



**ESCUELA DE
GEOLOGÍA**

**EVOLUCIÓN GEOLÓGICA EN TORNO AL LAGO TAGUA-TAGUA, AL
SURESTE DE LA BAHÍA DE COCHAMÓ, ENTRE LOS [41° 31' - 41° 53'].**

REGIÓN DE LOS LAGOS

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al Título de
Geólogo

ALEXANDER MAURICIO RAMÍREZ MARTÍNEZ

PROFESOR GUÍA:

Dr. MATÍAS PEÑA GÓMEZ

PROFESOR CO-GUÍA:

Dr. JAVIER REYES VIZCARRA

Miembros de la Comisión Evaluadora de Examen:

Dr. ITALO PAYACÁN PAYACÁN

SANTIAGO, CHILE

NOVIEMBRE, 2021

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA EN TORNO AL LAGO TAGUA-TAGUA, AL SURESTE DE LA BAHÍA DE COCHAMÓ, ENTRE LOS [41° 31' - 41° 53']. REGIÓN DE LOS LAGOS

El área de estudio se ubica en la Cordillera Principal de la Región de Los Lagos, en donde es posible observar diversas evidencias de la relación entre episodios magmáticos y procesos tectónicos. Varios estudios han intentado abordar la relación entre la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y el magmatismo, tanto, intrusivo como extrusivo específicamente en la zona Norpatagónica, sin embargo, no existe un modelo de evolución concluyente, que permita responder esta interrogante.

A raíz de lo expuesto en el párrafo anterior, el objetivo principal es comprender la evolución geológica alrededor del Lago Tagua-Tagua, y de esta forma, determinar el rol que tienen los lineamientos oblicuos posiblemente asociados a la ZFLO en el modelamiento del paisaje y en la configuración geológica de este sector. Para ello, se realizó un mapa geológico actualizado escala 1:50.000, un modelo estructural esquemático, una comparación con el modelo de Riedel, (1929) y un análisis geoquímico de los intrusivos emplazados en la zona, para, integrar la información de forma coherente con el propósito de proponer un cuadro cronoestratigráfico que muestra la relación de la dinámica de los esfuerzos mayores con la construcción del paisaje geológico de la zona.

En el sector afloran diversas secuencias metamórficas Paleozoicas, en contacto tectónico con intrusivos que van desde Cretácico Inferior hasta el Mioceno, las cuales son afectadas por múltiples estructuras tanto a microescala como a macro, las cuales en su mayoría se encuentran cubiertas por depósitos fluviales y de remoción en masa.

Se definieron dos dominios estructurales, los cuales, están separados por la falla Tagua-Tagua de rumbo NW-SE. En Ambos dominios se reconocieron evidencias que sugieren una sucesión de episodios magmáticos coetáneo a una deformación polifásica, los cuales ocurrieron de forma continua desde el Cretácico hasta el presente. Un primer evento de deformación habría ocurrido, asociado a un régimen transtensional entre el Triásico- Jurásico Inferior, en el cual se habrían originado fallas normales profundas de rumbo noroeste, las que habrían sido parcialmente invertidas en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Estas fallas, según las evidencias obtenidas en este trabajo habrían facilitado el ascenso de los intrusivos Cretácicos, siendo esto coherente con la signatura geoquímica de estos últimos. Luego durante un segundo evento en el Cretácico Superior los esfuerzos habrían cambiado su dirección desde noreste-suroeste hacia este-oeste, originando así movimientos dextrales en las fallas noroestes previamente originadas. Además de un posible engrosamiento cortical sugerido por la signatura geoquímica de los intrusivos Miocenos. Finalmente, un tercer evento se habría caracterizado por un sece del magmatismo intrusivo entre el Cretácico y el Mioceno, seguido de la reactivación de las fallas noroeste como respuesta al movimiento dextral de la traza principal de la ZFLO. Sincrónico a lo anterior habrían intruido cuerpos Miocenos facilitados por las fallas preexistentes.

*Mire alrededor como si fuera un vagabundo,
me senté a descansar como si fuera un sueño,
encendí mi cigarro como si fuera un náufrago
y así me sentí libre como si fuera único.*

*Hable conmigo mismo como si fuera un rey,
abrase a mi familia como si fuera verano,
cerré fuerte mis ojos como si fuera el último
y seguí mi camino como si fuera un pájaro.*

*Mire alrededor como si fuera un rey,
me senté a descansar como si fuera un vagabundo,
encendí mi cigarro como si fuera el último
y así me sentí libre como si fuera un sueño.*

*Hable conmigo mismo como si fuera un náufrago,
abrace a mi familia como si fuera el único,
cerré fuerte mis ojos como si fuera un pájaro
y seguí mi camino como si fuera verano.*

Él cuenta cuentos, Nach.

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mis padres Mauricio y Paola por su apoyo incondicional en todo momento. Gracias por inculcarme todo lo que soy y seré, gracias por darme ese valor de poder levantar la mano y hablar frente al resto, gracias por sacrificar todo para poderme verme crecer como persona y como profesional, gracias por todo y más, por lo que viene y por lo que ya paso. Gracias por soportarme todos estos años (Son lo mejor).

Agradecer también a mi hermano y a mi abuela (Mamita) por esas palabras de consuelo en los momentos más duros, gracias por ser quienes son y por ser parte de mi familia son mi motor para poder terminar. No puedo dejar de mencionar y agradecer de todo corazón al gabo, mati y benja por todos los consejos, discusiones, terrenos, años de U y ser parte de mis amigos.

Gracias a mis profesores, sobre todo a mis profesores guías Matías Peña y Javier Reyes, por su dedicación, tiempo y voluntad de guiarme, corregirme y motivarme para la materialización de este proyecto. Agradecerle a estos mismos por confiar en mí en los ramos en los cuales fui ayudante de sus ramos. (Gracias por confiar).

Finalmente agradecer a mi compañera, pareja y amiga, Macarena Bustos por el apoyo, aguante y cariño que me ha brindado desde que nos conocimos, la que ha soportado con mi familia mi mal humor producto del frecuente estrés que provoco este trabajo y la carrera en sí, gracias por ser parte de mi familia, gracias por ser como eres. También darle las gracias a su familia por darme los espacios para poder trabajar en su casa y sus palabras de apoyo.

Tabla de Contenidos

Agradecimientos.....	iii
Tabla de Contenidos.....	iv
Índice de Figuras.....	vii
Índice de Tablas.....	xiii
1 INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Formulación del estudio propuesto.....	1
1.2 Ubicación y vías de acceso.....	4
1.3 Hipótesis.....	5
1.4 Objetivos.....	5
1.4.1 Objetivo General.....	5
1.4.2 Objetivos Específicos.....	5
1.5 Metodologías.....	6
1.5.1 Metodologías de trabajo previo a terreno.....	6
1.5.2 Metodología de trabajo en Terreno.....	7
1.5.3 Metodología de trabajo para el procesamiento de datos.....	7
2 ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	10
2.1 Fisiografía y Clima.....	10
2.2 Marco Teórico.....	10
2.2.1 Antecedentes generales.....	10
2.2.2 Sistema de fallas de rumbo en zonas de transpresivas.....	11

2.3	Marco Morfoestructural	14
2.3.1	Cordillera de la Costa.	15
2.3.2	Valle Longitudinal/ Depresión Central.....	15
2.3.3	Intra-arco/Cordillera Principal.....	16
3	MARCO GEOLÓGICO	17
3.1	Geología Regional	17
3.1.1	Batolito Patagónico (BP).....	18
3.1.2	Zona Volcánica Sur	19
3.1.3	Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO).	21
3.2	Geología Local.....	25
3.2.1	Litología.	25
3.2.2	Volcanismo Local.....	28
4	GEOLOGÍA EN TORNO AL LAGO TAGUA-TAGUA.....	29
4.1	Unidades Geológicas en torno al Lago Tagua-Tagua.....	33
4.1.1	Rocas Metamórficas	33
4.1.2	Complejos Plutónicos.....	43
4.1.3	Depósitos	65
4.2	Geología Estructural en torno al Lago Tagua-Tagua.....	66
4.2.1	Dominio I.....	68
4.2.2	Dominio II	77
4.3	Geoquímica en torno al lago Tagua-Tagua.....	79

4.3.1	Elementos Mayores	79
4.3.2	Elementos Traza	85
4.3.3	Tierras Raras (REE).....	89
5	DISCUSIÓN.....	93
5.1	Edades y correlación	93
5.2	Discusiones e interpretaciones petrogenéticas.....	98
5.3	Discusiones e interpretaciones estructurales.....	108
5.3.1	Comparación con el modelo de Riedel.....	108
5.3.2	Sitios estructurales.....	111
5.3.3	Modelo Estructural y de emplazamiento.....	112
5.4	Cronología de la deformación y emplazamiento	115
6	CONCLUSIONES.....	120
7	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	122
8	ANEXOS	128
8.1	Descripción de rocas mesoscópica y microscópica	128
8.1	Geoquímica de las muestras	143

Índice de Figuras

Figura 1.1: Configuración tectónica, rasgos estructurales y volcanismo de los Andes del Sur. Extraído de Cembrano y Lara., (2009).	2
Figura 1.2 Ubicación regional del área de estudio. en negro la zona de estudio.	4
Figura 2.1: Estilos de deformación asociados a fallas. (a) Deformación Frágil, (b) Deformación Frágil-Dúctil, (c) Deformación Semi-Dúctil, (d) Deformación Dúctil. Extraído de Niemeyer, (1999).	11
Figura 2.2: Tipos de fallas (a) Normal, (b) Inversa, (c) de Rumbo. Modificado de Niemeyer, (1999).	11
Figura 2.3: Movimiento distributivo de los lineamientos dentro de la zona de falla. Extraído de Niemeyer, 1999.	12
Figura 2.4: Fallas de Riedel y estructuras asociadas según sea el estado de deformación. Extraído de Sylvester y Smith, (1976).	13
Figura 2.5: Contexto “pull apart” y pop up. Modificado de Davis & Reynolds, (1996).	14
Figura 2.6: Morfoestructuras que enmarcan el área de estudio (rectángulo rojo). CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central y PC: Cordillera Principal. Modificado de Charrier et al. (2007).	16
Figura 2.7: Segmentación morfoestructural de la región de estudio. De este a oeste se presentan la Cordillera de la costa, valle longitudinal y Cordillera Principal.	17
Figura 3.1: Disposición espacial del Batolito Norpatagónico y los complejos metamórficos aledaños. Modificado de Godoy, (2017).	19
Figura 3.2: Segmentación de la Zona volcánica Sur. (a) Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN), (b) Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST), (c) Zona Volcánica sur Centro (ZVSC), (d) Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS), modificado de Stern (2004).	21
Figura 3.3: Extensión y disposición de la ZFLO, Extraído y modificado de Rosenau et al., 2006.	22
Figura 3.4: Zona de falla de rumbo sinistral con una geometría de tipo dúplex característico al caso de estudio. modificado de Van der Pluijm, Marshak, (2004).	23
Figura 3.5: Características geométricas de la ZFLO. (a) Trazas bifurcadas paralelas entre sí. (b) cinemática tipo SC. Extraído de Rosenau et al., (2006).	24

Figura 3.6: Esquema que relaciona el ascenso de fluidos magmáticos con la existencia de estructuras (Cembrano & Lara, 2009). En este caso, al sur de los 37°S existen lineamientos con sentido NE-SW y NW-SE, sobre los que se han desarrollado numerosos sistemas volcánicos.....	24
Figura 3.7: Mapa metalogénico modificado del Sernageomin, (2006) de la Región de Los Lagos	28
Figura 4.1: Simbología y Leyenda correspondiente al mapa en torno al Lago Tagua-Tagua.	30
Figura 4.2: Mapa geológico en torno al Lago Tagua-Tagua con estructuras y localización de las muestras extraídas en el trabajo de campo.....	31
Figura 4.3: Disposición y relaciones de contacto de las unidades Cascajal, Punta Maldonado y Río Manso. Foto tomada desde el interior del Parque Tagua-Tagua, en dirección NE.	33
Figura 4.4: Fotomicrografía (100 um) de las anfibolitas pertenecientes a la unidad Punta Maldonado del Complejo Metamórfico: A) y B) roca anfibolita a nicoles paralelo y cruzado, la cual muestra la alteración de las hornblendas a cloritas, los opacos, plagioclasas, y hornblendas masivas.	35
Figura 4.5: Fotomicrografía (100 um) de las anfibolitas pertenecientes a la unidad Punta Maldonado del Complejo Metamórfico: A) y B) Roca anfibolita a nicoles paralelo y cruzado. Líneas rojas muestran el bandeamiento y la orientación mineral.....	36
Figura 4.6: Fotomicrografía (100 um) Correspondiente a un Gneis de biotita A) Gneis a nicoles paralelos, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos y micas blancas. B) Gneis a nicoles cruzados, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos, hornblendas y micas blancas.....	37
Figura 4.7: Fotomicrografía (100 um) Correspondiente a un Gneis de biotita A) Gneis a nicoles paralelos, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos deformados y elongados, micas blancas y se demarcan con líneas rojas se marca el bandeamiento. B) Gneis a nicoles cruzados, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos, hornblendas y micas blancas. Además, con líneas rojas se marca el bandeamiento mineral y en círculos rojo la deformación tectónica S2 C) Gneis a nicoles cruzados, donde se muestran los opacos y micas blancas. Además, con líneas rojas se marca el bandeamiento mineral y en círculos rojo la deformación tectónica S2.....	38
Figura 4.8; Foto tomada en terreno de la Unidad Río Manso perteneciente al Complejo Metamórfico aflorante en la zona y la intrusión de diques félsicos.	40
Figura 4.9: Fotomicrografía (100 um) de esquistos de actinolita A) nicoles paralelo y B) nicoles cruzados: Muestran la mineralogía predominante en la roca de actinolita, biotita, cuarzo, epidota, y opacos.	41

Figura 4.10: Fotomicrografía (100 um) de esquistos de actinolita A) nicoles cruzados y B) nicoles paralelos: Muestran la mineralogía predominante en la roca de actinolita, biotita, cuarzo, epidota, y opacos. Además de la acumulación de actinolitas de forma acicular radial, agregado microcristalino de opacos deformados y actinolitas orientadas según su clivaje.	42
Figura 4.11: Fotomicrografía (100 um) de brechas tectónica alterada a clorita, perteneciente a la Unidad Río Manso A) nicoles paralelos donde se muestra las plagioclasas fracturadas y sus intersticios rellenos con clorita y opacos. B) nicoles cruzados donde se muestra las plagioclasas fracturadas y sus intersticios rellenos con clorita y opacos.	43
Figura 4.12: Fotomicrografía (100 um) Tonalitas perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua. A) nicoles paralelos muestra la mineralogía predomina del litodemas compuesto por hornblendas. Cuarzo, plagioclasa y opacos. B) nicoles cruzados muestra la mineralogía predomina del litodemas compuesto por hornblendas. Cuarzo, plagioclasa y opaco.	45
Figura 4.13: Fotomicrografía (100 um) de Tonalitas perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua representando la mineralogía dominante en la unidad A) y B) se muestra la foliación magmática en nicoles paralelo y nicoles cruzados, B), C) y D) muestran el gran tamaño de los cristales de hornblendas y plagioclasas.	46
Figura 4.14: Rocas de composición granítica, perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua, con intrusión de dique de composición cuarzo-plagioclasa.	47
Figura 4.15: Fotomicrografía (100 um) perteneciente a los granitos de la unidad Tagua-Tagua los cuales muestran la mineralogía representativa del litodema. A) imagen a nicoles cruzados que muestra la asociación mineral de cuarzo y plagioclasa. Piroxenos de grano fino y los opacos y la alteración previsiva de sílice. B) imagen a nicoles paralelos el cual muestra.	48
Figura 4.16: Fotomicrografía (100 um) de dioritas pertenecientes a la Unidad Tagua-Tagua a,b,c y d, muestran la mineralogía principal de la unidad, la abundancia de plagioclasas, el fracturamiento de la hornblendas y la orientación de estas.	50
Figura 4.17: Fotografía de fallas, diaclasas, vetillas e indicadores cinemáticos presentes, aldeaño a la ZFLO en la desembocadura del río Puelo en el Fiordo de Reloncaví. líneas amarillas indican planos de fractura.	50
Figura 4.18: Fotografías de la Unidad Cochamó en el sector del fiordo de Reloncaví, A) Fotografía que muestra el posible contacto tectónico entre la Unidad Cochamó y Tagua-Tagua. B) fotografía que muestra estrías de falla, las flechas indican el movimiento del bloque superior. C) fotografía que muestra la foliación magmática que presente la unidad Cochamó por la orientación de los minerales máficos.	52

Figura 4.19: Fotomicrografía de la unidad Cochamó A y B) mineralogía principal más elongación de las hornblendas alteradas a biotita, con extinción a puntitos, bordeando cristales de plagioclasas tanto a nicoles paralelo como a nicoles cruzados C) se muestra los cuarzos primarios e intersticiales limpios, plagioclasas fracturadas y hornblendas alteradas a biotitas elongadas y deformadas. D) vetillas irregulares de cuarzo y plagioclasas de grano medio a fino, con plagioclasas y cuarzos alterados a sericita.....53

Figura 4.20: Fotografías de la Unidad Reloncaví A) imagen que muestran la gran abundancia de enclaves máficos elongados en tonalitas y milonitas pertenecientes a esta unidad. Además de dique máficos en la parte superior de las rocas melanocráticas. B) fotografía muestra diques aplíticos en conjunto con enclaves máficos. C) contacto entre tonalitas con enclaves y tonalitas leucocráticas de la unidad Tagua-Tagua, en la parte superior dique félsico con cuarzos pegmatítico.56

Figura 4.21: Fotomicrografía (100 um) A) mineralogía principal de las tonalitas de la Unidad Reloncaví más textura glomeroporfírica de hornblendas y biotitas nicoles cruzados. B) mineralogía principal de las tonalitas de la Unidad Reloncaví más textura glomeroporfírica de hornblendas y biotitas nicoles paralelos. C) plagioclasa zonada, con anillo de crecimiento exterior de mayor espesor que los centrales. D) textura poiquilítica de las hornblendas en plagioclasas y crecimiento de cuarzo y opacos intersticiales.....58

Figura 4.22: Fotomicrografía (100 um) de la subunidad granodiorítica perteneciente a la Unidad Reloncaví. A) muestra las plagioclasas, hornblendas biotitas.....59

Figura 4.23: Fotomicrografía (100 um) de los enclaves máficos pertenecientes a la Unidad Reloncaví. A) imagen a nicoles paralelo, la cual muestra la mineralogía preferencial de la de los enclaves más un opaco redondeado flotando entre cristales de plagioclasa y hornblenda. Además, muestra el fracturamiento de las hornblendas y biotitas. B imagen a nicoles cruzados, la cual muestra la mineralogía primaria de los enclaves. Además, muestra el fracturamiento de las plagioclasas, hornblendas, biotitas y escasos piroxenos. C) La imagen muestra la segunda familia de tamaños de las hornblendas a nicoles paralelos, con colores verdes oscuros elongados y orientados, con texturas glomeroporfírica. D) imagen a nicoles cruzados que muestra los cristales intersticiales de plagioclasa y cuarzo más hornblendas de grano medio a fino con textura glomeroporfírica.61

Figura 4.24: Fotografía de enclaves elongados y dislocados aledaños a una zona de debilidad.61

Figura 4.25: Fotomicrografía (100 um) de las milonitas de la Unidad Reloncaví. A y B) imagen a nicoles paralelos, la cual muestra la mineralogía principal de estas rocas, el clivaje marcado de las biotitas y anfíboles más su elongación y

orientación preferencial C y D) imagen a nicoles cruzados, la cual muestra la mineralogía principal de estas rocas, el clivaje marcado de las biotitas y anfíboles más su elongación y orientación preferencial.	62
Figura 4.26: Fotografía de las milonitas pertenecientes a la Unidad Reloncaví, en la imagen A) se muestran los porfidoblastos de cuarzo, formando colas de cizalle las que presentan tamaños entre 1 y 8 cm de largo. En la fotografía B se muestra estos mismos porfidoblastos de cuarzo elongados más vetillas de cuarzo plegadas en échelon (Círculo rojo).	63
Figura 4.27: Conjunto de diques que intruyen a las unidades presentes en la zona de estudio. A) Diques sinuosos con bordes rectos y aureolas de contacto difusas con texturas porfírica que intruyen a la Unidad Tagua-Tagua. B) Dique recto de composición básica, truncado por fallas. C) Diques sinuosos con bordes rectos bien marcados con texturas afaníticas que intruyen a la Unidad Reloncaví.	64
Figura 4.28: Mapa en torno al Lago Tagua-Tagua escala 1:50.000, modificado ilustrando los dominios estructurales. En rojo Dominio I, en celeste Dominio II.	67
Figura 4.29: Perfil esquemático Bloque Quetrus orientado SW-NE.	69
Figura 4.30: Imagen de la Falla Quetrus, con vista hacia al interior del Parque Tagua-Tagua.	70
Figura 4.31: Perfil esquemático del Bloque Alerce. Traza orientada SW-NE.	72
Figura 4.32: Perfil esquemático Bloque Alerce, ladera NE con respecto al Lago Tagua-Tagua. Traza orientada NW-SE.	73
Figura 4.33: Fotografía tomada desde la ribera SW del Lago Tagua-Tagua. (a) Depósitos de remoción en masa, asociado a la actividad de la zona de falla Tagua-Tagua. (b) Facetas triangulares ribera NE Lago Tagua-Tagua (estructuras de una tectónica activa).	74
Figura 4.34: Perfil esquemático Dominio II. Traza NW-SE.	78
Figura 4.35: Diagrama TAS modificado de Cox et al., (1979), con datos normalizados para la representación la litología según su química.	80
Figura 4.36: Diagrama AFM modificado de Irvine y Baragar, 1971. Demostrativo del ambiente tectónico de formación de los cuerpos intrusivos.	81
Figura 4.37: Diagrama de clasificación de series magmáticas según su concentración de K.	81
Figura 4.38: Diagrama Harker de óxidos mayores según el contenido de sílice.	82
Figura 4.39: Diagramas Harker de óxidos mayores según el contenido de magnesio.	83

Figura 4.40: Diagrama Harker de elementos traza compatibles con respecto al contenido de sílice	85
Figura 4.41: Diagrama Harker de elementos incompatibles livianos con respecto al sílice.	87
Figura 4.42: Diagrama Harker de elementos incompatibles pesados con respecto al sílice	88
Figura 4.43: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para la Unidad Tagua-Tagua.	89
Figura 4.44: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para la Unidad Reloncaví.	90
Figura 4.45: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para las Unidades Tagua-Tagua, Reloncaví y Cochamó de manera comparativa.....	91
Figura 4.46: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para los intrusivos menores (diques).	92
Figura 4.47: Diagrama Harker entre las razones de La/Yb, La/Sm y Sm/Yb con respecto al sílice.	93
Figura 5.1 Diagramas Harker de las rocas analizadas en este trabajo comparadas con las realizadas por Carrasco (1995).	95
Figura 5.2 Imagen esquemática de la ubicación de las dataciones radiométricas realizadas por Carrasco (1995) y Sernageomin (1995) más los puntos de extracción de muestras de apatitos realizadas por Adriasola, (2005) para determinar edad relativa. Imagen modificada de Adriasola, (2005).....	96
Figura 5.3 :Clasificación de granitos modificado de Frost et al., (2001), círculos rojos muestran las tendencias de la Unidad Tagua-Tagua. Fotomicrografía de diorita perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua, la cual muestra el empobrecimiento de Co al cristalizar piroxeno.	99
Figura 5.4: Diagramas de discriminación tectónica para granitos, modificados de Batchelor y Bowden, (1985) y Pearce, (1984). Gráfico de REE para la Unidad Tagua-Tagua y diagramas Harker de La/Yb con respecto al sílice.	100
Figura 5.5: Modelo esquemático de emplazamiento magmática para la Unidad Tagua-Tagua. Primera etapa: Formación del fundido inicial andesítico-basáltico rico en aluminio en un periodo de extensión con un adelgazamiento cortical parcial e incorporación cortical en baja proporción. Segunda etapa: cambio de régimen tectónico a uno compresional, en donde las fallas normales formadas en el periodo extensivo se reinvierten, siendo estas los canales de ascenso para que este fundido levemente diferenciado se emplace. Tercera etapa: Finalmente este fundido se emplaza mediante las estructuras previamente existentes dejando las fases intrusivas menos diferenciadas en los extremos como lo son las dioritas, y las de mayor diferenciación en su centro como lo son los granitos y tonalitas.....	101

Figura 5.6: Clasificación de granitos modificado de Frost et al., (2001), círculos rojos muestran las tendencias de la Unidad Tagua-Tagua. Fotomicrografía de diorita perteneciente a la Unidad Reloncaví y Cochamó, la cual muestra el empobrecimiento de Co al cristalizar piroxeno y un Ni consumido constante a los largo de su evolución.	102
Figura 5.7: Modelo esquemático de emplazamiento magmático de los intrusivos de la Unidad Reloncaví y Cochamó: Primera etapa: formación del fundido inicial poco diferenciado, rico en plagioclasas. Segunda etapa: Ascenso del fundido por fallas estructuras heredadas. Tercera etapa: diferenciación sectorial, ascenso rápido del fundido en estado dúctil- frágil mediante fallas mayores, en donde ocurre deformación interna generando milonitas y enclaves elongados.	104
Figura 5.8: Gráfico temperatura v/s tiempo de cristalización típico para plutones Cretácicos del BNP. Modificado de Adriasola et al., (2005).	105
Figura 5.9: Gráfico temperatura v/s tiempo de cristalización típico para plutones Miocenos del BNP. Modificado de Adriasola et al., (2005)	107
Figura 5.10: Modelo estructural de lineamientos observados e inferidos comparado con el modelo de Riedel, (1929) para zonas de falla de cizalle.	109
Figura 5.11: Modelo estructural sitios estructurales.	112
Figura 5.12: Modelo representativo en profundidad de los intrusivos y fallas observadas e inferidas.	113
Figura 5.13: Relación estructural y su geometría con respecto a la falla Tagua-Tagua.	115
Figura 5.14: Cuadro cronoestratigráfico esquemático de la cronología de deformación y emplazamiento.	119

Índice de Tablas

Tabla 4-1: Tabla de muestras seleccionadas para corte transparente y análisis geoquímico.	32
Tabla 4-2: Tabla explicativa del análisis estructural para el bloque Quetrus.	71
Tabla 4-3 Tabla explicativa del análisis estructural para el Bloque Alerce.	76
Tabla 4-4: Tabla explicativa del análisis estructural para el Dominio estructural II.	78
Tabla 4-5: Tabla de los contenidos máximos y mínimos normalizados de los óxidos mayores.	83

Tabla 5-1: Tabla recopilatoria de edades relativas realizadas por Adrasola, (2005) en trazas de apatitos.
Modificado de Adrasola, 2005.....97

Tabla 5-2 Tabla recopilatoria de edades relativas según tipo de análisis realizado, tipo de roca y unidad a la
cual pertenece segun el presente trabajo.....97

SOLO USO ACADÉMICO

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del estudio propuesto

La configuración tectónica actual de Chile corresponde a una zona de convergencia de placas, donde las placas oceánicas de Nazca y Antártica subductan bajo la placa Sudamericana (Mpodozis y Ramos, 1989; Stern, 2004; Charrier et al., 2007). Este sistema surge de la evolución continua desde el Paleozoico tardío-Triásico (posterior al evento orogénico “San Rafael”) hasta la actualidad (Coloma, 2017; Del Rey, 2016; Mpodozis y Ramos, 1989.). Esta evolución, en particular en los Andes del Sur se ve influenciada por la subducción del Ridge de Chile, un centro de expansión activo entre las placas Antártica y Nazca (Tebbens *et al.*, 1997), responsable de que esta última subducte con un ángulo oblicuo al margen continental de la placa Sudamericana, en dirección NE a una velocidad aproximada de 66 mm/a (Tebbens *et al.*, 1997, Angermann *et al.*, 1999).

La subducción oblicua dextral, junto a los lineamientos regionales generados por la microplaca de Chiloé en dirección NE (Melnick *et al.*, 2009) y una corteza adelgazada, en comparación a la zona centro y norte de Chile; Influyen de gran forma a la generación de múltiples trazas de fallas, que presentan un rumbo similar, paralelo al margen, las que conforman la Zona de Fallas de Liquiñe-Ofqui (ZFLO) (Cande y Leslie, 1986; Herve y Thiele, 1987; Mpodozis y Ramos, 1989; Tikoff y Teysier, 1994; Bohm *et al.*, 2002) siendo uno de los principales factores influyentes en la construcción del paisaje geológico de los Andes del Sur (Figura 1.1).

La ZFLO se extiende por la Cordillera Principal, desde aproximadamente los 38° S, en el límite sur del volcán Copahue, terminando a los 47° S, en el Golfo de Penas, con una extensión aproximada de 1200 km y un rumbo promedio de N 10° E (Cembrano y Herve, 1993; Cembrano *et al.*, 2000; Herve y Thiele, 1987; Stanton-Yonge et al., 2016.). La construcción de esta zona de falla debido a su gran extensión presenta registro desde los últimos periodos de compresión registrados en el Cretácico Superior, Paleoceno y posterior a estos en el Mioceno Medio relacionado al alzamiento de la Cordillera Principal (Echaurren, 2016).

Diversos autores, han propuesto una cinemática transpresional dextral para la ZFLO, basados en datos paleomagnéticos, cinemáticos y geodésicos (Cembrano *et al.*, 2000; Hernández– Moreno *et al.*, 2016) e interpretan que los lineamientos NW-SE podrían explicarse como estructuras inicialmente de carácter normal, las cuales son reactivadas con movimiento inverso (Orts, 2012), siendo estas a su vez los canales principales de ascenso de fluidos magmáticos y termales (Cembrano y Lara, 2009), los que posiblemente podrían afectar la estabilidad de los distintos sistemas geocronológicos localizados en la zona.



Figura 1.1: Configuración tectónica, rasgos estructurales y volcanismo de los Andes del Sur. Extraído de Cembrano y Lara., (2009).

La construcción del paisaje geológico en la Cordillera Andina, principalmente en el segmento sur de Chile, se encuentra evidenciada principalmente en la Zona volcánica Sur (ZVS), descrita por Lara *et al.*, (2001) y Stern (2004)

En relación con la construcción del paisaje geológico, en la región de estudio, se ha caracterizado por presentar distintos estilos de deformación asociados a los procesos de formación de la ZFLO,

modelando el segmento entre los 41° y 42° S, generando así, el relieve característico de la zona Norpatagónica. Con un volcanismo Cenozoico activo, sobre la traza de los lineamientos principales de la falla, conocida como la Zona Volcánica Sur (ZVS) (Lara *et al.*, 2001; Stern, 2004), abruptas laderas escarpadas que exponen a los intrusivos Cretácicos y Miocenos pertenecientes a la extensión norte del Batolito Patagónico (BP), en unión con los fiordos y ensenadas kilométricas, que caracterizan el paisaje del sector centro sur de Chile continental.

Los eventos de deformación que ocurren anterior al Neógeno en la traza de la ZFLO, especialmente durante el Mesozoico, son de gran relevancia no solo por el aporte directo a la configuración morfoestructural de la zona, sino que también por el desarrollo de estructuras provocadas por el acople de la de la microplaca de Chiloé (Melnick *et al.*, 2009) que posteriormente facilitan la propagación de la deformación en etapas más recientes.

Por ende, para poder comprender la evolución geológica de la zona y profundizar sobre las interrogantes que existen en la ZFLO, para la confección del paisaje geológico de la zona, se necesita un registro lo suficientemente amplio de la litología, geología estructural, geomorfología y clima de la zona, para así entender la posible trayectoria de eventos que configuran la geología actual de la región de estudio.

De este modo, según lo expuesto es necesario responder distintas interrogantes esenciales para la comprensión de la evolución geológica de la zona como: ¿Cuál o cuáles son las estructuras principales presentes en la zona de estudio y la relación genética con la ZFLO?, ¿Cuál es el rol que cumplen las estructuras principales en la construcción del relieve?, ¿Cuál es la dirección preferencial de las estructuras geológicas (fallas, diques, foliaciones, etc.) presentes en el área?, ¿Cuál es la posible edad y tipo de deformación sufrida en el área?, son entre algunas problemáticas que se trataran de responder en el presente trabajo con la finalidad de lograr el objetivo principal.

Debido a estas interrogantes, se propone como entorno propicio para el levantamiento de información el cuadrángulo entre los 41°31' y 42°53' en torno al lago Tagua-Tagua. Ya que, presenta las características idóneas para resolver las incertidumbres que surgen sobre la geología en el sector.

En este lugar, se exponen afloramientos continuos y discontinuos desde el Paleozoico hasta el Holoceno, geoformas a distintas escalas que sugieren que la zona ha sido afectada por la tectónica local influenciada por la ZFLO. Además, se encuentra aledaño a distintos Parques Nacionales (Alerce Andino y Hornopirén) y Reservas Naturales Privadas (Tagua-Tagua) lo que genera un

mayor interés, al contextualizar geológicamente los distintos aspectos ecosistémicos que presenta el territorio nacional y así poder comprender como interactúan las distintas ramas de las ciencias naturales en la conformación del paisaje.

1.2 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio se encuentra entre la comuna de Cochamó y Hualaihué, en la región de Los Lagos, Chile. Esencialmente en la localidad de Puelo ubicada en la Cordillera Principal (Figura. 1.2), más específicamente en el borde SE del Estuario de Reloncaví, en torno al lago Tagua-Tagua y dentro de la Reserva Privada Parque Tagua-Tagua entre los $41^{\circ}31'S - 41^{\circ}51'S$, abarcando un área aproximada de 1.170 km^2 .

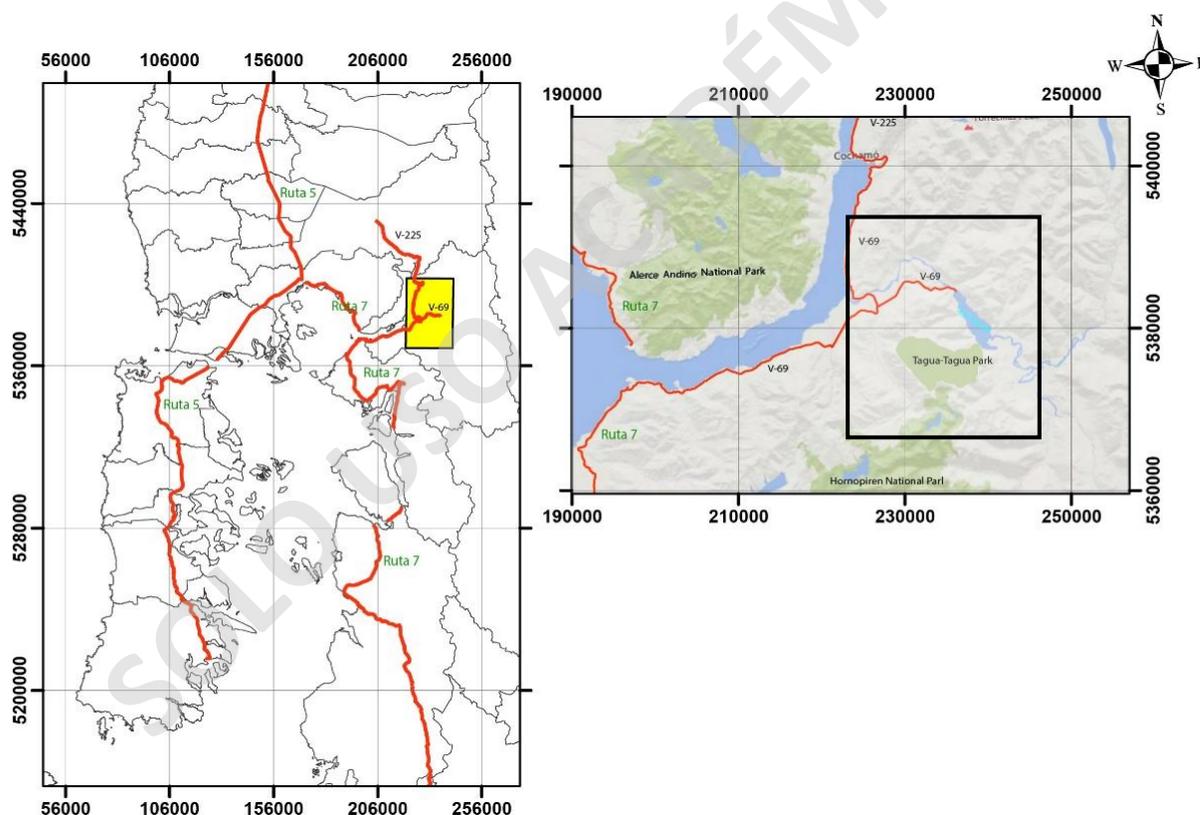


Figura 1.2 Ubicación regional del área de estudio. en negro la zona de estudio.

El acceso a la zona de estudio se realiza por la Ruta 5 en dirección hacia el sur, hasta Puerto Varas desde la cual se toma el camino a Ensenada por la ruta 225, en donde se enfila en dirección al SW

por la ruta V-69, que comunica la localidad de Ensenada con Puelo, bordeando el Estuario de Reloncaví. Finalmente, en la localidad de Puelo se debe tomar la ruta V-721 que llega al embarcadero Punta Canelo en la orilla oeste del Lago Tagua-Tagua.

Otra manera de acceder a la región de estudio es por la Ruta 5 en dirección hacia el sur, hasta Puerto Montt, para posteriormente acceder a la ruta 7 hasta el sector Caleta La Arena, en donde se toma un ferry para cruzar el Estuario de Reloncaví, y acceder a la Ruta V-69, hasta la localidad de Puelo y enfilarse por la Ruta V-721 hasta el embarcadero Punta Canelo.

1.3 Hipótesis

La evolución geológica entorno al lago Tagua-Tagua, al sureste de la bahía de Cochamó estaría controlada por un set de fallas oblicuas a la traza principal de la ZFLO y activas en dirección NW-SE, las cuales poseen una cinemática de rumbo sinistral y una componente inversa. La generación de estas estructuras estaría ligadas a los últimos periodos de compresión sufridos en el Cenozoico, y controlarían el relieve abrupto y la geología presente en el área de estudio, en directa relación con el comportamiento cinemático de la ZFLO.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Comprender la evolución geológica alrededor del Lago Tagua-Tagua y determinar el rol que tienen los lineamientos oblicuos en el modelamiento del paisaje y la configuración de la geología adyacente al lago.

1.4.2 Objetivos Específicos

1. Entender las unidades geológicas y estructuras presentes en la región de estudio.
2. Determinar extensión y disposición de las estructuras entorno al Lago Tagua-Tagua y como afectan la construcción del relieve.
3. Analizar los esfuerzos regionales propuestos para la ZFLO y determinar cómo favorecen a la generación de estructuras y el emplazamiento de cuerpos magmáticos.

4. Comprender los eventos de deformación que afectaron a la zona de estudio y proponer un modelo estructural para la deformación presente en la zona.
5. Relacionar la actividad tectónica y magmática, circundante al Lago Tagua-Tagua con la propuesta para la ZFLO, para entender la configuración geológica actual de la zona.

1.5 Metodologías

Para lograr los objetivos planteados anteriormente, se propone la siguiente metodología de trabajo:

1.5.1 Metodologías de trabajo previo a terreno.

- *Revisión de la información bibliográfica relevante y necesaria de la región de estudio* que ayude a cumplir los objetivos que se proponen en el presente trabajo. En particular, aquellas que contengan aportes referidos a la geología regional, configuración tectónica de la región, indicadores cinemáticos e información de la configuración de la ZFLO.

- *Adquisición y preparación de imágenes satelitales de la zona a diferentes escalas*, que sirvan de apoyo para el trabajo de terreno y de mapeo geológico. Las imágenes necesarias escala 1:10.000, 1:20.000 y 1:25.000, son obtenidas del programa *SAS Planet* y de la base de datos de la *United States Geological Survey* (USGS) proveniente del satélite LANDSAT 8 lanzado el 2013 el cual toma imágenes satelitales multiespectrales de una resolución espacial de 30 m con un error de 12 m en la precisión de la cartografía con la principal función de mejorar la calidad de las imágenes que se registran hasta la fecha. Para esto incorporaron dos instrumentos principales, los cuales capturan un conjunto bandas espectrales que van en orden correlativo de la 1 a la 11. Para el procesamiento de estas imágenes se utiliza el programa ArcGis 10.5 donde estas 11 bandas se conjugaron en color real, con la combinación 4,3,2 rojo, verde y azul respectivamente para extraer una imagen aérea que permita ayudar con la ubicación en el área de trabajo. En simultaneo se trabajará con un modelos de elevación digital DEM (*Digital Elevation Model*) acotado a la región de estudio, adquirido a través *Alaska Satelital Facility* (organismo de la Universidad de Alaska en unión con la NASA) para acentuar la fisiografía de la zona de estudio mediante un “*hillshade*” realizado con la herramienta del mismo nombre, las curvas de nivel de la zona con la herramienta “*Contours*” con el fin de generar un trabajo fluido en terreno y en el mapeo de los rasgos geológicos importantes para el presente trabajo.

- **Realización de una fotogeología del área de estudio**, con el objetivo de generar una discusión preliminar sobre las características que presenta el paisaje geológico de manera regional y local. Además, contribuir a la caracterización de un conjunto de rasgos geológicos significativos para el trabajo de reconocimiento y delimitación de estructuras geológicas.

1.5.2 Metodología de trabajo en Terreno.

- **Obtención de muestras de roca fresca para descripción y análisis.**

(i) Descripción de carácter mesoscópico de muestras litológicas para rocas metamórficas e ígneas intrusivas y extrusivas asignando nombres según Streckeisen, (1976), con el fin de discretizar las unidades presentes en la región de estudio en el trabajo de terreno y para la confección de polígonos de la cartografía geológica preliminar de la zona.

(ii) Obtención de muestras de roca dura en formato de “chip” para análisis de química de roca total. Esta metodología tiene por finalidad esclarecer el límite entre unidades petrográficamente similares tanto en la descripción mesoscópica como microscópica, mediante las características geoquímicas de estas, determinando procedencia y comportamiento tectónico en el momento de la generación.

- **Caracterización estructural de la geología en la zona de estudio.** Con énfasis en la toma de datos de rumbo y manto de estructuras, diques, indicadores cinemáticos, set de fallas y contactos entre distintas litologías. Esta información es adquirida mediante la brújula estructural marca Brunton y la geolocalización mediante un GPS de mano eTrex 10 marca GARMIN. De manera que la información recopilada ayude a la interpretación de esfuerzos, proyecciones geométricas de contactos, caracterización de estructuras y unidades litológicas para una completa cartografía y evolución geológica de la región de estudio.

1.5.3 Metodología de trabajo para el procesamiento de datos

- **Análisis Microscópico de unidades litológicas.** Descripción de carácter microscópico de muestras litológicas en corte transparente, en microscopio petrográfico marca Nikon en las instalaciones de la Escuela de Geología de la Universidad Mayor. Con la finalidad de caracterizar de manera acabada la mineralogía de las rocas aflorantes en la zona de estudio, con énfasis en la

caracterización de texturas, estructuras, minerales orientados e indicadores cinemáticos que entreguen información relevante con respecto al emplazamiento y deformación de las unidades.

- *Procesamiento de muestras de roca para análisis geoquímico de elementos mayores y trazas.*

El fraccionamiento es realizado en las instalaciones del Servicio de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN). En donde 15 muestras seleccionadas, son fragmentadas mecánicamente obteniendo “*chip's*” entre 2 y 1 cm, retirando las fracciones alteradas con el fin de prevenir errores en la interpretación de los resultados.

Los análisis geoquímicos fueron realizados en el Laboratorio ACME de Bureau Veritas, donde serán molidas hasta llegar al tamaño óptimo para su tratamiento. El análisis consiste en una primera etapa la fusión de 5 g de polvo de muestra, seguido por la etapa de digestión mediante una solución de ácido nítrico débil. El cual permite la disolución completa del polvo de muestra asegurando que los elementos mayores y trazas entren en la solución. Finalmente, la solución se somete a análisis por medio de un espectrómetro de masa con plasma de acoplamiento inducido (ICP-MS) para los elementos traza y para los elementos mayores en un espectrofotómetro de emisión óptico (ICP-OES).

- *Análisis de imágenes satelitales multiespectrales* con el fin de delimitar la extensión, la frecuencia y la geometría de las estructuras y geoformas cubiertas por la espesa vegetación que cubre la región de estudio. Este análisis se genera mediante imágenes satelitales LANDSAT 8 adquiridas de la base de datos de la USGS y procesadas en el software ArcGis 10.5 con la herramienta “*Composite Bands*” generando distintas imágenes a falso color con el fin de generar una extracción parcial de la vegetación y acentuar rasgos geológicos de la zona de estudio. La combinación elegida para esto fue la 7, 4, 2 y la 6, 5, 2 que permiten discretizar la vegetación y la geología de la zona.

Para el análisis e interpretación de las imágenes satelitales se ocupan los siguientes criterios de identificación:

Morfología. Este es el criterio más importante, puesto que cada tipo de roca, dentro de un ambiente climático definido tiene una forma de erosión particular que está condicionada por la composición litológica, su edad, la textura y la estructura de la roca.

Discontinuidades. Los elementos lineales se traducen en simultaneas características tanto genéticas como secundarias en respuesta a eventos mayores.

Red hidrográfica. La forma de la red esta básicamente correlacionada con el carácter homogéneo de la roca. Un material homogéneo se ve afectado en principio por una red de forma dendrítica lo cual es el caso, por ejemplo, tanto granito como de una arcilla.

Este análisis de imágenes satelitales multiespectrales tiene la finalidad de entregar una caracterización exhaustiva de la región de estudio, con la identificación morfoestructural macro y no reconocible en terreno de manera “insitu” debido a la escala de trabajo y a la densa vegetación presente.

- **Análisis de datos** de rumbo y manto de indicadores cinemáticos, recopilados en la campaña de terreno como en el trabajo de gabinete. Los indicadores cinemáticos son evidencias físicas que convencionalmente permite conocer el movimiento de las fallas, las direcciones de los esfuerzos principales que los provocaron y su relación geométrica con pliegues o fallas regionales o en profundidad sus implicancias entregan información sobre la evolución que ha sufrido el paisaje geológico en la región.

El procesamiento de los datos es realizado en el programa Steronet 10 y Faultkin, los cuales evalúan los datos de orientación en líneas generales representadas, mediante los datos de azimut y buzamiento. Estos programas entregan información gráfica que ayuda para la agrupación de familias de discontinuidades y estructuras, además, de representar gráficamente la dirección de los esfuerzos tanto de contracción como de extensión los cuales han modelado la geología de la región de estudio.

- **Correlación de datos e información** con la literatura existente del área, de manera de establecer similitudes con la información recopilada, así poder esclarecer de manera formal la evolución geológica que se presenta en este trabajo.

- **Confeción** de la cartografía geológica escala 1:50.000 utilizando el software ArcGis 10.5 con la finalidad de graficar mediante un mapa la información recopilada e interpretada en el presente trabajo.

2 ANTECEDENTES DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Fisiografía y Clima

La región de estudio se localiza en la Cordillera Principal, el cual se conforma principalmente por cuerpos plutónicos de edades que van desde el Jurásico hasta el mioceno, los cuales se vieron afectados por la alta erosión glacial que afectó a la zona, dejando proto valles en “U”, los que posteriormente fueron labrados por la acción fluvial, detonada por el aumento de las temperaturas que derritieron las grandes masas de hielo de la zona (Moreno, 2015), generando valles cerrados que dan origen a una red de drenaje de carácter dendrítico, la cual desemboca en ríos meándricos y lagos en sentido este-oeste. Topográficamente, las alturas máximas de la zona no sobrepasan los 2.200 m s.n.m. y están acotadas a los centros eruptivos, como lo es el volcán Yate con 2.150 m s.n.m (Mella, 2008).

El clima dominante es de carácter templado húmedo, sin estaciones secas, con temperaturas promedio anuales de 10.5° C y precipitaciones entre los 1500 y 2500 mm/año, cabe destacar que los periodos invernales hacen descender la línea de nieve a los 1.500 m s.n.m aproximadamente, acumulando grandes cantidades de nieve en los puntos más altos, siendo el principal aporte y recarga de las cuencas que se encuentran en la cordillera Norpatagónica. Provocando las condiciones óptimas para la perduración de la frondosa y espesa vegetación caracterizada por megaflores y una extensa biodiversidad la cual se mezcla con la geología de los Andes Patagónicos. Cabe destacar que en estas latitudes se encuentran diversos Parques Nacionales y reservas naturales, con el fin de preservar el ecosistema y la biodiversidad de la región de Los Lagos.

2.2 Marco Teórico

2.2.1 Antecedentes generales

La construcción del orógeno andino es el reflejo de múltiples rasgos geológicos de carácter regional, en donde los factores petrológicos y estructurales presentes en la zona de estudio, se encuentran ligados principalmente a la evolución continua del sistema de convergencia de placas. En donde es común que se presenten zonas de fallas regionales paralelas al margen de subducción (Nalpas et al., 2011; Stanton-Yonge, 2016.), como lo son los casos de la Zona de Falla de Atacama

(Scheuber y González, 1999) y de Domeyko (Maksaev et al., 1994, en Nalpas et al., 2011; Tomlinson y Blanco, 1997) en el norte de Chile y la Zona de Fallas de Liquiñe-Ofqui (Hervé y Thiele, 1987; Cembrano y Hervé, 1993; Cembrano *et al.*, 2000) en el sur.

