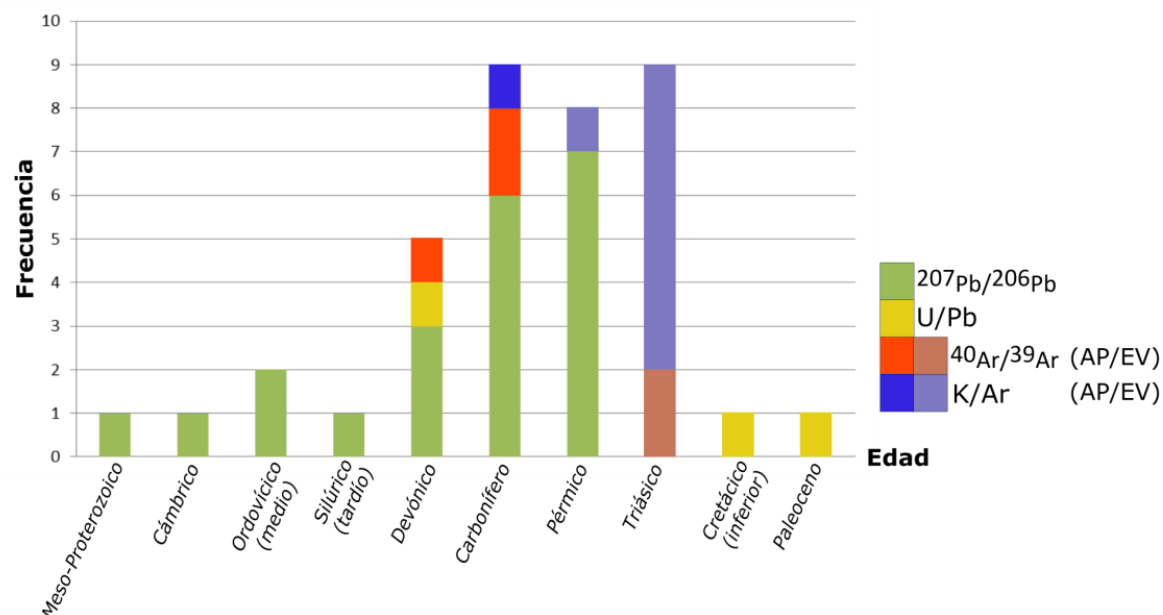


Gráfico 1. Frecuencia de edades para rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa. AP: alta presión, EV: facies esquistos verdes.

2.2.2 Rocas estratificadas

2.2.2.1 Complejo Volcánico Ensenada Capitanes (Duhart, 1999) (Oligoceno-Mioceno?)

El Complejo Volcánico Ensenada Capitanes está conformado por cuerpos volcánicos y sub-volcánicos, los que se han identificado en la localidad de Punta Capitanes (Figura 2.3). Estos cuerpos se extienden por alrededor de 4 km a lo largo de la línea de costa y se prolongan 8 km hacia el este. Dado que las rocas de esta unidad se encuentran rodeadas por esquistos micáceos del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, se ha interpretado que se emplazó y depositó sobre dicho complejo.

La unidad se conforma de rocas volcánicas de composición basáltica y andesítico-basáltica, de color gris a negro, microcristalinas a levemente porfídicas, y de brechas volcánicas con intercalaciones tobáceas, que afloran en el margen costero entre Punta Capitanes y Ensenada Capitanes (Figura 2.3), hacia el sur, y se extienden por aproximadamente 2 km hacia el este.

Además, se han identificado rocas volcánicas de color blanco a café amarillento, muy meteorizadas, que presentan textura porfídica en una masa fundamental traquítica, las que han sido interpretadas como un cuerpo sub-volcánico dacítico alterado.

Se han obtenido edades radiométricas K-Ar en roca total de $32,9 \pm 1,6$ Ma y $27,5 \pm 1,0$ Ma (Duhart et al., 1998) para rocas volcánicas encontradas en Punta Capitanes, de composiciones basálticas y andesítico-basálticas, respectivamente, lo que indica que el volcanismo en esta localidad se habría desarrollado durante el Oligoceno.

2.2.2.2 Complejo Volcánico Caleta Parga (Duhart, 1999) (Oligoceno-Mioceno)

Lo componen pequeños cuerpos volcánicos y sub-volcánicos y rocas piroclásticas que han sido reconocidos en la localidad de Caleta Parga (Figura 2.3) y que se prolongan a lo largo de la línea de costa por alrededor de 3 km, desde Punta Puga hacia el sur, y se extienden al este por un tramo no mayor a 1 km. Se encuentran cubiertos por rocas sedimentarias oligocenas a pliocenas, pertenecientes a los Estratos de Parga y a la Formación Caleta Godoy.

Esta unidad incluye rocas volcánicas grisáceas microcristalinas a levemente porfídicas de composición basáltica; brechas de fragmentos decimétricos inmersos en una matriz de limonita y calcedonia; rocas vesiculares alteradas, con relleno de limonita y calcedonia; y rocas tobáceas de coloración gris.

No han sido obtenidas edades radiométricas de este complejo, sin embargo, en base a correlaciones geoquímicas y petrográficas y relaciones estratigráficas con otras unidades, se estima una edad Oligocena-Miocena.

2.2.2.3 Estratos de Cheuquemó (Redefinida de García, 1968, por Duhart, 1999) (Oligoceno superior-Mioceno inferior).

Corresponde a una unidad sedimentaria continental-parálica. Aflora discretamente en las cercanías de la localidad de Cheuquemó y en el curso medio del Estero Huilma, cerca de la comunidad homónima, mientras que más al sur, en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, es posible encontrar afloramientos de mayor envergadura adosados a rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Figura 2.3).

Esta unidad sobreyace directamente el basamento metamórfico, con discordancia de erosión, y se ubica bajo las rocas sedimentarias marinas de la Formación Santo Domingo o engranando lateralmente con depósitos pliocenos o cuaternarios.

Se compone de conglomerados finos a medios, areniscas finas a gruesas y fangolitas cuarzo-micáceas con intercalaciones de fangolitas tobáceas y tobas de ceniza, las que presentan abundantes improntas de hojas y mantos de carbón, aunque no existen antecedentes de fauna y/o flora fósil que permitan acotar su edad de forma precisa. Sin embargo, gracias a las relaciones de contacto observadas con otras unidades y a la presencia de fauna marina, la edad mínima se asocia al Mioceno temprano, mientras que la máxima rondaría el Oligoceno tardío, cercano al Oligoceno-Mioceno (Elgueta y Urqueta, 1998).

Debido a que la información estratigráfica de esta unidad se encuentra incompleta y la localidad definida como su estratotipo no muestra relaciones estratigráficas fundamentales y sus litologías, se ha considerado que no debe tener el rango de formación y se ha redefinido como Estratos de Cheuquemó (Elgueta y Urqueta, 1998).

2.2.2.4 Estratos de Parga (Modificado de Flores, 1976, por Duhart, 1999) (Oligoceno superior?-Mioceno inferior)

Corresponde a una unidad parálica-marina que aflora en una pequeña franja de 2 km de largo y 200 m de ancho, en el sector de Caleta Parga (Figura 2.3). Sobreyace a las rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, con discordancia de erosión, y se encuentra cubierta por depósitos pliocenos.

Se compone de conglomerados finos a medios ricos en cuarzo, areniscas cuarcíferas de grano fino a medio, fangolitas micáceas y tobáceas, tobas de ceniza y de lapilli pumicítico, fangolitas carbonosas y mantos de carbón. Se encuentran horizontes con numerosos improntas de hojas y con restos de invertebrados fósiles. Los estratos de esta unidad se encuentran plegados y fallados, cuyos estratos mantean entre 20° y 30° con orientación preferencial SE.

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas y al contenido fósil presente, se correlaciona con los Estratos de Cheuquemó y se estima una edad Oligoceno tardía cercana al límite Oligoceno- Mioceno.

Debido a su información estratigráfica incompleta, se le asigna la denominación de Estratos de Parga, en lugar de formación (Elgueta y Urqueta, 1998).

2.2.2.5 Formación Santo Domingo (Modificada de Martínez y Pino, 1979, por Duhart, 1999) (Mioceno inferior a medio)

Corresponde a una unidad sedimentaria continental-marina, definida en la Cuesta Santo Domingo, en la provincia de Valdivia, donde aflora extensamente. Al sur de los 39°S, se expone como una franja NS adosada a la Cordillera de la Costa (Figura 2.3). Se han incluido dentro de esta unidad las formaciones Huilma y Hueyusca (García, 1968), con base en la similitud de los procesos sedimentarios que originan las asociaciones de facies, al contenido fosilífero y a su edad (Elgueta y Urqueta, 1998).

Esta unidad se dispone sobre las rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, en discordancia erosiva, e infrayace, con discordancia erosiva y angular, a depósitos cuaternarios.

Dentro de la Formación Santo Domingo se distinguen 3 sub-unidades: (1) conglomerados y areniscas con intercalaciones menores de fangolitas; (2) alternancia de areniscas finas, limolitas y arcillolitas cuarzo-líticas muy micáceas y (3) areniscas y fangolitas epiclásticas, alternadas con fangolitas tobáceas y tobas de ceniza muy finas.

Con base en diversos estudios de microfósiles y macrofósiles, el rango de edad de la formación se acota al Mioceno inferior a medio (Philipi, 1887; Illies, 1970; Pino y Beltrán, 1979; Martínez y Pino, 1979; Chirino-Gálvez, 1985; Marchant y Pineda, 1988, Marchant, 1990; Elgueta y Urqueta (1998)).

2.2.2.6 Formación Caleta Godoy (Modificada de Valenzuela, 1982, por Duhart, 1999) (Plioceno)

Corresponde a una unidad sedimentaria continental-marina, que se presenta en una franja discontinua de afloramientos entre Llico Bajo y la parte norte de la isla de Chiloé (Figura 2.3). Los estratos de esta formación yacen discordantemente sobre rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa o, alternativamente, cubren a los Estratos de Parga con discordancia angular y erosiva.

Se compone de conglomerados moderada a pobremente consolidados, areniscas finas a medias, fangolitas cuarzo-micáceas y tobas arenosas. Areniscas presentes en los acantilados costeros presentan flora fósil carbonizada (hojas, tallos y troncos), mantos lenticulares de carbón inmaduro y fauna fósil bien preservada.

Dadas las relaciones estratigráficas establecidas para esta formación, se le asigna una edad Pliocena (Elgueta y Urqueta, 1998).

2.2.3 Depósitos Sedimentarios no Consolidados

2.2.3.1 *Diamícticos antiguos indiferenciados, morrénicos y glacifluviales (Duhart, 1999) (Pleistoceno medio-inferior)*

Depósitos diamícticos indiferenciados se observan solo en el dominio de la Cordillera de la Costa, en el sector de Cordillera Vieja (Figura 2.3). Corresponden a depósitos sin morfología propia, sin estratificación, con clastos mal seleccionados, de tamaño gravilla a bolones, con meteorización intensa, que se interpretan como depósitos morrénicos de till. Se asocian a una glaciación más antigua que la Glaciación Tegualda y, aunque su edad precisa es desconocida, se estima una edad tentativa Pleistocena inferior (Antinao y Clayton, 1998).

Los depósitos morrénicos presentes en el sector se disponen principalmente sobre la Cordillera de la Costa, aflorando discontinuamente desde Guapache al norte (Figura 2.3), y se asocian a las glaciaciones Tegualda y Río Llico (Antinao y Clayton, 1998). Presentan clastos con mala selección y mal estratificados, de tamaño grava a bolones, que en general se encuentran muy meteorizados.

Los depósitos glacifluviales, por otra parte, afloran principalmente en el sector de La Araña (Figura 2.3) y se les asigna una edad contemporánea a la Glaciación de Río Llico (Antinao y Clayton, 1998). Se componen de clastos tamaño arena a grava, bien seleccionados y bien estratificados.

2.2.3.2 *Playas, fluviales, aluviales y estuarinos (Duhart, 1999) (Pleistoceno-Holoceno)*

Es posible encontrar depósitos asociados a playas en diversas latitudes del margen costero en esta área (Figura 2.3), los que comprenden arenas, gravas y ripios, bien seleccionados, texturalmente maduros y con formas discoidales. Sobreyacen a depósitos glacifluviales, lo que sugiere que se habrían formado posterior a la glaciación Llanquihue (13.900 a A.P. ^{14}C (Porter, 1981)).

Los depósitos fluviales, por otra parte, se presentan formando terrazas por sobre el lecho de los cursos actuales de agua (Figura 2.3). Sus clastos corresponden a gravas con moderada a buena selección, en una matriz de arena gruesa a media. Se estima para ellos una edad de emplazamiento menor a la de la Glaciación Llanquihue. Por otra parte, depósitos aluviales, con formas típicas de abanico, se localizan en la convergencia de valles menores hacia el curso inferior del Río Llico.

Sobre los lechos, riberas y desembocadura de los ríos Llico, Quenuir, Maullín y Pudeto (Figura 2.3), se disponen depósitos estuarinos conformados por arenas finas, limos y arcillas, que se encuentran parcial o totalmente saturados y soportando vegetación de pasto o bosques jóvenes. En tiempo de marea alta e inundaciones, la sedimentación continúa activa.

2.3 Antecedentes geológicos regionales del basamento metamórfico.

2.3.1 Cinturones pareados del centro-sur de Chile (Paleozoico Superior).

Entre la latitud 34°S y 42°S, en la Cordillera de la Costa (Figura 2.2), el basamento queda expuesto de manera continua y es representado por rocas metamórficas, que son bordeadas hacia el este por el Batolito Costero del Paleozoico tardío y que se constituyen como un complejo metamórfico.

En principio, para este complejo se distinguieron tres series: Curepto, Nirvilo y Pichilemu, las que difieren en grado metamórfico y en dirección de aumento del grado (González-Bonorino, 1970 y 1971; González-Bonorino y Aguirre, 1970). Posteriormente, esta subdivisión fue modificada y se definieron dos series: Occidental y Oriental (Godoy, 1970; Aguirre et al., 1972)(Figura 2.2), que se interpretan como cinturones metamórficos pareados, en el sentido de Miyashiro (1961), siendo la Serie Occidental la unidad de alto gradiente P-T.

2.3.1.1 Serie Occidental

Se compone principalmente de metagrauvackas muy deformadas con intercalaciones de metabasitas (que en ocasiones presentan estructuras de almohadilla relictas), meta-exhalitas y serpentinitas, que representan una mezcla de material siliciclástico de origen continental y lonjas de corteza oceánica desmembrada. Se ha observado un contacto transicional con la Serie Oriental a los 35°30'S y por falla en otras localidades.

Mediante dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos de esquistos de esta unidad, se ha restringido su edad de deposición a un máximo entre 330 y 345 Ma, encontrándose solo una edad más joven de 307 Ma (Hervé et al., 2013).

La ocurrencia de glaucófano y lawsonita en Chiloé (Saliot, 1968) y la presencia de zussmanita en Ninhue (Massonne et al., 1998), sumado a diversos estudios termo-barométricos para esta unidad (Willner, 2005; Glodny et al., 2005; Willner et al. 2005; Massonne et al., 1999; Hufmann 2002) indican que corresponde al cinturón de alta presión y baja temperatura, *sensu* Miyashiro (1961). Mediante dataciones K-Ar en cristales de glaucofano de esquistos máficos de la Serie Occidental, se asigna una edad de 329±22 Ma para el evento de alto gradiente P/T en el área de Pichilemu (Hervé et al., 1974) (Figura 2.2). Se sobre-impone a este, un evento metamórfico retrógrado de menor presión, al que se asigna edad carbonífera a pérmica tardía (Willner et al., 2005).

2.3.1.2 Serie Oriental

La componen principalmente metagrauvackas de origen turbidítico, con presencia menor de lentes calcosilicatados; domina un estilo de deformación con apretados pliegues tipo chevrón que afectan a los planos de estratificación, lo que ha sido interpretado como producto de una acreción frontal de sedimentos acumulados en un margen continental otrora estable (Glodny et al., 2005).

La Serie Oriental se interpreta como el cinturón de alta temperatura y baja presión, en el sentido de Miyashiro (1961). Se encuentra afectado por un evento de metamorfismo post-cinemático, producto de la intrusión del batolito Carbonífero; este último tiene una edad máxima registrada de 320 Ma (Deckart et al., 2014) que representa, a su vez, la edad máxima posible para el evento metamórfico antes señalado. Dataciones mediante K-Ar en roca total y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca, restringen la edad del metamorfismo entre 301 Ma y 278 Ma (Hervé et al., 1984; Willner et al., 2005). La edad máxima de deposición del protolito para esta unidad se estima en 345 Ma, en base a resultados U-Pb SHRIMP en circones detríticos de esquistos pelíticos de la Serie Oriental (Hervé et al., 2013).

3. Resultados

3.1 Aspectos generales.

Alrededor de veinte cortes transparentes de muestras pertenecientes al Complejo Metamórfico de Mansa se estudiaron bajo microscopio óptico y para once de ellos se realizaron análisis SEM EDS; de estos últimos, cinco fueron seleccionados como objeto de estudio del presente trabajo.

Las cinco muestras en las que se enfoca este trabajo fueron recolectadas y procesadas por memoristas e investigadores asociados al proyecto FONDECYT patrocinador 1130227 y corresponden a rocas metamórficas máficas y pelíticas pertenecientes al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Tabla 3.1, Figura 3.1), en particular a las sub-unidades Metabasitas de Estaquilla y Metamorfitas de Río Llico, respectivamente.

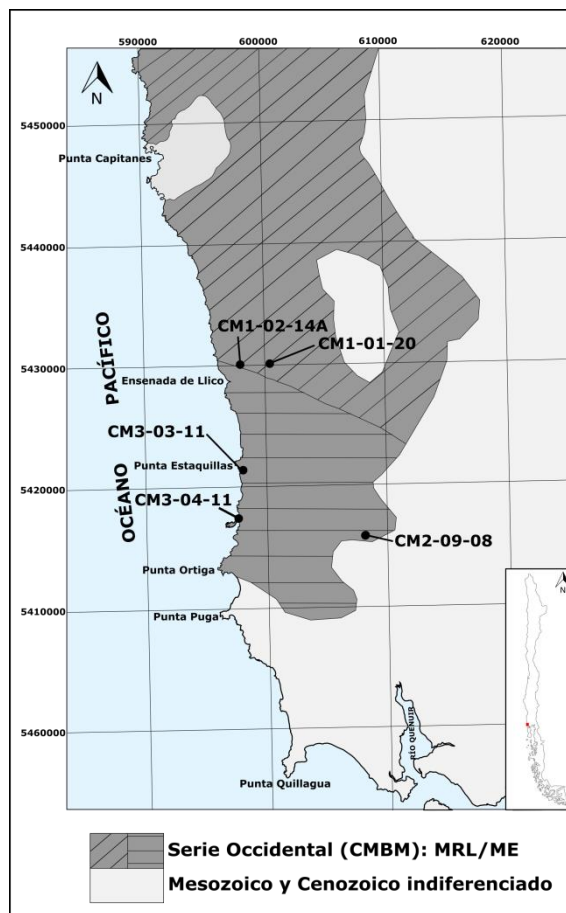


Figura 3.1. Ubicación de muestras estudiadas.

Tabla 3.1. Resumen muestras en estudio. En verde se destacan las muestras correspondientes a la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla y en morado las muestras correspondientes a la sub-unidad Metamorfitas de Río Llico. Act: actinolita, MgHbl: magnesio-hornblenda, Ep: epidota, Czo: clinozoisita, Cz: cuarzo, Ttn: titanita, Clo: clorita, Alb: albita, MB: mica blanca, Bt: biotita.

Código Muestra	Litología	Asociación mineralógica	Coordenadas UTM
CM2-09-08	Esquisto máfico	Act/MgHbl-Alb-Ep-Czo-Cz-Clo-Ttn	607495 E, 5415648 S
CM3-03-11	Esquisto máfico	Act/MgHbl-Alb-Ep-Czo-Cz-Clo-Ttn	597516 E, 5421078 S
CM3-04-11	Esquisto máfico	Act/MgHbl-Alb-Ep-Czo-Cz-Clo-Ttn	597092 E, 5416794 S
CM1-01-20	Esquisto pelítico	Cz-MB-Clo-Alb-Bt	599815 E, 5429888 S
CM1-02-14A	Esquisto pelítico	Cz-MB-Clo-Alb-Bt	597380 E, 5429802 S

3.2 Petrografía

3.2.1 Metabasitas de Estaquilla

Las rocas pertenecientes a esta sub-unidad presentan coloración verdosa, cuando están frescas, y pardas, cuando están meteorizadas. En general es posible identificar el desarrollo de una foliación principal que ha sido interpretada como S_2 (Duhart, 1998; Figura 3.2). A escala de afloramiento, es común observar variaciones texturales, con bandas centimétricas a decimétricas que muestran cambios abruptos y/o graduales en el tamaño de grano (Figura 3.2 B).

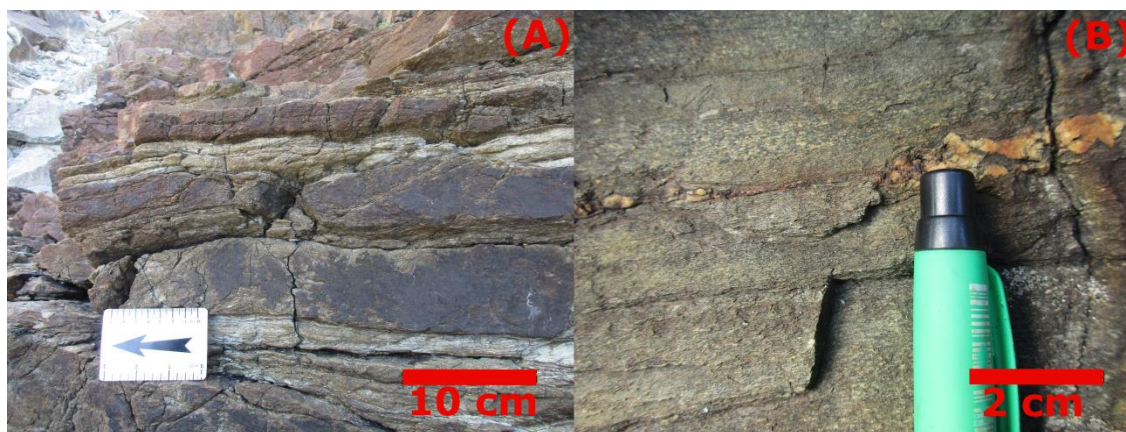


Figura 3.2. (A) Afloramiento de Metabasitas de Estaquilla. Es posible observar la foliación principal S_2 . (B) Variaciones granulométricas encontradas en afloramientos de Metabasitas de Estaquilla.

3.2.1.1 Descripción microscópica.

Las muestras estudiadas pertenecientes a la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla corresponden a esquistos máficos y presentan la asociación mineralógica anfíbol + epidota + clinozoisita + cuarzo + clorita + plagioclasa+titanita (Tabla 3.1).

Se observa que las muestras CM3-03-11 y CM3-04-11 exhiben una marcada textura nematoblástica, definida por cristales de anfíbol que presentan hábito tabular o fibroso y que se orientan paralelamente (Figura 3.3, Figura 3.4), alineándose con la foliación principal S_2 ; esta característica no se observa con tanta claridad en la muestra CM2-09-08, donde los anfíboles tienen una tendencia mucho menor a desarrollar hábitos alargados y muestran una orientación preferencial de muy incipiente a inexistente (Figura 3.5).

