



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

**PETROLOGÍA Y PROVENIENCIA DEVÓNICA DEL COMPLEJO
METAMÓRFICO TRAFÚN, LAGO RANCO, REGIÓN DE LOS RÍOS, CHILE.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
JORGE CORREA ORPHANOPOULOS

PROFESOR GUÍA

FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

LUISA PINTO LINCOÑIR

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto FONDECYT 1130227

SANTIAGO DE CHILE

JUNIO 2014

Resumen

El presente trabajo muestra la implementación de metodologías de trabajo en campo, microscopía y dataciones en circones para el estudio de las distintas fuentes de aporte y el contexto geodinámico del Complejo Metamórfico Trafún (CMT). Las metodologías consisten, en primera instancia, en una toma de datos geológicos en terreno, tales como litologías, estructuras y toma de muestras.

La metodología siguiente consiste en un trabajo de microscopía óptica para estudiar la petrografía de las muestras, se estudia la mineralogía metamórfica y sus relaciones deformacionales, junto al estudio del protolito de las rocas. Se separaron en 3 tipos de rocas, metapelitas, metapsammitas y metaruditas. La información obtenida de las metapsammitas, mediante conteo modales, permite obtener diagramas de clasificación tectónica. De las metaruditas se muestrean variados clastos los cuales son descritos microscópicamente.

La última metodología consiste en la obtención de edades U-Pb en circones, tanto detríticos para una metapsammita, como ígneos de un clasto de granitoide en la metarudita. Obteniendo edades de 372 Ma. para el clasto intrusivo, y edad de máxima depositación de 357 Ma. para la metapsammita junto con un fuerte aporte desde fuentes devónicas y ordovícicas.

A mis padres y abuela...

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia es necesario agradecer al proyecto FONDECYT 1130227 que financió este estudio.

Agradezco a mi profesor guía, Francisco Hervé, por darme la oportunidad de trabajar con él, por su infinita paciencia, apoyo y disposición, además de sus sabias palabras que me alentaron a superarme.

A Mauricio Calderón, por su invaluable ayuda y tiempo, y por compartir su conocimiento. Gracias Caldera por toda tu buena onda y por la buena disposición.

Agradezco también a todos los profesores que me han ayudado a avanzar por este camino.

A mis compañeros de curso, de carrera, de campo, y a todos mis amigos.

Al (ex-)personal del Departamento de Geología: María Rosa (muchas gracias por todo!), Blanca Baccola (muchas gracias!), Carlos Alvarado, Julito Díaz y Don Juan Vargas.

A las familias de la Isla Huapi por todo su apoyo y simpatía en la campaña de terreno.

A la comisaria de Lago Ranco por el apoyo acuático durante el terreno.

A Marco Pozo y Gabriel por acogernos y darnos hogar durante la campaña de terreno.

A todos los que ayudaron a que esto sea realidad.

Y lo más importante: agradezco a mi familia y pareja que me han brindado apoyo y comprensión desde siempre.

Muchas gracias!

Tabla de Contenido

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	Antecedentes.....	1
1.2.	OBJETIVOS.....	3
1.2.1.	Objetivo general.....	3
1.2.2.	Objetivos específicos.....	3
1.2	HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	4
1.3	UBICACIÓN	4
1.4	METODOLOGÍA	5
1.4.1	Terreno	5
1.4.2	Preparación de Muestras	6
1.4.3	Laboratorio.....	6
1.4.4	Trabajo de Gabinete.....	7
2.	MARCO GEOLÓGICO.....	7
2.1.	ROCAS METAMÓRFICAS.....	7
a)	Cinturón Metamórfico Pareado del centro-sur de Chile (Carbonífero - Pérmico).....	7
b)	Complejo Metamórfico Trafún (Devónico - Carbonífero Inferior).....	8
2.2.	ROCAS ESTRATIFICADAS.....	9
a)	Estratos de Lago Ranco (Mioceno Medio - Inferior).....	9
b)	Grupo Volcánico Illahuapi (Mioceno Medio)	10
c)	Estratos de Pitreño (Mioceno Superior - Plioceno).....	11
2.3.	ROCAS INTRUSIVAS.....	11
a)	Batolito Futrono-Riñihue (Carbonífero-Pérmico).....	11
b)	Plutón Lago Maihue (Cretácico Inferior).....	12
c)	Granitoides del Mioceno.....	12
d)	Pórfidos andesíticos-dacíticoshipabisales (Mioceno Medio).....	12
2.4.	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS NO CONSOLIDADOS.....	13
a)	Depósitos morrénicos (Pleistoceno).....	13
3.	PETROGRAFÍA.....	14
3.1.	Generalidades	14
3.2.	Complejo Metamórfico Trafún	14

3.2.1.	Metapsammitas	15
3.2.2.	Metapelitas	17
3.2.3.	Metaruditas	18
3.3.	Batolito Riñihue-Futrono	24
4.	METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN.....	26
4.1.	Metamorfismo regional.....	26
4.2.	Metamorfismo de contacto	27
4.2.1.	Zonas Metamórficas.....	27
4.3	Condiciones físicas durante el metamorfismo de contacto	34
4.4	Estructuras metamórficas	35
4.4.1	Foliación	36
4.5	Relaciones entre deformación y cristalización metamórfica	40
4.6	Eventos de deformación	42
5.	PROVENIENCIA.....	43
5.1.	Geocronología	43
5.2.	Metapsammitas	44
5.3.	Clastos en metaruditas.....	46
5.3.1.	Clastos ígneos.....	46
5.3.2.	Clastos máficos.....	47
5.3.3.	Clastos metamórficos.....	48
5.4.	Datación en circones.....	49
6.	DISCUSIÓN	52
6.1.	Metamorfismo	52
6.2.	Proveniencia	53
6.2.1.	Diagramas de discriminación tectónica.....	53
6.2.2.	Proveniencia de clastos	53
7.	CONCLUSIONES	55
8.	BIBLIOGRAFÍA	57

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
Tabla 1: Clasificación arenisca (Folk 1970).	17
Tabla 2: posibles valores de T° a PH ₂ O aprox. 3kb para las reacciones en la aureola de contacto.	35
Tabla 3: recopilación de edades para el CMT y el batolito Riñihue-Futrono.	43
Tabla 4: Conteos modales de metapsammitas.	44

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 1.1: Mapa rutero de la región de Los Ríos, la zona de estudio se encuentra encerrada en un cuadrado rojo.	4
Figura 1.2: Imagen del Lago Ranco en donde se observan los lugares muestreados. Al centro del lago se encuentra la Isla Huapi.	6
Figura 2.1: mapa geológico de alrededores del lago Ranco. Estrella roja indica batolito Riñihue-Futrono y verde CMT	10
Figura 3.1: fotografía del afloramiento del CMT, en la zona sur de la Isla Huapi, vista hacia el norte.	15
Figura 3.2: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapsammitafoliada, se identifican cuarzo, mica blanca y opácos (muestra FO1331).	16
Figura 3.3: Triangulo de clasificación de Folk, 1970. Q: cuarzo, F: feldespatos, L: líticos.	17
Figura 3.4: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapelitas foliadas con presencia de Bt y Sericita (Muestra FO1334).	18
Figura 3.5: Fotografía de clastos varios de la brecha	19
Figura 3.6: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Muestras FO1317c, 18 y 20.	20-21
Figura 3.7: Triángulo QAP de los clastos de granitoides estudiados (Streckeisen 1967).	21
Figura 3.8: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Clasto con abundante tremolita, talco, y trazas de Qz y Chl (Muestra FO1319).	22
Figura 3.9: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Micaesquisto bandeado con biotita y cuarzo. (Muestra FO1317A)	22
Figura 3.10: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Pseudomorfos de andalucita alterada a mica (muestra FO1317B)	23
Figura 3.11: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados	24

respectivamente, 4X. Clasto redondeado actinolitizado (muestra FO1338).

Figura 3.12: Fotomicrografías (A) y (B), (C) y (D) nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Cristales del batolito Futrono-Riñihue (Muestra FO1359).

26

Figura 4.1: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapsammitafoliada, con mica blanca (Wm) y biotita (Bt) orientadas (muestra FO1312).

26

Figura 4.2: Mapa preliminar del CMT (gris) donde se observan las zonas metamórficas. En rojo el batolito Riñihue-Futrono. Se aprecia el aumento del grado metamórfico hacia el intrusivo.

28

Figura 4.3: Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X. Metapelita con clorita y muscovita orientadas (muestra FO1334).

29

Figura 4.4: Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X. Metametapsammitacornificada con biotita. Muestra FO1332

31

Figura 4.5: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X. Metapelita mostrando el detalle de los pseudomorfos de cordierita (muestra FO1339).

32

Figura 4.6: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapelita mostrando el detalle de los pseudomorfos de andalucita a sericita y clorita. Muestra FO1339.

33

Figura 4.7: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y esquema representativo de clorita postectónica sin deformar, 4X. Muestra FO1345.

34

Figura 4.8: Fotografía de terreno de la estratificación del CMT, plegada por D1.

36

Figura 4.9: Mapa del CMT en la zona de estudio con sus direcciones de estratificación S0.

38

Figura 4.10: Roseta de rumbo (izquierda) y diagrama de concentración de polos (derecha) de las foliaciones S0, S1 y S2 de CMT.

38

Figura 4.11: Mapa del CMT en la zona de estudio con la foliación S1.	38
Figura 4.12: Fotografía del CMT mostrando plegamiento de bandas de cuarzo, mostrando dos procesos deformativos al menos.	39
Figura 4.13: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y esquema representativo de andalucita pretectónica envuelta por la foliación principal, 4X. Muestra FO1345.	41
Figura 4.14: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y esquema representativo de clorita postectónica sin deformar, 4X. Muestra FO1345.	42
Figura 5.1: Diagrama discriminación tectónica Dickinson 1983	45
Figura 5.2: Mapa del macizo Nordpatagónico, mostrando las ubicaciones de las muestras datadas (tomado de Pankhurst <i>et al.</i> , 2006)	46
Figura 5.3: Diagramas Tera-Wasserburg para edades U-Pb en circones detríticos de muestra FO1313. Las elipses presentan un límite de confianza de 68%.	49
Figura 5.4: Diagramas de densidad de probabilidad relativa mostrando patrones de distribución de edades en muestra FO1313. Imagen superior muestra la totalidad de distribuciones. Imagen inferior exhibe edades <700 Ma.	50
Figura 5.5: A: diagrama T-W para circones en clasto de granodiorita (FO1320), mostrando concordancia de las elipses. B: diagrama densidad de probabilidad relativa indicando peak de edad devónica.	51
Figura 6.1: Mapa esquemático mostrando en cuadrado rojo la ubicación posible del CMT, y las fuentes tentativas de aporte (modificado de Hervé, <i>et al</i> 2013).	54
Figura 6.2: Esquema ilustrativo mostrando configuración propuesta para obtener la doble proveniencia.	55

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

En los alrededores del lago Ranco Martin *et al* el año 1998 definió el Complejo Metamórfico Trafún (CMT) el cual corresponde a una sucesión de rocas sedimentarias afectadas por un bajo grado de metamorfismo. Está constituido por metagrauvascas de grano fino, alternando con metareniscas finas, pizarras arcillosas, finamente laminadas, que presentan frecuentemente estratificación lenticular y marcas de ondulación, y localmente niveles de metaconglomerados de clastos angulosos (Martin *et al.*, 1998). Esta unidad preserva la estratificación original y fue originalmente descrita como estratos de Trafún por Illies (1960, 1970). Gonzalez-Bonorino (1970) la incluyó en la denominada "Zona I" de la Serie Curepto, mientras que Aguirre *et al.* (1972) la describieron como parte de la Serie Oriental del Basamento Metamórfico del centro-sur de Chile. Por tratarse de rocas metasedimentarias sin base ni techo conocidas, con estilo estructural y naturaleza e intensidad de metamorfismo particular se ha preferido la denominación de Complejo Metamórfico Trafún (Campos *et al.*, 1998).

Los afloramientos de esta unidad se localizan, principalmente, al noroccidente de Futrono, en la península homónima y, principalmente, a lo largo del valle del río Trafún. Sus rocas se exponen, también, en la península Pisada del Diablo, en la ribera sur del lago Ranco, y en la Isla Huapi (Figura 2.1). Se encuentra intruida por granitoides del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, que han generado una aureola de metamorfismo de contacto con zonas de andalucita y cordierita (Parada *et al.*, 1976).

Las metapsammitas, pizarras y filitas representarían a una unidad clástica turbidítica (Parada *et al.*, 1976). Las estructuras sedimentarias, la

naturaleza rítmica de la secuencia y los metaconglomerados macizos con clastos angulosos expuestos en Isla Huapi, sugieren una depositación por flujos en masa, en un abanico subacuático. La abundancia de fragmentos de rocas metamórficas que presentan clorita y mica blanca, señalan una fuente desde un terreno metamórfico de bajo grado.

Las rocas del CMT están afectadas, en general, por dos fases de deformación sobreimpuestas. La deformación principal está asociada a un clivaje de plano axial bien desarrollado, el cual es generalmente coplanar a la estratificación y, en ocasiones, levemente oblicuo. Esta foliación fue plegada durante un segundo evento de deformación caracterizado por pliegues abiertos a apretados de orientación noroeste-sureste, asociados a un clivaje de crenulación inclinado hacia el oeste (Parada *et al* 1976).

Un clasto de granitoide recolectado en una rudita de la Isla Huapi entregó una edad U-Pb, en circones, más antigua que 383Ma (Duhart *et al.*, en SERNAGEOMIN, 1998). Al noreste de Futrono, circones detríticos en metapsammitas del Complejo Metamórfico Trafún han entregado una edad Pb-Pb discordante de 402 Ma (Duhart *et al.*, en SERNAGEOMIN, 1998). La presencia de fragmentos de esquistos máficos y rocas máficas, en los conglomerados de Isla Huapi, indica la participación de material detrítico afines a las litologías presentes en rocas metamórficas expuestas en la Cordillera de la Costa (Duhart *et al.*, 1997), aunque no se descarta que el protolito de las rocas del Complejo Metamórfico Trafún sea un equivalente cronoestratigráfico de una parte de estas rocas, habiendo alcanzado un menor grado de metamorfismo. En la costa sur del Lago Ranco, en la localidad de Lihue, se ha datado el Batolito Costero con 304.9 ± 2.4 Ma (Deckart *et al.*, 2012).

Con los antecedentes disponibles, sólo se puede asignar una edad en el intervalo Devónico-Carbonífero Inferior, tanto para el protolito como para el metamorfismo regional que afectó a las rocas del Complejo Metamórfico Trafún, aunque las fábricas estructurales más jóvenes pueden haberse formado, incluso, en el Triásico

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo general

Identificar las características de la fuente y el régimen tectónico de deposición del CMT y sus relaciones de contacto con el Batolito Futrono-Riñihue.

1.2.2. Objetivos específicos

- Caracterizar cualitativa y cuantitativamente la petrografía de los metasedimentos del CMT.
- Determinar composición modal de los metasedimentos para utilizar diagramas de discriminación tectónica.
- Estudiar petrología metamórfica y deformación en el CMT.
- Definir zonas metamórficas de acuerdo a la cercanía al Batolito Futrono-Riñihue.
- Realizar una caracterización petrográfica de los clastos de los metaconglomerados de CMT.
- Obtener edades en circones detríticos y en clasto intrusivo mediante U-Pb.

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El estudio propuesto se enmarca dentro de la siguiente hipótesis: Es posible determinar la proveniencia y el régimen tectónico del CMT sobre la base de sus características petrográficas.

1.3 UBICACIÓN

El Complejo Metamórfico Trafún aflora en la zona del río Trafún, al norte de la ciudad de Futrono, en la Región de Los Ríos, en las inmediaciones de los lagos Ranco y Riñihue, entre los $39^{\circ}30'$ y $40^{\circ}30'S$ (Figura 1.1). Se presenta en las islas del lago Ranco, tales como la isla Huapi, Colcuma y Lleillepen.

El acceso se efectúa desde el Norte, por la ruta 5, a 25 km. al sur de la ciudad de Los Lagos se encuentra la rotonda de acceso a Futrono (Figura 1.1), se sigue por la ruta T-39 hasta el cruce con la carretera T-55 que llega a Futrono.



Figura 1.1: Mapa rutero de la región de Los Ríos, la zona de estudio se encuentra encerrada en un cuadrado rojo.

1.4 METODOLOGÍA

El estudio es desarrollado mediante el análisis petrográfico de muestras recolectadas en terreno, apoyado en mapas geológicos de la zona. A continuación se menciona la metodología general a utilizar.

1.4.1 Terreno

Se realizó una campaña de terreno en los alrededores del Lago Ranco y de la ciudad de Futrono desde el 12 al 25 de Agosto del año 2013, donde se obtuvo información de la geología local y se tomaron medidas estructurales y 46 muestras de los metasedimentos y metaconglomerados del Complejo Metamórfico Trafún. También se recolectaron muestras del Batolito Futrono-Riñihue (Figura 1.2).

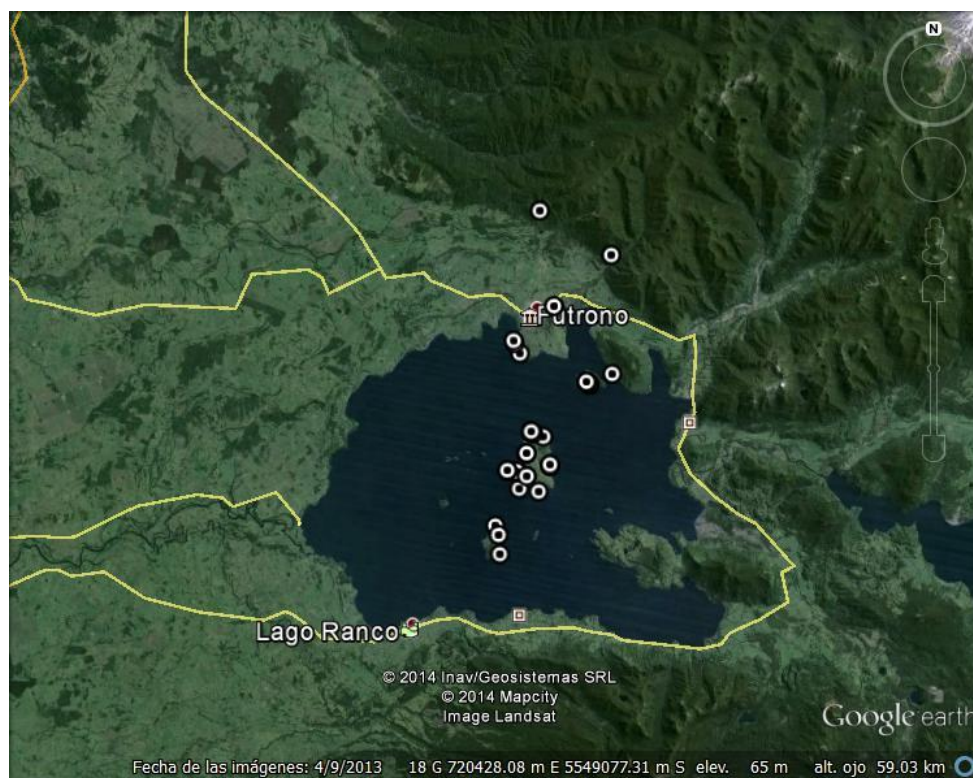


Figura 1.2: Imagen del Lago Ranco en donde se indica con círculos los sitios muestreados. Al centro del lago se encuentra la Isla Huapi.

1.4.2 Preparación de Muestras

Las muestras recolectadas en la campaña de terreno fueron seleccionadas y preparadas para confeccionar cortes transparentes, realizados en el Laboratorio de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

1.4.3 Laboratorio

Petrografía: los cortes transparentes preparados son observados bajo microscopio petrográfico, para ser descritos en forma detallada. De éstos se eligen las óptimas a fin de determinar su composición modal. Se realizan

descripciones detalladas de los intraclastos con fin de estudiar su litología y similitud con afloramientos cercanos.

1.4.4 Trabajo de Gabinete

Contempla la lectura de antecedentes y publicaciones anteriores; manejo de base de datos, recopilación, análisis y discusión de datos petrográficos y estructurales; y finalmente, redacción del texto.

2. MARCO GEOLÓGICO

En el área de estudio afloran rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias no consolidadas, de distintas edades.

2.1. ROCAS METAMÓRFICAS

a) Cinturón Metamórfico Pareado del centro-sur de Chile (Carbonífero - Pérmico)

Muchas de las rocas metamórficas del Paleozoico que afloran a lo largo de la costa chilena desde Chañaral (26°S) hasta el Cabo de Hornos (56°S) son interpretadas como pertenecientes a un complejo de acreción paleozoico tardío (Forsythe, 1982; Dalziel, 1984; Hervé, 1988). Godoy (1970) y Aguirre *et al.* (1972), distinguieron dos cinturones metamórficos que difieren en grado metamórfico y protolito, dividiéndolos en las series Oriental y Occidental, que constituyen cinturones pareados de metamorfismo (Miyashiro, 1961), siendo la serie Occidental de alto P/T y la serie Oriental de bajo P/T.

La Serie Occidental incluye litologías de origen oceánico tales como serpentinitas, metabasitas, metacherts y esquistos glaucofánicos (Hervé, 1977), interpretados como un complejo de subducción (Hervé *et al.*, 1976,

1981; Forsythe, 1982) y como una cuña acrecionaria dominada por la acreción basal (Glodny, 2005; Willner, 2005). El *peak* metamórfico estimado es de $350\pm 50^{\circ}\text{C}$ y 7-11 kbar a los 305-290 Ma, con una tasa de exhumación promedio 0,2-0,6 mm/a, donde la acreción basar estuvo activa desde el Carbonífero Tardío al Triásico Temprano (Willner, 2005).

La Serie Oriental está principalmente compuesta por metapelitas y metagrauvas de origen turbidítico, con un estilo de deformación de pliegues verticales apretados, representando una acreción frontal de sedimentos (Glodny, 2005). Estas rocas se encuentran afectadas por la posterior intrusión del Batolito de la Costa, que genera un metamorfismo de contacto, de baja presión y alta temperatura, cuyo grado va en aumento, desde la zona de la biotita hasta la zona de andalucita-sillimanita hacia el Batolito.

b) Complejo Metamórfico Trafún (Devónico - Carbonífero Inferior)

Corresponde a una sucesión de rocas sedimentarias afectadas por un bajo grado de metamorfismo, que está constituida por metagrauvas de grano fino, alternando con meta-areniscas finas, pizarras arcillosas y localmente niveles de metaruditas. Se encuentra intruida por granitoides del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior, que han generado metamorfismo de contacto con aureola de andalucita y cordierita (Parada *et al.*, 1976). La datación U/Pb de circones en clastos de granitoide entrega un máximo de edad de 383 Ma (Duhart *et al.*, 1998), por lo cual este complejo tiene aportes devónicos. En el mapa geológico se observa esta unidad y su extensión en el área de estudio (Figura 2.1).

2.2. ROCAS ESTRATIFICADAS

a) Estratos de Lago Ranco (Mioceno Medio - Inferior)

Secuencia sedimentaria constituida por una sucesión de areniscas, brechas y limolitas de origen marino, que aflora en la orilla suroriental del Lago Ranco. La abundancia de material de origen volcánico en estos estratos, señala que se habría depositado en forma contemporánea a la actividad eruptiva de centros volcánicos situados en la proximidad de la cuenca (Bernabé *et al.*, 2009). Además, se encuentra intruida por filones de diabasa de distinto origen. Estos estratos fueron afectados por una importante fase de deformación posterior a su sedimentación, que origina pliegues muy apretados. La presencia de fósiles de *Turritella ambulacrum* y *Chionesp.* (Covacevich, 1996) indica una edad miocena, sin embargo, dataciones de circones detríticos indican una edad máxima de depositación Mioceno Temprano ($20 \pm 0,3$ Ma) (Bernabé *et al.*, 2009).

AREA DE FUTRONO - LAGO RANCO

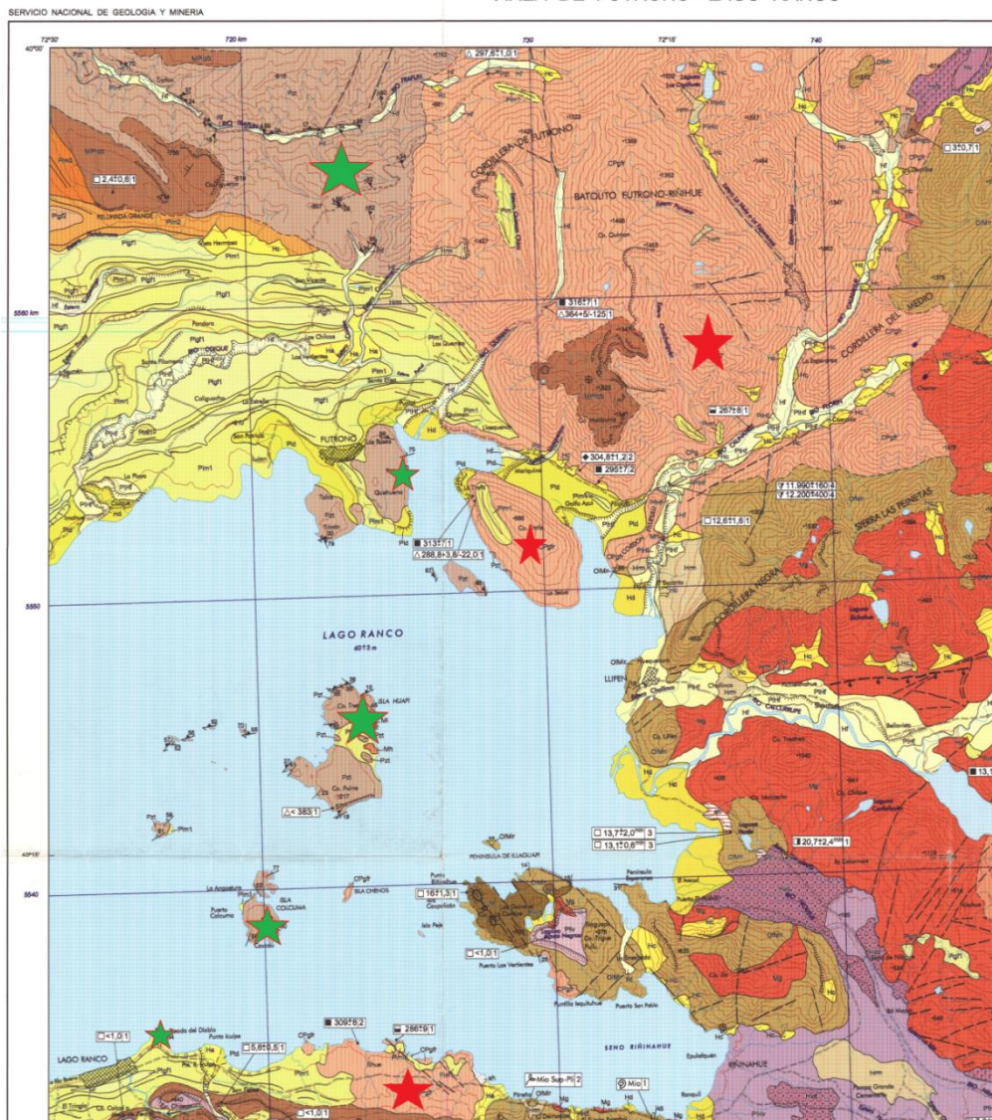


Figura 2.1: mapa geológico de alrededores del lago Ranco. Estrella roja indica batolito Riñihue-Futrone y verde CMT.

b) Grupo Volcánico Illahuapi (Mioceno Medio)

Asociación volcánica a subvolcánica de domos, coladas, tobas, brechas volcánicas y diques columnares de distribución restringida en los sectores central y occidental de la Península Illahuapi y oriental de la isla Huapi, en el lago Ranco. Las rocas piroclásticas y las lavas se apoyan en discordancia angular sobre los Estratos de Lago Ranco, mientras que los diques y domos

se emplazan intruyendo a esta última. En la isla Huapi, los niveles de tobas líticas se alternan con conglomerados de clastos de formas angulares a redondeadas, areniscas volcanoclásticas y materiales volcanoclásticos retrabajados, los cuales cubren a las rocas pertenecientes al Complejo Metamórfico Trafún. La datación (K-Ar en roca total) de una muestra de dacitas recolectada en la península de Illahuapi indicó un valor de $16,0 \pm 1,3$ Ma (Mioceno Medio).

c) Estratos de Pitreño (Mioceno Superior - Plioceno)

Consiste de una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas de origen continental, dispuesta en forma subhorizontal, que incluye a niveles sedimentarios en sus estratos basales y volcánicos en los superiores. Se dispone en discordancia angular sobre capas plegadas de los Estratos de Lago Ranco, rocas del Complejo Metamórfico Trafún y granitoides del Carbonífero-Pérmico.