Las zonas de fallas suelen estar caracterizados por la agrupación de diversas estructuras, en donde se pueden encontrar innumerables superficies de fallas frágiles, subparalelas, interconectadas y estrechamente espaciadas, como lo son las fallas normales, inversas y/o fallas transcurrentes (Figura. 2.1), estas a su vez contienen múltiples evidencias, tanto a micro como mesoescala, de estructuras de carácter frágil, dúctil o de transición frágil-dúctil (indicadores cinemáticos), que acomodan la deformación ya sea por esfuerzos compresivos, extensionales o de cizalle (Niemeyer, 1999) (Figura. 2.2)

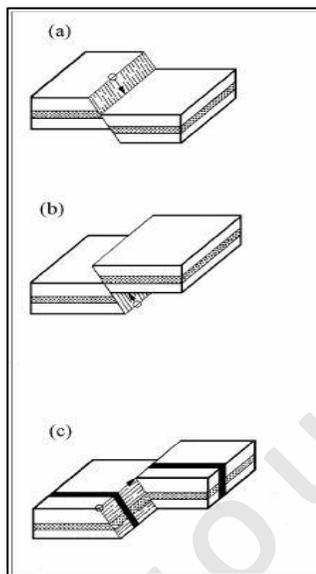


Figura 2.2: Tipos de fallas (a) Normal, (b) Inversa, (c) de Rumbo. Modificado de Niemeyer, (1999).

2.2.2 Sistema de fallas de rumbo en zonas de transpresivas

Los sistemas de fallas de rumbo en zonas transpresivas se caracterizan por presentar un deslizamiento horizontal, paralelo al rumbo de la traza principal (Figura 2.3) (Cunningham y Mann, 2007; Nalpas *et al.*, 2011), donde la deformación transpresiva resultante, está ligada directamente a la relación entre el ángulo del vector de convergencia y el borde de contacto entre las placas y la

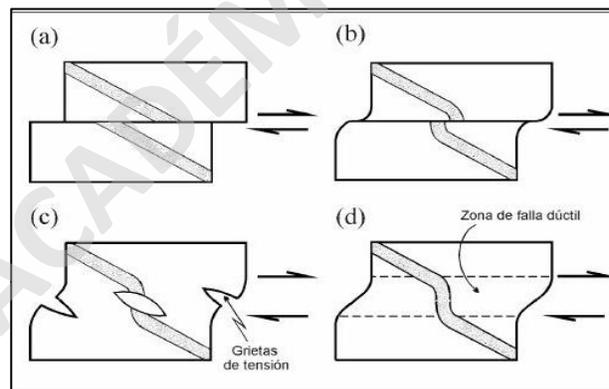


Figura 2.1: Estilos de deformación asociados a fallas. (a) Deformación Frágil, (b) Deformación Frágil-Dúctil, (c) Deformación Semi-Dúctil, (d) Deformación Dúctil. Extraído de Niemeyer, (1999).

existencia de zonas de fallas paralelas a la fosa de contacto entre las placas (Sanderson y Marchini, 1984; Tikoff y Teyssier, 1994; Teyssier et al., 1995).

La deformación transpresiva, se refiere a una zona de deformación, en la cual coexiste el cizalle simple y el acortamiento horizontal a lo largo y a través de ella. Dicho termino, puede o no ser particionado, ya que, puede ser homogénea distributiva, como ocurre en el borde de placas australiana y Pacífica, la cual presenta un alto ángulo de convergencia o puede ser completamente particionada, como sucede en el borde de las placas Pacífica y la Norteamericana en el margen oeste, donde el bajo ángulo de convergencia genera una deformación heterogénea a lo largo de zona de falla (Teyssier et al., 1995).

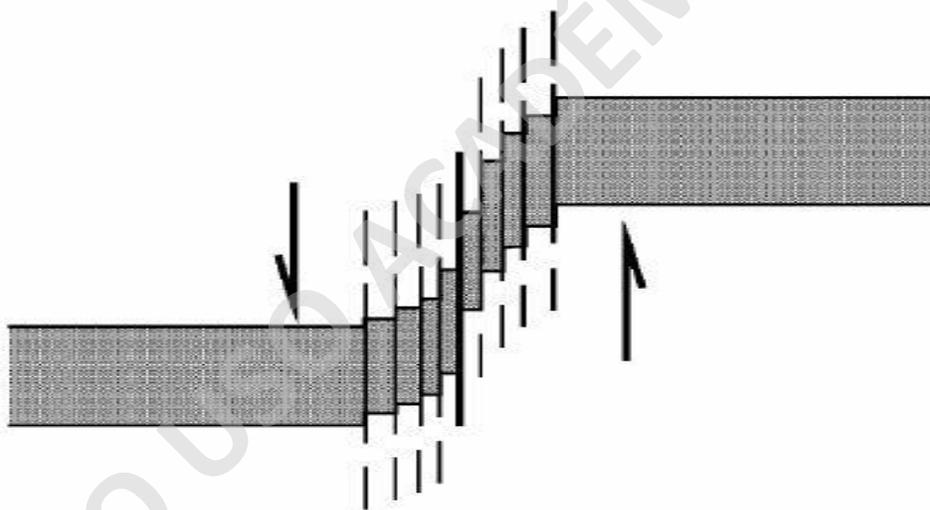


Figura 2.3: Movimiento distributivo de los lineamientos dentro de la zona de falla. Extraído de Niemeyer, 1999.

Diversos autores, proponen múltiples modelos para entender los distintos tipos de deformación provocados por los márgenes convergentes en sistemas de fallas de rumbo. Uno de los modelos cinemáticos más acorde para la representación de la distribución de los tensores de deformación con respecto a la formación del paisaje geológico, principalmente estructural, para este caso, es el modelo de fallas de Riedel (Sylvester y Smith, 1976; Niemeyer, 1999; Faulkner, 2003; Cunningham y Mann, 2007; Nalpas *et al.*, 2011).

Las cuales se representan como un conjunto de estructuras de rumbo (Figura 2.4), generadas por partición de la deformación, según el lugar en que se encuentre el punto de debilidad principal al cual se le está ejerciendo el esfuerzo mayor. Provocando múltiples estructuras conjugadas, las cuales se desarrollan en el centro de la zona de falla o la zona de deformación transpresiva, y se prolongan de manera transversal a las trazas principales, como lo son las fallas tipo R, R' y T.

En simultaneo y debido a la formación de este tipo de estructuras relacionadas entre sí, se generan diversas morfologías asociadas a la formación de la zona de falla de rumbo, las que hacen referencia a un modelo de Riedel como lo son, el cabalgamiento, pliegues “en échelon” (escalonados), fallas inversas y *horst*, asociados a morfologías de compresión. Mientras que las estructuras de extensión como lo son los diques, vetas, fallas normales y *graben* (Sylvester y Smith, 1976; Niemeyer, 1999), se desarrollan en respuesta a la liberación de los esfuerzos compresivos de forma ortogonal a la zona de falla. Las que hacen referencia directamente a la distribución de los esfuerzos extensivos y compresivos.

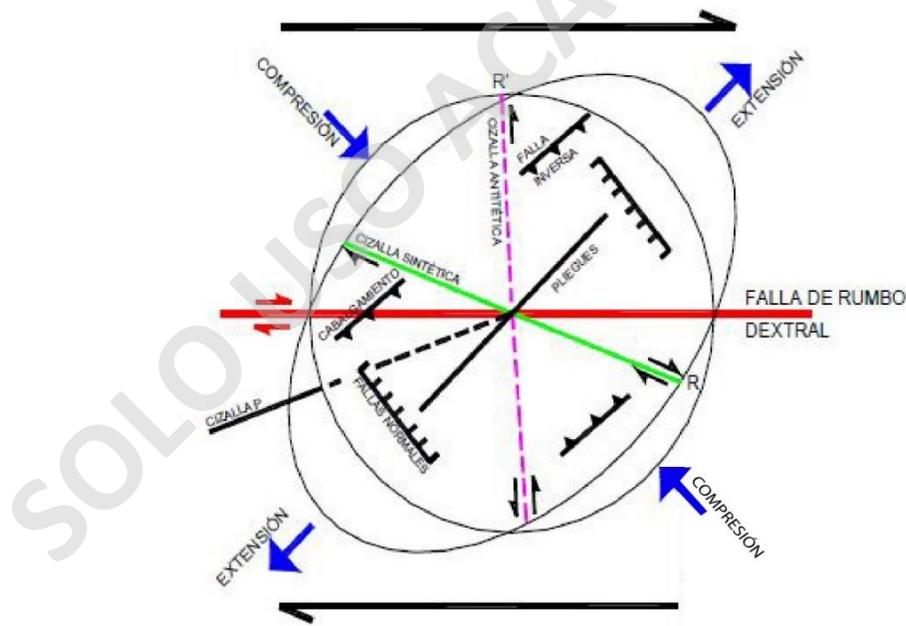


Figura 2.4: Fallas de Riedel y estructuras asociadas según sea el estado de deformación.

Extraído de Sylvester y Smith, (1976).

Los sistemas de fallas de rumbo ligados a un ambiente de subducción con un vector oblicuo, como se menciona en los apartados anteriores, se caracterizan por absorber la componente horizontal cuando ésta no es perpendicular, lo que permite el control estructural para la formación de estructuras de carácter regional, facilita el emplazamiento de cuerpos plutónicos y el volcanismo somero a lo largo del arco como se menciona en Adriasola, (2005). Además, de ayudar a la formación de distintas estructuras, tanto compresionales como extensionales paralelas al margen como lo son cuencas de “*pull-apart*” y *dúplex* (Figura 2.5), tanto de extensión como de contracción respectivamente.

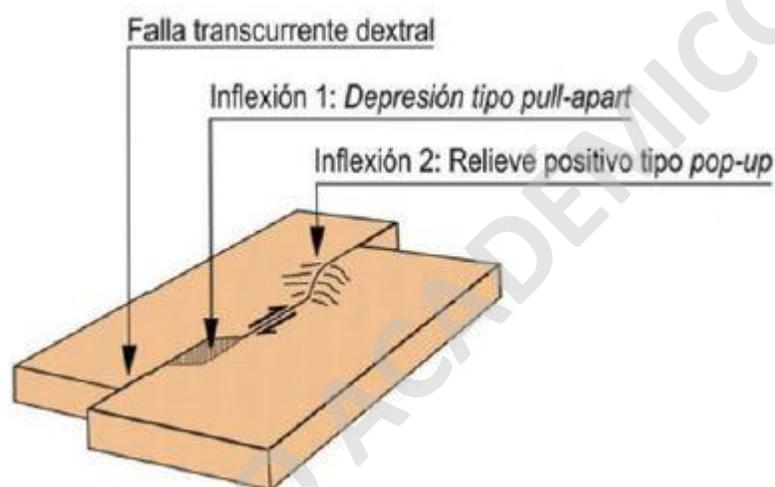


Figura 2.5: Contexto “*pull apart*” y *pop up*. Modificado de Davis & Reynolds, (1996).

Según lo dicho, los rasgos morfológicos actuales asociados a la partición de la deformación de un sistema de compresivo oblicuo, el cual modela el paisaje geológico en la placa continental se componen por un relieve de valles y quebradas rectos desplazados, provocados por el movimiento de masa que se genera al formar las cuencas de *pull-apart*, además de, escarpes de fallas y planicies extensas (según sea el desplazamiento entre los bloques), graven o horst, lagunas sin salidas, caídas de agua y ríos cortados.

2.3 Marco Morfoestructural

El margen continental andino en la región de estudio muestra una segmentación paralela a la fosa oceánica de oeste a este en tres unidades morfotectónicas: (2.4.1) Arco Delantero / Cordillera de la

Costa, (2.4.2) un Valle Longitudinal/ Depresión Central y (2.4.3) Intra-arco/Cordillera Principal (Figura. 2.6).

2.3.1 Cordillera de la Costa.

La Cordillera de la Costa se dispone a lo largo del margen costero de la Región de Los Lagos, la cual se encuentra limitada hacia el oeste por la plataforma continental y la fosa oceánica, mientras que por el este por el Valle Longitudinal o Depresión Central.

Este dominio morfoestructural consiste en un cordón montañoso orientado en dirección NNE conocida como Cordillera de Piuchén, alojándose principalmente en el margen nor-occidental de la isla grande de Chiloé limitada hacia el norte por el canal de Chacao y por el sur por el lago Cucao. La altura promedio de este dominio es de unos 750 m s.n.m, siendo esta mayor al norte que al sur alcanzando los 893 m s.n.m en los cerros de Metalqui, y disminuyendo de manera progresiva hacia el cerro Cucao con 698 m s.n.m.

Esta cordillera se compone principalmente por dos unidades litológicas que representan un cinturón metamórfico pareado Paleozoico con una Serie Occidental y una Serie Oriental (Hervé, 1978). Las cuales son cortada por un sistema de drenaje conformado por valles fluviales de orientación preferente, aunque variable, E-W los cuales desembocando en el Océano Pacífico. Dentro de los que sobresalen en este sector se encuentra el río Chepu y el Abtao, cuyos cauces son alimentados por diversos afluentes en la Valle Longitudinal.

2.3.2 Valle Longitudinal/ Depresión Central

Se ubica entre los dominios de la Cordillera de la Costa y Cordillera Principal, es una zona amplia y deprimida con respecto a los dominios contiguos. Se encuentra rellena por rocas sedimentarias y volcánicas de edades Cenozoicas con espesores máximos aproximados de 3000 m (Stern *et al.*, 2000, Jordan *et al.*, 2001), se extiende durante aproximadamente 1000 Km desde Santiago hasta Puerto Montt, en donde desaparece alojándose bajo el mar. Dichas secuencias se encuentran cortadas y cubiertas por depósitos fluviales actuales, glaciares y glaciofluviales asociados a los últimos periodos glaciares.

Sus rasgos morfológicos predominantes ésta dado por lomas suaves, planicies cortadas por valles de los principales sistemas de drenaje y por lagos de origen glacial, los cuales se presentan de manera elongada en dirección E-W.

2.3.3 Intra-arco/Cordillera Principal.

La Cordillera Principal también conocida como Andes Patagónicos es el rasgo morfoestructural más relevante de la zona de estudio, su elongación principalmente es paralelo al margen de subducción con una dirección promedio NNE. Este dominio presenta un relieve abrupto y cerrado asociado a retroceso de los periodos glaciales que cubrieron la región y a los extensos ríos tales como los ríos Puelo, Futaleufú y Palena que cortan este cordón montañoso.

La Cordillera Patagónica, perteneciente al cinturón orogénico que se genera en el borde del margen Pacífico-Sudamericano (Charrier *et al.*, 2007), consiste en un arco volcánico activo, que registra gran actividad durante el Cuaternario, descrito por Stern, (2004) como Zona Volcánica Sur.

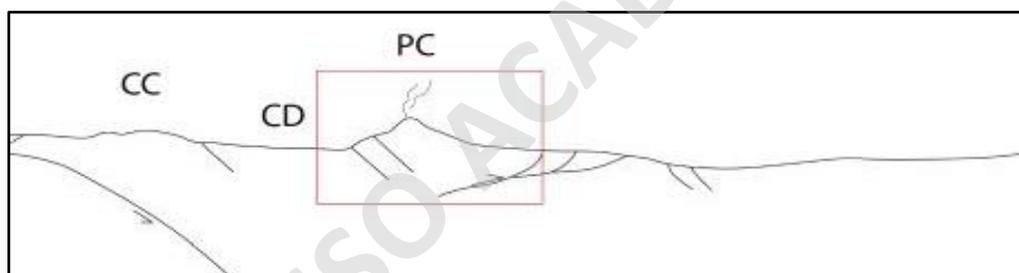


Figura 2.6: Morfoestructuras que enmarcan el área de estudio (rectángulo rojo). CC: Cordillera de la Costa; CD: Depresión Central y PC: Cordillera Principal. Modificado de Charrier *et al.* (2007).

Este rasgo morfoestructural incluye grandes estratovolcanes, los cuales corresponden a las mayores elevaciones que se encuentran a estas latitudes (Stern, 2004), con alturas promedios de 2.000 m s.n.m. Los que se emplazan sobre un basamento conformado por numerosos complejos plutónicos calcoalcalinos Jurásicos-Cretácicos pertenecientes al BNP, donde se presenta la zona de estudio (Figura 2.5) (Castro *et al.*, 2011; Pankhurst *et al.*, 1999).

Las principales morfologías recurrentes en este dominio están asociadas principalmente a la tectónica activa y a los últimos periodos glaciales que azotaron la región, ya que, hasta la actualidad se pueden encontrar vestigios de esto. como lo son morrenas, lagos glaciales, ríos trucados, escarpes de falla de escala métrica a kilométrica. Además, se caracteriza por alojar los principales

fiordos y ensenadas de la región, las cuales entregan uno de los principales sustentos a la población de esta parte del sur de Chile.



Figura 2.7: Segmentación morfoestructural de la región de estudio. De este a oeste se presentan la Cordillera de la costa, valle longitudinal y Cordillera Principal.

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Geología Regional

La región de estudio se enmarca en la Zona Volcánica Sur, al sureste de la bahía de Cochamó específicamente en la Cordillera Principal, la cual desde el Paleozoico tardío - Triásico se asocia a una subducción continua de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987 en Echaurren, 2016; Stern, 2004). A su vez, hacia el sur desde el paralelo 46° comienza la subducción del Ridge de Chile y la placa Antártica, estructuras de primer orden que controlan las componentes de subducción de la placa Nazca y generan rasgos geológicos de carácter regional que modelan el paisaje de la zona, como los son el BNP (Thiele et al., 1985 en Herve y Thiele, 1987), la Zona Volcánica Sur (sur) (Stern, 2004). y la ZFLO (Herve y Thiele, 1987; Cembrano y Lara, 2009)

3.1.1 Batolito Patagónico (BP).

El Batolito Patagónico es uno de los rasgos geológicos de primer orden más característico de la región de estudio, extendiéndose por más de 1500 km a lo largo de la Cordillera Patagónica desde los 40° S hasta los 57°, con una orientación aproximada N-S y un ancho variable entre los 50 y los 200 km (Adriasola *et al.*, 2008). Este batolito se encuentra dividido en dos segmentos principales, alrededor de los 47°S se encuentra dos elementos geológicos de carácter regional lo que delimita al BP como lo son la terminación de la ZFLO y el Punto Triple de confluencia de placas. Dejando al BNP desde los 40°S hasta los 47° S, conservando la orientación general N-S, y conformando el basamento del actual arco volcánico (Figura. 3.1), en cambio el Batolito Sur Patagónico (BSP) emplazado desde los 47°S hasta los 57° S cambia su orientación aproximadamente a una NNW-SSE

El presente estudio se enmarca únicamente en el BNP, el cual está compuesto por diversos complejos plutónicos, de una serie magmática calcoalcalina, en donde predominan rocas de composición intermedia a ácida, entre estas se encuentran tonalitas y granodioritas (Pankhurst *et al.*, 1999), las que se presen de forma elongan en dirección N-S. Estas rocas intruyen en su borde occidental al Complejo Metamórfico de Chonos, un complejo acrecionario de edad Triásico tardío a Jurásico Inferior (Thomson y Hervé, 2002), a secuencias volcánicas del Jurásico de la Fm. Río Ibáñez y a rocas marinas y volcano-sedimentarias de la cuenca de Aysén en el flanco oriental de la Cordillera Principal (Pankhurst *et al.*, 1999; Suárez & De la Cruz, 2000; en Adriasola & Stöckhert, 2008).

Estos intrusivos poseen una zonación lateral en cuanto a las edades de cristalización que oscilan entre el Jurásico Tardío-Cretácico Superior en sus bordes, en cambio, en el centro de este se presentan intrusivos de edades Miocenas a Pliocenas (Munizaga *et al.*, 1988; Pankhurst *et al.*, 1992; Adriasola *et al.*, 2006). La intrusión intermitente de los cuerpos plutónicos que componen al BNP según Pamkhurst *et al.*, (1999), es debido a un incremento en las tazas de convergencia y una disminución en el ángulo de subducción, las que estarían directamente relacionadas con la actividad episódica del magmatismo en la zona. En el Paleógeno habría ocurrido un cese del magmatismo, el cual coincide con un periodo de extensión y formación de cuencas intramontanas con morfologías de *pull-apart*, en la Depresión Central (Cembrano *et al.*, 1996; Muñoz *et al.*, 2000).

Posterior al periodo de formación de estas cuencas, en el Mioceno, intruyen de manera sintectónica plutones de composición intermedia a básica los cuales se alojan entre los plutones Jurásicos-Cretácicos (Hervé *et al.*, 1993; Hervé *et al.*, 1995), tanto los intrusivos como las cuencas intramontanas estarían controladas por el movimiento de la traza principal de la ZFLO (Hervé *et al.*, 2000; Cembrano *et al.*, 1996).

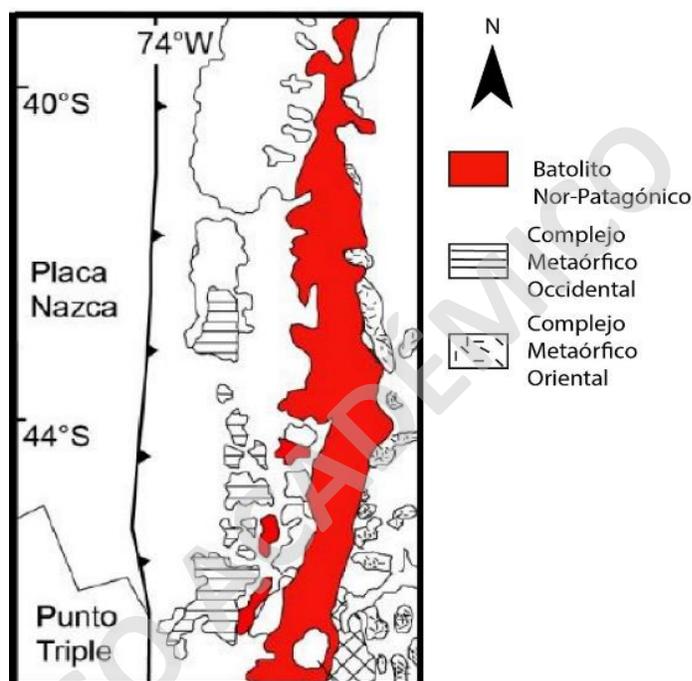


Figura 3.1: Disposición espacial del Batolito Norpatagónico y los complejos metamórficos aledaños. Modificado de Godoy, (2017).

3.1.2 Zona Volcánica Sur

La Zona Volcánica Sur (ZVS), es una de las morfoestructuras principales del margen occidental de Chile, generada por la convergencia de las placas oceánicas de Nazca y Antártica bajo la placa Sudamericana, la cual está comprendida entre los 33° S y los 46° S.

Esta zona comienza con el volcán Tupungato en la Región Metropolitana y se extiende por aproximados 1.400 km, terminando con el volcán Hudson en la Región de Aysén (López-Escobar, Cembrano y Moreno, 1995; López-Escobar y Moreno, 1994; Stern, 2004). Abarcando un importante número de volcanes activos, diversos sistemas de calderas y numerosos centros eruptivos menores (CEM) (Stern, 2004).

Diversos autores proponen una segmentación para la ZVS en cuatro tramos principales (Figura 3.2), basadas primordialmente en sus características petroquímicas, variaciones en la orientación de los esfuerzos principales a lo largo del margen y sistemas estructurales presentes en las diversas latitudes. Dicha discretización se realiza de norte a sur, comenzando con: (a) Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN), la cual comienza en los 33° S y termina a los 34.5° S y se caracteriza por emplazarse en lineamientos principalmente N-S con un magmatismo andesítico a dacítico. (b) Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST), la cual comienza a los 34.5° S y termina a los 37° S caracterizada por el alineamiento de volcanes en lineamientos NW y un magmatismo que va desde basáltico hasta dacítico, con una predominancia de un magma andesítico. (c) Zona Volcánica sur Centro (ZVSC) la cual se desarrolla desde los 37° S hasta los 41.5°S principalmente en lineamientos NE y NW con un magmatismo primordialmente basáltico y en menor medida andesítico y andesítico-basáltico. (d) Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS) esta zona comienza al norte del volcán Yate a los 41.5° S y termina con el volcán Hudson a los 46° S con un magmatismo variable desde basaltos hasta riolitas y se alojan principalmente en estructuras NE y NW (Cembrano y Lara, 2009; Futa y Stern, 1988; López-Escobar et al., 1993; Stern, 2004).

Según esta división el presente estudio se enmarca en la transición de la ZVSC a la ZVSS, cual consiste en 13 centros eruptivos ubicados en Chile continental a unos ~270 Km de la trinchera con alturas promedios de 1.100 m s.n.m (D'Orazio et al., 2003; Naranjo y Stern, 2004; Stern; 2004). Esta cadena volcánica se desarrolla sobre un basamento metamórfico Paleozoico profundamente erosionado e intruido por plutones Mesozoicos y Cenozoicos y en menor medida por rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno (Quezada, 2015).

Otra característica importante sobre la transición de la ZVSC a la ZVSS es la actividad continua e intensa en los últimos 15.000 años antes de presente, generando numerosos estrato volcanes compuestos y centros eruptivos menores como lo son los de Cayutué (Mena, 2015) y Picoihuén (Carrasco, 1995), ubicados en sus localidades homónimas cercano a la zona de estudio.

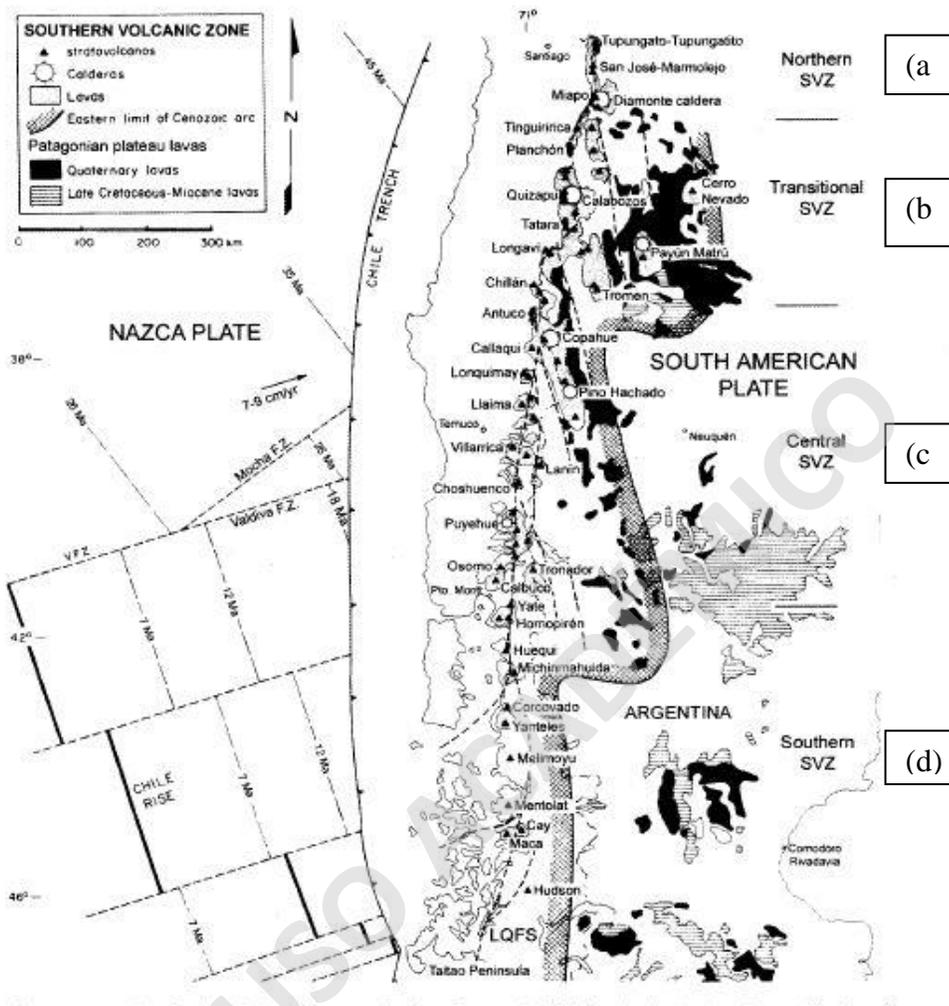


Figura 3.2: Segmentación de la Zona volcánica Sur. (a) Zona Volcánica Sur Norte (ZVSN), (b) Zona Volcánica Sur Transicional (ZVST), (c) Zona Volcánica sur Centro (ZVSC), (d) Zona Volcánica Sur Sur (ZVSS), modificado de Stern (2004).

3.1.3 Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO).

La ZFLO es un sistema de fallas alojado dentro de la cordillera principal de aproximadamente 1200 Km de extensión y, constituye sistemas de fallas de deslizamiento activo más largo de los Andes desde los 38° S hasta los 46° S (Figura 3.3) (Stanton-Yonge et al., 2016).

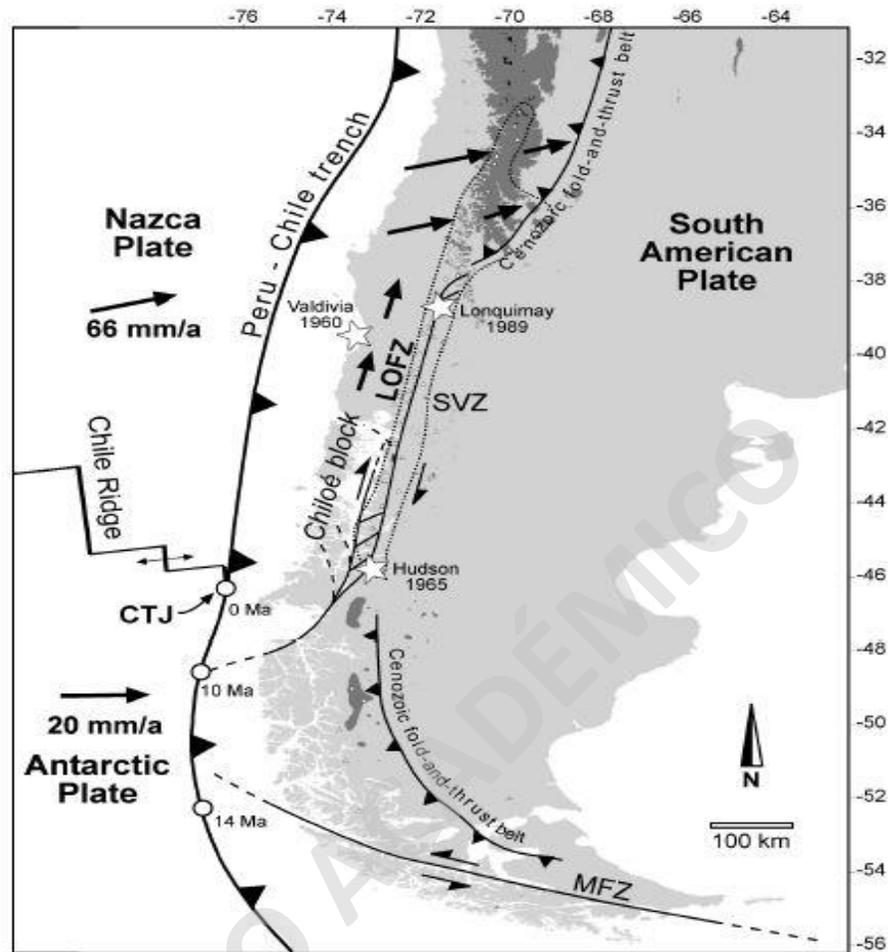


Figura 3.3: Extensión y disposición de la ZFLO, Extraído y modificado de Rosenau *et al.*, 2006.

Consiste en una zona de falla de rumbo dextral como se muestra en la Figura 3.3, con una geometría de tipo dúplex como se muestra en la Figura 3.4 (Cembrano *et al.*, 1996; Rosenau *et al.*, 2006), con la división en tres grupos de lineamientos que se diferencian en su rumbo, geometría y extensión. El primero, se conforma por dos lineamientos mayores en dirección NNE y con una extensión de cientos de kilómetros (fallas maestras), El segundo múltiples lineamientos semi paralelos en dirección NE y NW, los cuales acomodan gran parte de la deformación producida por la subducción oblicua que presenta el sistema de convergencia de las placas de Nazca y Antártica con la placa Sudamericana (Thiele, 1987; Tebbens *et al.*, 1997; Angermann *et al.*, 1999).

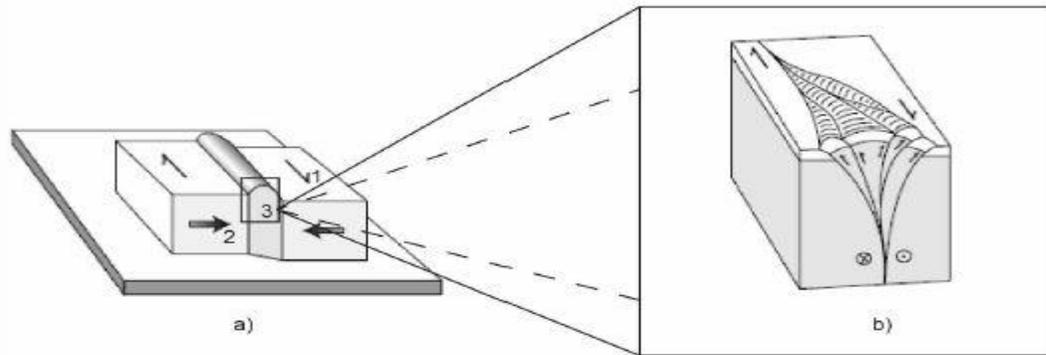


Figura 3.4: Zona de falla de rumbo sinistral con una geometría de tipo dúplex característico al caso de estudio. modificado de Van der Pluijm, Marshak, (2004).

El movimiento dextral provocado a largo de la ZFLO presenta registros de actividad desde el comienzo del Mesozoico hasta la actualidad, y se observa mediante discordancia angular entre las rocas volcánicas del Jurásico Medio y Cretáceo Inferior (Orts, 2012), deslizamientos de fallas (Cembrano, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999), zonas de cizalle con comportamiento dúctil (Cembrano *et al.*, 2000) y datos paleomagnéticos obtenidos por Hernández– Moreno *et al.*, (2016).

Sumado lo anterior y a la dinámica tectónica que presentan los Andes del Sur, la geometría, extensión y edad de la ZFLO aún no están totalmente caracterizados, esto debido a la partición de la deformación que ocurre al sur de los 38° S, en distintas épocas geológicas entre la contracción y los componentes transcurrentes que se generan a lo largo de los márgenes de placas (Teyssier *et al.*, 1995).

Rosenau *et al.*, (2006) propone una geometría para la ZFLO de una zona de dominio bifurcado y de cinemática tipo SC (Figura 3.5 (a y b)), la cual provoca la formación de cuencas transtensivas en donde se presentan emisiones de fluidos magmáticos y termales como lo propone Cembrano y Lara (2009), al sur de los 37° S, donde existen lineamientos en sentido NE-SW y NW-SE, sobre los que se han desarrollado numerosos complejos volcánicos (Figura 3.6). De este modo, se sugiere que la corteza es fuertemente afectada por las zonas de comportamiento frágil asociadas a la ZFLO.

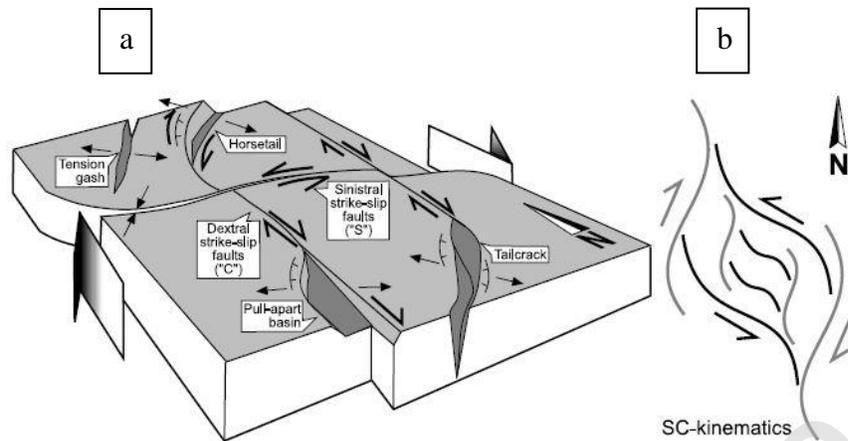


Figura 3.5: Características geométricas de la ZFLO. (a) Trazas bifurcadas paralelas entre sí. (b) cinemática tipo SC. Extraído de Rosenau et al., (2006).

Dicho esto, la zona de falla se le asocia una actividad magmática desde el Mesozoico, controlando por el emplazamiento de plutones con una signatura calcoalcalina (Pankhurst et al., 1999) y un volcanismo mayoritariamente básico con excepciones, principalmente los que están sobre los lineamientos NW (Figura. 3.6), los cuales tienen una diferenciación mayor debido a la subducción de material hidratado proveniente de las distintas zonas de falla subductadas hacia el sur (Hervé, 1994; Cembrano y Lara, 2009; López-Escobar et al., 1995).

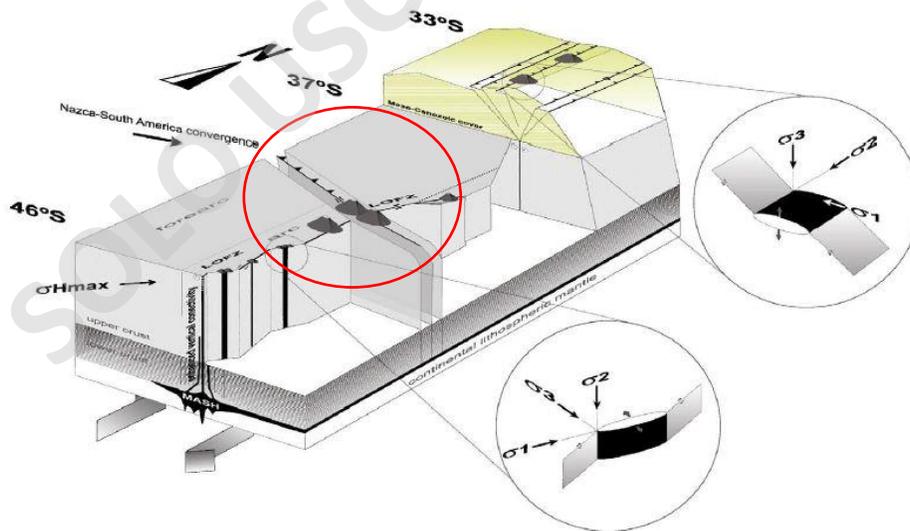


Figura 3.6: Esquema que relaciona el ascenso de fluidos magmáticos con la existencia de estructuras (Cembrano & Lara, 2009). En este caso, al sur de los 37°S existen lineamientos con sentido NE-SW y NW-SE, sobre los que se han desarrollado numerosos sistemas volcánicos

3.2 Geología Local

3.2.1 Litología.

Las unidades litológicas presentes en la región de estudio se dividen en tres principalmente: (a) Rocas Metamórficas asociadas al basamento Paleozoico, (b) Rocas Intrusivas pertenecientes al BNP y (c) Depósitos pleistocenos-Holocenos (Figura. 3.7).

(a) Rocas Metamórficas

Complejo Metamórfico Rio Manso (CMRM). Este complejo metamórfico aflora en los bordes y fondo del lago Tagua-Tagua, al este del Río Manso y en la confluencia de los ríos Puelo y Apertura principalmente en el cuadrángulo Lago Tagua-Tagua y Río Traidor de la Carta Metalogénica del Sernageomin, (1995).

Se caracteriza por gneises cuarzo-feldespáticos, metagranodioritas cuarcíferas de biotita, clinopiroxeno y hornblenda, anfibolitas y micaesquistos de biotita, sillimanita y andalucita. Estas rocas se disponen al sur del lago Tagua-Tagua, específicamente los gneises y las metagranodioritas. En cambio, las anfibolitas y las micaesquistos se encuentran al este del Río Manso asociadas a un metamorfismo de contacto, todas estas unidades litológicas se encuentran en contacto por intrusión a tonalitas del Cretácico Inferior (Sernageomin, 1995).

Las edades propuestas para estas rocas pertenecen al metamorfismo de contacto sufrido por la intrusión de los plutones que se encuentran en contacto a estas rocas. Dicho esto, las edades presentes no concuerdan con el basamento Paleozoico, ya que, los gneises y metagranodioritas se les asigna una edad de 115 ± 3 Ma. correspondientes al Cretácico Inferior en biotitas con el método K-Ar. Igualmente datadas las anfibolitas y las micaesquistos que presentan edades de 116 ± 3 Ma. Las que concuerdan con la edad de los plutones que se presentan en la zona (Sernageomin, 1995).

Complejo Metamórfico Rio Traidor (CMRT). Los afloramientos principales de CMRT se encuentran al sur este del Río Traidor. Este complejo se constituye de gneises de plagioclasa y biotita, gneises feldespáticos de hornblenda, gneises de silicatos cálcicos, metamicrodioritas y esquistos cuarzo y plagioclasa con protolitos principalmente tonalíticos y diorítica y se encuentran en contacto de intrusión con tonalitas del Cretácico Inferior (Sernageomin, 1995).

Las edades asignadas para este complejo metamórfico también han sido alteradas al igual que para el CMRM por medio de la intrusión de los cuerpos intrusivos tonalíticos Cretácicos.

(b) Rocas intrusivas.

Las rocas intrusivas que afloran en el área de estudio se emplazan esencialmente en la Cordillera Principal, las cuales fueron descritas en un principio por Thiele., et al (1995), para luego Carrasco en 1991 realizar una nueva agrupación de estos intrusivos en dos Super Unidades, la Super Unidad Puelo y la Super Unidad Ralún. Para el caso de estudio las unidades relevantes son las pertenecientes a la Super Unidad Puelo, la Unidad Cochamó y la Unida Cascajal. Ambas pertenecientes al BNP y de edades Cretácicas.

Unidad Cochamó. (Cretácico Inferior). Perteneciente a la Super Unidad Puelo la cual está compuesta por dioritas de hornblenda y biotita de grano fino levemente cloritizadas, leucogabros de grano medio a fino y granodioritas de grano fino a grueso. Esta aparece cortada comúnmente por vetas lechosas de cuarzo- plagioclasa (Carrasco, 1991).

Sus afloramientos básicamente se encuentran en cuerpos de dimensiones variables desde afloramientos kilométricos hasta centimétricos en forma de enclaves dentro de rocas tonalíticas emplazadas en el Mioceno (Sernageomin, 1995). Los afloramientos más relevantes se encuentran en el margen oriental del valle Reloncaví y en el borde oriental de la Ensenada Cayutué (Carrasco, 1995).

Unidad Cascajal (Cretácico Inferior). Al igual que la unidad Cochamó, pertenece a la Super Unidad Puelo. Se compone principalmente por tonalitas de biotita (Carrasco, 1991), las cuales se pueden dividir en dos grupos. El primer grupo es un conjunto de tonalitas foliadas de hornblenda en donde las biotitas resaltan su foliación, y el segundo es un conjunto de tonalitas igualmente de hornblenda y biotita, que gradan desde dioritas cuarcíferas, granodioritas y subordinados granitos, pero predominan las tonalitas.

Las tonalitas presentan localmente rasgos de deformación cataclástica y tonalitas foliadas presentan orientación mineral de origen magmático y contiene inclusiones máficas regularmente de dioritas, de forma elongada en rumbo de la foliación (Sernageomin, 1995).

(c) Depósitos Pleistocenos-Holocenos.

Depósitos fluviales. Depósitos no consolidados, estratificados de buena selección y redondeamiento, con imbricaciones observables. Forman terrazas antiguas bordeando los cursos actuales de los ríos (Ruiz, 2015).

Estos sedimentos son subyacidos por suelo de bajo espesor, el que se correlaciona estratigráficamente con depósitos de glaciales y glaciofluviales de la Glaciación Llanquihue (Pérez *et al.*, 2003) y además en ciertos lugares por depósitos de caída de ceniza de distintas erupciones de los volcanes pertenecientes a la ZVSC y ZVSS como lo son las del Volcán Calbuco y *Apagado* (Watt, 2011).

Depósitos Aluviales. Se denomina así a un conjunto de gravillas, gravas, ripios y bloques medianamente consolidados, ocasionalmente con morfologías de abanico que se exponen en fondos de valles. Estos depósitos esencialmente matriz-soportados y mal seleccionados, los que en sus zonas proximales poseen espesores métricos, con fragmentos líticos de carácter polimícticos de gran volumen y se encuentran cubiertos por la densa vegetación. (SERNAGEOMIN, 1995).

Depósitos coluviales. Corresponden a depósitos macizos, clasto-soportados constituidos principalmente por gravas gruesas, ripios y bloques monomícticos de gran envergadura, bien seleccionados y angulosos (Sernageomin, 1995).

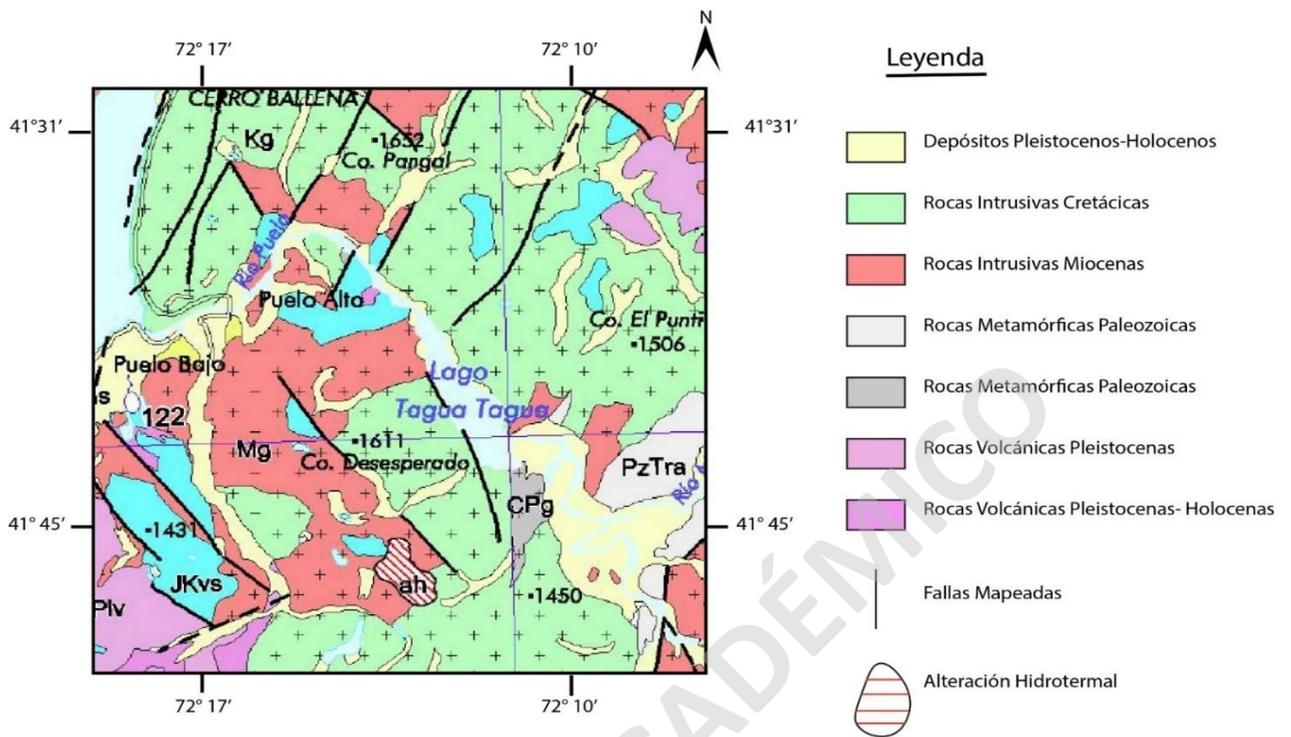


Figura 3.7: Mapa metalogénico modificado del Sernageomin, (2006) de la Región de Los Lagos

3.2.2 Volcanismo Local.

En la región de estudio el volcanismo se representa principalmente por tres complejos volcánicos, el Volcán Yate, Hornopirén y Apagado.

Volcán Yate. Corresponde a un complejo volcánico, gran parte erodado y cubierto por glaciares, localizado a los 41°40' S en la comuna de Cochamó, al SE de la localidad de Puelo. Este Volcán el cual presenta cumbres de aproximadamente 2.100 m s.n.m. Orientado en sentido NNW sobre la traza principal de la ZFLO.

Se presenta como un estrato estratovolcán mixto y compuesto. Erodado principalmente por la acción glacial debido a que alberga actualmente una importante cubierta de hielo tanto en su cumbre como en algunos flancos en dirección sur, apreciables desde el lago Cabrera.

Este edificio volcánico con actividad en todo el Pleistoceno, dominada por episodios de volcanismo básico en sus comienzos, presenta un importante volumen de rocas de composición ácida como

dacitas y riolitas. Esto debido a que en Pleistoceno superior influenciado por movimientos de la ZFLO, otro expulsara material con una mayor diferenciación (Mella, 2008).