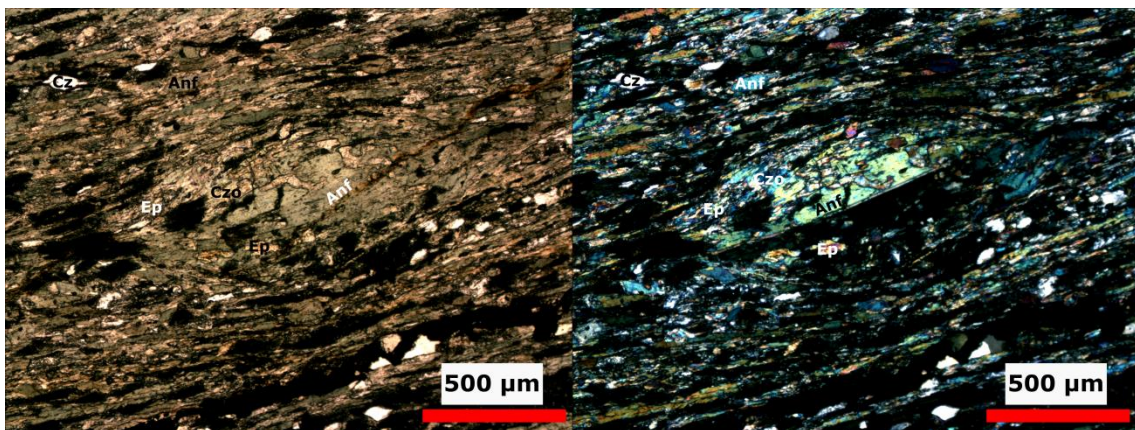


Figura 3.3. Microfotografía de muestra CM3-03-11. Se indica mineralogía principal observada. Abreviaciones en Tabla 3.1.

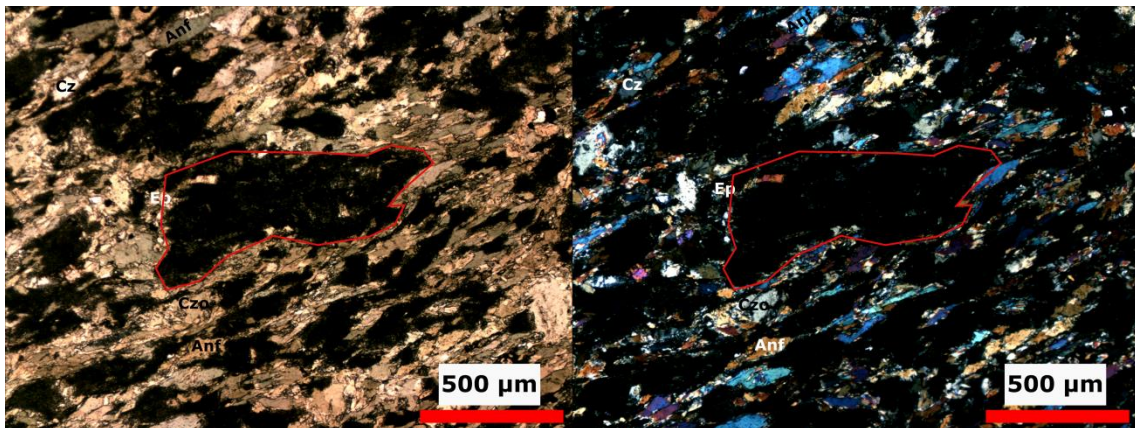


Figura 3.4. Microfotografía de muestra CM3-04-11. Se indica mineralogía principal observada. Enmarcada en rojo se destaca plagioclasa relictas. Abreviaciones en Tabla 3.1.

Las plagioclasas corresponden a fenocristales con tamaños entre 1-2 mm o menores y se encuentran alteradas, en distintos grados, a epidota y clinozoisita; en las muestras CM3-03-11 y CM3-04-11 (Figura 3.4) los cristales tienden a orientarse con la foliación, mientras que la muestra CM2-09-08 no presenta una orientación preferencial (Figura

3.5). Tienen composiciones predominantemente albíticas (albita > 90%), con contadas excepciones.

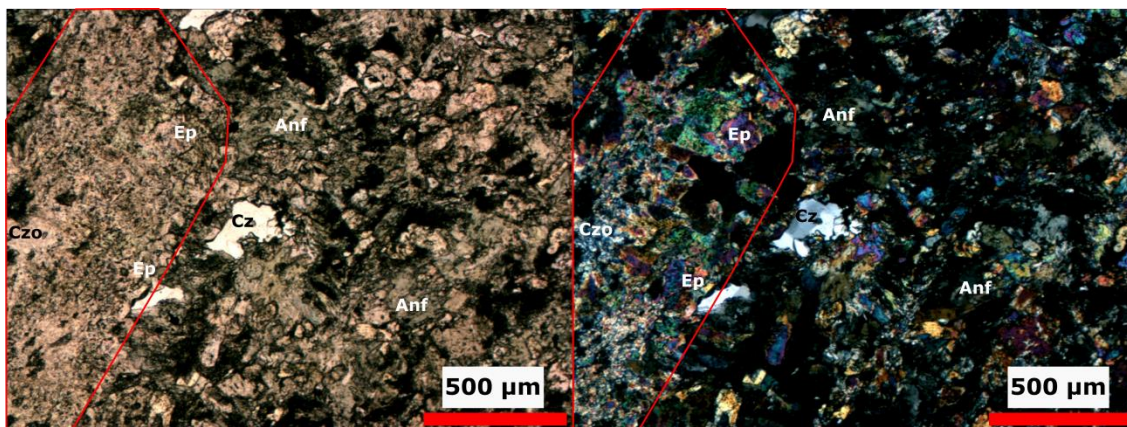


Figura 3.5. Microfotografía de muestra CM2-09-08. Se indica mineralogía principal observada. Enmarcada en rojo se destaca plagioclasa relictas. Abreviaciones en Tabla 3.1.

Se encuentra epidota y clinozoisita de grano fino, principalmente alterando a plagioclasa en todas las muestras (Figura 3.3, Figura 3.4, Figura 3.5), aunque también es posible encontrarlas dispersas en menor medida.

El cuarzo es escaso, se presenta disperso, de grano fino y anhedral (Figura 3.3, Figura 3.4, Figura 3.5) y en ocasiones presenta extinción ondulosa; también es posible encontrarlo poligonal como relleno de vetillas en todas las muestras.

Se identifican cristales muy finos y escasos de clorita dispersos en todas las muestras. En la muestra CM2-09-08 es posible encontrar mica blanca con similares características, aunque en una cantidad casi imperceptible.

Los minerales opacos corresponden principalmente a pirita y calcopirita, con menor presencia de óxidos de hierro, y representan una fracción menor de la roca (<1%). Se encuentra titanita como fase accesoria en las tres muestras, mientras que apatito se identifica solo en la muestra CM3-03-11.

3.2.2 Metamorfitas de Río Llico.

Las Metamorfitas de Río Llico corresponden a una intercalación de metapelitas y metabasitas (Duhart, 1999), sin embargo, este trabajo se centra en el estudio exclusivo de muestras del primer tipo. Macroscópicamente, las metapelitas de Río Llico corresponden a rocas de color grisáceo intensamente deformadas; en ellas es posible reconocer el desarrollo de una foliación principal S_2 , que se encuentra afectada localmente por un clivaje de crenulación S_3 (Figura 3.6 A), además se preserva una foliación relictas S_1 (Duhart, 1998). Generalmente se compone de una intercalación de bandas micáceas y de cuarzo, que no suelen superar la escala centimétrica (Figura 3.6 B).

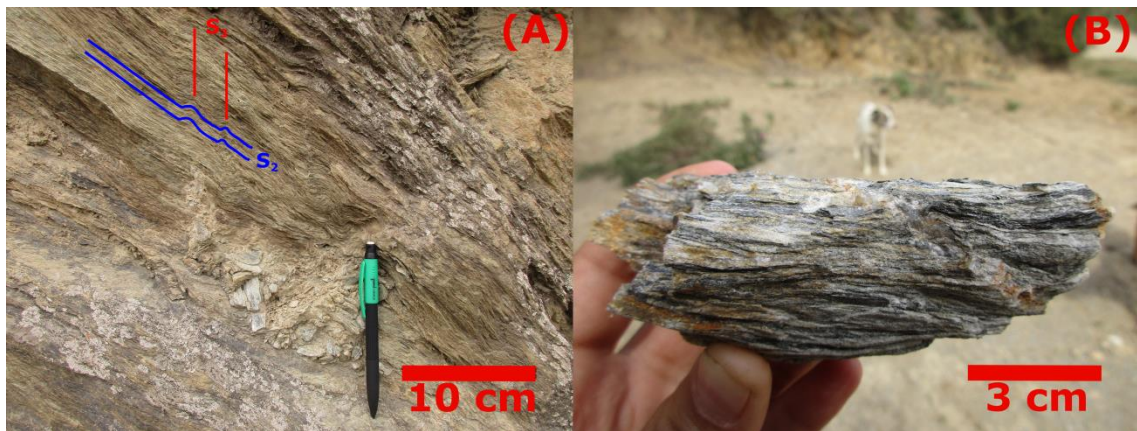


Figura 3.6. (A) Afloramiento de metapelita de Metamorfitas de Río Llico. Es posible observar foliación principal S_2 y clivaje de crenulación S_3 . (B) Muestra de mano metapelita de Metamorfitas de Río Llico. Es posible observar intercalación de bandas de cuarzo con bandas micáceas.

3.2.2.1 Descripción microscópica.

Las muestras en estudio pertenecientes a la sub-unidad Metamorfitas de Río Llico corresponden a esquistos pelíticos con la asociación mineral cuarzo + mica blanca + clorita + biotita + albita (Tabla 3.1).

En ambas muestras, CM1-01-20 y CM1-02-14A, los principales componentes corresponden a cuarzo y mica blanca, los que se disponen en bandas de entre 0,5 y 3 mm de grosor, que se ordenan paralelamente siguiendo la foliación principal de la roca S_2 ; estas bandas se encuentran deformadas y plegadas, siendo esta característica más evidente en la muestra CM1-02-14A (Figura 3.7, Figura 3.8).

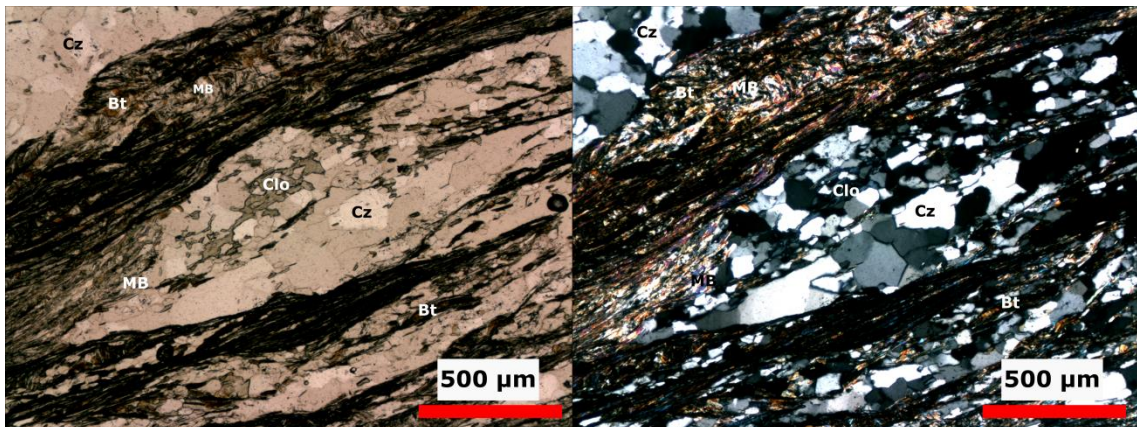


Figura 3.7. Microfotografía de muestra CM1-01-20. Se indica mineralogía principal observada. Abreviaciones en Tabla 3.1.

Las bandas de cuarzo corresponden a agregados poligonales de este mineral, los cristales tienen tamaños que oscilan entre 0,1 y 0,6 mm y le otorgan a la roca una textura granoblástica; suelen presentar extinción ondulosa (Figura 3.7).

Por otra parte, las bandas de mica blanca se componen de cristales alargados de este mineral que se ordenan paralelamente en la dirección de la foliación principal, para dar

lugar a una textura lepidoblástica (Figura 3.7); no alcanzan tamaños superiores a 0,1 mm, siendo más finos en la muestra CM1-02-14A (Figura 3.8).

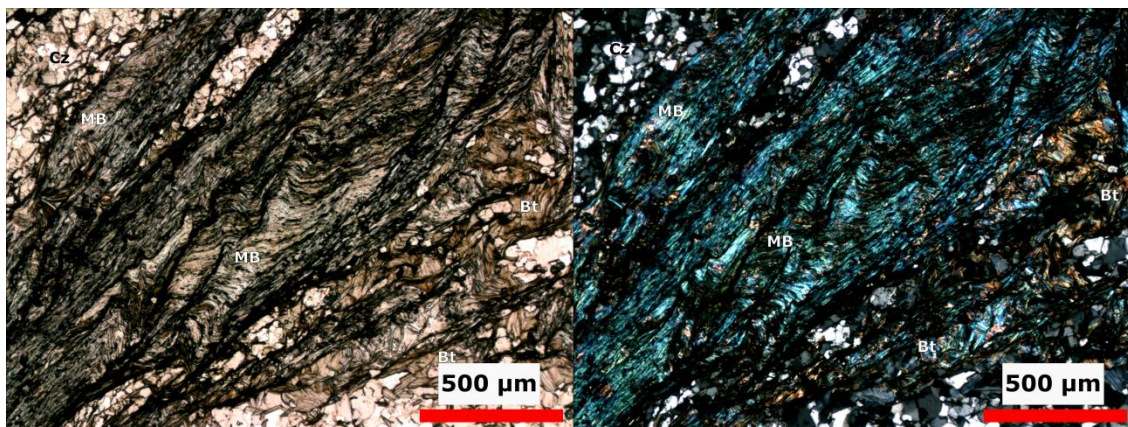


Figura 3.8. Microfotografía de muestra CM1-02-14A. Se indica mineralogía principal observada. Abreviaciones en Tabla 3.1.

La clorita se encuentra de manera frecuente en las bandas lepidoblásticas, alterando mica blanca, y también en las bandas granoblásticas, alterando cristales de biotita; alcanza tamaños que no van más allá de los 0,2 mm (Figura 3.7, Figura 3.9).

Los cristales de plagioclasa presentan composición albítica (albita > 90%) y muestran tamaños de hasta 1 mm, están muy alterados, fracturados y deformados (Figura 3.9, Figura 3.10).

Los cristales de biotita se presentan dispersos tanto en las bandas granoblásticas como lepidoblásticas, son reemplazados parcial o completamente por clorita y alcanzan tamaños de hasta 0,2 mm (Figura 3.7, Figura 3.8, Figura 3.9). En general se orientan con la foliación, aunque en la muestra CM1-02-14A se observan algunos cristales, típicamente los de mayor tamaño, que se sobre-imponen a esta.

Se encuentra turmalina, apatito, circón y titanita como minerales accesorios. Opacos de grano muy fino dispersos en los cortes.

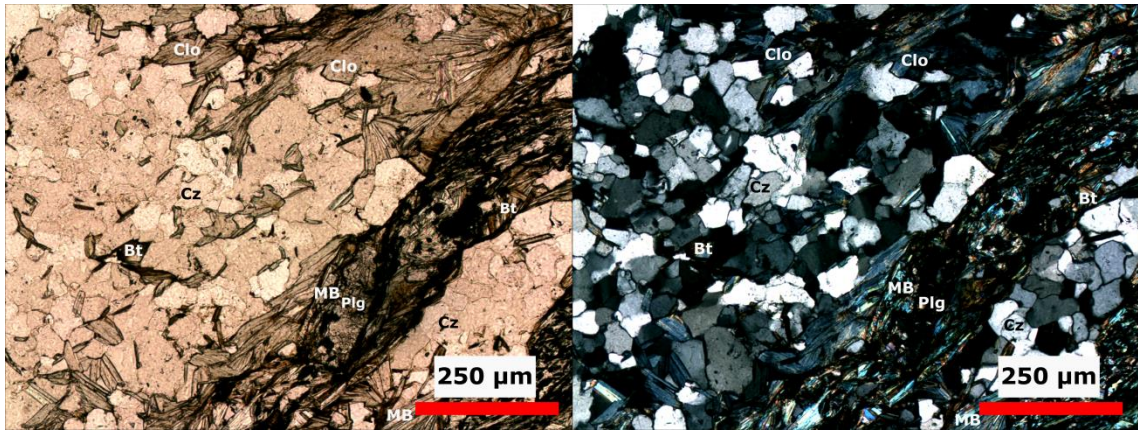


Figura 3.9. Microfotografía de muestra CM1-02-14A. Se indica mineralogía principal observada. Abreviaciones en Tabla 3.1.

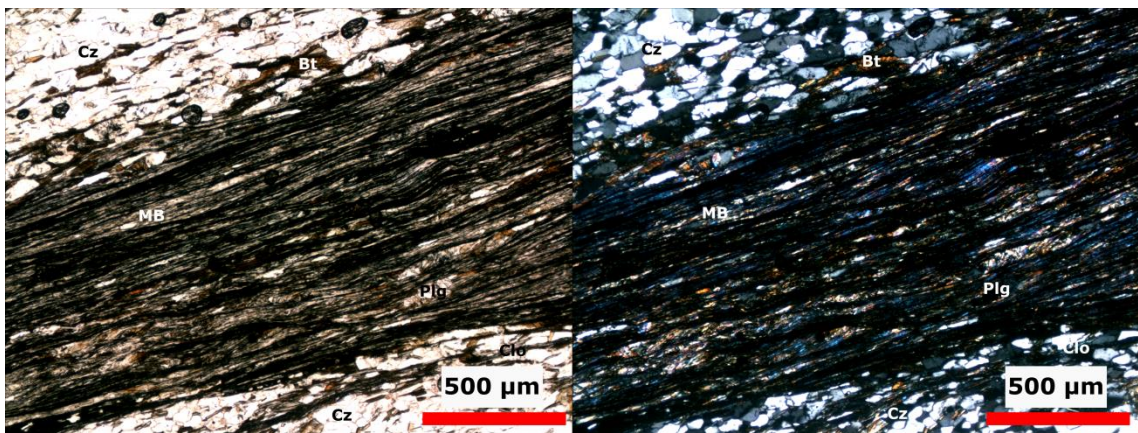


Figura 3.10. Microfotografía de muestra CM1-01-20. Se indica mineralogía principal observada. Abreviaciones en Tabla 3.1.

3.3 Análisis SEM-EDS y cálculo de fórmula estructural.

Mediante análisis EDS (*Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) llevados a cabo en el Microscopio Electrónico de Barrido FEI Quanta 250 del laboratorio del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, se obtuvieron datos cuantitativos de la química elemental de los minerales que componen las muestras en estudio. Los estándares utilizados para este estudio son los siguientes: SiO₂ para oxígeno y silicio, Al₂O₃ para aluminio, wollastonita para calcio, Fe para hierro, albita para sodio, feldespato MAD-10 para potasio, Mn para manganeso, MgO para magnesio, Ti para titanio, KCl para cloro, MgF₂ para flúor, Ni para níquel, FeS₂ para azufre, Cu para cobre, Cr para cromo y Zr para circonio.

Posteriormente, mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009), se calculó la fórmula estructural para una serie de minerales, con el fin de diferenciarlos y clasificarlos, para así obtener de ellos la máxima información posible con respecto a la historia de estas rocas, tanto al momento de su formación como al posterior acomodo a nuevas condiciones.

3.3.1 Metabasitas de Estaquilla.

Para las Metabasitas de Estaquilla, se presentan resultados asociados a análisis de anfíbol y, en menor medida, clorita. En la Tabla 3.2 y Tabla 3.3 se encuentra una selección de datos representativos de los análisis de anfíbol y clorita, respectivamente (datos completos en ANEXO C).

En la Figura 3.11, Figura 3.12 y Figura 3.13 se presentan imágenes de retrodispersión representativas de las muestras pertenecientes a esta sub-unidad, en ellas es posible observar la mineralogía identificada a partir de los análisis efectuados.

Tabla 3.2. Resultados análisis SEM y cálculo fórmula estructural para cristales de anfíbol representativos de las Metabasitas de Estaquilla. Cálculo de fórmula estructural en base a 23 oxígenos; radio Fe³⁺/Fe²⁺ determinado asumiendo 13 cationes exclusivos de Ca, Na, K y Ba (Brandelik, 2009). Contenido de H₂O calculado.

Muestra	CM2-09-08			CM3-03-11			CM3-03-11		
Sitio	3,6	6,10	7,8	6,3	7,2	10,6	2,8	3,7	4,3
Composición Química (wt%)									
SiO ₂	51.64	52.33	56.38	51.54	54.56	49.86	49.77	49.52	48.60
TiO ₂	1.40	0	0	0	0	0	0.41	0	0
Al ₂ O ₃	11.62	5.06	0.82	10.56	2.86	8.74	7.87	9.00	9.89
FeO	10.47	11.71	10.42	10.89	9.81	11.98	11.51	14.03	14.05
Fe ₂ O ₃	0	0.44	0	0	1.02	2.20	2.21	0.18	0
MnO	0	0.37	0	0	0	0	0	0	0
MgO	9.42	14.69	17.24	13.21	16.67	12.45	13.20	11.89	11.68
CaO	11.51	12.59	13.02	12.14	12.42	11.41	11.49	11.68	11.96
Na ₂ O	1.83	0.76	0	1.66	0.66	1.52	1.67	1.66	1.76
H ₂ O	2.12	2.09	2.12	2.15	2.11	2.07	2.07	2.07	2.06
Total	100	100.04	100	102.15	100.10	100.22	100.22	100.02	100
Fórmula Estructural									
Si	7.53	7.51	7.99	7.22	7.73	7.17	7.16	7.18	7.07
Al ^{IV}	0.47	0.49	0.01	0.78	0.27	0.83	0.84	0.82	0.93
Sum4	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0.15	0	0	0	0	0	0.04	0	0
Al ^{VI}	1.52	0.36	0.12	0.96	0.2084	0.65	0.50	0.71	0.76
Fe ³⁺	0	0.05	0	0	0.11	0.24	0.24	0.02	0
Fe ²⁺	1.28	1.40	1.23	1.28	1.16	1.44	1.39	1.70	1.71
Mn	0	0.04	0	0	0	0	0	0	0
Mg	2.05	3.14	3.64	2.76	3.52	2.67	2.83	2.57	2.53
Ca	1.80	1.94	1.98	1.82	1.89	1.76	1.77	1.81	1.86
Na	0.58	0.21	0	0.45	0.18	0.42	0.47	0.47	0.50
Sum8	7.32	7.15	6.98	7.27	7.07	7.18	7.24	7.28	7.36
OH	2	2	2	2	2	2	2	2	2

Tabla 3.3. Resultados análisis SEM y cálculo fórmula estructural para cristales de clorita representativas de las Metabasitas de Estaquilla. Cálculo de fórmula estructural en base a 28 oxígenos; se asume $Fe^{2+}=Fe_{total}$ (Brandelik, 2009). Contenido de H_2O calculado.