2.3. ROCAS INTRUSIVAS

a) Batolito Futrono-Riñihue (Carbonífero-Pérmico)

Cuerpo intrusivo de amplio desarrollo en la región, desde el norte del lago Riñihue (Rodríguez *et al.*, 1998) hasta el sur del lago Ranco, donde intruye a metasedimentitas del Complejo Metamórfico Trafún. Incluye granitos, granodioritas y tonalitas, de biotita y hornblenda, leucogranitos, de grano medio a grueso, y pórfidos riódacíticos. Además de estos cristales, se reconoce cuarzo, oligoclasa-andesina, microclina y escaso piroxeno, apatito y circón. La química de las rocas muestra una señal calcoalcalina,

metaluminosa de alto potasio (K_2O). Dataciones de K-Ar y Ar/Ar en biotita entregan una edad que incluye al intervalo de 295 ± 7 y 309 ± 8 Ma (Munizaga *et al.*, 1988). Campos *et al.* (1998) obtuvieron edades K-Ar en biotita y anfíbola, con valores de 267 ± 8 , 286 ± 9 , 313 ± 7 , 316 ± 7 Ma y una edad U-Pb en circones de $297,6\pm 1$ Ma. En la costa sur del Lago Ranco, en la localidad de Lihue, se ha datado el Batolito Costero con una edad U-Pb en circón de 304.9 ± 2.4 Ma (Deckart *et al.*, 2012).

b) Plutón Lago Maihue (Cretácico Inferior)

Formado por granitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda, de grano medio. Se expone en la parte centro-occidental de la cuenca del Lago Maihue. Las rocas son calcoalcalinas, metaluminosas, con alto potasio (K_2O). Una datación U-Pb de 120 ± 4 Ma, en circones de una granodiorita expuesta en la ribera sur del lago Maihue, permite asignar una edad cretácica inferior al Plutón Lago Maihue (Lara y Moreno, 1998).

c) Granitoides del Mioceno

Conjunto de intrusivos que incluye granitos, granodioritas, monzonitas, tonalitas, dioritas y gabros, de textura fanerítica. Intruyen al Batolito Futrono-Riñihue, al Plutón Lago Maihue y a los estratos del Lago Ranco. Existen edades U-Pb en circones en granodiorita correspondiente a 15 ± 1 Ma, y otra edad K-Ar en roca total de $18,1 \pm 4,6$ Ma (Campos *et al.*, 1998).

d) Pórfidos andesíticos-dacíticoshipabisales (Mioceno Medio)

Pequeños cuerpos intrusivos y diques asociados, de composición dacítica y andesítica, que afloran en la isla Huapi y en el río Caunahue.

Intruyen a rocas del Complejo Metamórfico Trafún y a granitoides del Carbonífero-Pérmico. El cuerpo dacítico y los filones asociados que se ubican en la isla Huapi están compuestos por fenocristales de plagioclasa, parcialmente alterados a clorita, epidota y calcita; y clinopiroxeno cloritizado, en una masa fundamental formada por cuarzo, microlitos de plagioclasa y cristales de pirita (Parada *et al.*, 1976). Una datación K-Ar en roca total entrega una edad de $12,6 \pm 1,6$ Ma, ubicándolo en el Mioceno Medio (Campos *et al.*, 1998).

2.4. DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS NO CONSOLIDADOS

a) Depósitos morrénicos (Pleistoceno)

Son generalmente cuerpos macizos compuestos de facies clasto-soportadas y matriz-soportadas, mal seleccionados, que incluyen bloques de más de 2 m de diámetro. Los clastos son subredondeados a redondeados, donde algunos presentan estrías glaciales. La edad de estos depósitos no se conoce con exactitud, pero dada su similitud a los depósitos glaciales alrededor del lago Llanquihue (Porter, 1981) datados por radiocarbono entre los 13.900 y 33.500 a A.P. (Lowell *et al.*, 1995) correspondiente a la glaciación Llanquihue, aunque podría alcanzar hasta los 75.000 a A.P. (Clapperton, 1993).

3. PETROGRAFÍA

3.1. Generalidades

En este estudio se distinguen dos unidades principalmente: una unidad metasedimentaria, llamada Complejo Metamórfico Trafún (CMT), la cual es intruida por el batolito Riñihue-Futrono que genera un metamorfismo de contacto sobre la misma. Un total de 24 rocas fueron observadas bajo microscopio polarizador petrográfico, representativos de las distintas litologías del CMT y del batolito Riñihue Futrono.

3.2. Complejo Metamórfico Trafún

Las rocas del CMT afloran en una franja de dirección NS y se distribuyen en la zona precordillerana del centro-sur de Chile entre los 39 y 40° latitud S.

Los afloramientos estudiados se localizan, principalmente, al noroccidente de Futrono, en la península homónima y, principalmente en la Isla Huapi. Sus rocas se exponen, también, en la península Pisada del Diablo, en la ribera sur del lago Ranco, y en el valle del río Trafún.

Esta unidad corresponde a una sucesión de metapsammitas finas a medias, bien y mal seleccionadas las cuales se interdigitan con rocas sedimentarias de menor granulometría gradando a rocas más finas (metapelitas). En la base se reconoce una rudita de clastos polimícticos angulosos inmersos en una matriz fina, afectado por leve a moderado grado de cornificación. Se distinguen tres litologías distintas en el CMT, metapsammitas, metapelitas y metaruditas. Es común observar los afloramientos pulidos como producto de erosión glaciofluvial (Figura 3.1).



Figura 3.1: fotografía del afloramiento del CMT, en la zona sur de la Isla Huapi, vista hacia el norte.

3.2.1. Metapsammitas

La mayoría de las metapsammitas presentan algún grado de recristalización. En general son metapsammitas finas a medias, leve o fuertemente foliadas, presentando cristalización de la matriz a cuarzo y micas, en el plano de foliación y envolviendo granos de cuarzo y feldespatos (Figura 3.2).

Presentan una variación del tamaño de grano entre 2 y 0,05 mm aproximadamente. Exhiben selección buena a mala, con madurez textural principalmente inmadura. El criterio composicional es de sub-madura a inmadura dada la presencia de minerales micáceos detríticos. Exhiben mineralogía detrítica de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y micas, así como fragmentos líticos volcánicos y metamórficos.

Estas metapsammitas lucen texturas granolepidoblástica a lepidoblásticas. Según la clasificación de Folk (1970) (Figura 3.3) el protolito de las rocas va desde una arcosa lítica a sub-arcosa (Tabla 1).

El componente principal es el cuarzo, frecuentemente recrystalizado con extinción ondulosa evidenciando deformación intracrystalina. Algunos minerales accesorios como el circón y la turmalina son comunes. Biotita, mica blanca y clorita son los principales minerales metamórficos de estas rocas, asociados a un metamorfismo regional de bajo grado (Figura 3.2).

El alto contenido de cuarzo indica posiblemente un aporte desde alguna fuente intrusiva.

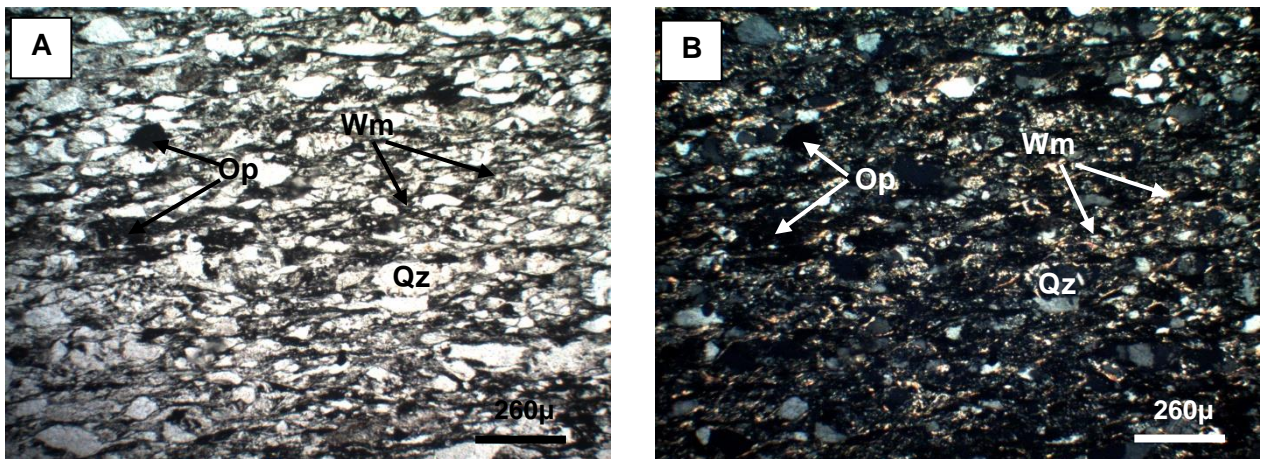


Figura 3.2: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapsammitafoliada, se identifican cuarzo, mica blanca y opácos. Se ven cuarzoes tirados con desarrollo de texturas sigmoidales (muestra FO1331).

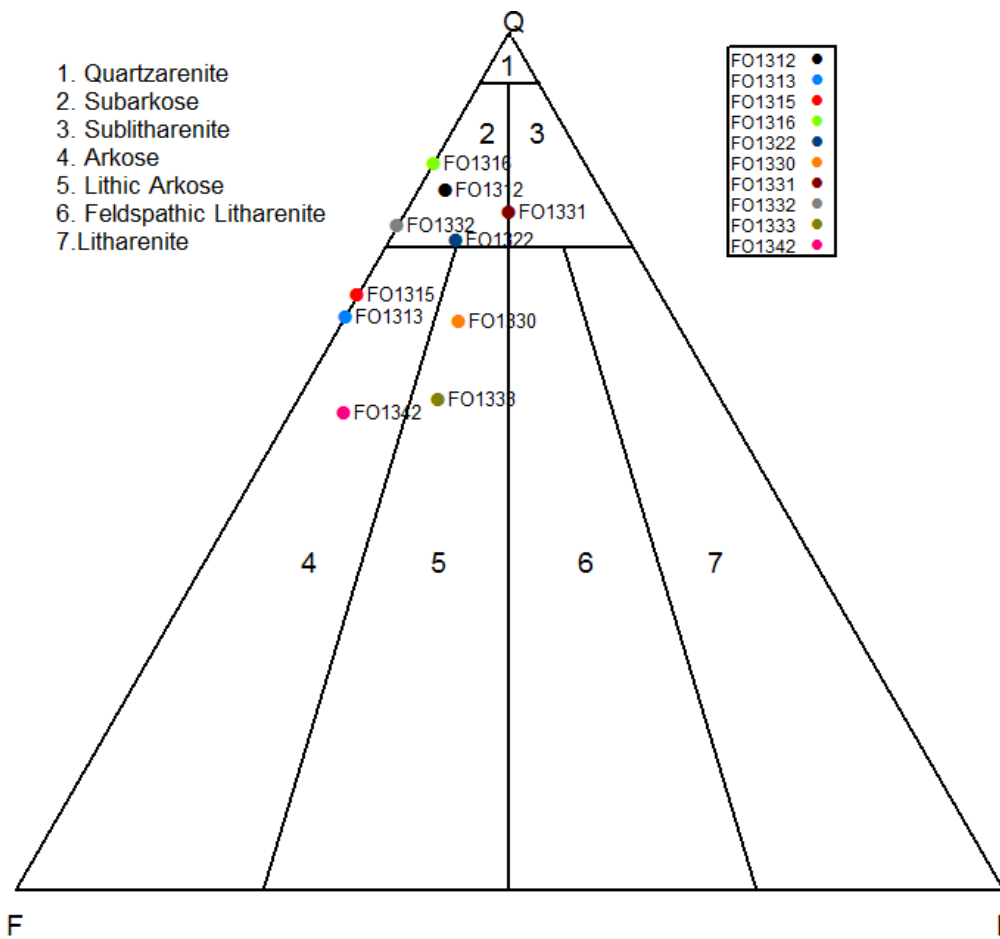


Figura 3.3: Triangulo de clasificación de Folk, 1970. Q: cuarzo, F: feldespatos, L: líticos.

FO1312	FO1313	FO1315	FO1316	FO1322
Sub arcosa	Arcosa	Arcosa	Sub arcosa	Sub arcosa
FO1330	FO1331	FO1332	FO1333	FO1342
Arcosa Lítica	Sublitarenita	Sub arcosa	Arcosa lítica	Arcosa

Tabla 1: Clasificación arenisca (Folk 1970).

3.2.2. Metapelitas

Las metapelitas estudiadas exhiben un grado de recristalización. Son rocas con foliación leve a moderada. Las rocas más cercanas al batolito

presentan textura de cornificación y crecimiento de porfidoblastos de cordierita y andalucita asociados al metamorfismo de contacto. Los porfidoblastos exponen metamorfismo retrogrado en pseudomorfos de cordierita y andalucita alterados a mica.

Muestran un clivaje pizarroso bien desarrollado y están compuestas fundamentalmente por granos de cuarzo subredondeados de tamaño inferior a los 0,05 mm incluidos en una matriz arcillosa, frecuentemente recristalizado a clorita y sericita (Figura 3.4).

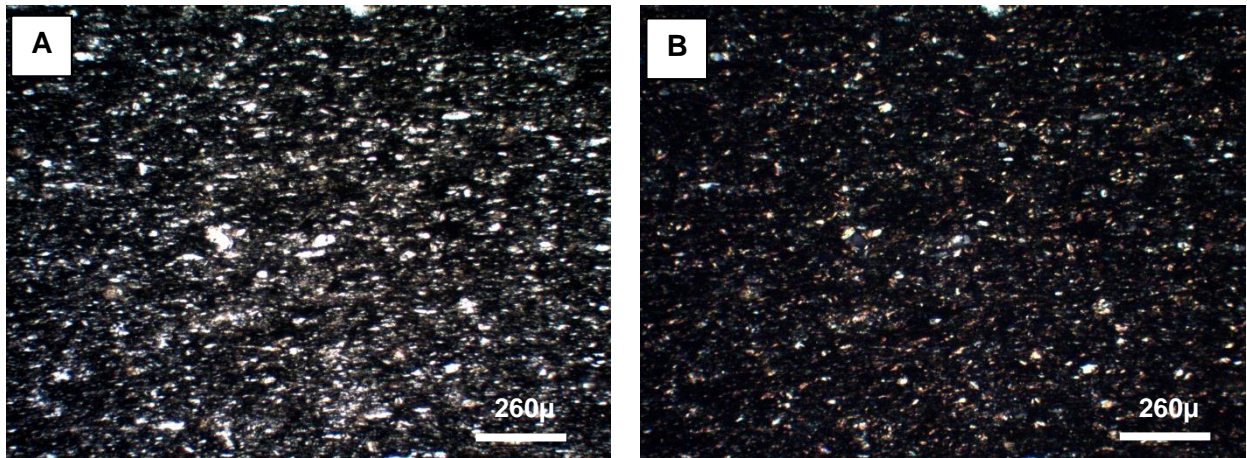


Figura 3.4: Fotomicrografías (A) y (B), nicols paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapelitas foliadas con presencia de Bt y Sericita (Muestra FO1334).

3.2.3. Metaruditas

Las metaruditas se exhiben típicamente en estratos de algunos decímetros hasta decenas de metros de espesor. Los clastos mayores son angulosos a subangulosos y se disponen desordenadamente. Existe gradación completa de tamaño hasta la matriz arenosa e incluso pelítica que, a veces, se presentan en capas intercaladas. Parada *et al.*, 1976 las definió como metaruditas groseras.

Las rocas se encuentran cornificadas, principalmente se observan biotitas y actinolitas metamórficas.



Figura 3.5: Fotografía de clastos varios de la brecha.

Las rocas son de carácter polimíctico, observándose: gneises, metapelitas, granitoides, cuarzo, rocas máficas de tremolita y talco, esquistos micáceos y otros (Figura 3.5). Al microscopio se reconoce una gran presencia de actinolita sobre la matriz y algunos clastos volcánicos, esto más cercano al batolito.

a. Clastos de granitoides

Se describen tres clastos de rocas faneríticas, de granulometría fina a media de esta secuencia. Los clastos se encuentran, al igual que la matriz, cornificados con algún grado de recristalización. En general los feldespatos potásicos y las plagioclasas se encuentran alterados a sericita (Figura 3.6a, b, c). Los máficos no se preservan ya que se alteran casi totalmente a clorita. Se preservan texturas micrográficas y maclado polisintético en plagioclasa. Se clasifican según triangulo QAP como monzo-granitos y granodioritas (Figura 3.7).

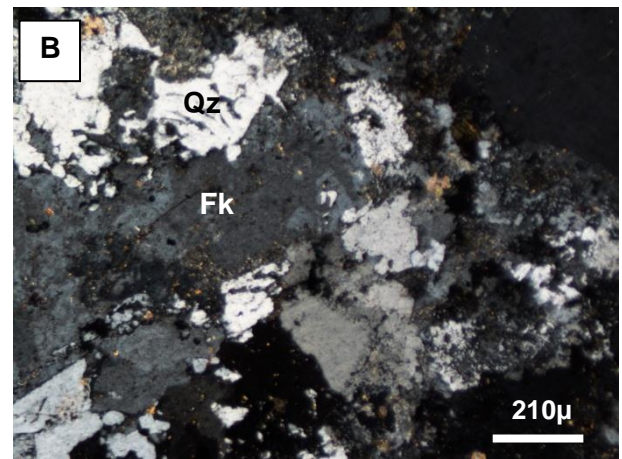
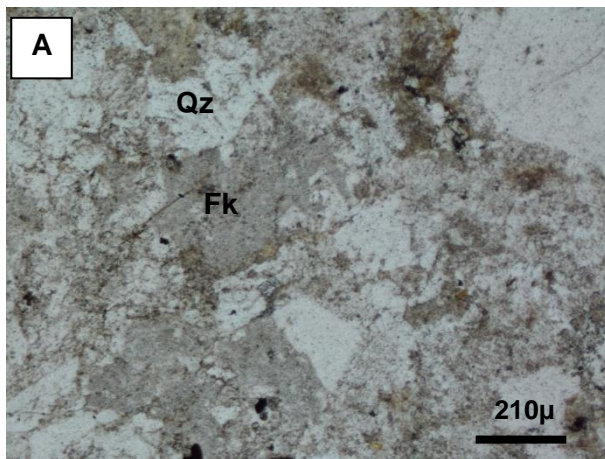


Figura 3.6a: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Clasto de monzo-granito, se observa feldespato potásico y cuarzo. Muestra FO1320.

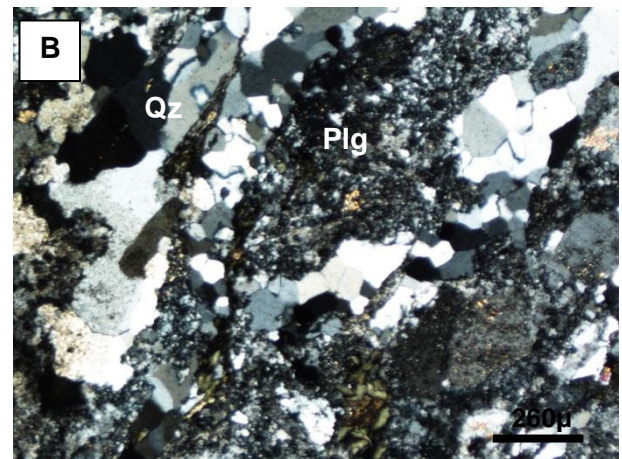
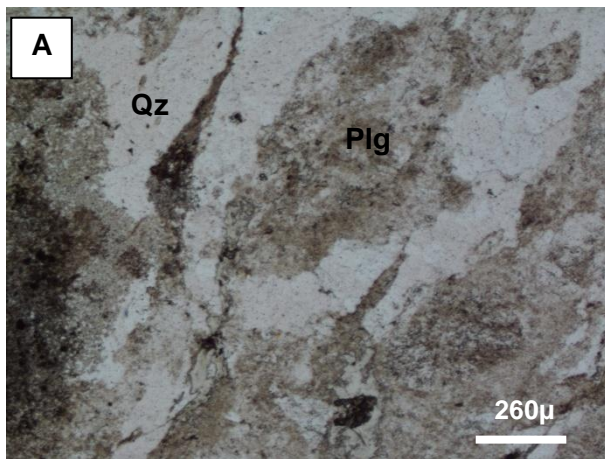


Figura 3.6b: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Clasto de monzo-granito, se observa Plg y Qz. Muestra FO1317C.

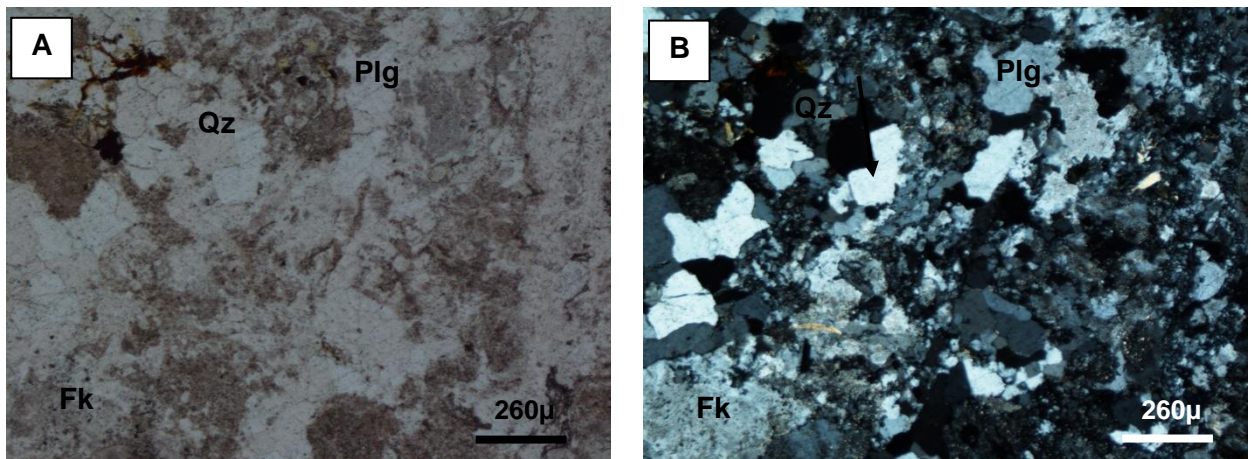


Figura 3.6c: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Clasto de granodiorita, se observa Plg y Qz. Muestra FO1318.

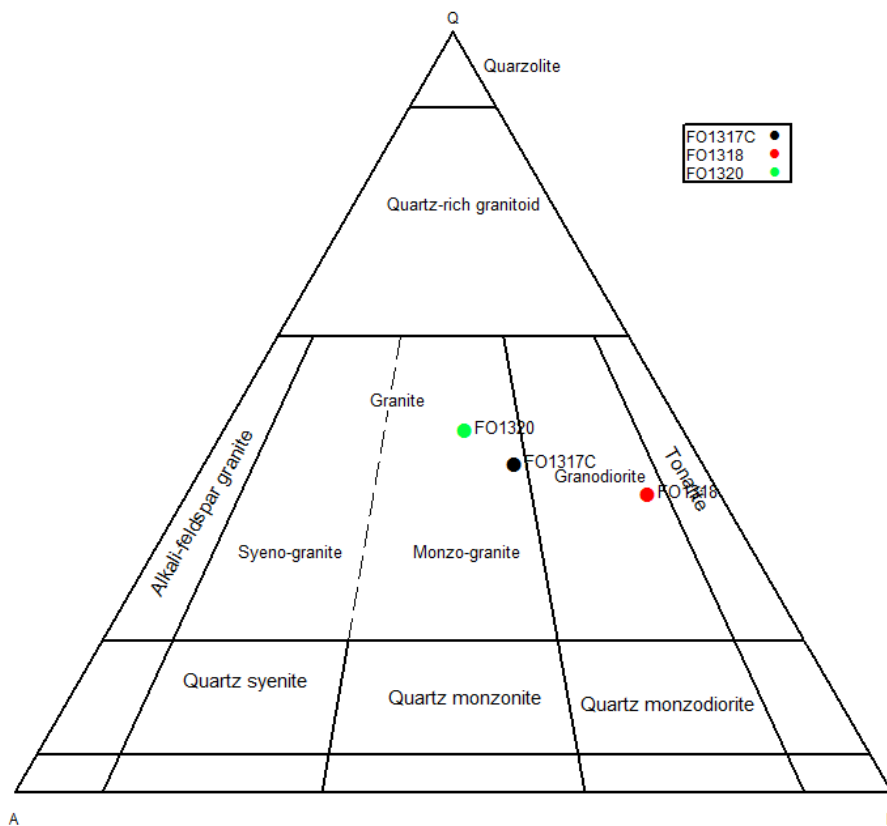


Figura 3.7: Triángulo QAP de clastos de granitoides (Streckeisen 1967).

b. Clasto de rocas máficas

Estos clastos presentan un alto porcentaje de tremolita y actinolita, subhedral de tamaño hasta 2 mm. Muestra un 5% de plagioclasas y exhiben abundante talco y trazas de cuarzo y clorita (Figura 3.8).

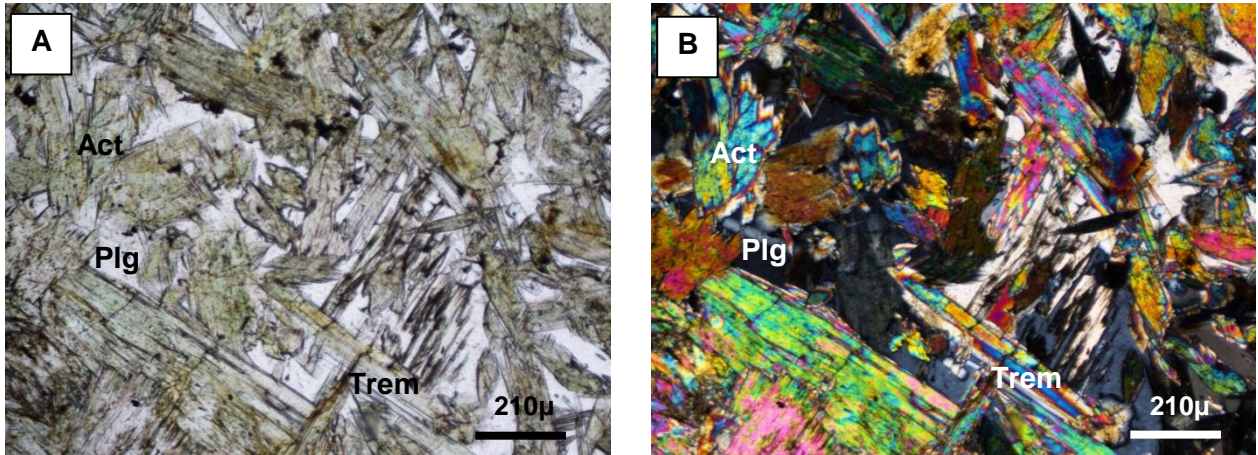


Figura 3.8: Fotomicrografías (A) y (B), nicols paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Clasto con abundante tremolita, talco y plagioclasa (Muestra FO1319).

c. Clastos de esquistos

Se distinguen micaesquistos bandeados, con bandas plegadas de cuarzo y biotita (Figura 3.9). Algunos presentan porfidoblastos de albita con inclusiones sigmoidales.

Se observan pseudomorfos de mica alterado a andalucita, en la muestra FO1317B (Figura 3.10).

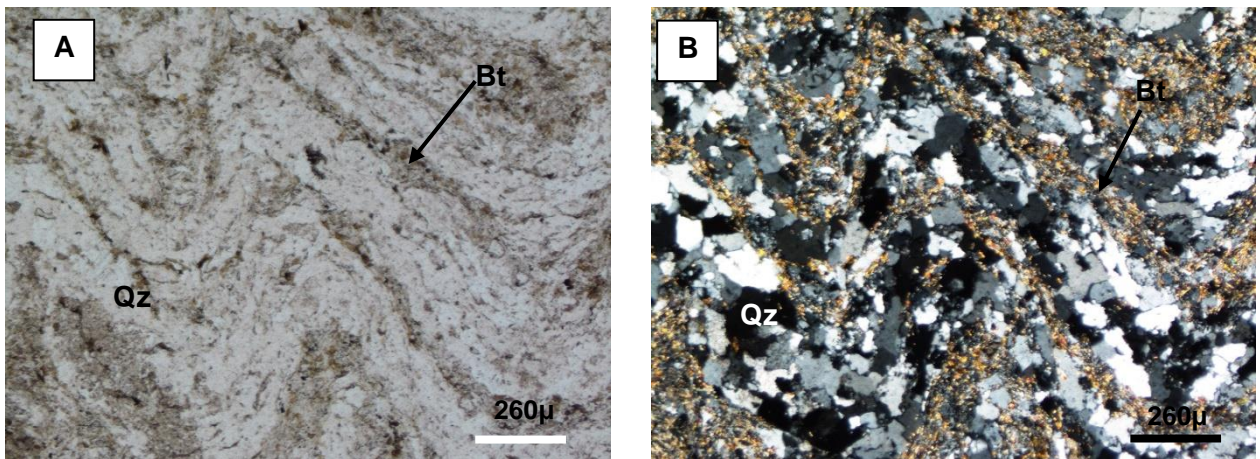


Figura 3.9: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Micaesquisto bandeado con biotita y cuarzo. (Muestra FO1317A)

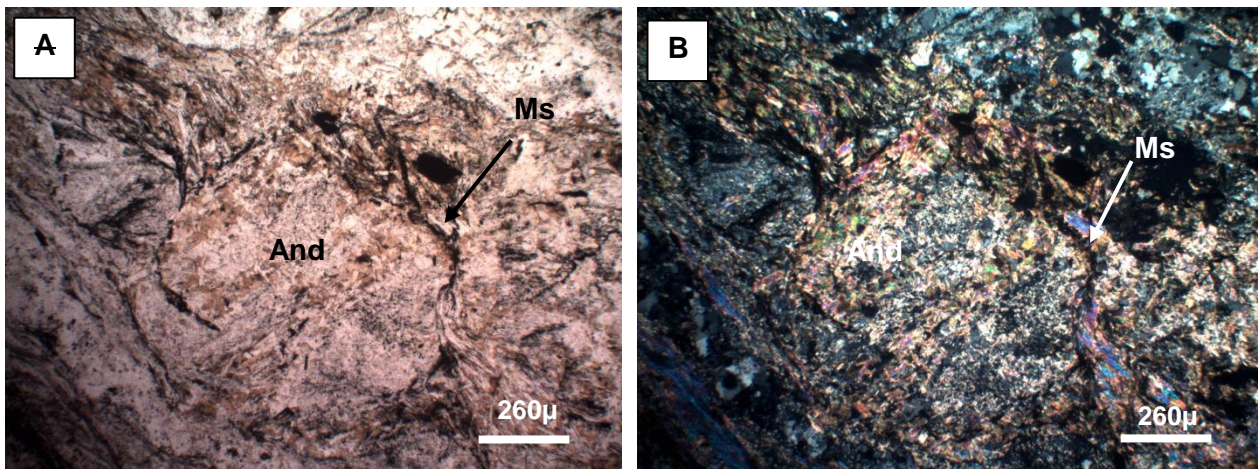


Figura 3.10: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Pseudomorfos de mica alterado a andalucita (muestra FO1317B)

d. Clastos de rocas volcánicas y sedimentarias

Se distinguen microscópicamente clastos de tipo volcánico y de tipo metasedimentario, como metapelitas y metapsammitas. Los clastos, como la matriz, se encuentran recrystalizados con crecimiento de actinolitas (Figura 3.11).