Al extremo sureste del complejo volcánico, se encuentra registro de su última actividad asignada al Holoceno representadas por coladas de lava y centros eruptivos menores (SERNAEOMIN,1995).

Volcán Hornopirén. Corresponde a un estratovolcán de pequeña envergadura, ubicado a los 41, 87°S (Ruiz, 2015), al sur del lago Cabrera en la localidad de Hornopirén. Se presenta como un cono perfecto de 40 Km² bien conservado, que alcanza una altura aproximada de 1.500 m s.n.m. Se aloja sobre lineamientos asociados a la ZFLO (lineamientos NW) y remanentes de una secuencia volcánica más antigua. Este cono presenta una composición andesítica-basáltica, con presencia de fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y escasos olivinos. (SERNAGEOMIN, 1995). Volcán Apagado. Consiste en un cono monogenético de escoria (Ruiz, 2015) que se encuentra al interior de una depresión correspondiente a un circo glacial, a los 41,88° S en la comuna de Hualaihué. Se presenta con una base de 2 Km de diámetro y una altura de 500 m, alcanzando unos 1.200 m s.n.m. Presenta una composición principalmente basáltica y se le asocian una de las explosiones más voluminosas reconocidas en la comuna de Hualaihué, expulsando material hasta el extremo SE del lago Tagua-Tagua (Watt et al., 2011).

4 GEOLOGÍA EN TORNO AL LAGO TAGUA-TAGUA

En el presente capítulo se detalla la distribución de las unidades presentes en torno al lago Tagua-Tagua, y las principales características litológicas, petrográficas y estructurales de las unidades estudiadas en este trabajo (Figura 4.2).

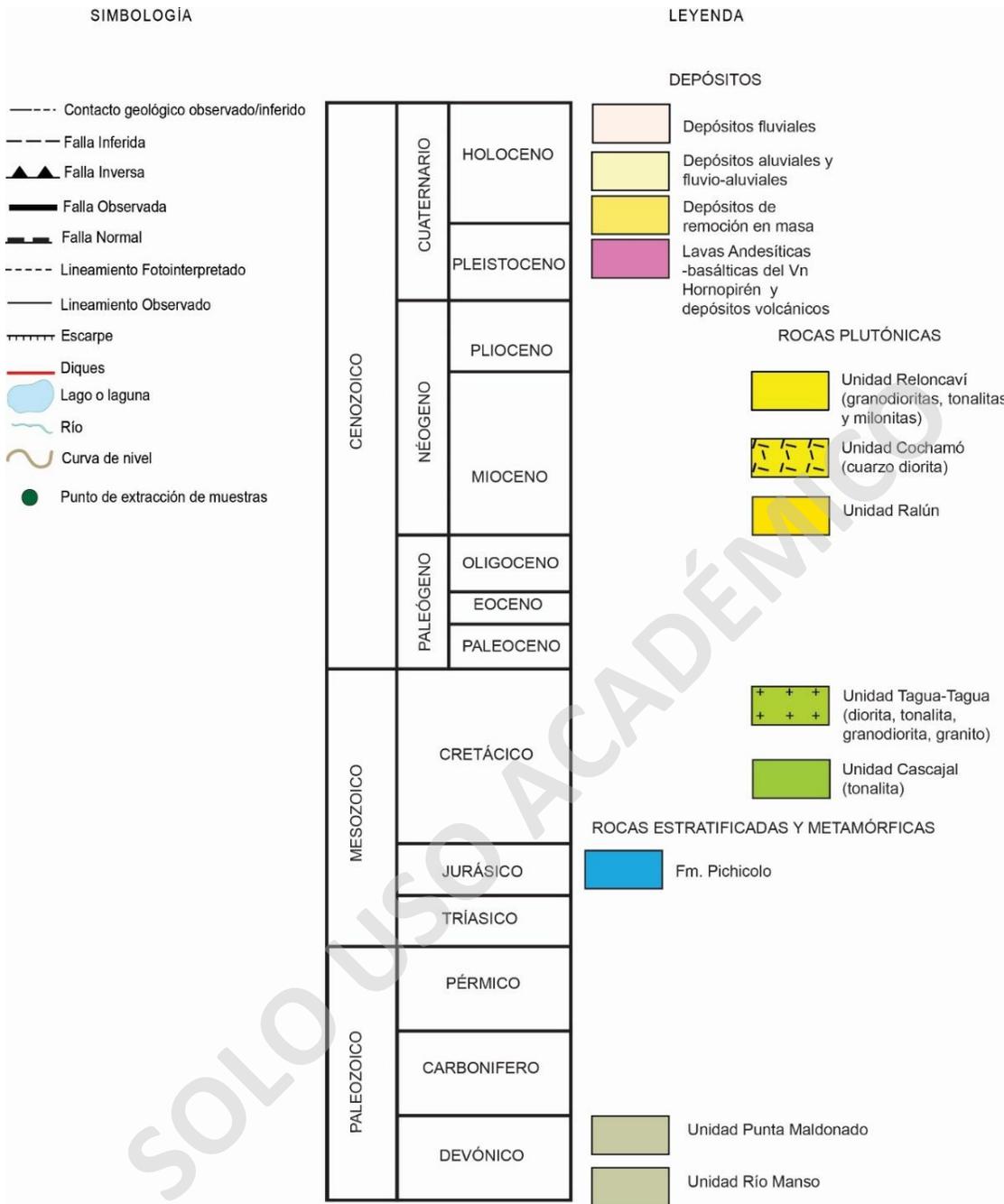


Figura 4.1: Simbología y Leyenda correspondiente al mapa en torno al Lago Tagua-Tagua.

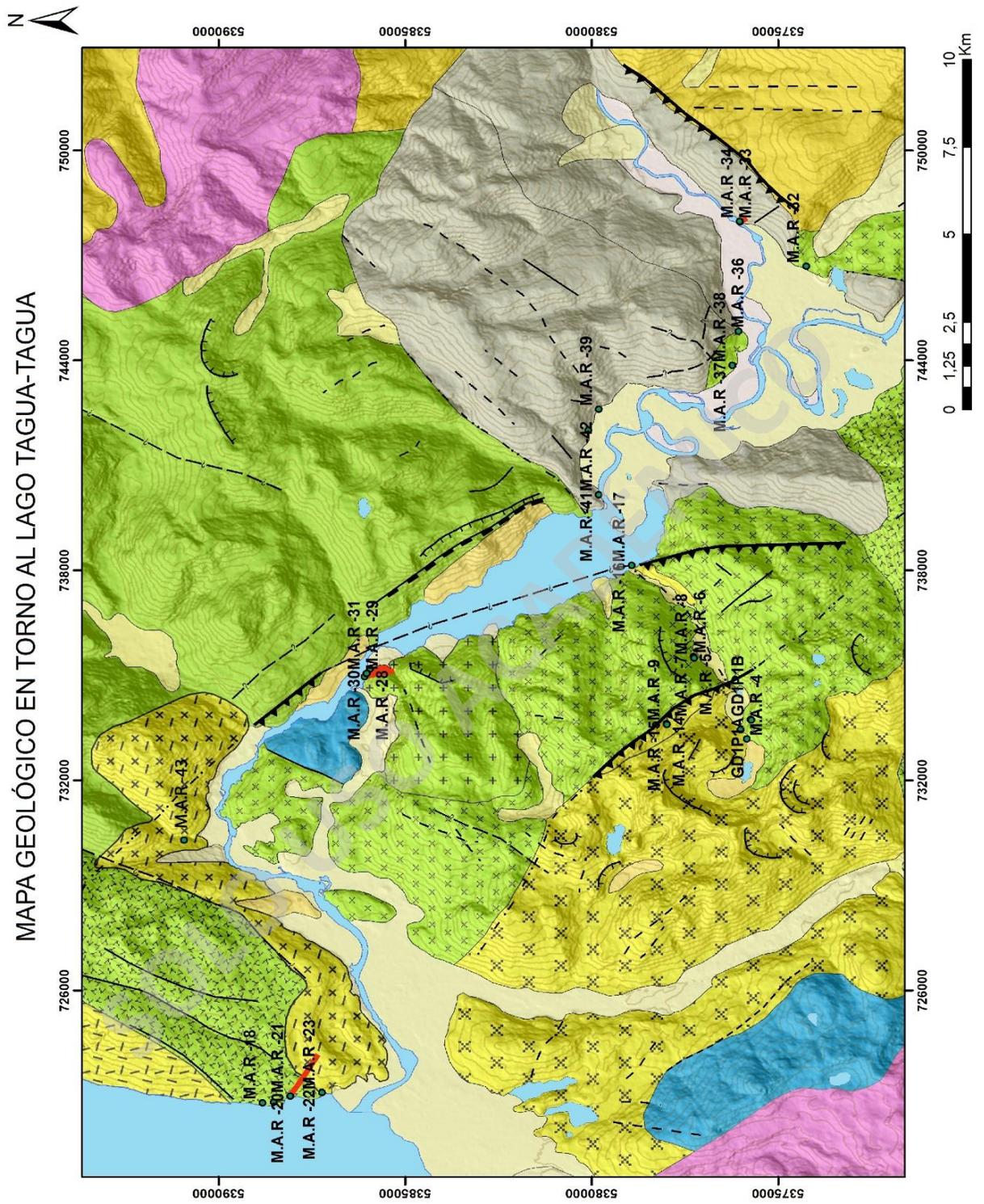


Figura 4.2: Mapa geológico en torno al Lago Tagua-Tagua con estructuras y localización de las muestras extraídas en el trabajo de campo.

Este trabajo aporta con el estudio petrográfico realizado a 43 muestras de manera mesoscópica, 24 a escala microscópica y 15 con análisis geoquímico de elementos mayores y trazas (Tabla 4.1).

Código	Litología	Unidad	Corte Transparente	Geoquímica
M.A.R - 03	Tonalita	Tagua-Tagua	x	
M.A.R - 06	Tonalita	Tagua-Tagua		x
M.A.R - 07	Tonalita	Tagua-Tagua	x	x
M.A.R - 10	Tonalita Bandeada	Reloncaví	x	
M.A.R - 11	Enclave diorítico	Reloncaví	x	x
M.A.R - 12	Dique diorítico	-	x	x
M.A.R - 14	Gabro	Reloncaví	x	x
M.A.R - 20	Diorita	Tagua-Tagua	x	x
M.A.R - 21	Dique diorítico	-	x	
M.A.R - 22	Tonalita	Reloncaví	x	
M.A.R - 24	Cuarzo diorita	Cochamó	x	x
M.A.R - 25	Dique basáltico	-	x	x
M.A.R - 26	Dique basáltico	-	x	x
M.A.R - 27	Dique diorítico	-	x	x
M.A.R - 28	Granito	Tagua-Tagua	x	
M.A.R - 30	Granito	Tagua-Tagua	x	x
M.A.R - 33	Dique basáltico	-	x	x
M.A.R - 34	Cataclasita	Río Manso	x	x
M.A.R - 36	Esquisto verde	Río Manso /Punta Maldonado	x	
M.A.R - 37	Tonalita	Tagua-Tagua	x	
M.A.R - 40	Anfibolita	Punta Maldonado	x	
M.A.R - 41	Gneis	Punta Maldonado	x	x
M.A.R - 43	Granodiorita	Reloncaví	x	x
M.A.R - 47	Lava Basáltica	Vn. Homopirén	x	
M.A.R - 48	Lava Basáltica	Vn. Homopirén	x	

Tabla 4-1: Tabla de muestras seleccionadas para corte transparente y análisis geoquímico.

Las rocas estudiadas corresponden principalmente a intrusivos pertenecientes a las unidades del BNP, y en menor proporción, a rocas metamórficas y escasas lavas del volcán Yate. Estas se representan bajo distintas unidades definidas en este trabajo, mediante similitud litológica, petrológica y geoquímica (Figura 4.2).

4.1 Unidades Geológicas en torno al Lago Tagua-Tagua

4.1.1 Rocas Metamórficas

Complejo metamórfico Punta Maldonado (Pzpm)

a) Definición, distribución y relaciones de contacto.

Corresponde a anfibolitas y gneis con biotita y hornblenda, las que afloran en el extremo sur oriental del lago Tagua-Tagua, específicamente desde el embarcadero Punta Maldonado hasta la confluencia del río Manso con el río Puelo. Tanto los macizos gnéisicos foliados como las anfibolitas se elongan en dirección noreste como se aprecia en el mapa de la región de estudio (Anexos). Estos cuerpos metamórficos se encuentran delimitados, en sus bordes noroeste y sureste, por fallas con rumbo N70-73E y N62-65E respectivamente, correspondiendo a un contacto tectónico que los pone en contacto, por el noroeste, con intrusivos tonalíticos de hornblendas, biotitas y piroxenos de la Unidad Cascajal, y por el sureste, en contacto tectónico con los esquistos verdes del Complejo Metamórfico Río Manso como se muestra en la Figura 4.3 y en el mapa de la zona.

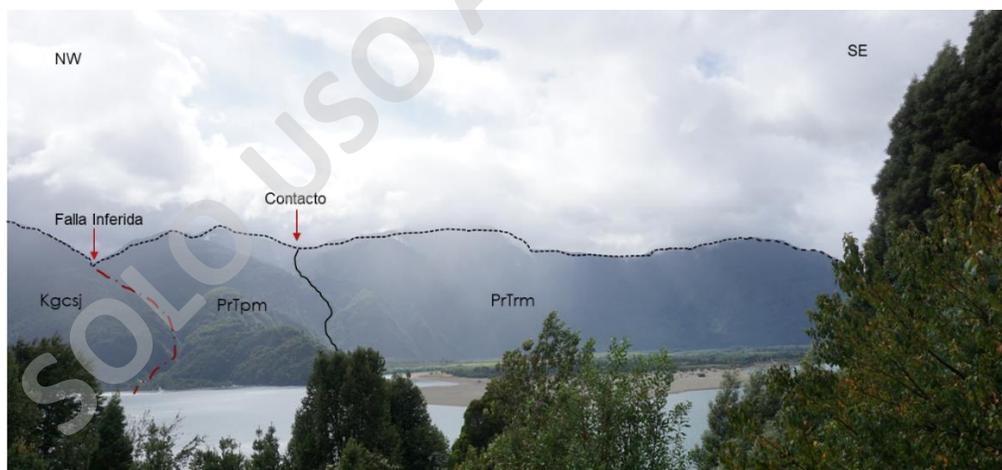


Figura 4.3: Disposición y relaciones de contacto de las unidades Cascajal, Punta Maldonado y Río Manso. Foto tomada desde el interior del Parque Tagua-Tagua, en dirección NE.

Estas rocas, además de aflorar principalmente en el borde sur oriental del Lago Tagua-Tagua y en el sector del embarcadero Punta Maldonado, se han reconocido inmediatamente al sur de este y en el fondo de este (Viel *et al.*, 2015). Las anfibolitas y los gneises presentan una foliación marcada

en dirección N60°/85°E, similar a la elongación de unidad que las contiene y a la de las fallas que la delimitan, en donde aumenta el tamaño de grano de los cristales acercándose a la traza de la falla Tagua-Tagua. Ambas presentan una marcada transición en su grado de deformación, de tal forma que esta disminuye desde la confluencia del río Manso con el río Puelo, donde afloran los primeros gneises para dar paso a gneises tonalíticos deformados, con micropliegues, para terminar con las anfibolitas con hornblenda que se exhiben en el embarcadero Punta Maldonado.

b) Petrografía

Anfibolitas con Hornblenda

Las anfibolitas del complejo metamórfico Punta Maldonado, poseen una fábrica compuesta de carácter planar y lineal con una estructura bandeada, de color verde petróleo, las cuales presentan espesores de entre 1 a 2 mm, vistas en microscopio. Petrográficamente presentan una asociación mineral correspondiente a: Plagioclasa + hornblendas + biotita + clorita + prehnita + actinolita + óxidos de hierro (Figura 4.4). Las plagioclasas (18-20%) se presentan de colores blancos y grises a escala microscópica, orientadas y de forma intersticial con un tamaño de grano fino (0.1-0.3 mm), aunque las de mayor tamaño presentan zonación. Las hornblendas (63 - 65%) se presentan en forma euhedral a subhedral, con colores en escala de grises a escala microscópica. Estos minerales se encuentran en dos familias principales, diferenciadas por tamaño de grano. La primera familia de grano fino-medio (0.1-0.8 mm), es la que conforma el bandeamiento principal, las que se ven alteradas principalmente a clorita y epidota. La segunda familia, es de grano grueso (0.9 - 1.2 mm) las que en ocasiones forman bandas minerales de aproximadamente 1 mm, pero, en general, se encuentran distribuidos espacialmente de forma heterogénea como porfidoblastos frecuentemente alterados a biotita y a micas blancas en sus bordes, al igual que algunas plagioclasas de grano fino (Figura 4.4, b). Las biotitas (8 - 10%) se encuentran en tamaños entre 0.5 y 1 mm, las cuales siguen el bandeamiento y se exhiben a nicols cruzados con extinción a puntitos y clivaje dislocado. Las prehnitas, actinolitas y óxidos de hierro se encuentran como minerales accesorios, de grano fino a muy fino en ocasiones alterando a hornblendas.

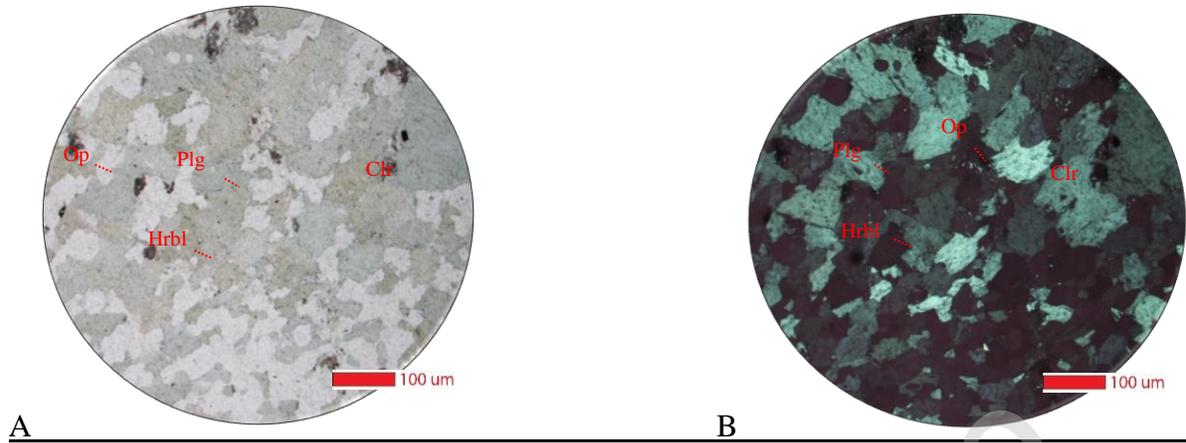


Figura 4.4: Fotomicrografía (100 µm) de las anfibolitas pertenecientes a la unidad Punta Maldonado del Complejo Metamórfico: A) y B) roca anfibolita a nicoles paralelo y cruzado, la cual muestra la alteración de las hornblendas a cloritas, los opacos, plagioclasas, y hornblendas masivas.

Las anfibolitas presentan una textura granonematoblástica, con un grado metamórfico equivalente a la facies anfibolita con un posible protolito ígneo intrusivo, específicamente una diorita de hornblenda. se puede apreciar un mínimo de dos eventos de metamorfismo (S0 y S1), en donde la mineralogía asociada indica que, la temperatura es el principal agente del cambio mineralógico, y a su vez con una leve variación en la presión, para causar la deformación presente en la unidad.

Comenzando con un S0, con un metamorfismo regional de carácter orogénico de mediana presión (4-6 kbar) y alta temperatura (500-700°C), en donde se agrupan, forman y orientan las hornblendas y plagioclasas, además de segregar los anfíboles de grano medio a grueso. A su vez, se forman escasas bandas de espesores entre 0.2 a 0.5 mm, esencialmente compuestas por anfíboles de grano fino siendo estas posteriormente alteradas a biotitas.

Posterior a S0, se da paso al evento S1 con una marcada influencia de la temperatura y en menor medida la presión, las que dan forma a los porfidoblastos de anfíbol que se deforman y dislocan (Figura 4.5), formando pseudo colas de cizalle rodeadas por plagioclasa y anfíbola de grano fino. En simultaneo se remarca el bandeamiento mineral, se comprime y deforma el clivaje de las biotitas que se formaron en el evento S0.

Posterior a los eventos de deformación S0 y S1, se genera un metamorfismo retrogrado de bajo grado, el cual provoca la formación de las prenhitas, cloritas y escasas actinolitas de grano fino. La

disposición y orientación de estos cristales, se superpone la foliación principal y la deformación S1.

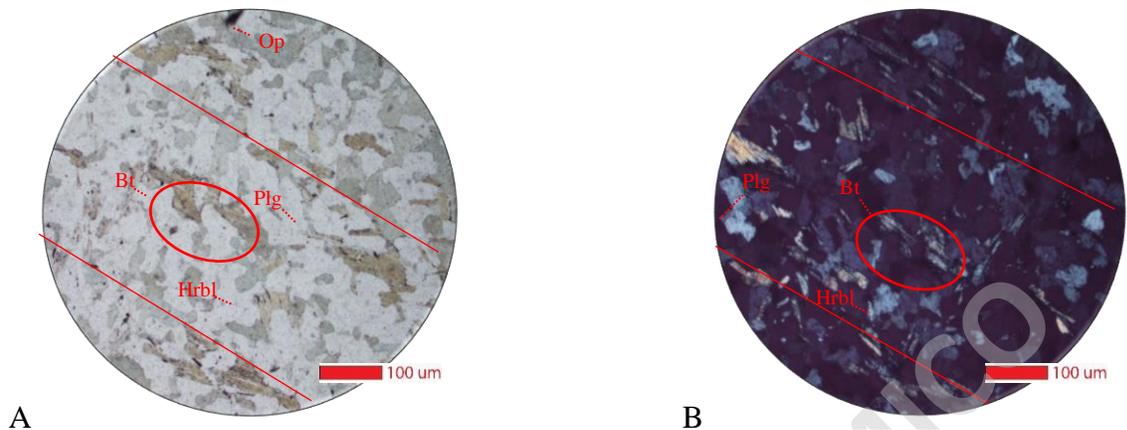


Figura 4.5: Fotomicrografía (100 µm) de las anfibolitas pertenecientes a la unidad Punta Maldonado del Complejo Metamórfico: A) y B) Roca anfibolita a nicoles paralelo y cruzado. Líneas rojas muestran el bandeamiento y la orientación mineral.

Gneis con biotita y hornblenda

Los gneis pertenecientes a este complejo metamórfico exhiben una fábrica lineal planar con una estructura de sombras de presión en las hornblendas y bandeamiento, en el que se puede apreciar la segregación entre facies minerales máficas y félsicas, las cuales generan bandas claramente diferenciables de espesores centimétricos. Petrográficamente presenta una asociación mineral correspondiente a: Plagioclasa + hornblendas + biotita + cuarzo + epidota + actinolita + micas blancas + óxidos de hierro (Figura 4.6). Las plagioclasas (15 - 18%) se encuentran de forma anhedral, de grano fino a muy fino (0.05-0.2 mm) de manera intersticial y algunas de estas con una leve zonación. Las hornblendas (8 - 10%) aparecen de forma subhedral a anhedral, de manera elongadas y fracturadas, con un tamaño de grano medio. Las biotitas (20 - 25%) se muestran de forma anhedral y subhedral, con dos familias de tamaño de grano. La de grano fino, principalmente anhedral, las cuales se presentan de forma orientada siguiendo la foliación principal, asociadas a las bandas melanocráticas en paragénesis con las hornblendas y a las plagioclasas. En cambio, la segunda familia de biotitas se presenta con un tamaño de grano medio, se encuentran como porfidoblastos elongados con un clivaje comprimido y dislocado, al igual que las de grano fino, estas se encuentran orientadas y siguiendo la foliación principal, pero a diferencia de las de grano fino estas se encuentran dentro de las bandas leucocráticas, las que tienen una paragénesis mineral

de cuarzos primarios, secundarios y micas blancas. Los cuarzos (30 - 35%) al igual que las biotitas, se presentan en dos familias de tamaño y forma. Los primeros o primarios se encuentran como parte de la foliación de manera intersticial en paragénesis con las biotitas y micas blancas orientadas, con tamaños entre 0.05 – 0.2 mm (grano fino). La segunda familia de cuarzo son los de grano medio (0.3 – 0.6 mm), las que se encuentran como porfidoblastos elongados con un centro grueso y extremos achatados terminando en puntas (colas). Las micas blancas (6 -10 %) se muestran en su mayoría de forma anhedral y escasas de forma subhedral, con un tamaño de grano fino a muy fino, se presentan orientadas siguiendo la foliación principal tanto en las bandas leucocráticas como en las melanocráticas del gneis. Los óxidos de hierro (1 -3%) son de grano medio a grueso, con tamaños entre 0.5 y 2 mm, estos minerales siguen la foliación principal y presentan una forma cubica y en ocasiones elongados.

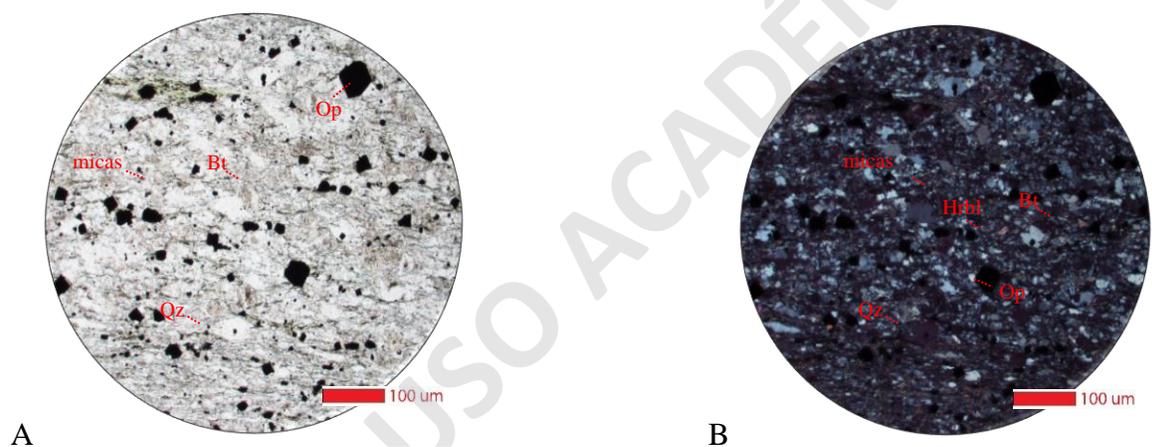


Figura 4.6: Fotomicrografía (100 μm) Correspondiente a un Gneis de biotita A) Gneis a nicoles paralelos, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos y micas blancas. B) Gneis a nicoles cruzados, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos, hornblendas y micas blancas.

Estas rocas gnéissicas presentan una textura granoporfidolepidoblástica (Figura 4.7) con un grado metamórfico medio a alto equivalente a facies finales de esquistos verdes comienzo de anfibolita, con un posible protolito básico, el cual sufrió un metamorfismo regional tipo orogénico, al cual se le asocian un mínimo de tres eventos de deformación en el proceso de formación de los gneis con biotita y hornblenda.

El primer evento, S₀ se asocia a un evento dinamo-termal de mediana a alta temperatura (400°C - 650°C) y mediana presión (4-6 kbar), la cual genera una segregación mineral y la conformación de

bandas minerales. A su vez, las altas temperaturas y medianas presiones ayudan a la recrystalización, crecimiento y orientación de hornblendas, plagioclasas, biotitas y cuarzos. El evento S1, es un proceso de media a alta presión y mediana temperatura, generando un badeamiento marcado y la orientación de las biotitas. Además, se forma cuarzo microcristalino rodeando los fenocristales elongados de hornblendas y biotitas. Se comprime y marca el clivaje de los filosilicatos generando micas blancas que remarcan la textura gnéisica en las bandas leucocraticas. Finalmente, el evento S2(Figura 4., se reconoce como un evento en donde predomina la presión, debido a que se observa clivaje de crenulación y micropliegues a escala mesoscópica como a escala microscopio. Además, en esta última etapa se deforman y elongan los porfidoblastos de cuarzo, biotitas y algunos óxidos de hierro formados en los eventos anteriores.

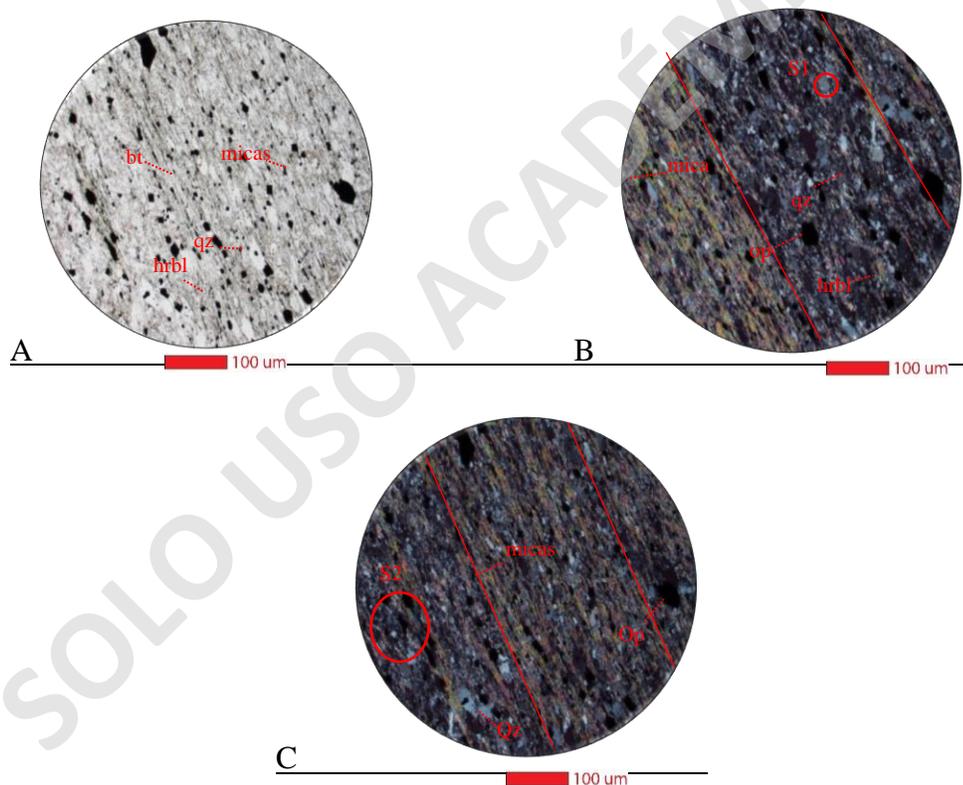


Figura 4.7: Fotomicrografía (100 µm) Correspondiente a un Gneis de biotita A) Gneis a nicoles paralelos, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos deformados y elongados, micas blancas y se demarcan con líneas rojas se marca el badeamiento. B) Gneis a nicoles cruzados, muestra la mineralogía predominante de biotitas, cuarzo, opacos, hornblendas y micas blancas. Además, con líneas rojas se marca el badeamiento mineral y en círculos rojo la deformación tectónica S2 C) Gneis a nicoles cruzados, donde se muestran los opacos y micas blancas. Además, con líneas rojas se marca el badeamiento mineral y en círculos rojo la deformación tectónica S2.

Unidad Río Manso (Paleozoico-Pzrm)

a) Definición, distribución y relaciones de contacto.

La Unidad Río Manso se compone de esquistos verdes y brechas de falla cloritizadas, las que en un principio fueron definidas por Fuenzalida (1944) como “*porfiroides*” con metamorfismo dinámico en contacto con granitos y tobas con cataclasis.

Los afloramientos de estas rocas se acotan a ambas laderas del valle del río Manso, con afloramientos espacialmente acotados en el caso de los esquistos, no obstante, las brechas afloran en gran extensión en la ladera NE específicamente entre la confluencia de los ríos Puelo y Manso. Esta unidad se encuentra en contacto de carácter tectónico con la unidad Ralún, en la localidad de Llanada Grande, y, aparentemente en contacto tectónico por el oeste con la Unidad Punta Maldonado.

Se encuentra intruida por múltiples diques andesítico-basálticos, basálticos y cuarzo-feldespaticos (Figura 4.8), de espesores entre 0.5 a 2 m, y rumbos que varían entre NW y NE. Estos diques a su vez se encuentran cortados por vetas y vetillas ricas en cuarzo. Esta unidad además de ser intruida por múltiples cuerpos ígneos menores, también es donde se registra la mayor deformación de carácter frágil, la cual se representa principalmente por las brechas de falla (Figura 4.8).

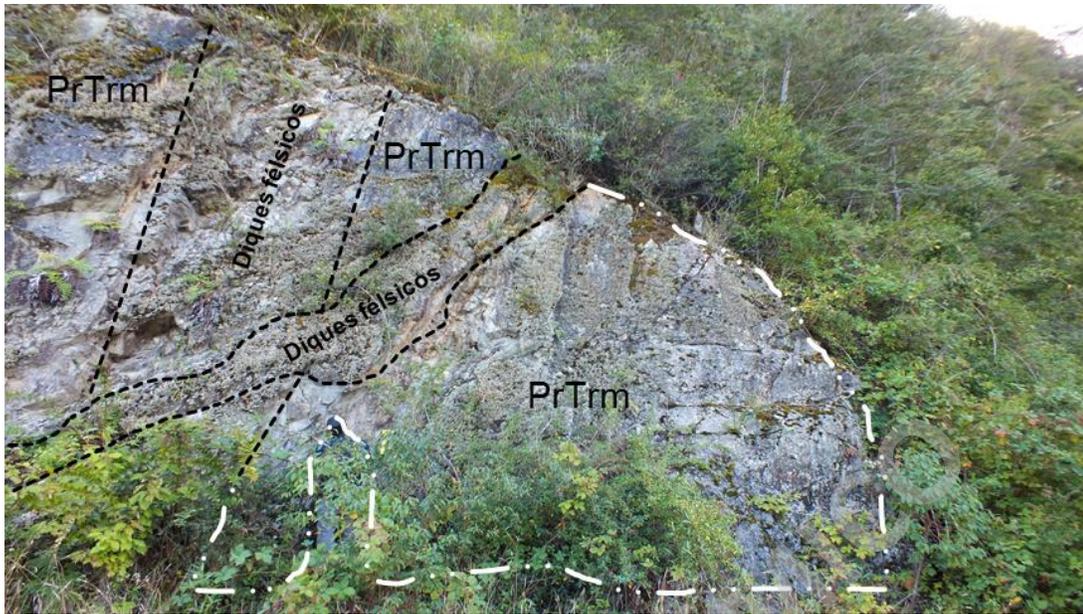


Figura 4.8; Foto tomada en terreno de la Unidad Río Manso perteneciente al Complejo Metamórfico aflorante en la zona y la intrusión de diques félsicos.

b) Petrografía.

Esquistos verdes

Los esquistos verdes de la unidad Río Manso afloran principalmente en la ladera noroeste del río homónimo y se caracterizan por presentar una foliación marcada compuesta por actinolitas elongadas y orientadas. Estas rocas presentan con una fábrica lineal y una textura foliada. Petrográficamente exhiben una asociación mineral correspondiente a: Cuarzo + plagioclasa + hornblenda + biotita + actinolita + clorita + epidota + micas blancas + óxidos de hierro (Figura 4.9). Los cuarzos (35 – 38%) se muestran limpios, de forma anhedral con tamaños que varían entre 0.2 a 0.5 mm, alterados por los óxidos de hierro y actinolita. Presenta bordes suturados rectos entre ellos y con ciertas plagioclasas. Los cristales de plagioclasas (10 – 12%) se exhiben de forma anhedral, de manera intersticial y con un tamaño de grano fino a muy fino (0.03 – 0.1). Las hornblendas (12 - 18%) aparecen alteradas a actinolita y clorita de forma anhedral, con un tamaño de grano medio, bordes suturados y con una elongación preferencial similar a las actinolitas. Las actinolitas (25 – 34%) se distribuyen de manera masiva, con un tamaño de grano variable entre 0.05 y 0.4 mm, con un clivaje acicular radial y fibroso, y con una forma elongada y deformada. Las micas blancas (3 – 5%) se presentan de forma anhedral, con un tamaño de grano fino,

orientados según la foliación y rodeando plagioclasas de grano medio. Los óxidos de hierro se encuentran de manera microcristalina, con textura glomeroporfírica, formando aglomerados con formas sigmoidales.

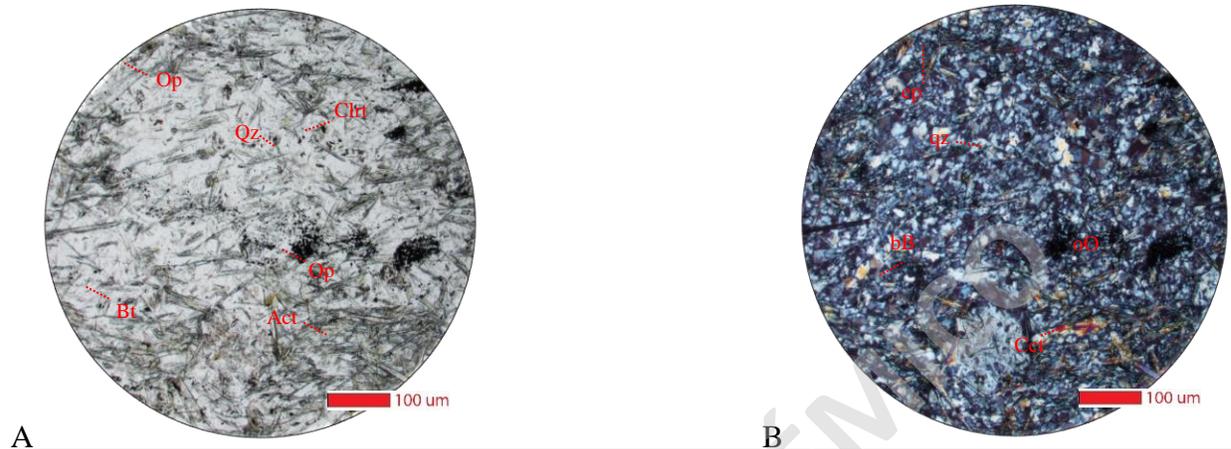


Figura 4.9: Fotomicrografía (100 µm) de esquistos de actinolita A) nicols paralelo y B) nicols cruzados: Muestran la mineralogía predominante en la roca de actinolita, biotita, cuarzo, epidota, y opacos.

Estos esquistos, presentan una textura esquistosa, granolepidonematoblástica en facie de esquistos verdes con un grado de metamorfismo medio en un protolito de una tonalita de biotita, las cuales presentan un total de 2 eventos de deformación visibles, representadas tanto en los porfidoblastos de cuarzo, hornblenda y escasas plagioclasas las que se desarrollan de forma sin-cinemática a la foliación S1, preservando la foliación S0 como foliación interna. Principalmente la actinolita fibrosa (Figura 4.10), clorita, epidota y micas blancas dominan el clivaje de la foliación S1, dejando mejor expuesta esta deformación en comparación a la S0. Esto indica que la foliación penetrativa S1 se desarrolló a una alta tasa de deformación y un gran aporte de fluidos de temperaturas medianamente altas, ricos en óxidos de hierro y magnesio, que ayuda a la generación de la foliación S1.

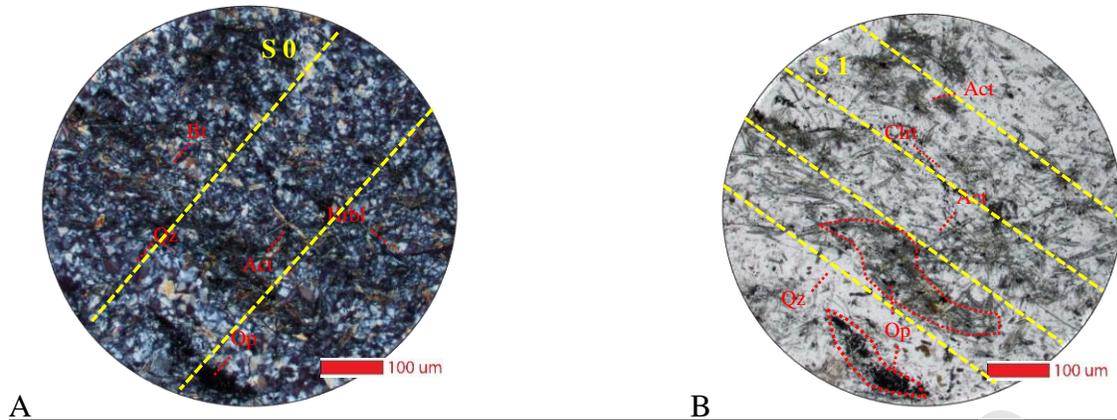


Figura 4.10: Fotomicrografía (100 µm) de esquistos de actinolita A) nicols cruzados y B) nicols paralelos: Muestran la mineralogía predominante en la roca de actinolita, biotita, cuarzo, epidota, y opacos. Además de la acumulación de actinolitas de forma acicular radial, agregado microcristalino de opacos deformados y actinolitas orientadas según su clivaje.

Brechas de falla

Su presencia se observa en la ribera oriental del Río Manso, en el sector del Valle el Frío (6 km al SE del Lago Tagua-Tagua). Presenta una elongación NE con una extensión aproximada de 2 a 4 km. Estas rocas están constituidas por fragmentos angulosos de una posible secuencia volcánica constituida por andesitas y tobas dentro de una matriz fina alterada a clorita con vetillas de sericita, clorita y epidota, relleno de intersticios provocados por la deformación frágil. Petrográficamente, estos fragmentos angulosos se componen de pómez y cristales de plagioclasa, escasa anfíbola y óxidos de hierro (Figura 4.11). Estos minerales muestran el efecto de la deformación mecánica evidenciado por el fracturamiento del 90% de los cristales y por texturas como: extinción ondulosa, micro cizalle y fracturamiento escalonado (Figura 4.11). Presenta una textura pseudo brechizada con un protolito posiblemente ígneo extrusivo, y además metamorfismo asociado a fallas.

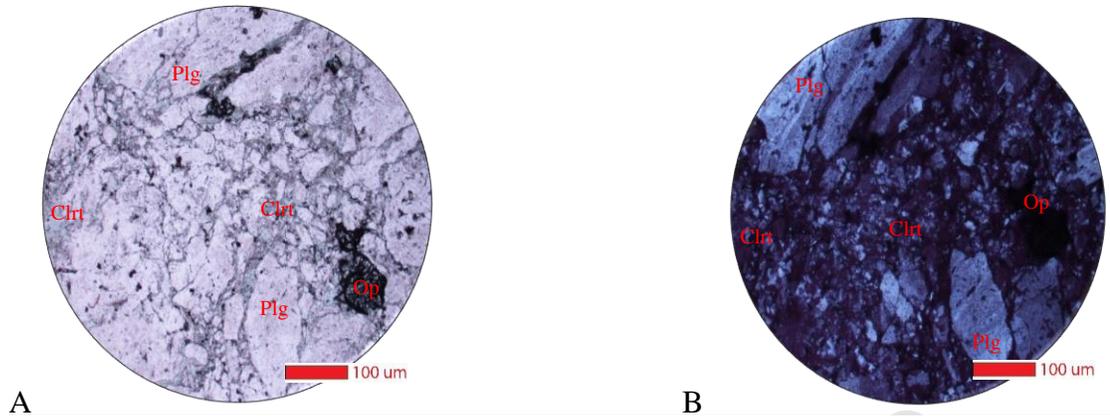


Figura 4.11: Fotomicrografía (100 µm) de brechas tectónica alterada a clorita, perteneciente a la Unidad Río Manso A) nicols paralelos donde se muestra las plagioclasas fracturadas y sus intersticios rellenos con clorita y opacos. B) nicols cruzados donde se muestra las plagioclasas fracturadas y sus intersticios rellenos con clorita y opacos.

4.1.2 Complejos Plutónicos.

Las unidades intrusivas que se describirán en este trabajo fueron agrupadas según criterios texturales, mineralógicos y geoquímicos. Dentro de esta agrupación se reconocieron dos unidades definidas por Thiele et al., (1985), las cuales fueron nombradas por sus localidades homónimas: Reloncaví y Cayutúe. Además, se reconocieron rocas pertenecientes a la Unidad Cochamó y Cascajal definidas por Carrasco, (1995).

En el presente trabajo las unidades mencionadas en el apartado anterior serán redefinidas, en sus términos petrológicos, geoquímicos y sus límites espaciales con el fin de dar una mayor discretización las unidades definidas en este estudio (Figura 4.2).

Esta descripción y redefinición de unidades se sustenta bajo, la clasificación litológica y textural observada en terreno, análisis petrográficos y geoquímicos. Siendo estos resultados ploteados en los diagramas QAP (Strekeisen, 1976), Harker, Spider y de REE. Además, de considerar las clasificaciones y metodologías que otros autores han utilizado en trabajos anteriores en la zona (tamaño de grano, morfologías, antecedentes radiométricos, etc.). Considerando lo anterior, si bien se utilizaran algunos de los nombres de unidades ya definidas por otros autores, la descripción a continuación está basada en los datos recopilados en este estudio. Lo que queda sintetizado en la Mapa Geológico del área en torno al Lago Tagua-Tagua, realizado en este proyecto (Ver Anexos).

Unidad Tagua-Tagua (Cretácico-Kggt)

a) Definición, distribución y relaciones de contacto.

La Unidad Tagua-Tagua incluye rocas que fueron designadas a la Unidad Cayutúe por Thiele *et al.*, 1985 y a la Unidad Cochamó por Carrasco, 1995 (ver mapa de Thiele y Carrasco). Se compone de granitos, tonalitas de hornblenda y biotita, y, dioritas de hornblenda de grano medio a grueso, de colores leucocráticos esencialmente. Estas rocas presentan una textura holocristalina hipidomorfa con parches sectoriales de alteración sericítica y clorita epidota.

Los afloramientos de esta unidad, para el caso de este trabajo son los más abundantes y aparecen distribuidos principalmente en el bloque occidental a lo largo del lago Tagua-Tagua, así como también, en la confluencia del río Manso con el río Puelo, en el embarcadero Punta Canelo, en Puelo Alto y en el Parque Tagua-Tagua, específicamente en los miradores Cascada Grande, Cascada la Flaca y Valle Norte (Ver Mapa).

Esta unidad se presenta con una elongación en dirección al NW, abarcando aproximadamente 247 km². La cual aflora esencialmente en el borde oriental del área de estudio donde está en contacto por intrusión con gneises, esquistos y cataclasitas pertenecientes a los complejos metamórficos Río Manso y Punta Maldonado. También aflora en la reserva natural Tagua-Tagua, entre, las zonas de Valle Norte y cascada La Flaca, donde está en contacto de carácter tectónico con tonalitas con inclusiones máficas elongadas y milonitas de la Unidad Reloncaví.

Además, esta unidad se encuentra intruida por múltiples diques de composición basáltica a andesítico-basáltica y en menor medida aplíticos (Figura 4.14). Estos cuerpos tabulares presentan espesores entre 20 y 200 cm, tienen textura hipidomorfa a alotriomorfa. Petrográficamente se componen de plagioclasa, hornblenda, piroxenos (orto y clino) ± olivinos y óxidos de hierro generalmente piritas y magnetita. Tienen una forma tabular, con bordes rectos y aureola de contacto entre 10 a 20 cm.

b) Petrografía.

Tonalita

Estas rocas se caracterizan por ser las más abundantes de esta unidad. Presentan una textura hipidomorfa granular, con un color blanco grisáceo, las cuales afloran precisamente en la reserva natural Tagua-Tagua y en sus alrededores. Mineralógicamente se componen de plagioclasas cuarzos, biotitas, hornblendas, piroxenos, óxidos hierro y como minerales accesorios zircones y apatitos (Figura 4.12, a y b). Las plagioclasas (35-60%) se caracterizan tener formas subhedral con tamaños variables entre cristales (0.2 - 3 mm), presentan escasa zonación y una leve foliación magmática. El cuarzo (15 - 38%) es anhedral con tamaños entre 0.1 - 0.5 mm, y aparece de manera intersticial. Las hornblendas (5 - 25%) se observan como fenocristales de manera euhedral a subhedral de tamaños entre 0.2 - 2 mm, además, aparece como alteración de piroxenos al igual que las biotitas (3 - 22%), las que se presentan con una forma subhedral levemente orientadas (siguiendo la foliación), exhibiendo deformación, fracturamiento y dislocación a lo largo de su eje mayor la cual maca en el clivaje, a su vez, se encuentran de forma anhedral alterando a hornblendas.