Muestra	CM2-09-08			CM3-03-11			CM3-03-11		
Sitio	5,3	6,7	7,10	3,5	5,5	6,6	4,4	4,8	3,8
Composición Química (wt%)									
SiO ₂	28.49	28.30	28.17	27.98	28.36	28.91	27.79	28.27	27.08
Al ₂ O ₃	19.33	18.90	18.80	21.6	19.75	19.17	20.26	19.55	19.93
FeO	20.36	20.62	22.33	16.37	22.74	21.14	22.09	22.01	23.87
MgO	20.01	20.39	19.00	21.99	17.44	18.98	18.13	18.43	16.94
H ₂ O	11.82	11.79	11.70	12.05	11.71	11.8	11.73	11.74	11.59
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Fórmula Estructural									
Si	5.78	5.76	5.77	5.57	5.81	5.88	5.68	5.78	5.60
Al ^{IV}	2.22	2.24	2.23	2.43	2.19	2.12	2.32	2.22	2.40
Sum4	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	2.40	2.29	2.32	2.64	2.58	2.47	2.57	2.49	2.46
Fe	3.45	3.51	3.83	2.73	3.90	3.60	3.78	3.76	4.13
Mg	6.05	6.18	5.81	6.53	5.33	5.75	5.53	5.62	5.23
Sum6	11.91	11.98	11.95	11.89	11.80	11.82	11.87	11.87	11.92
OH	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Composiciones									
X _{Si}	0.89	0.88	0.89	0.79	0.91	0.94	0.84	0.89	0.80
X _{Mg}	0.64	0.64	0.60	0.71	0.58	0.62	0.59	0.60	0.56
X _{Fe}	0.36	0.36	0.40	0.29	0.42	0.38	0.41	0.40	0.44

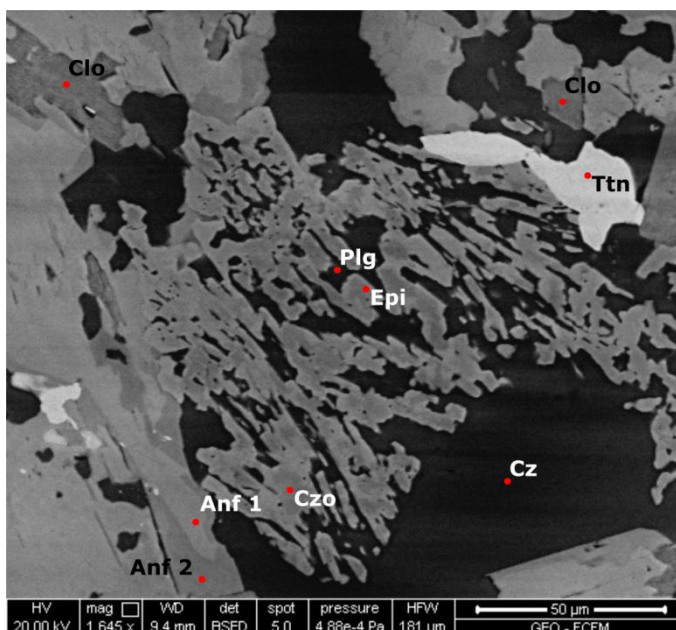


Figura 3.11. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM2-09-08, obtenida mediante microscopio SEM. Anf: anfíbol, Plg: plagioclasa, Epi: epidota, Czo: clinozoisita Cz: cuarzo, Clo: clorita, Ttn: titanita.

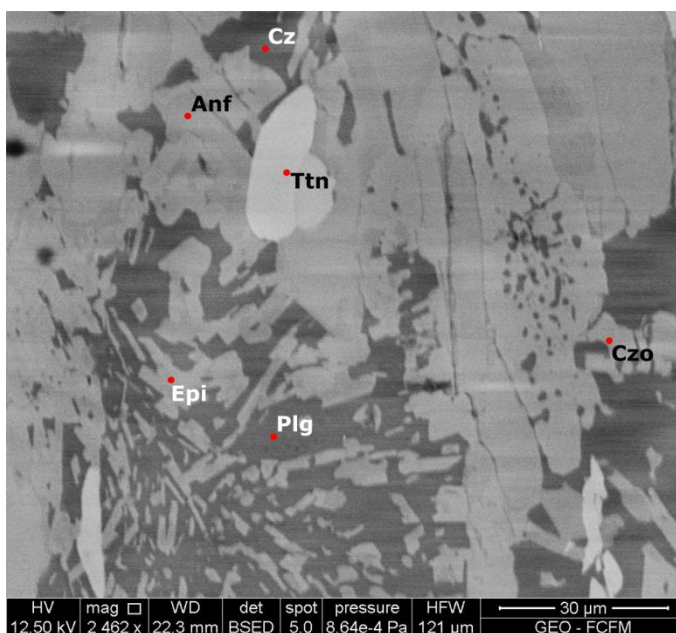


Figura 3.12. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM3-03-11, obtenida mediante microscopio SEM. Anf: anfíbol, Plg: plagioclasa, Cz: cuarzo, Czo: clinozoisita, Ttn: titanita.

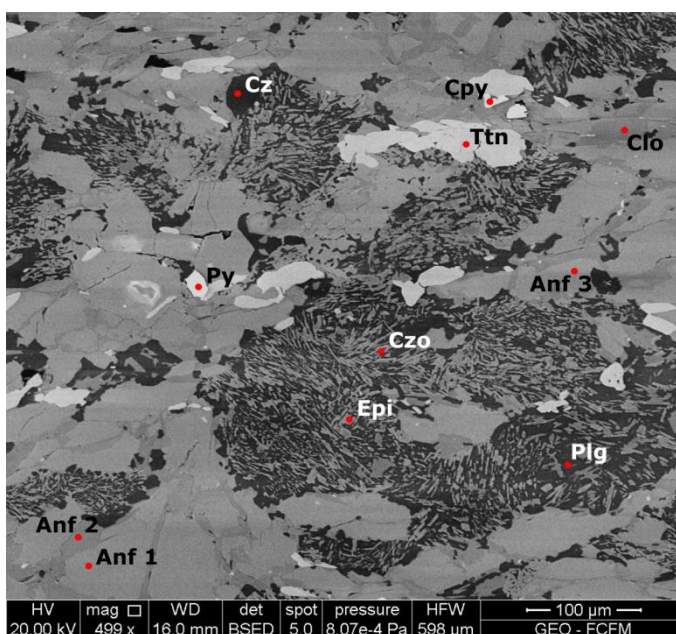


Figura 3.13. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM3-04-11, obtenida mediante microscopio SEM. Anf: anfíbol, Plg: plagioclasa, Cz: cuarzo, Czo: clinozoisita, Clo: clorita, Epi: epidota, Ttn: titanita, Py: pirita, Cpy: calcopirita.

3.3.1.1 Clasificación química anfíboles de Metabasitas de Estaquilla.

Los anfíboles presentan contenidos de silicio entre 7 y 8 apfu (*atoms per formula unit*), mientras que su X_{Mg} es mayor a 0,65 en todos los cristales analizados. El contenido de aluminio varía en un amplio rango que va desde 0,1 a 1,75 apfu, con mayor presencia en el sitio tetraédrico. El hierro se ubica entre 1,1 y 1,75 apfu. El calcio presenta valores

entre 1,4 y 2 apfu y no se encuentra potasio en los cristales analizados. El sodio no supera los 0,5 apfu y aparece en todos los análisis de anfíboles en las muestras CM3-03-11, sin embargo, en las muestras CM3-04-11 y CM2-09-08 se encuentran algunos cristales con valores nulos para este elemento.

En la Figura 3.14, se observa la clasificación química de los anfíboles analizados, de acuerdo al sistema propuesto por Leake et al. (1997, 2004), para anfíboles cálcicos. Los anfíboles se concentran entre los campos de actinolita y magnesihornblenda.

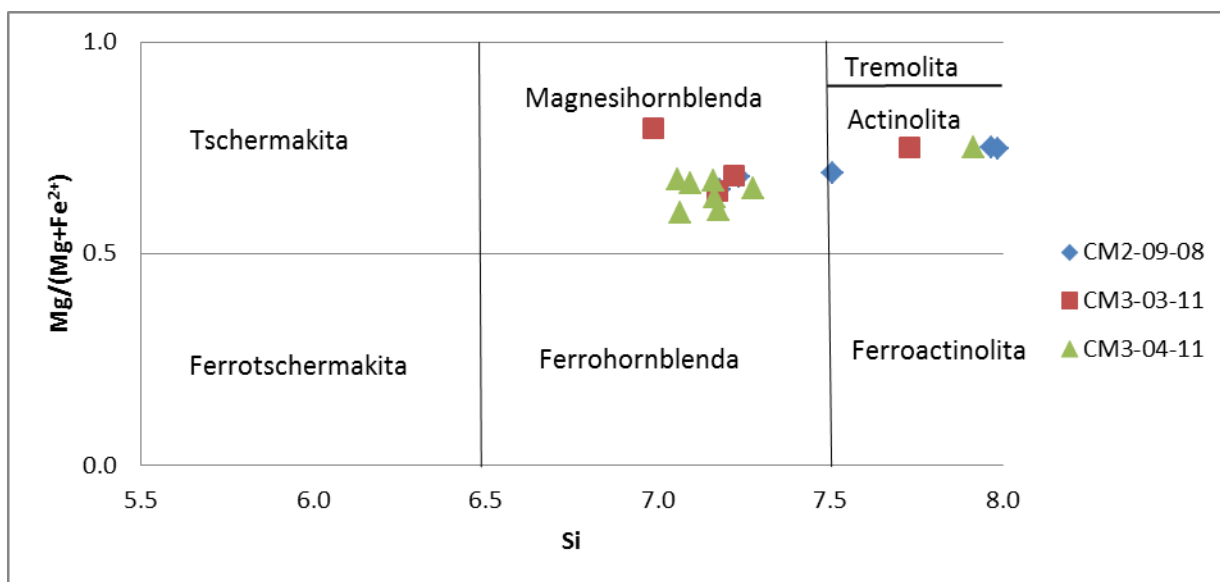


Figura 3.14. Clasificación química de anfíboles cálcicos de las Metabasitas de Estaquilla según Leake et al. (1997, 2004). Si en apfu.

3.3.1.2 Clasificación química cloritas de Metabasitas de Estaquilla.

Los resultados de los análisis de clorita muestran valores de silicio entre 5,5 y 5,9 apfu, mientras que para el aluminio se tienen valores desde 4,5 a 5,3 apfu. Los contenidos de Fe se ubican entre 2,7 y 4 apfu y los de Mg entre 5,1 y 6,5 apfu.

Según el diagrama de aluminio tetraédrico vs aluminio octaédrico (Figura 3.15), las cloritas de las Metabasitas de Estaquilla se ubican cercanas al límite diagenético-metamórfico, con una tendencia muy débil hacia el campo diagenético, sin embargo, el contenido de Si menor a 6 apfu y el bajo contenido de Al^{IV} con respecto a Al^{VI} , indican la presencia de cloritas metamórficas para las muestras en estudio (Ramírez, 2005).

La totalidad de las cloritas estudiadas para esta sub-unidad se encuentran próximas al campo composicional del clinocloro (Figura 3.16).

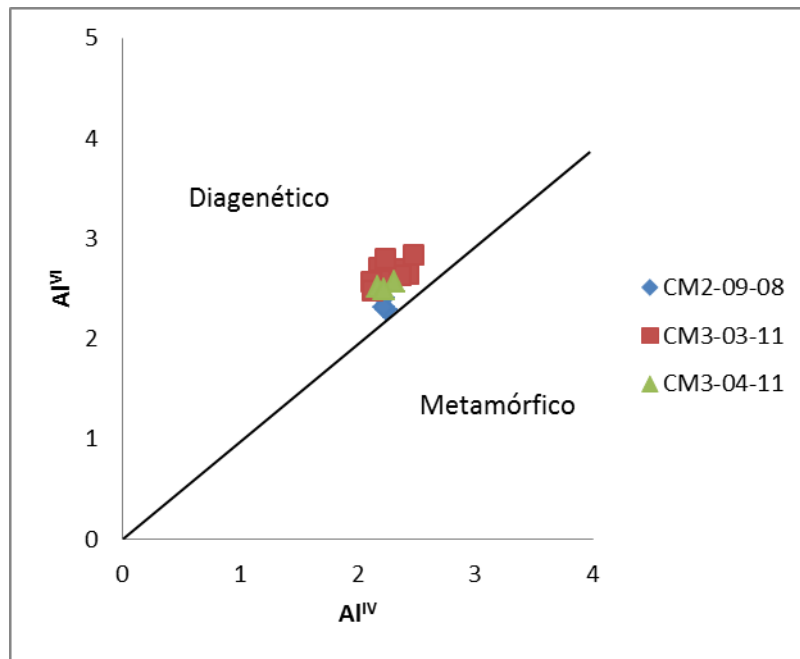


Figura 3.15. Diagrama Al tetrahedral vs. Al octahedral en cloritas de las Metabasitas de Estaquilla, Wiewiora and Weiss (1990). Valores de Al en apfu.

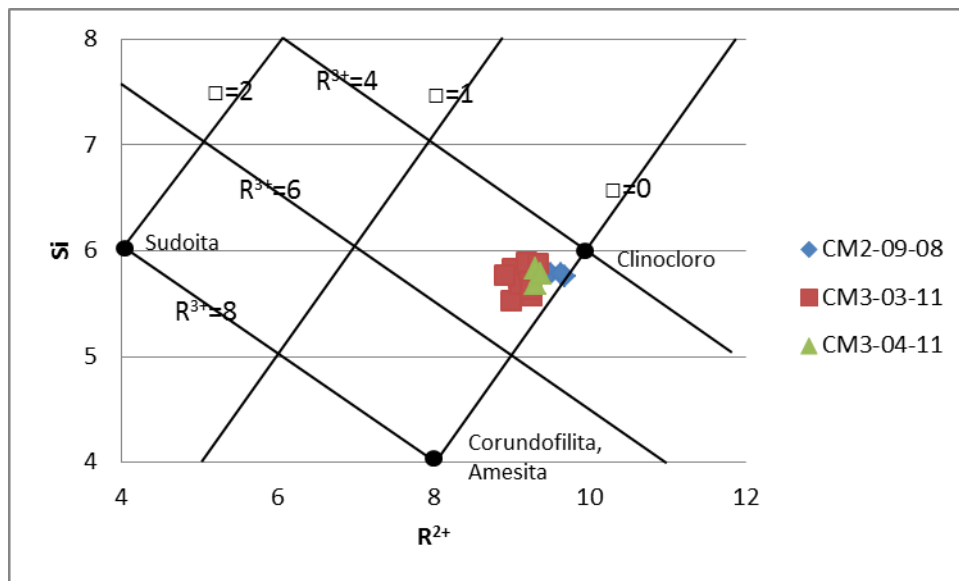


Figura 3.16. Clasificación composicional de cloritas de las Metabasitas de Estaquilla, Wiewiora and Weiss (1990). Valores de Si y R^{2+} en apfu. $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg^{2+}$.

3.3.1.3 Geobarómetro de anfíbol para Metabasitas de Estaquilla.

En la Figura 3.17, Figura 3.18, Figura 3.19 y Figura 3.20, se grafican los resultados obtenidos para los anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla y se indican los campos de alta y media presión obtenidos para anfíboles de la serie de Vermont (Laird y Albee, 1981). En ambos se observa como los datos obtenidos en este estudio se ubican, casi en su totalidad, dentro del campo de presión intermedia, con algunas excepciones que muestran una débil tendencia a adentrarse en el campo de alta presión (Figura 3.19).

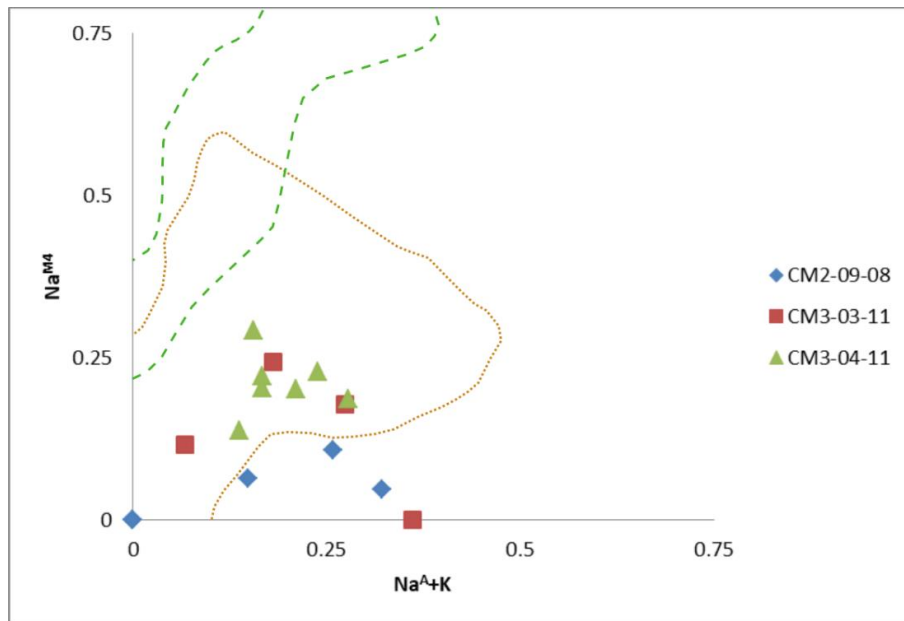


Figura 3.17. Variación de $\text{Na}^{\text{A}}+\text{K}$ vs. Na^{M4} en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla. En línea discontinua verde se señala el campo correspondiente a los anfíboles de las series de alta presión de Vermont y en línea punteada anaranjada el campo correspondiente a los anfíboles de las series de presión intermedia de Vermont, Laird y Albee (1981). $\text{Na}^{\text{A}}+\text{K}$ y Na^{M4} en apfu.

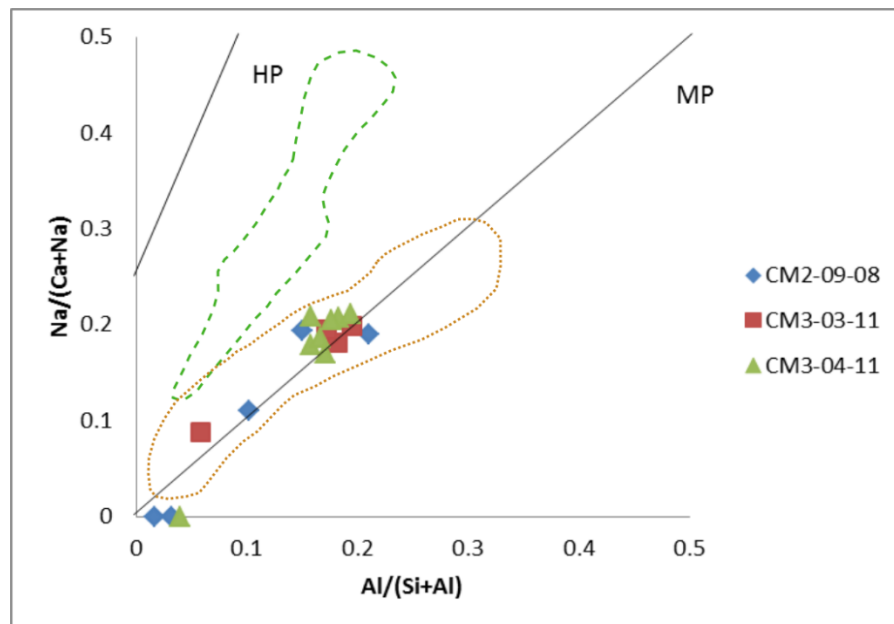


Figura 3.18. Variación en $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Na})$ vs. $\text{Al}/(\text{Si}+\text{Al})$ en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla. En línea discontinua verde se señala el campo correspondiente a los anfíboles de las series de alta presión de Vermont y en línea punteada anaranjada el campo correspondiente a los anfíboles de las series de presión intermedia de Vermont, Laird y Albee (1981).

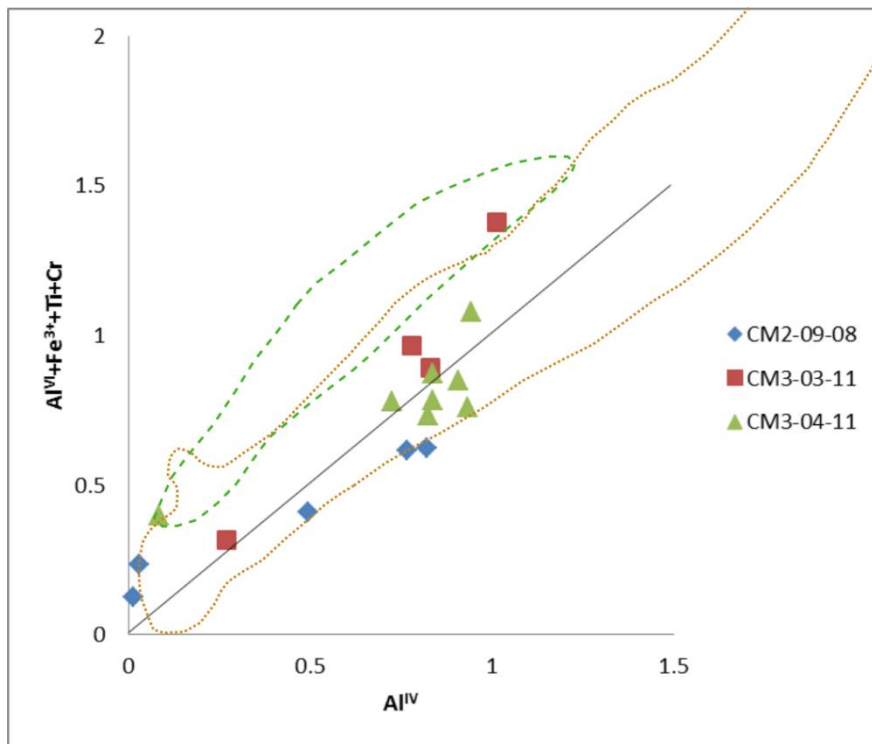


Figura 3.19. Variación de Al tetraédrico vs. $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla. En línea discontinua verde se señala el campo correspondiente a los anfíboles de las series de alta presión de Vermont y en línea punteada anaranjada el campo correspondiente a los anfíboles de las series de presión intermedia de Vermont (Laird y Albee, 1981). Al tetraédrico y $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ en apfu.

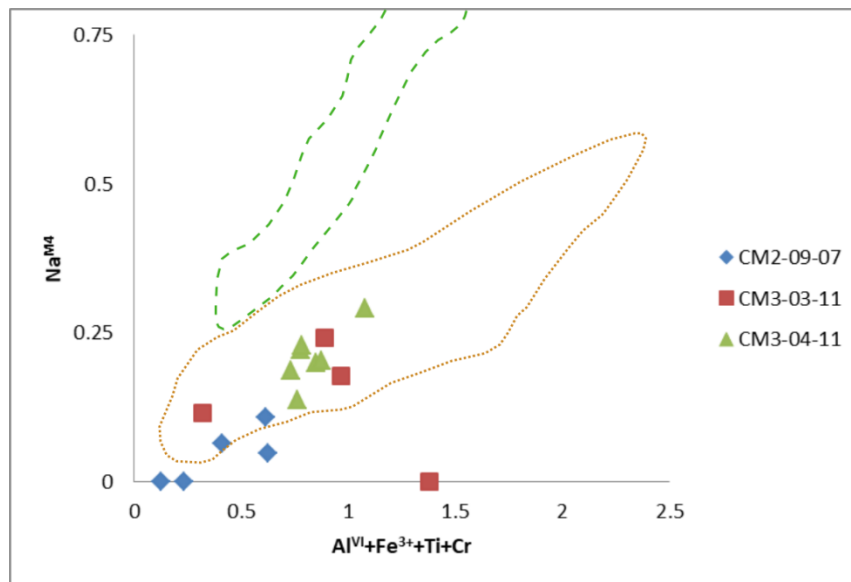


Figura 3.20. Variación de $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ vs. Na^{M4} en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla. En línea discontinua verde se señala el campo correspondiente a los anfíboles de las series de alta presión de Vermont y en línea punteada anaranjada el campo correspondiente a los anfíboles de las series de presión intermedia de Vermont (Laird y Albee, 1981). Na^{M4} y $Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti+Cr$ en apfu.

Por otra parte, en la Figura 3.21 se presenta el diagrama propuesto por Raase (1974), donde se indica la línea correspondiente a los 5 kbar; bajo esta se ubicarían los

anfíboles de terrenos con andalucita, sillimanita y cordierita, mientras que sobre la línea se encontrarían la mayoría de los anfíboles de terrenos con cianita (Raase, 1974). Los anfíboles analizados en este estudio se sitúan en su totalidad sobre la línea de los 5 kbar.