Se encuentran clastos de metapelitas y metapsammitas similares a las del CMT.

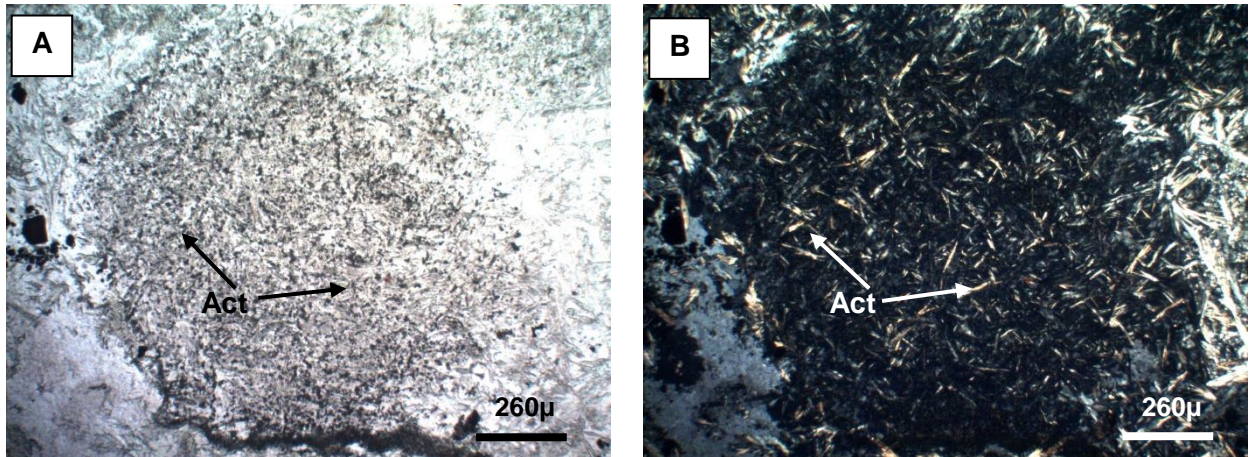


Figura 3.11: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Clasto redondeado actinolitizado (muestra FO1338).

3.3. Batolito Riñihue-Futrono

Corresponde a un cuerpo intrusivo félsico, fanerítico, inequigranular, que presenta cristales faneríticos, reconocibles a simple vista, de grano medio a fino, idiomórfico. Los cristales se distribuyen de manera homogénea, en observación macroscópica presenta una leve orientación de los máficos, en el microscopio se aprecia levemente. Presenta un índice de color mesocrático. Mineralógicamente presenta cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda (Figura 3.12).

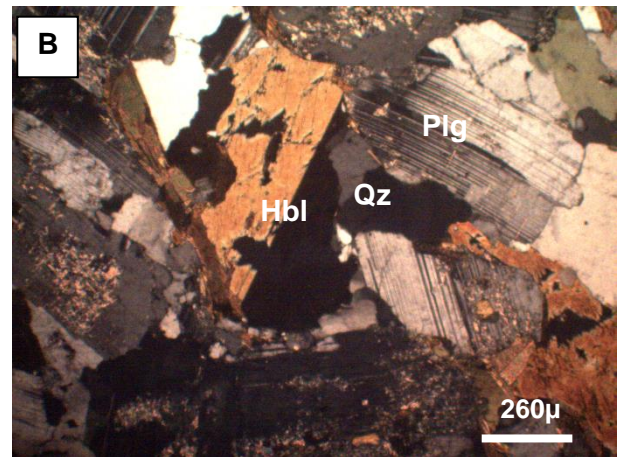
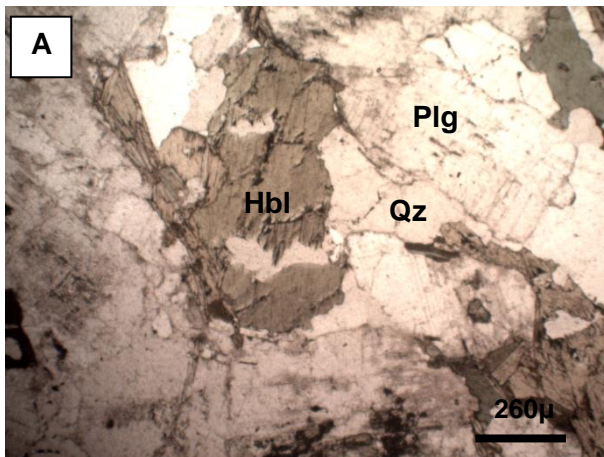
La plagioclasa es subhedral, de tamaño que no sobrepasa los 3 mm y no menor a 0,5 mm. Los cristales se presentan zonados. A veces esta zonación se encuentra parcialmente obliterada y los cristales afectados terminan en un borde albítico.

El feldespato potásico, tanto ortoclasa como microclina, se presentan generalmente micropertítico, anhedral, reempazando parcialmente a plagioclasas, e incluyendo a cristales de cuarzo. Los cristales de cuarzo poseen forma anhedral, de tamaño muy variado, rellenando intersticios entre los cristales de plagioclasa y rara vez en entrecrecimiento con feldespatos potásicos. Todos los cristales de cuarzo muestran extinción ondulosa y algo de fracturamiento.

La alteración que presentan estas rocas se manifiesta por la sericitización de los feldespatos, cloritización de la biotita y epidotización y cloritización de la hornblenda.

Se determina una composición de 57% de plagioclasas, 38 % de cuarzo y un 5% de feldespato potásico, lo que según el diagrama QAP (Streckeissen, 1967) la muestra clasifica como una tonalita de biotita y hornblenda.

Texturalmente presenta exsolución en feldespatos potásicos, textura consertal y en tablero de ajedrez en cuarzos, maclas de entrecruzado en microclina y polisintética en plagioclasas.



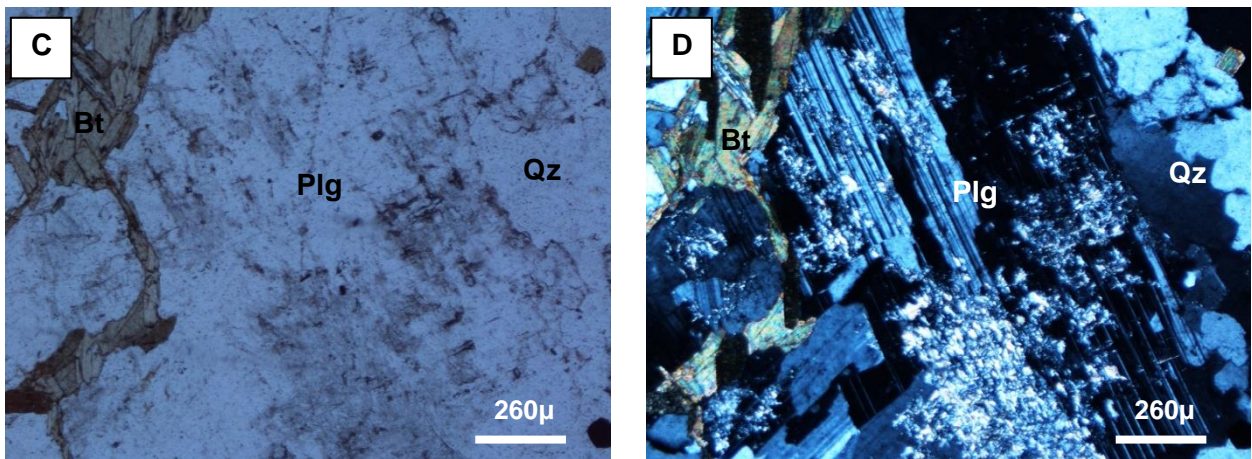


Figura 3.12: Fotomicrografías (A) y (B), (C) y (D) nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Se observa cuarzo, plagioclasas alteradas a sericita, biotitas y horblendas (Muestra FO1359).

4. METAMORFISMO Y DEFORMACIÓN

4.1. Metamorfismo regional

Las rocas del CMT presentan una foliación leve a moderada en metapsammitas y metapelitas (Figura 4.1), dado por un metamorfismo regional de bajo grado exhibiendo texturas lepidoblásticas dadas por la orientación de las minerales micáceos.

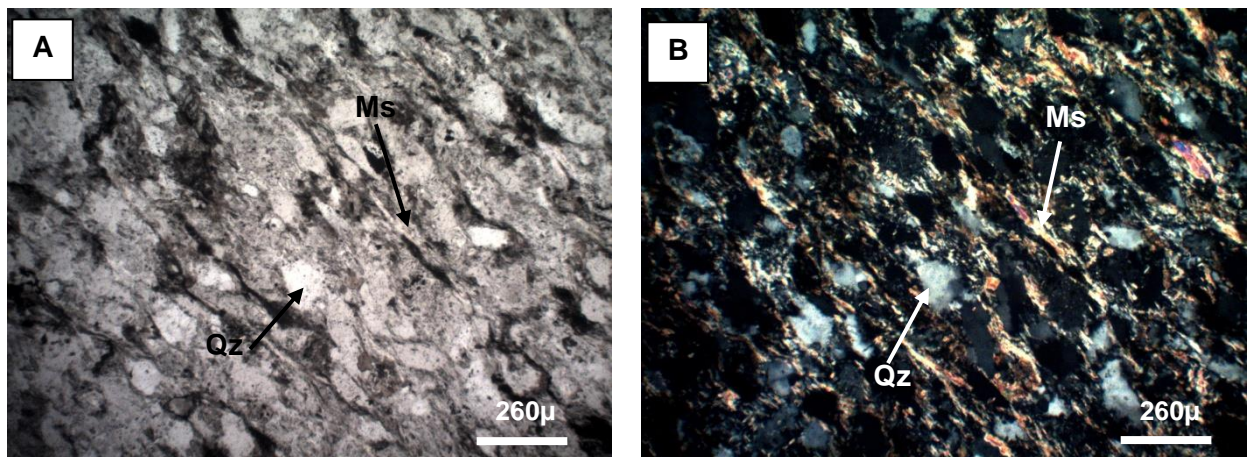


Figura 4.1: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados

respectivamente, 4X. Metapsammita foliada, con mica blanca (Ms) y biotita (Bt) orientadas (muestra FO1312).

4.2. Metamorfismo de contacto

Las rocas del CMT están afectadas por un metamorfismo de contacto de alta T y baja P, dada la intrusión del Batolito Riñihue-Futrono, en el Pennsylvaniano (Deckart *et al.*, 2012), el cual genera una aureola de contacto en la formación, desde las zonas de la biotita clorita hasta la zona de la andalucita. Las texturas desarrolladas son de carácter hornfésico, especialmente en las rocas de grano más grueso, y pese a que en las metapelitas se observa una textura lepidoblástica.

No se puede establecer con precisión la extensión de la aureola de contacto debido a la escasez de afloramientos, pero se restringe al borde oriental del CMT en cercanías al contacto con el Batolito.

4.2.1. Zonas Metamórficas

Considerando la mineralogía metamórfica desarrollada en las metapelitas y metapsammitas se pueden establecer zonas de distinto grado metamórfico. Dada la escasez de afloramientos resulta difícil hacer un estudio preciso de zonación metamórfica, por estas razones en la Figura 4.2 las isógradas de aparición de biotita, cordierita y andalucita, que definen zonas características que se describen a continuación, tienen un trazado tentativo. Para el trazado de las isógradas se considerarán las variaciones mineralógicas experimentadas en las rocas del CMT.

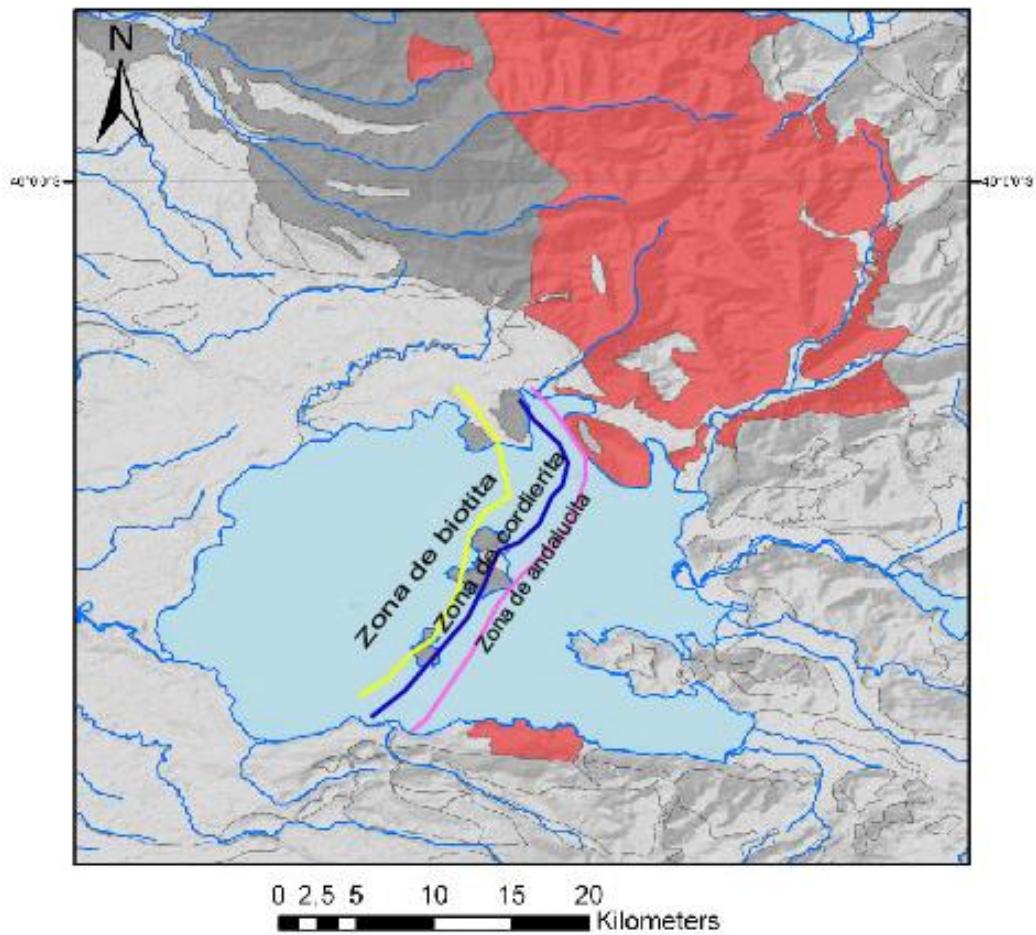


Figura 4.2: Mapa esquemático del CMT (gris) donde se observan las zonas metamórficas. En rojo el batolito Riñihue-Futrone. Se aprecia el aumento del grado metamórfico hacia el intrusivo.

4.2.1.1. Zona Muscovita-Clorita

No se presentan registros claros que indiquen la primera aparición de la asociación muscovita-clorita. Las rocas de más bajo grado de metamorfismo que presenta esta asociación, están ubicadas en la franja más alejada al intrusivo (Figura 4.2). La litología original de las rocas metamórficas de esta zona, incluye pizarras, areniscas y brechas.

Las rocas córneas derivadas de las brechas y areniscas, presentan cristales de cuarzo, clorita, calcita y muscovita en forma de sericita. Esta mineralogía se desarrolla preferentemente en la matriz y en algunos fragmentos, la débil cristalización permite ver relictos de las texturas originales de las rocas afectadas.

Las pizarras que pertenecen a esta zona, presentan una mineralogía de cuarzo, muscovita y clorita. Los cristales de clorita están algo orientados y la muscovita se presenta en cristales suborientados de tamaño variado (Figura 4.3). Esta disposición de los cristales tabulares les otorga a la roca una textura lepidoblástica.

La asociación típica es cuarzo-muscovita-clorita.

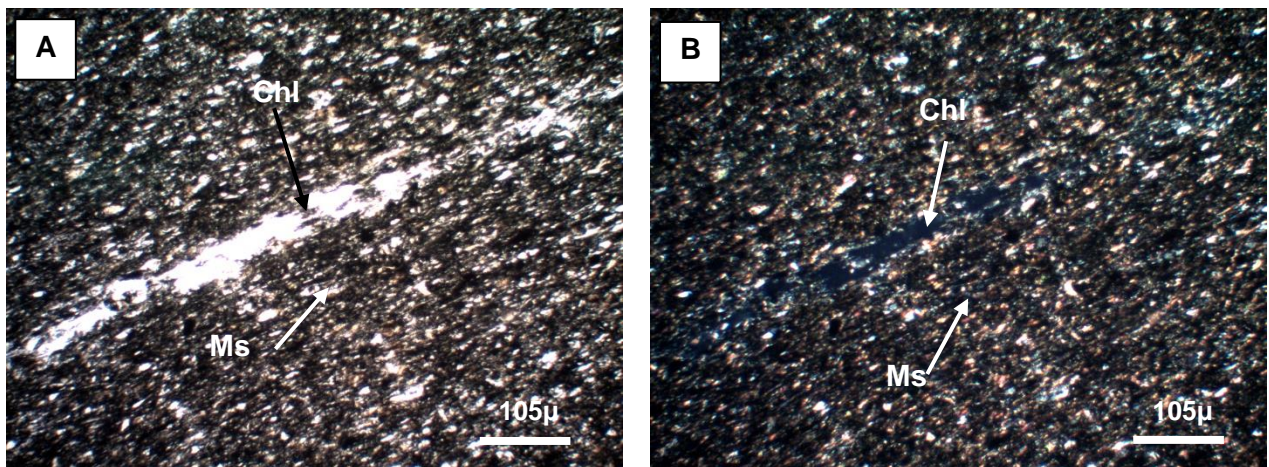


Figura 4.3: Fotomicrografías (A) y (B), nicols paralelos y cruzados respectivamente, 10X. Metapelita con clorita y muscovita orientadas (muestra FO1334).

4.2.1.2. Zona de Clorita-Biotita

Esta zona comienza con la isógrada de la aparición de biotita. La asociación que aparece en las rocas clásticas es de cuarzo, clortia, biotita con pleocroísmo que varía entre tonos pardo claro y amarillo pardo, y algo de calcita.

La zona de clorita-biotita se desarrolla en el área occidental de la isla Huapi, y en la isla Colcuma, en el lago Ranco, siendo la segunda zona más alejada del batolito en este estudio.

En la zona de clorita-biotita las pizarras están compuestas por un agregado fino de cuarzo, sericita y opacos (Figura 4.4). La clorita se encuentra ya sea formando la matriz o bien como micropórfidoblastos junto a la biotita.

Las metarenitas presentan una matriz mineralógicamente similar a las pizarras. La biotita es más abundante y frecuentemente se aloja en las sombras de presión que provocan los granos detríticos (Figura 4.4). La turmalina verde y el circón son accesorios detríticos comunes. La asociación típica es: Bt+Chl+Ms+Qz.

En las zonas más alejadas del intrusivo se muestra una incipiente cristalización de biotita orientada. Sin embargo, en los grados más altos, la biotita se va haciendo más abundante hasta llegar a constituir porfidoblastos típicos de áreas de metamorfismo de contacto.

Los cristales de biotita exhiben características tanto sintectónicas como post-tectónicas. Su cristalización debió comenzar por lo menos cuando recién se iniciaba la deformación y continuó después de finalizada la misma.

Frecuentemente la biotita aparece reemplazada en forma parcial por clorita.

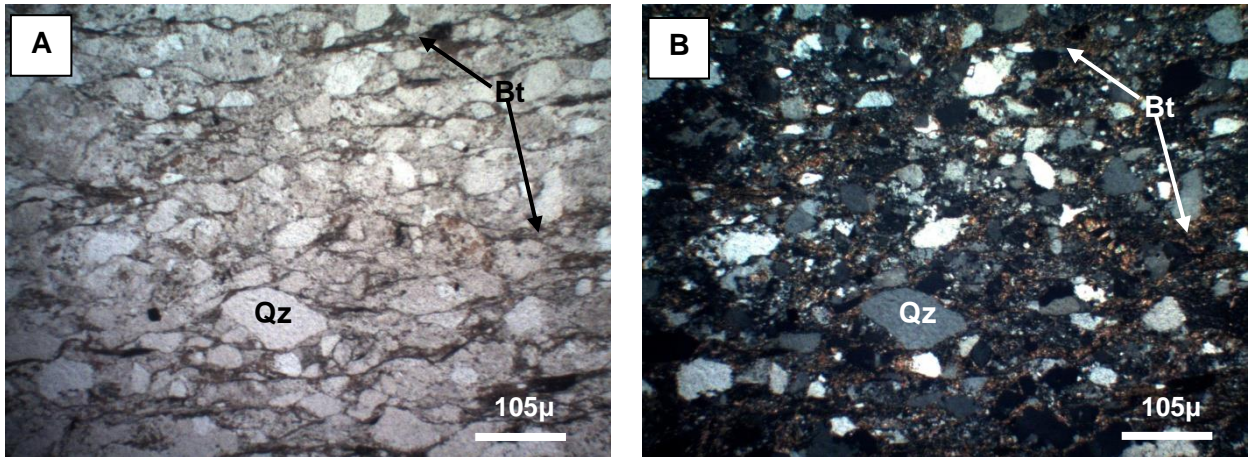


Figura 4.4: Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X. Metapsammitacornificada con biotita. Muestra FO1332

4.2.1.3. Zona de Cordierita

Esta zona está comprendida entre la isógrada de aparición de la cordierita y la isógrada de aparición de andalucita o en algunos casos el límite interno de la zona es el contacto con el cuerpo intrusivo. Esta zona incluye exclusivamente rocas córneas de pizarras.

La zona de cordierita se encuentra en la parte más oriental y nororiental de la isla Huapi y en la ribera noreste del lago Ranco, en la Isla Lillipepen. En esta zona se observa la aparición frecuente de porfidoblastos poikilíticos de cordierita en las pizarras, que pasan a constituir típicas pizarras moteadas, y menos frecuentemente en la matriz de las meta arenitas. La mayoría de los porfidoblastos de cordierita están parcial o totalmente reemplazados por clorita, muscovita y opacos (Figura 4.5).

Parada et al. (1976) menciona que las cordieritas en la Isla Lillipein tienen un claro indicador de que son syntectónicas en algunos casos y post tectónicas en otros.

La asociación típica encontrada es cuarzo-cordierita-muscovita-biotita.
 $\text{Chl} + \text{Ms} \rightarrow \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Qz} + \text{H}_2\text{O}$

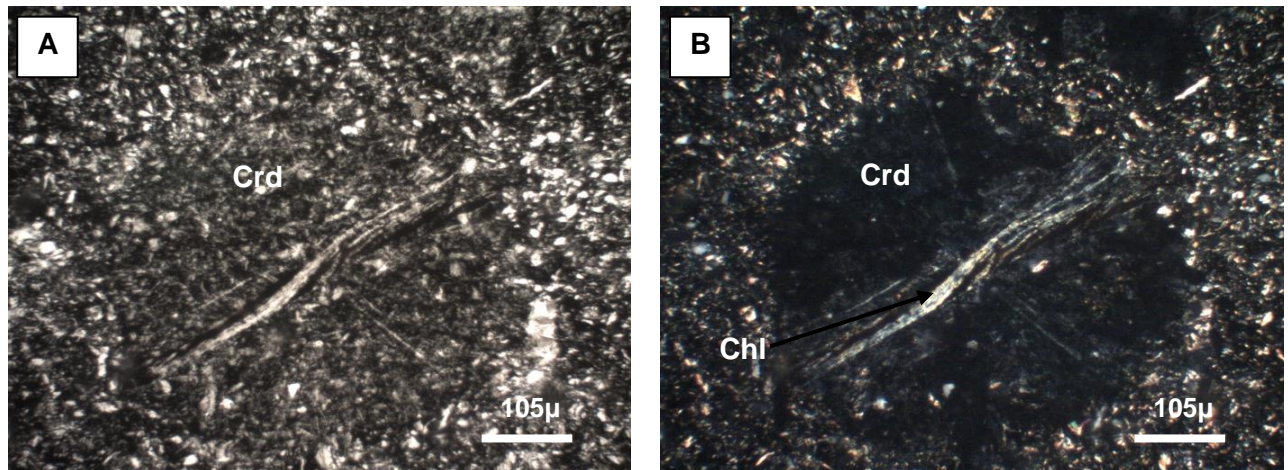


Figura 4.5: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X. Metapelita mostrando el detalle de los pseudomorfos de cordierita (muestra FO1339).

4.2.1.4. Zona de Andalucita

La zona de la andalucita se desarrolla en el área oriental de la Isla Huapi (Parada *et al.*, 1976) y en cercanías al batolito, en la ribera más nororiental del lago Ranco, la cual incluye exclusivamente rocas córneas derivadas de pizarras.

Existe un claro control litológico en la cristalización de la andalucita. Es posible observar tanto a nivel macroscópico como microscópico que la cristalización de este mineral está restringida a finas láminas pelíticas que contrastan con aquellas cuarzo-feldespáticas que no poseen andalucita.

La andalucita se presenta más bien idiomórfica macroscópicamente, pero bajo el microscopio se aprecian los bordes alterados a micas. Se encuentran como porfidoblastos de andalucita, quiasolita dadas las inclusiones carbonosas, de hasta 5 mm creciendo en distintas direcciones y presenta un fuerte metamorfismo retrógrado a mica blanca y clorita (Figura 4.6).

Del estudio microscópico se identifica una foliación principal (S2) y una foliación de crenulación. La foliación principal en este caso envuelve a los porfidoblastos de quiasolita, por lo que el crecimiento de estos cristales fue previo a esta foliación, lo que significaría un crecimiento entre las etapas acrecionarias del prisma y la intrusión del batolito.

También se destaca la presencia de porfidoblastos de clorita los cuales son posteriores a la última deformación debido a que no se ven afectados por la crenulación (Figura 4.7).

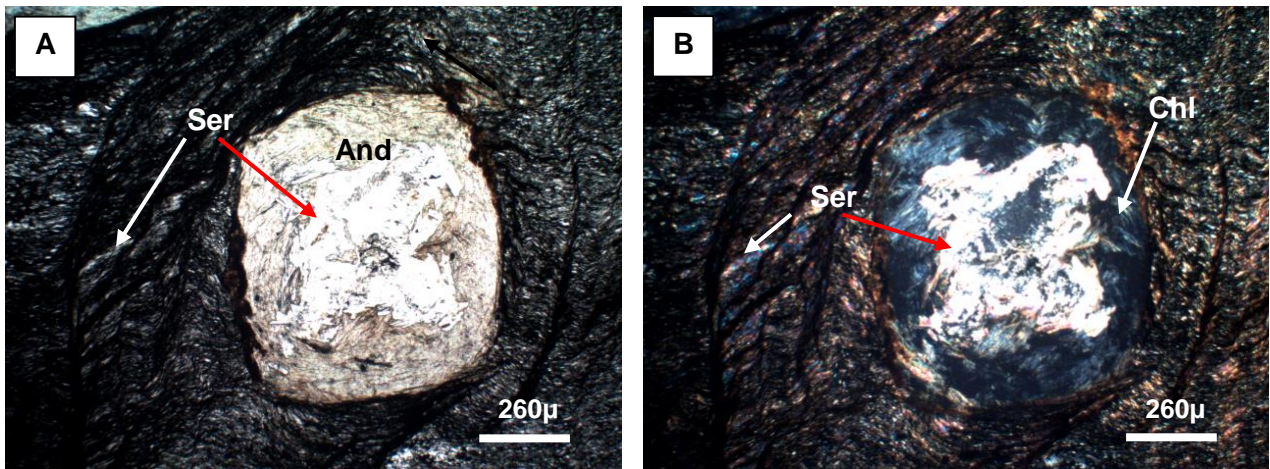


Figura 4.6: Fotomicrografías (A) y (B), nicols paralelos y cruzados respectivamente, 4X. Metapelita mostrando el detalle de los pseudomorfos de andalucita a sericita y clorita. Muestra FO1339.