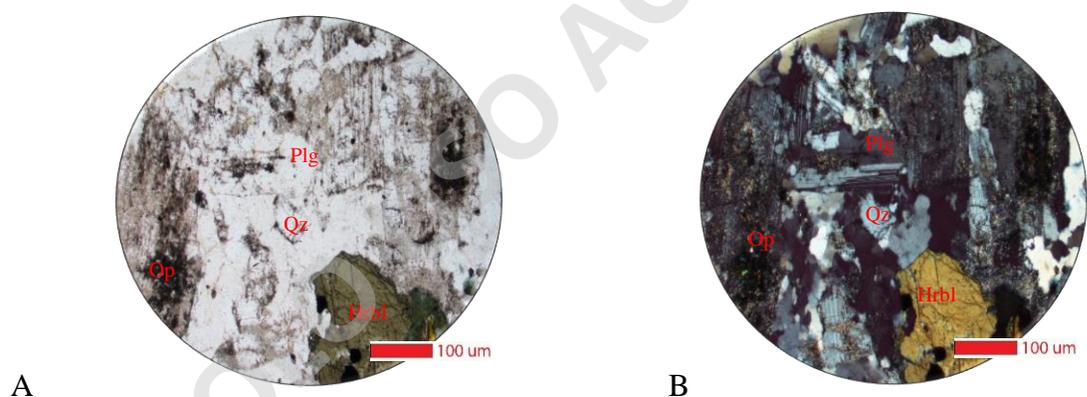


Figura 4.12: Fotomicrografía (100 um) Tonalitas perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua. A) nicoles paralelos muestra la mineralogía predomina del litodemas compuesto por hornblendas. Cuarzo, plagioclasa y opacos. B) nicoles cruzados muestra la mineralogía predomina del litodemas compuesto por hornblendas. Cuarzo, plagioclasa y opaco.

La escasa foliación magmática presente en las tonalitas se observa principalmente de manera microscópica (corte transparente), distinguibles por la orientación de las plagioclasas, biotitas y hornblendas, extinción ondulosa de los cuarzos, dislocación y desgarramiento de las biotitas, maclas semi esfumada en las plagioclasas como se aprecia en la Figura 4.13.

Cabe destacar, la intrusión de una alta densidad de vetillas de cuarzo sericita, cuarzo plagioclasa las que, a su vez, se encuentran en paragénesis con las piritas, calcopiritas y hematitas.

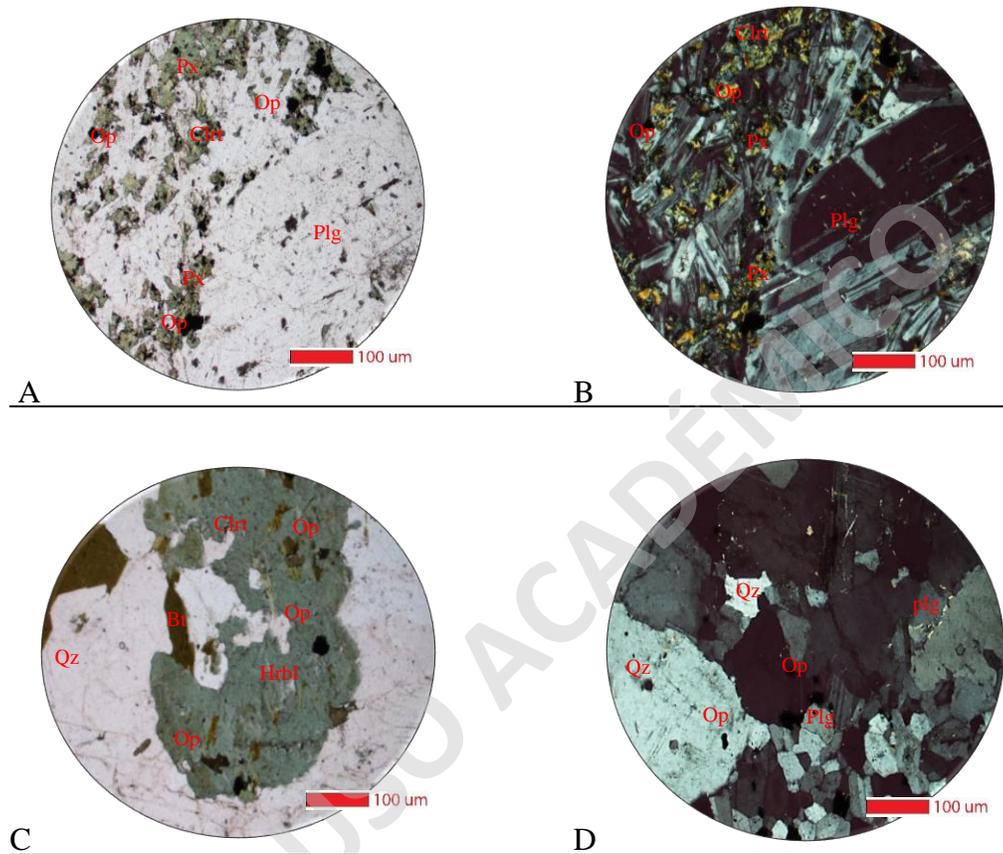


Figura 4.13: Fotomicrografía (100 μm) de Tonalitas perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua representando la mineralogía dominante en la unidad A) y B) se muestra la foliación magmática en nicoles paralelo y nicoles cruzados, B), C) y D) muestran el gran tamaño de los cristales de hornblendas y plagioclasas.

Granito

Los granitos de la Unidad Tagua-Tagua, se encuentran frente al embarcadero punta Canelo en la ribera noroccidental del lago Tagua-Tagua, los cuales se encuentran intruidos por un enjambre de diques de composición andesítico-basáltico y en menor medida cuarzo \pm alunita y sericita (Figura 4.14).



Figura 4.14: Rocas de composición granítica, perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua, con intrusión de dique de composición cuarzo-plagioclasa.

Estas rocas presentan textura hipidomorfa granular y mineralógicamente consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, hornblendas, clorita y de manera de minerales accesorios escasos piroxenos y óxidos de hierro. Los cuarzoes (42-45%) se caracterizan por tener una forma anhedral, los que se distribuyen en dos familias de tamaño, entre, 0.1-0.5 mm y 0.5-3mm. Los de menor tamaño aparecen de manera intersticial y primarios, en cambio los de mayor tamaño de grano son principalmente agregados primarios. Algunos de estos cuarzoes presentan una textura gráfica (Figura 4.15 a), bordes de desintegración y alterados a sericita. Los feldespatos potásicos (15-20%) son anhedrales, aparecen de manera primaria e intersticial en textura perfitica. Los feldespatos primarios son de grano medio, se muestran sucios a nicoles paralelos y con una leve extinción ondulosa a nicoles cruzados. Las plagioclasas (16 – 23%) se presentan de forma anhedral a subhedral, con tamaños variables desde grano medio a fino, en su mayoría rodeados por cuarzoes y feldespatos potásicos, con una moderada conservación los de mayor tamaño preservando la

zonación y los de grano fino de manera intersticial entre los cristales de cuarzo y feldespato potásico. Las biotitas, hornblendas y piroxenos (5 - 12%) se encuentran de forma anhedral, de tamaño de grano medio y fino, presentan bordes de reabsorción, textura poikilitica en plagioclasas y cuarzos de grano medio y grueso. Los óxidos de hierro (2-5%) se exhiben de manera microcristalina (Figura 4.15 b), bordeando los minerales máficos como piroxenos y hornblendas y a su vez remplazándolos.

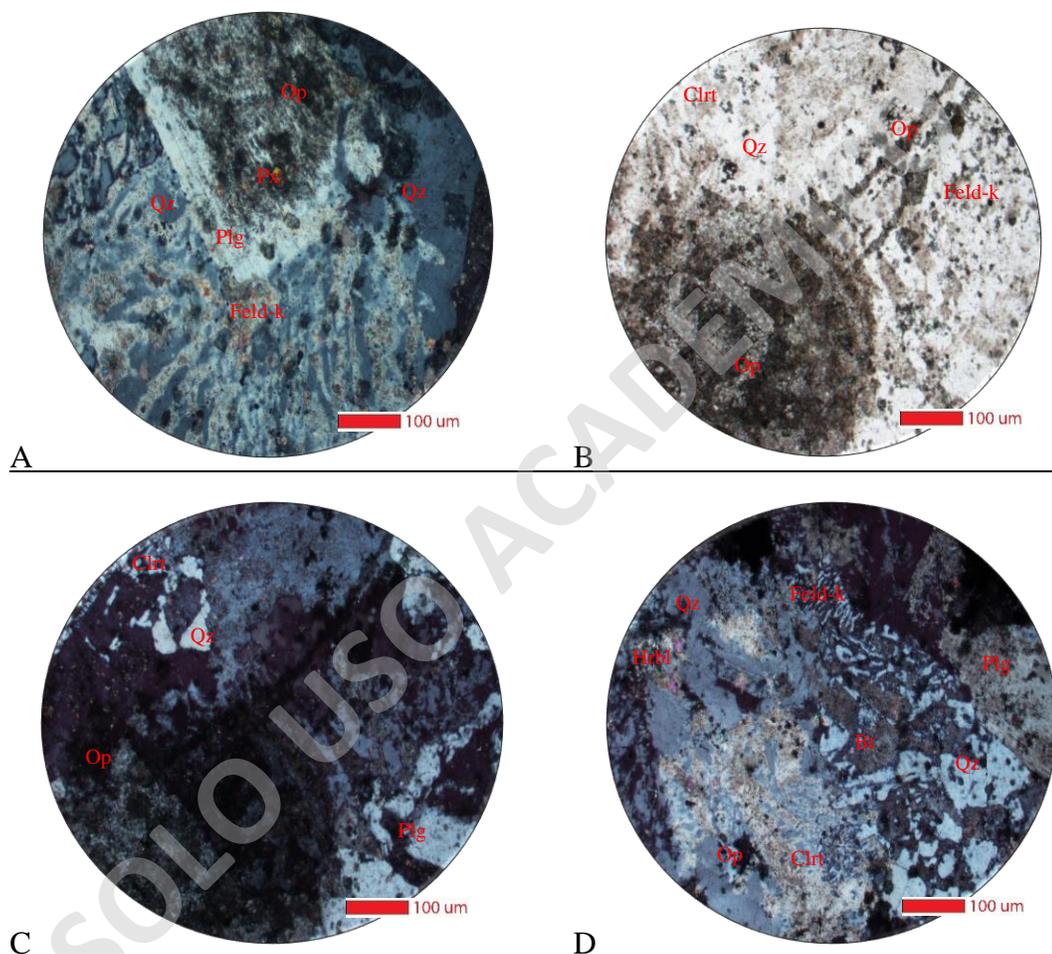


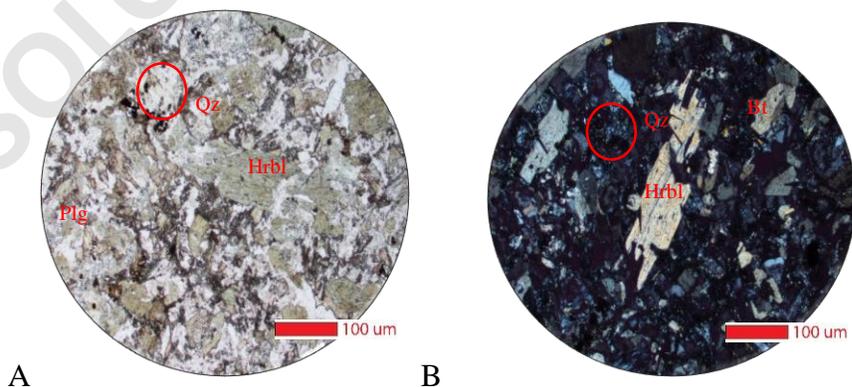
Figura 4.15: Fotomicrografía (100 µm) perteneciente a los granitos de la unidad Tagua-Tagua los cuales muestran la mineralogía representativa del litodema. A) imagen a nicols cruzados que muestra la asociación mineral de cuarzo y plagioclasa. Piroxenos de grano fino y los opacos y la alteración previsiva de sílice. B) imagen a nicols paralelos el cual muestra.

Diorita de hornblenda

Afloran tanto en el sector de la desembocadura del río Puelo, específicamente en la localidad de Cascajal, como al sureste del Parque Tagua-Tagua. Estas rocas presentan una textura hipidiomorfa

granular, generalmente de tamaño medio a fino. Mineralógicamente se componen de plagioclasas, cuarzos, hornblendas, biotitas cloritizadas, \pm piroxenos y óxidos de hierro diseminados. Las plagioclasas (35-56%) en su mayoría son subhedrales con algunas euhedrales, de tamaños entre 0.1-2 mm de largo y regularmente alteradas a sericita. Los cuarzos (5-8%) aparecen de forma intersticial de tamaño fino a muy fino entre 0.05-0.2 mm. Las hornblendas (18-20%) se presentan de forma anhedral y subhedral con un tamaño que van de grano medio a grueso con bordes de desintegración, alterando a piroxenos y fracturados como se aprecian en la Figura 4.16 (b) (sector de Cascajal), también se exhiben como minerales orientados en conjunto con las biotitas (12-15%), las cuales se presentan de manera diseminada de forma subhedral, de tamaños entre 0.063 - 0.2 mm, con inclusiones de óxidos de hierro. Los piroxenos (\pm 5%) se encuentran de forma anhedral, de grano fino a muy fino, alterados a hornblendas y en textura poikilitica en plagioclasas (figura 4.16, d).

Estas rocas a escala de afloramiento presentan altos signos de deformación de carácter frágil, lo cual queda reflejado en las múltiples fallas, diaclasas, vetillas e indicadores cinemáticos presentes, específicamente aledaño a la ZFLO en la desembocadura del río Puelo en el Fiordo de Reloncaví (Figura 4.17). A su vez, a escala microscópica se distingue una deformación de carácter frágil-dúctil, la cual se ve reflejado en la fragmentación de las plagioclasas, hornblendas y biotitas, maclas polisintéticas esfumadas y levemente dislocadas (Figura 4.16, c y d), cuarzos intersticiales y ocasionalmente suturados. La deformación frágil dúctil se aprecia en la orientación de los cristales de biotita y hornblenda, y, la extinción ondulosa en los cuarzos.



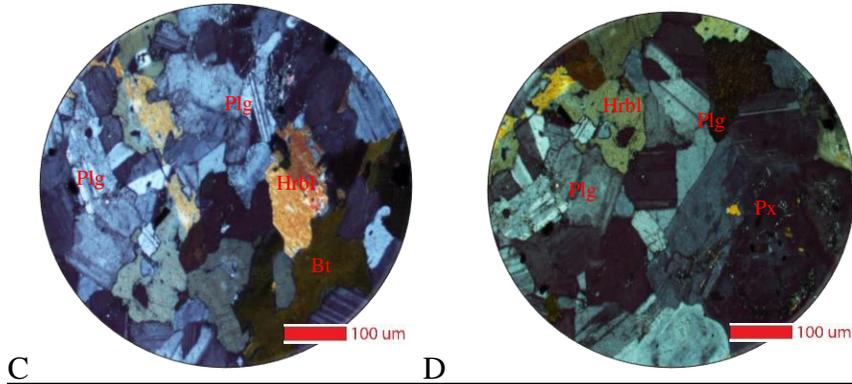


Figura 4.16: Fotomicrografía (100 µm) de dioritas pertenecientes a la Unidad Tagua-Tagua a, b, c y d, muestran la mineralogía principal de la unidad, la abundancia de plagioclasas, el fracturamiento de la hornblendas y la orientación de estas.



Figura 4.17: Fotografía de fallas, diaclasas, vetillas e indicadores cinemáticos presentes, aledaño a la ZFLO en la desembocadura del río Puelo en el Fiordo de Reloncaví. líneas amarillas indican planos de fractura.

Unidad Cochamó (Mioceno-Mgch)

a) Definición, distribución y relaciones de contacto.

Esta unidad, en el presente trabajo modifica la descripción propuesta anteriormente por Carrasco (1995), redefiniendo contactos, litologías y su edad relativa, publicada en anteriores trabajos cercanos a la zona de estudio (Ver Mapa). Se compone de 14 km² de cuarzodioritas de hornblenda, elongadas en dirección NE paralelo a la falla Liquiñe-Ofqui, y afloran en la desembocadura del río Puelo en el Fiordo de Reloncaví. Se encuentran en contacto tectónico con dioritas de la Unidad Tagua-Tagua (figura 4.18 a). Además, es intruida por diques andesítico-basáltico y por abundantes vetas y vetillas de cuarzo, \pm plagioclasa y biotita. Las vetillas se emplazan de forma sinuosa con tamaños que varían entre 1-150 mm. En cambio, los diques básicos se emplazan de forma tabular con espesores entre 80-200 cm, de bordes definidos y aureolas de contacto difusas. Finalmente, en su porción septentrional es intruida por dioritas de la Unidad Cascajal.

Esta unidad presenta un marcado control estructuras caracterizado por múltiples indicadores cinemáticos, fallas y diaclasas (figura 4.18 a, b y c), debido que se encuentra aledaña a la traza principal de la ZFLO, donde se encuentran registros de foliación magmática (Figura 4.18 c) y múltiples fallas en dirección NNE, NE y NNW. En su mayoría rellenas por vetillas de cuarzo pegmatítico, clorita – epidota, \pm calcita y roca de falla (salbanda y brechas).



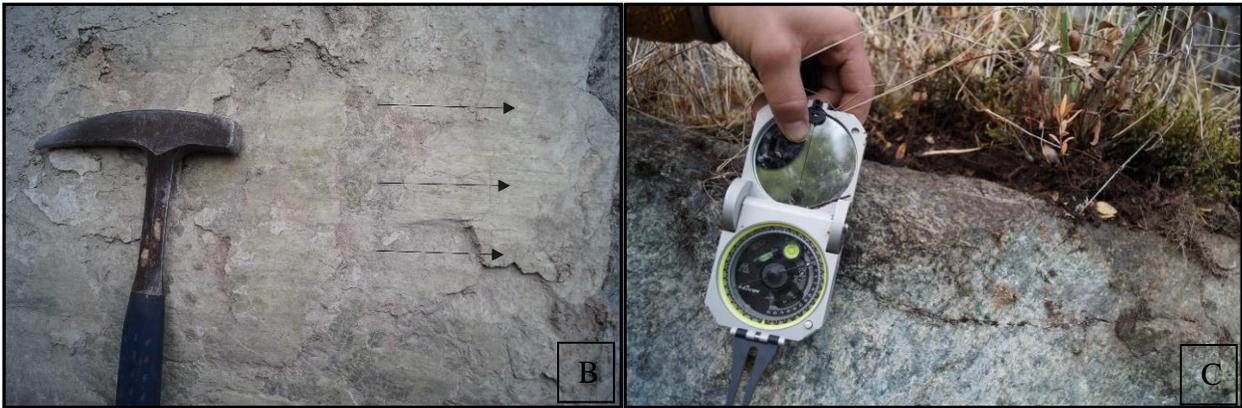


Figura 4.18: Fotografías de la Unidad Cochamó en el sector del fiordo de Reloncaví, A) Fotografía que muestra el posible contacto tectónico entre la Unidad Cochamó y Tagua-Tagua. B) fotografía que muestra estrías de falla, las flechas indican el movimiento del bloque superior. C) fotografía que muestra la foliación magmática que presente la unidad Cochamó por la orientación de los minerales máficos.

b) Petrografía.

Cuarzodiorita

Las rocas reconocidas como cuarzodiorita presentan una textura hipidiomorfa de grano grueso a medio, principalmente por las plagioclasa y cuarzos y escasas hornblendas de grano grueso presentas en la roca. Presenta un color verde oscuro intenso (verde petróleo). Mineralógicamente se componen de plagioclasas, cuarzos, anfíbol, biotita, clorita y óxidos de hierro como se aprecia en la Figura 4.19. Las plagioclasas (28-32%) son subhedrales, de tamaños variables entre 0.1-2.5 mm de largo y 0.2-0.5 de ancho, con zonación parcialmente remplazada por óxidos de hierro, alteración de clorita y sericita (figura 4.19 b, c y d). Estas presentan una extinción ondulosa, dislocadas y alargadas, en ocasiones bordeando a las vetillas de cuarzo (camino a Cochamó). Los cuarzos (36-41%) aparecen de manera abundante, de forma limpia, con tamaños variables entre 0.1 a 3 mm, donde es posible diferenciar dos familias principales. La primera familia, se encuentra asociada a la formación de la roca de caja, posterior a la cristalización de plagioclasas y hornblendas. Estos cuarzos exhiben una extinción ondulosa y fragmentación de cristales, además, son los de mayor tamaño de grano. En cambio, la segunda familia, la de grano medio a fino entre 0.1 a 1.5 mm, se presentan con un mayor porcentaje del total de la roca y se muestran de forma anhedral, de manera intersticial, bandeada y en vetillas de aproximadamente 1 mm de espesor (Figura 4.19), con una extinción ondulosa y con bordes suturados las que generalmente se encuentran en paragénesis con cuarzos y biotitas. La anfíbola (10-20%) en su mayoría se exhiben

de forma anhedral y en ocasiones de manera subhedral, con un tamaño de grano medio, entre, 0.5 y 1 mm con bordes de reabsorción y alteradas a biotita, clorita y sericita. Las biotitas (8-15%) tienen un tamaño de grano fino entre 0.2 - 0.4 mm, presentan una extinción a puntitos y en casos alteradas a sericita. Cabe destacar que tanto los anfíboles como las biotitas, se encuentran deformadas y en casos dislocadas siguiendo una dirección preferencial, principalmente el de las vetillas de cuarzo (Figura 4.19 d).

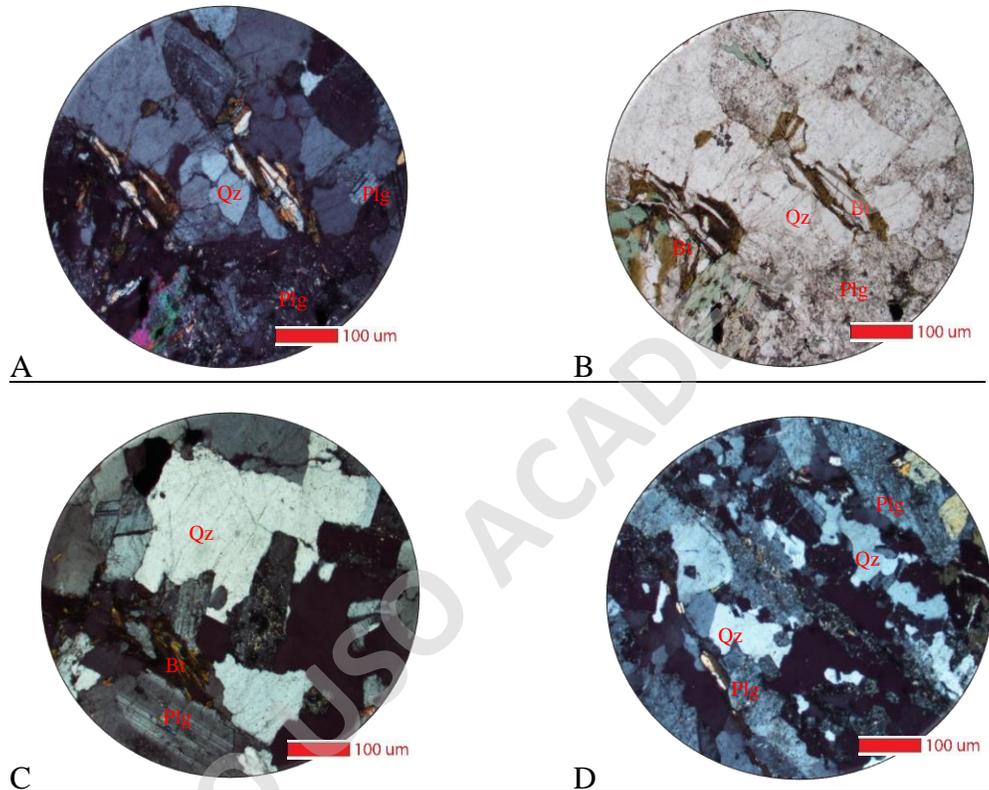


Figura 4.19: Fotomicrografía de la unidad Cochamó A y B) mineralogía principal más elongación de las hornblendas alteradas a biotita, con extinción a puntitos, bordeando cristales de plagioclasas tanto a nicoles paralelo como a nicoles cruzados C) se muestra los cuarzos primarios e intersticiales limpios, plagioclasas fracturadas y hornblendas alteradas a biotitas elongadas y deformadas. D) vetillas irregulares de cuarzo y plagioclasas de grano medio a fino, con plagioclasas y cuarzos alterados a sericita.

Unidad Ralún (Mioceno-Mgra)

a) Definición, distribución y relaciones de contacto.

La Unidad Ralún perteneciente a la Super Unidad Ralún, descrita por primera vez por Fuenzalida (1941), como parte del granito andino, para luego ser descrita e incorporada a la super unidad Ralún por Carrasco (1991). Se compone principalmente de dioritas cuarcíferas de hornblenda y biotita.

La Unidad Ralún presenta una orientación NE y se distribuye principalmente en el borde oriental de la zona de estudio, en las inmediaciones del río Manso. Estas rocas se encuentran en contacto tectónico con las cataclasitas del complejo metamórfico Río Manso y con un contacto inferido de carácter discordante con las lavas Pleistocenas descritas con por el Sernageomin (1995). Estas rocas presentan signos de cataclasis y son intruida por filones basálticos-andesíticos y cuarzo-plagioclasa.

b) Petrografía

Dioritas cuarcíferas

Las rocas de la Unidad Ralún se caracterizan por tener una textura hipidiomorfa granular. La mineralogía se compone de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita. El cuarzo se presenta de manera anhedral con tamaños variables. Las plagioclasas (40-85%) son subhedrales, en parte zonadas, alteradas a sericita y es reemplazada por clorita. Presenta porcentajes variables de hornblenda y biotita.

“Microscópicamente estas rocas presentan foliación magmática, dada por la orientación de las plagioclasas. Por su parte los efectos mecánicos más comunes son: doblamiento de plagioclasas, biotita y anfíbola, extensión ondulosa y fragmentación en los contactos intercrystalinos.” (Carrasco, 1995).

Unidad Reloncaví (Mioceno-Mgre)

a) Definición, distribución y relaciones de contacto.

La Unidad Reloncaví se compone esencialmente de tonalitas hornblenda ± biotita y granodioritas. Descrita por Carrasco (1995), como tonalitas de hornblenda y biotita las cuales abarcan más del 50% de los granitoides entre el fiordo de Reloncaví y Ensenada de Cayutúe.

En el presente trabajo se describen tonalitas, granodioritas y milonitas de la Unidad Reloncaví (Ver Mapa Anexo), las que se extienden por aproximados 142 km², con una elongación preferente en dirección NW, aflorando principalmente dentro del Parque Tagua-Tagua en el mirador del Valle Norte, en la localidad de Puelo Bajo y Sotomo. Las rocas de esta unidad muestran los mayores signos de deformación se exponen en el presente trabajo, siendo la única unidad en presentar una

deformación de carácter dúctil, exhibiendo milonitas en el mirador del Valle Norte e inclusiones máficas deformadas y elongadas en dirección NW en el sector de Sotomo, NE en el sector del Valle Norte (Figura 4.20 a y b) y de manera variable entre NW, NNW y NE en el valle de Puelo Bajo, siendo los enclaves deformados la característica principal de esta unidad.

Los enclaves, se muestran con tamaños y formas variables a lo largo de la unidad como se muestra en la Figura 4.20. Tanto su aparición como su nivel de deformación se ve ligada a la cercanía a estructuras de primer orden, la cual aumenta en cercanía a estas y decrece mientras más alejado se encuentre.

Esta unidad en el mirador de Valle Norte, dentro del Parque Tagua-Tagua se dispone en contacto de carácter tectónico con las tonalitas de la Unidad Tagua-Tagua, mientras que en la desembocadura del río Puelo por la rivera norte, pasando por la localidad de Sotomo, hasta la localidad de El Barraco, afloran las granodioritas de la Unidad Reloncaví. Las cuales se encuentran en contacto tectónico por el este con las dioritas de la Unidad Cochamó y en contacto por intrusión hacia el oeste con la Unidad Cascajal. En el sector del valle de Puelo Bajo, en la ladera oeste se encuentra en contacto posiblemente tectónico y por intrusión con los estratos de la Unidad Pichicolo.

Además, esta unidad se encuentra intruida por una gran densidad de diques basáltico-andesítico, aplíticos y de cuarzo pegmatítico, con espesores que van entre los 50 y 250 cm, los que se encuentran rodeados por abundantes vetillas de cuarzo lechoso (Figura 4.20 b y c).



Figura 4.20: Fotografías de la Unidad Reloncaví A) imagen que muestran la gran abundancia de enclaves máficos elongados en tonalitas y milonitas pertenecientes a esta unidad. Además de dique máficos en la parte superior de las rocas melanocráticas. B) fotografía muestra diques aplíticos en conjunto con enclaves máficos. C) contacto entre tonalitas con enclaves y tonalitas leucocráticas de la unidad Tagua-Tagua, en la parte superior dique félsico con cuarzos pegmatítico.

b) Petrografía.

Tonalitas

Las tonalitas de la Unidad Reloncaví presentan una textura fanerítica, con un tamaño de grano que va desde grano fino a grueso entre 0.1 - 3 mm. La mineralogía corresponde a plagioclasa, cuarzo, hornblenda, biotita, \pm piroxeno, clorita, \pm epidota y óxidos de hierro. Las plagioclasas (32-55%) se concentran en dos familias principales según el tamaño de grano. Las de grano fino, que varían entre 0.2 - 0.5 mm, con una forma anhedral a subhedral y ocasionalmente zonadas, y la segunda familia de grano medio a grueso, las cuales presentan de forma euhedral a subhedral, con un tamaño entre los 0.6 - 3 mm y se caracterizan por exhibir una zonación marcada con variaciones en el tamaño en sus anillos de crecimiento, siendo el exterior de mayor grosor en comparación al resto de los anillos (Figura 4.21 c). El cuarzo (15 - 33%), se presenta en agregados intersticiales y como fenocristales de forma anhedral, de grano medio y ocasionalmente con bordes embahados. La biotita y la hornblenda (20-35%) se presentan en proporciones variables, siendo los minerales máficos dominantes en esta unidad. Se encuentran en texturas glomeroporfírica, en ocasiones de manera poiquilítica dentro de plagioclasas al igual que los escasos piroxenos que a su vez se encuentran alterados a hornblenda. Cabe destacar la presencia de apatito y zircones de manera de accesorio, en texturas poikilítica dentro de plagioclasas y hornblendas. Estas rocas presentan una foliación magmática visible tanto a escala de afloramiento (Figura 4.20 b) como a escala microscópica (Figura 4.21 a y b), reflejado en las hornblendas, biotitas y plagioclasas orientadas, además, de presentar enclaves deformados y elongados en direcciones preferenciales como se menciona en el apartado anterior.

La foliación magmática de mayor escala se aprecia en el mirador del Valle Norte (Parque Tagua-Tagua), con bandas de flujo mineral de espesores entre 1 a 2 cm, las que siguen la dirección y elongación de los enclaves (Figura 4.20 a y b).

Dichos enclaves, en su mayoría presentan una composición diorítica, y su aparición, abundancia y grado de deformación se ve ligada esencialmente a estructuras de primer orden y a algunos contactos con otras unidades presentes en la zona (Figura 4.20 a).

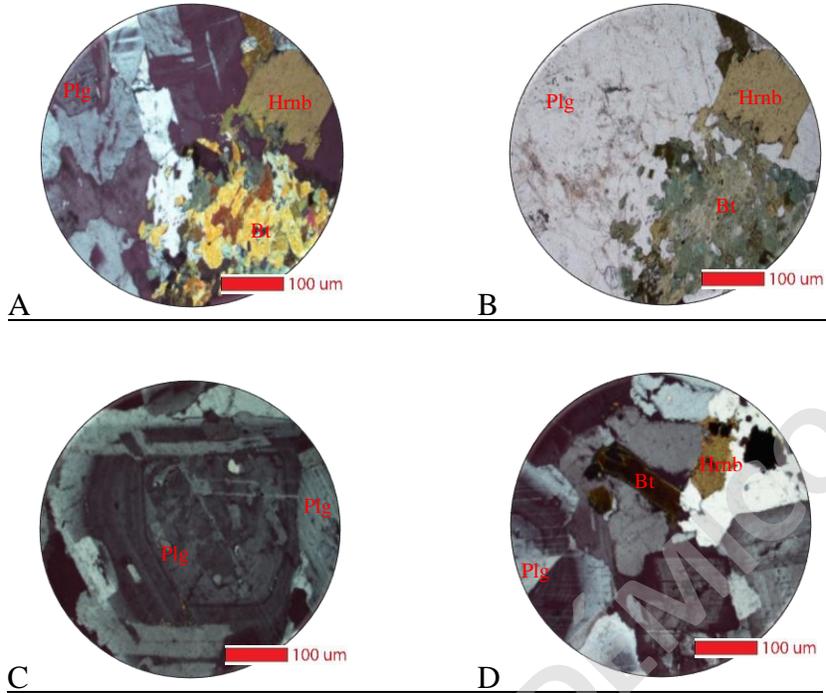


Figura 4.21: Fotomicrografía (100 µm) A) mineralogía principal de las tonalitas de la Unidad Reloncaví más textura glomeroporfírica de hornblendas y biotitas nicoles cruzados. B) mineralogía principal de las tonalitas de la Unidad Reloncaví más textura glomeroporfírica de hornblendas y biotitas nicoles paralelos. C) plagioclasa zonada, con anillo de crecimiento exterior de mayor espesor que los centrales. D) textura poiquilítica de las hornblendas en plagioclasas y crecimiento de cuarzo y opacos intersticiales.

Además, de albergar enclaves deformados y orientados, es intruida por una serie de diques rectos y sinuosos de composición silícea y andesítico – basálticos, con anchos aproximados entre 100 – 200 cm, con una textura hipidiomorfa a alotromórfica, de grano fino a medio con aureolas de contacto difusas. Al igual que la roca de caja, estos diques son intruidos por múltiples vetillas sinuosas de espesores centimétricos de cuarzo lechoso (Figura 4.21).

Granodioritas

Las granodioritas de la unidad Reloncaví son rocas leucocráticas, hipidiomorfas de grano medio. Las que se componen mineralógicamente por plagioclasas, cuarzo, feldespato potásico, hornblendas, biotita, micas blancas y óxidos de hierro. Las plagioclasas (35%) se encuentran de forma euhedral a subhedral de grano medio a grueso entre 0.5 – 2.5 mm, en ocasiones orientadas, zonada y con bordes de reacción, al igual que las plagioclasas de las tonalitas de esta misma unidad (Figura 4.22 b). Estas plagioclasas se encuentran altamente alteradas a sericita y epidota. El cuarzo

(23%) se caracteriza por ser anhedrales con tamaños entre 0.3 a 1 mm, con textura gráfica y ocasionalmente pertítica con exsolución de feldespato potásico. Además, se pueden encontrar rellenando espacios, con tamaños variables. Los feldespatos potásicos (5 – 8%) son anhedrales con un tamaño de grano entre 0.2 a 0.8 mm, aparecen como microclina rellenando espacios intersticiales. Las hornblendas (20%) se presentan con un tamaño de grano medio a grueso entre 0.8 y 2 mm, son anhedral de color verde oscuro, en ocasiones desgarradas y elongadas y un alto porcentaje de estas exhibe bordes de reabsorción y desintegración. Las biotitas (5 – 10%) se presentan con un tamaño de grano medio entre 0.5 y 0.8 mm, levemente orientadas, desgarradas, dislocadas y alterando a hornblendas.

La escasa foliación magmática solo es reconocible a escala microscópica, evidenciado en la orientación de las plagioclasas, biotitas y algunas hornblendas. En cambio, los signos de deformación en estado sólido son más evidentes a escala de afloramiento como abundantes planos de deslizamiento e indicadores cinemáticos.

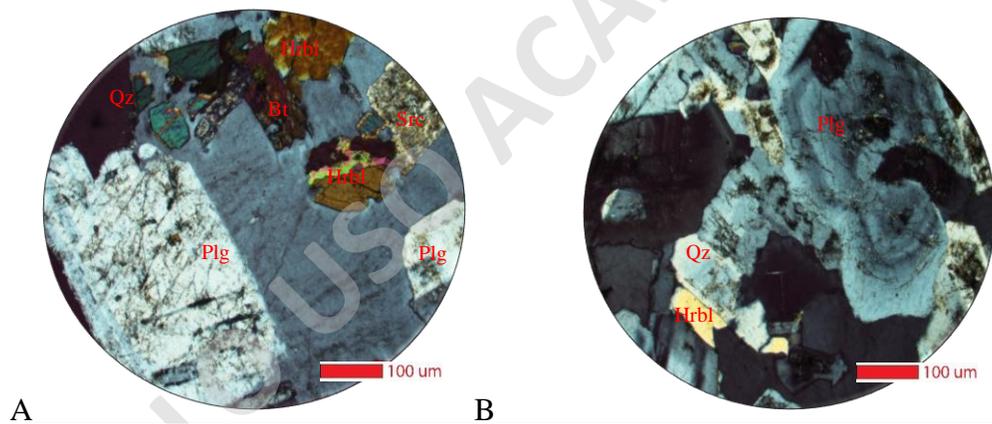


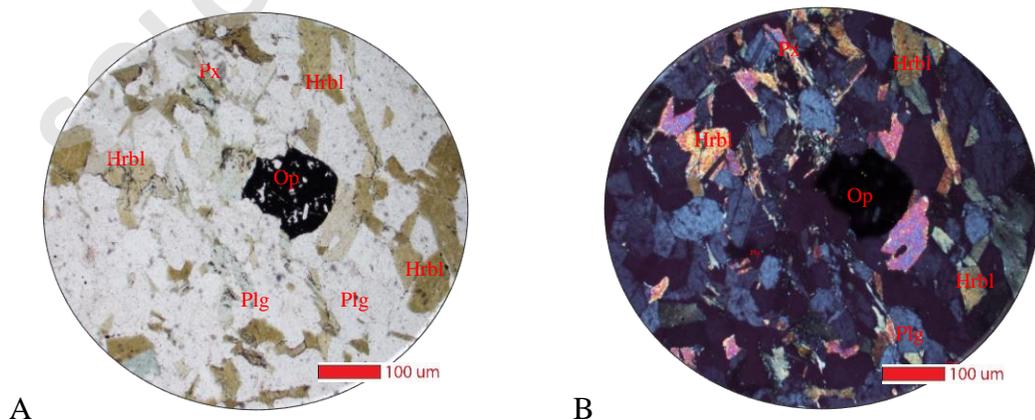
Figura 4.22: Fotomicrografía (100 μm) de la subunidad granodiorítica perteneciente a la Unidad Reloncaví. A) muestra las plagioclasas, hornblendas biotitas

Enclaves

Los enclaves de la Unidad Reloncaví son de una composición básica constituida mineralógicamente principalmente por plagioclasa, \pm cuarzo, hornblenda, biotita, piroxenos, \pm zircón, \pm apatitos y óxidos hierro (Figura 4.23). Las plagioclasas (32 – 35%) se encuentran generalmente de forma subhedral, con tamaños entre 0.2 - 0.8 mm y de forma ocasional entre 0.8 – 2 mm, con escasa zonación y parches de alteración de sericita, clorita y epidota. Los cuarzos (1-

3%) se presentan de forma anhedral, rellenando espacios con tamaños entre 0.2 y 0.5 mm. Las hornblendas (20-45%) se presentan con dos familias de tamaño principales. La primera familia, de grano medio a grueso, poseen una forma anhedral, se alojan principalmente en los bordes del enclave y en los contactos con la roca de caja. En cambio, la segunda familia la de grano fino generalmente se presenta con una forma subhedral, y se encuentran en mayor proporción que las de grano grueso, con un color verde oscuro, elongadas y orientadas con un clivaje comprimido. Las biotitas (10 - 35%) se presentan de forma subhedral a anhedral con un tamaño de grano medio a fino, en ciertos casos deformadas y orientadas al igual que las hornblendas de grano fino, estas se presentan con textura poiquilitica y glomeroporfirica asociadas a anfiboles anhedrales y a plagioclasas de grano grueso. Por último, aparecen zircones, apatitos y óxidos de hierro como accesorios (1 - 2%), de forma diseminada con un tamaño de grano fino.

La morfología de los enclaves se asocia a la cercanía de zonas de debilidad de primer orden, esto se puede apreciar en el mirador del Valle Norte, dentro del Parque Tagua-Tagua, donde los enclaves presentan un mayor tamaño, deformación, y una orientación definida. Probablemente asociado a la falla Quetrus, que pone en contacto a la Unidad Reloncaví con la Unidad Tagua-Tagua. En su mayoría, se muestran con extremos elongados y achatados, mientras que en su centro se muestra el mayor espesor y en ocasiones se muestran dislocados y cortados por vetillas de cuarzo (Figura 4.24). En cambio, los enclaves lejanos a zonas de debilidad mayores se encuentran aislados, con un grado menor de deformación, tamaño y con una orientación poco definida como se aprecia en las localidades de Puelo Bajo y Sotomó.



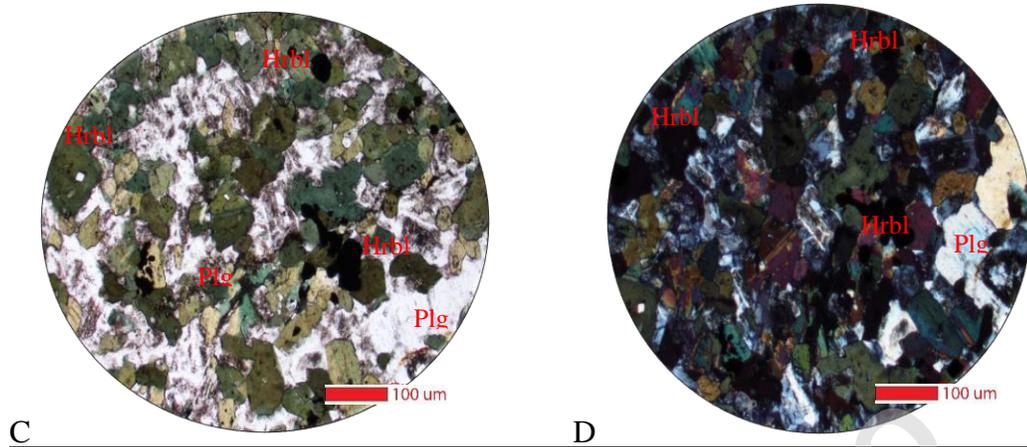


Figura 4.23: Fotomicrografía (100 μm) de los enclaves máficos pertenecientes a la Unidad Reloncaví. A) imagen a nicoles paralelo, la cual muestra la mineralogía preferencial de la de los enclaves más un opaco redondeado flotando entre cristales de plagioclasa y hornblenda. Además, muestra el fracturamiento de las hornblendas y biotitas. B) imagen a nicoles cruzados, la cual muestra la mineralogía primaria de los enclaves. Además, muestra el fracturamiento de las plagioclasas, hornblendas, biotitas y escasos piroxenos. C) La imagen muestra la segunda familia de tamaños de las hornblendas a nicoles paralelos, con colores verdes oscuros elongados y orientados, con texturas glomeroporfírica. D) imagen a nicoles cruzados que muestra los cristales intersticiales de plagioclasa y cuarzo más hornblendas de grano medio a fino con textura glomeroporfírica.

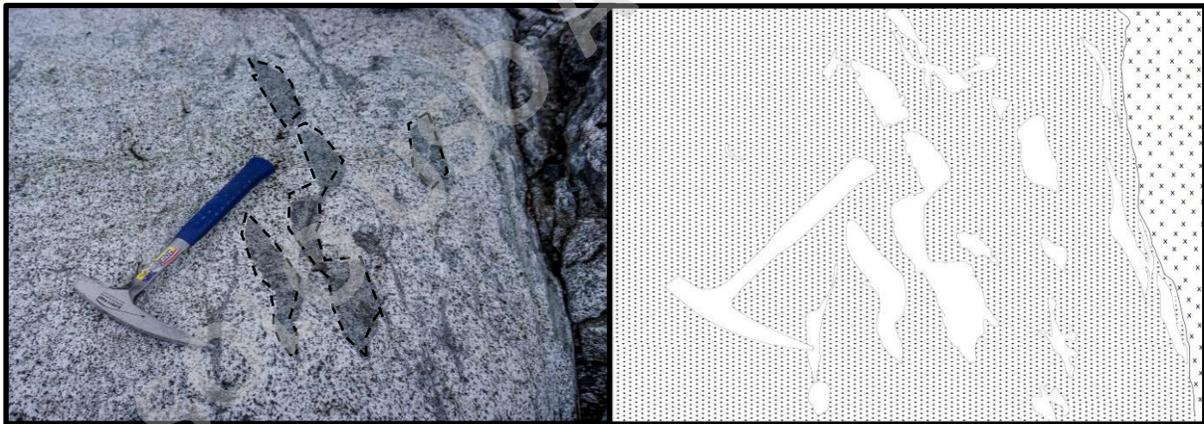


Figura 4.24: Fotografía de enclaves elongados y dislocados aledaños a una zona de debilidad.

Milonitas

Estas rocas de falla afloran de manera local en el sector del Valle Norte con forma de lente, elongado en dirección NW, la cual encuentra en contacto transicional con las tonalitas con enclaves pertenecientes a la Unidad Reloncaví y en contacto tectónico con las tonalitas de la Unidad Tagua-

Tagua. Es una roca mesocrática, con textura foliada la cual exhibe una estructura bandeada, entre minerales máficos y félsicos. Además, presenta porfidoblastos de cuarzo con tamaños variables entre 1 y 7 cm, los que se encuentran de forma elongada y orientadas con morfologías tipo colas de cizalle (Figura 4.25). Petrográficamente presenta una asociación mineral de cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + hornblendas + biotita + sericita ± clorita ± epidota. Los cuarzos, plagioclasas y los escasos feldespatos potásicos se encuentran de forma anhedral a subhedral de manera elongada y orientadas con tamaños que van entre los 0.3 a 0.8 mm, y presentan altos signos de deformación como maclas polisintéticas dislocadas y esfumadas, además, de fracturamiento (Figura 4.25). Las biotitas y hornblendas se exhiben de forma anhedral, con un tamaño de grano medio entre 0.5 y 1 mm, con un clivaje bien definido de manera elongado y orientado en la misma dirección que la foliación principal y en ocasiones con un clivaje comprimido.

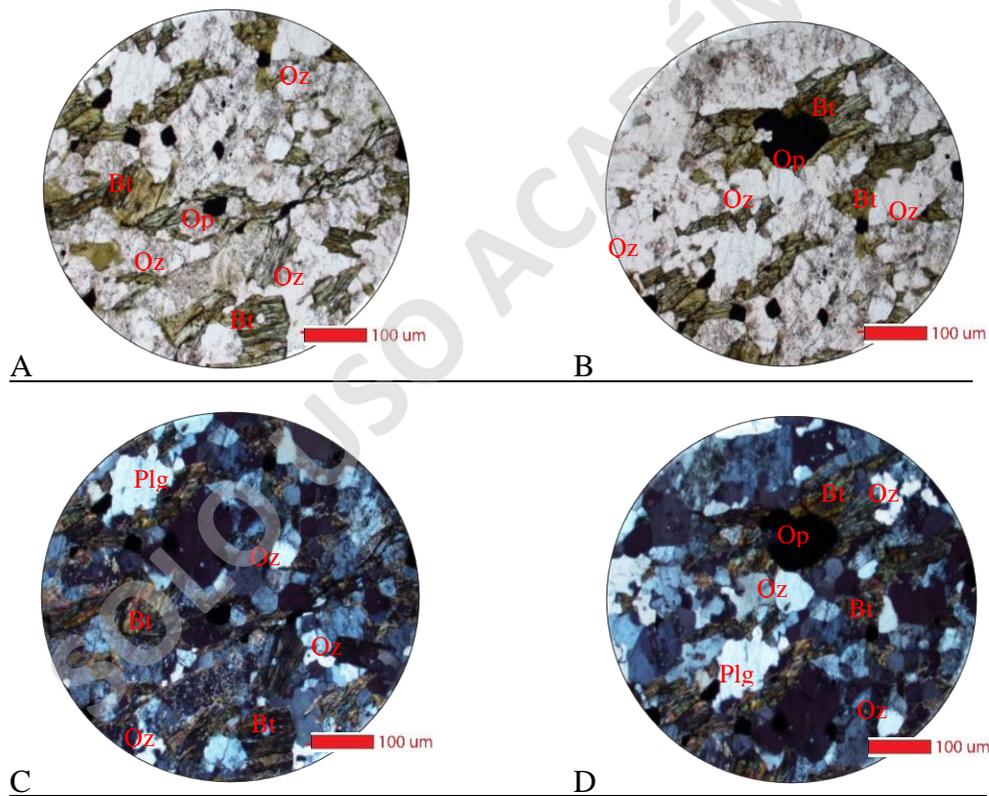


Figura 4.25: Fotomicrografía (100 µm) de las milonitas de la Unidad Reloncaví. A y B) imagen a nicoles paralelos, la cual muestra la mineralogía principal de estas rocas, el clivaje marcado de las biotitas y anfíboles más su elongación y orientación preferencial C y D) imagen a nicoles cruzados, la cual muestra la mineralogía principal de estas rocas, el clivaje marcado de las biotitas y anfíboles más su elongación y orientación preferencial.