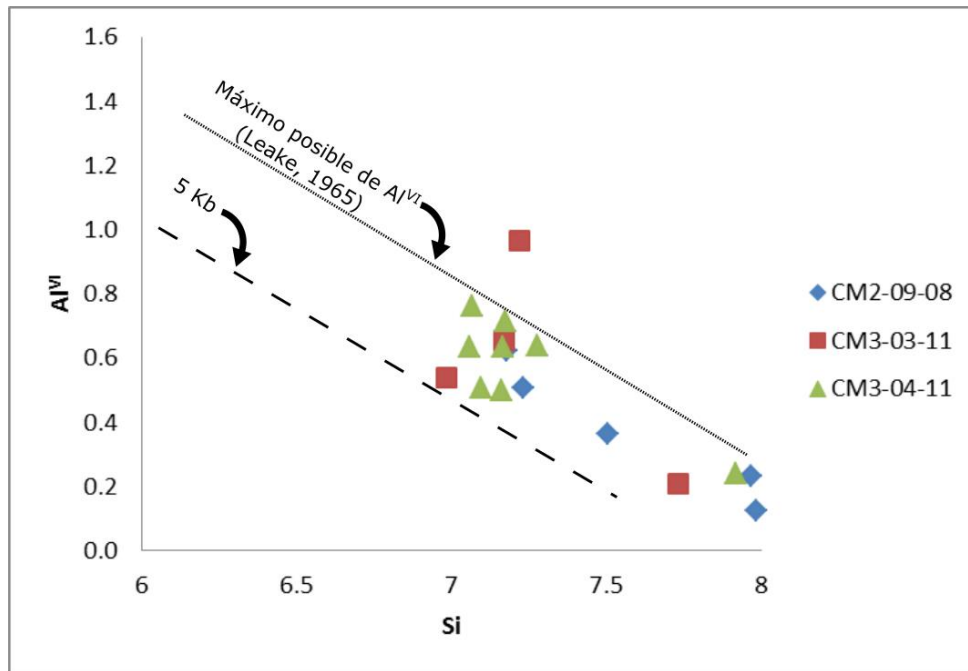


Figura 3.21. Silicio vs. Aluminio octahedral en anfíboles de las Metabasitas de Estaquilla (Raase, 1974). Al^{VI} y Si en apfu.

3.3.1.4 Geotermómetro de clorita para Metabasitas de Estaquilla.

A continuación, se presentan datos de temperaturas obtenidas utilizando los geotermómetros de clorita de Cathelineau (1988) y Jowett (1991), de acuerdo a las ecuaciones (1) y (2), respectivamente, con contenidos de aluminio en apfu.

$$T(^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV} \quad (1)$$

$$T(^{\circ}C) = 318.5 Al_C^{IV} - 68.7 \quad \text{con} \quad Al_C^{IV} = Al^{IV} + 0,1 * \frac{Fe_{total}}{Fe_{total}+Mg} \quad (2)$$

Los resultados obtenidos indican temperaturas entre 277°C y 336°C aplicando el geotermómetro de Cathelineau (1988) (Tabla 3.4), mientras que al introducir las correcciones de Jowett (1991), las temperaturas obtenidas se ubican en el rango de 280-335°C (Tabla 3.4).

Tabla 3.4. Temperaturas T_c y T_J obtenidas en cloritas de las Metabasitas de Estaquilla, mediante los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991), respectivamente. Temperaturas en grados Celsius.

Muestra	Sitio	T_c	T_J	Muestra	Sitio	T_c	T_J
CM3-03-11	3,5	329	327	CM2-09-08	5,3	296	296
	3,6	288	288		6,7	299	300
	3,7	302	305		7,10	296	298
	3,8	337	335	CM3-04-11	4,6	288	291
	3,9	310	310		4,4	311	313
	3,10	319	319		4,8	296	298
	5,5	290	293				
	6,5	278	280				
	6,6	279	281				
12,4	298	298					

Tabla 3.5. Temperaturas obtenidas en cloritas de las Metabasitas de Estaquilla, mediante el geotermómetro de Lanari et al. (2014) (considerando $Fe^{2+}=Fe_{total}$). Se presentan resultados estimados para presiones de 3, 4, 5 y 6 kbar. Temperaturas en grados Celcius.

Muestra	Sitio	T_{3kbar}	T_{4kbar}	T_{5kbar}	T_{6kbar}	Muestra	Sitio	T_{3kbar}	T_{4kbar}	T_{5kbar}	T_{6kbar}
CM3-03-11	3,5	353	368	382	396	CM2-09-08	5,3	318	332	346	359
	3,6	202	213	269	235		6,7	570	589	608	628
	3,7	241	253	265	276		7,10	414	429	445	461
	3,8	299	312	325	338	CM3-04-11	4,6	238	249	261	273
	3,9	259	272	284	296		4,4	306	319	333	346
	3,10	312	325	339	352		4,8	276	289	301	314
	5,5	232	243	255	266						
	6,5	195	205	216	227						
	6,6	219	231	242	253						
12,4	212	223	234	245							

Por otro lado, en la Tabla 3.5 se presentan resultados obtenidos mediante la aplicación del geotermómetro semi-empírico de Lanari et al. (2014), para presiones de 3, 4, 5 y 6 kbar, las que fueron calculadas usando el software MOESM1_ESM desarrollado por el autor. Estas temperaturas muestran un patrón más disperso, sin embargo, engloban a las obtenidas mediante los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991). Los resultados se ubican predominantemente entre 215°C y 390°C, con dos valores excepcionalmente altos de la muestra CM2-09-08, que sobrepasa los 600°C, al considera presiones sobre 5kbar de presión.

3.3.1.5 Geotermómetro de anfíbol-plagioclasa para Metabasitas de Estaquilla.

Considerando las temperaturas obtenidas para la muestra CM2-09-08 mediante el geotermómetro de Lanari (2014), en particular aquellas que superan los 500°C, se aplica el geotermómetro de anfíbol-plagioclasa de Blundy (1990) a esta muestra. Este método se restringe a rocas que alcanzaron su equilibrio sobre los 500°C, lo que no es posible asegurar en este caso, sin embargo las altas temperaturas obtenidas en el punto anterior entregan indicios de que la muestra CM2-09-08 podría cumplir esta condición.

$$T = \frac{0.677P - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln(K)} \quad (3)$$

P en kbar; T en K;

si $X_{Ab}^{Plg} > 0.5$, $Y=0$;

si $X_{Ab}^{Plg} < 0.5$, $Y = -8.06 + 25.5(1 - X_{Ab}^{Plg})^2$;

$$K = \frac{Si - 4}{8 - Si} X_{Ab}^{Plg}$$

Tabla 3.6. Temperaturas obtenidas para Metabasitas de Estaquilla, mediante el geotermómetro de Blundy (1990). Se presentan resultados obtenidos para plagioclasa con $X_{Ab}^{Plg}=0.94$ (ANEXO C). Temperaturas en grados Celcius.

Muestra	Sitio Anfíbol	T
CM2-09-08	6,5	579
	6,9	286
	6,10	516
	7,8	243
	7,9	590

Los resultados obtenidos según la ecuación (3), correspondiente al geotermómetro de anfíbol-plagioclasa de Blundy (1990), se agrupan en dos familias: una de mayor temperatura que se ubica entre 500°C y 600°C; y otra de menor temperatura que se encuentra por debajo de los 300°C (Tabla 3.6).

3.3.2 Metamorfitas de Río Llico.

Para las Metamorfitas de Río Llico, se presentan resultados asociados a análisis de mica blanca y clorita de esquistos pelíticos pertenecientes a esta sub-unidad. En la Tabla 3.7 y Tabla 3.8 se presenta una selección de datos representativos de los análisis de mica blanca y clorita, respectivamente (datos completos en ANEXO C).

Tabla 3.7. Resultados análisis SEM y cálculo fórmula estructural para cristales de mica blanca representativos de las Metamorfitas de Río Llico. Cálculo de fórmula estructural en base a 42 valencias; cálculo de Fe^{2+}/Fe^{3+} asumiendo 12 átomos de silicio (Brandelik, 2009). Contenido de H_2O calculado.

Muestra	CM1-01-20			CM1-02-14A		
Sitio	4,5	9,8	10,5	4,5	5,4	9,8
Composición Química (wt%)						
SiO ₂	49.45	48.18	49.88	48.33	48.58	48.79
TiO ₂	0	0.65	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	35.41	33.83	33.39	33.72	34.34	32.77
FeO	0	2.32	1.85	1.95	2.16	2.09
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
MgO	0.96	1.41	1.3	1.27	1.29	1.20
Na ₂ O	2.37	1.37	0.88	0.51	0.49	0.68
K ₂ O	7.11	7.59	8.02	9.57	8.46	9.83
H ₂ O	4.65	4.60	4.63	4.56	4.61	4.54
Total	99.94	99.95	99.95	99.91	99.95	99.90
Fórmula Estructural						
Si	6.37	6.23	6.45	6.35	6.31	6.44
Al ^{IV}	1.63	1.72	1.55	1.65	1.69	1.56
Sum4	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	3.75	3.47	3.54	3.57	3.57	3.54
Ti	0	0.06	0	0	0	0
Fe ²⁺	0	0.25	0.2	0.21	0.24	0.23
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0
Mg	0.18	0.27	0.25	0.25	0.25	0.24
Sum6	3.94	4.06	3.99	4.04	4.06	4.01
Na	0.59	0.35	0.22	0.13	0.12	0.17
K	1.17	1.26	1.32	1.60	1.40	1.66
Sum8	1.76	1.60	1.54	1.73	1.53	1.83
OH	4	4	4	4	4	4

En la Figura 3.22 y Figura 3.23 se presentan imágenes microscópicas de retrodispersión representativas de las muestras pertenecientes a esta sub-unidad, en ellas es posible observar la mineralogía identificada a partir de los análisis efectuados.

Tabla 3.8. Resultados análisis SEM y cálculo fórmula estructural para cristales de clorita representativos de las Metamorfitas de Río Llico. Cálculo de fórmula estructural en base a 28 oxígenos (Brandelik, 2009). Contenido de H₂O calculado.

Muestra	CM1-01-20			CM1-02-14A		
Sitio	2,3	4,4	7,4	4,2	5,5	9,4
Composición Química (wt%)						
SiO ₂	27.17	25.75	25.91	27.17	25.09	25.41
Al ₂ O ₃	23.42	23.08	22.70	23.42	21.85	21.48
FeO	28.30	30.16	29.86	32.80	32.31	33.19
MnO	0	0	0	0.42	0.43	0.57
MgO	9.63	9.67	10.20	8.73	8.86	9.13
H ₂ O	11.46	11.30	11.32	11.70	11.09	11.19
Total	99.97	99.97	100	104.24	99.63	100.97
Fórmula Estructural						
Si	5.69	5.46	5.49	5.57	5.43	5.45
Al ^{IV}	2.31	2.54	2.51	2.43	2.57	2.55
Sum4	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	3.46	3.24	3.16	3.23	3.00	2.87
Fe	4.95	5.35	5.29	5.63	5.85	5.95
Mn	0	0	0	0.07	0.08	0.10
Mg	3.01	3.06	3.22	2.67	2.86	2.92
Sum6	11.42	11.65	11.67	11.60	11.79	11.84
OH	16	16	16	16	16	16
Composiciones						
X _{Si}	0.84	0.73	0.75	0.79	0.71	0.72
X _{Mg}	0.38	0.36	0.38	0.32	0.33	0.33
X _{Fe}	0.62	0.64	0.62	0.67	0.67	0.66

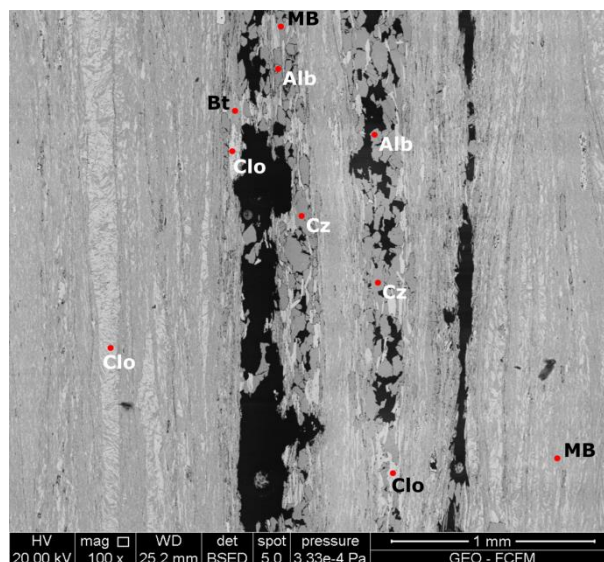


Figura 3.22. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM1-01-20, obtenida mediante microscopio SEM. MB: mica blanca, Clo: clorita, Cz: cuarzo, Alb: albita, Bt: biotita.

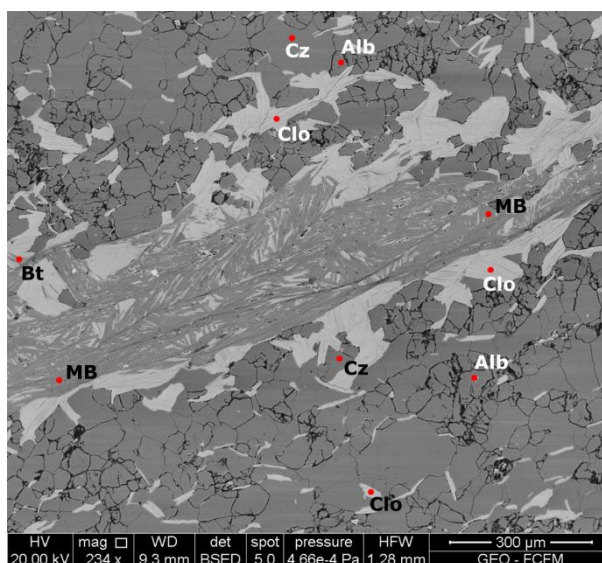


Figura 3.23. Imagen microscópica en escala de grises de la muestra CM1-02-14A, obtenida mediante microscopio SEM. MB: mica blanca, Clo: clorita, Cz: cuarzo, Alb: albita, Bt: biotita.

3.3.2.1 Clasificación química de micas blancas de Metamorfitas de Río Llico.

El contenido de silicio de los cristales de mica blanca pertenecientes a las Metamorfitas de Río Llico se ubica entre 6,1 y 6,45 apfu, aunque la mayoría de los valores se encuentra por debajo de 6,4 apfu; por otro lado, el contenido de aluminio es en general mayor a 5 apfu, con contadas excepciones, y se encuentra bajo 5,5 apfu en todos los casos, mostrando valores mayores para el sitio octaédrico.

El contenido de Fe se ubica bajo los 0,4 apfu y en algunos cristales su valor es nulo; el magnesio presenta el mismo límite superior, pero está presente en todos los análisis, con valores mínimos que rondan 0,2 apfu.

El contenido de potasio se ubica en el rango de 1-1,65 apfu, mientras que el sodio varía en el rango de 0,1-0,6 apfu.

En la Figura 3.24 y Figura 3.25 se presentan diagramas de clasificación de mica blanca, de acuerdo a sus contenidos de sílice, aluminio, hierro y magnesio. En ellos se observa que todos los cristales analizados se encuentran cercanos al campo de la muscovita. Además, la alta cantidad de hierro y magnesio y la baja cantidad de Al, indican la ocurrencia de una sustitución tschermakítica para estos minerales (Miyashiro y Shido, 1984).

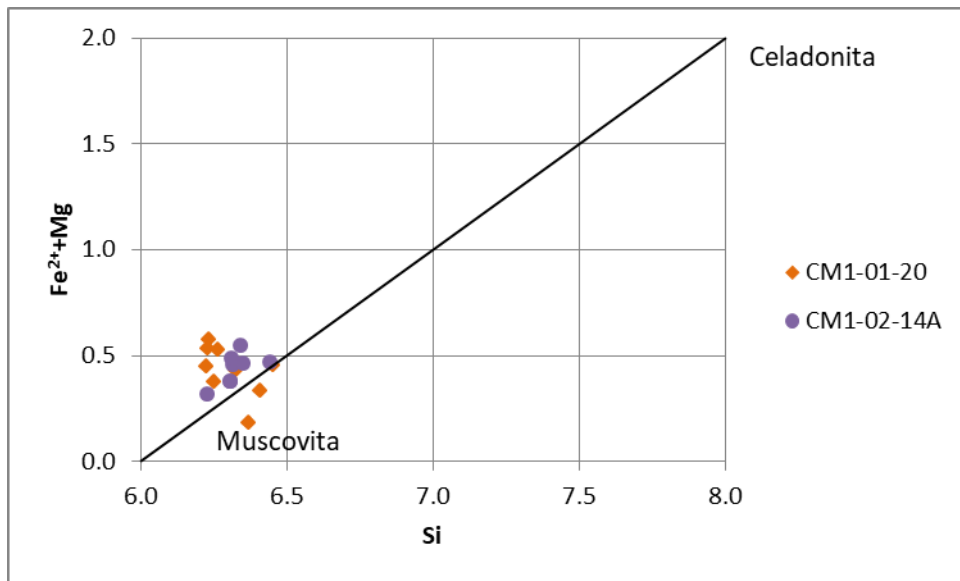


Figura 3.24. Diagrama Si vs. $Fe^{2+}+Mg$ para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Llico (Miyashiro y Shido, 1984). Contenidos de Si y $Fe^{2+}+Mg$ en apfu.

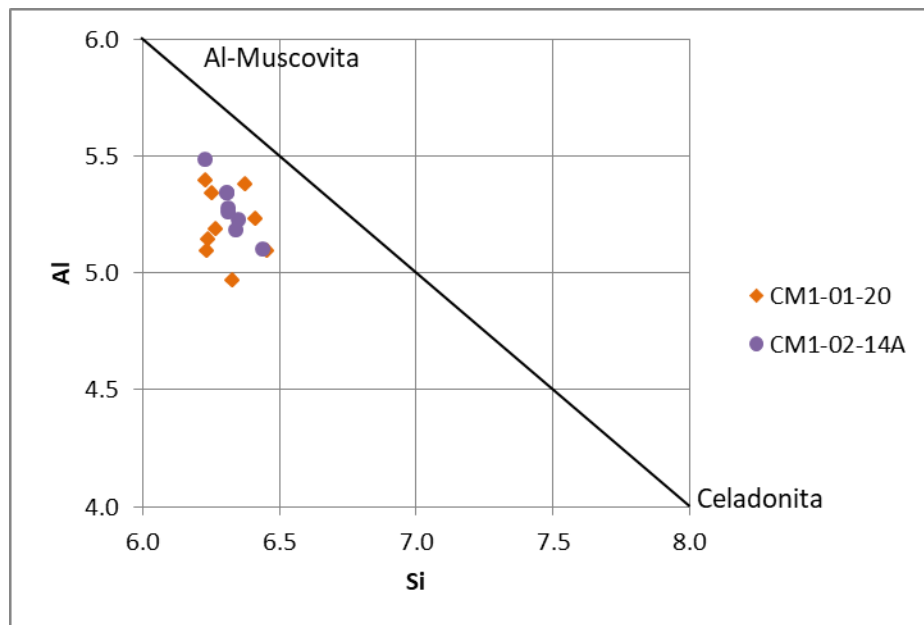


Figura 3.25. Diagrama Si vs. Al para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Llico (Miyashiro y Shido, 1984). Contenidos de Si y Al en apfu.

Por otra parte, las micas analizadas en la muestra CM1-02-14A se ubican próximas al campo de la fengita, mientras que las de la muestra CM2-01-20 tienen una mayor tendencia a ubicarse en el campo de la illita (Figura 3.26, Figura 3.27).

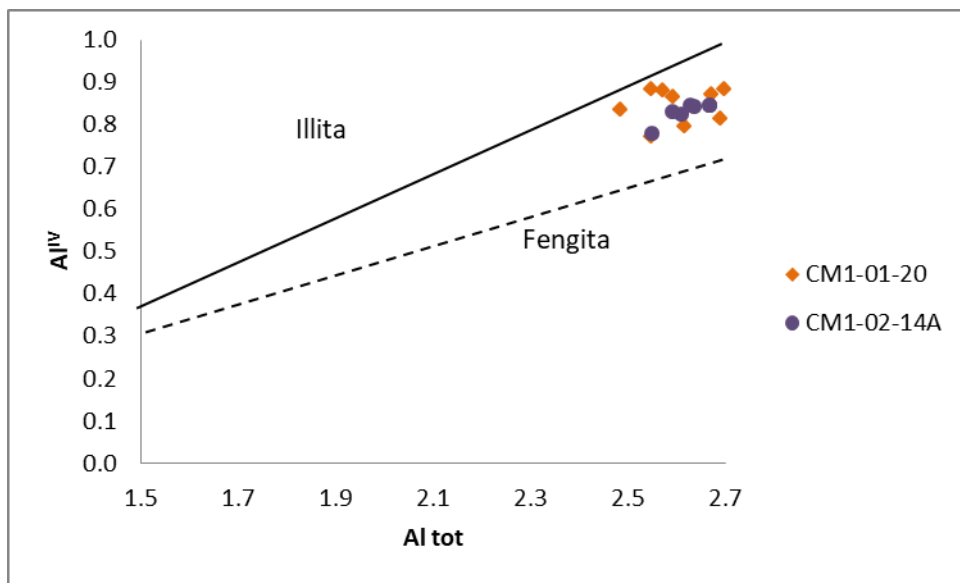


Figura 3.26. Diagrama Aluminio total vs. Aluminio tetrahedral para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Llico (Weaver and Broekstra, 1984). Contenidos de aluminio en apfu.

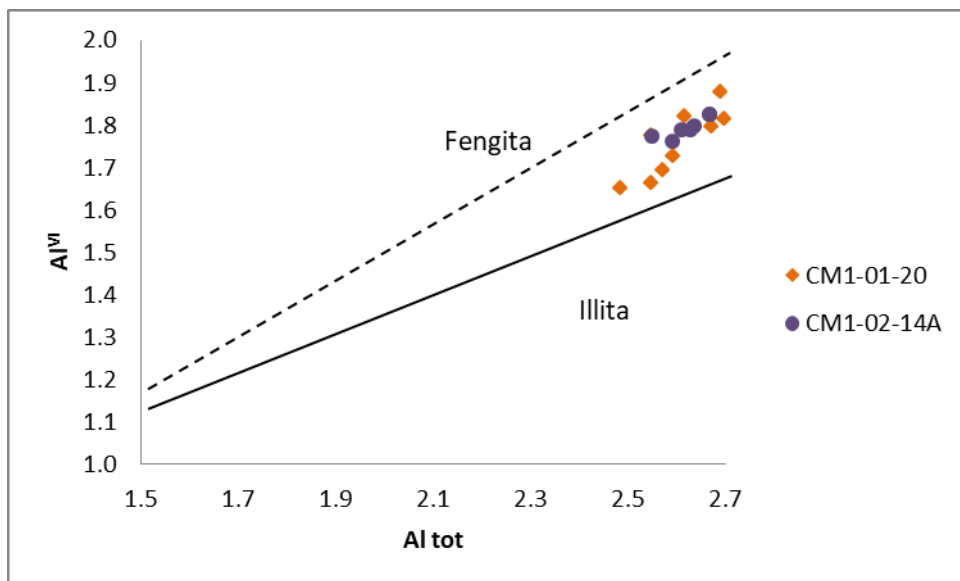


Figura 3.27. Diagrama Aluminio total vs. Aluminio octahedral para discriminación de micas blancas de las Metamorfitas de Río Llico (Weaver and Broekstra, 1984). Contenidos de aluminio en apfu.

3.3.2.2 Clasificación química de cloritas de Metamorfitas de Río Llico.

Los resultados obtenidos para los cristales de clorita de las Metamorfitas de Río Llico muestran valores de silicio entre 5.4 y 6 apfu, aunque se encuentran valores de hasta 6.9 apfu excepcionalmente. El aluminio, por otra parte, presenta valores entre 5.4 y 5.8 apfu, que se distribuyen preferentemente en el sitio octaédrico; valores menores son escasos. Los contenidos de Fe se ubican entre 4.6 y 6 apfu y los de Mg entre 2.4 y 3.2 apfu.

Según el diagrama de aluminio tetraédrico versus aluminio octaédrico (Figura 3.28), los cristales de clorita de la muestra CM1-02-14A se ubican cercanos al límite metamórfico-diagenético, con una tendencia leve hacia el campo diagenético, sin embargo, el contenido de Si menor a 6 apfu en la mayoría de los cristales, junto a la textura que estos presentan, indican la presencia de cloritas metamórficas; para la muestra CM1-01-20, un grupo de cristales presenta características similares a las descritas, pero se presenta, además, un segundo grupo para los que la tendencia hacia el campo diagenético es mucho más marcada (en Figura 3.28 enmarcados con línea discontinua rosada).