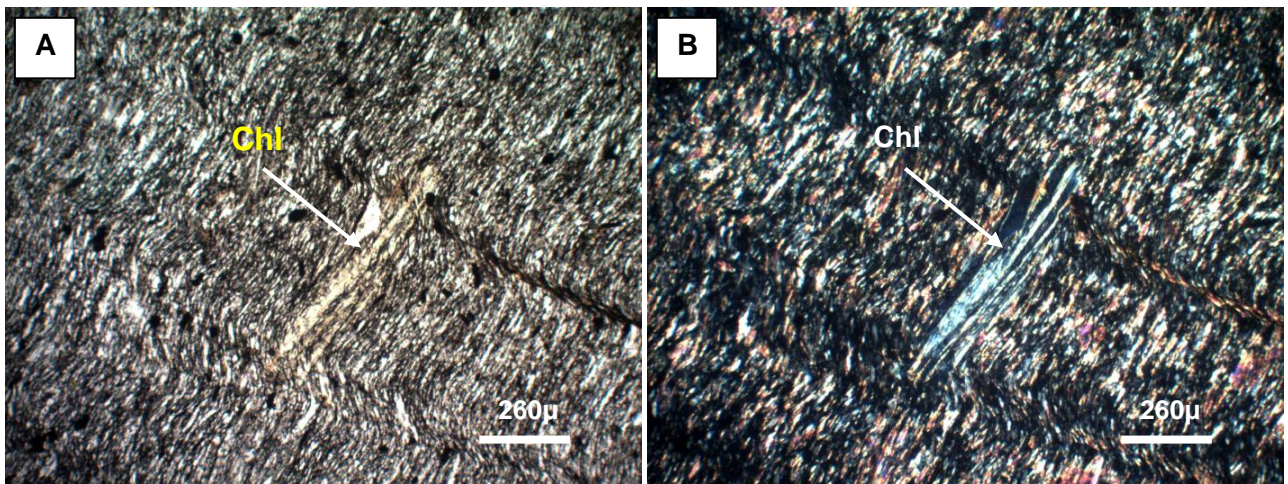


Figura 4.7: Fotomicrografías (A) y (B), nicoles paralelos y esquema representativo de clorita postectónica sin deformar, 4X. Muestra FO1345.

4.3 Condiciones físicas durante el metamorfismo de contacto

Las distintas asociaciones mineralógicas que aparecen en las rocas pelíticas con el metamorfismo creciente, responden a cambios en las condiciones de presión y temperatura a que fueron sometidas las rocas.

En esta sección se analizarán algunas reacciones metamórficas propuestos por diferentes autores para minerales que aparecen en la aureola de contacto.

Con los antecedentes se pueden adelantar algunas consideraciones generales:

i) En primer término se pueden estimar las condiciones de presión y temperatura a que estuvieron sometidas las rocas de la aureola de contacto. El paso gradual de rocas con asociaciones con muscovita-clorita-biotita a rocas con cordierita hace que la reacción $Ms + Chl + Qz = Cord + Flogopita$ (Seifert, 1970) sea la más válida para explicar la desaparición de clorita en presencia de muscovita y cuarzo y la aparición de cordierita.

ii) La presencia de clorita secundaria en rocas con cordierita, y de muscovita pseudomorfa según andalucita indican efectos de metamorfismo retrógrado. La ocurrencia de este proceso está avalada además por el intenso reemplazo que muestran los porfidoblastos de cordierita a minerales de menor grado metamórfico.

Reacción	T°C	Km
Aparición Biotita (Turner, 1968)	400	5,3
Musc+Chl+Qz= Cord+Flogopita (Seifert,1970)	530	2
Musc+Qz=Feld/K+Al ₂ SiO ₅ (Evans, 1965)	670	0.8
Tabla 2: posibles valores de T° a PH ₂ O aprox. 3kb para las reacciones en la aureola de contacto.		

En la tabla 2 están indicados los valores de T° para las reacciones críticas a una P H₂O a 3 kb a las distancias respectivas del contacto con el batolito (Parada *et al.*, 1976).

4.4 Estructuras metamórficas

Las rocas del Complejo Metamórfico Trafún (CMT) que afloran en el Lago Ranco, exhiben estructuras dúctiles caracterizadas por un plegamiento y foliaciones penetrativas desarrolladas probablemente durante los eventos acrecionarios del prisma paleozoico. La deformación frágil está caracterizada por sistemas de fallas y diaclasas asociadas a eventos de deformación posteriores, los cuales no son estudiados en este trabajo.

Las rocas del CMT afloran en una franja de dirección NS y se distribuyen en la zona precordillerana del centro-sur de Chile entre los 39 y 40°S.

4.4.1 Foliación

Luego de su depositación, las rocas metamórficas del CMT sufrieron al menos 2 episodios de deformación y metamorfismo penetrativos (S_1 y S_2) antes del Triásico (Hervé, 1977). En la figura 4.8 se aprecia las rocas deformadas del CMT.



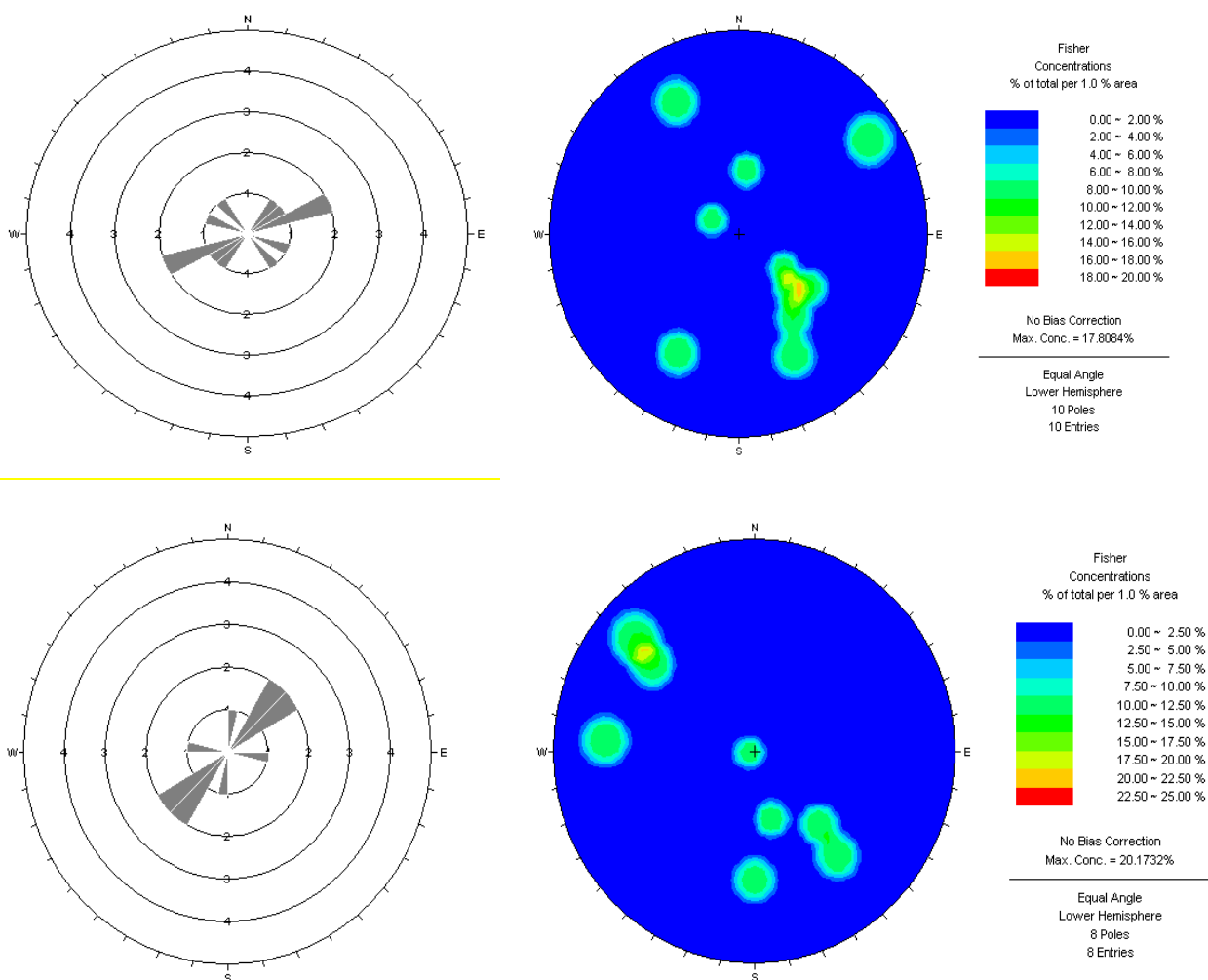
Figura 4.8: Fotografía de terreno de la estratificación del CMT, plegada por D1.

Las rocas del Complejo Metamórfico Trafún (CMT) presentan 3 tipos de foliaciones reconocibles en terreno, denominadas S_0 , S_1 y S_2 . A partir de las mediciones realizadas en terreno, se cuenta con una base de datos reducida de 21 mediciones de planos de foliación, principalmente de S_0 , S_1 y en forma reducida S_2 . Los gráficos de rosetas de rumbo y diagramas de concentración de polos para cada foliación se efectúan mediante el *softwareDips* (Figura 4.10).

4.4.1.1 Foliación S_0

El plano de foliación S_0 corresponde a la superficie de estratificación original de las secuencias metaturbidíticas depositadas en condiciones sub-

acuáticas en el Silúrico-Devónico. Se encuentra bien preservado en la zona de biotita, y ocasionalmente en la zona de andalucita y cordierita (Figura 4.9). En términos generales, presenta una orientación ENE-WSW y manteo de $\sim 45^\circ$ hacia el NW (Figura 4.10). Las variaciones de orientación tanto en el rumbo como en el manteo se deben a pliegues producidos por el primer evento de deformación que genera la foliación S1.



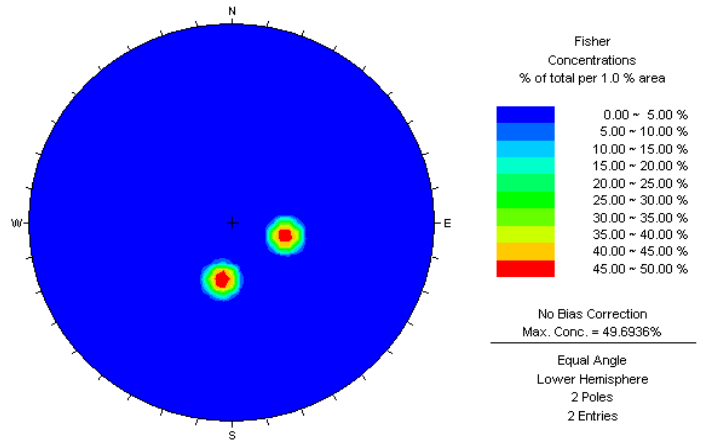


Figura 4.10: Roseta de rumbo (izquierda) y diagrama de concentración de polos (derecha) de las foliaciones S0, S1 y S2 de CMT.

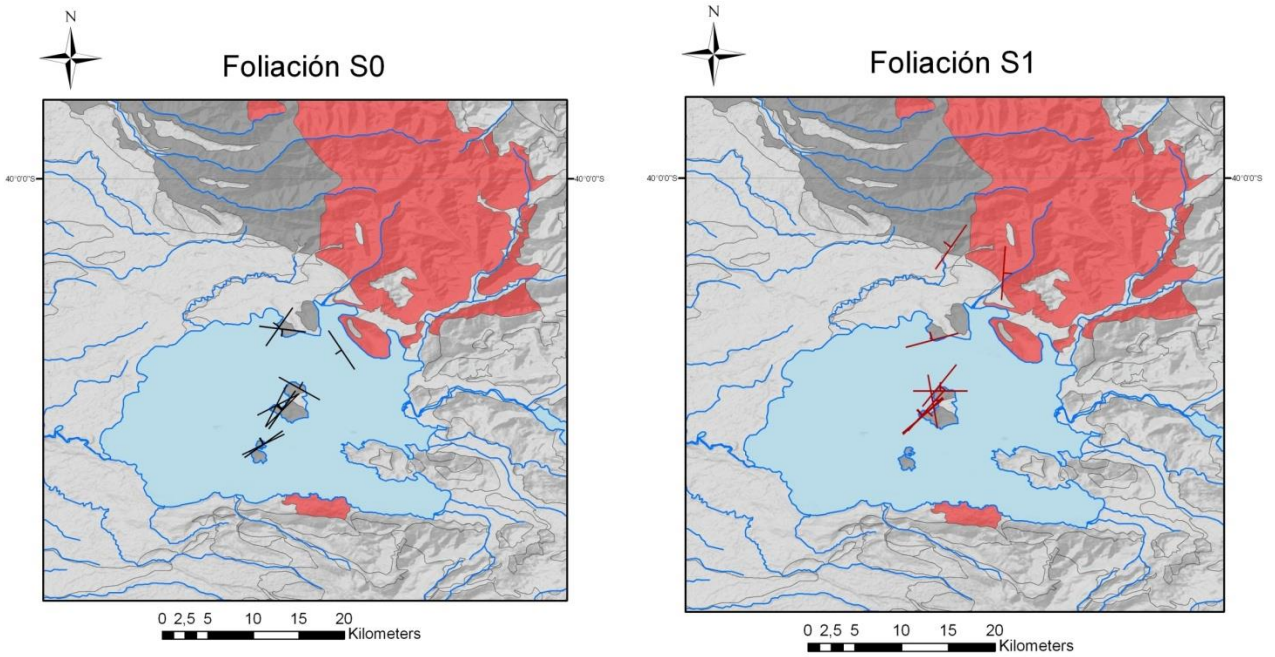


Figura 4.9: Mapa del CMT en la zona de estudio con sus direcciones de estratificación S0.

Figura 4.11: Mapa del CMT en la zona de estudio con la foliación S1.

4.4.1.2 Foliación S1

De las rocas metamórficas que afloran en el área de estudio, la foliación S1, es la predominante y se observa como una foliación penetrativa subparalela a la superficie S0, distinguible fácilmente en la Isla Huapi. Se presenta en rocas foliadas, con textura lepidoblásticas. Presenta una disposición general NE-SW y manteo subvertical hacia el SE y el NW (Figura 4.10 y 4.11).



Figura 4.12: Fotografía de una metapelita del CMT, mostrando plegamiento de bandas de cuarzo, se observan estructuras generadas en dos procesos deformativos al menos.

4.4.1.3 Foliación S2

Con la información de mediciones de S2, se pueden identificar dos planos perpendiculares en el rumbo NE y NW, con manteo de 30° de vergencias opuestas hacia el NW y el NE.

De acuerdo a las observaciones de terreno y microscópica de cortes transparentes, la foliación S2 corresponde a un clivaje de crenulación paralelo a planos axiales abiertos subhorizontales (foliación de pliegue axial).

La foliación S2 no es la foliación predominante de las rocas metamórficas que afloran en el área de estudio, y está formada por un 2° evento deformacional que se superpone al primer evento, responsable de la formación de S1.

4.5 Relaciones entre deformación y cristalización metamórfica

Las rocas del CMT sufrieron episodios de deformación intensos, como se observa en la figura 4.12, donde se aprecian bandas de cuarzo deformadas.

El examen al microscopio de las muestras recolectadas en la aureola de contacto, revela una obliteración gradual de las texturas originales por la creciente cristalización metamórfica que se desarrolla en las cercanías al intrusivo.

En la ribera norte del lago Ranco, donde la cristalización metamórfica ha sido menos intensa, se reconoce la estratificación (S0) y el clivaje principal (S1). Sólo en lugares que ya se indicó se distingue un segundo clivaje (S2) que transpone al primero.

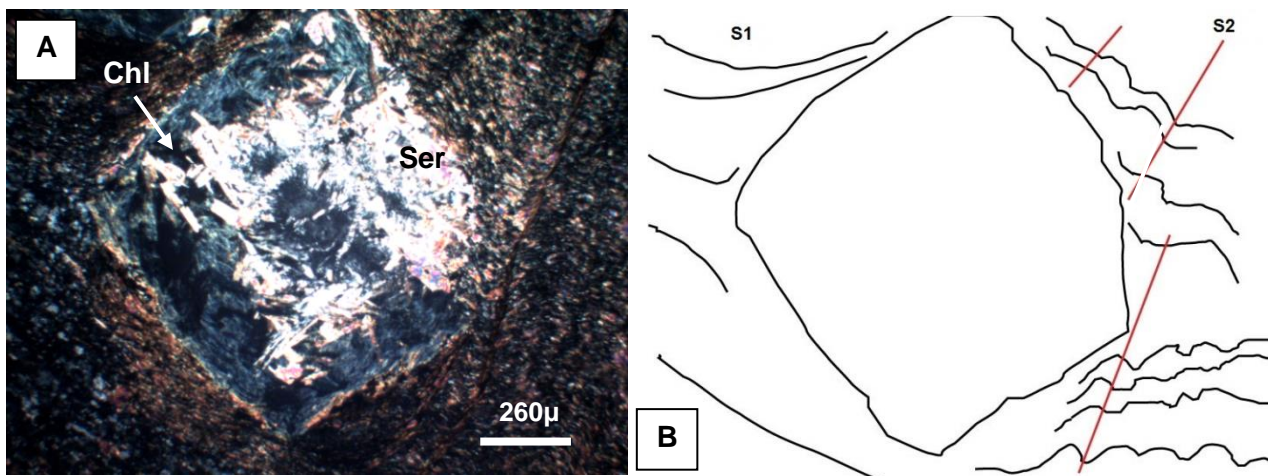


Figura 4.13: Fotomicrografías (A) y (B), nicols paralelos y esquema representativo de andalucita pretectónica envuelta por la foliación principal, 4X. Muestra FO1345.

Es posible realizar algunas observaciones texturales que permiten relacionar temporalmente, la cristalización metamórfica con la deformación causante de la foliación S2.

Se ha podido observar, que la S2 afecta fundamentalmente a la muscovita, la que se encuentra transpuesta o bien afectada por “kinkbands” (Figura 4.13). Sin embargo en otras rocas la muscovita forma parte de la trama orientada que se flexa a veces alrededor de los porfidoblastos de cordierita y andalucita.

La zona más cercana al batolito, en la ribera noreste del lago Ranco se puede ver que la foliación existente dada por la orientación de muscovita y biotita, se flexa alrededor de los porfidoblastos de andalucita (Figura 4.13), por lo que las andalucitas son previas a la foliación principal.

Se puede apreciar que hay un crecimiento de porfidoblóstos de clorita, seguramente por el metamorfismo retrógrado, las cuales se forman después de la deformación, se puede apreciar que la punta del cristal corta la crenulación (Figura 4.14) por lo que son posteriores a esta deformación. Sin

embargo se aprecian levemente orientadas a la foliación principal (Figura 4.14).

4.6 Eventos de deformación

La variedad de foliaciones observables, constituye un importante

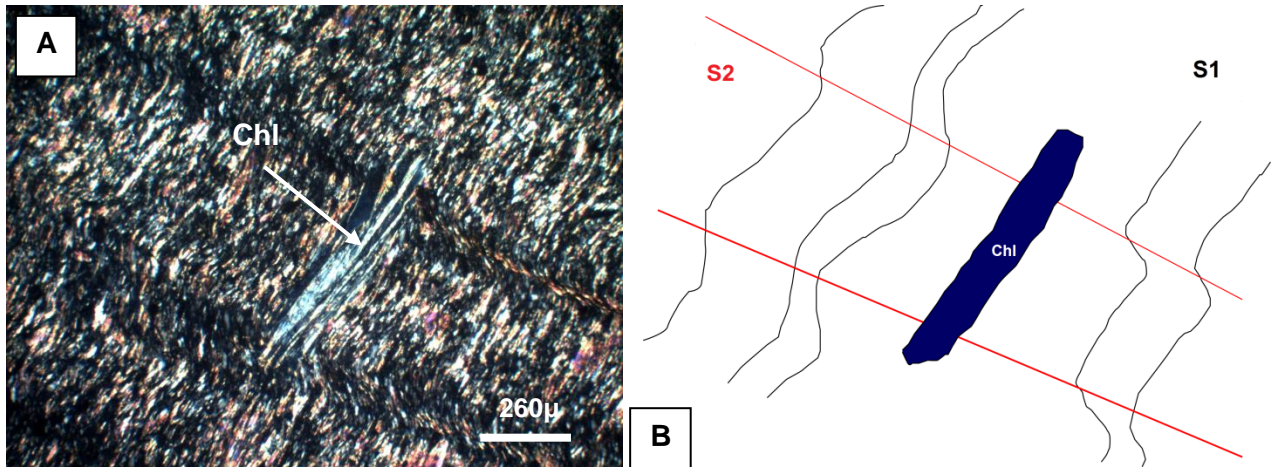


Figura 4.14: Fotomicrografías (A) y (B), nicols paralelos y esquema representativo de clorita postectónica sin deformar, en la ribera noreste del lago Ranco. 4X. Muestra FO1345.

registro de los eventos deformacionales en la zona de estudio.

El primer evento de deformación (D1), asociado a la generación de la foliación S1, corresponde a un evento a escala regional que produce la formación de minerales como clorita y muscovita, que se encuentran orientados. Tal evento se asocia a la acreción frontal del prisma paleozoico.

En forma posterior, ocurre un segundo evento de deformación (D2), el que es el responsable de la generación de la foliación S2 y pliegues de plano axial observados en terreno. Asociado a este evento es el comienzo de cristalización de algunos porfidoblastos de biotita y cordierita. Dicho evento

deformativo se asocia a la acreción basal en el Carbonífero Superior – Pérmico Inferior (Willner, 2005).

Los Estratos del Lago Ranco depositados durante el Mioceno Temprano, se encuentran afectados por una deformación que genera pliegues apretados. Tal evento se asocia a la orogenia responsable en parte del alzamiento de la Cordillera Andina. Tal deformación debe haber afectado al CMT a escala regional, produciendo un S3, no identificable en terreno.

5. PROVENIENCIA

5.1. Geocronología

Existen antecedentes geocronológicos de algunas de las rocas estudiadas (tabla 3).

Tabla 3: recopilación de edades para el CMT y el batolito Riñihue-Futrono

Autor	Tipo de muestra	Edad Ma	Método
Martin <i>et al.</i> , 1998	Clasto granitoide CMT	383	U-Pb circón
Martin <i>et al.</i> , 1998	Metapsammita CMT	402	U-Pb circón detrítico
Deckart <i>et al.</i> , 2012	Batolito Riñihue-Futrono	304.9 ± 2.4	U-Pb circón
Munizaga <i>et al.</i> , 1988	Batolito Riñihue-Futrono	304.8 ± 1.2	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar biotita
Munizaga <i>et al.</i> , 1988	Batolito Riñihue-Futrono	295±7	K-Ar biotita
Martin <i>et al.</i> , 1998	Batolito Riñihue-Futrono	316±7.1	K-Ar biotita

5.2. Metapsammitas

La presencia de granos de cuarzo, feldespatos, y líticos en las metapsammitas permite realizar un diagrama de discriminación tectónica (Figura 5.1). Las muestras en general son arcosas-subarcosas, las cuales dada la abundancia de cuarzo y feldespato se supone un aporte de fuentes ígneas o metamórficas. Los fragmentos líticos son principalmente fragmentos volcánicos y metamórficos. En la tabla 4 se observa una clara abundancia en cuarzo. Las muestras se encuentran en 2 sectores del diagrama:

(a) Transición continental: estas muestras más ricas en feldespato caen en la categoría de arcosas. Presentan un componente dominante de cuarzo, y algo de feldespatos. Son formadas por la meteorización de rocas ígneas o metamórficas ricas en feldespatos, más comúnmente de rocas graníticas (félsicas). El aporte entonces vendría a ser continental e ígneo o metamórfico.

(b) Orógeno reciclado: las muestras con una mayor presencia de fragmentos líticos caen dentro del campo de un orógeno reciclado. De esta información se puede interpretar un aporte ígneo tanto intrusivo como extrusivo. Se observa un alto porcentaje de cuarzo nuevamente. Este tipo de procedencia habla de un ambiente tectónico de complejos de subducción o cinturones de pliegues y cabalgaduras.

Tabla 4: Conteos modales de metapsammitas.										
	FO131	FO13	FO13	FO13	FO13	FO13	FO13	FO13	FO13	FO13
	2	13	15	16	22	30	31	32	33	42
Q	81,4	66,7	69,2	84,6	75,7	66,2	78,9	77,3	57,1	55,6
F	15,7	33,3	30,7	15,4	17,6	22,1	10,5	22,7	28,6	38,9
L	2,8	0	0	0	6,7	11,8	10,5	0	14,3	5,5

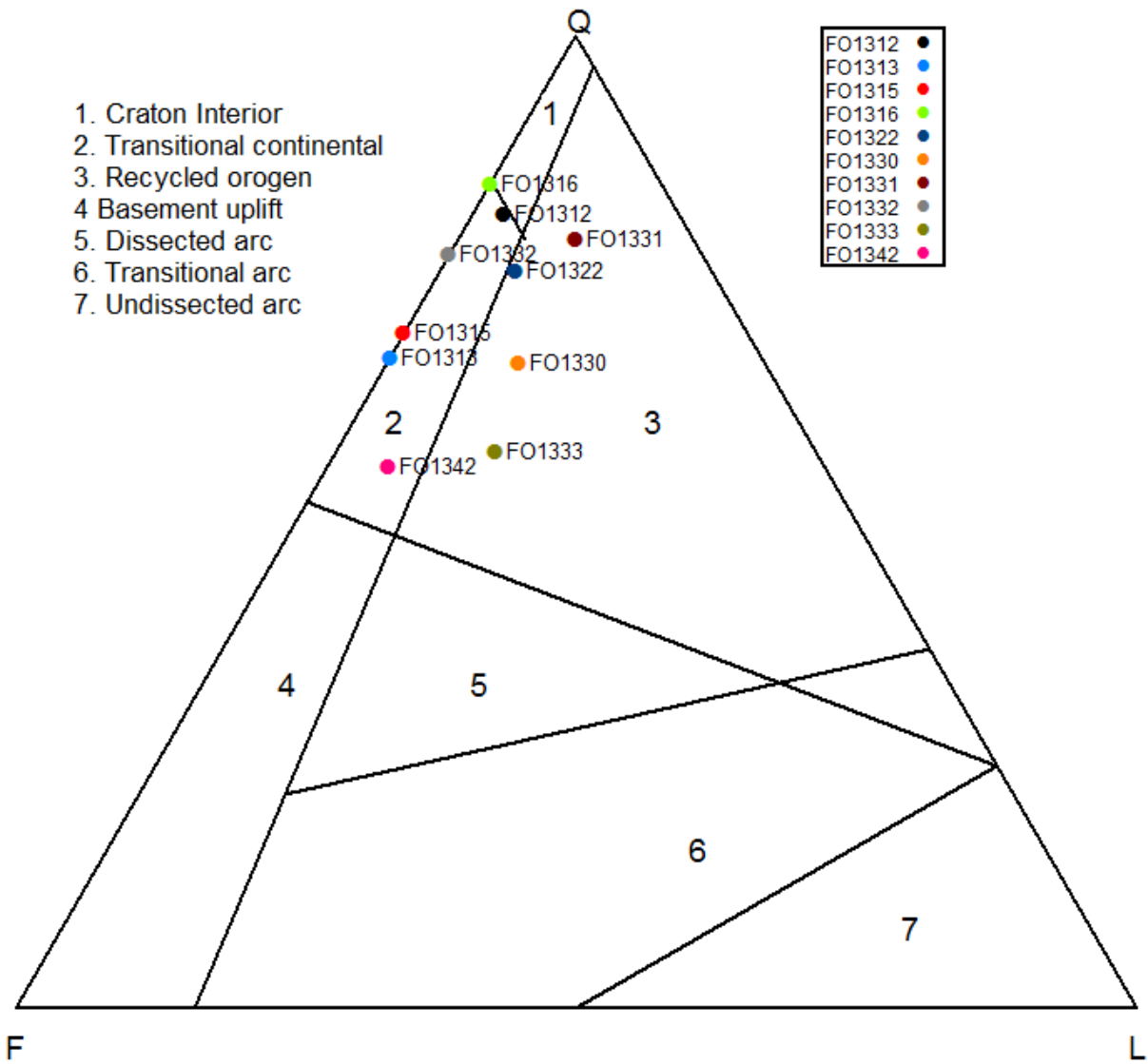


Figura 5.1: Diagrama de discriminación tectónica en areniscas por Dickinson (1983). Q=cuarzo, F=feldespatos, L=líticos.

La información obtenida del diagrama de discriminación tectónica nos indica que hay aportes desde fuentes ígneas o metamórficas, y que también hay aportes de una fuente volcánica.

5.3. Clastos en metaruditas

La existencia de una metarudita grosera en el CMT es de alta importancia, esto debido a que los clastos que la componen, de distintas litologías, tienen similitudes con afloramientos cercanos. Como ya se mencionó en el capítulo III de petrología, los clastos estudiados corresponden a rocas ígneas graníticas, metamórficas, máficas, volcánicas y sedimentarias.

5.3.1. Clastos ígneos

La datación realizada, en U-Pb en circón, por Martin et al. (1998) en un clasto de granitoide recolectado en la metarudita de la Isla Huapi, dio una edad de 383 Ma, el cual se puede correlacionar con algunos afloramientos de intrusivos devónicos en la Argentina (Figura 5.2).