Esta subunidad perteneciente a la Unidad Reloncaví evidencia un alto grado de deformación en la generación de estas rocas. La cual se encuentra asociada tanto al emplazamiento de los cuerpos intrusivos tonalíticos, que en primera instancia generan una leve foliación magmática debido al ascenso, el cual provoca la orientación de los minerales primario como las plagioclasas y hornblendas, como al movimiento que se genera debido a cambios en los tensores de esfuerzos regionales que provocan el movimiento de cizalle en la falla Quetrus a altas profundidades (aprox. 10 -12 km), la cual provoca la segregación mineral, el bandeamiento, pliegues en échelon (Figura 4.26, círculo rojo) y la formación de porfidoblastos de cuarzo y feldespato potásico con formas de colas de cizalle (Figura 4.26). Cabe destacar que esta roca de falla, a su vez, se encuentra intruida por pequeños filones dioríticos con claros signos de deformación frágil evidenciado en indicadores cinemáticos frágiles como lúnulas, y estrías de falla.



Figura 4.26: Fotografía de las milonitas pertenecientes a la Unidad Reloncaví, en la imagen A) se muestran los porfidoblastos de cuarzo, formando colas de cizalle las que presentan tamaños entre 1 y 8 cm de largo. En la fotografía B se muestra estos mismos porfidoblastos de cuarzo elongados más vetillas de cuarzo plegadas en échelon (Círculo rojo).

Intrusivos menores (diques)

Los cuerpos ígneos menores (diques) se encuentran a lo largo de toda el área de estudio, intruyendo a todas las unidades rocosas descritas en los apartados anteriores. Estos intrusivos fueron descritos según su composición, textura y disposición. Se presentan de forma principalmente sinuosa (Figura 4.27 a) y en ocasiones rectos y truncados por fallas locales (Figura 4.27 b). En su mayoría son de composición básica los cuales presentan bordes rectos y espesores aleatorios que van entre los 0.5 a 3 m con aureolas de contacto, de espesor variables en ocasiones bien marcados de colores

violáceos a rojizos. Petrográficamente se componen por olivino, piroxenos, plagioclasas, hornblendas, biotitas y en ocasiones vidrio. Se presentan con textura afanítica y en ocasiones porfírica con un tamaño de grano fino a medio, lo cual está directamente relacionado con el espesor y su composición.



Figura 4.27: Conjunto de diques que intruyen a las unidades presentes en la zona de estudio. A) Diques sinuosos con bordes rectos y aureolas de contacto difusas con texturas porfírica que intruyen a la Unidad Tagua-Tagua. B) Dique recto de composición básica, truncado por fallas. C) Diques sinuosos con bordes rectos bien marcados con texturas afaníticas que intruyen a la Unidad Reloncaví.

4.1.3 Depósitos

Los depósitos no consolidados expuestos en la zona de estudio, generalmente se encuentran rellenando quebradas y valles, bajos topográficos, riberas de lagos y ríos activos presentes en la zona. La fuente de estos depósitos está asociado generalmente a rocas intrusivas de composición intermedia y básica y escasas rocas metamórficas las que se encuentran aledañas a las morfologías mencionadas.

Depósitos fluviales

Se denominan así a un conjunto de arenas gravas y ripios no consolidados, asociados directamente a la escorrentía superficial de los ríos presentes en la zona (Río Puelo y Río Manso). Litológicamente corresponden a depósitos clasto soportado, bien seleccionadas, polimícticas de tamaño decimétrico a centimétrico cuyos fragmentos líticos (85%) corresponden a rocas tonalíticas, granodioritas y dioritas, con una esfericidad y redondeamiento regular.

Sus depósitos se desarrollan en morfologías de terrazas, barras, llanuras de inundación y playas en los bordes del lago Tagua-Tagua. Las terrazas laterales en ciertos sectores, se observa una imbricación de clastos con una base acanalada y estratificación centimétrica a métrica.

Depósitos coluviales.

Corresponden a depósitos macizos y clasto-soportados constituidos principalmente por gravas gruesas, ripios y bloques monomícticos, mal seleccionados y sub angulosos, inmersos en una matriz de limo y arcilla, y se alojan principalmente en quebradas pronunciadas, escarpes, desembocaduras de cauces de pendientes pronunciadas $>30^\circ$, con morfologías de conos de deyección con pendientes altas y cubriendo parcialmente roca, depósitos aluviales y/o fluviales.

Depósitos de abanico

Corresponden a gravas clasto soportados con matriz de arena. Los depósitos poseen moderada a buena selección, con clastos subangulosos a subredondeados. Poseen morfologías cónicas, con inclinación cercana a 10° , se alojan en la desembocadura de esteros y en los bordes del lago Tagua-Tagua y sobre estos se forma una espesa capa de vegetación que puede indicar actividad reciente.

Depósitos fluvio-aluviales

Corresponden a gravas, gravillas y ripios, matriz y clastosoportados de mala a moderada selección, con bloques subangulosos a redondeados. Se presentan junto a cursos fluviales principales y se consideran una intercalación o mezcla de material fluvial y aluvial.

Depósitos aluviales

Corresponden a depósitos esencialmente matriz soportado de gravas, ripios y bloques angulosos a sub-angulosos, los que en sus zonas proximales poseen espesores métricos, con fragmentos líticos de carácter polimícticos (>80% corresponden a rocas intrusivas entre dioritas, tonalitas y granodioritas), estos depósitos se encuentran en altas cumbres en comparación a los demás tipos de depósitos se pueden identificar en la zona de estudio tanto en fondos de los valles y quebradas, en ocasiones generan presas naturales, formando lagos poco profundos y bofedales.

Depósitos de remoción en masa

Depósitos clásticos mal seleccionados, matriz y clastosoportado, con clastos angulosos y tamaños que varían desde bloques hasta gravas, sin estratificación. Incluyen tanto material rocoso, sedimentos no consolidados y vegetación. Se pueden encontrar en su nacimiento como morfologías bien definidas y en sus partes más distales como bloques errantes de gran envergadura, principalmente en los senderos del Parque Tagua-Tagua.

4.2 Geología Estructural en torno al Lago Tagua-Tagua

En torno al lago Tagua-Tagua, se reconocen numerosas estructuras que deforman las rocas existentes en el área, incluso las rocas más jóvenes expuestas. Estas estructuras han tenido actividad durante distintos periodos de tiempo, hasta la actualidad, lo que se expresa en distintos tipos de evidencia que se mencionaran a lo largo de este trabajo en la zona de estudio. Dichas estructuras en algunos casos afectan solamente a rocas Mesozoicas mientras que otras deforman incluso a las Cenozoicas, lo que indica que algunas de estas estructuras son más jóvenes que otras. Asimismo, se puede reconocer regímenes tectónicos locales compresionales y extensionales, según los indicadores cinemáticos que presentan las estructuras y las relaciones de estos mismos.

En efecto, tanto el estilo de deformación como la densidad, extensión y disposición de las estructuras presentes no es igual en toda la zona de estudio. A pesar de las diferencias observadas, a escala

local existen rasgos comunes que permite definir distintos dominios estructurales como se muestra en la Figura 4.28.

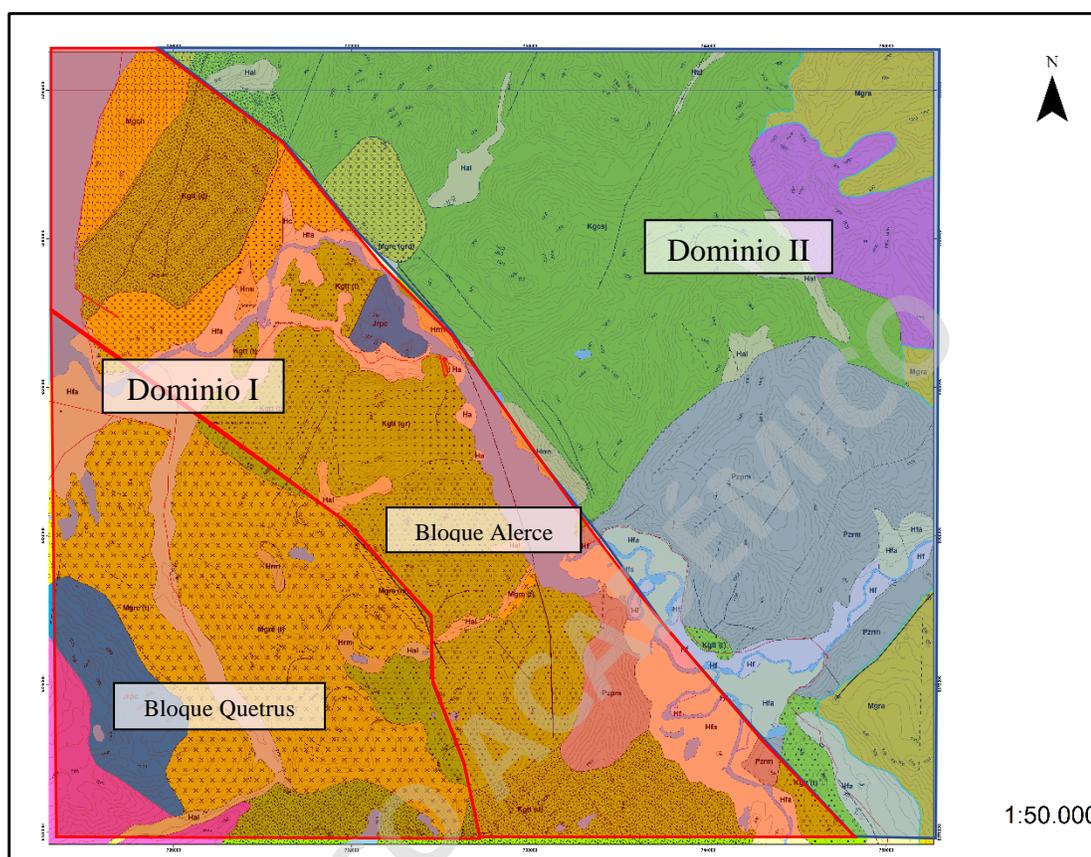


Figura 4.28: Mapa en torno al Lago Tagua-Tagua escala 1:50.000, modificado ilustrando los dominios estructurales. En rojo Dominio I, en celeste Dominio II.

Considerando lo expuesto anteriormente, en el presente trabajo se definen dos dominios estructurales principales (Figura 4.28), separados principalmente por las rocas afectadas y por la geometría de las estructuras mayores (fallas), a las cuales se asocian distintas familias de estructuras, orientación, extensión y vergencia.

El límite de estos dominios se genera de forma oblicua a la traza principal de la ZFLO y además corresponde en sí mismo a una falla de escala mayor (Falla Tagua-Tagua). lo recién mencionado será relevante en el capítulo de discusiones para intentar determinar la relación genética y temporal de estas estructuras con la ZFLO.

De oeste a este se define:

- Dominio I: ubicado en el sector suroccidental entre las faldas del Vn. Yate hasta la ribera noreste del lago Tagua-Tagua. Las estructuras afectan a los intrusivos del Cenozoico, pertenecientes a la Unidad Reloncaví y en las dioritas, tonalitas y granitos del Mesozoico perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua.

Este dominio se caracteriza por presentar dos fallas de extensiones kilométricas de rumbo NW (>10 km) y múltiples lineamientos estructurales con rumbos NW y NE. La deformación que se exhibe en este dominio es mayoritariamente frágil y en ocasiones, aledaño a las fallas principales se puede presentar una deformación frágil-dúctil a dúctil la cual se evidencia en el sector de Valle Norte y al interior del valle de Puelo Bajo.

- Dominio II: ubicado en el sector nororiental, desde el lago Tagua-Tagua hacia el noreste. La deformación afecta principalmente a rocas Mesozoicas, donde se exponen dos fallas mayores de forma paralelas con rumbos NE, las cuales ponen en contacto rocas Mesozoicas y Cenozoicas con rocas metamórficas posiblemente más antiguas que estas. Además, se presentan lineamientos de menor extensión, los cuales frecuentemente se observan espacialmente asociados a depósitos de remoción en masa.

4.2.1 Dominio I

Este dominio se encuentra dividido en dos bloques, uno occidental y otro oriental, que en este trabajo son denominados Bloque Quetrus y Bloque Alerce respectivamente (Figura 4.28). Estos bloques se encuentran separados por la falla Quetrus la cual pone en contacto a las unidades Reloncaví y Tagua-Tagua. En la Figura 4.29, se representa de manera esquemática las estructuras presentes en cada uno de los bloques, y su posible forma y profundidad, además, de remarcar las diferencias más relevantes de los bloques tanto con la deformación de los enclaves y milonitización en los intrusivos cenozoicos como de manera estructural mostrando las fallas de primer orden.

Bloque Quetrus

Se ubica en la parte occidental del Dominio I, con una extensión aproximada de 183 km², en dirección NW, limitado al oeste por los estratos Jurásicos de la Formación Pichicolo y depósitos del Vn. Yate, y, al este por la Falla Quetrus. Este bloque concentra las mayores evidencias de deformación, exhibiendo rocas de falla de carácter cohesivas como lo son las milonitas y una alta

densidad de enclaves elongados y deformados de la Unidad Reloncaví como se muestra en el perfil del bloque Quetrus (Figura 4.29).

La deformación de este bloque se divide en dos familias. La primera, son las estructuras de primer orden, los que se conforman por lineamientos de larga extensión en dirección NW, dividiendo intrusivos de distintas edades, generando estructuras de acomodo las que corresponderían a su vez a estructuras de segundo orden.

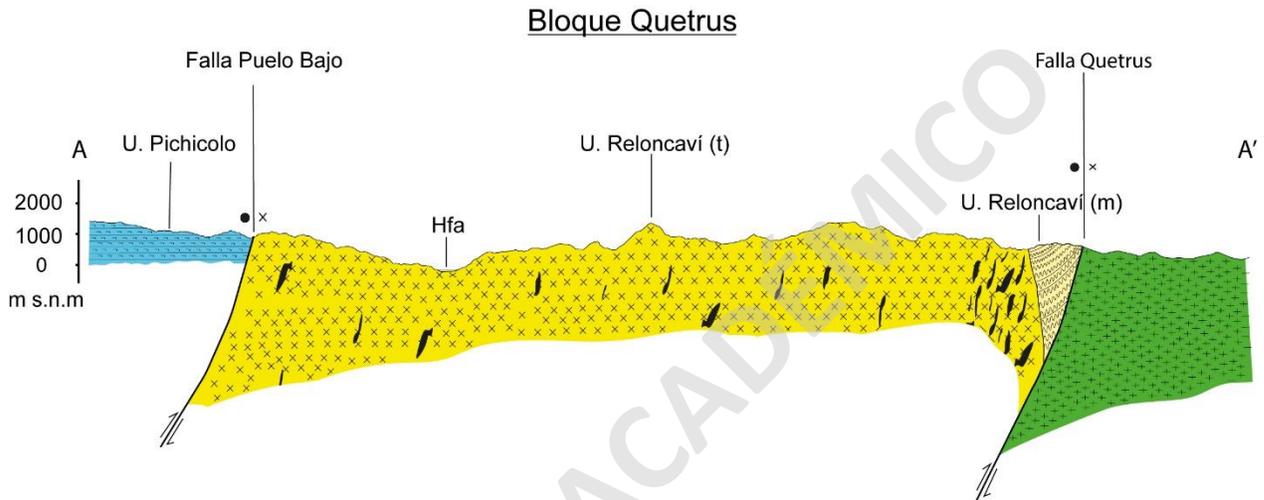


Figura 4.29: Perfil esquemático Bloque Quetrus orientado SW-NE.

a) Estructuras de primer orden

Falla Quetrus

La Falla Quetrus (Figura 4.30), aflora en el sector del Valle Norte con una extensión visible de a de 6 km aproximadamente, al interior del parque Tagua-Tagua, siendo el contacto entre la Unidad Tagua-Tagua y la Unidad Reloncaví. Presenta un rumbo aproximado N50W-N45W, con un manteo aparentemente subvertical, con una vergencia hacia al este y de carácter inversa (Figura 4.29 y 30). Esta falla se infiere por aproximadamente 6 km más, en dirección hacia el noroeste hasta el sector de Puelo Bajo y por 3 km hacia el sureste, hasta el contacto entre las tonalitas con las granodioritas de la Unidad Tagua-Tagua (Ver Mapa Anexo).



Figura 4.30: Imagen de la Faglia Quetrus, con vista hacia al interior del Parque Tagua-Tagua.

Falla Puelo Bajo

Corresponde a una falla inversa de vergencia este, reconocida previamente por Sernageomin (1995), que pone en contacto los intrusivos de la Unidad Reloncaví, con estratos de la Formación Pichicolo (Figura 4.29). La cual posee un rumbo en dirección N40W-N35W, con un manteo aparente subvertical y al igual que la Faglia Quetrus vergente levemente al este con una extensión aproximada de 5 km.

b) Estructuras y lineamientos de segundo orden

Estas estructuras son principalmente planos de fallas asociadas a lineamientos mayores, fallas conjugadas, diques y vetillas, estrías de falla, enclaves elongados, lúnulas y bandeamiento mineral. Estas se presentan en la Tabla 4-2 con su análisis cinemático respectivo.

El análisis estructural generado para este tipo de estructuras fue desarrollado en el programa Dip's y Faultkin[®], con el fin de realizar proyecciones estereográficas y así poder determinar direcciones preferenciales, esfuerzos mayores y cinemáticas, lo que da como resultado ocho distintas orientaciones de esfuerzos principales, los que se clasifican en tres tipos de regímenes de esfuerzos principales (Tabla 4-2).

Tipo de estructura	Ubicación	Unidad afectada	Red Estereográfica	Tipo de régimen de esfuerzos	σ_1
Fallas conjugadas	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			
Planos de falla	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			
Diques máficos	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			
Diques ácidos	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			
Enclaves	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			
	Cascajal	U. Reloncaví (grd)			
	Puelo Bajo	U. Reloncaví (ton)			
Bandeamiento; Foliación	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			
Estrías	Puelo bajo	U. Reloncaví (ton)			
Lunulas	Valle Norte	U. Reloncaví (ton)			

Tabla 4-2: Tabla explicativa del análisis estructural para el bloque Quetrus.

- Compresión N-S y extensión E-W
- Compresión NE-SW y extensión NW-SE

- Compresión NW-SE y extensión NE-SW

Los regímenes de los esfuerzos principales expuestos en la tabla anterior están directamente asociados con el indicador cinemático medido y la secuencia cronológica en que estos se originaron.

Bloque Alerce

Se ubica en el sector oriental del Dominio I (Figura 4.28), extendiéndose por 308 km², con una elongación en dirección NW, desde la localidad de Cascajal hasta la confluencia del río Puelo con el río Manso. Este bloque exhibe generalmente una deformación de carácter frágil, representada por una alta densidad de fallas tanto a macro como mesoescala (m), acompañada de diaclasas, diques y múltiples indicadores cinemáticos las que se extienden y desarrollan principalmente en las unidades Tagua-Tagua, Reloncaví y Cochamó (Figura 4.29).

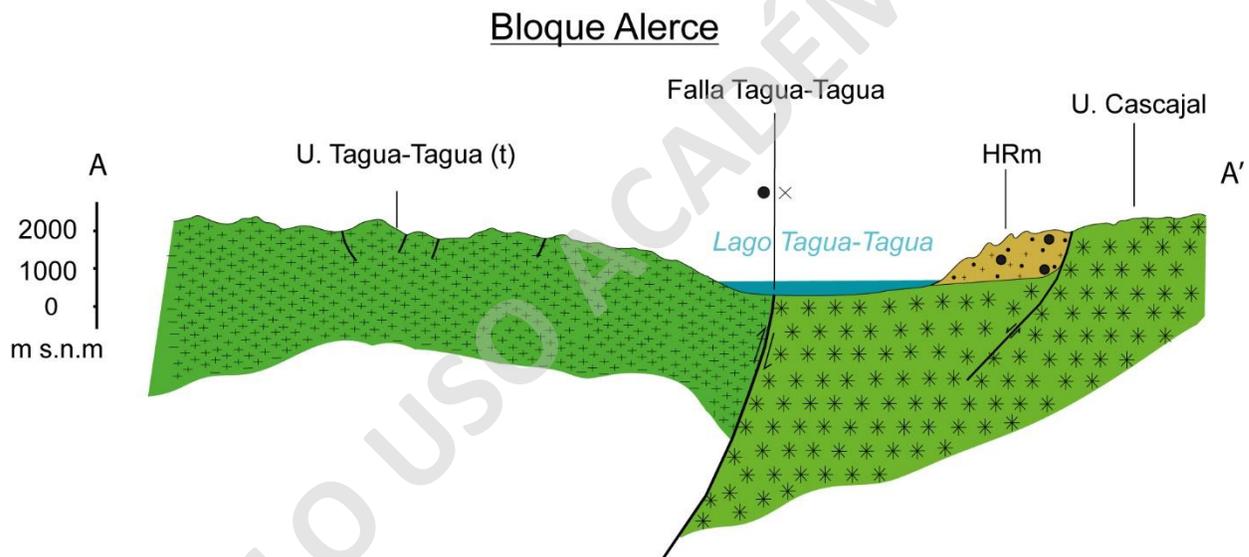


Figura 4.31: Perfil esquemático del Bloque Alerce. Traza orientada SW-NE

Al igual que el bloque Quetrus las estructuras alojadas en el bloque Alerce son divididas en estructuras de primer orden y segundo orden. Siendo las estructuras de primer orden las de mayor extensión y deformación asociada. El ejemplo más claro es la falla Tagua-Tagua, la cual se extiende por aproximados 26 km, con rumbo preferencial al NW (Ver mapa Anexo), cortando toda el área de estudio (Figura 4.28 y 4.31).

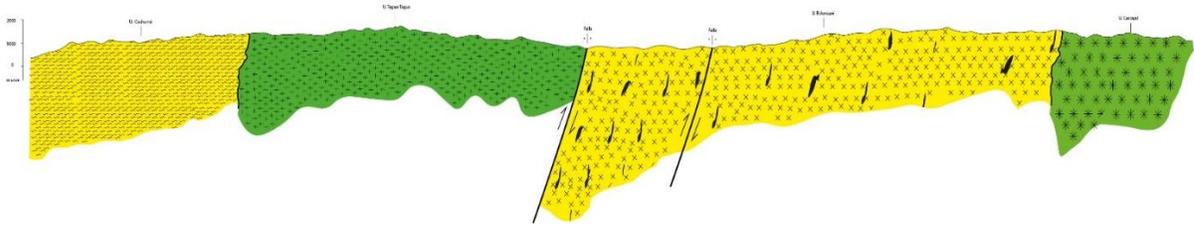


Figura 4.32: Perfil esquemático Bloque Alerce, ladera NE con respecto al Lago Tagua-Tagua. Traza orientada NW-SE.

Cabe destacar que el bloque Alerce presenta una mayor cercanía a la traza principal de la ZFLO, en especial en el sector de Cascajal. Y la deformación alojada en este sector es mayor a la de los otros bloques y dominios descritos en este trabajo, ya que, en este sector resalta la mezcla de estilos deformacionales.

a) Estructuras de primer orden

Falla Tagua-Tagua

La falla Tagua-Tagua se extiende por aproximados 26 km en la zona de estudio, siendo el contacto de la Unidad Tagua-Tagua con la Unidad Cascajal, posee un rumbo aproximado de N30W, se presenta como una falla inversa con una cinemática sinistral y un manteo aparentemente subvertical de vergencia al este como se muestra en la Figura 4.31. Esta se interpreta en base al cambio litológico, la morfología de facetas triangulares en los bordes del Lago Tagua-Tagua (Figura 4.33 b), la elongación, morfología y orientación del valle como también la del lago. Esta falla a lo largo de su extensión varía levemente su rumbo, pero no cambia su dirección general hacia el NW en el área de estudio. Fuera del área de trabajo esta falla sigue por aproximados 40 km, con una variación en el rumbo hacia el oeste hasta el Vn. Calbuco. Esta falla se considera una falla activa principalmente por las morfologías que se generan a lo largo de su traza principal, como lo son las facetas triangulares y las remociones en masa que se exhibe principalmente en la ribera NE del Lago Tagua-Tagua (Figura 4.33 a y b).

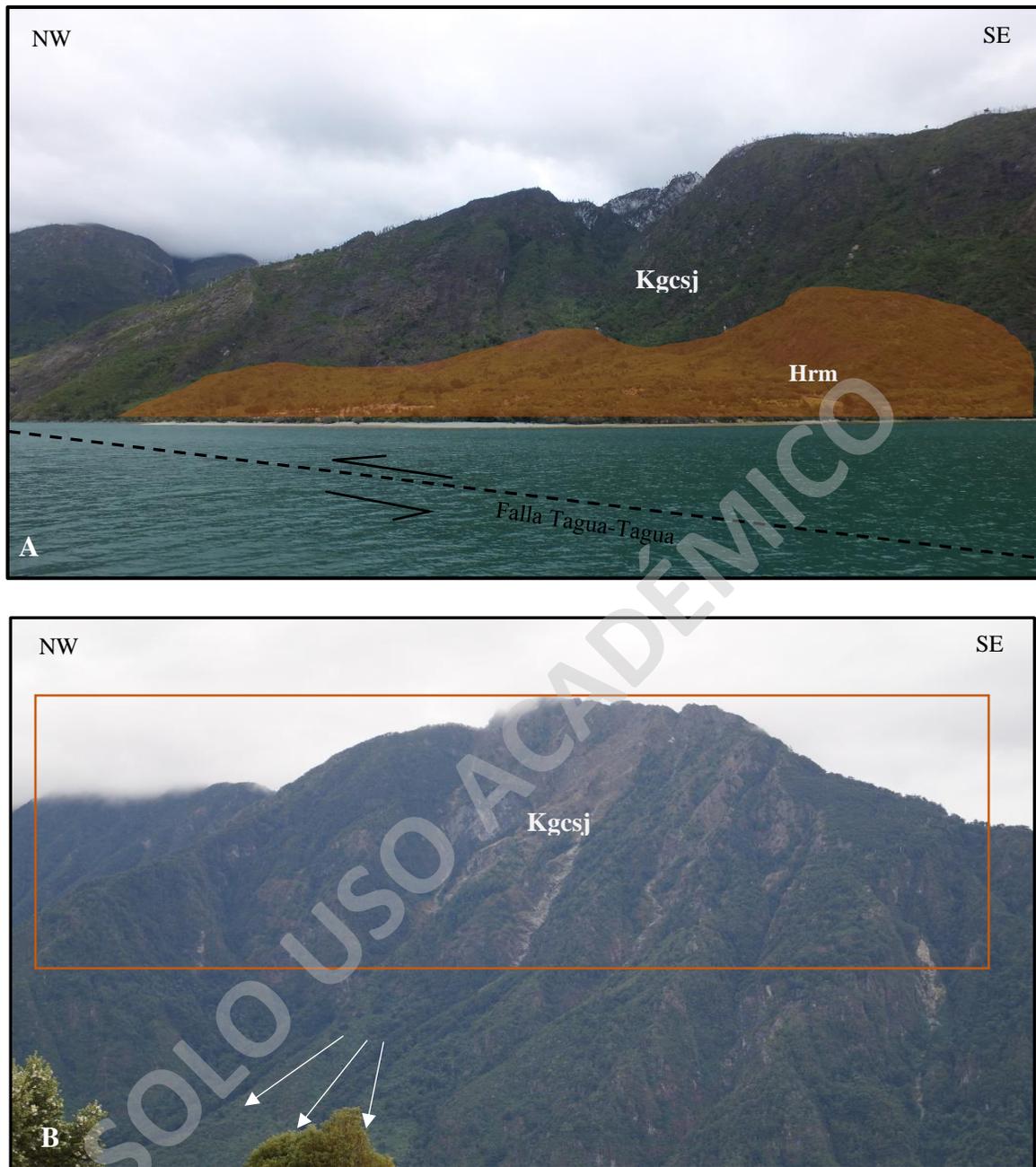


Figura 4.33: Fotografía tomada desde la ribera SW del Lago Tagua-Tagua. (a) Depósitos de remoción en masa, asociado a la actividad de la zona de falla Tagua-Tagua. (b) Facetas triangulares ribera NE Lago Tagua-Tagua (estructuras de una tectónica activa).

Falla Puelo Alto

La falla Puelo Alto se extiende por aproximados 6 km y es nombrada así por su localidad homónima. Presenta un rumbo aproximado N25E, con un manteo subvertical y sin una vergencia

clara. Se interpreta bajo criterios de información recopilada por mapeos previos tanto del Sernageomin (1995) y Carrasco, (1995), y por reconocimiento de imágenes satelitales multiespectrales realizadas en este trabajo. Esta falla separa rocas intrusivas Jurásicas de la Formación Pichicolo de las tonalitas y granitos de la Unidad Tagua-Tagua (Ver mapa anexo).

Fallas Observadas

Estas son tres fallas ubicadas en el sector entre, Cascajal y Sotomó, aledaño a la desembocadura del Río Puelo, estas se exponen en dirección NE/SW paralelas entre sí, con extensiones mínima de 3 km y una máxima de 8 km, con manteos aparentemente subverticales y una vergencia al NW. Una de estas fallas, la más occidental cumple como contacto inferido aparentemente tectónico entre las unidades Cochamó y Tagua-Tagua (Figura 4.32), esto se propone debido a múltiples evidencias de estructuras deformacionales en este sector, como lo son rocas de fallas no cohesivas (salbanda y brechas de falla), indicadores cinemáticos y una mayor deformación de carácter frágil-dúctil en las cuarzodioritas de la Unidad Cochamó, que en las rocas de la unidad Tagua-Tagua (Ver mapa anexo).

Fallas inferidas

Estas son dos fallas inferidas determinadas bajo el método de análisis de imágenes satelitales multiespectrales y morfologías asociadas a eventos de deformación. La primera falla inferida es la que se ubica al interior del Parque Tagua-Tagua y pone en contacto a las tonalitas con enclaves de la Unidad Reloncaví con las tonalitas leucocráticas de la Unidad Tagua-Tagua, se presenta con un rumbo aproximado N45°E, un manteo aparentemente subvertical y se infiere su extensión por aproximados 3 km. La segunda falla inferida alojada en el bloque Alerce se ubica en el sector de las altas cumbres al este de la localidad del Cascajal y Sotomó, La cual presenta un rumbo aproximado N20/25°E, con un manteo aparente subvertical sin una vergencia clara y es el contacto entre las granodioritas de la Unidad Reloncaví con las dioritas de la Unidad Tagua-Tagua. A estas fallas se le asocian morfología del valle cerrados, escarpes pronunciados y alta densidad de fracturas (Ver mapa anexo).

Tipo de estructura	Ubicación	Unidad afectada	Red Estereográfica	Tipo de régimen de esfuerzos	σ_1
Fallas conjugadas	Parque Tagua-Tagua	U. Tagua-Tagua (Ton)			
	Parque Tagua-Tagua	U. Reloncaví (Ton)			
Planos de falla	Fiordo de Reloncaví	U. Cochamó (Qdr)			
	Fiordo de Reloncaví	U. Cochamó (D)			
	Parque Tagua-Tagua	U. Reloncaví (Ton)			
	Parque Tagua-Tagua (L-NW)	U. Tagua-Tagua (Ton)			
	Parque Tagua-Tagua (L-SE)	U. Tagua-Tagua (Ton)			
	Parque Tagua-Tagua (L-SE)	U. Tagua-Tagua (Ton)			
Diques máficos	Fiordo de Reloncaví	U. Cochamó			
	Parque Tagua-Tagua	U. Tagua-Tagua (Ton)			
	Punta Canelo	U. Tagua-Tagua (gr)			
Diques ácidos	Parque Tagua-Tagua	U. Tagua-Tagua (Ton)			
Estrías	Fiordo de Reloncaví	U. Cochamó (Qdr)			
	Parque Tagua-Tagua	U. Tagua-Tagua (Ton)			
	Punta Canelo	U. Tagua-Tagua (gr)			

Tabla 4-3 Tabla explicativa del análisis estructural para el Bloque Alerce.

b) Estructuras y lineamientos de segundo orden

Estas estructuras son principalmente planos de fallas asociadas a lineamientos mayores, fallas conjugadas, diques y vetillas, estrías de falla, enclaves elongados, lúnulas y bandeamiento mineral. Estas se presentan en la Tabla 4-3 con su análisis cinemático respectivo.

El análisis estructural puso en evidencia que cinco sistemas de deformación en el bloque Alerce, los cuales se emplazan en la Unida Reloncaví, Cochamó y Tagua-Tagua. Estas estructuras muestran cuatro sistemas de esfuerzos distintos, siendo los más frecuentes:

- Compresión NW-SE y extensión NE-SW
- Compresión NNW-SSE y extensión NNE-SSW
- Compresión E-W y extensión N-S
- Compresión NE-SW y extensión NW-SE

Los regímenes de los esfuerzos principales expuestos en la tabla anterior están directamente asociados con el indicar cinemático medido y la secuencia cronológica en que estos se originaron.

4.2.2 Dominio II

Este dominio tiene como límite occidental la Falla Tagua-Tagua, mientras que su borde oriental abarca hasta los depósitos volcánicos Pleistocenos de la zona de estudio (Ver Mapa Anexo). En el sector sur de este dominio, el límite es el Río Manso donde aflora la secuencia metamórfica que se describe en el presente trabajo, la que comprende las unidades Río Manso y Punta Maldonado. Las que se encuentra delimitada por 2 fallas con rumbos NE-SW, con una extensión aproximada de 8 km, de carácter inversas y una vergencia hacia al SE (Figura 4.34) alzando el bloque de rocas metamórficas.

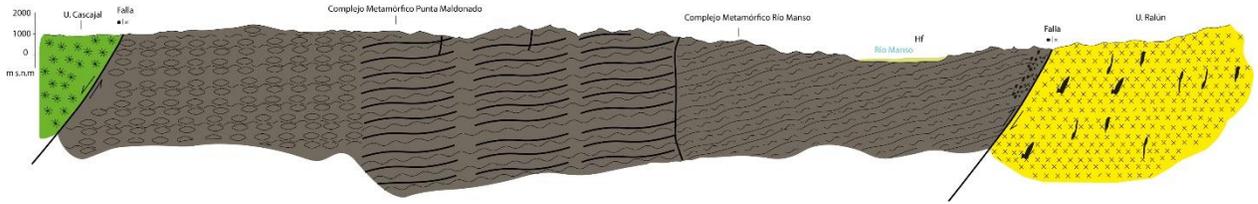


Figura 4.34: Perfil esquemático Dominio II. Trazo NW-SE.

Este dominio alberga una deformación de carácter frágil-dúctil muy marcada, con una foliación, plegamiento y fracturamiento distinguible, tanto a escala de afloramiento como microscópica. Además, se observan múltiples lineamientos mayores en dirección NW-SE y NE-SW y otros son inferidos en estas mismas direcciones.

El dominio II presenta una morfología abrupta, con cumbres que sobrepasan los 1600 m s.n.m, con escarpes kilométricos que modelan el paisaje. En el sector de llanada grande en la confluencia del río Puelo con el río Manso se observan los afloramientos que muestran la mezcla de los dos tipos de deformación indicados en la Tabla 4-4.

Tipo de estructura	Ubicación	Unidad afectada	Red Estereográfica	Tipo de régimen de esfuerzos	σ_1
Planos de Falla	Río Manso / Río Puelo	Complejo Metamórfico Río Manso			
Diques Máficos	Río Manso / Río Puelo	Complejo Metamórfico Río Manso			
Diques Felsicos	Río Manso / Río Puelo	Complejo Metamórfico Río Manso			
Estrais	Río Manso / Río Puelo	U. Tagua-Tagua (Ton) Dextral			
	Río Manso / Río Puelo	U. Tagua-Tagua (Ton) Sinistral			

53.

Tabla 4-4: Tabla explicativa del análisis estructural para el Dominio estructural II.

Estos indicadores de movimiento se dividen en cuatro sistemas de deformación en el dominio II, Estas estructuras muestran tres sistemas de esfuerzos distintos, los más frecuentes son:

- Compresión NE-SW y extensión NW-SE

- Compresión NNE-SSW y extensión NNW-SSE
- Compresión NW-SE y extensión NE-SW

Esta deformación es principalmente frágil y se aloja en las unidades del Complejo Metamórfico Rio Manso y la Unidad Tagua-Tagua. Y refleja un comportamiento rígido en el movimiento de las estructuras mayores.

4.3 Geoquímica en torno al lago Tagua-Tagua

Respecto a la geoquímica de las unidades intrusivas y metamórficas definidas en el presentes estudio, a continuación, se muestran los diagramas de los resultados de los análisis de elementos mayores, trazas y tierras raras. Estos análisis se realizaron en el Laboratorio ACME de Bureau Veritas, usando las técnicas ICP-OES para elementos mayores e ICP-MS para elementos trazas, con distintos límites de detección para cada elemento.

Los datos geoquímicos, obtenidos en este trabajo fueron normalizados considerado como 100% a la suma de óxidos mayores. Ninguna muestra fue descartada del estudio, pues los contenidos de LOI de todas las muestras están dentro de los rangos aceptables.

Estos datos son de carácter inéditos y contribuyen a la escasa información de la región. Además, se incorporan a los análisis geoquímicos pertenecientes a trabajos anteriores realizados en las cercanías del área de estudio (Carrasco, 1995; López-Escobar *et al.*, 1995; Sernageomin BRGM, 1995). Los cuales corresponden a unidades intrusivas, metamórficas e hipabisales menores que se encuentran afectadas y deformadas por la ZFLO al igual a las que se exponen en este trabajo.

4.3.1 Elementos Mayores

Las rocas muestreadas y analizadas en el presente estudio, al ser normalizadas como 100% a la suma de óxidos, exhiben un rango de contenido SiO₂ entre 42.66-75.35%. Según el diagrama TAS (Figura 4.35), las rocas analizadas en este estudio corresponden a rocas de composición intermedia, que van desde gabros hasta granitos, con un contenido de álcalis entre 2.0-7.5% en peso, siendo su afinidad geoquímica principal subalcalina, según este diagrama.

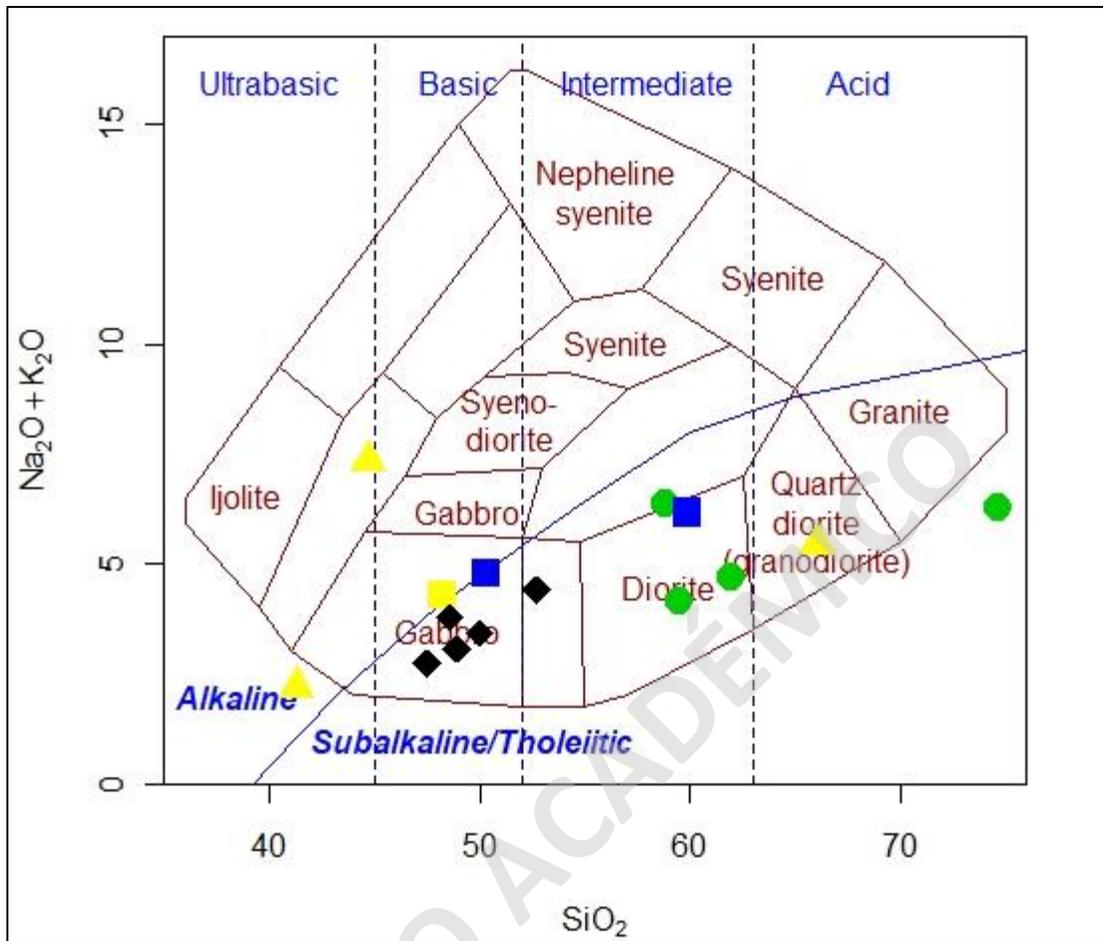


Figura 4.35: Diagrama TAS modificado de Cox et al., (1979), con datos normalizados para la representación la litología según su química.

Según el diagrama AFM, las muestras analizadas se ubican principalmente en el campo calcoalcalino según los parámetros de Irvine & Baragar, (1971) (Figura 4.36) con leves anomalías tanto para la unidad Tagua-Tagua como para la unidad Reloncaví. En el diagrama K_2O v/s SiO_2 , las muestras presentan un patrón creciente discontinuo con una gran dispersión en los datos a excepción de las muestras pertenecientes a los diques. Ellas se agrupan en los campos definidos por Le Maitre *et al.*, (1989) para rocas calcoalcalinas de medio a alto K, en el caso de los miembros más diferenciados, en el campo para rocas toleíticas de bajo K (Figura 4.37), es el caso de la mayoría de las muestras básicas a intermedias del Batolito Norpatagónico. Cabe destacar que, para el grupo de muestras de la Unidad Reloncaví, una de ellas cae en la serie calcoalcalina rica en K (Figura 4.37).

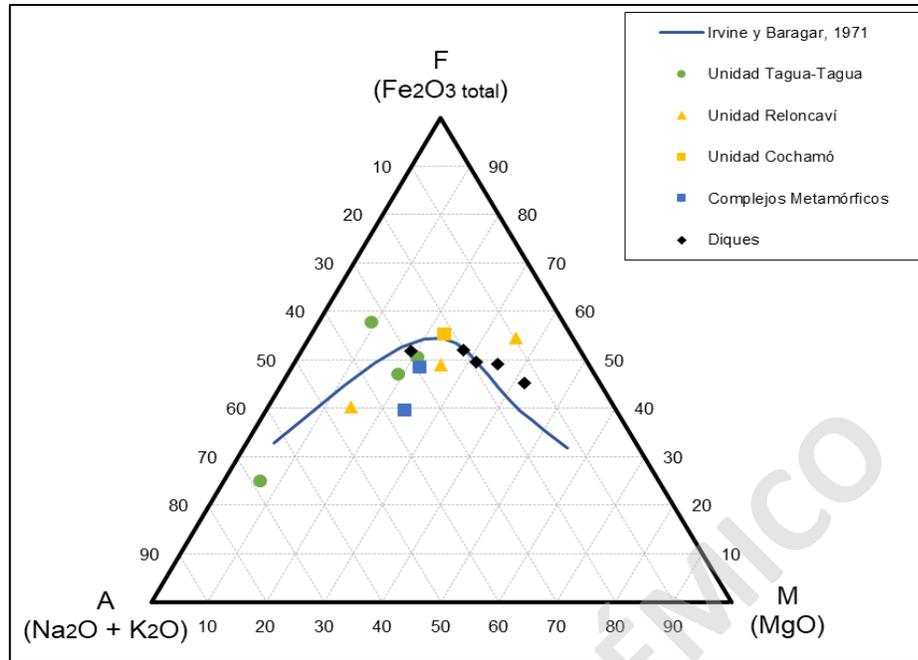


Figura 4.36: Diagrama AFM modificado de Irvine y Baragar, 1971. Demostrativo del ambiente tectónico de formación de los cuerpos intrusivos.

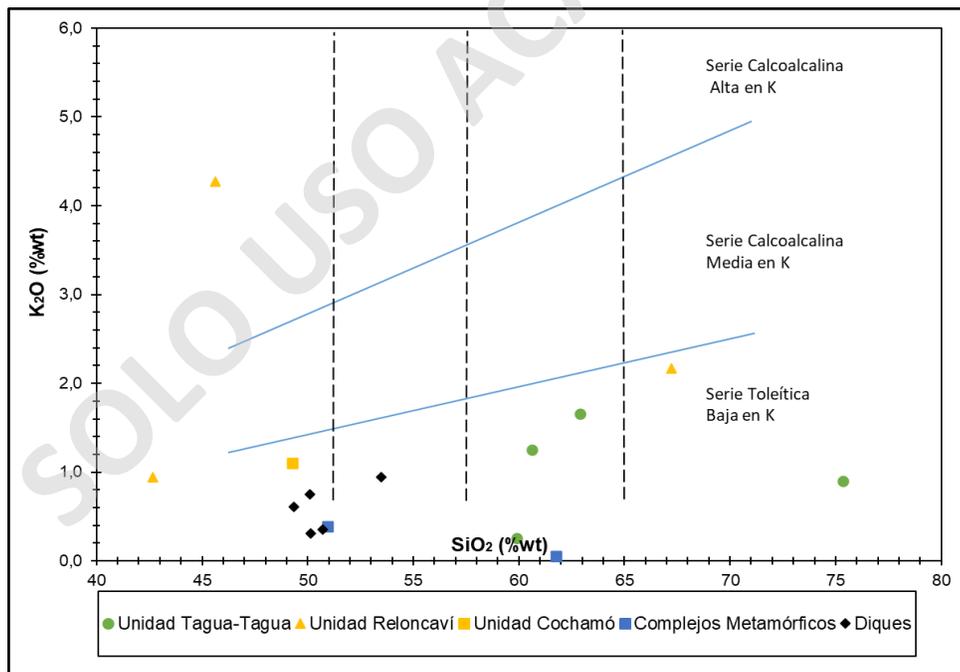


Figura 4.37: Diagrama de clasificación de series magmáticas según su concentración de K.

Los diagramas Harker para los óxidos mayores (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , MnO , CaO , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5) se presentan en la Figura 4.38 y 4.39. Estos gráficos se realizaron en el programa R, al igual

que el cálculo de MgO como $MgO/(MgO+Fe_2O_3^T)$, para una mayor correlación en datos con el fin de obtener una mayor precisión, al comparar estas muestras con las unidades descritas en el capítulo de petrografía y así poder determinar de mejor manera los contactos ente los litodemas reconocidos. Las muestras presentan valores de este último parámetro entre 0,58 y 9,08. Esto fue realizado debido a que las tendencias con respecto al SiO_2 , no son de todas claras, debido a la composición principalmente intermedia de las muestras analizadas.

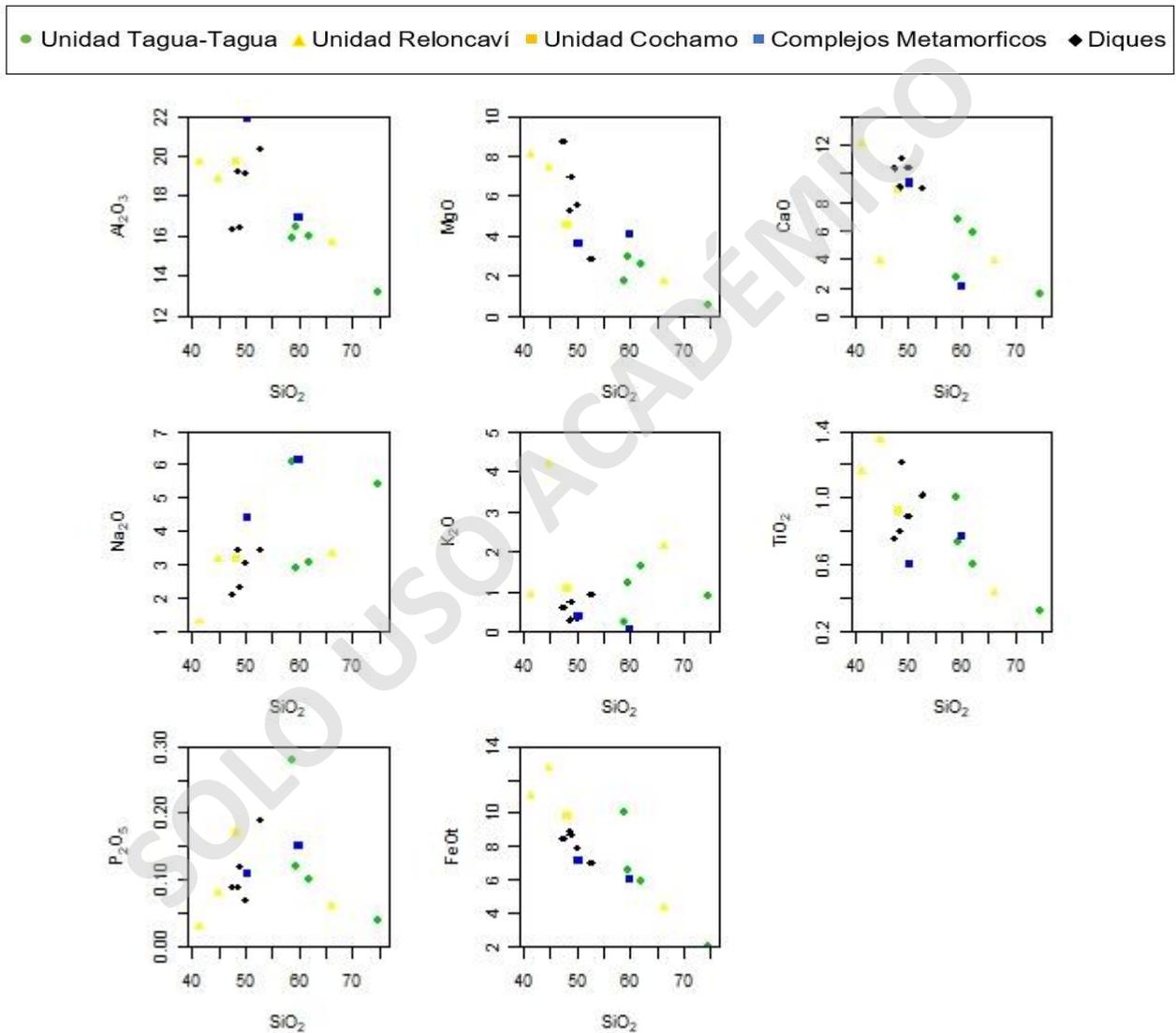


Figura 4.38: Diagrama Harker de óxidos mayores según el contenido de sílice.