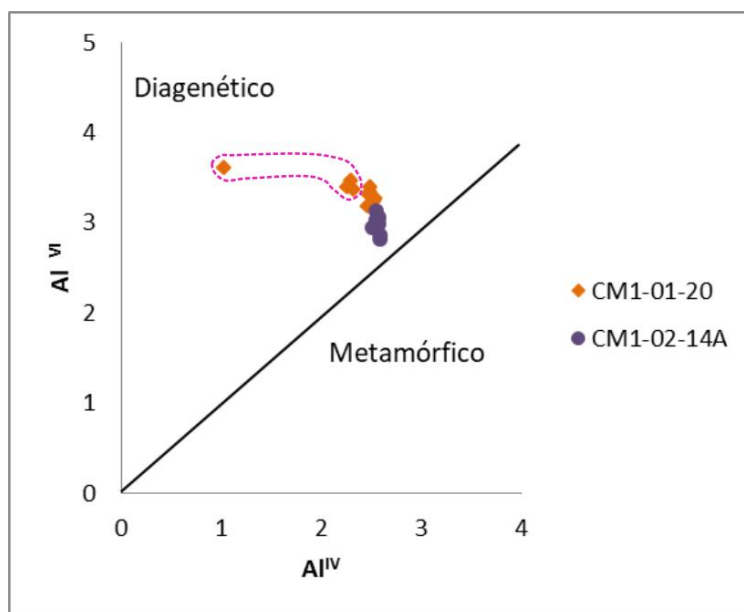


Figura 3.28. Diagrama Al tetrahedral vs. Al octahedral (Wiewiora and Weiss, 1990), en cloritas de las Metamorfitas de Río Llico. Valores de aluminio en apfu.

Por otra parte, en el diagrama de clasificación química (Figura 3.29) los cristales de clorita de la muestra CM1-02-14A se concentran en el campo cercano a la amesita, mientras que las pertenecientes a la muestra CM1-01-20 se presentan más dispersas, con mayor presencia del componente sudoítico; cabe mencionar que los cristales del grupo que se adentra en el campo diagenético, mencionado en el párrafo anterior (en Figura 3.28 enmarcados en línea discontinua rosada), coincide con el grupo que muestra mayor presencia del componente sudoítico para esta muestra (en Figura 3.29 enmarcados en línea discontinua rosada).

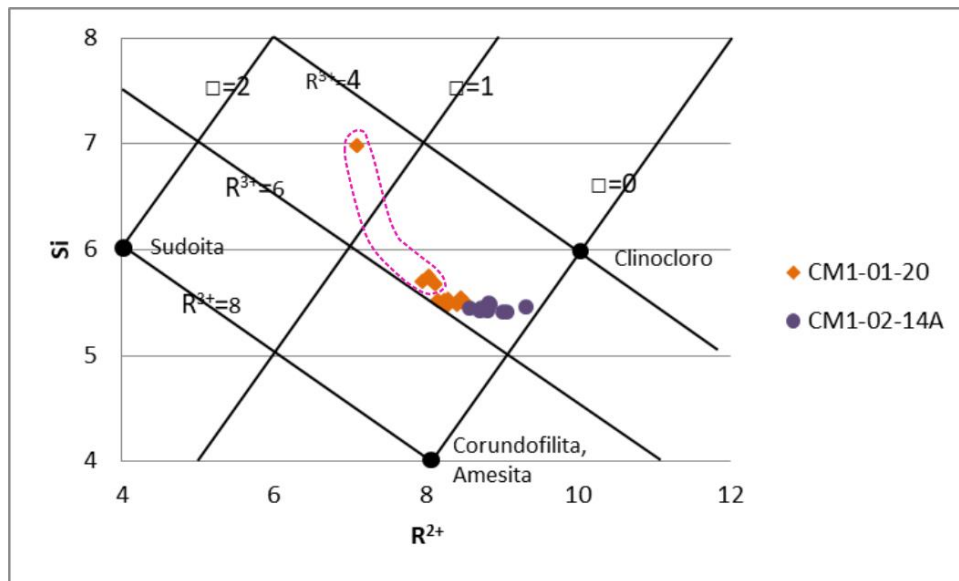


Figura 3.29. Clasificación composicional de cloritas de las Metamorfitas de Río Llico (Wiewiöra and Weiss (1990). Valores de Si y R^{2+} en apfu. $R^{2+} = Fe^{2+} + Mg^{2+}$.

Unido a lo anterior, se observa que los cristales de clorita que se adentran en el campo diagenético y que presentan mayor presencia del componente sudoítico, se corresponden con algunos de ellos que se suelen ubicar en los intersticios de los cristales de albita y no reemplazando a otras micas, como ocurre para los demás cristales.

3.3.2.3 Geotermómetro de clorita para Metamorfitas de Río Llico.

Mediante la aplicación de los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991) (ecuaciones (1) y (2), contenido de aluminio en apfu), se obtienen datos de temperaturas para esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Río Llico que se presentan en la Tabla 3.9.

Los resultados obtenidos se ubican predominantemente entre los 300°C y 355°C aplicando el geotermómetro de Cathelineau (1988), mientras que al introducir las correcciones de Jowett (1991), las temperaturas obtenidas varían en el rango de 310-365°C. Se obtiene un valor considerablemente más bajo que todos los demás (Tabla 3.9: Muestra CM1-02-20: Sitio 2,4); esta temperatura, además, se asocia al cristal de clorita que se adentra con mayor profundidad en el campo diagenético y que también presenta mayor presencia del componente sudoítico en su composición, de acuerdo a los diagramas de Wiewióra y Weiss (1990) (Figura 3.28, Figura 3.29).

Por otro lado, mediante el software MOESM1_ESM desarrollado para el geotermómetro semi-empírico de Lanari et al. (2014), para presiones de 3, 4, 5 y 6 kbar (Tabla 3.10), se obtuvieron resultados con valores más dispersos y, en general, más bajos. Aunque buena parte de ellos se acota o se encuentra cercano al rango obtenido por los geotermómetros anteriores, se identifica una familia de temperaturas con valores mucho menores, cercanos o bajo a los 200°C (en Tabla 3.10 se destacan en rosado); para la

muestra CM1-01-20, se tiene que estos cristales corresponden a aquellos que presentan mayor tendencia a adentrarse en el campo diagenético y mayor presencia del componente sudoítico (en Figura 3.28 y en Figura 3.29 enmarcados en línea discontinua rosada); para la muestra CM1-02-14A, por otra parte, solo se obtiene un valor bajo el límite de los 200°C.

Tabla 3.9. Temperaturas T_c y T_J obtenidas en cloritas de las Metamorfitas de Río Llico, mediante los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991), respectivamente. Temperaturas en grados Celcius.

Muestra	Sitio	T_c	T_J	Muestra	Sitio	T_c	T_J
CM1-01-20	1,3	341	350	CM1-02-14A	2,2	342	353
	2,3	311	320		4,2	353	364
	2,4	105	117		4,3	350	360
	3,7	341	350		5,3	344	354
	4,4	346	355		5,4	350	360
	4,6	303	312		9,2	355	365
	5,4	314	324		9,4	356	366
	6,2	341	350		9,9	353	363
	6,3	339	348		11,1	349	359
	7,4	342	351				
7,6	349	358					
8,3	337	345					

Tabla 3.10. Temperaturas obtenidas en cloritas de las Metamorfitas de Río Llico, mediante el geotermómetro de Lanari et al.(2014) (considerando $Fe^{2+}=Fe_{total}$). Se presentan resultados estimados para presiones de 3, 4, 5 y 6 kbar. Temperaturas en grados Celcius.

Muestra	Sitio	T_{3kbar}	T_{4kbar}	T_{5kbar}	T_{6kbar}	Muestra	Sitio	T_{3kbar}	T_{4kbar}	T_{5kbar}	T_{6kbar}
CM1-01-20	1,3	224	235	247	258	CM1-02-14A	2,2	265	277	284	302
	2,3	180	190	201	211		4,2	217	228	239	250
	2,4	114	122	131	140		4,3	130	140	149	158
	3,7	219	230	241	253		5,3	292	305	318	331
	4,4	242	254	266	278		5,4	296	309	322	335
	4,6	168	178	189	199		9,2	326	340	353	367
	5,4	186	196	207	217		9,4	327	341	355	369
	6,2	240	251	263	275		9,9	281	294	307	319
	6,3	224	235	246	258		11,1	303	316	329	342
	7,4	245	257	269	281						
7,6	234	245	257	268							
8,3	233	245	256	268							

Estos resultados sugieren que parte de los cristales de clorita analizados para estas muestras corresponden a minerales diagenéticos, por tanto, estos no serán considerados en los análisis posteriores referentes a la búsqueda de condiciones de presión y temperatura de metamorfismo.

3.3.2.4 Geobarómetro de fengita para Metamorfitas de Río Llico.

A continuación se presentan los resultados obtenidos de la aplicación del geobarómetro de fengita de Massonne y Schreyer (1987), de acuerdo al rango de temperaturas entregado anteriormente por los geotermómetros de clorita para esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Río Llico (Tabla 3.9 y Tabla 3.10).

Tabla 3.11. Datos estadísticos para contenido de Si en micas blancas de las Metamorfitas de Río Llico.

Promedio (apfu)	Rango (apfu)	Desviación estándar	Error estándar	Mínimo (apfu)	Máximo (apfu)
6.31	0.28	0.08	0.018	6.17	6.45

Se considera el contenido máximo y el contenido promedio de silicio obtenido en los cristales de mica blanca analizados (Tabla 3.11), lo que resulta razonable considerando la baja desviación estándar y error estándar que presentan los datos.

Se considera un rango de temperatura entre 215°C y 365°C, que representan los límites obtenidos para la mayoría de los datos mediante los tres geotermómetros aplicados.

Los valores de presión, cuando se considera el contenido máximo de silicio, se ubican en el rango de 3 a 4,8 kbar, mientras que cuando se utiliza el valor de silicio promedio, las presiones que se obtienen se ubican entre 1 y 2,5 Kbar.

Dado que no se identifica feldespato potásico en la muestras de esta sub-unidad, las presiones obtenidas se interpretan como mínimas (Massonne y Schreyer, 1987).

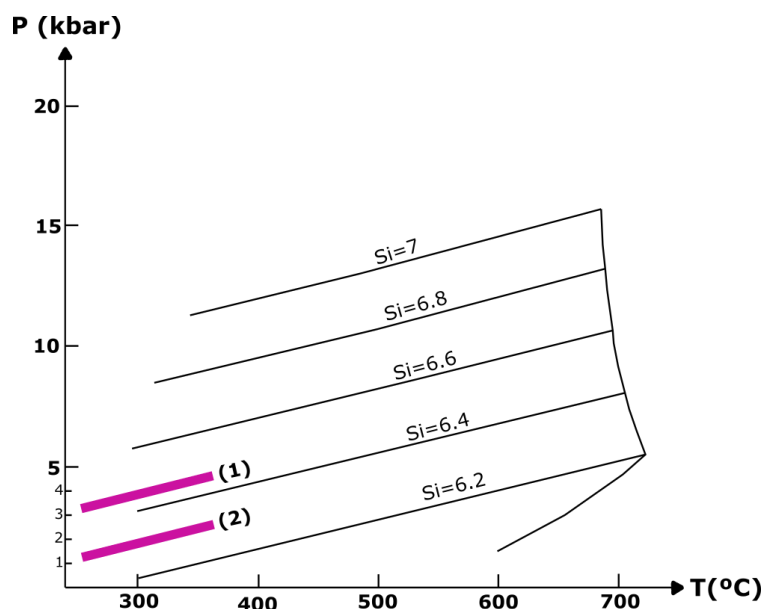


Figura 3.30. Geobarómetro de fengita (Massonne y Schreyer, 1987) para muestras de Metamorfitas de Río Llico. Se grafican isopletras de contenido de Si en apfu. (1) Máximo contenido de Si (2) Contenido de Si promedio (Tabla 3.11).

4. Discusión.

4.1 Mineralogía.

4.1.1 Metabasitas de Estaquilla.

La asociación mineralógica observada en los esquistos máficos de las Metabasitas de Estaquilla, corresponde a anfíbol + epidota + clinozoisita + albita + cuarzo + clorita + titanita, con presencia escasa de apatito, pirita, calcopirita y óxidos de hierro (Tabla 3.1, Figura 3.11, Figura 3.12, Figura 3.13).

Los anfíboles de esta sub-unidad se ubican en los campos composicionales correspondientes a actinolita y magnesihornblenda (Figura 3.14), con variaciones importantes en su composición; particular interés genera la presencia de anfíboles sin sodio en las muestras CM1-02-09 y CM3-04-11; estos, además, se asocian a los bordes de cristales del mismo mineral que sí presentan el elemento (en Figura 3.11 y Figura 3.13: Anf 1 con Na y Anf 2 sin Na).

4.1.2 Metamorfitas de Río Lllico.

Los esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Río Lllico se caracterizan por la asociación mineralógica cuarzo + mica blanca + clorita + albita + biotita + titanita + turmalina, con presencia escasa de circón y minerales opacos de grano muy fino (Tabla 3.1, Figura 3.22, Figura 3.23).

Las biotitas encontradas en esta sub-unidad se presentan, por un lado, como cristales que se orientan con la foliación y se encuentran fuertemente reemplazados por clorita, pero además se observan cristales de mayor tamaño que se sobre-imponen a esta y no se encuentran alterados; estos últimos se interpretan como minerales tardíos post-tectónicos (Duhart, 1999), los que podrían asociarse a la presencia de intrusivos más jóvenes en la región.

Los cristales de clorita se encuentran principalmente reemplazando a mica blanca y biotita, sin embargo, se identifica un grupo de ellos que no se encuentra asociado a otras micas y que se disponen en intersticios de los cristales de albita; estos, además, corresponden a aquellos que se adentran en el campo diagenético y que presentan una mayor componente sudoítica (Figura 3.28 y Figura 3.29), los que se interpretan como diagenéticos y no se consideran en el análisis de condiciones metamórficas para este complejo.

4.1.3 Discusión y correlaciones.

Las asociaciones mineralógicas observadas, tanto en las Metabasitas de Estaquilla como en las Metamorfitas de Río Lllico, son indicativas de condiciones de presión y temperatura en la facies esquistos verdes.

El crecimiento de anfíboles con ausencia de sodio en el borde de cristales del mismo mineral que sí presentan este elemento en los esquistos máficos de las Metabasitas de Estaquilla, es indicativo de una historia de descompresión que se asociaría a la exhumación de este complejo.

La asociación mineralógica albita+clorita+epidota+titanita+anfíbol, observada en las muestras pertenecientes a las Metabasitas de Estaquilla, es indicativa de rocas que alcanzaron la facies esquistos verdes transicional a anfibolita.

La presencia de biotita orientada con la foliación principal en los esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Río Llico, indica que la temperatura a la que fueron sometidas estas rocas fue elevada dentro de la facies esquistos verdes, alcanzando el grado de biotita, para posteriormente ser afectada por un evento metamórfico retrógrado que culminó en el grado de clorita (Duhart et al., 2001), lo que queda evidenciado por la presencia de este mineral reemplazando tanto a biotita como a mica blanca en las muestras estudiadas.

4.2 Geotermometría.

4.2.1 Metabasitas de Estaquilla.

Para las muestras pertenecientes a la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, los resultados de la aplicación de los geotermómetros de clorita de Cathelineau (1988) y Jowett (1991) arrojan temperaturas dentro de un rango relativamente acotado y bastante similar entre ellas, con resultados entre 280°C y 335°C.

Por otra parte, mediante el geotermómetro de Lanari (2014) se obtuvieron resultados en un espectro más amplio, con valores que en general se ubican entre 215°C y 350°C, aunque temperaturas excepcionalmente altas se obtienen para la muestra CM2-09-08, que entrega valores de hasta 600°C. Para las muestras CM3-03-11 y CM3-04-11 la temperatura obtenida con el geotermómetro de Lanari (2014) ronda en promedio los 280°C, mientras que para la muestra CM2-09-08 este valor promedio se eleva hasta 450°C.

Además, para la muestra CM2-09-08 se aplica el geotermómetro de anfíbol-plagioclasa de Blundy (1990), el que arroja resultados que se dividen en dos familias: la primera alcanza un valor promedio de 560°C, mientras que la segunda se ubica alrededor de los 260°C.

4.2.2 Metamorfitas de Río Llico.

En el caso de las Metamorfitas de Río Llico, los geotermómetros de Cathelineau (1988) y Jowett (1991) arrojan resultados que se concentran entre 300°C y 365°C.

Por otro lado, mediante el geotermómetro de Lanari et al. (2014) las temperaturas obtenidas presentan mayor dispersión, con valores que oscilan entre 215°C y 360°C.

Se obtiene una familia de temperaturas inferiores a 215°C, pero los cristales de clorita asociados se interpretan como diagenéticos, por tanto no se incluyen en el análisis de condiciones de metamorfismo para estas rocas.

4.2.3 Discusión y correlaciones.

Los resultados de temperatura obtenidos para las muestras pertenecientes a las Metabasitas de Estaquilla y a las Metamorfitas de Río Llico, mediante la aplicación de los geotermómetros de clorita de Cathelineau (1988), Jowett (1991) y Lanari (2014), presentan diferencias entre ellas, sin embargo, en general se ubican dentro de un rango acotado y concuerdan con las temperaturas esperadas para el evento metamórfico retrógrado en la facies esquistos verdes, grado de clorita, al que se estima fueron sometidas las rocas del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (Duhart, 2001).

Las temperaturas obtenidas para las muestras de las Metabasitas de Estaquilla presentan valores que se concentran en un rango entre 280-335°C en la mayoría de los casos, mientras que para los esquistos pelíticos pertenecientes a las Metamorfitas de Río Llico el rango obtenido es más amplio y varía entre 215-365°C.

Kato y Godoy (1995), en base a la mineralogía observada en esquistos del área de Bahía Mansa, estiman temperaturas dentro del rango de los 300-400°C para este evento; por otro lado, Willner et al. (2001), mediante equilibrio multivariantes, obtiene resultados que establecen un peak de 270-370°C en esta misma área; lo anterior se condice bien con los resultados aquí expuestos.

Por otra parte, para la muestra CM2-09-08, perteneciente a la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, mediante la aplicación del geotermómetro de anfíbol-plagioclasa de Blundy (1990) (Tabla 3.6), se obtiene una familia de temperaturas que se restringe al rango antes mencionado (obtenido mediante los geotermómetros de clorita); pero se observa una segunda familia de temperaturas mucho mayores, que oscilan entre 510°C y 590°C. Se tiene, además, que las temperaturas que se acotan al rango obtenido mediante los geotermómetros de clorita, corresponden a cristales de anfíbol analizados sin presencia de sodio (Tabla 3.6; Figura 3.11: Anf 2; ANEXO C: Tabla fórmula estructural anfíboles muestra CM2-09-08), mientras que los valores más altos se asocian a cristales de este mineral que sí presentan el elemento (Tabla 3.6; Figura 3.11: Anf 1; ANEXO C: Tabla fórmula estructural anfíboles muestra CM2-09-08). Estos resultados indican que los esquistos máficos de las Metabasitas de Estaquilla alcanzaron, al menos, la facies anfíbolita; los cristales de anfíbol con sodio representan minerales relictos de aquello, mientras que los anfíboles sin sodio son representativos del evento metamórfico retrógrado en la facies esquistos verdes.

Kato et al. (2008) obtienen resultados para esquistos máficos in-situ, pertenecientes al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, en el área de Los Pabilos (Figura 2.2), que indican que estos habrían alcanzado el estado de equilibrio en la facies anfíbolita, el que luego se habría desplazado hasta la facies esquistos verdes (Figura 2.4), similar a lo que sugieren los datos de temperatura obtenidos mediante el geotermómetro de Blundy (1990) para la muestra CM2-09-08.

4.3 Geobarometría.

4.3.1 Metabasitas de Estaquilla.

Para la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, se aplicaron los geobarómetros cualitativos de Laird y Albee (1981) y Raase (1974), para anfíboles.

En el primer caso, los resultados obtenidos se sitúan principalmente dentro del área de anfíboles de presión intermedia, con algunas excepciones que muestran una tendencia muy débil a ubicarse en el campo de alta presión (Figura 3.17, Figura 3.18, Figura 3.19, Figura 3.20).

Para el geobarómetro de Raase (1974), por otra parte, se tiene que todos los cristales de anfíbol en estudio se ubican sobre la línea de los 5 kbar (Figura 3.21), es decir, habrían alcanzado presiones iguales o superiores a esta.

4.3.2 Metamorfitas de Río Llico.

Para los esquistos pelíticos de la sub-unidad Metamorfitas de Río Llico, se aplica el geobarómetro de fengita de Massonne y Schreyer (1987).

Los resultados obtenidos arrojan presiones de hasta 4,8 kbar, cuando se considera el contenido máximo de Si, y de hasta 2,5 kbar, cuando se considera el contenido promedio (Figura 3.30); estas presiones se interpretan como mínimas, pues no se identifica feldespato potásico en ninguna de las muestras (Massone y Schreyer, 1987).

4.3.3 Discusión y correlaciones.

De acuerdo a los resultados obtenidos para las muestras pertenecientes a la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, estas rocas habrían sido sometidas a presiones de al menos 5 kbar. La presencia de cristales de anfíbol que se adentran en el campo de alta presión de la serie de Vermont (Laird y Albee, 1981) (Figura 3.19), sumado a la distribución que muestran al graficarlos en el diagrama de Raase (1974) (Figura 3.21) y a la mineralogía observada, sugieren la posibilidad de que estas rocas se podrían haber adentrado en el campo de alta presión, sin embargo, con los datos obtenidos en este estudio no es posible señalar con exactitud un límite superior.

Para las muestras de las Metamorfitas de Río Llico, por otra parte, se tiene que el límite inferior de presión se ubica entre 2,5 y 4,8 kbar pero no es posible establecer, con los datos obtenidos en este estudio, un límite superior.

4.4 Propuesta trend P-T-t

En este estudio, tanto para las Metabasitas de Estaquilla como para las Metamorfitas de Río Llico, se obtienen datos de presión y temperatura que se condicen con lo propuesto previamente por diversos autores para el evento metamórfico retrógrado en

la facies esquistos verdes que habría afectado al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa.

Además, para la muestra CM2-09-08, perteneciente a las Metabasitas de Estaquilla, se obtienen temperaturas de hasta 590°C, esto, unido a la mineralogía observada en las muestras pertenecientes a esta sub-unidad, indica que habría alcanzado la facies anfibolita, para luego retrogradar a la facies esquistos verdes.

A continuación, se proponen trends metamórficos para las dos sub-unidades en estudio, con base en los datos acá expuestos.

Para la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, se propone un peak metamórfico de 590°C y 7,5 kbar, mientras que para la sub-unidad Metamorfitas de Río Llico, el peak aquí propuesto alcanza los 360°C y 6 kbar (Figura 4.1). En ambos casos, las presiones supuestas se infieren a partir de los valores obtenidos en este trabajo, sumado a los datos bibliográficos estudiados.

En la Figura 4.1 se presenta el camino P-T-t propuesto por Kato et al.(2004) para esquistos verdes in-situ del área de Los Pabilos; el peak de presión asociado a este trend corresponde a aproximadamente 7,5 kbar, mientras que las temperaturas asociadas van desde 350°C a 550°C. Estos datos se condicen con los obtenidos en este estudio para la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, es decir, es muy probable que las rocas estudiadas en este trabajo tengan una historia metamórfica común con las estudiadas por Kato et al. (2004).