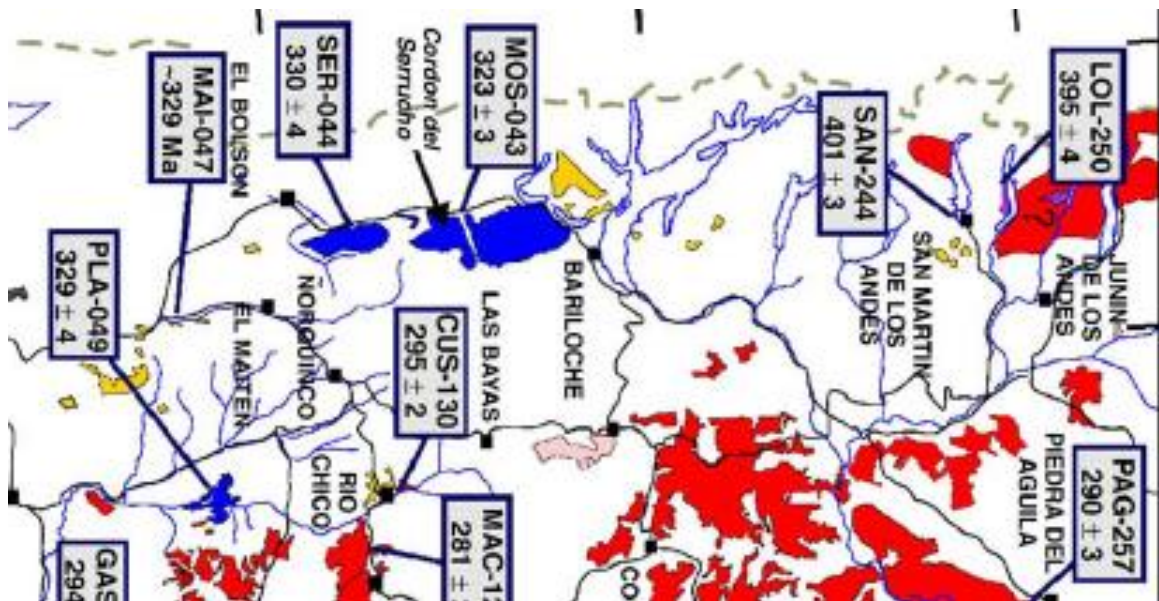


Figura 5.2: Fragmento de mapa del macizo Nordpatagónico, indicando presencia de intrusivos de edades devónicas en la zona de San Martín de Los Andes (tomado de Pankhurst *et al.*, 2006).

Pankhurst et al. (2006) realizaron campañas de dataciones, en circones mediante el método U-Pb, en la zona de San Martín de los Andes, las cuales dieron 395 ± 4 y 401 ± 3 Ma. Varela *et al.*, (2005) también obtuvieron edades de granitoides devónicos los cuales dieron según el método de U-Pb entre 380-420 Ma, y en K-Ar en micas de 375 a 310 Ma. Estas son las edades que calzan aproximadamente con la edad del clasto de granitoide en la metapsammita de isla Huapi.

Dado que estos coinciden en litología y edad con esta información se interpreta que el clasto podría provenir de estos afloramientos. Esto nos indica un aporte oriental de material para la metarudita, de la erosión de un arco devónico y de rocas más antiguas.

5.3.2. Clastos máficos

Se encuentra un clasto compuesto casi exclusivamente por tremolita-actinolita y talco. Una mineralogía similar se encuentra en el complejo metamórfico Bahía Mansa, la cual se encuentra intruida por un dique traquítico de edad devónica (Duhart *et al.*, 2001).

La presencia de estos fragmentos de rocas máficas en la metarudita de Isla Huapi indica la participación de material detrítico afines a las litologías presentes en rocas metamórficas expuestas en la Cordillera de la Costa (Duhart *et al.*, 1997). Con esto se interpreta un aporte desde el occidente.

5.3.3. Clastos metamórficos

La abundancia de clastos de esquistos y gneises nos indica un aporte de una zona metamórfica de un grado mayor al presente en el resto del complejo, en el cual no se identifican, por ejemplo, gneises. Estas rocas podrían ser de la serie occidental pero deberían ser más antiguas que la intrusión del batolito a los 304.9 ± 2.4 Ma. (Deckart, *et al.*, 2012), lo que tiene sentido ya que las rocas de la serie metamórfica occidental tienen edades carboníferas-pérmicas.

El aporte entonces podría ser desde las rocas metamórficas del basamento cristalino o de rocas metamórficas más antiguas.

5.4. Datación en circones

Muestras de las rocas metasedimentarias fueron recolectadas para realizar dataciones en circones mediante el método U-Pb en SHRIMP (*sensitive high resolution ion microprobe*) en *The Australian National University* (SHRIMP II). Se seleccionó la muestra FO1313 la cual corresponde a una metapsammita, debido a la abundancia de circones que presentaba.

Los datos analíticos son mostrados en diagramas de Tera-Wasserburg para el Pb, y las edades radiogénicas son expuestas en diagramas de probabilidad relativa. Una edad de máxima depositación para las metapsammitas puede ser determinada desde la edad promedio del *peak* más joven en esta distribución.

Se seleccionó un clasto de granodiorita perteneciente a las metaruditas, para realizar dataciones, la muestra seleccionada es la FO1320.

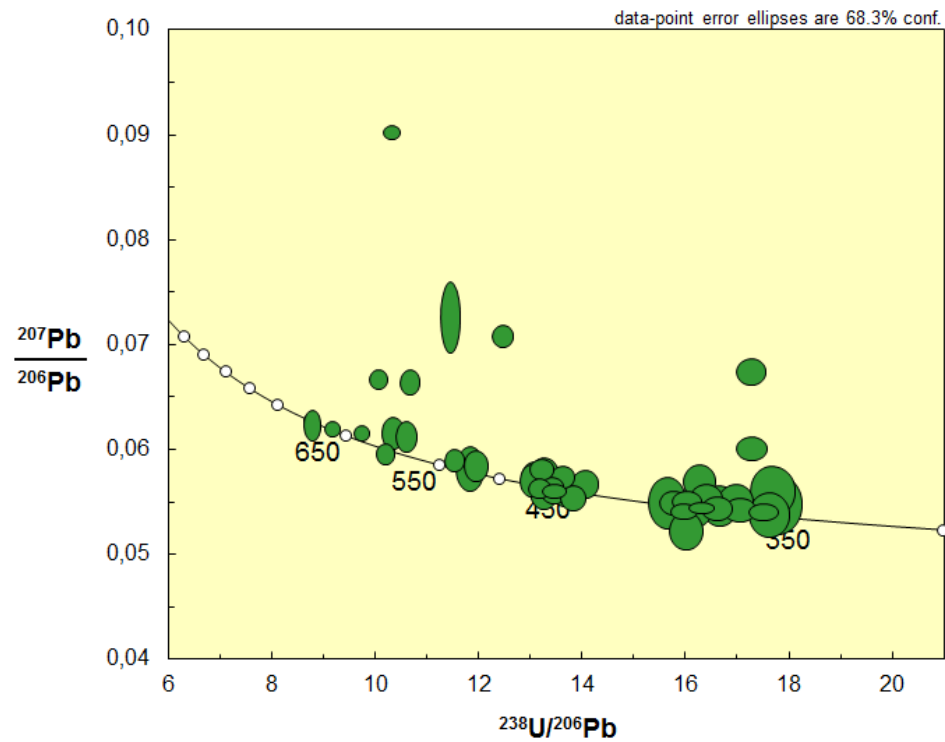
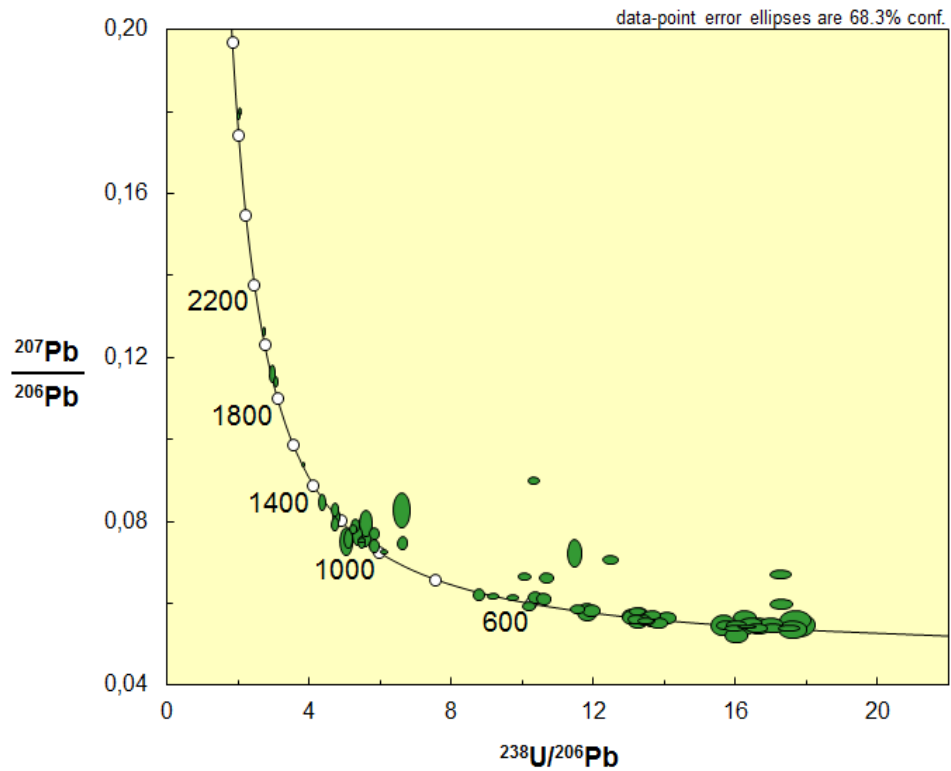


Figura 5.3: Diagramas Tera-Wasserburg para edades U-Pb en circones detríticos de muestra FO1313. Las elipses presentan un límite de confianza de 68%.

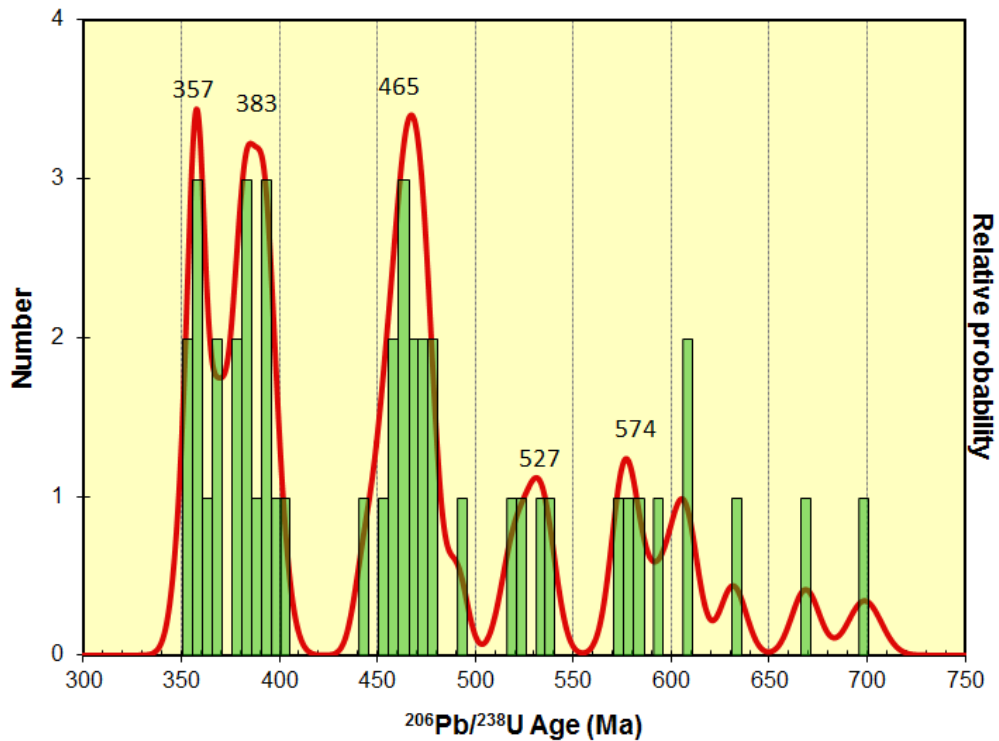
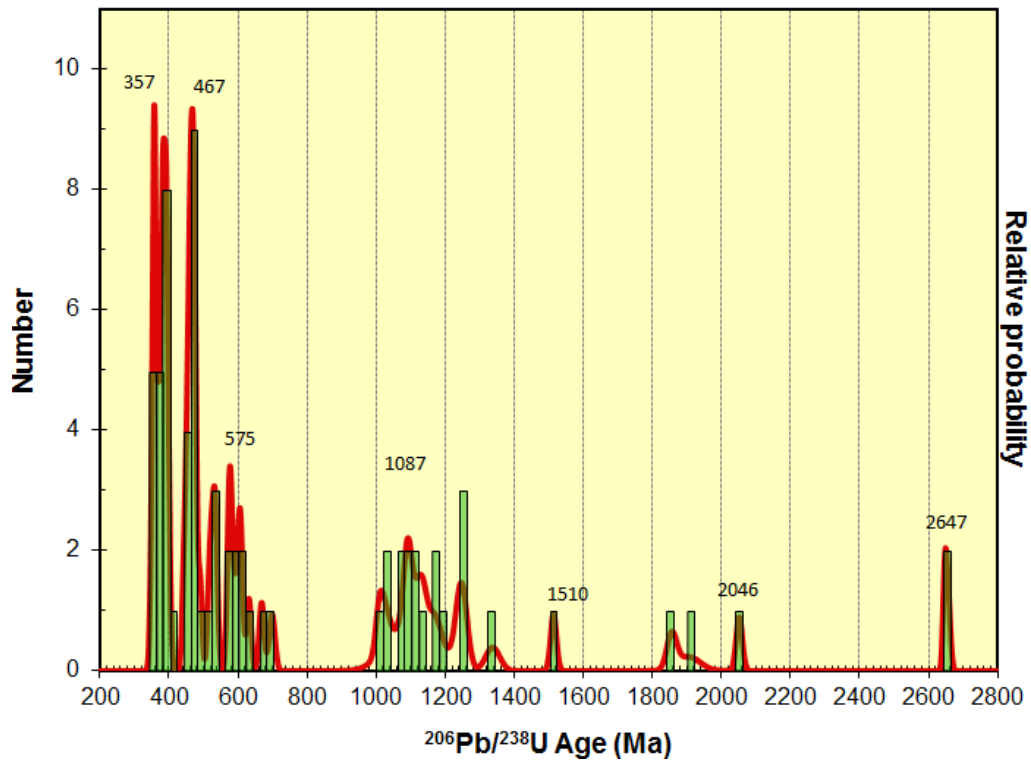


Figura 5.4: Diagramas de densidad de probabilidad relativa mostrando patrones de distribución de edades en muestra FO1313. Imagen superior muestra la totalidad de distribuciones. Imagen inferior exhibe edades <700 Ma.

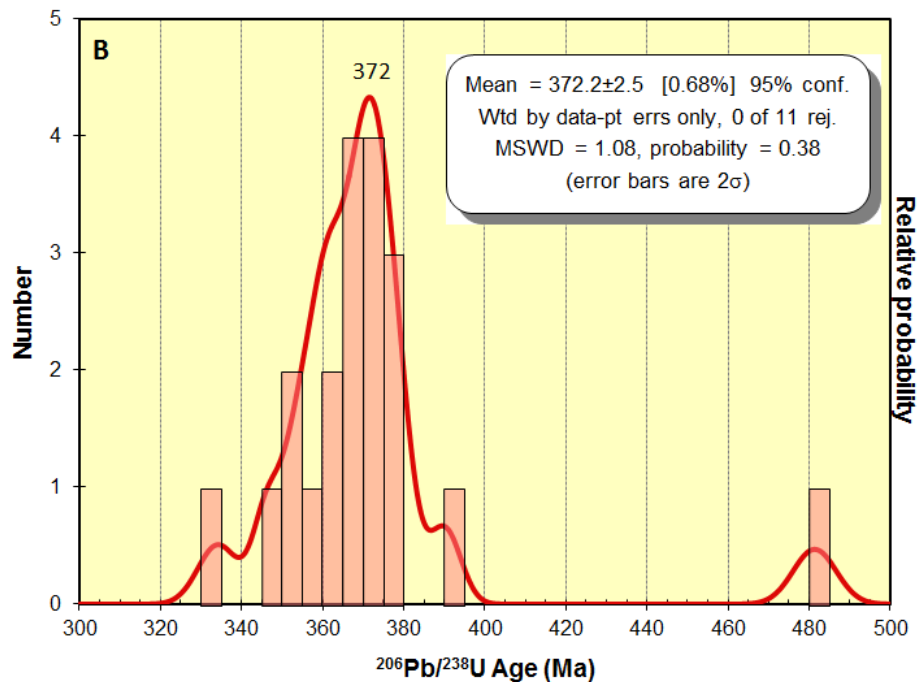
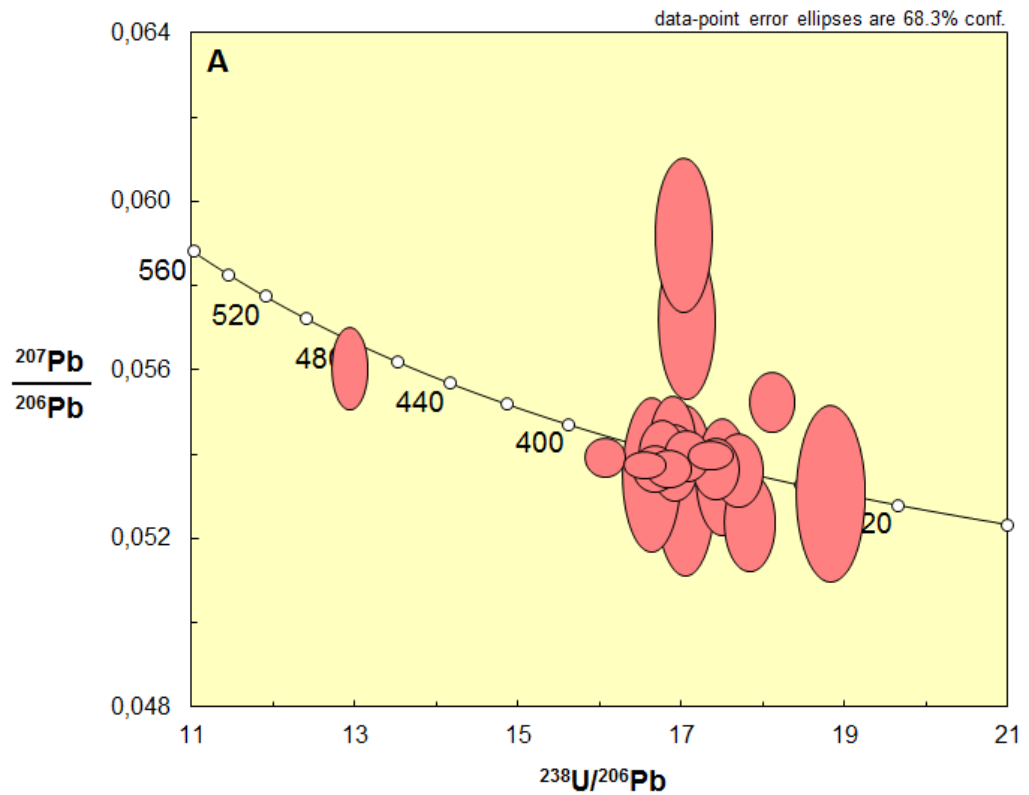


Figura 5.5: A: diagrama T-W para circones en clasto de granodiorita (FO1320), mostrando concordancia de las elipses. B: diagrama densidad de probabilidad relativa indicando peak de edad devónica.

Se obtiene una edad concordante para el clasto de granodiorita de 372 Ma (Devónico Superior).

La distribución de edades en la metapsammita indica una edad máxima de deposición de 357 Ma. para el CMT, con peaks de 383, 465, 527, 574 Ma. Las edades más antiguas se consideran como heredadas. Por lo que las fuentes principales son devónicas y ordovícicas.

6. DISCUSIÓN

6.1. Metamorfismo

Se discuten zonas metamórficas de metamorfismo de contacto prógrado, con un metamorfismo retrógrado evidenciado en los porfidoblástos de andalucita y cordierita.

El crecimiento de las andalucitas se interpreta por el metamorfismo de contacto en las metapelitas, dado que son minerales del mayor grado metamórfico y su cercanía al batolito Riñihue-Futrono. Las relaciones texturales que se observan en corte transparente es que las andalucitas son previas a la foliación principal S1 observada.

Las rocas estudiadas muestran una foliación principal S1 subparalela a la S0, aunque algunas rocas presentan una segunda foliación S2.

De los datos obtenidos para la muscovita, podemos suponer que su cristalización comenzó antes de la segunda deformación y, continuó durante y aún después de ella.

La presencia de porfidobláastos de clorita, en las cercanías al batolito, no deformados, pero si orientados con la foliación principal, nos da un indicio del metamorfismo retrógrado sufrido por las rocas. Debido a que la foliación envuelve a las andalucitas estas son más antiguas que la clorita, la que no se ve envuelta por la foliación, y de mayor grado metamórfico por lo que las cloritas son minerales producto de un metamorfismo retrógrado, probablemente de biotitas metamórficas.

Este metamorfismo retrógrado presentado es raro debido a la pseudomorfización de la andalucita por clorita, posiblemente sea una clorita rica en Al, pero la escasez de Mg en la andalucita plantea una interrogante sobre el porqué hay clorita en la andalucita.

6.2. Proveniencia

6.2.1. Diagramas de discriminación tectónica

El diagrama de discriminación tectónica de Dickinson (1983) muestra una proveniencia doble, representado por un orógeno reciclado a un aporte continental transicional. Ambos aportes están asociados a zonas de subducción. La abundancia de cuarzo en las rocas metasedimentarias, indicarían un aporte desde una fuente ígnea intrusiva o metamórfica. La presencia de feldespatos y fragmentos líticos volcánicos y metamórficos sugieren proveniencia de distintas fuentes.

6.2.2. Proveniencia de clastos

Los distintos clastos estudiados nos indican aportes de fuentes muy diversas. Por edad y litología se puede discutir un aporte desde los

afloramientos graníticos devónicos de Argentina, de la zona de San Martín de los Andes y alrededores, los que estarían aportando material detrítico (circones devónicos) y fragmentos angulosos de granitoides, de edad similar (Figura 6.1).

De las rocas máficas estudiadas, según Duhart (1997), por mineralogía y edad se propone un aporte desde la Cordillera de la Costa (Complejo Metamórfico Bahía Mansa), que está al lado occidental del CMT.

Los esquistos sugieren un aporte desde el basamento metamórfico o desde rocas más antiguas.

Se puede discutir entonces un aporte doble al menos para las rocas del CMT, uno de rocas graníticas devónicas, desde el oriente, y otra desde el occidente de rocas máficas y micaesquistos.

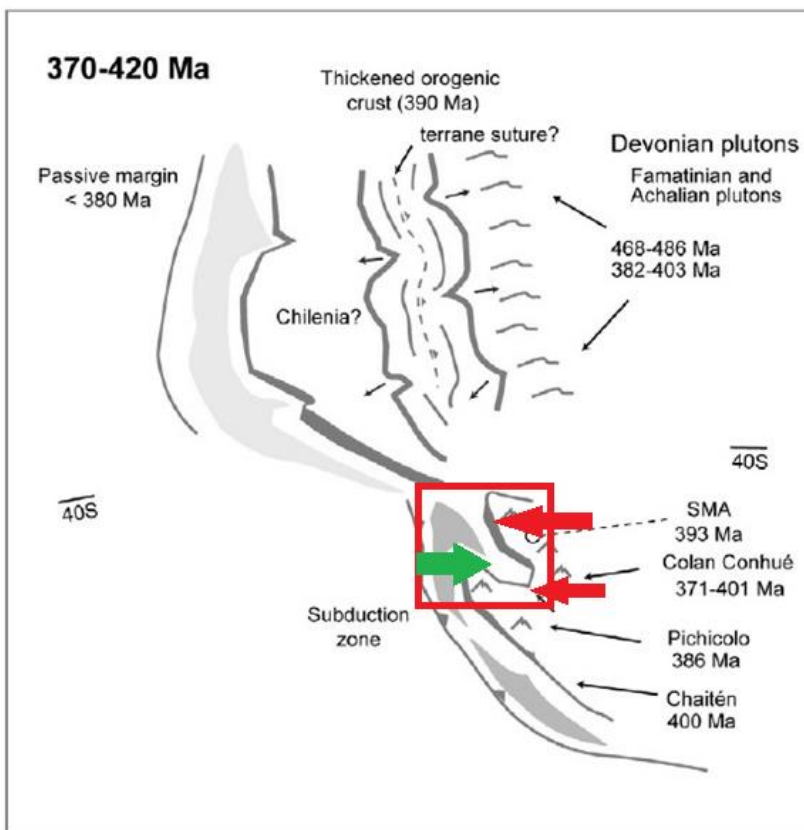
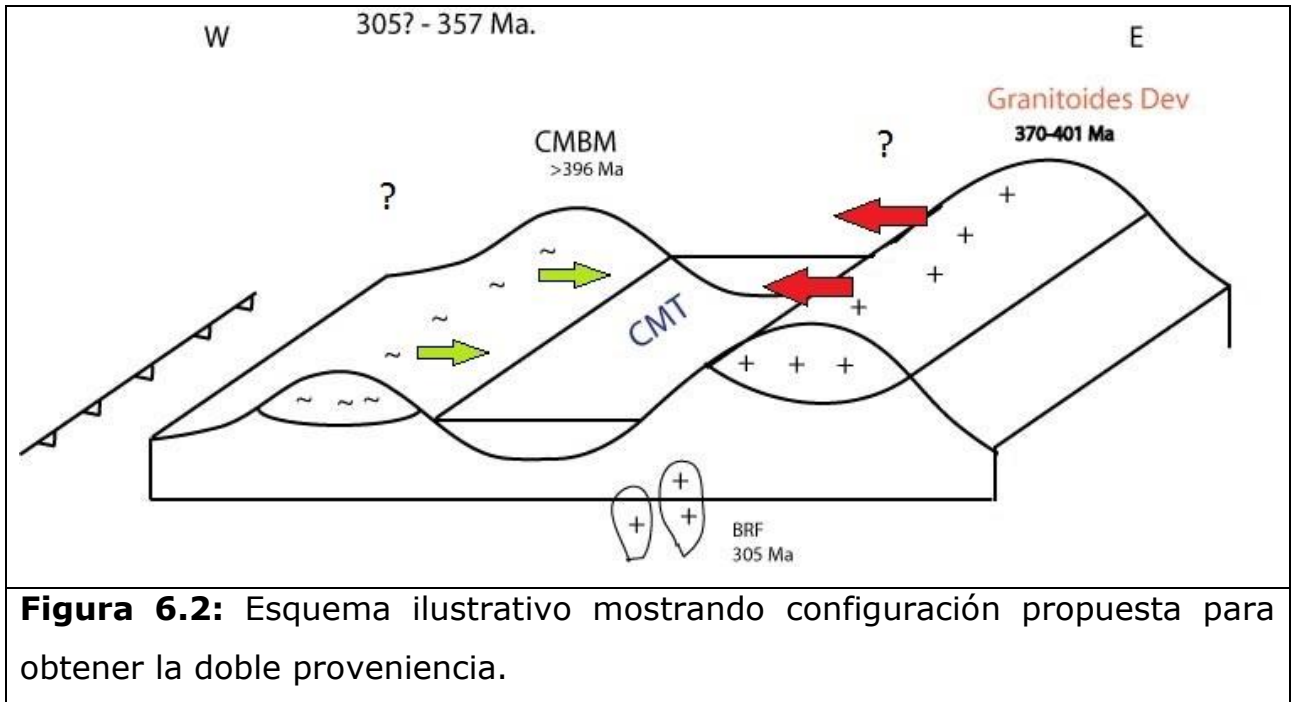


Figura 6.1: Mapa esquemático mostrando en cuadrado rojo la ubicación posible del CMT, y las fuentes tentativas de aporte (modificado de Hervé, *et al* 2013).

Con estos antecedentes se discute la presencia de un arco magmático devónico, alzado y en erosión aportando, hacia una cuenca de antearco,

material detrítico y clastos ígneos de edades devónicas. Junto con un aporte desde el occidente de rocas metamórficas de un complejo acrecionario alzado, en tiempos devónicos-carboníferos (Figura 6.2).



7. CONCLUSIONES

Con respecto al metamorfismo que presenta el CMT, cabe concluir que obedece al episodio térmico provocado por la intrusión del batolito Riñihue-Futrono. En la aureola de contacto desarrollada se distinguieron 4 zonas metamórficas en base a las asociaciones mineralógicas que aparecen en rocas pelíticas, con el metamorfismo progresivo:

- Zona de muscovita-clorita-cuarzo
- Zona de biotita-clorita-muscovita-cuarzo
- Zona de cordierita-biotita-cuarzo

- Zona de andalucita.

Las asociaciones descritas arriba indican dos facies metamórficas: rocas córneas de albita-epidota y rocas córneas de hornblenda.

Se proponen tres eventos deformativos. El primer evento de deformación (D1) afecta al CMT y es en parte sincrónico con su depositación. Corresponde a un evento a escala regional y genera la foliación S1 junto con la formación de minerales como clorita y muscovita, orientados.

En forma posterior ocurre un segundo evento deformativo (D2) el cual afecta más localmente al CMT y está estrechamente ligado a la intrusión del batolito Riñihue-Futroneo debido a la cristalización de andalucitas y cordieritas porfidoblásticas.

A continuación se genera una foliación S3 observada como una crenulación de la foliación S2, la cual es más joven pero al haber presencia de clorita postdeformacional indica que la participación del intrusivo es durante y posterior a estos eventos deformacionales generando un metamorfismo retrógrado, observado en las andalucitas, cordieritas y botitas alteradas.