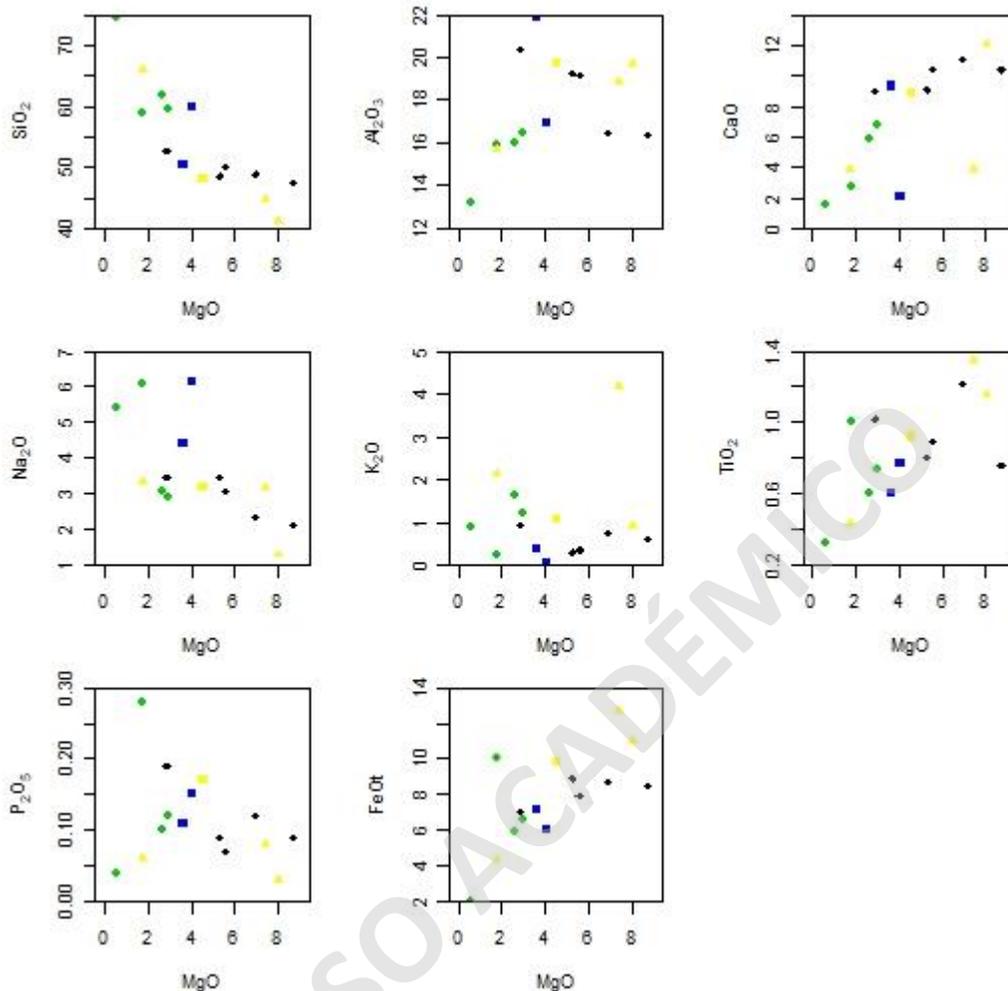


Figura 4.39: Diagramas Harker de óxidos mayores según el contenido de magnesio.

%	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	Sum	K ₂ O+Na ₂ O	CaO/Al ₂ O ₃
MIN	42,66	13,38	2,31	0,59	1,64	1,33	0,05	0,32	0,03	0,02	0,00	100,00	2,27	0,12
MAX	75,36	22,18	14,41	9,09	12,42	6,31	4,28	1,38	0,29	0,22	0,09	100,00	7,50	0,67

Tabla 4-5: Tabla de los contenidos máximos y mínimos normalizados de los óxidos mayores.

Los óxidos de AL, Mg, Ca, Fe, P y Ti en la Unidad Tagua-Tagua presentan un comportamiento uniforme decreciente y una baja dispersión en los datos con respecto al sílice. El MgO presenta una tendencia fuertemente creciente en los miembros básicos a intermedios y luego decreciente en los miembros más ácidos (Figura 4.38). Los óxidos de Na se presentan con un comportamiento creciente con el aumento del sílice con una dispersión media. Por otro lado, el K₂O y el P₂O₅ presentan valores entre 0.05% y 4.28% y entre 0.04 y 0.29% respectivamente (Tabla 4.5), donde

en las muestras básicas a intermedias los datos se encuentran con una alta dispersión sin distinción de una tendencia clara respecto al contenido de sílice.

Para la Unidad Reloncaví, el comportamiento de los elementos mayores presenta una alta dispersión entre sus muestras, con tendencias relativamente decrecientes con respecto al sílice para los óxidos de Al, Mg, Ti y Ca. Por otro lado, los óxidos de Na, K, P y Fe se presentan con una alta dispersión entre sus muestras lo que dificulta la distinción de una tendencia clara con respecto al sílice y cabe destacar que son las únicas muestras en presentar un contenido significativo de K con respecto a las otras muestras analizadas. En estos gráficos y en los de elementos traza, podemos observar un gap composicional entre miembros básicos e intermedios ácidos, esto por comportamientos pseudo uniforme creciente en una baja dispersión entre dos muestras con respecto al sílice y una muestra con un comportamiento decreciente con respecto al magnesio (Figura 4.39). Por lo cual se podría reconocer o proponer un posible carácter bimodal en el magma que formo esta unidad o solo un sesgo de muestreo.

Las muestras analizadas pertenecientes a los complejos metamórficos muestra, una tendencia negativa con una moderada a alta dispersión en sus datos para los óxidos de Al, Ca y Fe con respecto al sílice, no así, para los óxidos de Mg, Na, Ti y P los cuales presentan un pendiente positiva y baja dispersión entre sus datos (Figura 4.38). Las anomalías más abruptas son en el Al y en el K, ya que, son las que exponen los valores extremos respectivamente, tanto el Al el que se encuentra con valores máximos de 22.18% y el K con el mínimo con un 0.05% en roca total (Tabla 4 – 5).

Los diques que afloran en el área de estudio presentan una pendiente negativa en los óxidos de aluminio con respecto al sílice, tienen un enriquecimiento de Ca en comparación al Na lo que indica un comportamiento normal de composición básicas (Figura 4.38). Pero en comparación al magnesio (Figura 4.39) se muestran dos familias o ya que los patrones de los óxidos se comportan de manera semi horizontal, excepto una muestra la cual es un dique porfídico el cual genera la separación de estos diques.

4.3.2 Elementos Traza

Elementos Compatibles

En esta sección se describe el comportamiento de algunos elementos traza como Cr, Ni, Co, Sc y V. Estos minerales se consideran minerales compatibles con los minerales máficos primarios los que se muestran en la Figura 4.40 en los diagramas Harker de estos elementos.

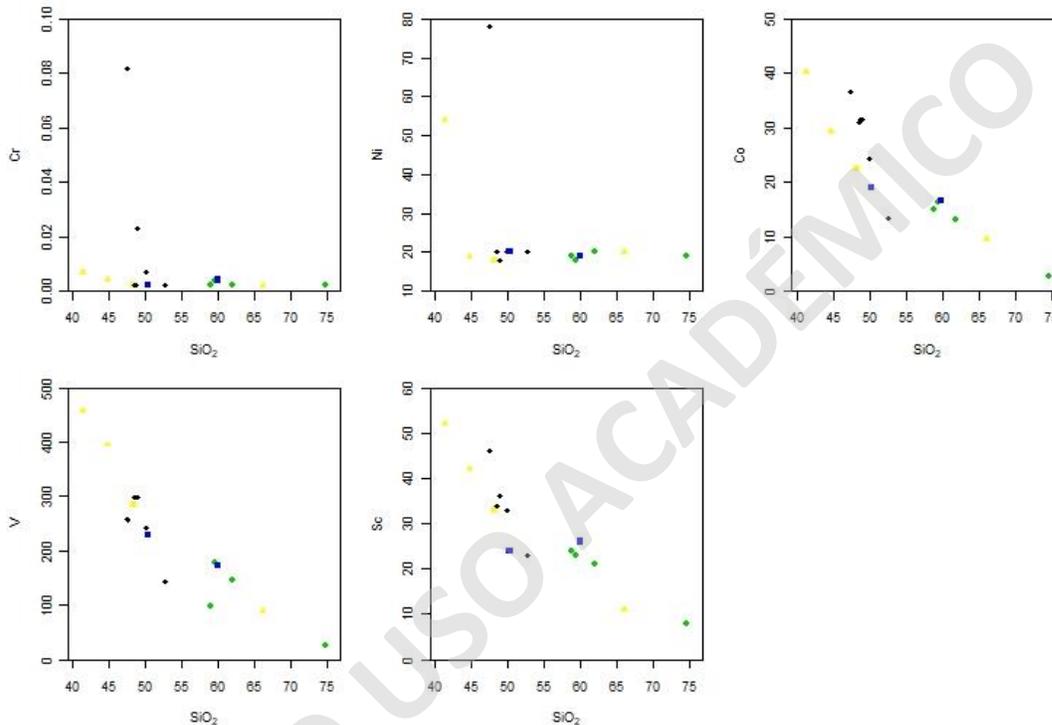


Figura 4.40: Diagrama Harker de elementos traza compatibles con respecto al contenido de sílice

Estos diagramas muestran, que a medida que aumenta el porcentaje de sílice en las muestras decae el contenido de elementos compatibles. Para la Unidad Reloncaví presenta valores altos en Co, Sc y V, para dos de sus tres muestras las que tienen un menor porcentaje de sílice. Para la Unidad Cochamó presenta rangos intermedios con la misma relación versus sílice y para la Unidad Tagua-Tagua exhibe valores aún más deprimidos para estos elementos con la tendencia negativa más clara con respecto a las otras unidades, debido a la baja dispersión entre datos. Para las muestras pertenecientes a los diques, presentan una tendencia negativa con un alta pendiente, es decir, son más susceptibles al aumento o disminución de la sílice. Además, dos muestras pertenecientes

diques revelan contenido considerable de Cr y Ni, el cual presentaría un comportamiento igual al resto de las muestras (Figura 4.40).

Elementos LILE

En el siguiente apartado se describe el comportamiento de tres elementos generalmente con un comportamiento altamente incompatible en el fundido con respecto al SiO₂, debido a su bajo potencial iónico, su alto radio, y a su vez por su alta movilidad en los fluidos. Los diagramas Harker de Ba, Rb y Sr se presentan en la Figura 4.41.

En los diagramas de variación de elementos no se observa una tendencia puntual para los grupos de muestras, puesto que existe una alta dispersión entre las muestras de una misma unidad probablemente por procesos de alteración (reflejado en la formación de epidota y clorita en el apartado de petrografía), a excepción de los diques que muestran un patrón constante y una baja dispersión entre los sí.

Para la Unidad Tagua-Tagua se observan con una posible tendencia decrecientes principalmente en el Ba y Sr con respecto al aumento de la sílice, el cual se observa en la Figura 4.41, exceptuando la muestra M.A.R-07 que posee una concentración aún más baja en relación con la tendencia observada, esto se puede apreciar de manera más clara en el diagrama de Sr/SiO₂, el cual decae de forma similar a la muestra M.A.R-30 (granito). La Unidad Reloncaví presenta una alta dispersión en su grupo de muestra y con altas concentración de Ba, Rb y Sr con respecto a la sílice en las muestras M.A.R-11 y M.A.R-43. En cambio, para la muestra M.A.R-14 se encuentra con valores bajos en estos minerales incompatibles, en comparación a las otras muestras de esta unidad (Figura 4.41).

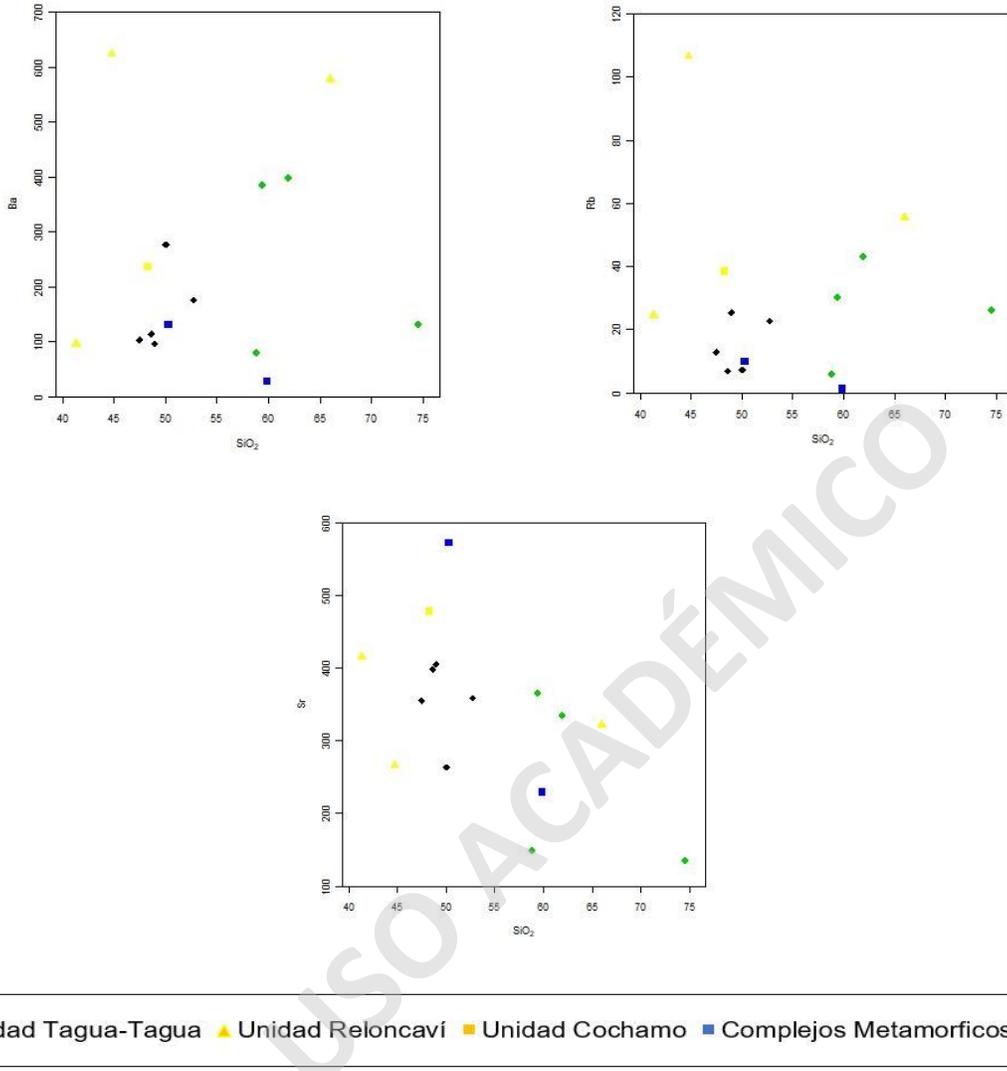


Figura 4.41: Diagrama Harker de elementos incompatibles livianos con respecto al sílice.

Elementos HFSE

En esta sección se describe el comportamiento de los elementos HFSE con respecto al sílice, se grafica el Y, Nb, Zr, Hf y Th los que se caracterizan por poseer una alta carga iónica y un bajo radio, debido a que tienen un comportamiento incompatible con fases minerales, lo que hace que sean altamente resistentes a la alteración, lo que tiende a una menor movilización de estos elementos. Una alta razón podría deberse a la formación de minerales accesorios los cuales concentran estos elementos (circón y apatito).

En los diagramas de variación de elementos, la mayoría de las muestras de las unidades estudiadas en este trabajo presenta un comportamiento poco representativo con el aumento de la sílice, con una dispersión alta entre los datos por grupo de muestras (Figura 4.42). Sin embargo, es posible establecer un patrón creciente para estos elementos a medida que la sílice aumenta. Esto se observa principalmente en la Unidad Tagua-Tagua y en los diques que intruyen en la zona, solo que en los diques la tendencia creciente presenta una mayor pendiente que la Unidad Tagua-Tagua.

La relación de los HFSE de la Unidad Reloncaví con respecto sílice, exhibe un comportamiento similar a la Unidad Tagua-Tagua, con excepción a los valores de Y, los cuales presentan una pendiente negativa para los que presentan una menor presencia de sílice. Cabe destacar el aumento de Th para la muestra M.A.R-43 en la Unidad Reloncaví con respecto al grupo de muestras de esta unidad como se observa en la Figura 4.42.

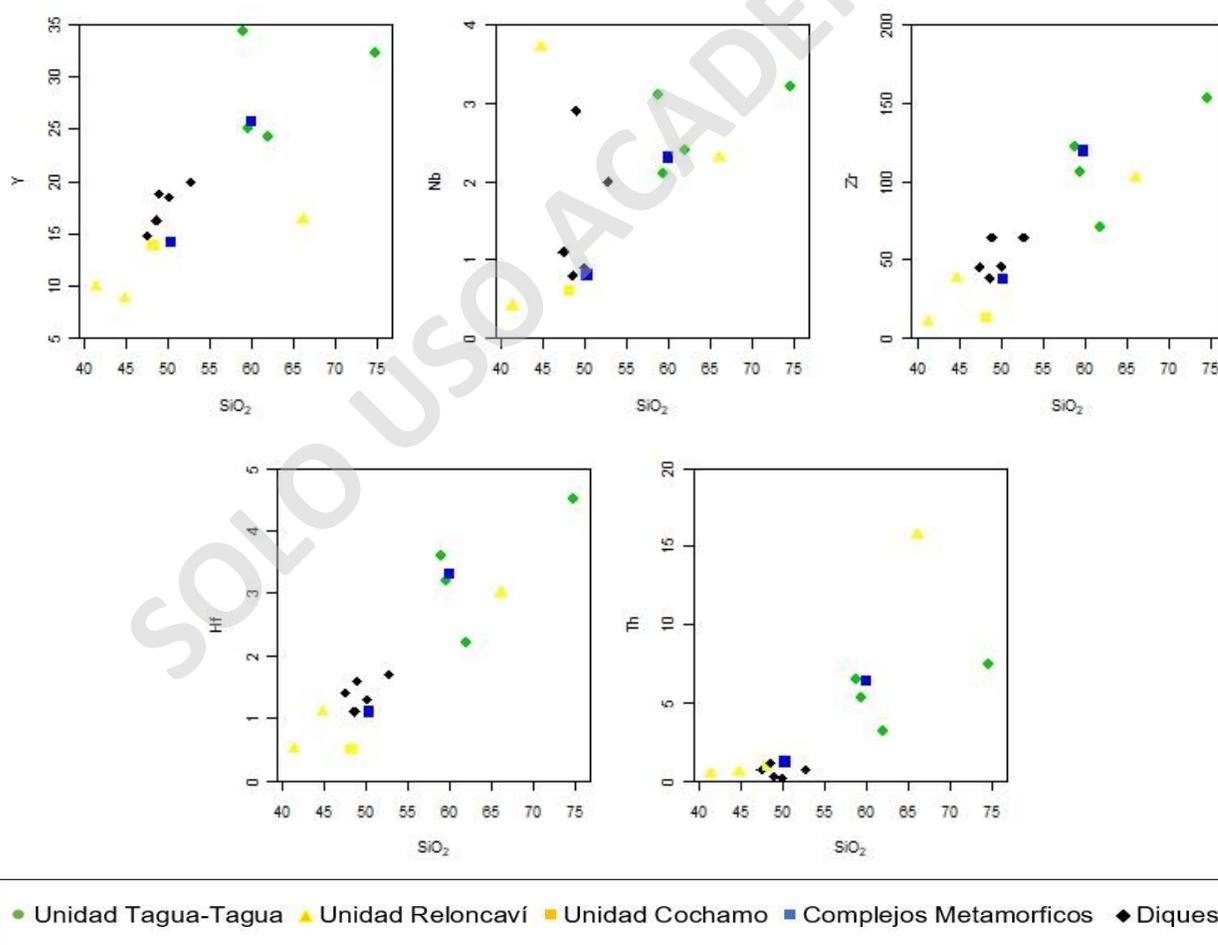


Figura 4.42: Diagrama Harker de elementos incompatibles pesados con respecto al sílice

4.3.3 Tierras Raras (REE)

En la presente sección se muestran los resultados de los análisis de tierras raras realizados a las muestras de este estudio. Estas se agruparon por unidad y se compararon según valores del manto primitivo de Sun y McDonough, (1989), comparando solamente las unidades intrusivas mayores descritas en este trabajo, dejando aparte los complejos metamórficos debido a su metamorfismo se podrían verse afectados los resultados.

La Figura 4.43 muestra el comportamiento de tierras raras para las muestras de la Unidad Tagua-Tagua normalizadas a manto primitivo. El patrón de las muestras analizadas se comporta relativamente homogénea, con una tendencia decreciente para las tierras raras livianas (LREE) y un decaimiento abrupto en Eu. Por otra parte, las tierras raras pesadas (HREE) se comportan con un patrón levemente creciente, paralelo entre sí, para la mayoría de las muestras de esta unidad, a excepción de la muestra M.A.R-30, la cual presenta una pendiente mayor de carácter positivo para estos elementos. Cabe destacar el paralelismo que existe entre los patrones de las muestras intrusivas de esta unidad.

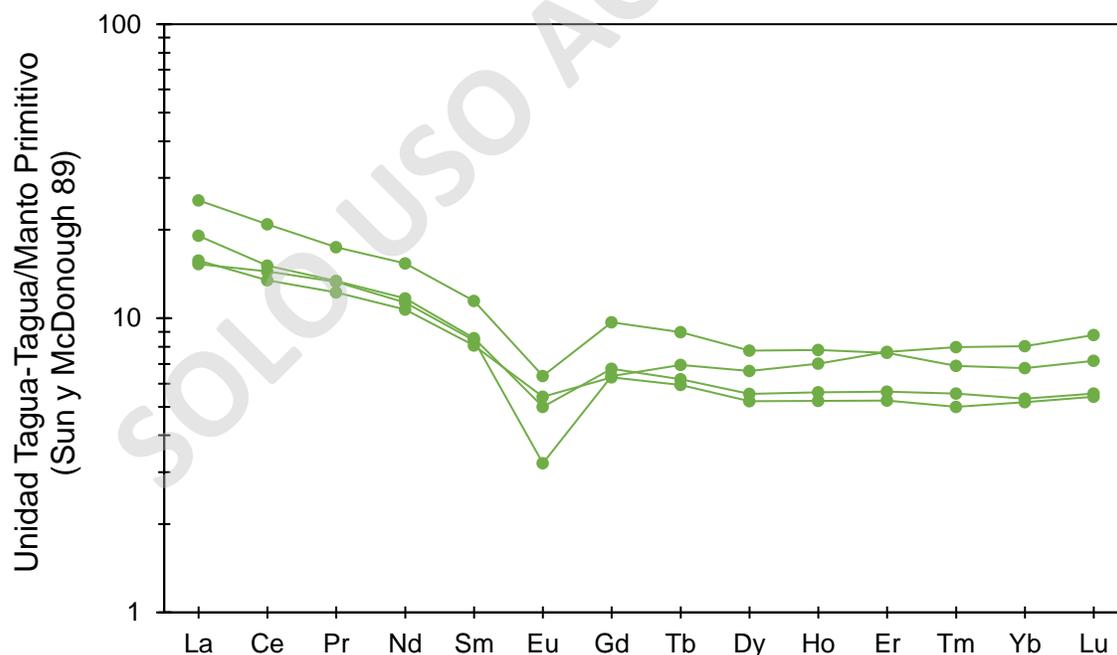


Figura 4.43: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para la Unidad Tagua-Tagua.

El diagrama para la Unidad Reloncaví se presenta en la Figura 4.44, donde se observa que las muestras no despliegan un patrón constante y parejo entre ellas, si no, que son relativamente distintas entre sí, sobre todo en las LREE donde se muestra un enriquecimiento sustancial en la muestra M.A.R- 43 con una tendencia negativa suave hasta el Nd, en donde decrece abruptamente en el Eu, para luego volver a presentar un patrón subhorizontal, para las HREE. Esta tendencia cóncava, se presenta con menor pendiente para la muestra M.A.R-11, con un patrón de tierras raras con una menor variación entre los elementos livianos, con un enriquecimiento considerable para el Eu con respecto a las otras LREE y al igual que la muestra M.A.R-43 presentan un patrón creciente subhorizontal para las HREE con un leve anomalía positiva en el Er. Para la muestra M.A.R -14 (enclave), el comportamiento de la curva se presenta con un pseudo patrón recto entre los elementos livianos v/s pesados, se puede discretizar un empobrecimiento de minerales como el La, Ce, Pr y Sm con respecto a un leve enriquecimiento constante de Nd a Gd, para luego empobrecerse levemente de manera constante en HREE (Figura 4.44).

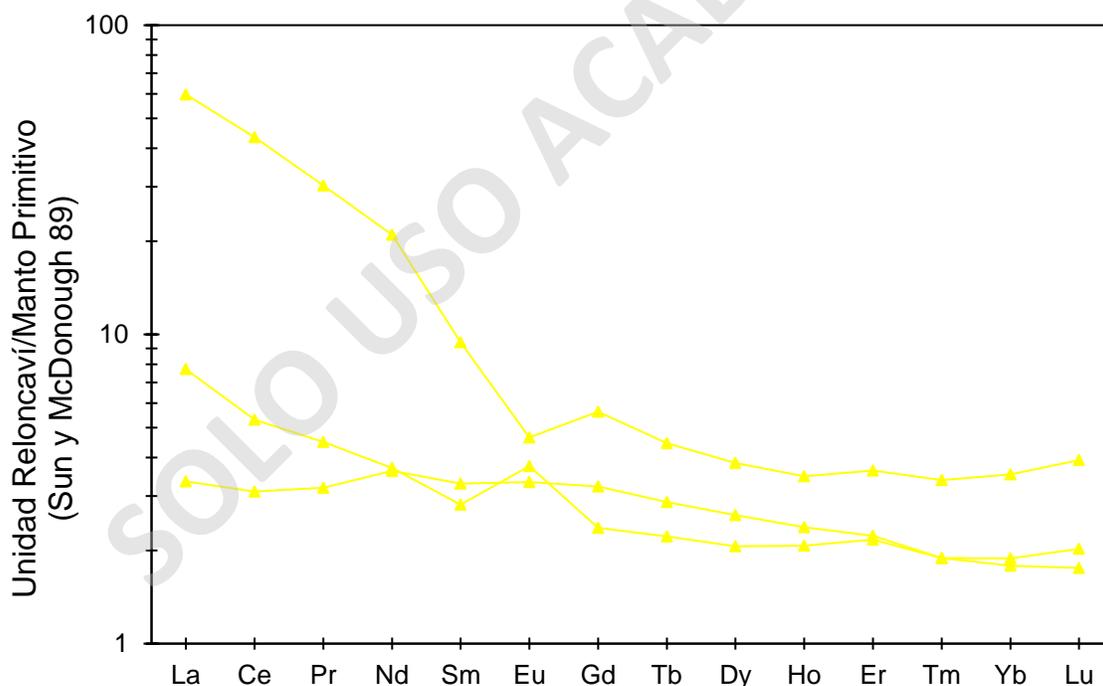


Figura 4.44: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para la Unidad Reloncaví.

En la Figura 4.45 se presenta una comparación de los patrones de REE de las unidades intrusivas anteriormente descritas con la Unidad Cochamó, con el fin de visualizar con mayor precisión los

valores anómalos y posibles correlaciones con las demás unidades presente en la zona. La Unidad Cochamó se presenta con una curva cóncava no muy marcada, debido al enriquecimiento relativamente homogéneo entre las LREE y al aumento de los valores de Eu y Nd con respecto al resto de las tierras raras livianas. Además, se puede apreciar el tramo de la curva representativo a las HREE, se evidencia una tendencia positiva con un mayor enriquecimiento en Er y un decaimiento en Tm, para luego seguir esta tendencia creciente.

Cabe destacar el valor de Eu con respecto a las otras tierras raras, ya que este último muestra una tendencia a decaer para la Unidad Tagua-Tagua. Por el contrario, para la Unidad Reloncaví y Cochamó tiene un comportamiento similar, lo que propone que los magmas posiblemente tendrían un mismo origen (Figura 4.45).

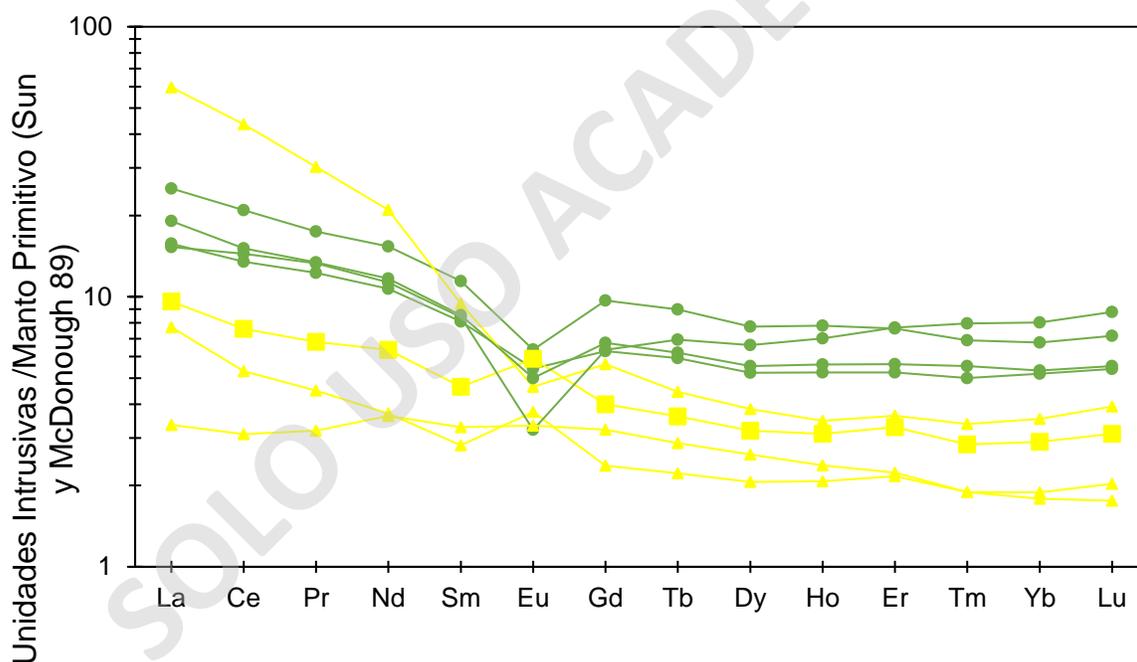


Figura 4.45: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para las Unidades Tagua-Tagua, Reloncaví y Cochamó de manera comparativa.

En relación con los intrusivos menores presentan un comportamiento subhorizontal, paralelo entre las muestras, con un leve enriquecimiento en LREE, con anomalías positivas en Eu, y patrones rectos para las HREE (Figura 4.46).

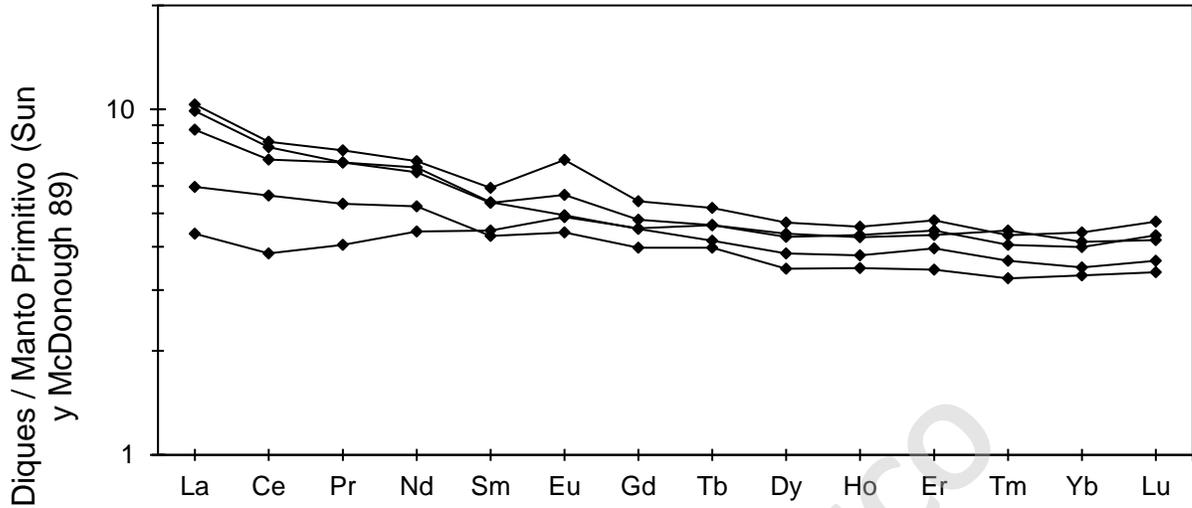


Figura 4.46: Diagrama Spider de REE normalizado a manto primitivo para los intrusivos menores (diques).

Todas las muestras analizadas presentan valores de tierras raras enriquecidos con respecto a manto primitivo. Esto último se observa en la Figura 4.47, donde los valores de La, Yb y Sm presentan una tendencia decreciente con una baja dispersión de los datos con el aumento de sílice en las muestras de la Unidad Tagua-Tagua. La tendencia decreciente que tiene esta unidad en las razones de Sm/Yb podría deberse al fraccionamiento que ocurren en las HREE, considerando una mayor compatibilidad con respecto a las LREE, lo cual se aprecia en la Figura 4.47, la cual evidencia un patrón cóncavo hacia arriba para las muestras de esta unidad.

Se observa una la tendencia creciente de las razones de La/Yb, La/Sm y Sm/Yb respecto al contenido de sílice con una dispersión media alta para la Unidad Reloncaví. El aumento de estas razones con respecto al SiO₂, responde a un enriquecimiento tanto del La como del Sm en las muestras de la Unidad Reloncaví, sin que haya una disminución de este elemento con el aumento del de la sílice (Figura 4.47).

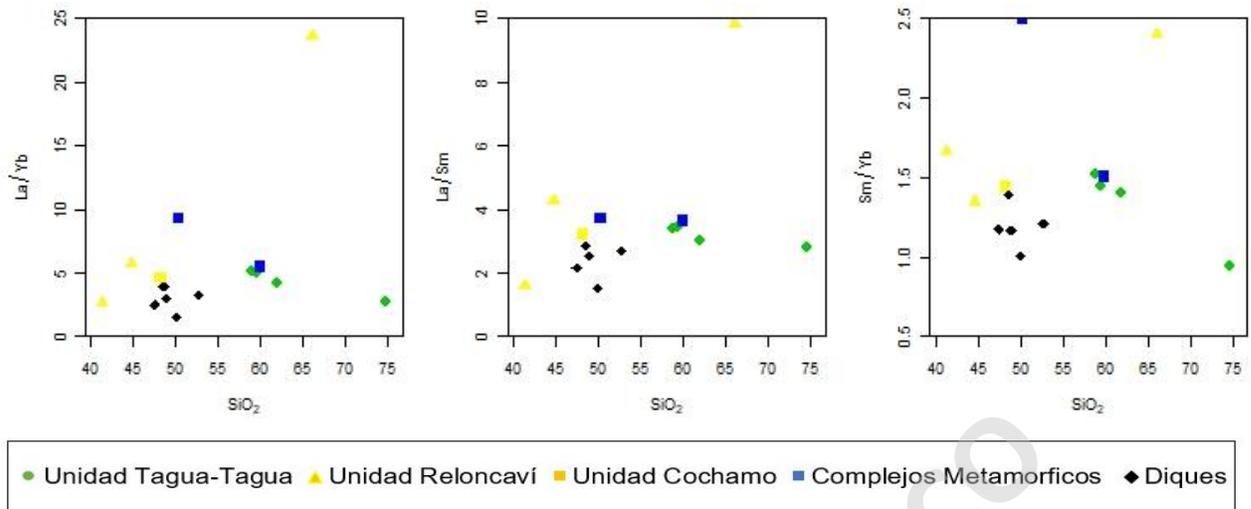


Figura 4.47: Diagrama Harker entre las razones de La/Yb , La/Sm y Sm/Yb con respecto al sílice.

Cabe destacar que los valores de las muestras analizadas en este estudio presentan bajos porcentajes en el contenido de elementos trazas y REE en comparación a otras rocas ígneas emplazadas de la misma región.

5 DISCUSIÓN

A partir de la información recopilada en el presente trabajo y de un análisis petrográfico, geoquímico, estructural y de datos geocronológicos disponibles en la literatura, se discuten los posibles eventos geológicos ocurridos en la zona de estudio durante el Mesozoico que dieron origen al paisaje geológico expuesto en la zona.

5.1 Edades y correlación

Las edades asignadas para las unidades definidas en el presente trabajo son propuestas mediante la correlación, según litología, geoquímica, distribución espacial y relaciones de contacto, con unidades previamente definidas.

Las rocas que afloran en la zona de estudio son principalmente pertenecientes al BNP las que, según Adriasola, 2005., Sernageomin, 1995 y Carrasco, 1995 poseen edades que van desde el Cretácico hasta el Mioceno, por lo tanto, a las unidades intrusivas definidas en el presente estudio se les deberían asignar edades comprendidas en este rango de edades según los criterios

mencionados. En primer lugar, la Unidad Tagua-Tagua se correlaciona con la Super Unidad Puelo (SUP) definida por Carrasco, 1995, en base a lo siguiente:

- Ambas unidades en cuestión presentan tendencias decrecientes en sus diagramas Harker para el Al, Mg, Ca, Ti y P (Figura 5.1).
- Ambas unidades están enriquecidas en tierras livianas y empobrecidas en Eu.
- Aunque la extensión de la de la Unidad Tagua-Tagua es menor a la SUP la primera de estas coincide espacialmente con esta última.
- En Ambas unidades se encuentran litologías de composición intermedia a intermedia acida, en su mayoría tonalitas ricas en hornblendas, biotitas dislocadas y escasas plagioclasas zonadas, dioritas, granodioritas con acumulación de hornblendas y escasos granitos leucocráticos.

En base a lo recién expuesto y a dataciones radiométricas expuestas en la Figura 5.2 (Carrasco, 1995; Sernageomin, 1995), se le asigna a la Unidad Tagua-Tagua una edad entre los 117 Ma y 87 Ma (Cretácico Inferior – Cretácico Superior). Además, la Unidad Cascajal descrita en este trabajo también se correlacionaría con la SUP, aunque solamente bajo el criterio de coincidencia espacial, resultando entonces la Unidad Cascajal definida en este trabajo con una edad entre los 121 Ma y 102 Ma (Cretácico Inferior – Cretácico Superior) (Figura 5.2).

Las edades obtenidas para unidades similares han sido realizadas mediante métodos de datación k/Ar, Ar/Ar en hornblenda y biotitas (Carrasco, 1995; Sernageomin, 1995), y por trazas de fisión en apatitos (Adriasola, 2005). Estos análisis realizados por otros autores se complementan, con un análisis geoquímico de elementos mayores y de georreferenciación de muestras datadas. Lo que permite realizar la correlación según los patrones geoquímicos y punto geográfico de las muestras estudiadas en el presente trabajo con la de otros autores y así acotar la edad de formación de las unidades y los eventos de deformación.

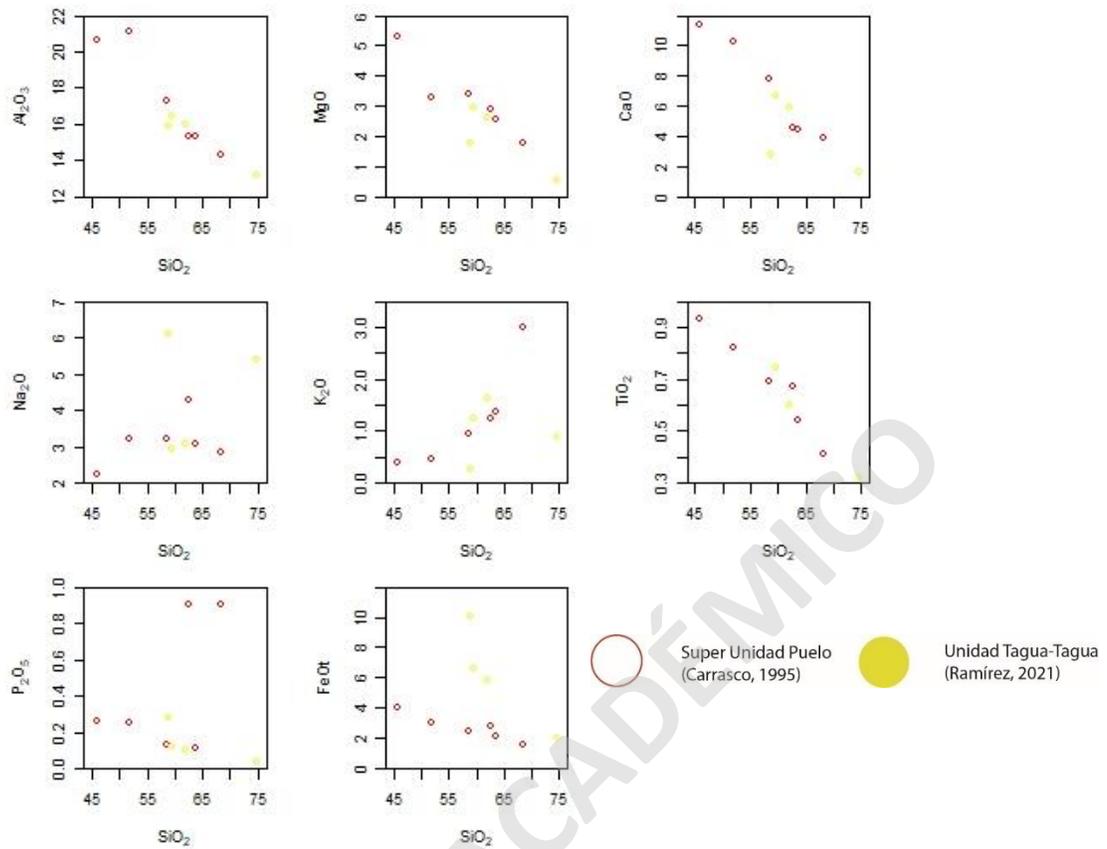


Figura 5.1 Diagramas Harker de las rocas analizadas en este trabajo comparadas con las realizadas por Carrasco (1995).

En segundo lugar, la Unidad Cochamó (definida en este trabajo), es correlacionable espacialmente con la Unidad Cochamó definida por Carrasco, (1991) la cual posee edades Cretácicas, sin embargo, en términos geoquímicos, más específicamente en el comportamiento de las tierras raras la Unidad Cochamó definida en este trabajo es más correlacionable con la SUR de edad Miocena (Tabla 5.1). Esto es sugerido por el enriquecimiento en Nd y Eu, y el patrón sub horizontal de las HREE con valores levemente crecientes, que son característicos de las unidades Miocenas descritas por Carrasco, (1995). Además, estas rocas presentan morfologías características de un emplazamiento syn-tectónico, lo que según el mismo autor son característicos de rocas Miocenas, debido a que en este periodo la ZFLO registra su mayor actividad. En concordancia con lo anterior las trazas de apatito medidas por Adriasola, (2005) indican edades hasta Pliocenas como se muestra en la Figura 5.2 y en la Tabla 5.1.

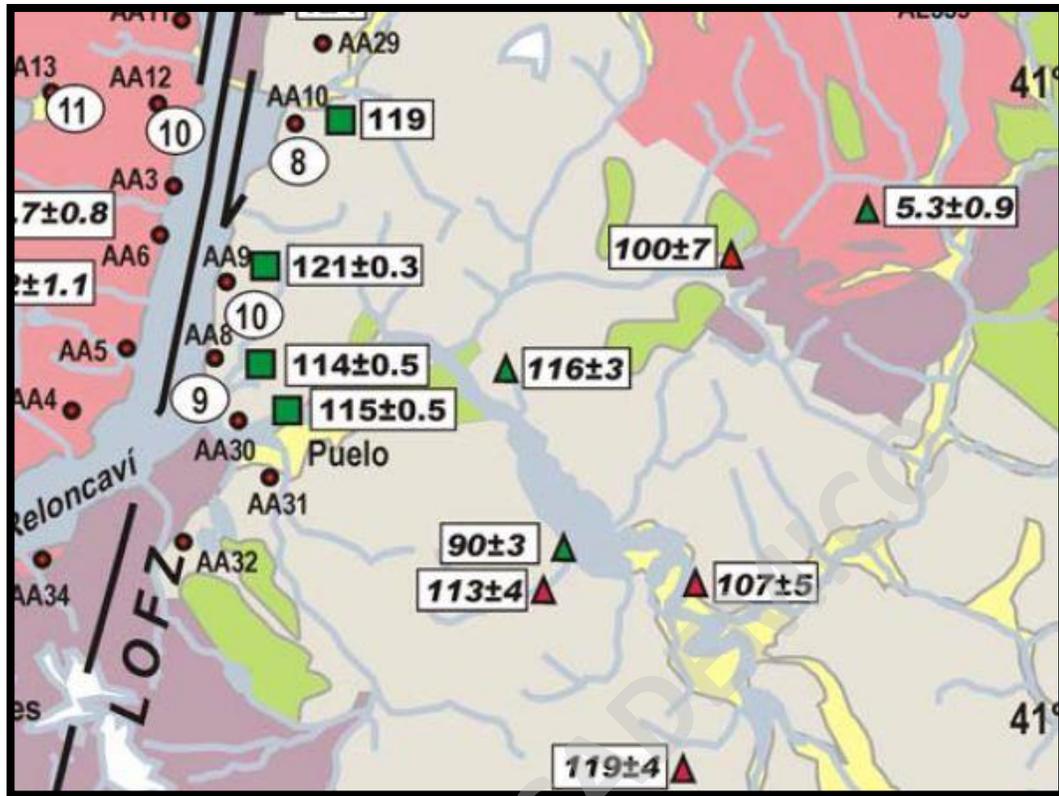


Figura 5.2 Imagen esquemática de la ubicación de las dataciones radiométricas realizadas por Carrasco (1995) y Sernageomin (1995) más los puntos de extracción de muestras de apatitos realizadas por Adriasola, (2005) para determinar edad relativa. Imagen modificada de Adriasola, (2005).

Finalmente la Unidad Reloncaví, se correlaciona con la SUR, bajo los mismos criterios recién mencionados, no obstante, a esto se le suma la similitud en morfologías y litologías particulares descritas para la SUR por Carrasco, (1995) como lo son los enclaves deformados y parches miloníticos, por lo tanto, se le asigna a esta unidad al igual que la Unidad Cochamó edades Miocenas.

Para los Complejos Metamórficos que afloran en la zona de estudio, se tienen dataciones K-Ar en biotitas sinfolial realizadas por el Sernageomin, (1995) y Carrasco, (1991), a gneises micáceos, gneis de biotita y hornblenda, y a esquistos dinámicos en las unidades metamórficas Río Huillines y Río Manso que entregan edades entre 121 ± 1.8 y 115 ± 3 Ma. Las cuales son equivalente a los anfibolitas y gneis de hornblenda de la Unidad Punta Maldonado y a los esquistos verdes de la Unidad Río Manso (descrita en este trabajo).

Código de Muestra	Lugar	Tipo de Roca	Mineral Analizado	Edad	Unidad de este Trabajo
AA8	E. Reloncaví 41°36'59"S; 72°18'40"W	Tonalita	Apatito	3,5±0,8	U. Reloncaví
AA9	E. Reloncaví 41°34'22"S; 72°18'32"W	Granodiorita	Apatito	3,3±0,6	U. Cochamó
AA30	Balseo 41°37'38"S; 72°18'11"W	Granodiorita	Apatito	4,0±0,9	U. Reloncaví (grd)
AA31	Puelo Chico 41°39'02"S; 72°17'14"W	Granito	Apatito	4,0±0,9	U. Reloncaví
AA32	Puelo 41°40'23"S; 72°19'47"W	Granito	Apatito	3,4±1,4	U. Reloncaví

Tabla 5-1: Tabla recopilatoria de edades relativas realizadas por Adrasola, (2005) en trazas de apatitos. Modificado de Adrasola, 2005.