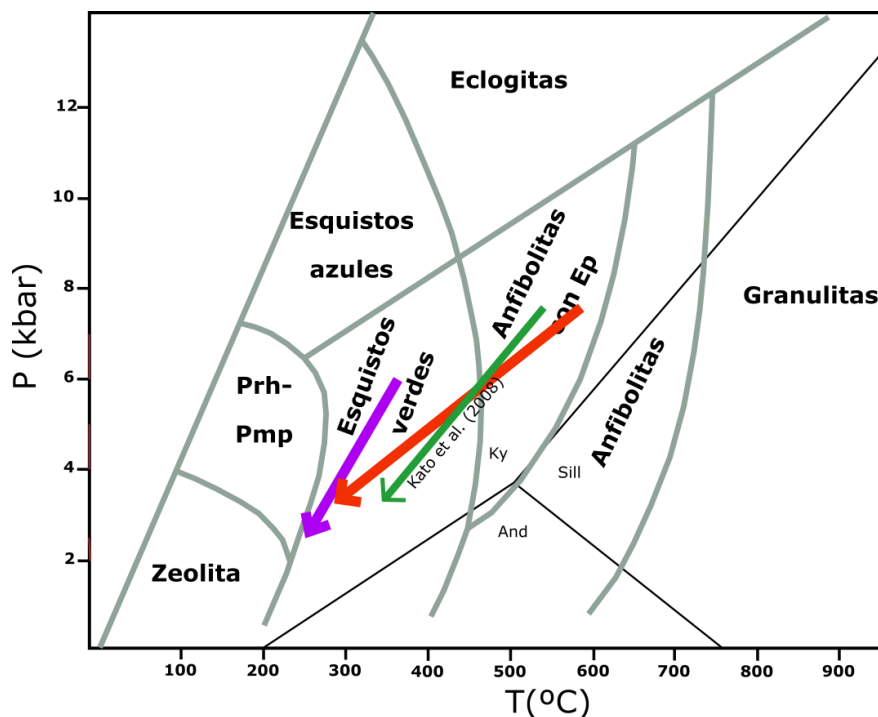


Figura 4.1. Diagrama de caminos P-T-t propuestos en la zona de estudio. Verde: esquistos verdes in-situ del área Los Pabilos; morado: esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Estaquilla, área Llico Bajo, acá propuesto; esquistos verdes de las Metabasitas de Estaquilla, área Llico Bajo-Punta Estaquilla, acá propuesto.

Los esquistos pelíticos pertenecientes a las Metamorfitas de Río Llico, por otra parte, alcanzan una menor presión y temperatura; esto indica que estas rocas representan niveles más superficiales del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, lo que resulta lógico, considerando que representan su componente metasedimentario.

4.5 Reservas y sugerencias para estudios futuros.

En primer, se sugiere llevar a cabo análisis de microsonda para estas muestras, con el fin de validar los datos acá obtenidos, pues la metodología aplicada en este estudio es de carácter experimental y no existe trabajo previo que valide el uso de análisis EDS mediante microscopio electrónico de barrido para estos fines. Más allá de lo anterior, los resultados obtenidos en este trabajo resultan positivos y parecen indicar que el uso de esta metodología funciona, al menos, como una buena aproximación.

Por otra parte, se sugiere el estudio mediante otros métodos que puedan aportar mayor información termobarométrica para estas rocas, tales como la determinación del índice de Kübler y del parámetro b.

Además, se propone llevar a cabo estudios cronológicos para estas rocas, con el fin de establecer una relación más sólida entre los resultados obtenidos en este estudio y los documentados previamente.

5. Conclusiones

A partir del trabajo que acá se presenta, es posible concluir que:

- Las rocas pertenecientes al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, en el sector de Llico Bajo, corresponden a una intercalación de esquistos máficos y esquistos pelíticos, cuya mineralogía actual supone la ocurrencia de un evento metamórfico en la facies esquistos verdes, alcanzando temperaturas elevadas dentro de esta facies.
- Los esquistos pelíticos estudiados, pertenecientes a la sub-unidad Metamorfitas de Río Llico, presentan evidencias de haber sufrido un evento metamórfico en la facies esquistos verdes, alcanzando el grado de biotita, para luego retrogradar al grado de clorita, con un peak cercano a los 365°C y lo 6 kbar de presión.
- En el caso de los esquistos máficos, pertenecientes a la sub-unidad Metabasitas de Estaquilla, se encuentran evidencias de que estos habrían alcanzado la facies anfibolita, para luego retrogradar a la facies esquistos verdes, con un peak asociado de 590°C y 7,5 kbar.
- Por consiguiente, los datos acá presentados suponen la existencia de al menos dos eventos metamórficos: uno más temprano de mayor temperatura y de mayor presión, que se encuentra afectando exclusivamente a los esquistos máficos de este estudio (sub-unidad Metabasitas de Estaquilla), seguido por un evento retrógrado en la facies esquistos verdes, del que se encuentran evidencias tanto en los esquistos pelíticos como en los esquistos máficos y que es el que hasta hoy se preserva en estas rocas.
- Lo anterior indica que los esquistos pelíticos de las Metamorfitas de Río Llico representan niveles más someros del Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, mientras que los esquistos máficos de las Metabasitas de Estaquilla se asocian a niveles más profundos.
- Los resultados obtenidos se condicen de buena manera con diversos estudios termobarométricos que se han llevado a cabo para el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa, en distintas latitudes.

6. Bibliografía

Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E., 1972. Distribution of Metamorphic Facies in Chile an outline. *Krystalinikum*, Vol 9, p 7-19.

Blundy, J., Holland, T., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, Vol 104, p 208-224.

Cao, S., Neubauer, F., Bernroider, M., Liu, J., Genser, J., 2013. Structures, microfabrics and textures of the Cordilleran-type Rechnitz metamorphic core complex, Eastern Alps. *Tectonophysics*, Vol 608, p 1201-1225.

Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperatura. *Clay Minerals*, Vol 23, p 471-485.

Chirino-Galvez, L.A., 1985. Paleoecología del bentos del Mioceno marino de Valdivia. En Congreso Geológico Chileno, N°4, Actas, Vol 1, p 1-133 a 1-151. Antofagasta.

Crignola, P., Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., 1997. Antecedentes geoquímicos acerca del origen de los esquistos máficos y cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa, sector norte de la Xª Región, Chile. En Congreso Geológico Chileno, N° 8, Actas, Vol 2, p. 1254-1258. Antofagasta.

Deckart, K., Hervé, F., Fanning, M., Ramírez, V., Calderón, M., Godoy, E., 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*, Vol 41, N°1, p 49-82. DOI: 10.5027/andgeoV41n1-a03

Díaz, L., Vivallo, W., Alfaro, G.; Cisternas, M., 1988. Geoquímica de los Esquistos Paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. En Congreso Geológico Chileno, N°5, Actas, Vol 2, p E75-E96. Santiago.

Duhart, P., Martin, M., Muñoz, J., Crignola, P., McDonough, M., 1997. Acerca de la edad del protolito del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa de la Xª Región: edades preliminares $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en circones detríticos. En Congreso Geológico Chileno, N° 8, Actas, Vol 2, p 1267-1270. Antofagasta.

Duhart, P., Lara, L., Pérez, Y., Rodríguez, C., Antinao, J.L., Clayton, J., McDonough, M., Fonseca, E., Muñoz, J., 1998. Geología Regional. En SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la X Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informa registrado IR-98-15, 6 vols, 27 mapas. Santiago.

Duhart, P., 1999. Geología del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 41°00'-42°00' L.S., Xª Región, Chile: Consideraciones Geocronológicas. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra.

Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martín, M., Villeneuve, M., 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'S-42°00'S): geocronología K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, Vol 28, Nº2, p 179-208.

Elgueta, S., y Urqueta, E., 1998. Sedimentología y estratigrafía de las cuencas terciarias de antearco de la X Región Norte, Chile. En SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la X Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informa registrado IR-98-15, 6 vols, 27 mapas. Santiago.

García, F., 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile central. En Estratigrafía del Terciario de Chile, (G. Cecioni, editor) Sociedad Geológica de Chile, Editorial Andrés Bello, Santiago, p. 25-57.

Godoy, E., Kato, T., 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex, central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. *Geologische Rundschau*, Vol 79, p 121-130.

González-Bonorino, F., 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa de Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación Nº 37, 81p.

González-Jiménez, J., Barra, F., Garrido, L., Reich, M., Satsukawa, T., Romero, R., Salazar, E., Colás, V., Orellana, F., Rabbia, O., Plissart, G., Morata, D., 2016. A secondary precious and base metal mineralization in chromitites linked to the development of a Paleozoic accretionary complex in Central Chile. *Ore Geology Reviews*, Vol 78, p 14-40.

Hervé, F., Munizaga, F., Godoy, E. and Aguirre, L., 1974. Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 23, no. 2, p. 261-264.

Hervé, F., 1982. Condiciones de Formación de Complejos Metamórficos Chilenos a partir de la Química de Anfíbolos en Metabasitas. En Congreso Geológico de Chile Nº3, Actas, p D93-D115. Concepción.

Hervé, F., 1988. Late paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol 11, Nº3, p 183-188.

Hervé, F., Pankhurst, R., Brook, M.; Alfaro, G., Frutos, J., Miller, H., Schira, W. y Amstutz, G., 1990. Rb-Sr and Sm-Nd Data from Some Massive Sulfide Occurrences in the Metamorphic Basement of south-Central Chile. En *Stratabound Ore Deposits* (Fonboté, L., Amstutz, G., Cardozo, M., Frutos, J., editores), p 221-228. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H. & Willner, A., 2007. Chapter 2: Metamorphic and plutonic basement complexes. En Moreno, T. and Gibbons, W. (eds.): The Geology of Chile. Spec. Vol. Geol. Soc. London, p 5-19.

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Godoy, E., 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, Vol 23, p 1122-1135. DOI:[10.1016/j.gr.2012.06.016](https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.016)

Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Fuentes, F., Rapela, W., Correa, J., Quezada, P., Marambio, C., 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of the Geological Society*. doi.org/10.6084/m9.figshare.c.2336728

Illies, H., 1970. Geología de los alrededores de Valdivia y volcanismo y tectónica en márgenes del Pacífico de Chile Meridional. Universidad Austral, Instituto de Geología y Geografía, 64 p. Valdivia.

Jowett, E.C., 1990. Fitting Iron and Magnesium into the Hydrothermal Chlorite Geothermometer. Universidad de Waterloo, Departamento de Ciencias de la Tierra, Canadá.

Kato, T., 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol 96, p918-924.

Kato, T., Godoy, E., 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the Coastal Range of Chile. *International Geology Review*, Vol 37, p 992-1006.

Kato, T., Godoy, E., McDonough, M., Duhart, P., Martin, M., Sharp, W., 1997. Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la serie occidental, complejo acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. En Congreso Geológico Chileno, N°8, Actas, Vol 1, p 98-102. Antofagasta.

Kato, T., Sharp, W., Godoy, E., 2008. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin: ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of eclogite-amphibolite assemblage in blueschist boulders from the Coastal Range of Chile (41°S). *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 337-351.

Laird, J. y Albee, A., 1981. Pressure, temperature and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Amer. Jour. Sci.*, 281, p 127-175.

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O., 2014. A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: applications to P-T sections and geothermometry. *Contrib Mineral Petrol.* DOI 10.1007/s00410-014-0968-8.

Marchant, M., Pineda, V., 1988. Determinación de la edad del miembro superior marino de los Estratos de Pupunahue, mediante foraminíferos. En Congreso Geológico Chileno N°5, Actas, Vol 2, p c331-c325.

Marchant, M., 1990. Foraminíferos miocénicos de los Estratos de Pupunahue, (Provincia de Valdivia, X Región): Determinación de la edad probable y paleoambiente. II Simposio sobre el Terciario de Chile, Concepción, p 177-188.

Martínez, R. y Pino, M., 1979. Edad paleoecológica y sedimentología del Mioceno marino de la Cuesta Santo Domingo, Provincia de Valdivia, X Región. En Congreso Geológico Chileno, N°2, Actas, Vol II, p H103-H124.

Massonne, H.J., Schreyer, R., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol 96, 212–224.

Massonne, H., Hervé, F., Muñoz, V., Willner, A., 1996. New petrological results on high-pressure, low-temperature metamorphism of the Upper Paleozoic basement of Central Chile. *Troisième symposium international sur la Géodynamique andine.* ORSTOM/Géosciences Rennes, p 738-785. Saint Malo, Francia.

Massonne, H.J., Szpurka, Z., 1997. Thermodynamic properties of White micas on the basis of high-pressure experiments in the systems $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ y $K_2O-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Lithos*, Vol 41, 229–250.

Massonne, H., Hervé, F., Medenbach, O., Muñoz, V., Willner, A., 1998. Zussmanite in ferruginous metasediments from Southern-Central Chile. *Mineralogical Magazine*, Vol 62, N°6, p 869-876.

McDonough, M., Ugalde, H., Duhart, P., Crignola, P., 1997. Nuevos antecedentes estructurales de la Cordillera de la Costa y el adyacente Valle Central en la parte norte de la Xª Región, Chile: su relación con el patrón magnético. En Congreso Geológico Chileno, N°8, Actas, Vol 1, p 169-172. Antofagasta.

McDonough, M., Duhart, P., Crignola, P., 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, Xª Región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. En Congreso Geológico Chileno, N°8, Actas, Vol 2, p 164-168, Antofagasta.

Messiga, B., Tribuzio, R., Caucia, F., 1992. Amphibole evolution in Variscan eclogite-amphibolites from the Savona crystalline massif (Western Ligurian Alps, Italy): Control on the decompressional P-T-t path. *Lithos*, vol 27, p 215-230.

- Miyashiro, A., 1961. Evolution of Metamorphic Belt. *J. Petrol.* Vol 2, p 277-311.
- Miyashiro, A. y Shido, F., 1984. Tschermak Substitution in Low- and Middle-grade Pelitic Schists. *Journal of Petrology*, Vol 26, N°2, p 449-487.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol 1, N°3, p 309-316.
- Muñoz, V., Hervé, F., Massonne, H., Medenbach, O., Willner, A., 1997. Primer hallazgo de zussmanita en Chile, indicador de facies metamórfica de alta presión-baja temperatura. En Congreso Geológico Chileno, N°8, Actas, Vol II, p 1389-1393. Antofagasta.
- Philippi, R.A., 1887. Los fósiles terciarios i cuaternarios de Chile. Imprenta de F.A. Brochhaus. 256 p. Leipzig.
- Pino, M., Beltrán, C., 1979. Sedimentología del Mioceno Marino de la Cuesta Santo Domingo, Provincia de Valdivia. *Medio Ambiente*, Vol 4, N°1, p 51-56.
- Quezada, P., 2015. Geología del Basamento de la Región de Los Lagos, Chile; evidencias de magmatismo calco-alcalino y aportes sedimentarios devónicos. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Raase, P., 1974. Al and Ti content of Hornblende, Indicators of Pressure and Temperature of Regional Metamorphism. *Contr. Min. & Petr.*, 45, p 231-236.
- Saliot, P., 1969. Etude Geologique dans l'île de Chiloé (Chili). These Docteur. Université de Paris. 114p.
- Söllner, F., Alfaro, G., Miller, H., 2000. A carboniferous-permian meta-ignimbrite from Coastal Cordillera West of Puerto Montt, Los Lagos Region, Chile. En Congreso Geológico Chileno, N°9, Actas, Vol 2, p 764-769. Puerto Varas.
- Weaver, C., Broekstra, B., 1984. Illite mica. In: Weaver, C.E. (Ed.), *Shale-Slate Metamorphism in the Appalachians Developments in Petrology*, vol 10, p 67-97.
- Wiewiora, K., Weiss, J., 1990. Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition II: The chlorite group. *Clay Minerals* 25, p 83-92.
- Willner, A., Pawling, S., Massonne, H., Hervé, F., 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (coticules) in the high pressure/low temperature complex at Bahía Mansa (Coastal Cordillera of Southern Chile). *Can. Mineral.*, Vol 39, p1547-1569.
- Willner, A., Glodney, J., Gerya, T., Godoy, E., Massonne, H., 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos*, Vol 75, p 283-310, doi:10.1016/j.lithos.2004.03.002.

Willner, A., Thomson, S., Kröner, A., Wartho, J., Wijbrans, J., Hervé, F., 2005. Time Markers for the Evolution and Exhumation History of Late Paleozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology*, doi:10.1093/petrology/egi036.

Yardley, B.W.D., Barber, J.P. y Gray, J.R., 1987. The metamorphism of the Daliadian rocks of western Ireland and its relation to tectonic setting. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 321: 243-268.

7. ANEXOS

7.1 ANEXO A

Muestra: CM2-09-08

Localidad: Cordillera vieja.

Provincia, Región, País: Llanquihue, X Región, Chile.

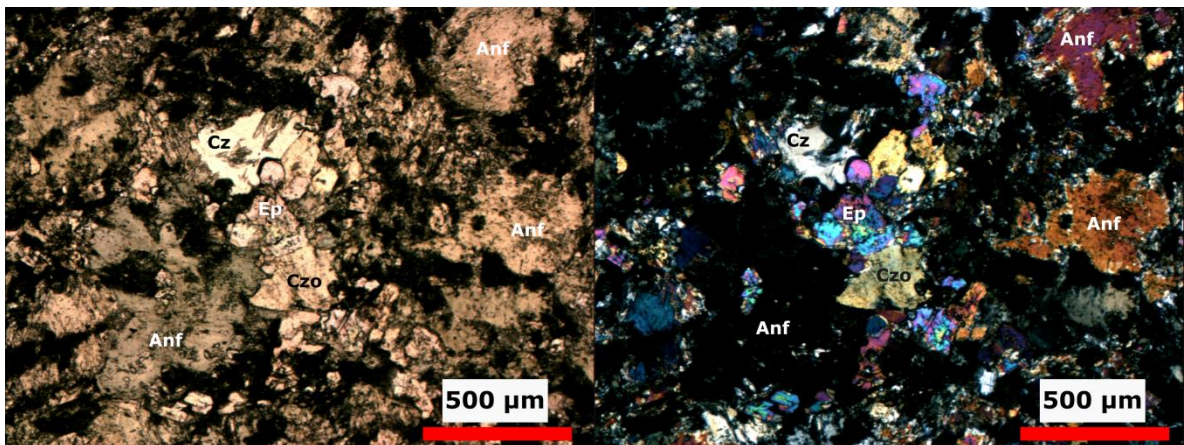
Coordenadas U.T.M

Este: 607495 **Sur:** 5415648

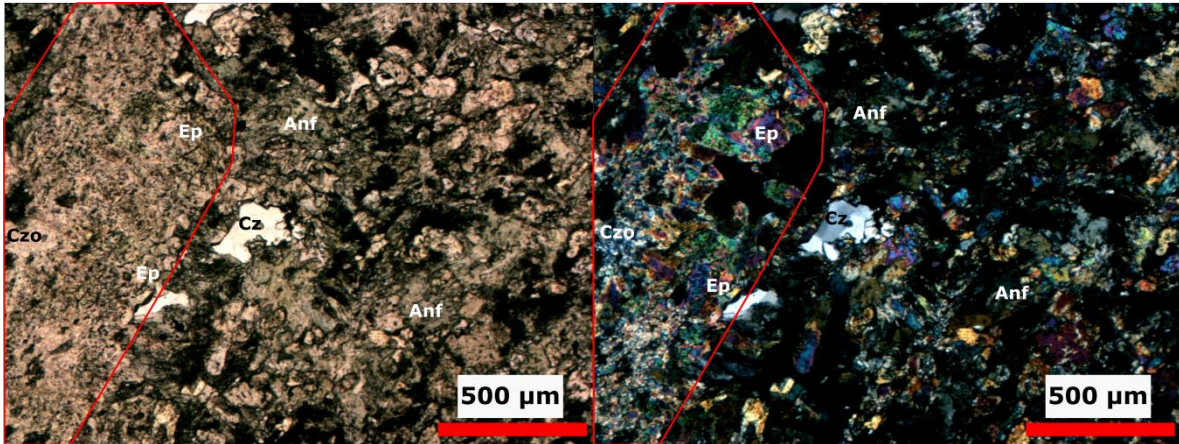
Tipo de roca: Esquisto anfíbolítico

Protolito: Básico.

Descripción microscópica: Roca metamórfica de grado medio a bajo. Se compone de anfíbol, plagioclasa, epidota, clinozoisita, cuarzo, mica blanca, clorita y minerales opacos; titanita como accesorio. Los cristales de anfíbol en general se muestran anhedrales a tabulares con tamaños que no superan los 0,6mm; muestran pleocroísmo en distintos tonos de verde, alcanzando en ocasiones un tono verde azulado. Las plagioclasas corresponden a fenocristales relictos cubiertos de sericita y clinozoisita, con tamaños de hasta 1,5 mm. Por otra parte, la epidota se presenta como cristales dispersos o en cúmulos con tamaños de hasta 0,4mm o como agregados granulares micro-cristalinos; en los cristales de mayor tamaño es posible observar pleocroísmo de incoloro a amarillo pálido. Asociada a cristales de epidota, la clinozoisita aparece con tamaños que no superan los 0,4 mm. El cuarzo se dispone en la matriz con tamaños de hasta 0,3 mm presentando extinción ondulosa; también se encuentra rellenando vetillas como agregado poligonal. Se encuentran escasos cristales de clorita y mica blanca, de tamaño muy fino, dispersos en el corte. Minerales opacos dispersos en el corte, algunos presentan coloración rojiza y forma cúbica, corresponden a óxidos de hierro y pirita. Se identifican diversas vetillas, en general rectas, sin halo, rellenas de cuarzo, epidota y/o clorita.



Microfotografía de muestra CM2-09-08. Se indica mineralogía principal. Anf: anfíbol, Cz: cuarzo, Ep: epidota, Czo: clinozoisita.



Microfotografía de muestra CM2-09-08. Se indica mineralogía principal. Anf: anfíbol, Cz: cuarzo, Ep: epidota, Czo: clinozoisita. Enmarcado en rojo se destaca plagioclasa relictas.

7.1.2 Muestra: CM3-03-11

Localidad: Punta Estaquillas.

Provincia, Región, País: Llanquihue, X Región, Chile.

Coordenadas U.T.M.

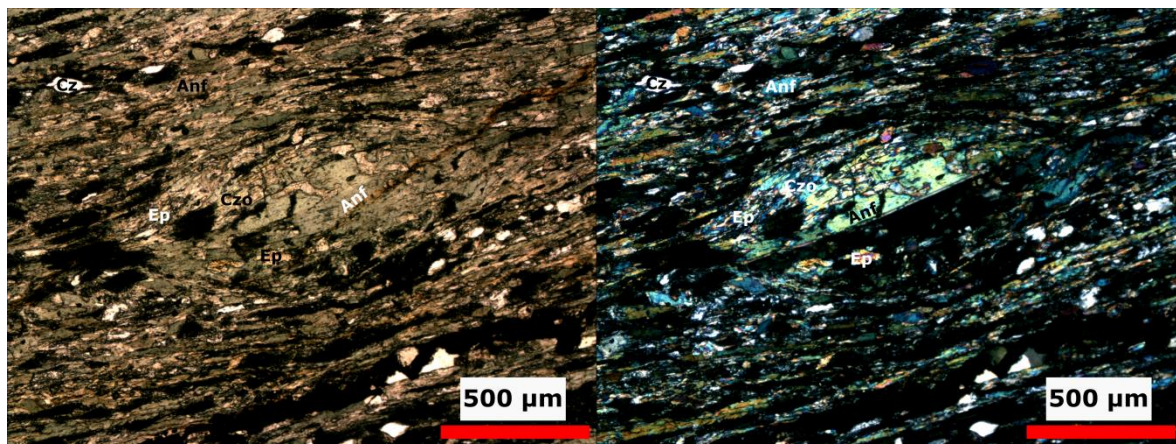
Este: 597516 **Sur:** 5421078

Tipo de roca: Esquisto anfíbolítico

Protolito: Básico.