Se obtuvieron edades de depositación máxima para el CMT de 357 Ma, con lo que se restringe la edad de la formación al Carbonífero Inferior como máximo. Con respecto a las distintas fuentes que aportaron material para esta cuenca se concluye que al menos hay una doble proveniencia. Una oriental desde las rocas graníticas devónicas, evidenciadas con la edad de 372.2 ± 2.5 Ma del clasto de granodiorita encontrado, y una fuente metamórfica occidental posiblemente del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa. Una tercera proveniencia son los fragmentos líticos volcánicos encontrados, lo cuales se encontraban bien alterados y no se pudieron identificar que litologías presentaban, pero seguramente están asociados al orógeno devónico.

8. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, P.B. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: - an outline, *Krystalinikum*, 9, 7-19.

Bathia, M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, 91: 611-627.

Bathia, M.R.; Crook, K.A.W. 1986. Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 92: 181-193.

Bernabé, P.; Encinas, A.; Quiroz, D.; Duhart, P.; Hervé, F.; Fanning, M. 2009. Los Estratos de Lago Ranco (Chile centro-sur): sedimentología, edad y consideraciones paleogeográficas. En Congreso Geológico Chileno, No. 12, S10_014. Santiago.

Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.; Clayton, J.; Martin, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8*, 1 mapa

Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers, 799 p. Amsterdam.

Covacevich, V. 1996. Muestreos paleontológicos en el Terciario marino de la costa sur del lago Ranco: Informe Preliminar (inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería, 4 p.

Dalziel, I.W.D. 1984. Tectonic evolution of the forearcterrane, southern Scotia Ridge, Antarctica, *Spec. Pap. Geol. Soc. A.*, 200, 90 p.

Deckart, K., Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Ramirez, V. 2012. Geocronología U-Pb e isótopos de Hf-O en circones del Batolito de la Costa Pensilvaniano, Chile Central-Sur.

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*, 158 p.

Duhart, P., Antinao, J., Clayton, J., Crignola, P. 1998. Geología preliminar del área Los Lagos, Región de Los Lagos. Mapa 11, escala 1:100.000. *In* SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la Xª Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols., 26 mapas. 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. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas, Vol. 2*, p. 1267-1270. Antofagasta.

Evans, B.W. 1965. Application of a reaction-rate method to the breakdown equilibria of muscovite and muscovite plus quartz: *Amer. Jour, Sci.*, Vol. 263, p. 1357-1373.

Folk, R. L. 1968. Petrology of sedimentary rocks: The University of Texas Geology 370 k, 383 L, 383M, p. 170, Texas.

Forsythe, R.D. 1982. The Late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern South America. A plate tectonic interpretation, *J. Geol. Soc. London*, 139p. 671-682.

Glodny, J., Lohrmann, J., Echtler, H., Gräfe, K., Seifert, W., Collao, S., Figueroa, O., 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modelling of the south-central Chilean fore-arc. *Earth and Planetary Science Letters* 231, 23-39.

Godoy, E., 1970. El granito de Constitución y su aureola de metamorfismo de contacto. Graduation Thesis, Geology Department, Universidad de Chile, Santiago, 140pp

González-Bonorino, F. 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile, Central. Publicación, U. de Chile, Depto. de Geología (n.37): 68 p.

Hervé, F., 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, Southcentral Chile. In: Ishikawa, T., Aguirre, L. (Eds.), Comparative studies on the geology of the Circum Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. Japan Society for the Promotion of Science. Japan Society for the Advancement of Science, Tokyo, pp. 1-51.

Herve, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile, Episodes, 11, 183-188.

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

Lacassie, J.P. 2003. Estudio de la proveniencia sedimentaria de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos (46°-51° Lat. S) mediante la aplicación de redes neuronales e isótopos estables. Tesis (Doctor en Ciencias, mención Geología). Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 204 p.

Lara, L., Moreno, H. 1998. Geología preliminar del área Liquiñe, Región de Los Lagos. Mapa 13, escala 1:100.000. In SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la Xª Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols., 26 mapas. Santiago.

Miyashiro, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* 2, 277–311.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M. 1988. Geochronology of the Lake Region of South Central Chile (39°-42°S): Preliminary Results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 309-316´

Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76, 235–257.

Parada, M. A.; Thiele, R.; Hervé, F. 1976. Bosquejo geológico de la Isla Huapi, Lago Ranco provincia de Valdivia: contribución al conocimiento de la Formación Panguipulli (Chile). *En Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas, Vol. 1, p115-136. Santiago*

Porter, S. C. 1981. Pleistocene Glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, Vol. 16, p. 263-292

Rodriguez, C., Perez, Y., Moreno, H., Clayton, J., Antinao, J.L., Duhart, P., Martin, M. 1998. Geología preliminar del área Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. Mapa 12, escala 1:100.000. *In SERNAGEOMIN, 1998. Estudio Geológico-Económico de la Xª Región Norte. Servicio Nacional de Geología y Minería. Informe Registrado IR-98-15, 6 Vols., 26 mapas. Santiago.*

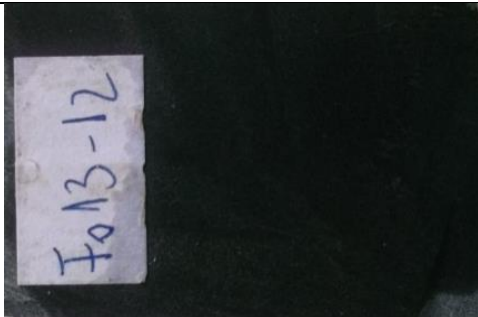
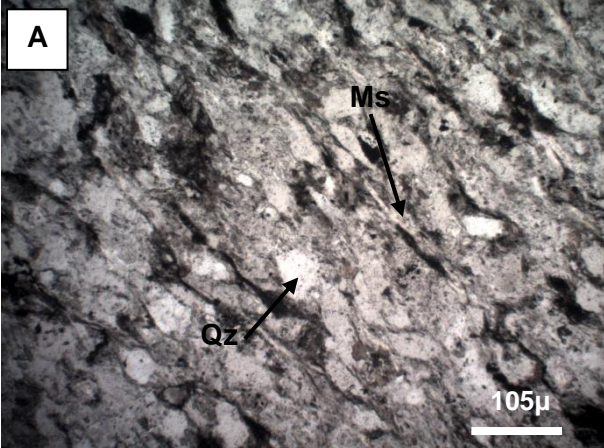
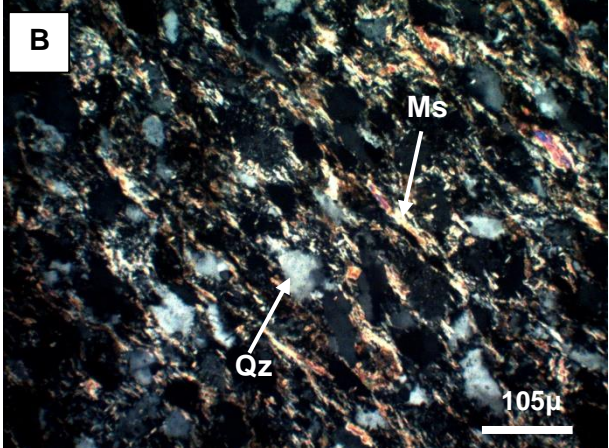
Seifert, F. 1970. Low temperatures compatibility relations of cordierites in hyalipelites of the system K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: *Journ. Of Petrol.*, Vol. 11, Part. 1, p. 73-99


Turner, F., 1968. *Metamorphic Petrology*: McGraw-Hill Book Co.

Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga, O., Passarelli, C., 2005. El basamento cristalino de los Andes Patagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32, 167–187.

Willner, A.P., 2005. Pressure Temperature evolution of a Late Paleozoic paired metamorphic belt in North-Central Chile (34°–35°30'S). *Journal of Petrology* 46 (9), 1805–1833.

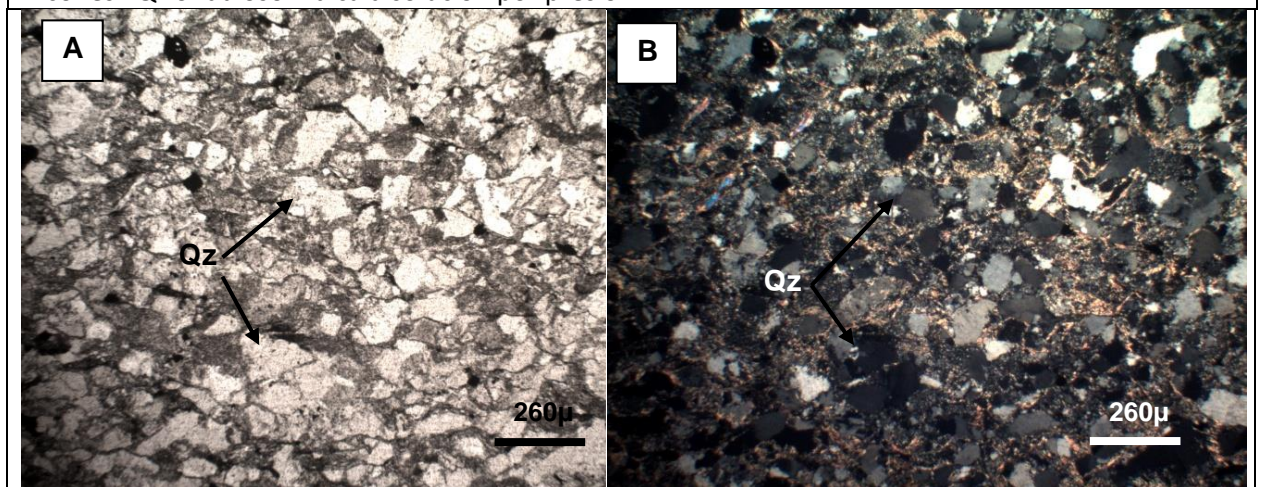
ANEXO
DESCRIPCIONES MICROSCÓPICAS

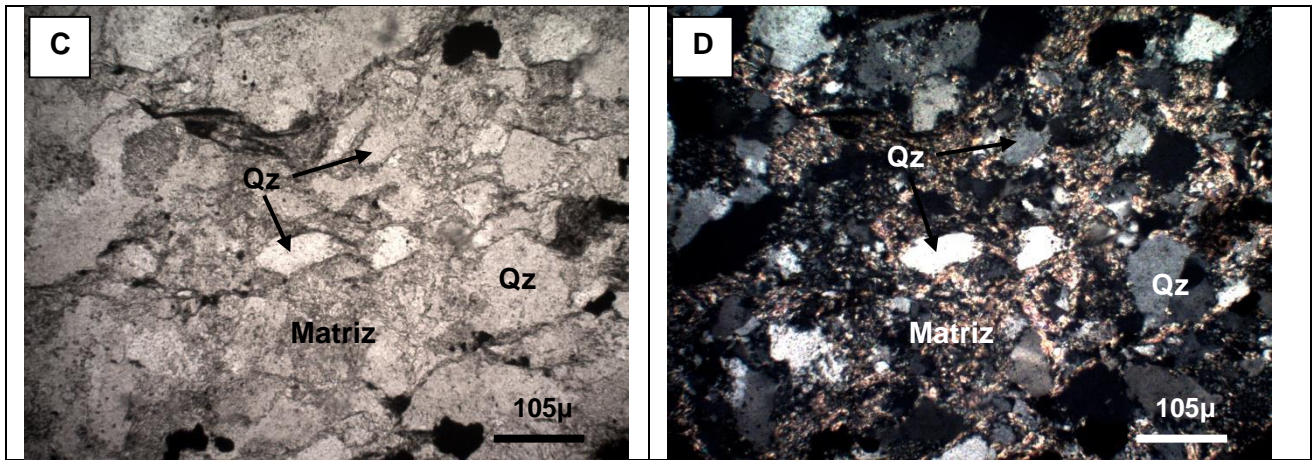
Muestra	FO1312			
Ubicación	720.885 E/ 5.543.990 N (WGS84)			
Nombre Roca	Metapsammita			
Protolito	Pelita			
Textura	Lepidogranoblástica			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
		S1	Mica blanca (Wm)	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz monocristalino	57	-	0,1 - 0,3	Anhedral(granos)
Plg	1	-	0,05	Subhedral
Ms detrítica	<1	-	0,02	Subhedral
Ms 2°	18	-	0,01 - 0,2	Subhedral
Fk	10			
Bt	10	-	0,01 - 0,2	Subhedral
Carbonatos	<1			
Líticos	2			
Observación:	Meta-arenisca - Metapsammita foliada, con mica blanca (Wm) y biotita (Bt) orientadas. Qz detrítico >Pls >> Ms. Qz onduloso indica deformación intracristalina.			
A		B		
				
Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X.				

Muestra	FO1313	
Ubicación	720.885 E/ 5.543.990 N	
Nombre Roca	Meta-arenisca Metapsamita	
Protolito	Pelítico	
Textura	Granolepidoblástica	

Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación		S1	Wm	
Foliación	Incipiente	S2		Oblicuo a S1
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	40		0,1 - 0,5	Anhedral, bordes suturados, subgranos
Plg	10	Sericita, arcilla	0,1	Subhedral
Wm detrítica	2			Mica fish
Sericita				
Fk	10	Arcilla		Anhedral
Zr	<1		0,1	
Carbonatos	1			
Bt	1			Subhedral
Turmalina	1			
Op, Rutilo	2			Anhedral

Observación: Mica blanca (Wm) y biotita metamórficos. Qz detrítico >Plg>>Ms>Tur. Abundantes zircones. Qz onduloso indica disolución por presión.





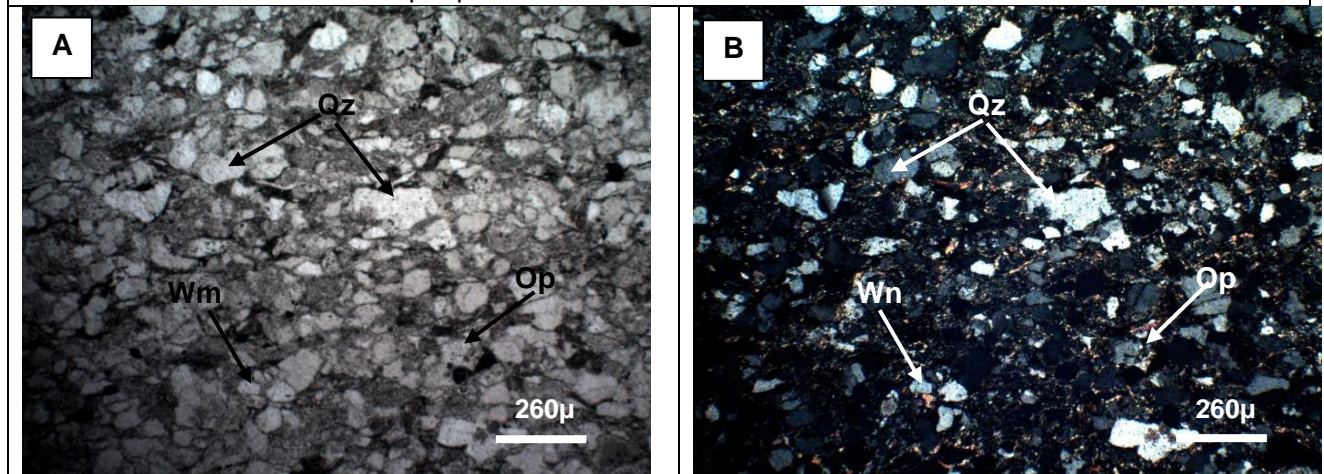
Fotomicrografias:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (C) y (D) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X.

Muestra	FO1315
Ubicación	721.545 E/ 5.543.880 N
Nombre Roca	Metapsammita Meta-arenisca
Protolito	Pelítico
Textura	Granolepidoblástica




Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
	Bandas estilolíticas	S1	Wm y Bt	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	45		0,2 - 0,4	Anhedral
Plg	1		0,1	Anhedral
Fk	20			Anhedral
Wm	20		0,3	Subhedral
Bt	5		0,01	Subhedral
Zr	<1		0,01	
Op	8			

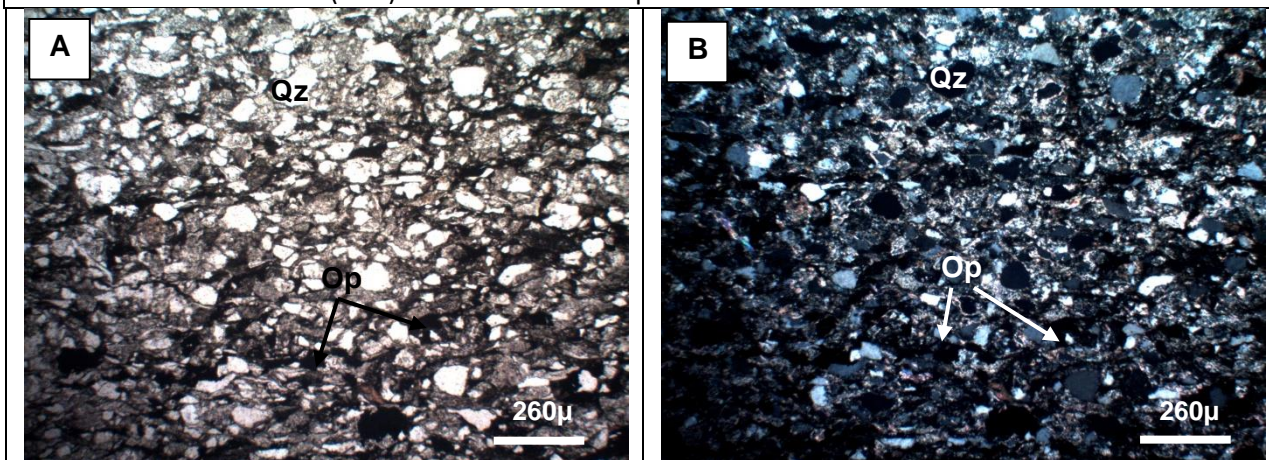
Observación: Mica blanca metamórfica. Cuarzo con bordes suturados, y subgranos, se presentan bandas estilolíticas indicando disolución por presión.

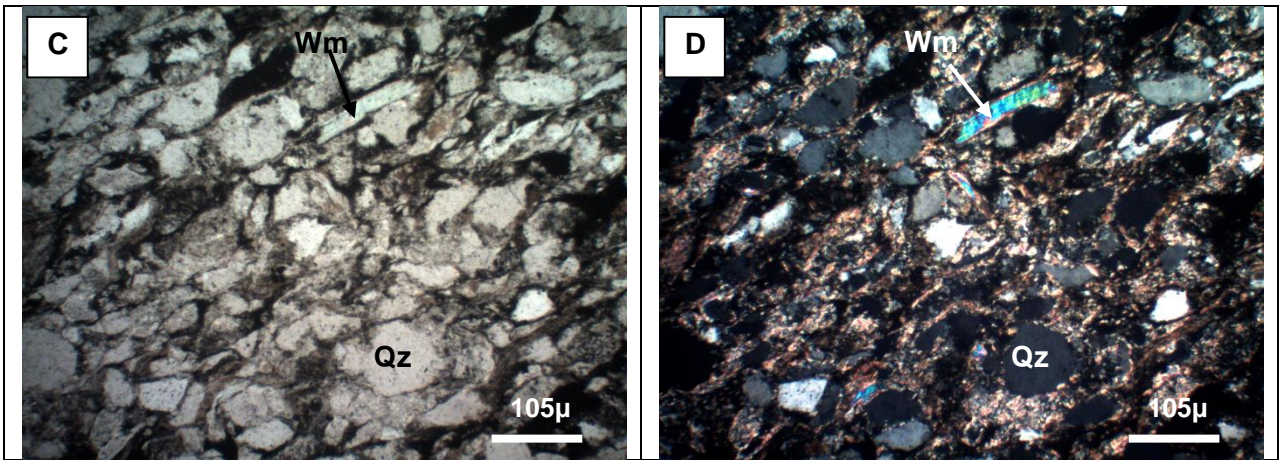


Fotomicrografías: (A) y (B) Textura detrítica de metapsammita, nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

Muestra	FO1316			
Ubicación	721.545 E/ 5.543.880 N			
Nombre Roca	Meta-arenisca metapsammita			
Protolito	Pelítico			
Textura	Granolepidoblástica			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
		S0?		
Bandas estilolíticas		S1	Wm	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	55	-	0,05 - 0,5	Anhedral (granular)
Plg	3	Sericita	<0,01	Subhedral
Wm detrítica	2		0,05 - 0,4	Subhedral
Wm met.	20		0,01 - 0,1	Subhedral
Fk	10		0,01	Subhedral
Bt	10		0,05 - 0,1	Subhedral

Observación: Mica blanca (Wm) metamórfica. Roca posiblemente cornificada.





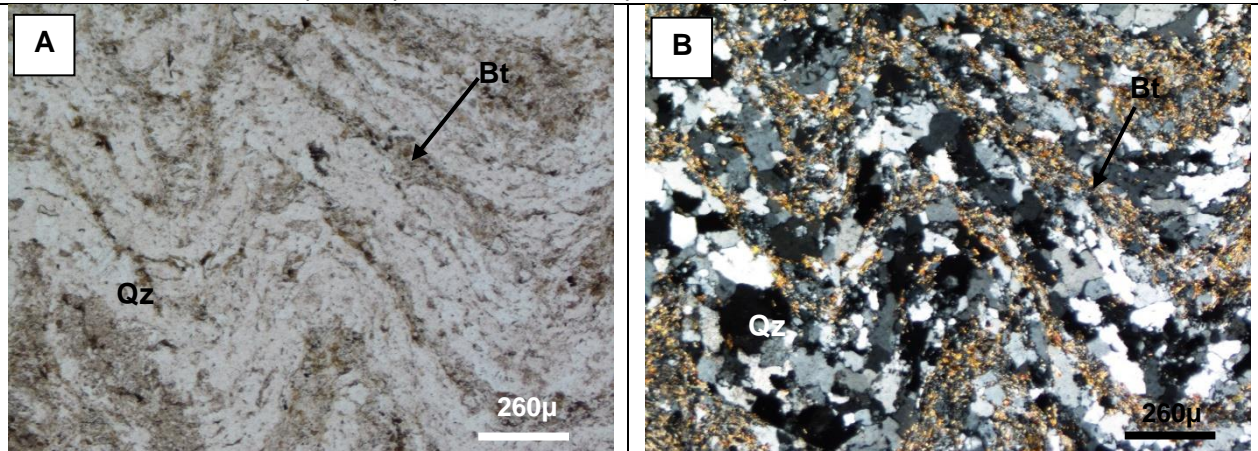
Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (C) y (D) Foliación, nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X.

Muestra	FO1317A
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N
Nombre Roca	Meta-rudita
Protolito	Rudita
Fábrica	Matriz-soportado
Selección	Mala
Textura	Brechosa, lepidogranoblástica




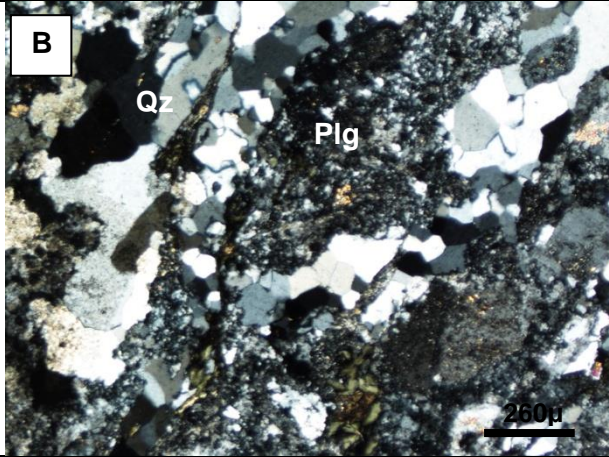
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Esquistosidad		S1	Qz	Bt
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Clastos	72			
<u>Micaesquisto</u>	57		>30	Redondeado
Qz	40		0,05 - 0,3	Anhedral poligonal
Bt	20		0,01 - 0,09	Subhedral
<u>Pelita</u>	15		1 - 4	Anguloso a subredondeado
Matriz	28			
Act	10	Alt.	0,03 - 0,5	Subhedral
Smc	8	Alt.	0,02 - 0,2	Radial
Plg	2		<0,4	Subhedral
Fk	3		0,01 - 3	Subredondeado
Op	6	Alt.	0,05 - 0,2	Euhedral cúbico a anhedral

Observación: Brecha cornificada. Micaesquisto con bandas estilolíticas en S2. Alteración compuesta por Smc radial, Act y minerales opacos.

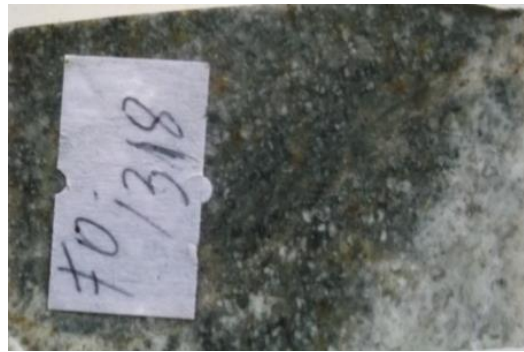


Fotomicrografías:(A) y (B) Clasto de micaesquisto con S2 penetrativo, nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

Muestra	FO1317B			
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N			
Nombre Roca	Micaesquisto de Wm y Bt			
Protolito	Pelítico			
Textura	Porfidolepidogranoblástica			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación		S1	Wm Bt	
Foliación		S2 penetrativa	Bandeamiento Wm y rotación de porfidoblastos Ab	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
		And pseudomorfizada		
		Nódulos de Ab	Post S1, preS2	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	40		0,001 - 0,3	Anhedral
Bt	20		0,001	Subhedral
Wm	25		0,1 - 1	Subhedral
Ab	5	Inclusiones carbonosas y actinolitas		Subhedral
Sericita	5			Anhedral
And	2	Ser + Bt		Anhedral
Observación: Fragmentos de brecha: Mica esquisto de Bt-Wm con porfiroblastos de albita (Ab) con inclusiones sigmoidales. Sericita + biotita pseudomorfizando andalusita (And).				
Fotomicrografías: (A) y (B) Bandas de cuarzo de segregación marcando S1 y plegadas por S2, nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.				

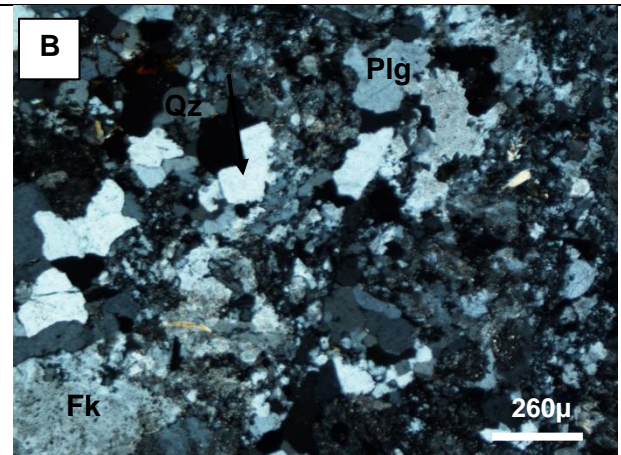
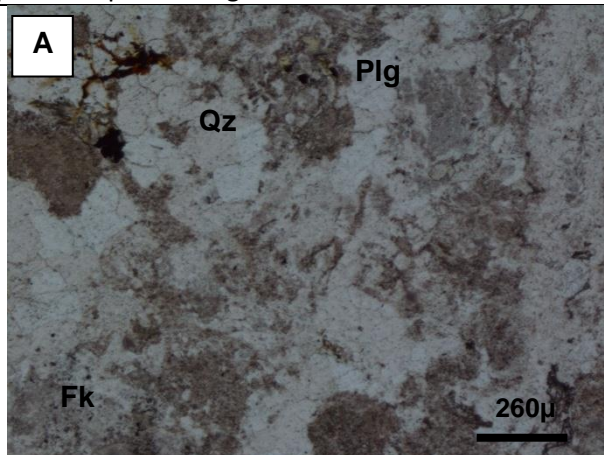
Muestra	FO1317C			
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N			
Nombre Roca	Meta-Monzogranito			
Protolito	Ígneo			
Textura	Granoblástica. Clasto alotromórfico granular de grano medio.			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
			Qz	Puntos triples, bandas de segregación elongadas
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	40		0,1 - 0,4	Anhedral
Plg	33	Sericita, calcita, Recx		Subhedral, bordes suturados
Fk	20	Calcita		Anhedral, pertitas
Máficos	0	Chl		
Chl	2			
Esfeno	2			
Calcita	3			
Observación: Fragmento de brecha cornificada. Clorita (Chl) como pseudomorfo de máficos primarios.				
A		B		
				
Fotomicrografías: (A) y (B) Clasto , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.				

Muestra	FO1318
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N
Nombre Roca	Meta-granodiorita
Protolito	Ígneo
Textura	Qz poligonal, maclado en Plg, recristalización



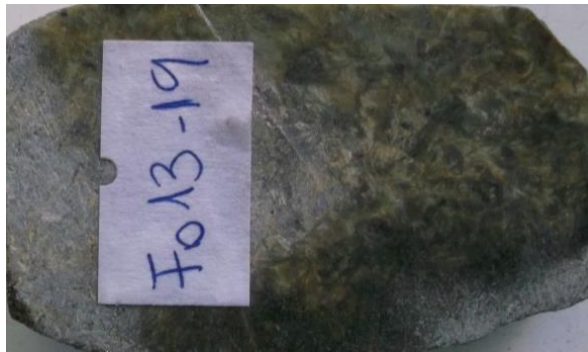
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
No presenta				
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	37		0,01 - 1	Anhedral, poligonal
Plg	50	Sericita	0,1 - 1,8	Subhedral
Fk	8	Sericita		Anhedral
Sericita				Subhedral
Wm	2			Subhedral
Chl	3	Alterando a máficos		Euhedral
Bt	<1			Anhedral

Observación: Fragmento de brecha: Meta-granodiorita cataclástica (bandas cataclásticas), máficos alterados a Chl, recxs de Qz poligonal, minerales metamórficos no corresponden a protolito pelítico, se presume protolito ígneo.