El escaso registro de edades para estos cuerpos metamórficos y la gran extensión que cubren los cuerpos intrusivos, los cuales se encuentran en contacto tectónico y por intrusión con las unidades metamórficas hace posible inferir, mediante correlación tanto petrográfica como espacial, que los cuerpos metamórficos pertenecientes a los Complejos Río Manso y Punta Maldonado son correlacionables con las unidades expuestas en la Carta Metalogénica publicada por el Sernageomin, realizada por Crignola, P (2000).

Muestra	Tipo de Análisis	Mineral en cual se realizo	Edad Absoluta	Periodo	Unidades comparables con este trabajo
B;V	K-Ar	Biotita	93±0,8	Cretácico	Unidad Tagua Tagua
B;R	K-Ar	Biotita	116±0,6	Cretácico	Complejo Metamórfico Punta Maldonado
A;V	Ar-Ar	Biotita	115±0,5	Cretácico	Complejo Metamórfico Punta Maldonado
A;V	Ar-Ar	Biotita	115±0,5	Cretácico	Unidad Tagua Tagua
A;V	Ar-Ar	Biotita	121±0,3	Cretácico	Unidad Cascajal
B;V	K-Ar	Biotita	107±5	Cretácico	Unidad Tagua Tagua

Tabla 5-2 Tabla recopilatoria de edades relativas según tipo de analisis realizado, tipo de roca y unidad a la cual pertenece seguen el presente trabajo.

Por otro lado, Varela *et al.*, (1991) realizo dataciones a cuerpos intrusivos tonalíticos y dioríticos, correlacionables con el protolito ígneo de los Complejos Metamórficos en torno al Lago Tagua-Tagua, en donde entregan edades Silúrico – Carbonífero. Esto se suma a las dataciones realizadas

por Sernageomin, (1995) (Tabla 5.2), a granitoides gneisificados y otras rocas metamórficas, las que entregan edades de 400 ± 5 Ma. Las cuales son correlacionables para el basamento metamórfico que se exhibe bajo el Batolito Norpatagónico entre los paralelos 40° L.S y 45° LS.

5.2 Discusiones e interpretaciones petrogenéticas

De lo expuesto en el capítulo de petrografía y geoquímica se desprende, que en general las muestras analizadas tanto para la Unidad Tagua-Tagua, Reloncaví y Cochamó oscilan entre composiciones básicas a intermedias-acidas con signaturas típicas de ambiente de subducción.

Analizando los contenidos de sílice de las muestras observadas estas varían entre dioritas, tonalitas y granitos para la Unidad Tagua-Tagua (Figura 5.3 y 5.4). Son rocas calcoalcalinas, que varían entre peraluminosas y metaluminosas, deprimidas en potasio. El análisis petrológico y geoquímico de las muestras de esta unidad indica una evolución dominada por decaimiento de Fe, Mg, Ti y Ca con respecto al sílice, lo que genera el fraccionamiento en etapas iniciales de plagioclasa, piroxeno y escasos olivinos (Figura 5.3). A partir de un magma de composición andesítico – basáltico relativamente rico en aluminio sin presencia de granates provenientes de la fuente según los patrones de HREE.

La Unidad Tagua-Tagua, exhibe un patrón cóncavo en la curva de tierras raras, con un enriquecimiento en las LREE y un patrón plano para las HREE con una anomalía negativa clara para el Eu en todas las muestras, lo que indicaría un patrón coherente para magmas poco evolucionados (Navarrete, 2019).

El magma de la Unidad Tagua-Tagua se habría diferenciado por un fraccionamiento temprano de minerales máficos (olivino, espinela y piroxenos) sugerido por las tendencias subparalelas de los patrones de las REE (Figura 5.4), el comportamiento de los óxido de Fe, Mg y el del Ni en relación al sílice. Luego habrían cristalizado y fraccionado plagioclasas, probablemente del extremo cálcico de la solución sólida, dando origen a un fundido residual empobrecido en Eu, a partir del cual se cristalizan los minerales observables en las rocas de esta unidad, los que incluyen más plagioclasa (posiblemente sódicas), hornblenda, biotita, cuarzo y finalmente circón y apatito. Cabe destacar que los circones y apatitos fueron reconocidos dentro de oiko cristales en una textura pokilítica,

dentro de hornblendas y escasas biotitas, lo que sugiere cambios de estabilidad del fundido inicial provocado por un posible ascenso rápido mediante zonas de debilidad profundas.

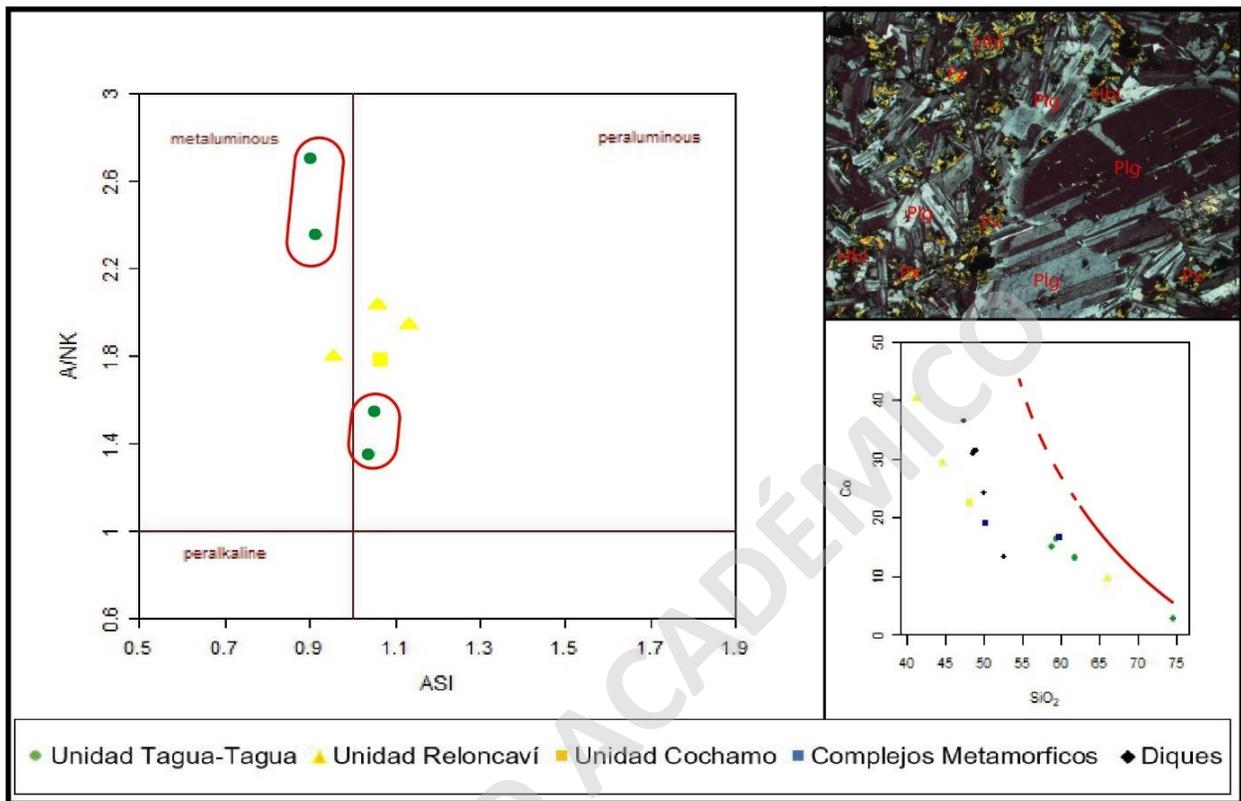


Figura 5.3 :Clasificación de granitos modificado de Frost et al., (2001), círculos rojos muestran las tendencias de la Unidad Tagua-Tagua. Fotomicrografía de diorita perteneciente a la Unidad Tagua-Tagua, la cual muestra el empobrecimiento de Co al cristalizar piroxeno.

A su vez, en las etapas tempranas de fraccionamiento, probablemente sincrónico a la cristalización de plagioclasas cálcicas, habrían cristalizado magnetita junto con otros minerales máficos sugerido por las tendencias decrecientes de los óxidos de Fe y Ti, lo que es consistente con el fraccionamiento de los olivinos, clinopiroxenos, plagioclasas y la aparición de opacos primarios de manera temprana.

Esta unidad según el diagrama de LILE reflejaría una posible contaminación por componentes corticales o un procesos de metasomatismo relevante, ya que, los contenidos de Ba, Rb y Sr presentan una pendiente negativa. Además, el análisis de los diagramas de discriminación tectónica para granitos de Batchelor y Bowden, (1985), muestran un la trayectoria de emplazamiento de la Unidad Tagua-Tagua, comenzando en un periodo pre-colisión (Extensión) y sus últimas etapas de

emplazamiento serian en las fases terminales de la formación del orógeno, sumado a las razones La/Yb de la Unidad Tagua-Tagua, las que exhiben una corteza relativamente más delgada en su generación en comparación a las rocas de la Unidad Reloncaví y Cochamó (2,6 vs 4,2) (Figura 5.4).

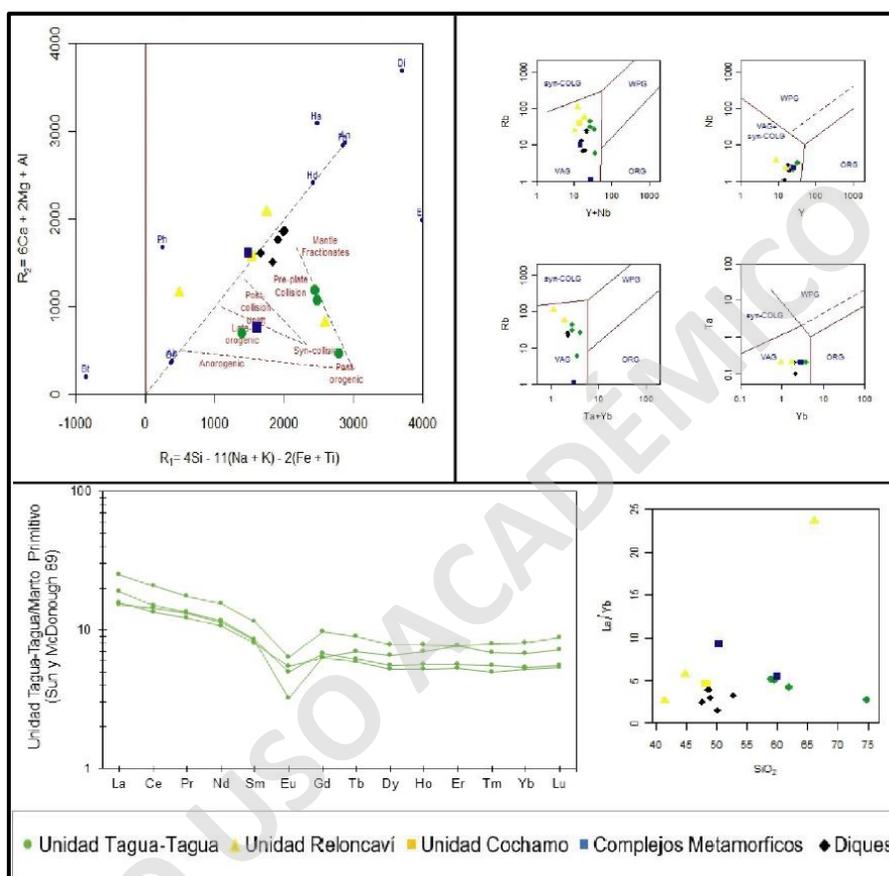


Figura 5.4: Diagramas de discriminación tectónica para granitos, modificados de Batchelor y Bowden, (1985) y Pearce, (1984). Gráfico de REE para la Unidad Tagua-Tagua y diagramas Harker de La/Yb con respecto al sílice.

Lo que lo que coincidiría con los regímenes tectónicos de la época de formación de este fundido, ya que para el Jurásico – Cretácico Superior, se le asigna un régimen extensional (Echaurren, 2017). Lo que concordaría con una baja proporción de contaminación cortical, mediante la incorporación de fragmentos provenientes de la corteza debido a los procesos apertura, provocados por el régimen extensional que rige entre el Jurásico y Cretácico temprano, lo que deriva en un adelgazamiento parcial de la corteza en este periodo de tiempo, lo que se puede observar en las razones de La/Yb entre las unidades más antiguas (Unidad Tagua-Tagua) v/s las más jóvenes (Unidad Reloncaví y

Cochamó). Cabe destacar el paralelismo que existe en las curvas de tierras raras para las muestras de esta unidad, ya que, representarían una evolución continua con el mismo comportamiento de fraccionamiento.

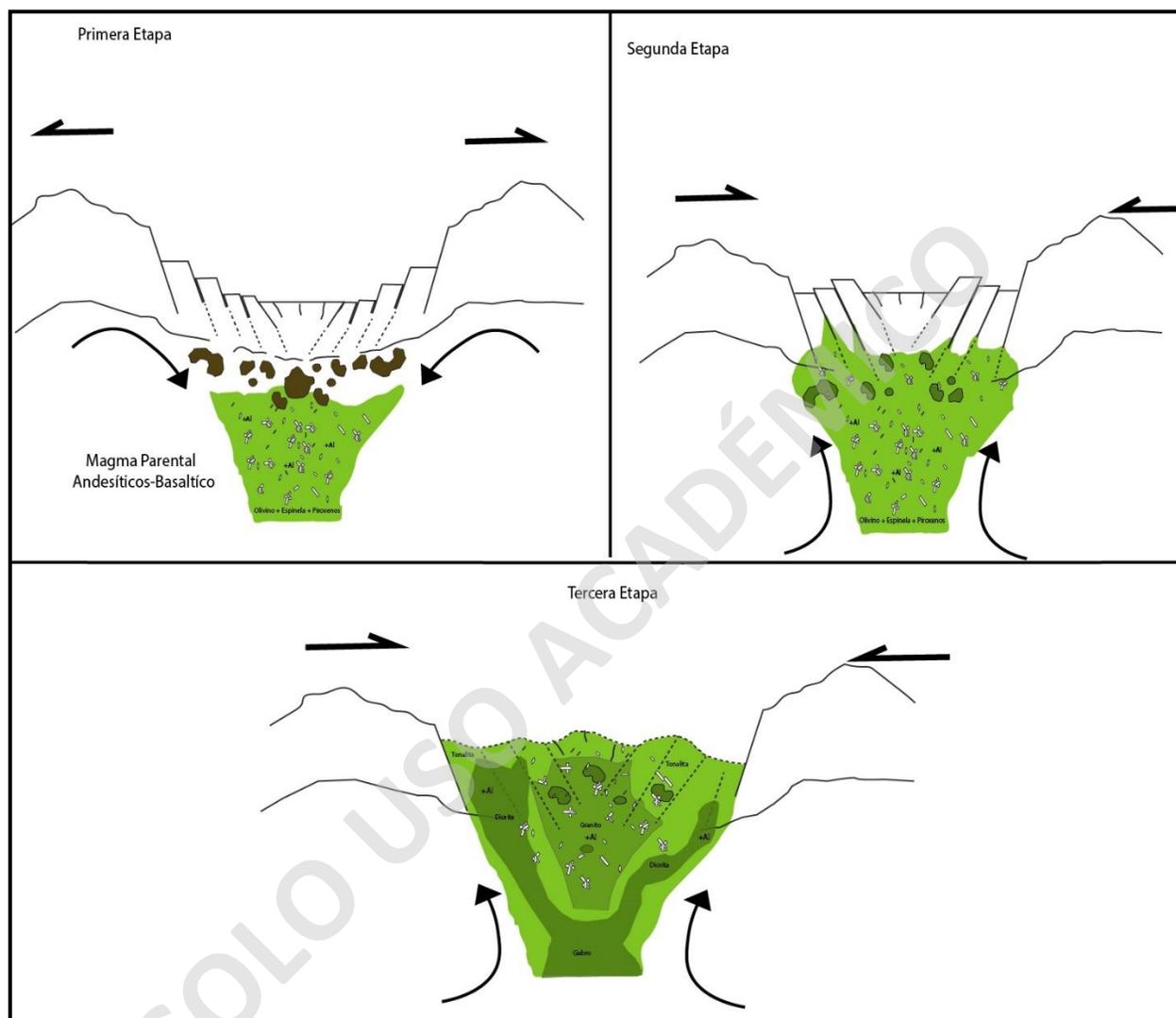


Figura 5.5: Modelo esquemático de emplazamiento magmática para la Unidad Tagua-Tagua. Primera etapa: Formación del fundido inicial andesítico-basáltico rico en aluminio en un periodo de extensión con un adelgazamiento cortical parcial e incorporación cortical en baja proporción. Segunda etapa: cambio de régimen tectónico a uno compresional, en donde las fallas normales formadas en el periodo extensivo se reinvierten, siendo estas los canales de ascenso para que este fundido levemente diferenciado se emplace. Tercera etapa: Finalmente este fundido se emplaza mediante las estructuras previamente existentes dejando las fases intrusivas menos diferenciadas en los extremos como lo son las dioritas, y las de mayor diferenciación en su centro como lo son los granitos y tonalitas.

Por otra parte, la Unidad Reloncaví y la Unidad Cochamó presentan rocas de composición intermedia, calcoalcalinas, principalmente peraluminosas a excepción de las cuarzo-dioritas de la Unidad Cochamó (Figura 5.6). Estas unidades se considerarán provenientes un mismo magma fuente, esto debido a que al comportamiento tanto, petrogenético como geoquímico son similares. Un ejemplo son las REE las cuales presentan patrones y tendencias similares, al igual que algunas texturas como lo es la zonación en las plagioclasas, glomeroporfírica en hornblendas cercano a los enclaves dioríticos y de acumulación presentes tanto en las rocas de la Unidad Cochamó como en las dioritas y tonalitas de la Unidad Reloncaví. Además, de morfologías especiales como lo son los enclaves deformados de composición diorítica a gabroica que se alojan en estas dos unidades (Figura 5.6). Lo que permite inferir posiblemente que los fundidos iniciales que cristalizaron en estas unidades sean provenientes de un solo magma inicial, pero en distintas etapas de fraccionamiento o en distintas zonas espaciales de este plutón.

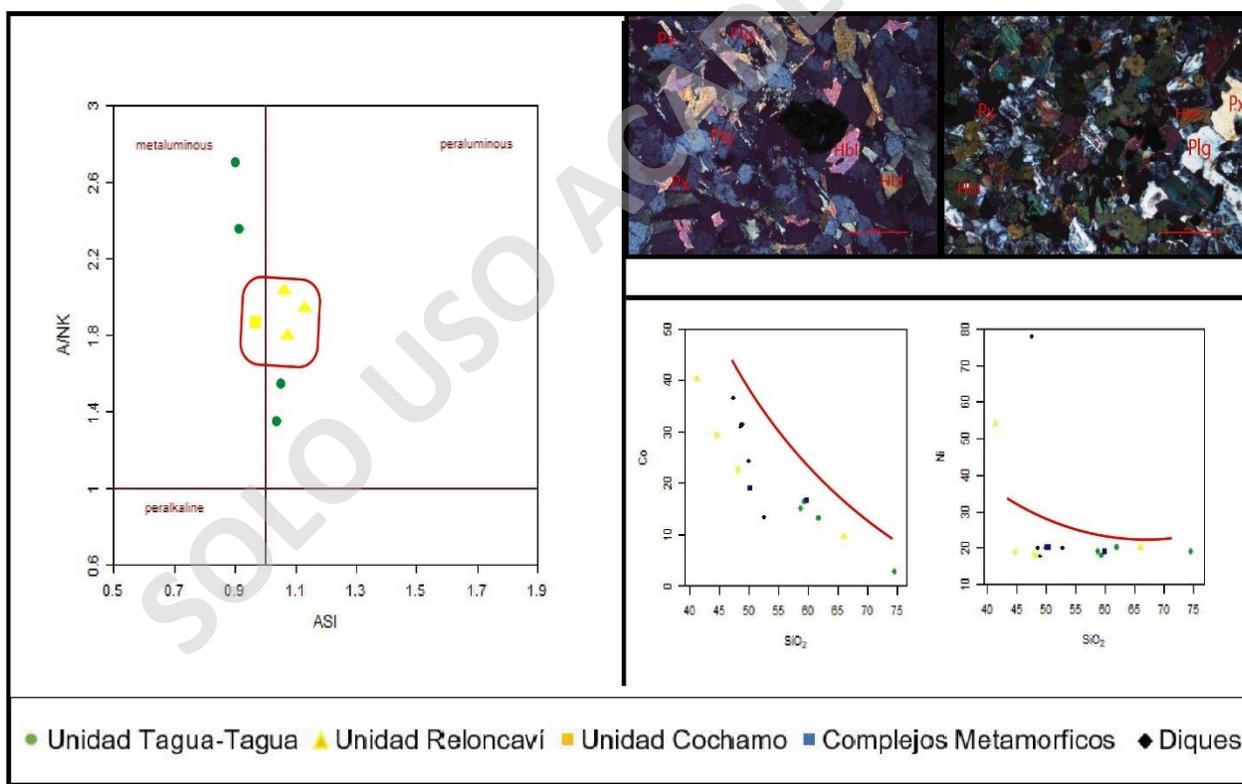


Figura 5.6: Clasificación de granitos modificado de Frost et al., (2001), círculos rojos muestran las tendencias de la Unidad Tagua-Tagua. Fotomicrografía de diorita perteneciente a la Unidad Reloncaví y Cochamó, la cual muestra el empobrecimiento de Co al cristalizar piroxeno y un Ni consumido constante a los largo de su evolución.

Los diagramas de REE para la Unidad Reloncaví y Cochamó exhiben patrones de enriquecimiento con respecto al manto primitivo, con excepción de la muestra M.A.R-14 perteneciente a la Unidad Reloncaví, la cual presenta los valores más aproximados al posible magma inicial, lo cual se desprende por el contenido de MgO, FeO y CaO con respecto al sílice. Esta muestra, perteneciente a los enclaves elongados de composición diorítica a gabroica alojados en estas unidades, presentan una mineralogía representativa de rocas de composición básica poco diferenciada, con fenocristales de piroxenos, hornblendas y una alta abundancia de plagioclasas.

El comportamiento de los elementos traza también indica un fuerte fraccionamiento en etapas tempranas de piroxeno y olivino dejando trazas de Cr y pendientes negativas de Sc con respecto al sílice. Además, el abundante fraccionamiento de la plagioclasa, con textura de acumulación, más la recristalización que aumentaría el tamaño de grano en la mayoría de los cristales (Figura. 4.19), estaría ligado directamente al enriquecimiento relativo de Eu (Figura 4.39), respaldado por el mismo enriquecimiento de los contenidos de Ba, Rb y Sr.

Esto podría interpretarse como: Un magma de origen mantélico, que sufre procesos de diferenciación a lo largo de su emplazamiento por zonas, formando rocas acumuladas en su parte más profunda y aledaño a zonas de debilidad, y sectores con baja diferenciación, asociados posiblemente por el ascenso rápido de estos cuerpos en periodos de alta convergencia. Dicho lo anterior, los intrusivos que se emplazan en el área de estudio presentan comportamientos geoquímicos y petrológicos similares a los que propone Carrasco (1991), como lo es la conducta de los óxidos mayores con respecto al sílice, la signatura calcoalcalina, además de, las texturas de acumulación en los litodemas que componen a la SUP y SUR, como lo son la Unidad Tagua-Tagua (SUP), y Unidad Reloncaví y Cochamó (SUR).

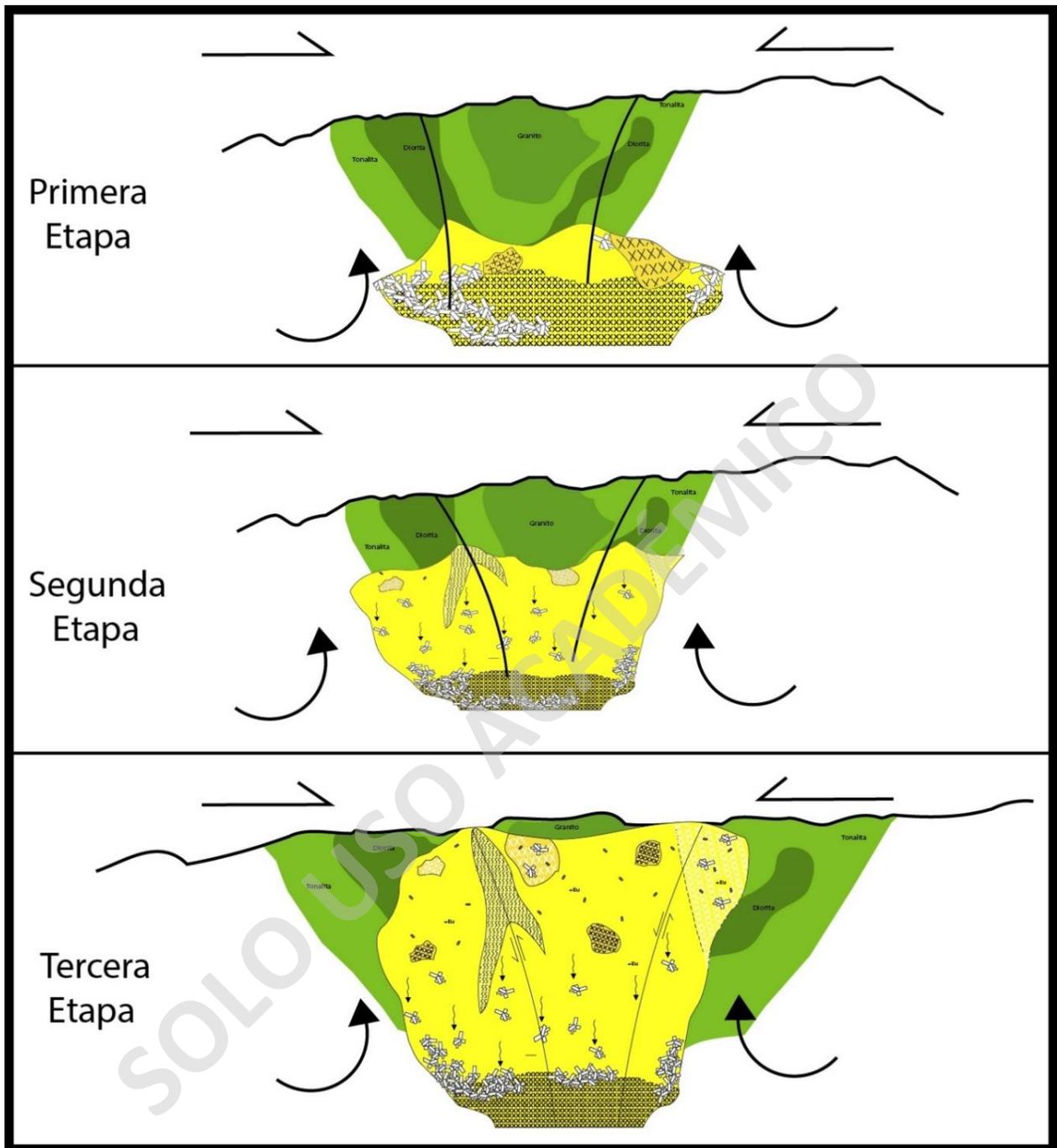


Figura 5.7: Modelo esquemático de emplazamiento magmático de los intrusivos de la Unidad Reloncaví y Cochamó: Primera etapa: formación del fundido inicial poco diferenciado, rico en plagioclasas. Segunda etapa: Ascenso del fundido por fallas estructuras heredadas. Tercera etapa: diferenciación sectorial, ascenso rápido del fundido en estado dúctil- frágil mediante fallas mayores, en donde ocurre deformación interna generando milonitas y enclaves elongados.

Con respecto a las rocas Cretácicas, esta según Adriasola *et al.*, (2005), se habrían emplazado a profundidades que van entre los 7 y 10 km, para luego tener una tasa de enfriamiento lento de aproximadamente 2,5°C/Ma, lo que sería común para cuerpos Cretácicos pertenecientes al BNP en la zona, ya que, presentan similares patrones de enfriamiento (Figura 5.8), composición, texturas y condiciones de emplazamiento (Carrasco, 1995; Parada *et al.*, 1987; Adriasola *et al.*, 2005).

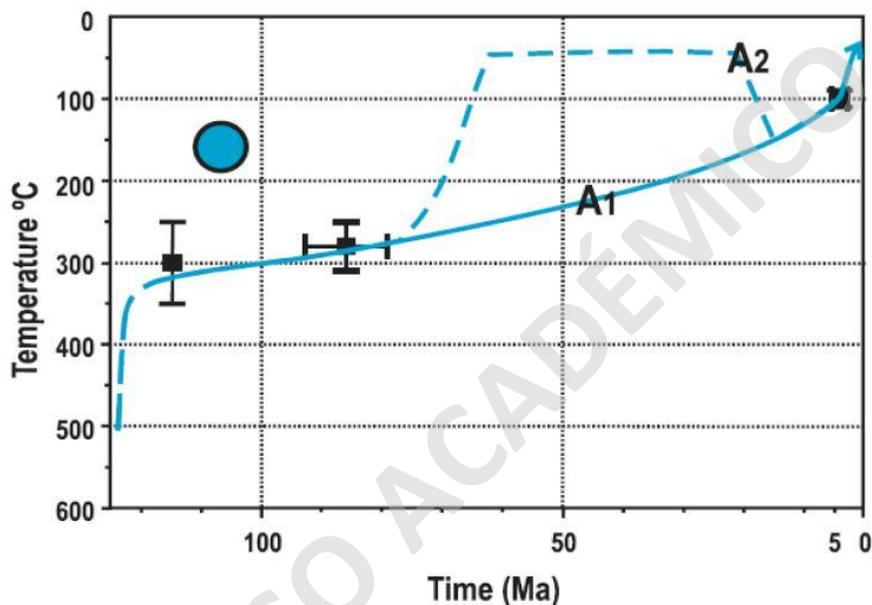


Figura 5.8: Gráfico temperatura v/s tiempo de cristalización típico para plutones Cretácicos del BNP. Modificado de Adriasola *et al.*, (2005).

Lo anterior, es coherente con lo observado en la mineralogía, texturas y geoquímica que muestra la Unidad Tagua-Tagua, con cristales de plagioclasa de grano grueso, hornblendas y biotitas euhedrales de grano medio para las fases menos diferenciadas lo que sugiere tasas de enfriamiento relativamente lentas, permitiendo cristalización de estos cristales de gran tamaño y ciertas texturas de acumulación. Esto, sumado a que en planta este cuerpo muestra una forma pseudo ovalada dispuesta con un rumbo aproximado al NW/NNW, con sus fases más básicas en sus bordes y fases más diferenciadas en su centro con cristales de plagioclasas de grano fino de manera intersticial. Lo que también hace coherencia a lo que plantea Adriasola *et al.*, (2005), que propone tres etapas de enfriamiento comenzando en el Cretácico y terminando en el Mioceno la primera fase habría sido en el Cretácico y sería la responsable de la cristalización de plagioclasas, hornblendas y

piroxenos de grano grueso a medio. La segunda fase se habría desarrollado entre el Cretácico Superior y Mioceno temprano, en donde se habrían formado plagioclasas subhedrales, de grano fino, lo que indicaría una tasa de cristalización mayor a las iniciales, modificadas probablemente por el aumento de la actividad en la ZFLO en este periodo. Finalmente, en el Mioceno habría ocurrido una última fase de enfriamiento post-magmático asociado a la alta actividad de la ZFLO, esto según los datos entregados por el análisis de trazas de fisión en apatitos que habrían entregado tasas de enfriamiento aproximadas de $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ (Figura 5.8), como respuesta a una exhumación rápida posiblemente ayudada por los lineamientos previamente formados que se habrían reactivado por este aumento de la actividad de la ZFLO.

Por otro lado, para las rocas Miocenas Adriasola *et al.*, (2005) sugiere tasas de enfriamiento cercanas a los $50^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$, y profundidades de emplazamiento <5 km, esto se aproxima a lo que propone Parada *et al.*, (1987) para profundidades de emplazamiento de cuerpos intrusivos Miocenos asociados al BNP (Figura 5.9), los cuales se emplazan entre los 6 y 7 km y comenzando su alzamiento con altas tasas, entre los 0,4 y 0,6 km/Ma hace aproximadamente 16 y 12 Ma, lo que concuerda con estudios anteriores que postulan que la actividad de la ZFLO se desarrolló especialmente durante el Mioceno, junto con la intrusión múltiples plutones con altas evidencias de deformación frágil-dúctil, los cuales utilizaron como canal de ascenso, estructuras formadas previamente en rocas Cretácicas en un periodo de extensión Carrasco *et al.*, (1991), Esto está directamente relacionado al alzamiento rápido generalizado asociado a los movimientos transpresivos relacionados a la tectónica activa que tiene la ZFLO en este tiempo, lo que tiene como consecuencia una erosión rápida del arco (Adriasola *et al.*, 2005). Esto hace coherencia con las rocas ubicadas dentro del parque Tagua-Tagua y en la desembocadura del Río Puelo, pertenecientes a la Unidad Reloncaví y Cochamó respectivamente, las cuales se habrían emplazado de manera syn-tectónica, sugerido por una alta deformación frágil-dúctil reflejado en las milonitas, tonalitas de hornblenda y biotita con cuarzos suturados, enclaves dioríticos deformados, cuarzos con geometría sigmoidal que se pueden encontrar en estas rocas.

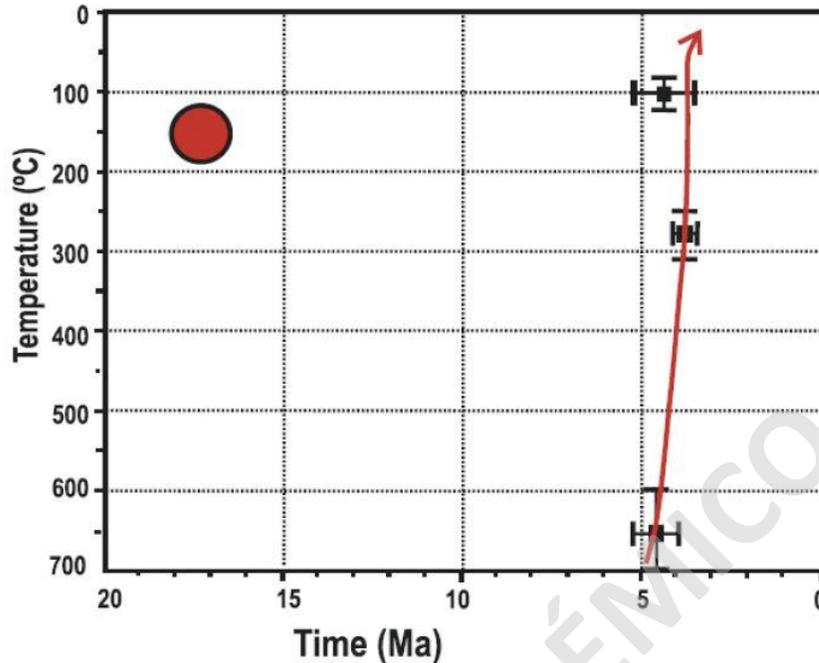


Figura 5.9: Gráfico temperatura v/s tiempo de cristalización típico para plutones Miocenos del BNP.

Modificado de Adriasola et al., (2005)

Lo no concluyente con lo estudiado en el presente trabajo para las rocas pertenecientes a la Unidad Reloncaví y Cochamó, es lo que plantea Parada *et al.*, (1987) para los intrusivos Miocenos los cuales estarían asociados a estructuras tensionales con rumbo NE, las que se habrían originado en respuesta al movimiento dextral en dirección NNE de la traza principal de la ZFLO, lo que no es coherente con observado en terreno, imágenes satelitales y el modelo estructural propuesto para la zona en este estudio, ya que se observan estructuras con rumbos en dirección NW y la disposición de los intrusivos en planta que muestran este mismo patrón. Dicho esto, es contradictorio a lo propuesto por Parada *et al.*, (1987) ya que para altas tasas de alzamiento debería estar asociado a estructuras compresivas o transpresivas. Por otro lado, tomando en cuenta las razones de La/Yb, que sugieren una corteza más engrosada entre el Cretácico Superior y Paleógeno tardío, una geoquímica afín a una serie calco-alcalina que hace referencia a un régimen tectónico compresivo (subducción).

Finalmente, las últimas rocas intrusivas que afloran en la zona de estudio presentan un comportamiento geoquímico y mineralógico, que muestra patrones de una baja diferenciación magmática y de un enfriamiento rápido, esto se observa principalmente por los contactos rectos, y

en casos semi-sinuosos sumado a los escasos registros de aureolas de contacto y texturas en donde predominan el vidrio y microcristales de plagioclasa, piroxeno y hornblenda. Esto sugiere un ascenso rápido dentro de las unidades ya cristalizadas en la zona, las cuales se comportan de forma frágil en el Mioceno en respuesta a los movimientos de la ZFLO, lo que genera el fallamiento de estas rocas dejando zonas de debilidad por donde ascenderían con facilidad estos fundidos. Tanto la composición, mineralogía, ascenso y localización de estos cuerpo intrusivos menores, es comparable a la formación de los complejos plutónicos mayores que afloran en la zona por lo que se podría comparar con el origen, ascenso y posible profundidad de emplazamiento y formación de las Unidades Reloncaví y Cochamó, esto sugerido por los patrones geoquímicos, tanto en los óxidos mayores como en las REE, teniendo similares comportamientos sobre todo en el enriquecimiento de Eu como en el comportamiento de los elementos traza

5.3 Discusiones e interpretaciones estructurales.

5.3.1 Comparación con el modelo de Riedel.

La integración de los resultados de los análisis estructurales en planta entorno al lago Tagua-Tagua, de los diferentes dominios estructurales se grafica en las Figuras 10, 11 y 12.

La deformación evidenciada en la zona de estudio muestra una interacción directa con los esfuerzos regionales NE-SW asociados a esta zona, la que se ve reflejada, en mayor o menor medida, en estructuras compresionales ortogonales a estos esfuerzos, los cuales están estrechamente relacionados con el movimiento dextral de la traza principal de la ZFLO, o bien a estructuras secundarias que responden a un sistema de fallas de tipo Riedel (Riedel, 1929), con un posible bloque rígido (Nalpas *et al.*, 2011) al oeste de la traza principal de la ZFLO, en la ribera noroccidental del Fiordo de Reloncaví.

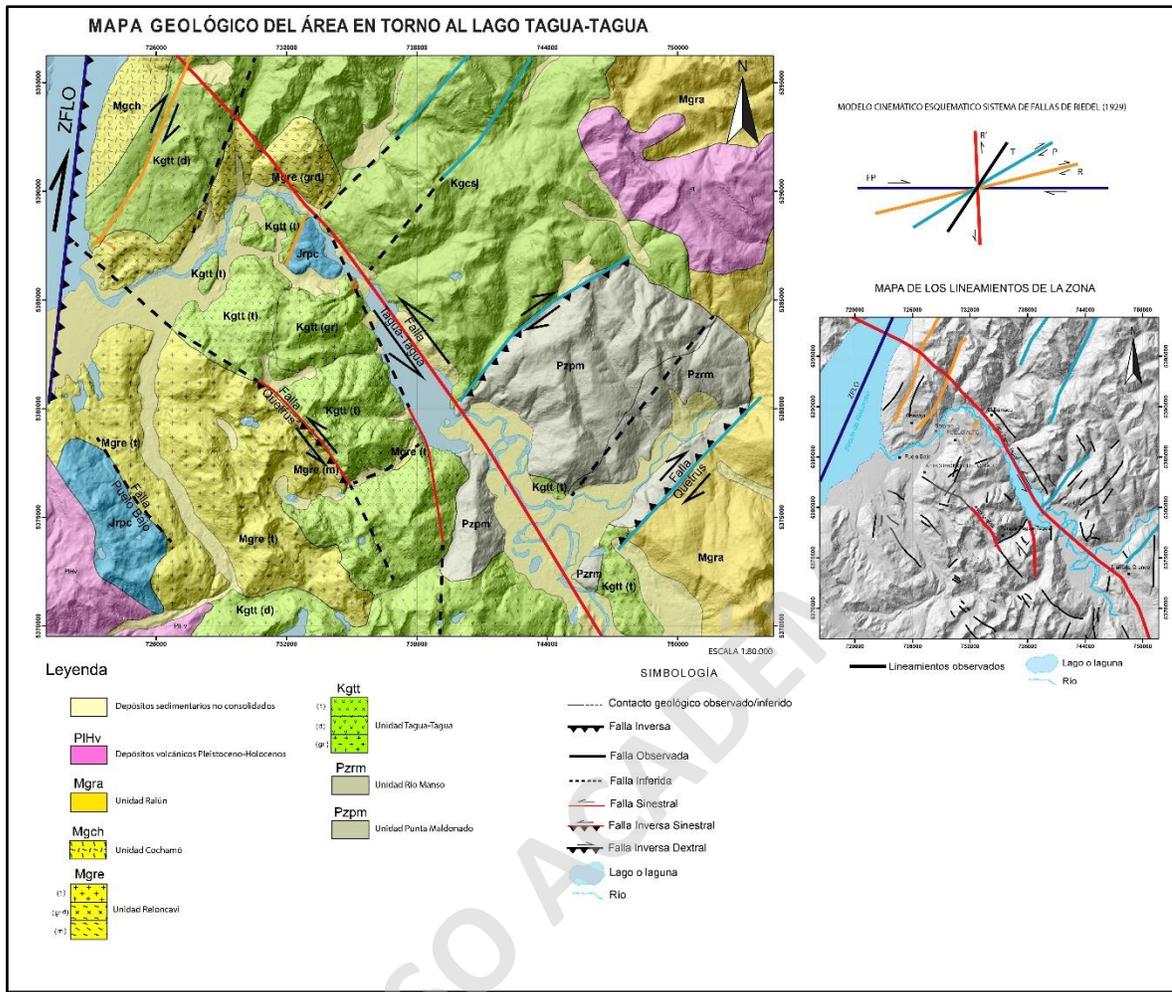


Figura 5.10: Modelo estructural de lineamientos observados e inferidos comparado con el modelo de Riedel, (1929) para zonas de falla de cizalle.

Esta configuración estructural, se desprende principalmente por las evidencias observadas en terreno en conjunto con la fotointerpretación. Al estar bajo un régimen de deformación transpresiva dominada por un cizalle simple (Peña, 2019), es posible compararlo con el modelo planteado por Riedel (1929) para un deslizamiento paralelo, como se menciona en el apartado anterior. Para esto se considera su geometría, distribución fallas y su cinemática.

Para el caso de estudio se logran observar diversos lineamientos en la zona que concordarían con dicho modelo. Este es el caso las fallas y lineamientos que se encuentran en la zona de la desembocadura del río Puelo, en el Fiordo de Reloncaví y en la localidad de Puelo Alto. En esta localidad se presentan relativamente paralelas a la traza principal de la ZFLO con rumbos NNE y una cinemática dextral bien preservada, tanto en, las cuarzo dioritas de la Unidad Cochamó

(Mioceno), como en las dioritas de la Unidad Tagua-Tagua (Cretácicas), siendo estas fallas coincidentes con la dirección de máximo alargamiento, que concordarían con fallas de tipo **R** según el modelo propuesto por Riedel, (1929) (Figura 5.10).

Las fallas que se encuentran el sector suroccidental de la zona de estudio en el valle del río Manso, como también los lineamientos que se encuentra en el sector de El Barraco, presentan un rumbo NE con una componente inversa y una cinemática dextral difusa, debido al metamorfismo que presentan las rocas que alojan la deformación. Estas fallas concuerdan según al modelo con las fallas tipo **P**, las que presentarían la misma cinemática que la falla principal en este caso la ZFLO y además, da registro de un movimiento transpresivo, cabe mencionar que estas fallas, también podrían concordar como fallas de tipo **R**, pero para este trabajo se prioriza la geometría de los lineamientos y los ángulos más aproximados según el modelo propuesto por Riedel, (1929) y consideraciones propuestas por Davis & Reynolds, (1996) y Nalpas *et al.*, (2011) (Figura 5.10).

Por último, tanto la falla Tagua-Tagua como la falla Quetrus presentan un rumbo NW-SE, con una cinemática sinistral de carácter inverso. Estas estructuras se encuentran levemente curvadas y desplazadas en su rumbo a lo largo de su traza principal, las que presentan leves diferencias en los ángulos para compararlas con fallas de tipo **R'**, lo que lo hace no coincidente del todo con el modelo propuesto. Estas diferencias pueden deberse a dos posibles razones, las fallas se formaron previamente al régimen de esfuerzos transpresivos y estas han sido reactivadas como fallas de tipo **R'** o son fallas de tipo **R'** rotadas rápidamente (Peña, 2019), de forma horaria con respecto a la traza principal. Para este estudio se propone una mezcla de las dos posibles razones, considerando el contexto de la zona de estudio. Por lo tanto, la falla Tagua-Tagua como la Falla Quetrus y algunas paralelas a esta, son posiblemente anisotropías del basamento, anteriores al régimen actual de deformación, las que se verían favorecidas por el régimen actual y estas se reactivarían con una cinemática contraria a la de la traza principal. Esto sumado a lo propuesto por Nalpas *et al.*, (2011) para movimientos de cizalle con una cinemática dextral con un bloque rígido, podría argumentar la curvatura de las falla y lineamientos que genera la no coincidencia de los ángulos de las fallas y su geometría con respecto al modelo de Riedel, (1929) para las fallas de tipo **R'**, siendo responsable de la curvatura de manera horaria de las estructuras con rumbo NW-SE (Figura 5.10).

Esta configuración estructural se formaría de manera coetánea tanto la reactivación, inversión, curvatura y cambio de cinemática de las fallas y se acota esencialmente al Mioceno, debido a que se tiene registro que en este periodo la traza principal tuvo su mayor actividad.

Finalmente, al referirnos a los sistemas fallas tipo Riedel, es importante recalcar que se requiere de una zona de cizalle para generarse. En este caso el límite oeste de la esta zona de estudio está determinado por la presencia de la ZFLO. Siendo el bloque oriental con respecto a la ZFLO el que presenta marcadas estructuras y evidencias de deformación que muestran el parecido con el modelo propuesto por Riedel para zonas de cizalle, esto concuerda con lo propuesto por Peña, (2019) para los 39,9° L.S. al norte de la zona de estudio, la cual menciona que al W de la traza principal de la ZFLO no se evidencian estructuras claras, siendo mucho más difuso, pudiéndose ubicarse fuera de los límites, perdiéndose progresivamente y desapareciendo hacia el valle central.

5.3.2 Sitios estructurales

La integración del análisis estructural en planta, más las evidencias de deformación con respecto a los esfuerzos regionales y los resultados cinemáticos de los diferentes sitios dominios estructurales se grafica en la Figura 5.11.

En la zona de estudio de este trabajo en torno al Lago Tagua-Tagua, se observa una deformación dominada por la transurrencia, compatibles con el estado de esfuerzos regionales de σ_1 NE-SW, evidenciado por la gran cantidad de indicadores cinemáticos y fallas de rumbo que se observan en la zona.

Los sitios estructurales ubicados en el bloque Quetrus al oeste de la Falla Quetrus (Ver resultados estructurales), en el sector oeste de la zona de estudio, muestran una marcada cinemática de rumbo, con orientación NE-SW, NS y en ocasiones NW-SE, concordantes con la cinemática propuesta para la traza principal de la ZFLO. Esta deformación se encuentra asociada casi en su mayoría a estructuras de deformacionales de carácter dúctil y ocasionalmente a una dúctil-frágil las que se encuentran alojadas esencialmente en rocas intrusivas Miocenas.

En cambio, al Este de dicha falla en el bloque alerce, en la zona central del área de estudio, también muestra una cinemática de rumbo, en este caso contraria a la de la ZFLO, con una deformación relictas de tipo extensional con dirección E-W, bien marcada en las rocas Cretácicas que coincide

con las fallas normales que se encuentran en los bordes del Lago Tagua-Tagua. Además de esto se puede observar una sobre imposición compresional transcurrente NE-SW en los contactos entre unidades (Figura 5.11).