Descripción microscópica: Roca metamórfica foliada de grado medio a bajo. Se compone de anfíbol, plagioclasa, cuarzo, epidota, clinozoisita, clorita y opacos; apatito y titanita aparecen como accesorios. Los anfíboles se presentan como cristales tabulares o fibrosos, con pleocroísmo en tonos verdes a verde amarillento, que se orientan dando lugar a una textura nematoblástica; en general tienen tamaños menores a 0,5 mm, con algunas excepciones que superan este límite. Las plagioclasas se presentan con tamaños que alcanzan y, en ocasiones, superan los 2 mm, se orientan de acuerdo a la foliación y suelen encontrarse cubiertas de epidota y clinozoisita. El cuarzo se presenta disperso en la matriz como cristales anhedral no orientados, con tamaños que no superan los 0,1 mm, en ocasiones muestra extinción ondulosa; también se encuentra como agregado poligonal rellenando vetillas. La clinozoisita aparece anhedral con tamaños que no superan los 0,5 mm, dispersa en el corte y asociada a procesos de alteración de plagioclasas. La epidota se asocia a clinozoisita, alcanzando tamaños similares. Se observan cantidades menores de clorita que se intercalan con anfíboles en la matriz. Minerales opacos de grano muy fino con coloración rojiza dispersos en el corte, corresponden a pirita y calcopirita. Se observan múltiples vetillas, que se pueden dividir en dos grupos principales: en el primero se tienen grosores que varían entre 0,1

y 3 mm, en general son rectas, continuas a discontinuas, están rellenas de cuarzo±epidota, con presencia de opacos sobrepuestos y no presentan halo; mientras que en el segundo grupo las vetillas no superan los 0,05 mm de grosor, son discontinuas y sinuosas, rellenas de óxidos de hierro y con un halo de alteración de la misma composición de aproximadamente 0,02 mm.



Microfotografía de muestra CM3-03-11. Se indica mineralogía principal. Anf: anfíbol, Cz: cuarzo, Ep: epidota.

Muestra: CM3-04-11

Localidad: Entre Punta Estaquillas y Punta Ortiga.

Provincia, Región, País: Llanquihue, X Región, Chile.

Coordenadas U.T.M.

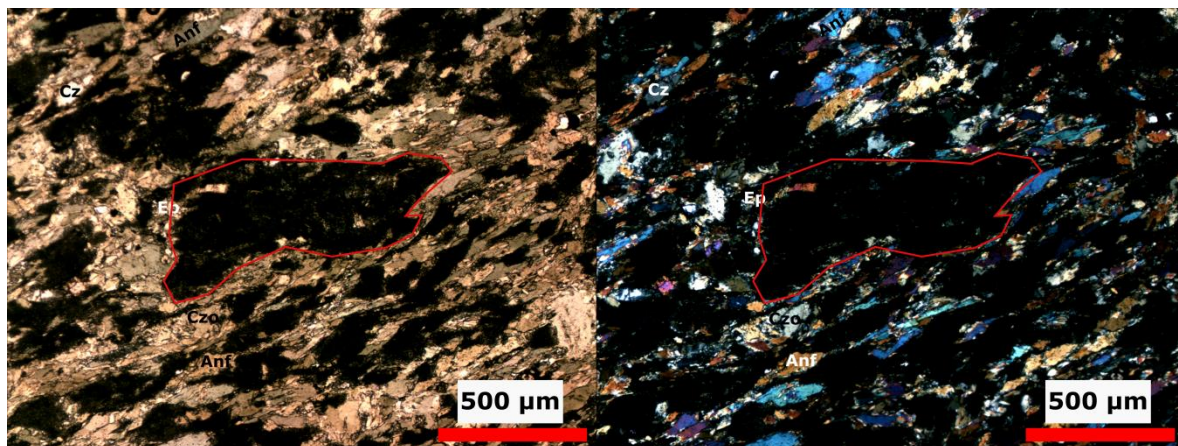
Este: 597092 **Sur:** 5416794

Tipo de roca: Esquisto anfíbolítico

Protolito: Básico.

Descripción microscópica: Roca metamórfica foliada de grado medio a bajo. Se compone de anfíbol, plagioclasa, cuarzo, epidota, clinozoisita, clorita y opacos; titanita como accesorio. Los anfíboles se presentan como cristales de hábito tabular o fibroso, que se orientan en una dirección preferente dando lugar a una textura nematoblástica, en general tienen tamaños que no superan los 0,2 mm y presentan pleocroísmo en tonos verdes a verde amarillento; se observan, aunque en menor cantidad, cristales más equidimensionales con tamaños de hasta 0,5 mm, que presentan tonos amarillentos a blanquecinos. Los cristales de plagioclasa alcanzan tamaños de hasta 1 mm, se encuentran cubiertos de clinozoisita y, en menor medida, epidota; suelen orientarse con la foliación, aunque esta tendencia es menos clara en los cristales de mayor tamaño. El cuarzo se presenta anhedral, con tamaños que rondan 0,1 mm, dispersos en la matriz; también se encuentra como agregado poligonal relleno de vetillas. La clinozoisita se encuentra anhedral, de tamaño fino dispersa en el corte y

alterando plagioclasas. Epidota de tamaño muy fino, dispersa y asociada a plagioclasas. Cantidades menores de clorita dispuesta entre los cristales de anfíbol en la matriz. Opacos de grano fino dispersos en el corte, corresponden a pirita y calcopirita. Intercalación de vetillas rellenas de cuarzo, rectas a levemente sinuosas, continuas a discontinuas, con grosores cercanos a 0,05 mm, sin halo de alteración.



Microfotografía de muestra CM3-04-11. Se indica mineralogía principal. Anf: anfíbol, Cz: cuarzo, Czo: clinozoisita. Enmarcado en rojo se destaca plagioclasa relicta.

Muestra: CM1-01-20

Localidad: Lico bajo.

Provincia, Región, País: Llanquihue, X Región, Chile.

Coordenadas U.T.M.

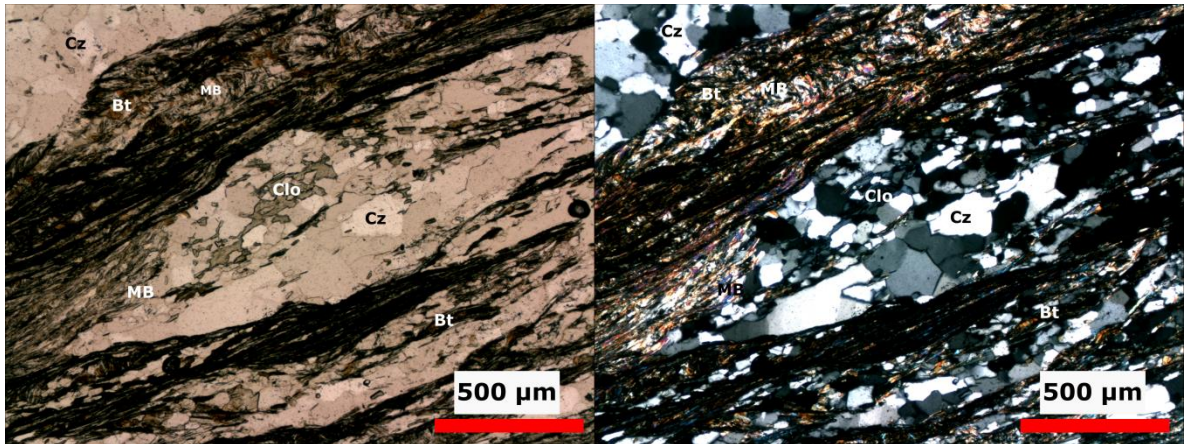
Este: 599815 **Sur:** 5429888

Tipo de roca: Esquisto pelítico de clorita y biotita

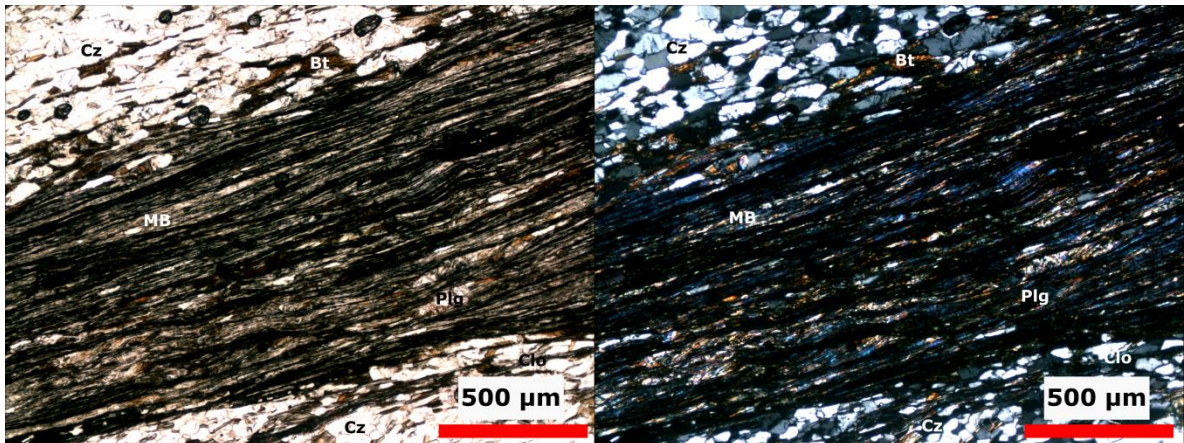
Protolito: Pelítico.

Descripción microscópica: Roca metamórfica foliada de grado medio. Se compone de cuarzo, mica blanca, clorita, biotita, plagioclasa y opacos, titanita y apatito como minerales accesorios. El cuarzo se presenta principalmente como agregados poligonales dispuestos en bandas que se alinean con la foliación, dando lugar a una textura granoblástica, los cristales tienen tamaños de hasta 0,6 mm y en ocasiones presentan extinción ondulosa y bordes aserrados. Los cristales de mica blanca se muestran alargados y se orientan en una dirección preferencial, junto a cristales intercalados de biotita, dando origen a una textura lepidoblástica; no superan los 0,1 mm de longitud. La clorita se encuentra dispersa en todo el corte con tamaños que no superan los 0,2 mm, se orientan alineándose con la foliación principal. La biotita se intercala en las bandas de mica blanca y de cuarzo, los cristales alcanzan tamaños de hasta 0,2 mm y en general se orientan según la foliación principal. Las plagioclasas se encuentran deformadas y reemplazadas por mica blanca, lo que dificulta su

caracterización; presentan composición albítica. Escasos minerales opacos de grano muy fino dispersos en el corte.



Microfotografía de muestra CM1-01-20. Se indica mineralogía principal. MB: mica blanca, Cz: cuarzo, Bt: biotita, Clo: clorita. Se observa intercalación de bandas lepidoblásticas y granoblásticas.



Microfotografía de muestra CM1-01-20. Se indica mineralogía principal. MB: mica blanca, Cz: cuarzo, Bt: biotita, Clo: clorita, Plg: plagioclase. Se observa intercalación de bandas lepidoblásticas y granoblásticas.

Muestra: CM1-02-14A

Localidad: Lico bajo.

Provincia, Región, País: Llanquihue, X Región, Chile.

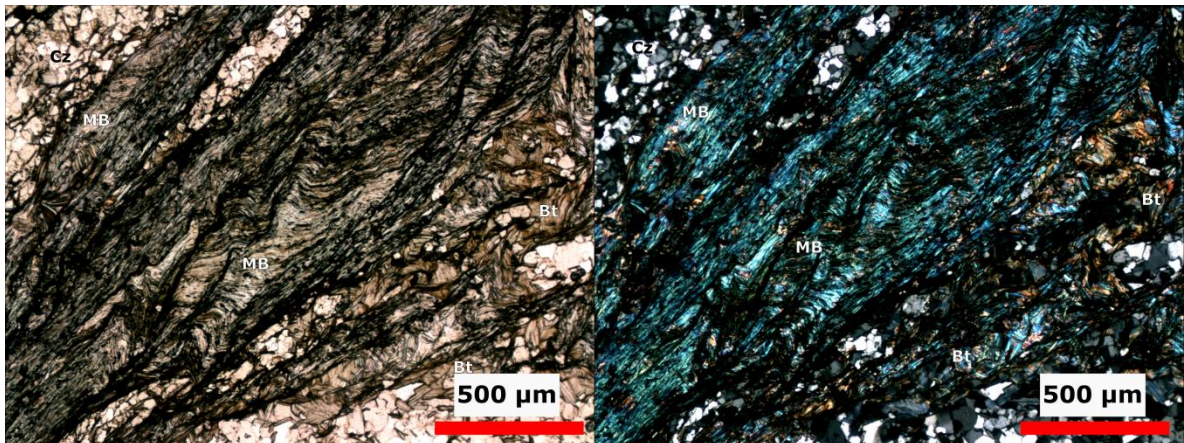
Coordenadas U.T.M.

Este: 597380**Sur:** 5429802

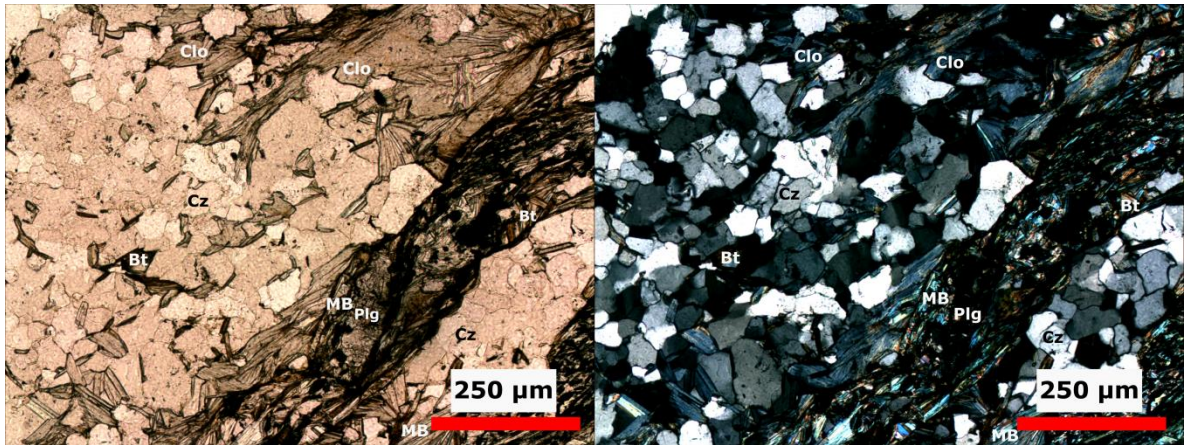
Tipo de roca: Esquisto pelítico de clorita y biotita

Protolito: Pelítico.

Descripción microscópica: Roca metamórfica foliada y muy deformada de grado medio. Está compuesta de cuarzo, mica blanca, plagioclasa, clorita, biotita y opacos; apatito, circón y titanita como fases accesorias. Los cristales de cuarzo tienen tamaños entre 0,1-0,6 mm, algunos muestran extinción ondulosa y/o bordes aserrados; se configuran como agregados poligonales que se disponen en bandas deformadas, dando origen a una textura granoblástica. La mica blanca se presenta como agregados de cristales alargados, con tamaños que no superan los 0,01 mm, que se alinean dando origen a una textura lepidoblástica; las bandas se encuentran muy deformadas en algunos sectores. Los cristales de plagioclasa tienen tamaños de hasta 1 mm, pero en general se encuentran fracturados, deformados y alterados a mica blanca, por lo que resulta compleja su caracterización; presentan composición albítica. La biotita se presenta intercalada en las bandas lepidoblásticas y granoblásticas con tamaños entre 0,1-0,2 mm, en general se alinean con la foliación, pero las de mayor tamaño en ocasiones se disponen cortándola; se observa cloritización total o parcial en una fracción importante de los cristales. La clorita se presenta principalmente alterando biotitas. Escasos minerales opacos dispersos en el corte.



Microfotografía de muestra CM1-02-14A. Se indica mineralogía principal. MB: mica blanca, Cz: cuarzo, Bt: biotita. Se observan bandas lepidoblásticas muy deformadas, corresponde a zona del corte con mayor evidencia de deformación.



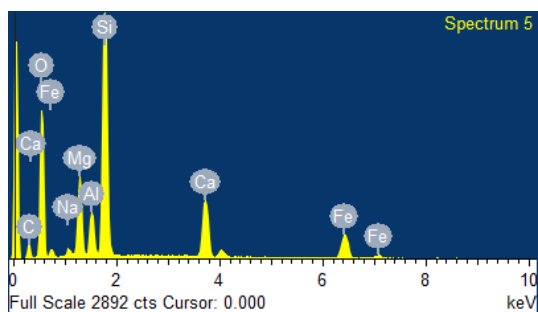
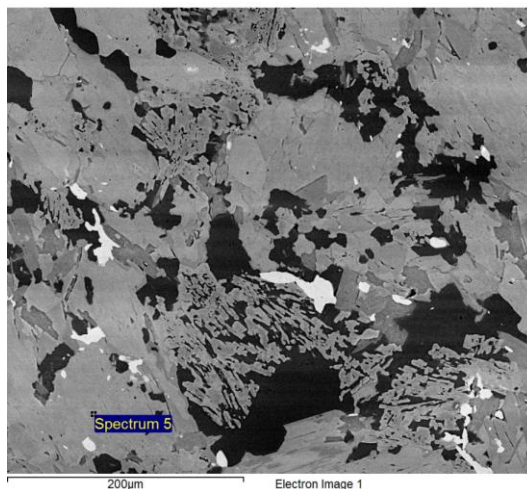
Microfotografía de muestra CM1-02-14A. Se indica mineralogía principal. MB: mica blanca, Cz: cuarzo, Bt: biotita, Clo: clorita, Plg: plagioclasa. Se observa intercalación de bandas lepidoblásticas y granoblásticas, corresponde a zona del corte con menor evidencia de deformación.

7.2 ANEXO B

Anfiboles Metabasitas de Estaquilla

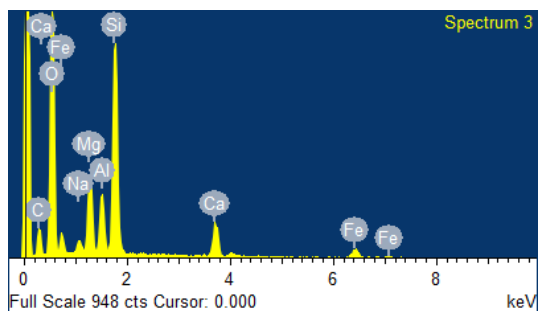
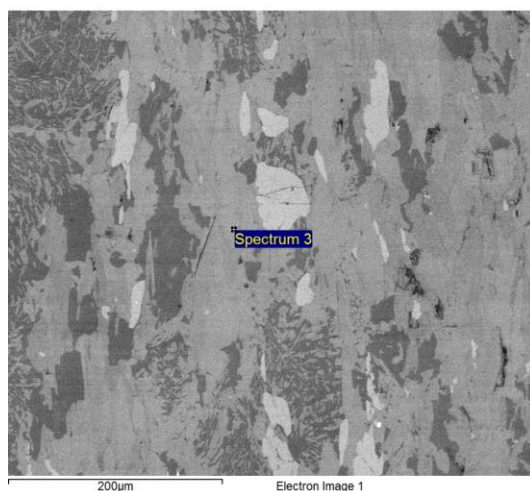
CM2-09-08: 6,5

Element	Weight%	Atomic%
C K	10.80	17.45
O K	46.07	55.86
Na K	0.76	0.65
Mg K	6.55	5.22
Al K	3.10	2.23
Si K	18.37	12.69
Ca K	6.69	3.24
Fe K	7.65	2.66
Totals	100.00	



CM3-03-11: 6,3

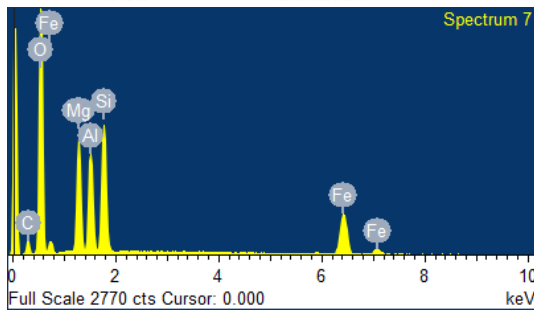
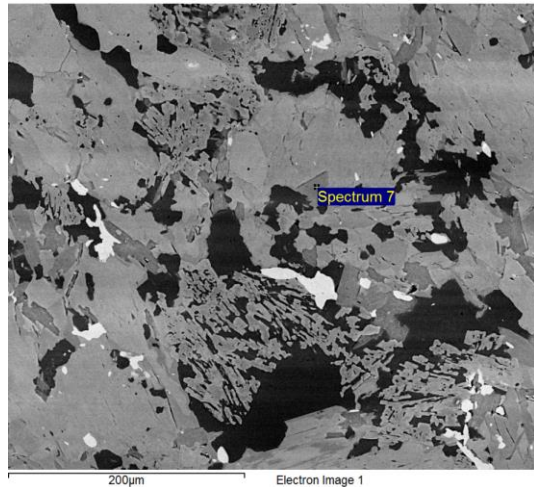
Element	Weight%	Atomic%
C K	10.96	17.47
O K	47.75	57.16
Na K	0.89	0.75
Mg K	5.76	4.54
Al K	4.04	2.87
Si K	17.42	11.88
Ca K	6.12	2.93
Fe K	7.04	2.42
Totals	100.00	



Cloritas Metabasitas de Estaquilla

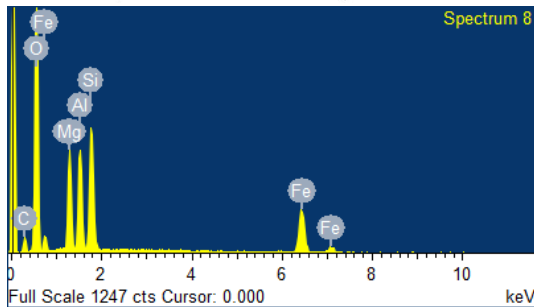
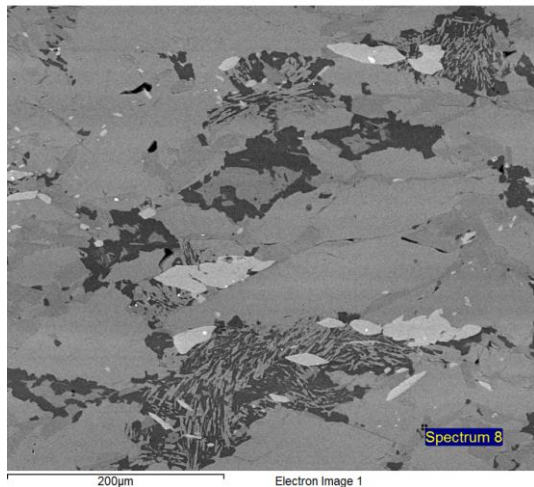
CM2-09-08: 6,7

Element	Weight%	Atomic%
C K	9.36	14.88
O K	51.36	61.33
Mg K	9.37	7.36
Al K	7.62	5.40
Si K	10.08	6.86
Fe K	12.21	4.18
Totals	100.00	



CM3-04-11: 4,8

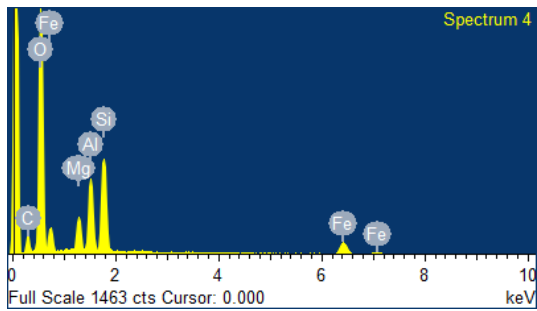
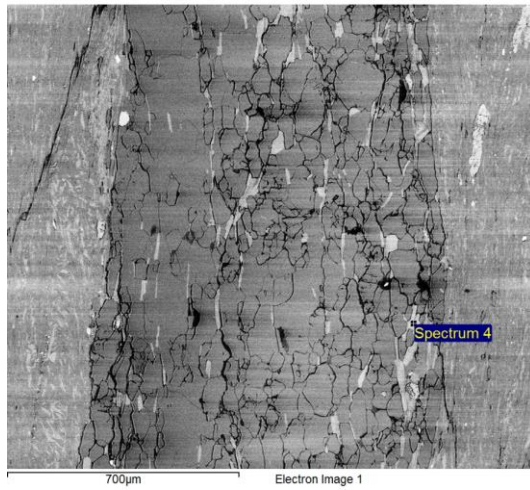
Element	Weight%	Atomic%
C K	9.96	15.77
O K	51.61	61.38
Mg K	8.25	6.45
Al K	7.68	5.42
Si K	9.81	6.65
Fe K	12.70	4.33
Totals	100.00	