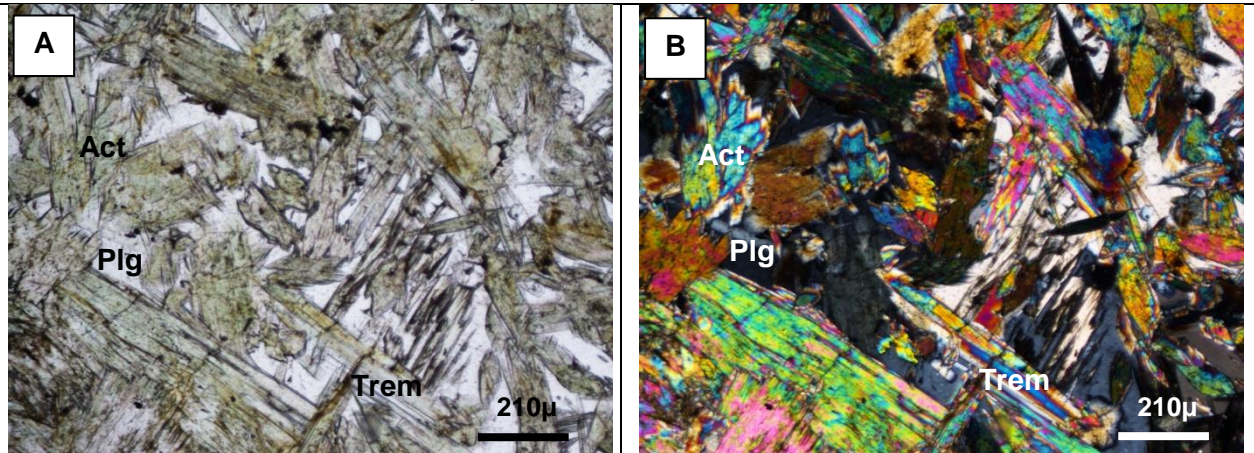
Fotomicrografías: (A) y (B) , nicols paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

Muestra	FO1319
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N
Nombre Roca	Meta-ultramáfica
Protolito	Ultramáfico
Textura	Ofítica



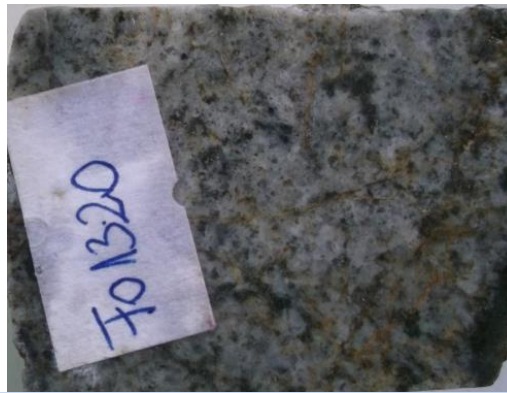
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
No presenta	-	-	-	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
		-	-	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Trem>Act	73		0,2 - 2	Subhedral
Talco	20			
Qz	1			
Plg	5			
Chl	<1			

Observación: Fragmento de brecha: roca masiva con tremolita abundante (>Actinolita) con talco, trazas de clorita (Chl) y cuarzo (Qz).



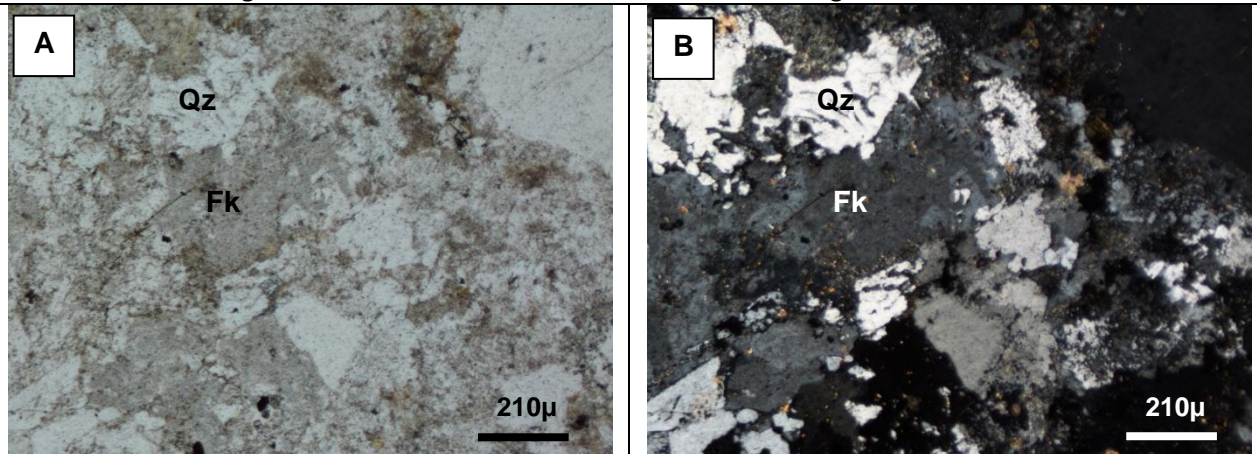
Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 5X.

Muestra	FO1320
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N
Nombre Roca	Meta-monzogranito
Protolito	Ígneo
Textura	Alotromórfica granular de grano medio. Micrográfica/ granofírica



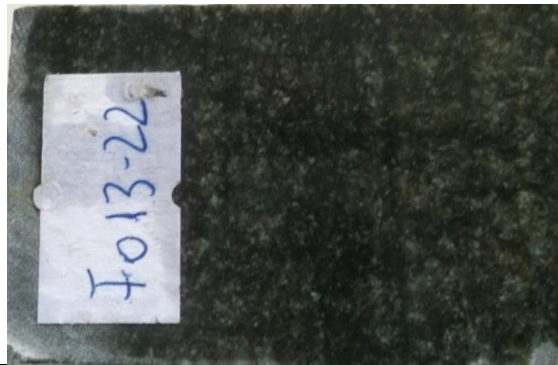
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Fk	20	Sericita+arcilla	0,5 - 2	Subhedral
Plg	22	Sericita		
Qz	38	-	Micro	Mezcla con Feld, bandas de segregación
Sericita	8	Alt. de Feld	0,01	
Chl	5	Alt. máficos		Anhedral, verde y azul
Bt	1			
Calcita	2	Alteración		
Ep	<1			
Ox. Fe	1			
Titanita	<1			
Circón	<1		0,1	

Observación: Fragmento de brecha: Granitoide con texturas micrográfica.



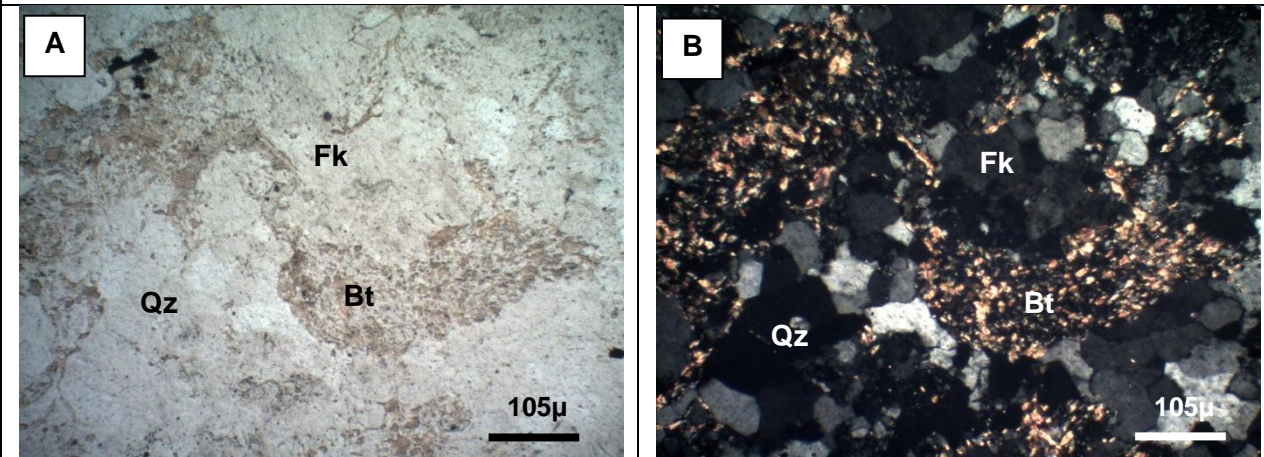
Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 5X.

Muestra	FO1322
Ubicación	721.671 E/ 5.542.743 N
Nombre Roca	Arenisca cornificada
Protolito	Pelítico
Textura	Granular, cornificada, Qz poligonal



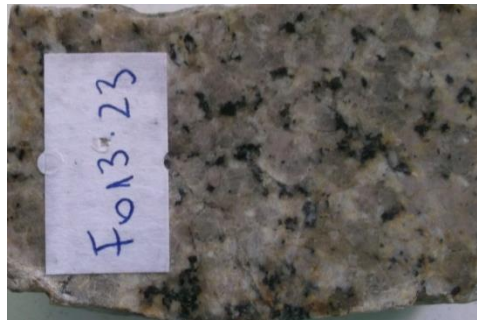
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Leve foliación		S1?	Bt	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	56		0,1 - 0,5	Granular
Fk	12	Arcilla	Micro	
Plg	5	Arcilla	0,2	
Chl	2			
Bt 2°	20		<0,1 - 0,1	
Act	<1			
Líticos	5			

Observación:

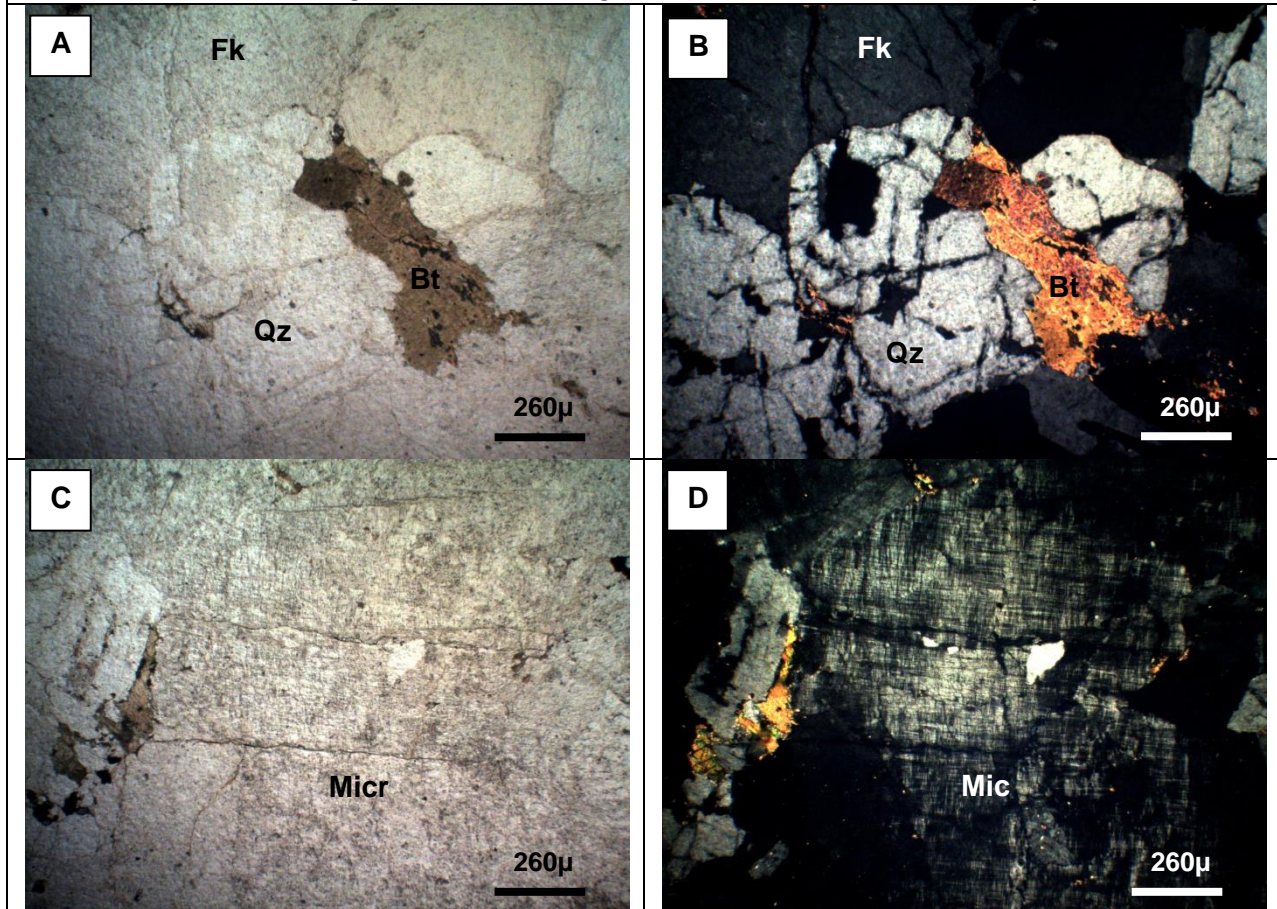


Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X.

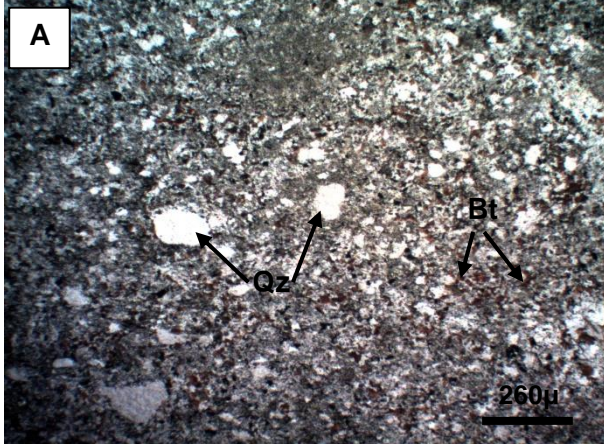

Muestra	FO1323			
Ubicación	723.856 E/ 5.544.367 N. Piedra Bruja			
Nombre Roca	Sieno-granito de Bt			
Protolito	Ígneo			
Textura	Zonación en Plg, Qz consertal, cúmulos Plg.			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
-		-	-	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	25		0,05 - 1	Anhedral
Fk (Micr)	40		1 - 2	Subhedral
Plg	20		0,8 - 2	Subhedral
Bt	2		0,2 - 1	Subhedral



Observación: Clastos de granito de biotita de grano medio en la Brecha Piedra Bruja.

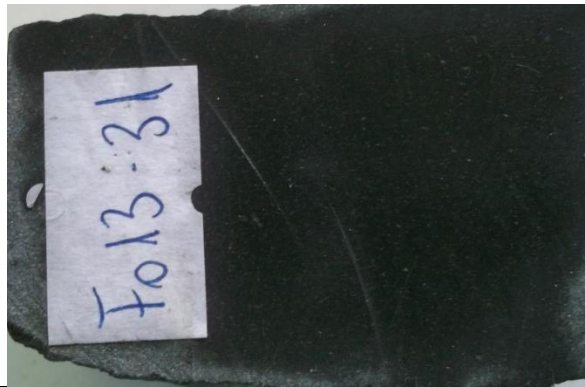


Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (C) y (D) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

Muestra	FO1330			
Ubicación	723.015 E/ 5.542.507 N. SE Isla Huapi			
Nombre Roca	Meta-arenisca cornificada			
Protolito	Arenisca			
Textura	Cornificada			
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Porfiroclasto		Qz	no	
Porfiroclasto		Wm	no	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	45		0,01 - 0,3	Granular?
Bt	7		<0,1	Anhedral
Sericita	20		<0,1	
Wm	5		0,3 - 0,5	
Fk	15			
Líticos	8			
Observación: Porfiroclastos diseminados de mica blanca (Wm) y cuarzo (Qz) de gran tamaño.				
A				
B				

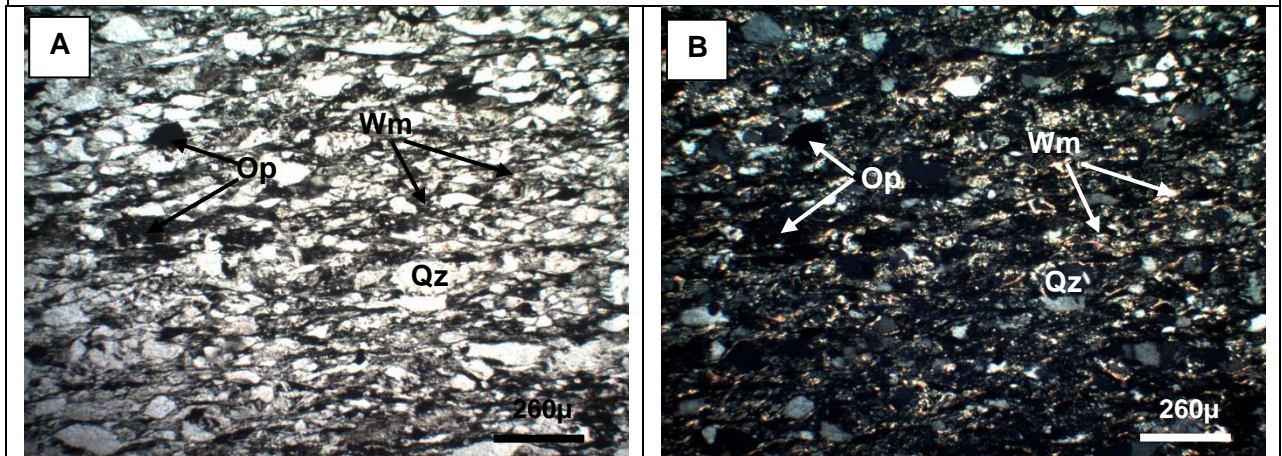
Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

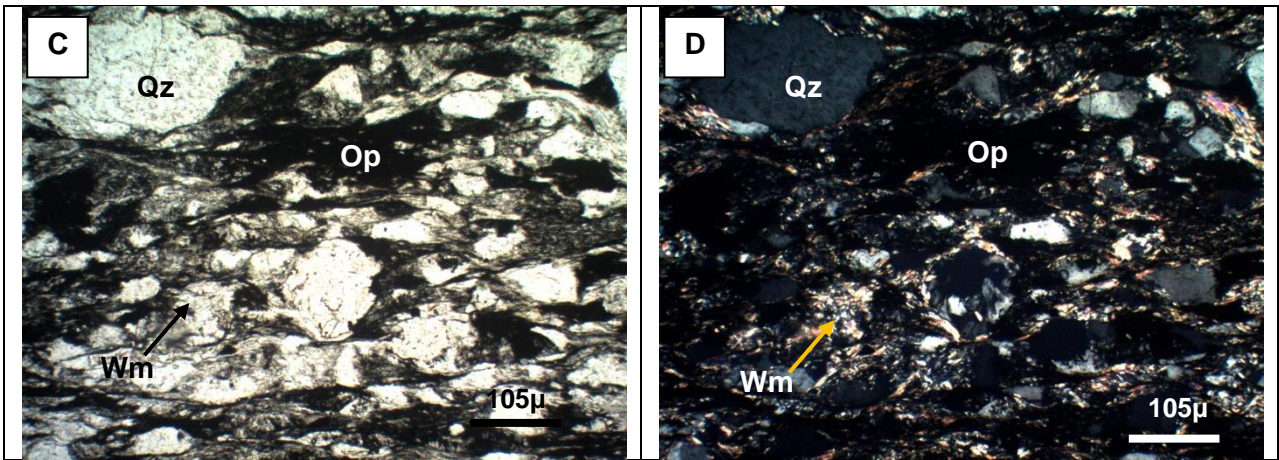
Muestra	FO1331
Ubicación	722.620 E/ 5.546.678 N. Puerto Norte Isla Huapi
Nombre Roca	Micaesquisto de muscovita
Protolito	Pelítico
Textura	Lepidogranoblástica



Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación		S1	Wm	Envuelve clastos de Qz
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Porfiroclastos		Qz	?	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	52		<0,1 - 0,2	Anhedral, ondulosa
Wm	20			Subhedral
Op	2			
Bt	7			
Líticos	8			
Plg	2		0,1 - 0,2	Anhedral
Fk	8			
Circón	<1			

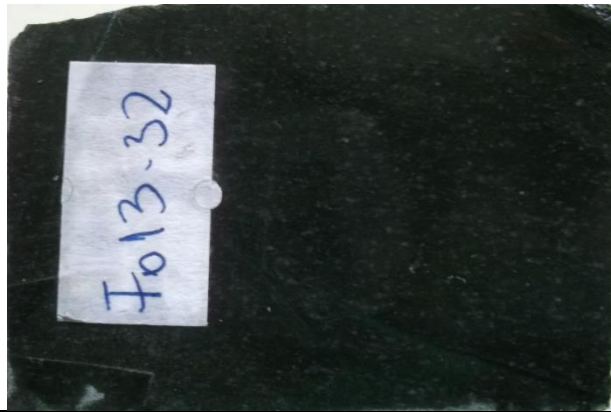
Observación: Qz onduloso -->deformación intracristalina.



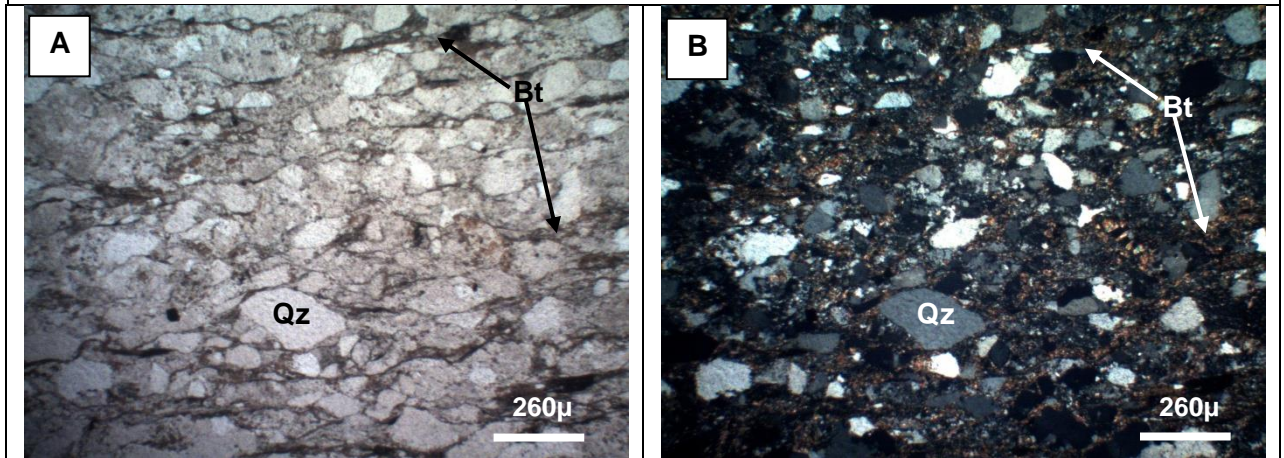


Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (C) y (D) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 10X.

Muestra	FO1332			
Ubicación	722.632 E/ 5.546.680 N			
Nombre Roca	Meta-arenisca cornificada			
Protolito	Pelítico			
Textura	Lepidoblástica			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación leve		S1	Bt	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
clastos	Qz		?	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz mono +microcx	68		0,05 - 0,6	Granular, onduloso
FeldK	20	Sericita		?
Bt	10		<0,1	Anhedral
Sericita	1		<0,1	Anhedral
Op	1			

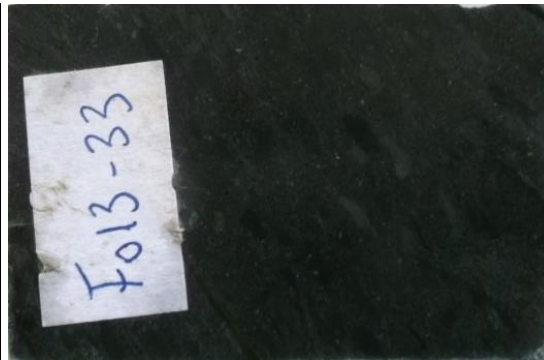


Observación: se observa cuarzo onduloso, la muestra se encuentra cornificada.



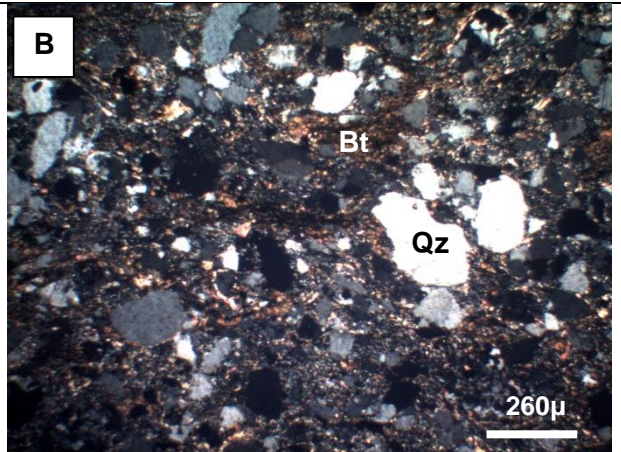
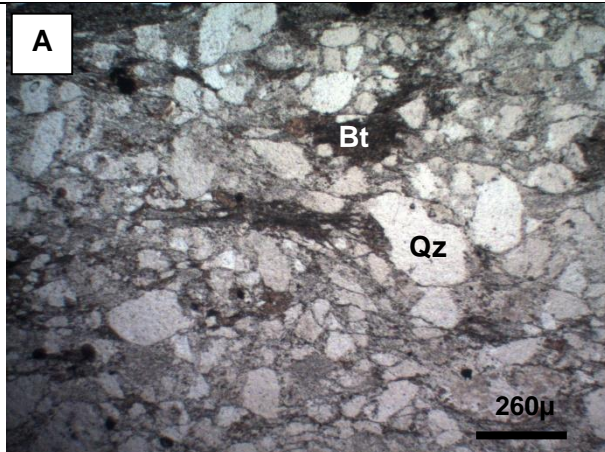
Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

Muestra	FO1333
Ubicación	722.575 E/ 5.546.652 N
Nombre Roca	Meta-arenisca
Protolito	Arenisca
Textura	



Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación		S1?	Bt	
			Wm	Micas envuelven granos de Qz y Feld
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
-				
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	40	Onduloso	<0,1 - 0,3	Anhedral, grano subanguloso
Plg	2			Grano
Bt	12		<0,1	
Wn	15		<0,1 - 0,2	
Líticos	10		1 - 4	Angulosa
Zr	<1			
Fk	20	Sericita		

Observación: Meta-arenisca pobremente seleccionada con fragmentos líticos de rocas de grano fino (fuertemente recristalizadas a micas), granos angulosos. Mica blanca (Wm) detrítica.



Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

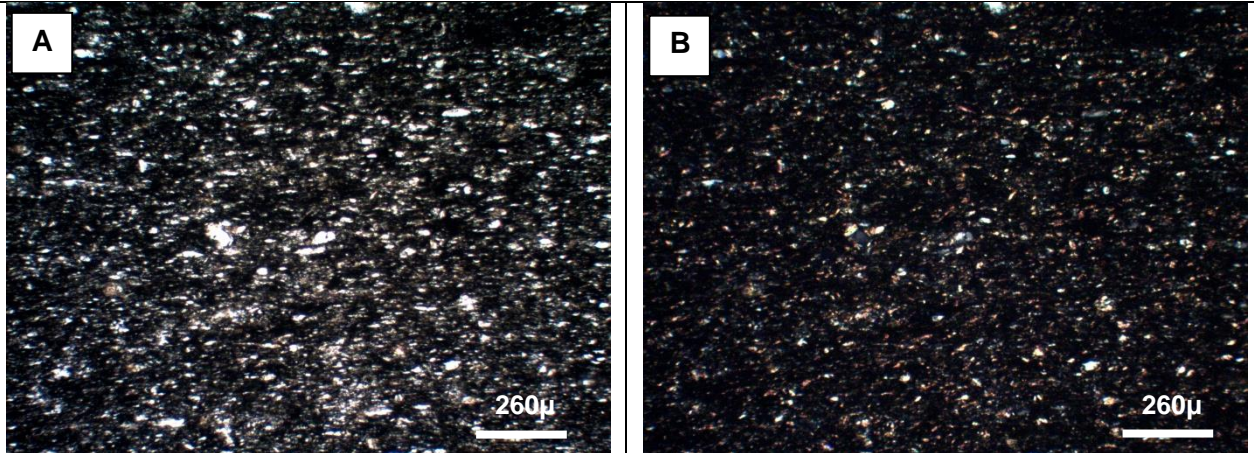
Muestra	FO1334
Ubicación	722.575 E/ 5.546.652 N
Nombre Roca	Pizarra de Chl y Wm
Protolito	Pelita



Textura Lepidoblástica

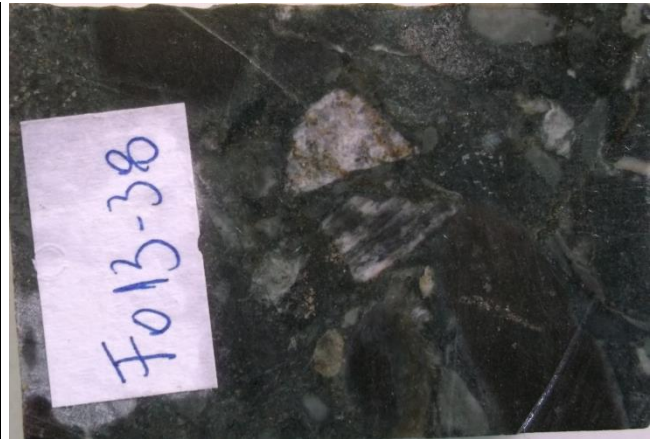
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación	Penetrativa	S1	Micas	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
		Bt	Postectónico	
		Wm		
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	20			
Bt	30			
Wm	30			
Chl	5			
Ox. Fe	5			
Material orgánico	10			

Observación: Pizarra con porfiroblastos de biotita y mica fuertemente orientados.