Cloritas Metamorfitas de Río Llico

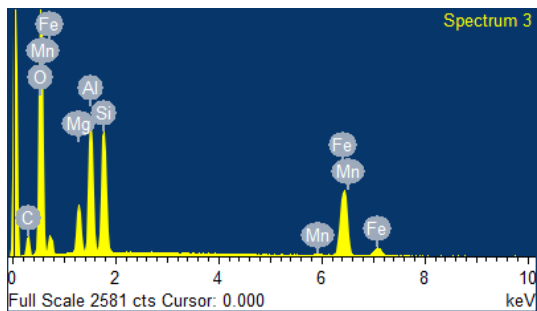
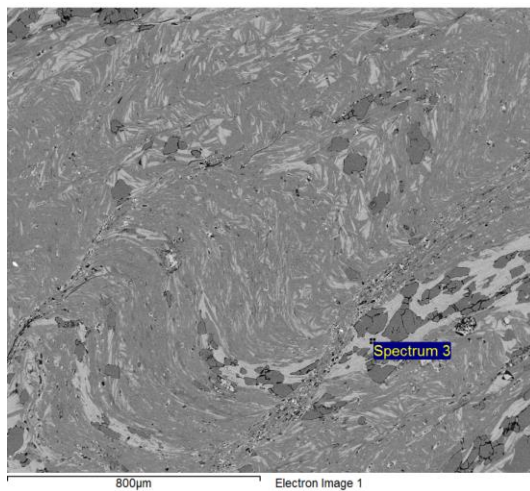
CM1-01-20: 2,4

Element	Weight%	Atomic%
C K	8.95	14.58
O K	51.16	62.56
Mg K	3.79	3.05
Al K	7.82	5.67
Si K	12.21	8.51
Fe K	16.07	5.63
Totals	100.00	



CM1-02-14A: 4,3

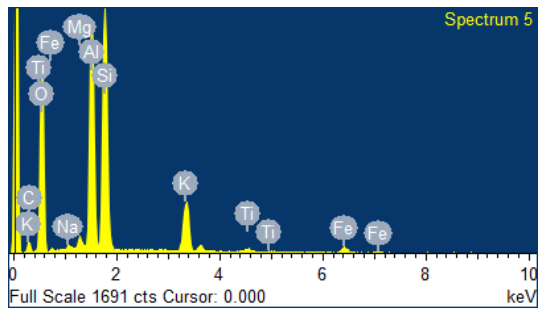
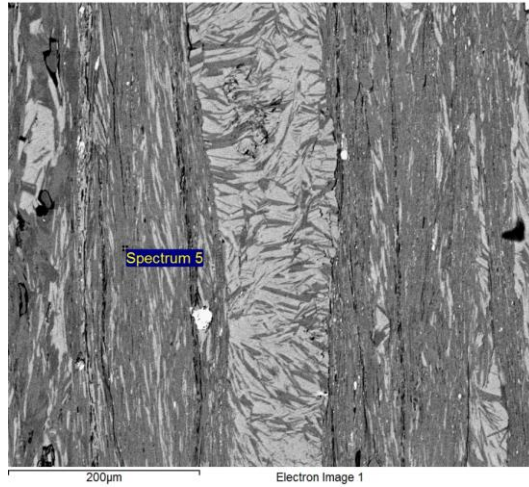
Element	Weight%	Atomic%
C K	11.69	18.98
O K	48.44	59.08
Mg K	3.81	3.06
Al K	8.75	6.32
Si K	8.72	6.06
Mn K	0.30	0.11
Fe K	18.29	6.39
Totals	100.00	



Micas Blancas Metamorfitas de Río Llico

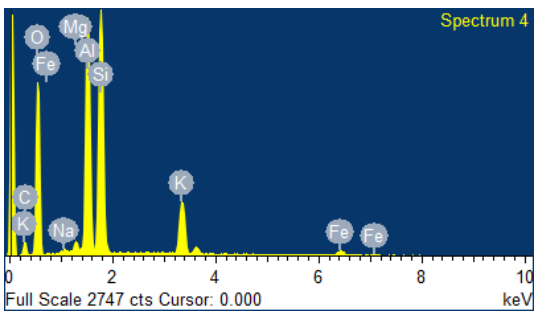
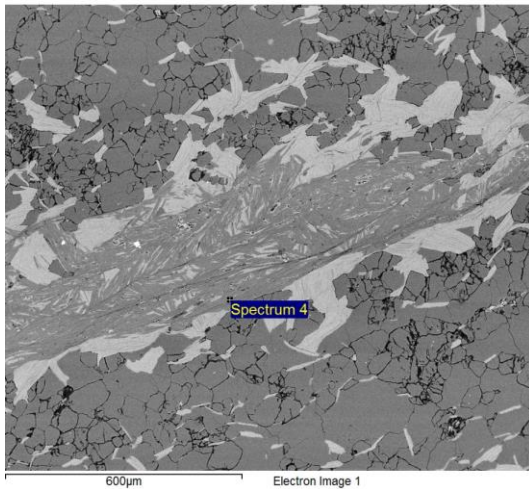
CM1-01-20: 6,5

Element	Weight%	Atomic%
C K	10.09	15.56
O K	52.45	60.73
Na K	0.40	0.32
Mg K	0.71	0.54
Al K	13.11	9.00
Si K	16.55	10.91
K K	4.89	2.32
Ti K	0.42	0.16
Fe K	1.39	0.46
Totals	100.00	



CM1-02-14A: 5,4

Element	Weight%	Atomic%
C K	12.76	19.50
O K	49.41	56.71
Na K	0.27	0.22
Mg K	0.58	0.44
Al K	13.50	9.18
Si K	16.87	11.03
K K	5.35	2.51
Fe K	1.25	0.41
Totals	100.00	



7.3 ANEXO C

Tabla fórmula estructural anfíboles muestra CM2-09-08, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	6,5	6,9	6,10	7,8	7,9
SiO ₂	50.32	56.28	52.33	56.38	49.67
Al ₂ O ₃	7.5	1.58	5.06	0.82	8.47
FeO	11.68	9.93	11.71	10.42	12.63
Fe ₂ O ₃	1.03	0	0.44	0	0
MnO	0	0.34	0.37	0	0
MgO	13.91	16.82	14.69	17.24	13.23
CaO	12.29	12.93	12.59	13.02	12.61
Na ₂ O	1.31	0	0.76	0	1.32
H ₂ O	2.08	2.12	2.09	2.12	2.08
Total	100.1	100	100.04	100	100
Si	7.23	7.97	7.51	7.99	7.18
Al _T	0.77	0.03	0.49	0.01	0.82
sum4	8.	8	8	8	8
Al _O	0.5	0.23	0.36	0.12	0.62
Fe ₃	0.11	0	0.05	0	0
Fe ₂	1.4	1.18	1.4	1.23	1.53
Mn	0	0.04	0.04	0	0
Mg	2.98	3.55	3.14	3.64	2.85
Ni	0	0	0	0	0
Ca	1.89	1.96	1.94	1.98	1.95
Na	0.37	0	0.21	0	0.37
sum8	7.26	6.96	7.15	6.98	7.32
H	2	2.01	1	2	2

Tabla fórmula estructural anfíboles muestra CM3-03-11, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	1,2	6,3	6,7	7,2	10,6
SiO₂	47.68	50.46	49.44	54.56	49.86
Al₂O₃	10.19	10.34	9.33	2.86	8.74
FeO	0	10.66	6.21	9.81	11.98
Fe₂O₃	16.05	0	7.88	1.02	2.2
MgO	14.85	12.93	13.71	16.67	12.45
CaO	9.46	11.88	10.82	12.42	11.41
Na₂O	1.31	1.62	1.32	0.66	1.52
H₂O	2.07	2.11	2.08	2.11	2.07
Total	101.61	100	100.79	100.1	100.22
Si	6.6	7.22	6.99	7.73	7.17
Al_T	1.4	0.78	1.01	0.27	0.83
sum4	8	8	8	8	8
Al_O	0.26	0.96	0.54	0.21	0.65
Fe₃	1.67	0	0.84	0.11	0.24
Fe₂	0	1.28	0.73	1.16	1.44
Mg	3.06	2.76	2.89	3.52	2.67
Ca	1.4	1.82	1.64	1.89	1.76
Na	0.35	0.45	0.36	0.18	0.42
sum8	6.75	7.27	7	7.07	7.18
H	1.91	2.01	1.96	2	1.99

Tabla fórmula estructural anfíboles muestra CM3-04-11, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	2,1	2,2	2,6	2,8	3,7	4,3	3,13
SiO ₂	50.67	49.24	49.19	49.77	49.52	48.60	49.67
TiO ₂	0	0.44	0	0.41	0	0	0
Al ₂ O ₃	8.06	8.32	9.31	7.87	9	9.89	8.65
FeO	12.21	11.47	10.63	11.51	14.03	14.05	12.54
Fe ₂ O ₃	1.28	2.71	4.11	2.21	0.18	0.00	2.17
MgO	12.87	12.9	12.37	13.2	11.89	11.68	12.16
CaO	11.56	11.66	11.11	11.49	11.68	11.96	11.63
Na ₂ O	1.39	1.47	1.61	1.67	1.66	1.76	1.32
H ₂ O	2.08	2.07	2.07	2.07	2.07	2.06	2.07
Total	100.13	100.27	100.41	100.22	100.02	100	100.22
Si	7.28	7.09	7.06	7.16	7.18	7.07	7.16
Al _T	0.72	0.91	0.94	0.84	0.82	0.93	0.84
sum4	8	8	8	8	8	8	8
Ti	0	0.05	0	0.04	0	0	0
Al _O	0.64	0.51	0.63	0.5	0.71	0.76	0.64
Fe ₃	0.14	0.29	0.44	0.24	0.02	0	0.24
Fe ₂	1.47	1.38	1.28	1.39	1.7	1.71	1.51
Mg	2.76	2.77	2.65	2.83	2.57	2.53	2.62
Ca	1.78	1.8	1.71	1.77	1.81	1.86	1.8
Na	0.39	0.41	0.45	0.47	0.47	0.5	0.37
sum8	7.17	7.21	7.16	7.24	7.28	7.36	7.17
H	1.99	1.99	1.98	1.99	2	2	1.99

Tabla fórmula estructural cloritas muestra CM2-09-08, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	5,3	6,7	7,10
SiO ₂	28.49	28.30	28.17
Al ₂ O ₃	19.33	18.90	18.80
FeO	20.36	20.62	22.33
MgO	20.01	20.39	19.00
H ₂ O	11.82	11.79	11.70
Total	100	100	100
Si	5.78	5.76	5.77
Al _T	2.22	2.24	2.23
sum4	8	8	8
Al _O	2.4	2.29	2.32
Fe	3.45	3.51	3.83
Mg	6.05	6.18	5.81
sum6	11.91	11.98	11.95
H	16	16	16
Composición			
xSi	0.89	0.88	0.89
xMg	0.64	0.64	0.6
xFe	0.36	0.36	0.4

Tabla fórmula estructural cloritas muestra CM3-03-11, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	3,5	3,6	3,7	3,8	3,9	3,10	5,5	6,5	6,6	12,4
SiO ₂	27.98	29.2	27.95	27.77	28.46	28.07	28.36	28.93	28.91	28.92
Al ₂ O ₃	21.6	20.78	20.47	22.63	21.27	21.13	19.75	19.51	19.17	21.43
FeO	16.37	17.44	23.14	16.5	17.58	18.19	22.74	21.6	21.14	17.36
MgO	21.99	20.55	16.75	21.05	20.69	20.67	17.44	18.18	18.98	20.26
H ₂ O	12.05	12.02	11.69	12.05	12	11.95	11.71	11.78	11.8	12.03
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Si	5.57	5.83	5.74	5.53	5.69	5.63	5.81	5.89	5.88	5.77
Al _T	2.43	2.17	2.26	2.47	2.31	2.37	2.19	2.11	2.12	2.23
sum4	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al _O	2.64	2.71	2.69	2.83	2.7	2.63	2.58	2.57	2.47	2.80
Fe	2.73	2.91	3.97	2.75	2.94	3.05	3.9	3.68	3.6	2.89
Mg	6.53	6.11	5.12	6.24	6.17	6.18	5.33	5.52	5.75	6.02
sum6	11.89	11.73	11.79	11.82	11.81	11.87	11.8	11.77	11.82	11.72
H	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Composición										
xSi	0.79	0.91	0.87	0.76	0.84	0.82	0.91	0.95	0.94	0.88
xMg	0.71	0.68	0.56	0.69	0.68	0.67	0.58	0.6	0.62	0.68
xFe	0.29	0.32	0.44	0.31	0.32	0.33	0.42	0.4	0.38	0.32

Tabla fórmula estructural cloritas muestra CM3-04-11, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	4,6	4,4	4,8	3,8
SiO ₂	28.34	27.79	28.27	27.08
Al ₂ O ₃	19.35	20.26	19.55	19.93
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0.58
FeO	23.45	22.09	22.01	23.87
MgO	17.20	18.13	18.43	16.94
H ₂ O	11.66	11.73	11.74	11.59
Total	100	100	100	100
Si	5.83	5.68	5.78	5.6
Al_T	2.17	2.32	2.22	2.4
sum4	8	8	8	8
Al_O	2.52	2.57	2.49	2.46
Cr	0	0	0	0.1
Fe	4.03	3.78	3.76	4.13
Mg	5.27	5.53	5.62	5.23
sum6	11.83	11.87	11.87	11.92
H	16	16	16	16
Composición				
xSi	0.91	0.84	0.89	0.8
xMg	0.57	0.59	0.6	0.56
xFe	0.43	0.41	0.40	0.44

Tabla fórmula estructural cloritas muestra CM1-01-20, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	1,3	2,3	2,4	3,7	4,4	4,6	5,4	6,2	6,3	7,4	7,6	8,3	8,6
SiO ₂	25.97	27.17	33.98	26.04	25.75	27.46	26.87	25.95	26.09	25.91	25.69	26.14	28.45
Al ₂ O ₃	23.4	23.42	19.22	23.68	23.08	22.98	22.92	22.84	23.24	22.7	23.26	22.7	23.04
FeO	29.9	28.3	26.89	29.46	30.16	29.08	29.53	29.78	29.6	29.86	29.58	29.52	27.73
MgO	9.37	9.63	8.18	9.43	9.67	9.5	9.3	10.09	9.72	10.2	9.59	10.3	9.24
H ₂ O	11.33	11.46	11.7	11.36	11.3	11.48	11.38	11.33	11.35	11.32	11.27	11.35	11.53
Total	99.97	99.97	99.98	99.97	99.97	100.5	100	100	100	100	99.39	100	100
Si	5.5	5.69	6.96	5.5	5.46	5.74	5.66	5.49	5.51	5.49	5.47	5.53	5.92
Al _T	2.5	2.31	1.04	2.5	2.54	2.26	2.34	2.51	2.49	2.52	2.53	2.47	2.08
sum4	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al _O	3.33	3.46	3.61	3.39	3.24	3.39	3.36	3.2	3.3	3.16	3.30	3.18	3.57
Fe	5.29	4.95	4.61	5.2	5.35	5.08	5.21	5.27	5.23	5.29	5.27	5.22	4.82
Mg	2.96	3.01	2.5	2.97	3.06	2.96	2.92	3.19	3.06	3.22	3.04	3.25	2.87
sum6	11.58	11.42	10.71	11.56	11.65	11.43	11.49	11.65	11.59	11.67	11.61	11.65	11.26
H	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Composición													
xSi	0.75	0.84	1.48	0.75	0.73	0.87	0.83	0.75	0.76	0.75	0.73	0.76	0.96
xMg	0.36	0.38	0.35	0.36	0.36	0.37	0.36	0.38	0.37	0.38	0.37	0.38	0.37
xFe	0.64	0.62	0.65	0.64	0.64	0.63	0.64	0.62	0.63	0.62	0.63	0.62	0.63

Tabla fórmula estructural cloritas muestra CM1-02-14A, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	2,2	4,2	4,3	5,3	5,5	9,2	9,4	9,9	11,1
SiO ₂	25.97	27.17	33.98	25.38	25.09	25.33	25.41	25.27	25
Al ₂ O ₃	23.4	23.42	19.22	21.38	21.85	22.45	21.48	21.98	21.33
FeO	32.87	32.8	31.95	32.4	32.31	32.79	33.19	32.06	32.27
MnO	0.67	0.42	0.53	0.52	0.43	0.55	0.57	0.53	0.59
MgO	8.61	8.73	8.58	9.07	8.86	9.24	9.13	8.89	8.85
H ₂ O	11.5	11.7	12.16	11.1	11.09	11.31	11.19	11.13	11
Total	103.01	104.24	106.41	99.86	99.63	101.67	100.97	99.86	99.05
Si	5.42	5.57	6.71	5.48	5.43	5.37	5.45	5.45	5.45
Al_T	2.58	2.43	1.29	2.52	2.57	2.63	2.55	2.55	2.55
sum4	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al_O	3.17	3.23	3.18	2.93	3.00	2.98	2.87	3.03	2.94
Fe	5.74	5.63	5.27	5.85	5.85	5.82	5.95	5.78	5.89
Mn	0.12	0.07	0.09	0.1	0.08	0.1	0.1	0.1	0.11
Mg	2.68	2.67	2.52	2.92	2.86	2.92	2.92	2.86	2.88
sum6	11.7	11.6	11.06	11.8	11.79	11.82	11.84	11.76	11.81
H	16	16	16	16	16	16	1	16	16
Composición									
xSi	0.71	0.79	1.35	0.74	0.71	0.69	0.72	0.72	0.73
xMg	0.31	0.32	0.32	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.32
xFe	0.67	0.67	0.67	0.66	0.67	0.66	0.66	0.66	0.66

Tabla fórmula estructural micas blancas muestra CM1-01-20, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	3,6	4,5	5,5	6,4	6,5	7,5	8,4	9,8	10,5	10,7
SiO ₂	50.11	49.45	48.76	48.15	48.14	47.46	48.18	47.71	49.88	48.03
TiO ₂	0	0	1.86	0	0.95	0	0.65	0	0	0.45
Al ₂ O ₃	34.7	35.41	32.48	35.39	33.68	33	33.83	33.08	33.39	34.8
FeO	0	0	1.65	2.12	2.43	0.71	2.32	1.55	1.85	1.29
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	4.09	0	2.45	0	0
MgO	1.74	0.96	1.31	1.12	1.6	2.03	1.41	1.86	1.3	1.2
Na ₂ O	1	2.37	0.91	2.26	0.73	0.75	1.37	1.3	0.88	1.12
K ₂ O	7.72	7.11	8.37	6.28	7.81	7.76	7.59	7.67	8.02	8.45
H ₂ O	4.69	4.65	4.6	4.64	4.62	4.61	4.6	4.59	4.63	4.6
Total	99.96	99.94	99.94	99.97	99.96	100.41	99.95	100.22	99.95	99.93
Si	6.41	6.37	6.36	6.23	6.25	6.17	6.28	6.23	6.45	6.26
Al _T	1.59	1.63	1.64	1.77	1.75	1.83	1.72	1.77	1.55	1.74
sum4	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al _O	3.64	3.75	3.35	3.63	3.41	3.23	3.47	3.33	3.55	3.61
Ti	0	0	0.18	0	0.09	0	0.06	0	0	0.04
Fe ₂	0	0	0.18	0.23	0.26	0.08	0.25	0.17	0.2	0.14
Fe ₃	0	0	0.	0	0	0.4	0	0.24	0	0
Mg	0.33	0.18	0.25	0.22	0.31	0.39	0.27	0.36	0.25	0.23
sum6	3.97	3.94	3.97	4.07	4.08	4.1	4.06	4.1	4	4.02
Na	0.25	0.59	0.23	0.57	0.18	0.19	0.35	0.33	0.22	0.28
K	1.26	1.17	1.39	1.04	1.29	1.29	1.26	1.28	1.32	1.41
sum8	1.51	1.76	1.62	1.60	1.48	1.48	1.61	1.61	1.54	1.69
H	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Componentes										
MUSCOVITE	0.64	0.51	0.61	0.5	0.66	0.64	0.58	0.57	0.63	0.67
WM_PHLOGOP ITE	-0.01	-0.03	-0.02	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0	0.01
AL_CELADONIT E	0.21	0.19	0.1	0.06	0.07	0.07	0.07	0.08	0.13	0.08

FE_AL_CELADO	0	0	0.07	0.06	0.06	0.01	0.07	0.04	0.1	0.05
NITE										
PARAGONITE	0.16	0.34	0.14	0.35	0.12	0.13	0.22	0.2	0.14	0.17
TI_MN_CA_W	0	0	0.09	0	0.05	0.1	0.03	0.06	0	0.02
M										
XOH	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Tabla fórmula estructural micas blancas muestra CM1-02-14A, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). H₂O calculada. Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	1,3	4,4	4,5	5,4	9,8	10,1	11,2	12,5
SiO ₂	48.25	47.53	48.33	48.58	48.79	48.32	48.03	48.57
Al ₂ O ₃	34.19	35.5	33.72	34.34	32.77	34.69	33.3	34.87
FeO	2.36	1.25	1.95	2.16	2.09	1.55	2.2	1.57
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	1.02	0.91	1.27	1.29	1.2	1.06	1.54	1.05
Na ₂ O	0.62	1.58	0.51	0.49	0.68	0.68	0.54	1.13
K ₂ O	8.92	8.57	9.57	8.46	9.83	9.04	9.76	8.14
H ₂ O	4.58	4.58	4.56	4.61	4.54	4.59	4.54	4.62
Total	99.93	99.92	99.91	99.95	99.9	99.93	99.91	99.94
Si	6.32	6.23	6.35	6.31	6.44	6.31	6.34	6.3
Al_T	1.68	1.77	1.65	1.69	1.56	1.69	1.66	1.69
sum4	8	8	8	8	8	8	8	8
Al_O	3.59	3.71	3.57	3.57	3.54	3.65	3.52	3.65
Fe ₂	0.26	0.14	0.21	0.24	0.23	0.17	0.24	0.17
Fe ₃	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.2	0.18	0.25	0.25	0.24	0.21	0.3	0.2
sum6	4.05	4.03	4.04	4.06	4.01	4.02	4.07	4.02
Na	0.16	0.4	0.13	0.12	0.17	0.17	0.14	0.29
K	1.49	1.43	1.6	1.4	1.66	1.51	1.64	1.35
sum8	1.65	1.83	1.73	1.53	1.83	1.68	1.78	1.63
H	4	4	4	4	4	4	4	4
Componentes								
MUSCOVITE	0.72	0.65	0.73	0.73	0.68	0.73	0.72	0.66
WM_PHLOGOPITE	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01
AL_CELADONITE	0.07	0.06	0.09	0.08	0.11	0.08	0.09	0.08
FE_AL_CELADONITE	0.09	0.05	0.08	0.08	0.11	0.07	0.08	0.07
PARAGONITE	0.1	0.22	0.07	0.08	0.1	0.1	0.08	0.17
TI_MN_CA_WM	0	0	0	0	0	0	0	0
XOH	1	1	1	1	1	1	1	1

Tabla fórmula estructural plagioclasa muestra CM2-09-08, obtenida mediante el software CALCMIN (Brandelik, 2009). Valores de óxidos en porcentaje en peso; valores de elementos en átomos por fórmula unitaria.

Sitio análisis	6,1
SiO2	67.78
Al2O3	19.10
CaO	1.46
Na2O	11.65
Total	100
Si	2.98
Al	0.99
su1	3.96
Ca	0.07
Na	0.99
su2	1.06
components	
ANORTHITE	0.065
HIGH_ALBITE	0.935
POTASSIUM_FELDSPAR	0