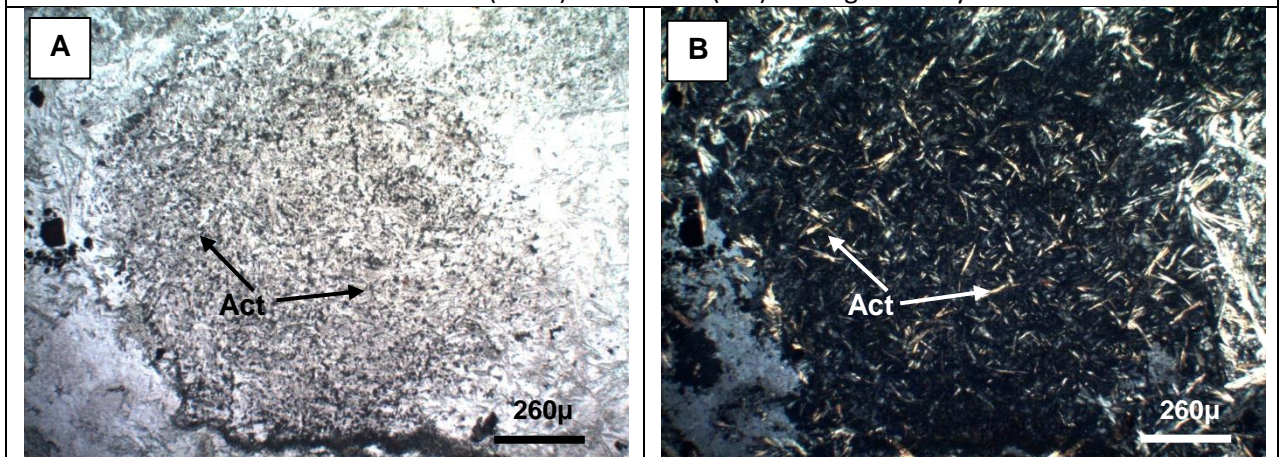
Fotomicrografías:(A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

Muestra	FO1338
Ubicación	723.446 E/ 5.546.295 N. Playa Tomao (N Isla Huapi)
Nombre Roca	Meta-Conglomerado
Selección	Mal seleccionado
Protolito	
Textura	



Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Fragmentos Volcánicos				
Clastos ígneos		Sericita en Feld		Redondeado
Act	mineral + abundante			
Trem				

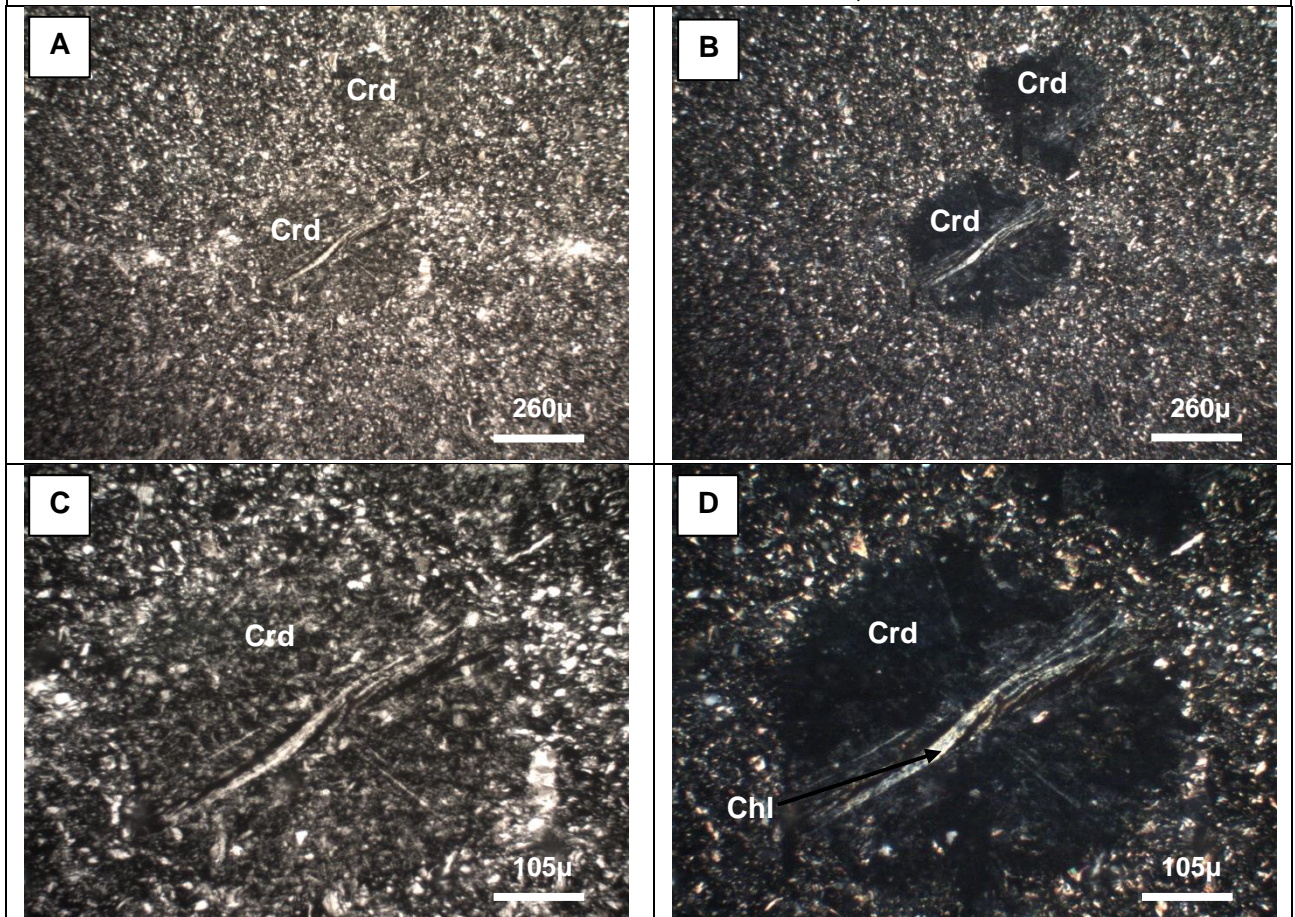
Observación: Abundante Tremolita (Trem) - Actinolita (Act) en fragmentos y cemento.



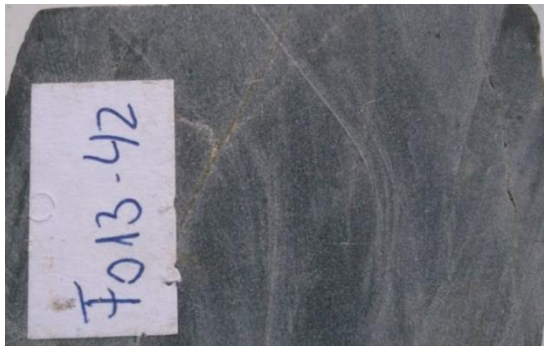

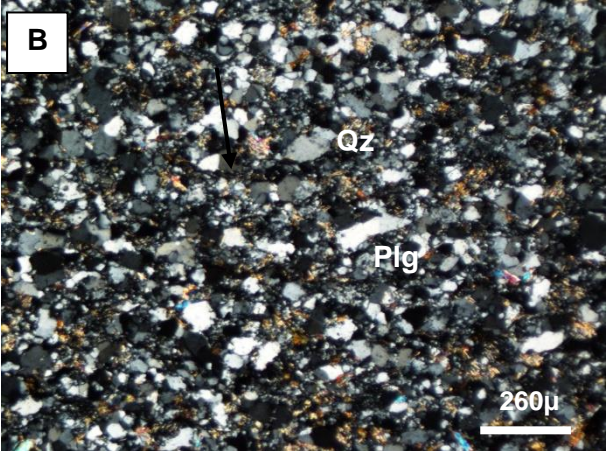
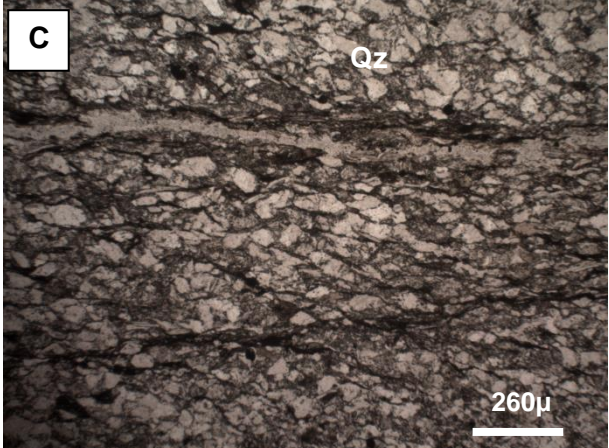
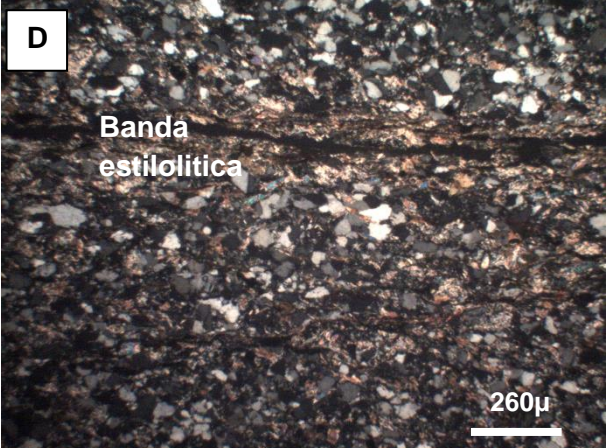
Fotomicrografías:(A) y (B) Clasto redondeado actinolitizado, nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.

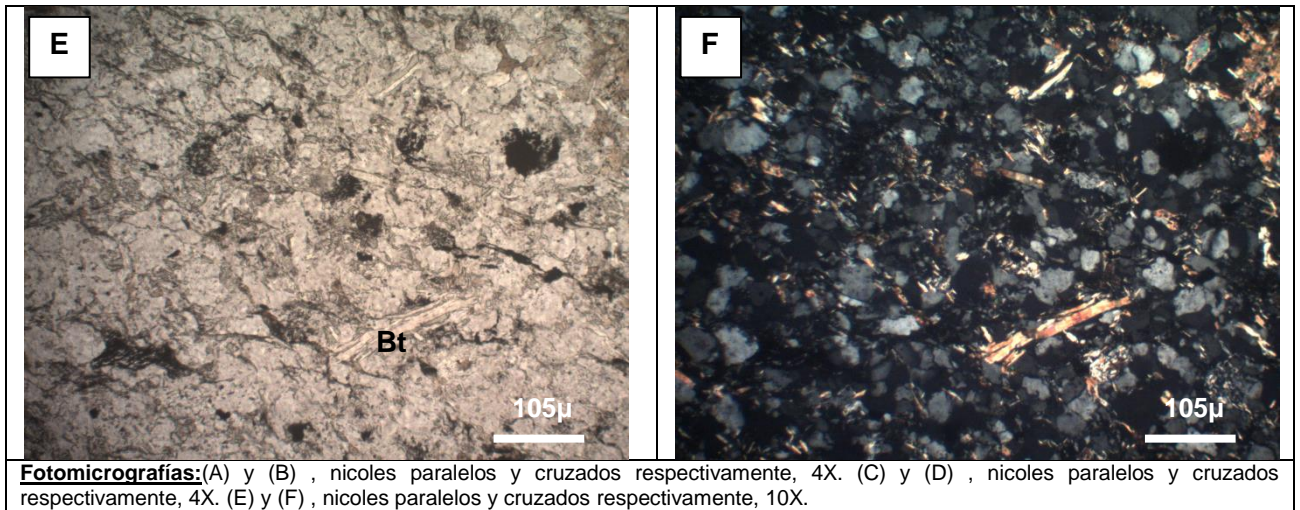
Muestra	FO1339			
Ubicación	722.256 E/ 5.545.196 N			
Nombre Roca	Pizarra			
Protolito	Pelita			
Textura	Porfidoblástica			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
		Leve	Micas	
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Cordierita (Crd)		Crd	post tectónico	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Crd		Chl	0,2	Hábito fantasmal
Bt secundaria		micro	Micro	Anhedral
Qz		micro	Micro	Anhedral
Bt				Anhedral
Sericita				
Ox. Fe				

Observación: Pizarra con cordieritas pseudomorfizadas por clorita (Chl). Micas levemente orientadas, leve foliación. Metamorfismo de contacto asociado, zona Crd.



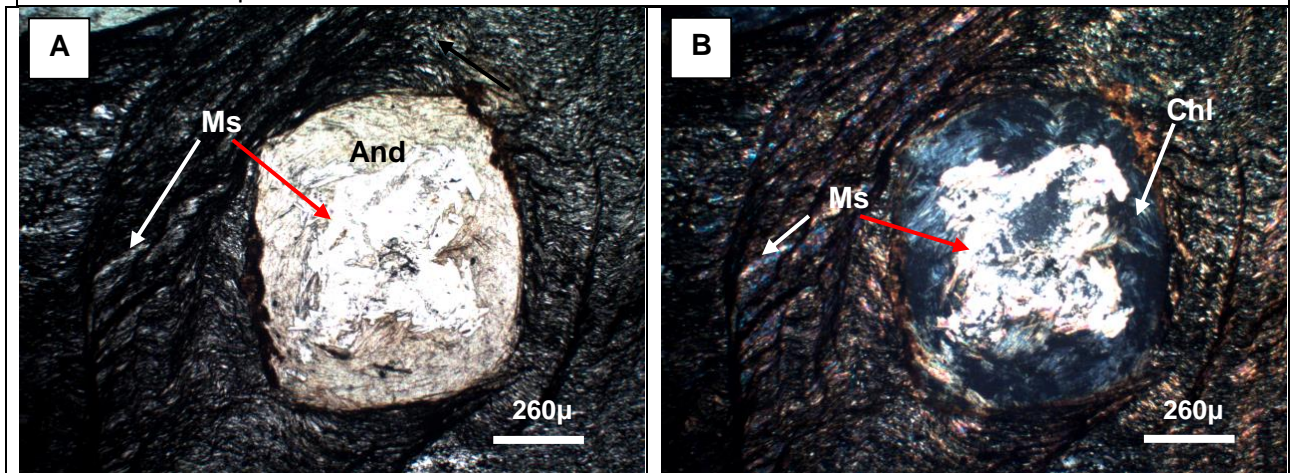
Fotomicrografías: (A) y (B) Cristales posttectónicos de cordierita, nicols paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (C) y (D) Cristal de cordierita, acercamiento de la imagen anterior, nicols paralelos y cruzados respectivamente, 10X.

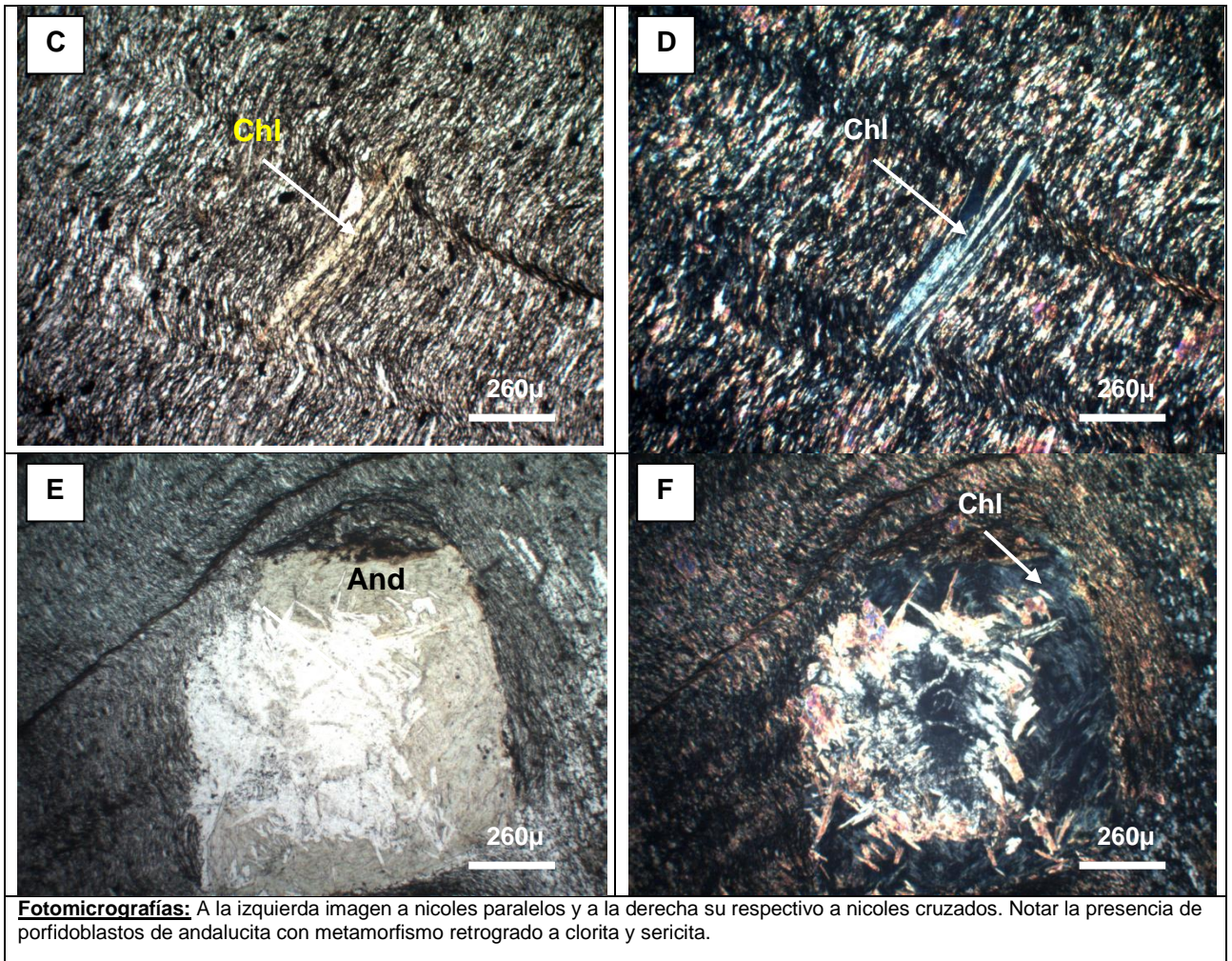
Muestra	FO1342			
Ubicación	723.642 E/ 5.561.839 N			
Nombre Roca	Metapsammita fina			
Protolito	Sedimentario			
Textura	Lepidogranoblástica			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
		Leve S1	Bt	
Porfiroclastos		Mineral	Cinemática	
Wm detrítica			-	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	50	-	0,05-0,2	Anhedral
Plg	5	-	0,05-0,1	Anhedral
Fk	30	Sericita	0,05-0,1	Anhedral
Bt	8	-	0,05	
Wm	2	-		
Lítico	5			
				
				



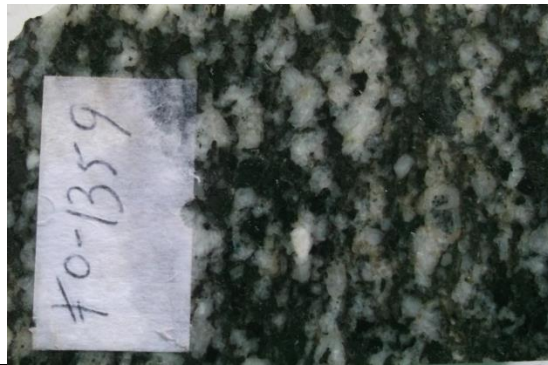
Muestra	FO1345			
Ubicación	724.443 E/5.555.286 N. Ribera nororiental lago Ranco			
Nombre Roca	Pizarra de andalucita			
Protolito	Pelítico			
Textura	Hornfels, foliada			
Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
		S2	Muscovita	Envuelve porfidoblastos de andalucita
		S3	Muscovita	Crenulación S2
Porfiroblastos		Mineral	Cinemática	
Andalucita		Andalucita	Intertectónico	Post S1, pre S2
Clorita		Clorita	Postectónico	
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Porfidoblastos				
Andalucita	30	Clorita, sericita	<5	subhedral
Clorita	10		<2	subhedral
Matriz				
Muscovita	30			
Bt	10			
Op	5			
Material carbonoso	15			

Observación: Pizarra de andalucita, se observan relaciones entre metamorfismo y deformación, presentes en las micas deformadas.





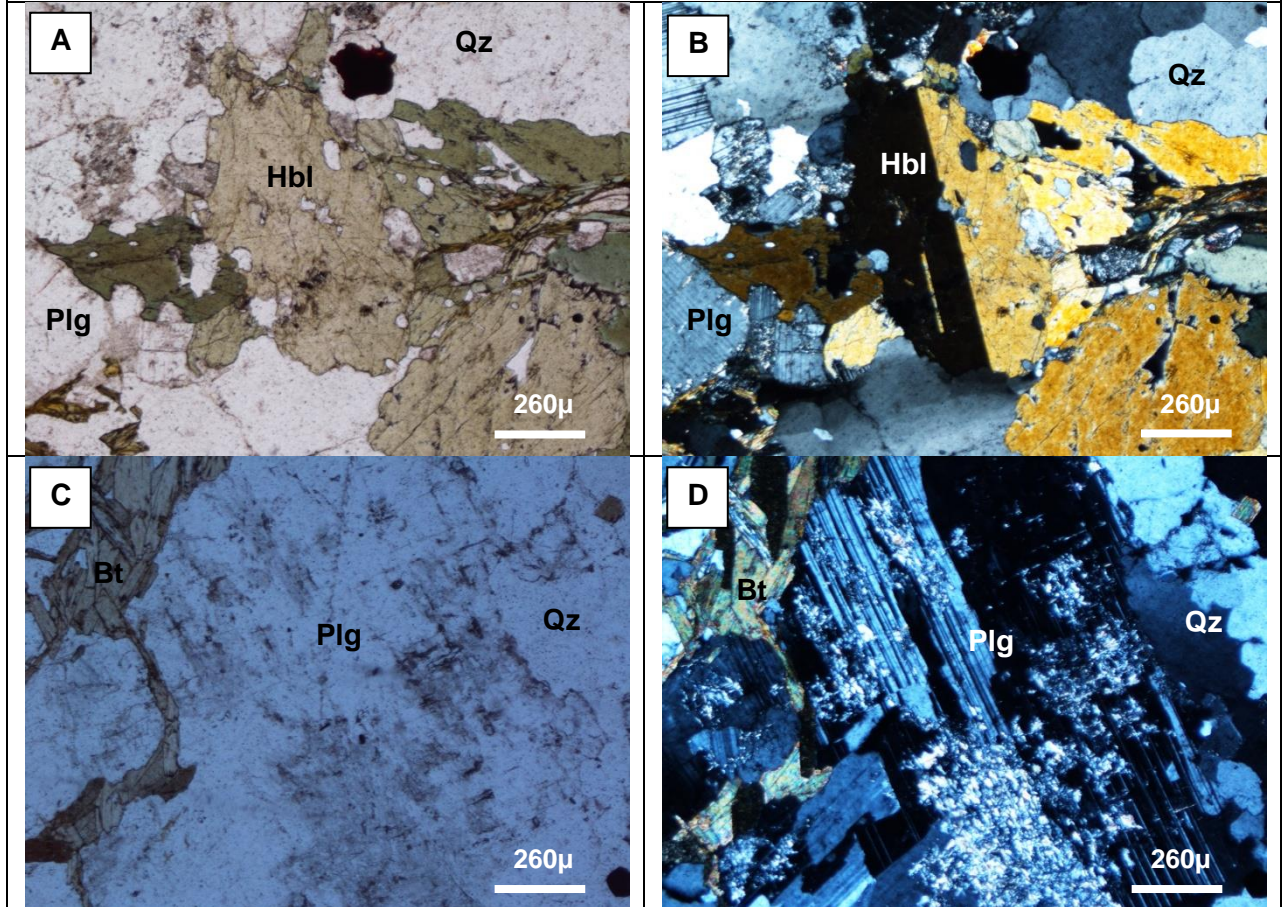
Muestra	FO1359
Ubicación	728.441 E/ 5.558.610 N
Nombre Roca	Granodiorita de Hbl y Bt
Protolito	Ígneo

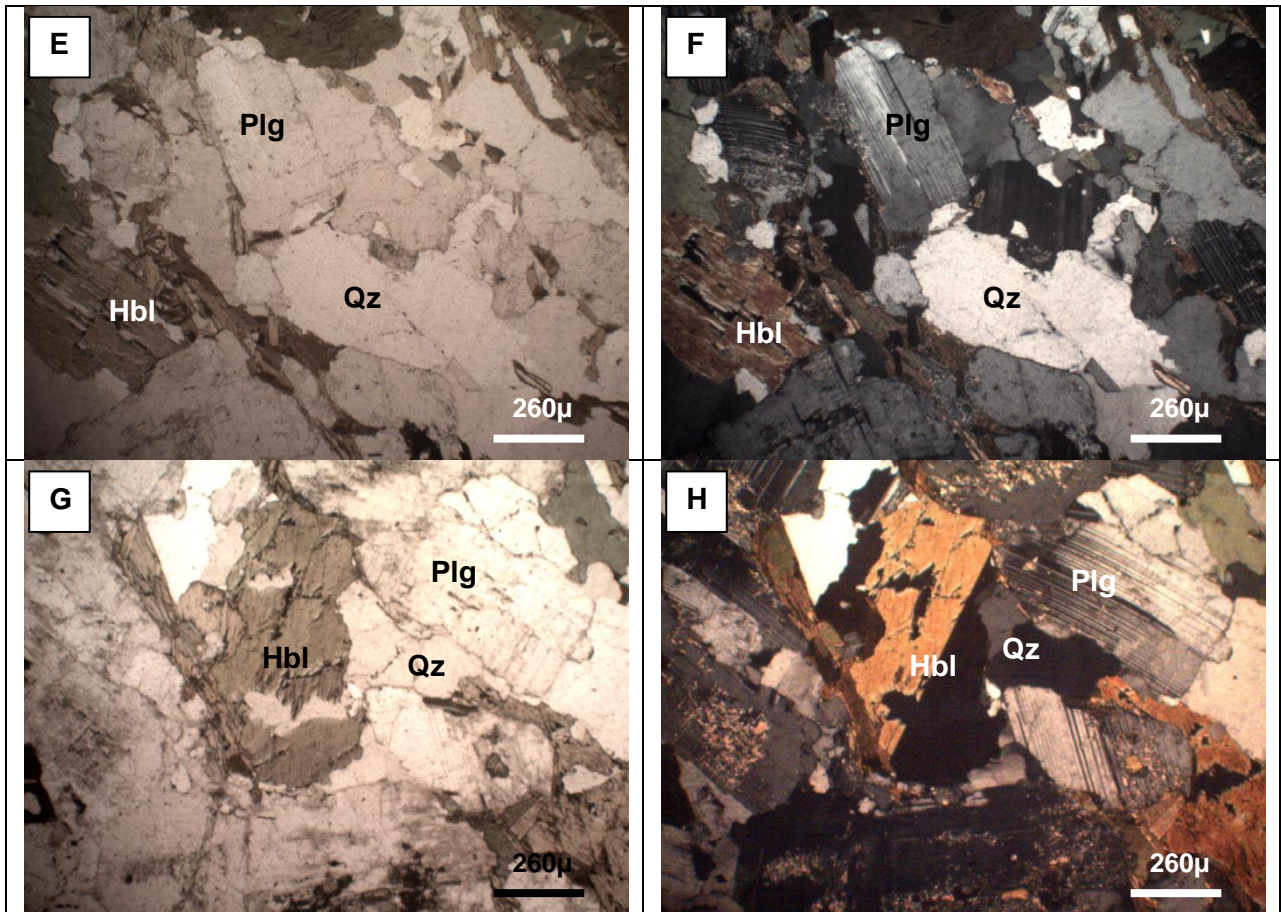


Textura	Hipidiomórfica granular de grano medio
----------------	--

Estructuras		Foliación	Mineral Asociado	
Foliación	Leve orientación de máficos		Bt, hbl	Qz chess board
Composición	(%)	Alteración	Tamaño (mm)	Forma
Qz	30	-	0,2-1	Anhedral
Hbl	15	-	0,5-1,5	Subhedral
Bt	7	Leve Chl+Ep	0,1-1	Subhedral
Plg	43	Leve Sericita, Fk	0,5-3	
Op	2	-		
Fk	3	Leve sericita		

Observación: Bt orientadas. Plg levemente deformadas. Se observa maclado polisintético en plgs.





Fotomicrografías: (A) y (B) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (C) y (D) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (E) y (F) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X. (G) y (H) , nicoles paralelos y cruzados respectivamente, 4X.