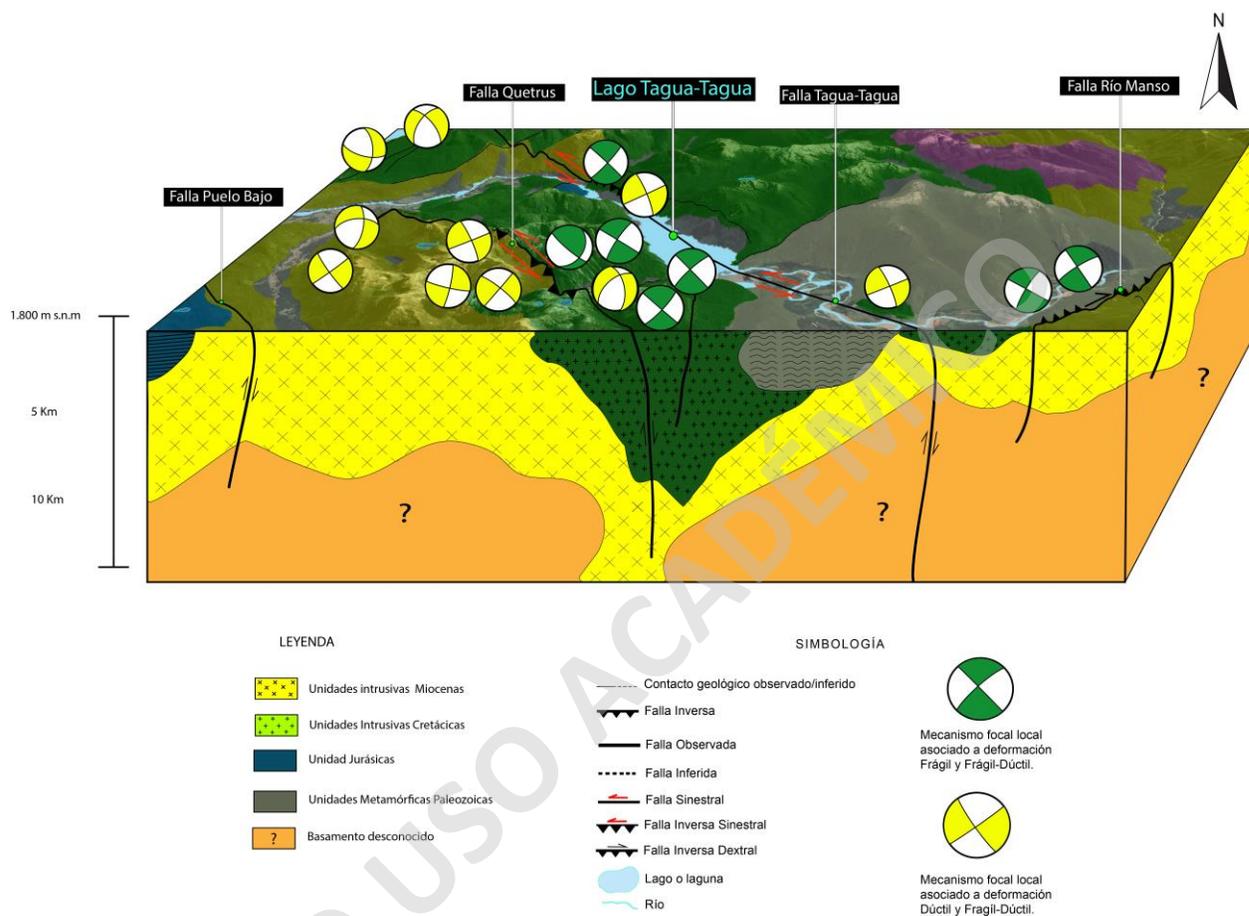


Figura 5.11: Modelo estructural sitios estructurales.

5.3.3 Modelo Estructural y de emplazamiento

Sobre la base de los análisis estructurales y petrográficos de las rocas que afloran en la zona de estudio, observaciones en terreno y datos propuestos por otros autores, se propone una modelo estructural y de emplazamiento para la construcción del paisaje geológico actual de la zona de estudio. (Figura 5.12).

Estas estructuras NW-SE se interpretan como fallas de una múltiple historia con una cinemática sinistral y de carácter inverso, las cuales se configuran como fallas tipo **R'** según el modelo de Riedel (1929). Estas fallas previamente normales, y luego tectónicamente invertidas en respuesta

a los movimientos dextrales y a la alta actividad tectónica que presenta la ZFLO (Adriasola, 2005), son interpretadas como anisotropías de la corteza heredadas de procesos pre-andinos, las cuales tendrían un alcance regional y litosférico, que estarían asociado a un acortamiento aproximado de 10 km equivalente al 3.78% del largo inicial (Pérez-Flores *et al.*, 2016; Echaurren, 2017). Esto es coherente con los modelos propuestos en este estudio para la profundidad de las fallas y su vergencia, lo cual es propuesto por la aparición de tonalitas milonitizadas dentro de la Unidad Quetrus aledañas a la falla homónima, en donde se puede asumir que la profundidad de estas estructuras supera los 10 km (Figura 5.12), ya que el proceso de milonitización no ocurre a profundidades inferiores a esta (Ordoñez, 2000). A su vez, esto también sirve como argumento que apoya la hipótesis que las de fallas con rumbos NW-SE sirvieron como canales de asenso magmático para los plutones Miocenos los cuales estuvieron expuestos a altas tasas de exhumación (Adriasola, 2005).

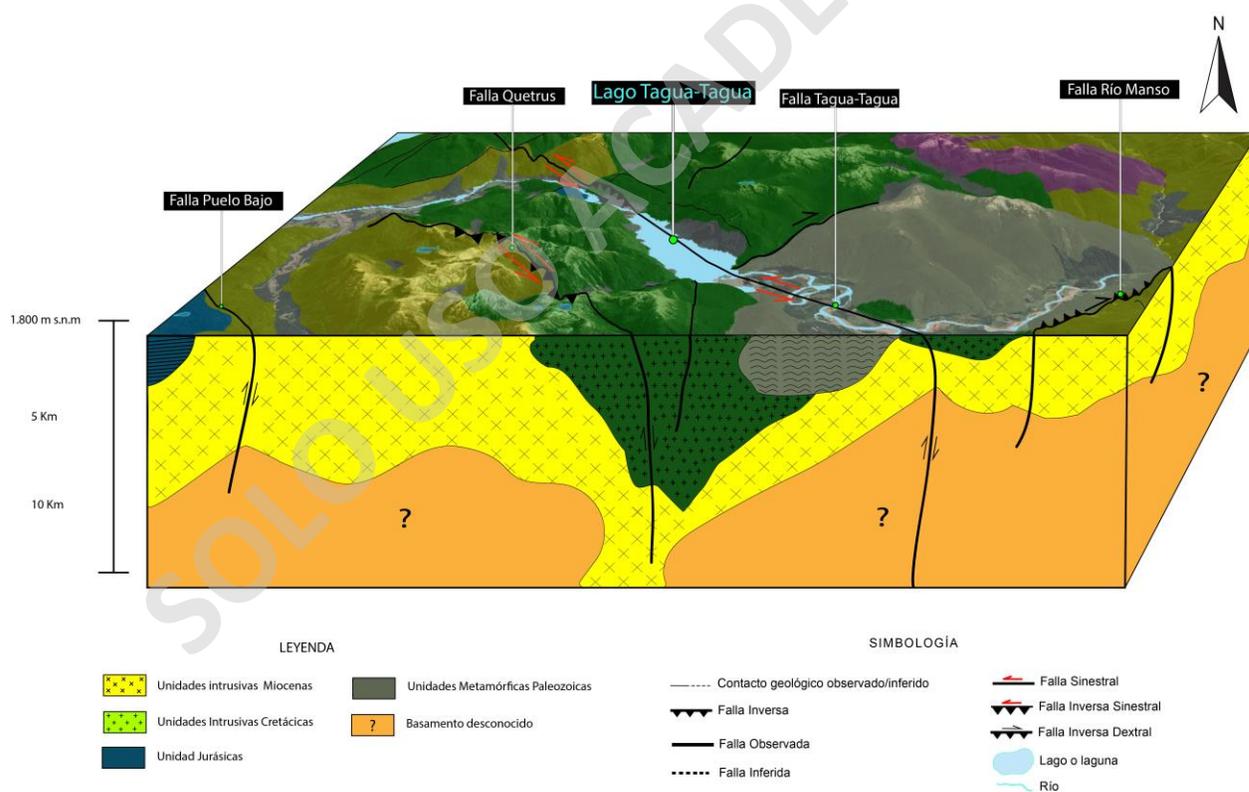


Figura 5.12: Modelo representativo en profundidad de los intrusivos y fallas observadas e inferidas.

En cuanto a la falla Tagua-Tagua, esta atraviesa de forma longitudinal al lago homónimo, con una elongación preferente al NW y su construcción podría tener una estrecha relación con el

movimiento de dicha falla, ya que el depocentro que contiene al lago se habría originado como consecuencia de la erosión diferencial de rocas de falla producidas por el movimiento de esta. Esto está directamente relacionado al alzamiento rápido generalizado asociado a los movimientos transpresivos relacionados a la tectónica activa que tiene la ZFLO en el Mioceno, lo que tiene como consecuencia una erosión rápida del arco (Adriasola *et al.*, 2005). Es de considerar que las rocas que alojan esta fallas pertenecen a una serie magmática toleítica, sumado a una baja razón La/Yb menor a los intrusivos Miocenos, lo que sugiere que estos plutones se habrían generado en un posible régimen extensional, que habría comenzado en el Jurásico y habría terminado en el Cretácico Inferior, caracterizado por eventos magmáticos de gran volumen tanto en el arco como en el trasarco (Echaurren, 2017). Según esto, las unidades Cretácicas que afloran en el área de estudio podrían haber correspondido a los últimos episodios magmáticos, ya que según reconstrucciones tectónicas realizadas para estas latitudes por otros autores, expuestas en Echaurren, (2017), proponen un una extensión en el Paleógeno, generada por una subducción altamente oblicua entre la placa Farallón y la Sudamericana, esto se evidencia por la inexistencia de rocas intrusivas Paleógenas durante este periodo entre los 36° y los 43° L.S (Muñoz *et al.*, 2000).

De haber un existido régimen extensional, durante el Paleógeno, en la zona de estudio, este habría sido de manera localizada, esto debido a la configuración tectónica que rige en la zona, ya que las fallas de rumbo en ambientes convergentes tienden comúnmente a formar zonas de extensión de tipo cuencas *pull-apart*, como respuesta a una deformación a gran escala. Dicho lo anterior, este tipo de estructuras habría acumulado las secuencias volcánicas y volcanosedimentarias marinas generadas entre el Jurásico y Cretácico Inferior (Pankhurst *et al.*, 1998; Adriasola *et al.*, 2005), las cuales se depositaron de manera inconforme sobre el basamento metamórfico Paleozoico y los intrusivos Cretácicos relativamente erosionados.

Por otro lado, como se menciona anteriormente, las estructuras con rumbo NE-SW, propuestas como fallas de tipo **P**, serian controladas directamente por la ZFLO y alzarían las rocas de las unidades metamórficas. En base a esto se propone, que la traza principal de la falla Tagua-Tagua con las fallas tipo **P** (falla Río Manso y la paralela a esta), ubicadas en el sector entre Llanada Grande y el embarcadero Punta Maldonado, formarían una estructura de tipo flor positiva (*pop up*), ya que ambas presentan un carácter inverso en su movimiento una cinemática dextral y son sub-paralelas en sí (Figura 5.13).

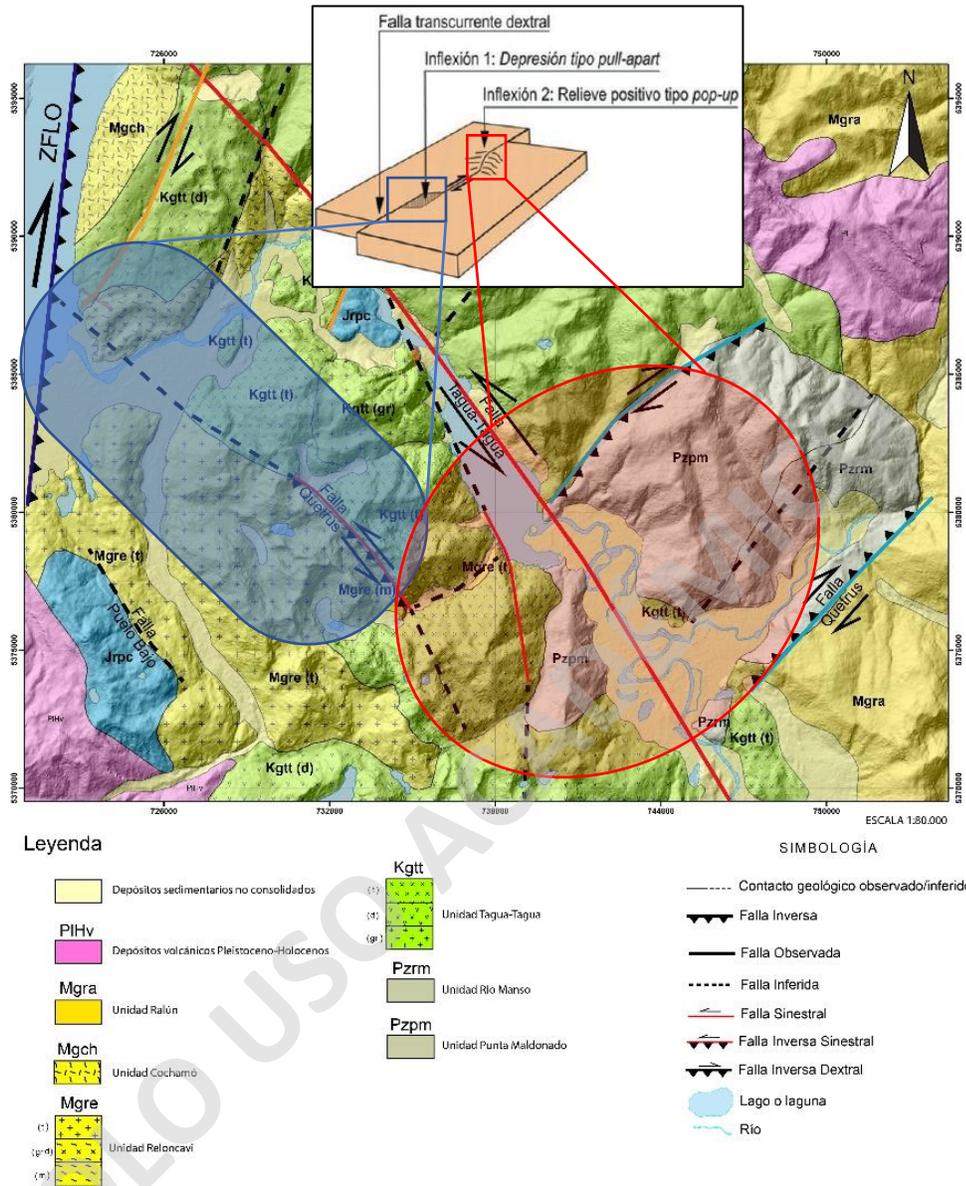


Figura 5.13: Relación estructural y su geometría con respecto a la falla Tagua-Tagua.

5.4 Cronología de la deformación y emplazamiento

La geología en torno al Lago Tagua-Tagua surge de la evolución continua desde el Paleozoico tardío -Triásico, posterior al evento orogénico “San Rafael” hasta la actualidad (Coloma, 2017; Del Rey *et al.*, 2016; Mpodozis y Ramos, 1989).

- La evolución geológica de la zona de estudio habría presentado distintos periodos de modelamiento, el cual habría comenzado en el Paleozoico tardío asociado a un régimen tectónico de carácter compresivo entre el Devónico Tardío – Carbonífero y estaría relacionado al inicio de la subducción en el margen occidental de Gondwana (Varela *et al.*, 1991; Augustsson, 2008; Giacosa *et al.*, 2012). En este periodo se habrían formado rocas metamórficas de la zona de estudio, estas presentan una foliación S1, con direcciones predominantes NE-SW y NNE-SSW, con una sobre imposición de S2 de forma ortogonal a la primera foliación, formando el clivaje de crenulación observadas en los gneises y anfibolitas del complejo metamórfico Punta Maldonado (Figura 5.14).
- Posteriormente, ocurre un evento extensional, con direcciones de esfuerzos E-W, ocurrido durante el Jurásico medio – Cretácico temprano (Giacosa *et al.*, 2012) generando consigo estructuras de carácter normal con rumbo predominante N-S, NE y NW (Falla Tagua-Tagua y Falla Quetrus) (Figura 5.14). Estas fallas habrían favorecido la ocurrencia de depocentros que ayudaron a la descompresión de la corteza que habría ayudado a generar intrusivos de gran volumen (Unidad Tagua-Tagua y Cascajal) y el espacio para que se depositaran sedimentos *syn-rift* (De La Cruz *et al.*, 2004; Giacosa *et al.*, 2012).
- Finalizando el periodo extensivo, comienza uno compresional perpendicular a la fosa pasando rápidamente a tener uno oblicuo (NE-SW) de carácter dextral de carácter extenso, el cual habría tenido lugar entre el Cretácico Superior - Mioceno medio (De La Cruz *et al.*, 2004). El cual habría causado la reinversión parcial de las fallas normales generadas en el evento extensivo originando una deformación estilo “piel gruesa” (Falla Tagua-Tagua y Falla Quetrus) (Echaurren, 2017) (Figura 5.14).
- Esta deformación en dirección NE-SW sumado a un alto periodo de actividad tectónica afectado principalmente por el movimiento absoluto de la Placa Sudamericana hacia el oeste, provocando un aumento significativo en la tasa de convergencia perpendicular al margen y , por lo tanto, incrementa el acople interplaca (Echaurren, 2017; Adriasola *et al.*, 2005), provoca que las fallas de carácter regional como la ZFLO cambie su cinemática a una dextral (Figura 5.14), y esto deriva que por movimientos transpresivos se reinvertieran las fallas Tagua-Tagua y Quetrus, provocando que la falla Tagua-Tagua se comporte como zona de falla de cizalle.

- Sincrónicamente a los eventos tectónicos del Cretácico superior, la tasa de producción magmática del arco alcanza sus mayores valores (Echaurren, 2017). La reactivación parcial que ocurre a fines de este periodo favorece el emplazamiento y ascenso de estos plutones, como lo es el caso de la Unidad Tagua-Tagua (Descrita en este trabajo) y Cascajal (Figura 5.14), las cuales usan las zonas de debilidad como canales de ascenso, para emplazarse. Estas rocas sugieren una exhumación en etapas, con tasas lentas de alzamiento que afectaron un amplio sector del basamento Paleozoico, formando posiblemente anfibolitas cercano a los contactos entre estas rocas (Unidad Punta Maldonado y Río Manso) (Thomson *et al.*, 2001).
- Para fines del Cretácico Superior a estas latitudes ($\sim 41^{\circ}$ - 42° S) se propone una configuración tectonomagmática generada por una somerización del ángulo de inclinación de la placa oceánica, que habría provocado un acople entre placas elevado que habría desarrollado la deformación de la placa continental (Suárez *et al.*, 2010; Echaurren, 2017). Posteriormente, la subducción de dorsales oceánicas genera una reducción del acople y de la fuerza de empuje (*slab pull*) (Echaurren, 2017), interrumpiendo la contracción y generando un sece del magmatismo y de la deformación.
- En el Paleoceno- Mioceno Inferior, se define un gap magmático (Suarez *et al.*, 2010), debido a la convergencia altamente oblicua, provocar la migración del arco hacia Argentina y engrosar parcialmente la corteza (Echaurren, 2016) (Figura 5.14).
- A fines del Oligoceno comienzos del Mioceno, la ruptura de la placa Farallón determino la subducción hacia el este de la placa de Nazca, provocando un aumento significativo de las tasas de convergencia (Adriasola *et al.*, 2005; Echaurren, 2017). En sus etapas iniciales, la rápida subducción, el acople interplaca a partir del Mioceno medio habría provocado una nueva etapa de deformación contraccional (Echaurren, 2017), reactivando las estructuras generadas en el periodo extensivo, como lo son las fallas Tagua-Tagua y Quetrus (Figura 5.14).
- La subducción oblicua dextral (Orts, 2012; Cembrano, 1996; Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano *et al.*, 2000; Hernández– Moreno *et al.*, 2016), acompañado de un avance rápido de la placa oceánica (Pankhurst *et al.*, 1999), repercute en el comportamiento de la ZFLO,

el cual segmenta la deformación en el bloque oriental ayudando a que las fallas NW (falla Tagua-Tagua y Quetrus) se inviertan y cambien su cinemática.

- Esta posible inversión y cambio de cinemática entre el Mioceno favorece de igual modo al ocurrido con los intrusivos Cretácicos ascendiendo por las zonas de debilidad heredadas de la corteza (Peña, 2019) al emplazamiento de los intrusivos Oligo-miocenos en un sistema compresivo NNW-SSE y NW-SE, reflejado en el análisis estructural principalmente, en los enclaves y en el bandeamiento de las milonitas que forman parte de la Unidad Reloncaví (Tabla 4-2).
- La deformación que existe en la Unidad Reloncaví sugiere un emplazamiento contemporáneo a la reactivación de las fallas. Además, la geoquímica muestra que su fuente es poco diferenciada probablemente mantélica, lo que fundamenta que el canal de ascenso es profundo, lo que coincide con las fallas NW generadas en Jurásico (Figura 5.14).
- Entre el Pleistoceno-Plioceno existe la mayor deformación registrada para la ZFLO (Lavenu y Cembrano, 1999; Cembrano et al., 2000; Hernández– Moreno et al., 2016), la cual desplaza la falla Tagua-Tagua generando una posible distensión de esfuerzos, que es concentrada en las fallas en dirección N-S y NE-SW, exhumando cuerpos pertenecientes al basamento metamórfico y formando una apertura de la traza principal generando una morfología tipo cuenca “*pull apart*” donde se desarrolla ahora principalmente el Lago Tagua-Tagua y una de “*pop up*” en el embarcadero Punta Maldonado donde afloran las rocas metamórficas descritas en este trabajo (Figura 4.13).
- Posterior a la formación de las unidades intrusivas, desde el Pleistoceno el volcanismo tuvo lugar al oeste del área de estudio, emplazado mayoritariamente sobre o cercano a la traza principal de la ZFLO. Luego por medio de la última glaciación (Llanquihue) la configuración geológica fue cubierta por extensas masas de hielo que cubrieron la zona (Porter, 1981).
- Por último, posterior a la Glaciación Llanquihue (Porter, 1981), comienza el retroceso glacial hace aproximadamente 14.000 años antes del presente, siendo este proceso el responsable del modelamiento del paisaje geológico de la zona, el cual es responsable de desarrollar un sistema fluvio-glacial que modelan las rocas intrusivas y metamórficas alzadas en el pasado en el área de estudio, formando múltiples valles en “U”, valles

colgados y rocas aborregadas. Siendo la erosión de estos cuerpos el principal material de los depósitos que cubren la zona de estudio.

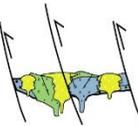
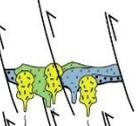
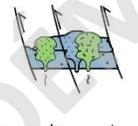
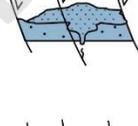
Edad (Ma)	Era	Periodos	Época	Unidades	Litología	Lago Tagua-Tagua	Configuración Tectónica	Estructuras	Esfuerzos locales		
2.58 5.33	Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	Dep. Fluviales			Subducción Oblicua Dextral	Fallas y N-S NE-SW	Compresión E-W		
				Dep. Aluviales y Fluvio-aluviales							
				Dep. Remoción en masa							
		23.03 66.0		Néogeno	Plioceno				Subducción	Inversión total de las Fallas NW	Transpresión E-W
						U. Reloncaví	Tonalitas				
							Granodioritas				
							Milonitas				
						U. Cochamó	Cuarzodioritas				
						U. Rahín	Dioritas				
~145.0 201.3 ± 0.2 251.902 ± 0.024	Mesozoico	Cretácico	Superio	U. Tagua-Tagua	Granito		Subducción	Falla Liquiñe-Ofqui Sinistral	Inversión Parcial de Fallas NW-SE		
					Tonalita						
			Dioritas								
		Jurásico	Superior	Fm. Pichicó	Microdiorita		Extensión	Fallas Normales N-S, NW y NNW	Transpresión NE-SW		
					Secuencia volcánosedimentaria						
		Triásico	Superior				Subducción		Transpresión NW-SE		
		251.902 ± 0.024	Paleozoico	Carbonífero	Devónico	U. Punta Maldonado	Gneis de biotita		Subducción		
							Antifolita				
					Esquistos Verdes						
U. Río Manso	Brechas tectónicas										

Figura 5.14: Cuadro cronoestratigráfico esquemático de la cronología de deformación y emplazamiento.

6 CONCLUSIONES

La evolución geológica entorno al lago Tagua-Tagua, al sureste de la bahía de Cochamó estaría controlada por una sucesión de eventos geológicos comenzando el Triásico hasta la actualidad. Esto estuvo controlado esencialmente por los cambios en los regímenes tectónicos y a la conformación de estructuras de carácter regional paralelo al margen de subducción.

La construcción del paisaje geológico en torno al lago estaría controlada directamente por un sistemas de fallas de rumbo (falla Tagua-Tagua), el cual se regiría por el comportamiento y movimiento de la ZFLO. Esta relación, no tan solo controlaría las estructuras presentes en la zona, sino que también, el proceso de emplazamiento y ascenso de los cuerpos intrusivos presentes en la zona. Esto queda en evidencia según los datos petrográficos, geoquímicos y de lo expuesto por otros autores para estas latitudes.

La información que se desprende de los análisis al respecto de las unidades plutónicas que afloran en el área de estudio sugieren sucesivos episodios magmáticos, relacionados directamente al régimen tectónico de la época. Dicho esto, se desprende que las intrusiones tienen directamente relación con el espesor de la corteza continental, ya que plutones de edades Cretácicas (Unidad Tagua-Tagua) muestran evidencias de una corteza más adelgazada con respecto a los intrusivos Miocenos (Unidad Reloncaví y Cochamó), esto en respuesta a la configuración extensional que se genera entre el Jurásico y Cretácico temprano. Por otro lado, los plutones Miocenos se habrían emplazado en un régimen compresional con una corteza posiblemente más engrosada de manera syn-tectónica.

La historia de emplazamiento de los intrusivos está fuertemente controlada por las estructuras mayores del área de este estudio. La configuración estructural de la zona refleja un modelo acorde a lo que propone Riedel, (1929) para zonas de falla de cizalle, este modelo toma en cuenta el recorrido de las estructuras previamente formadas en los periodos de extensión, y el comportamiento en los periodos de reorganización de placas y promoviendo o interrumpiendo el crecimiento del orógeno. Dicho esto, las estructuras propuestas como tipo R' en este trabajo son consideradas como estructuras heredadas y fueron reactivadas en un primer evento de manera parcial al fines del Cretácico Superior e invertidas completamente en la en el Mioceno y su

movimiento inverso estaría ligado directamente con el ascenso y enfriamiento de los cuerpo intrusivo.

SOLO USO ACADÉMICO

7 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adriasola, A. C., Thomson, S. N., Brix, M. R., Hervé, F., Stöckhert, B. (2005). Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *International Journal of Earth Science*, 95,504-528.

Adriasola, A., y Stöckhert, B. (2008). Cooling histories and deformation of plutonic rocks along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Southern Chile (41°-42°15'S). *Revista Geológica de Chile*, 35(1),39-61.

Angermann, D., J. Klotz, y C. Reigber (1999), Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171(3), 329–334, doi:10.1016/S0012-821X(99)00173-9.

Bohm, M.; Lüth, S.; Echtler, H.; Asch, G.; Bataille, K.; Bruhn, C.; Rietbrock, A. y Wigger, P. (2002). The Southern Andes between 36° and 40 S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics*, 356: 275–289.

Carrasco, V. M. (1995). Geología y geoquímica del Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas, asociadas a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Andes del sur, (41°05'-41°40'L.S.). X región. Memoria de Geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. p. 17-90.

Carrasco, V., Parada, M. A., y López-Escobar, L. (1991). Nuevos antecedentes del batolito norpatagónico asociado a la Zona de Falla de Liquiñe-Ofqui a los 41°30'S, Región de los Lagos, Sur de Chile. Congreso Geológico Chileno. p. 565-568.

Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., y Liu, D.-Y., (2011). Petrology and SHRIMP U–Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32, 508–530, doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.011

Cande, S. C. y Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 91(B1), 471-496.

Cembrano, J., y Hervé, F., (1993). The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes. *Second ISAG*, Oxford (UK), No.21-23, p. 175-178.

Cembrano, J., Hervé, F.; y Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1), pp. 55-66.

Cembrano, J., E. Schermer, A. Lavenu, y A. Sanhueza (2000), Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes, *Tectonophysics*, 319(2), 129–149, doi:10.1016/S0040-1951(99)00321-2.

Cembrano, J., y L. Lara (2009) The link between volcanism and tectonics in the Southern Volcanic Zone of the Chilean Andes: A review, *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113, doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.038.

Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M.P., (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile*. p. 21 – 114.

Coloma, P., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., y N.Ducea. (2017). Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°–30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44 (2), 147–178, doi: 10.5027/andgeoV44n2-a03.

Cunningham, W, D., y Mann, P. (2007). Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. Geological Society, London, Special Publications, 290, 1–12. doi: 10.1144/SP290.1.

Del Rey, A., Deckart, K., Arriegada, C., y Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. Elsevier. *Gondwana Research*, 37, 172–181.

De La Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V., Quiroz, D., 1996. Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'–43°45' Latitude S), X Región, Chile. Congreso Geológico Argentino No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos No.3 Actas 1, 417–424.

Duhart, P., Crignola, G., Ordoñez, BA., y Muñoz J, (2000). Franjas metalogénicas en Chiloé continental (41°–44°S) IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile. Actas No.1, p.201–205

D'Orazio, M., Innocenti, F., Manetti, P., Tamponi, M., Tonarini, S., González-Ferrán, O., Lahsen, A., y Omarini, R. (2003). The Quaternary calc-alkaline volcanism of the Patagonian Andes close to the Chile triple junction: geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the Cay and Maca volcanoes, Chile (~45°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 219–242.

Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M., Valencia, V. (2016). Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44 S) through recognition of syntectonic strata, *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2016.04.009.

Echaurren González, Andrés. (2017-03-23). Evolución tectónica del sistema orogénico Andino en la Patagonia norte (42–44° S). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Futa, K., y Stern, C.R., (1988). Sr and Nd isotopic and trace element compositions of Quaternary volcanic centers of the Southern Andes. *Earth and Planetary Sciences Letters* No.88, p.253–262.

Faulkner, D.; Lewis, A.; Rutter, E. 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip faults: field observations from the Carboneras fault, southeastern España. *Tectonophysics* 367: 235–251.

Giacosa, R., Fracchia, D. y Heredia, N. 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49°S, Argentina. *Geologica Acta* 10: 265- 282.

Hauser, A. (1991). Hans Steffen, precursor del concepto Falla Liquiñe-Ofqui. *Revista Geológica de Chile*, 18 (2): 177-179.

Hernandez-Moreno, C., F. Speranza, y A. Di Chiara (2016), Paleomagnetic rotation pattern of the southern Chile fore-arc sliver (38°S–42°S): A new tool to evaluate plate locking along subduction zones, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 469–490, doi:10.1002/2015JB012382.

Hervé, F., (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe; antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). *Actas I Congreso Geológico Chileno*, p. B39- B56.

Hervé, F., y Thiele, R., (1987). Estado de conocimiento de las Megafallas en Chile y su significado tectónico. *Comunicaciones. Departamento de Geología Universidad de Chile, Santiago*, 38, p. 67-91

Hervé, F. 1994. The Southern Andes between 39° and 44° S Latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. *In Tectonics of the Southern Central Andes* (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors). Springer-Verlag: 243-248. Berlin

Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., y Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: a Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20, 308–324.

Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H., y Pérez de Arce, C. (2001). Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). *Revista Geológica de Chile*. 28, (1), p. 67-90.

Lavenu, A., y J. Cembrano (1999), Compressional and transpressional stress pattern for the Pliocene and Quaternary (Andes of central and southern Chile), *J. Struct. Geol.*, 21, 1669–1691, doi:10.1016/S0191-8141(99)00111-X.

López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P.D., y Tagiri, M. (1993). Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 41°30' and 46°00' S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20, 33–55.

López-Escobar, L., J. Cembrano, y H. Moreno (1995), Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37°–46°S), *Rev. Geol. Chile*, 22(2), 219–234.

Mena, R. (2015). Geoquímica, Desarrollo y Geocronología de los Centros Eruptivos Menores de Cayutué Situados sobre la traza de la Falla Liquiñe-Ofqui, entre S41° y S41°20', X Región de Los Lagos. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología.

Mella, M. (2008). Petrogenesis of the Yate Volcanic Complex (42_30'S), Southern Andes, Chile. PhD Thesis, Institute of Geosciences, University of Sao Paolo, Brazil.

Melnick, D., B. Bookhagen, M. R. Strecker, y H. P. Echtler (2009), Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, *J. Geophys. Res.*, 114, B01407, doi:10.1029/2008JB005788.

Molina, C. (2016). Análisis de Susceptibilidad de Remociones en Masa en las Costas del Fiordo Comau, X región, Chile. Memoria para optar el título de Geóloga. Universidad de Chile. Departamento de Geología. Santiago. Chile.

Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M. y Snelling, N., (1988). Geochronology of the lake region of south entral Chile (39°-42°S): Preliminary results. *J. S. Am. Earth Sci.* No.1, p. 309-316.

Mpodozis, C. y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En: *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (Ericksen, G.E.; Pinochet, M.T, y Reinemund, J.A.). Houston, Texas, Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series. *11*, 59 – 90.

Nalpas, T., Townley, D., y Sanhueza, D. (2011). Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. *Andean Geology* 38 (1): 23-36.

Naranjo, J. A. y Stern, C. R. (2004). Holocene tephrochronology of the southernmost part (42 30'-45 S) of the Andean Southern Volcanic Zone. *Revista geológica de Chile*, 31(2), pp. 224-240.

Niemeyer, H. (1999). *Geología Estructural*. Primera edición. RIL editores: 292. Santiago, Chile.

Orts, D. L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., y Ramos, V. A., (2012). Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41° 30'-43°S). *Tectonics*, 31, 1-24.

Ordóñez, O. (2000). Rocas en Zonas de Falla. *DYNA* 129, 71 – 76.

Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F. y Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile, *Journal of the Geological Society*, 156, p.673-694.

Pardo-Casas, F., y P. Molnar (1987), Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late Cretaceous times, *Tectonics*, 6, 233–248, doi:10.1029/TC006i003p00233.

Pérez-flores, p.; Cembrano, j.; Sánchez-Alfaro, p.; Veloso, e.; Arancibia, g. y Roquer, T. 2016. Tectonics, magmatism and paleo-fluid distribution in a strike-slip setting: Insights from the northern termination of the Liquiñe-Ofqui fault System, Chile. *Tectonophysics*. Vol. **680**: 192-210.

Peña, C., (2019). Caracterización cinemática y dinámica de la zona de falla Liquiñe-Ofqui entre los lagos Panguipulli y Pirehueico, y su control sobre el complejo volcánico Mocho-Choshuenco (39,9°s). Memoria de Título, Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra.

Porter, S. (1981). Pleistocene glaciation in the southern lake District of Chile. *Quaternary Research* 6,100-126.

Quezada, P., (2015). Geología del Basamento de la Región de Los Lagos, Chile; evidencias de magmatismo calco-alkalino y aportes sedimentarios devónicos. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Riedel, W. 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentral blatt fuer Mineralogie, Geologie und Palaeontologie*: 354-368. Stuttgart.

Rosenau, M., D. Melnick, y H. Echtler (2006), Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude, *Tectonics*, 25, TC4013, doi:10.1029/2005TC001943.

Ruíz, B. (2015). Caracterización Hidrogeoquímica de Manifestaciones Termales de la Región de Los Lagos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología. Santiago. Chile

Streckeisen, A., (1978). Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcomission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 8, (10), p. 26-30.

Sylvester, A.G; y Smith, R.R. (1976). Tectonic Transpression and Basement-Controlled Deformation in San Andreas Fault Zone, Salton Trough, California *Bulletin*, 60, 12, p.225-299.

SERNAGEOMIN-BRGM. (1995). Carta Metalogénica Xa Región Sur, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería - Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Informe Registrado IR-9505, 4 Tomos, 10 Vols. 95 mapas diferentes escalas. Santiago, Chile.

Scheuber, E.; y González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic- Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18 (5): 895-910.

Stern, C. R., Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., y Farmer, G. L. (2000): Tectonic setting of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in South Central Chile: An extensional event related to late Oligocene changes in plate convergence rate and subduction geometry. *Actas - Congr. Geol. Chile*. IX, 2, 693-696.

Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 161-206.

Stanton-Yonge, A., W. A. Griffith, J. Cembrano, R. St. Julien, y P. Iturrieta (2016), Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic

Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling, *Tectonics*, 35, 1990–2013, doi:10.1002/ 2016TC004226.

Tikoff, B., y C. Teyssier (1994), Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens, *J. Struct. Geol.*, 16, 1575–1588.

Tebbens, S. F., Cande; S. C., Kovacs, L., Parra, J. C., LaBrecque, J. L., y Vergara, H. (1997). The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 102(B6).

Tomlinson, A.J.; Blanco, N. 1997b. Structural evolution and displacement history of the West Fault System, Cordillera, Chile: Part 2, Postmineral History. *En Congreso Geológico Chileno*, 8, Actas 3: 1878- 1882.

Watt S.F.L., Pyle, D.M., Naranjo, J.A., Rosqvist, G., Mella, M., Mather, T.A., Moreno, H. 2011. Holocene tephrochronology of the Hualaihue region, southern Chile. *Quaternary International* No.246, p.324-343.

SOLO USO ACADÉMICO

8 ANEXOS

8.1 Descripción de rocas mesoscópica y microscópica

CÓDIGO DE MUESTRA		M.A.R-03		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
muestra extraída en las dos cascadas, el primer día en la reserva Tagua-Tagua.				
CRISTALES				
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
plagioclasa	45	euhedrales - subhedrales	G - M - F	presenta zonación
biotita	15	subhedrales	M	biotitas primarias y biotitas secundarias alterando a hornblendas
clorita	5	subhedrales	M - F	rellenando espacios, en micro vetillas y alterando hornblendas
epidota	5	subhedrales	M - F	rellenado espacios y alterando hornblendas
hornblenda	10	subhedrales	F	Cloritizadas, epidotizadas y biotitizadas
cuarzo	15	euhedrales	G - M - F	rellenando espacios y primarios
opacos	3	anhedrales	F	
piroxeno	2		F	
CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES				
Las biotitas estan fragmentadas, presentan hornblendas en texturas glomeroporfírica				
NOMBRE	tonalita de biotita			

CÓDIGO DE MUESTRA

M.A.R - 07

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

MINERALOGÍA	CRISTALES			OBSERVACIONES
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	
plagioclasa	60	euhedrales - subhedrales	M - F	se presenta en dos familias de tamaño (tanto en la roca de caja como en la vetillas), también presenta zonación en los de mayor tamaño. También se presentan en vetillas con cuarzos
cuarzo	20	euhedrales - subhedrales	M - F	se presentan en vetillas y también en la roca de caja
biotita	5	subhedrales - anhedrales	G - M - F	fragmentados y alterados a clorita y epidota
sericita	2	rellenando espacios	F	vetillas sinuosas y diseminada
opacos	5	/	M - F	orientados como fluidos, superpuestos a la roca de caja
epidota	5	alterando biotitas	F	altera las biotitas
clorita	3	alterando biotitas	F	altera las biotitas, rellena espacios y están en vetillas.

CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES

las biotitas se presentan alterando a algunas hornblendas, también se presentan biotitas orientadas y alteradas a epidota y clorita. Se ven los cristales granos equigranulares con una leve excepción de plagioclasas y cuarzos. Las biotitas y hornblendas se presentan con textura de reabsorción

NOMBRE	tonalita de biotita
---------------	---------------------

CÓDIGO DE MUESTRA	M.A.R - 10
--------------------------	------------

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

metatonalita deformada extraída en el valle norte, la muestra de mano presenta cuarzos deformados, además presenta colas sigmas, de color melanocráticas. Se presenta en contacto con las rocas tonalíticas con enclaves dioríticos

CRISTALES				
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
cuarzo	20	euhedrales y subhedrales	M - F	dos familias por tamaño
biotita	20	subhedrales	M	orientadas, desintegradas y elongadas en una dirección
plagioclasa	40	euhedrales y subhedrales	M - F	se presentan en dos familias de dos tamaños distintos
feld-K	5	subhedrales	F	se presentan de manera aleatoria
sericita	3	masiva y subhedrales	Micro - F	elongadas en una dirección, al parecer siguen un posible flujo
hornblendas	2	euhedrales y subhedrales	M	orientada y alterado
clorita	5		alterando biotitas y hornblendas	
epidota	5		alterando biotitas y hornblendas	

CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES

franjas mineralógicamente separadas entre plagioclasas y cuarzos, además los biotitas se ven inmersas dentro de la roca de caja de manera elongadas. Posible textura concertal

observaciones generales

aparece un micro enclave o vetilla básico, presenta olivinos y piroxenos.

NOMBRE	Granodiorita
---------------	--------------

CÓDIGO DE MUESTRA	M.A.R - 11
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO	

MINERALOGÍA	%	FORMA	CRISTALES	
			TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
plagioclasa	35	anhedrales	0,2-2	Cristales fragmentados rellenando espacios entre biotitas
cuarzo	10	anhedrales	0,1-0,5	Cristales pequeños rellenando espacios entre y dentro de biotitas
biotita	35	subhedrales-anhedrales	0,5-2,5	Presentan marcada extinción a puntitos y textura poikilítica, ya que dentro de grandes cristales de biotita se observan múltiples cristales de cuarzo
hornblendas	13	subhedrales-anhedrales	0,2 - 2	
opacos	7	anhedrales	0.1-2,5	Distribución homogénea en la roca y ocasionalmente cristales más grandes con textura poikilítica (incluyendo cuarzos).

CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES

Enclave rico en biotitas, las cuales tienen textura poikilítica, incluyendo cuarzos pequeños dentro de estas. Entre los cristales grandes de biotita se observan cuarzos y plagioclasas <5mm.

NOMBRE	Tonalita de biotita
---------------	---------------------

CÓDIGO DE MUESTRA

M.A.R - 12

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

CRISTALES				
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES
			(mm)	
plagioclasa	60	euedral-subhedral	0,1-0,5	Corresponden a microlitos de plagioclasa orientados de forma aleatoria.
hornblenda	25	anhedral-subhedral	<0,4	Entre intersticios de microlitos de plagioclasa
clorita	10	anhedral	<0,3	Como bordes de reacción en hornblendas
opacos	4	anhedral-subhedral	<1	Se distribuyen de forma homogénea en la roca
cuarzo	<1	anhedral	1-2,5	Cristales aislados
CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES				
Roca de textura afanítica, compuesta por microlitos de plagioclasa y hornblendas. Estas últimas se presenta con formas anhedrales entre espacios triangulares entre plagioclasas y ocasionalmente con bordes de reacción.				

Dique de composición andesita				
CRISTALES				
NOMBRE	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
MINERALOGÍA				
plagioclasa	55	anhedral-subhedral	0,3-2	Se presentan en ocasiones como cristales acumulados euhedrales de tamaños >1 mm, algunos de ellos con alteración a sericita y cortados por vetillas de calcita. Los cristales más pequeños se encuentran rellenando espacios entre hornblendas de gran tamaño.
hornblenda	25	anhedral-subhedral	0,5-5	Generalmente se presentan como cristales de gran tamaño, anhedrales con textura poiklítica, en donde se incluyen cristales más pequeños de hornblenda. De forma menos frecuente se encuentran con bordes de reacción alterándose a clorita.
clorita	9	anhedral	<1	Alterando en bordes de hornblendas
calcita	4	anhedral	<1	Se presenta entre maclas de plagioclasas y como cristales entre cavidades desarrolladas en hornblendas
sericita	2	anhedral		Se presenta diseminada entre las maclas de cristales de plagioclasa.
opacos	5	anhedral-subhedral		Se distribuyen de forma homogénea en la roca
CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES				
<p>Corresponde a una roca con textura fanerítica de grano grueso, compuesta principalmente por plagioclasas y hornblendas. Destaca la ausencia de cuarzo en su mineralogía y ocasionalmente muestra bordes de reacción y textura poikilítica</p>				

NOMBRE

Gabro de hornblenda

CÓDIGO DE MUESTRA

mar-20

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO**CRISTALES**

MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES	TEXTURAS
Roca de caja					
plagioclasa	40	euhedrales - subhedrales		se encuentran alteradas a micas blancas posibles sericitas	bordes de reaccion
clorita	15	alterando a las biotitas		se encuentra alterando la roca total en sectores, además de altera pervasivamente a las biotitas	
hornblenda	20	subhedrales anhedrales			reabsorción
sericita	3	rellenando intertircios		algunas se encuentran orientadas	alterando a la roca
biotitas	15	subhedrales anhedrales		deformadas	cloritizadas
cuarzo opacos	5	reyenando intertircios anhedrales			en intertircios
	2	anhedrales			
Dique					
clinopiroxenos	4	anhedrales		son cristales finos	
ortopiroxenos	10	anhedrales		cristales finos a medios	
plagioclasa	50	euhedrales - subhedrales			traquitica
hornblendas	20	euhedrales - subhedrales			glomeroporfirico
olivinos	1	subhedrales			reabsorvidos
vidrio	15	rellenando intertircios			

CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES

contacto recto con la roca de caja,
los cristales mejor conservados son los de hornblenda y algunos ortopiroxenos
traquitica en los bordes de los cristales mayores
se presenta como una roca faneritica en muestra de mano tanto la roca de caja como el dique
la roca tendria una deformacion posterir a la cristalizacion de las biotitas, podria ser asociado a la intrucion
el dique presenta una textura ofitica a sub ofitica

NOMBRE

Rx Caja: diorita de hornblenda; Dique: basalto

CÓDIGO DE MUESTRA	M.A.R - 21			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
dique máficos, camino a Cochamó este presenta datos de rumbo y manteo, se presenta de color verde, alterado, de granos que se pueden ver a simple vista.				
CRISTALES				
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
Hornblendas	40	Euhedral Subhedral	M - F	
Plagioclasa	35	subhedral euhedral	F - (M)	bordes de reacción
ortopiroxeno	10	subhedral	F	
clinopiroxeno	5	subhedral	F	se encuentran dentro de los anfiboles
clorita	5	alterando plagioclasas y anfiboles	micro	alterando
epidota	5	alterando plagioclasas y anfiboles	micro	alterando a anfiboles y piroxenos
NOMBRE	Química: Gabro Rx caja: diorita			

CÓDIGO DE MUESTRA

M.A.R-22

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

CRISTALES					
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES	TEXTURAS
plagioclasa	40	euhedrales - subhedrales	G		zonación
biotitas	15	subhedrales anhedrales	G-M-F	se presentan también fragmentadas	consertal, bordes de reacción, reabsorción
hornblendas	10	euhedrales - subhedrales	M F		reabsorción, bordes de reabsorción, concertal
cuarzos	20	euhedrales - subhedrales	F		
clinopiroxenos	7	euhedrales subhedrales anhedrales	M F		
orto piroxenos	3	subhedrales anhedrales	F		
opacos	3		F		
zircones	1		F	se aprecian dentro de las plagioclasas	poikilitica
aptito	1				

CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES

poikilitica en hornblendas con piroxenos, posibles sombras de presión o colas sigmas en biotitas.
Contacto con la roca de caja difuso

NOMBRE

tonalita de biotita

CÓDIGO DE MUESTRA	M.A.R-24			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
CLASIFICACIÓN POR TAMAÑO DE GRANO				
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
FENOCRISTALES	protolito			
plagioclasa	30	subhedrales	m	posible textura antipertítica
hornblenda	15	anhedrales y subhedrales	m	algunas alteradas a clorita y epidota
biotita	10	anhedrales y subhedrales	f	siguen una orientación
sericita	5		f	
cuarzo	40	euhedrales	g	
DESCRIPCIÓN DE ROCA				OBSERVACIONES
FABRICA				
isótropa con cristales equidimensionales				biotitas y sericita
linear con cristales elongados				
ESTRUCTURA				
sombras de presión				en los cuarzos
S				
bandeamiento				
TEXTURAS				
granoblástica				
lepidoblástica				
inequigranular				
Textura final				
granolepidoblástica				
NOMBRE	Metagranodioritas de actinolita			

CÓDIGO DE MUESTRA

M.A.R-25

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

este afloramiento se encuentra en el extremo noroeste del lago Tagua-Tagua, se encuentra a orillas de camino en un corte artificial para generar el camino hace el embarcadero punta canelo. Aquí aparecen varios cuerpos intrusivos, los más oscuros (máficos se encuentran cortando a cuerpos blanquecinos posiblemente tonalitas o granitos, altamente alterados a clorita y epidota

CLASIFICACIÓN POR TAMAÑO DE GRANO

FENOCRISTALES	%	FORMA	TAMAÑO	OBSERVACIONES	TEXTURAS
			(mm)		
plagioclasa	45	euhedrales y subhedrales	G - M / 0,2 a 2 mm		poikilitica con hornblendas
hornblenda	20	subhedrales y euhedrales	M a F / 0,2 a 1 mm		bordes de reacción a biotita
biotita	10	subhedrales -anhedrales	F / 0,1 a 0,5		reabsorción y bordes de reacción
micas blancas	5	alterando plagioclasa	F / 0,01 a 0,1	en plagioclasas	
cuarzo	2	subhedrales	F / 0,01 a 0,2	aislados	
clinopiroxeno	5	euhedrales - subhedrales	M a F / 0,1 a 0,4		bordes de reacción a hornblendas
sericita	3	en vetillas y alterando plagioclasas	F / 0,02 a 0,05	en vetillas y alterando algunas plagioclasas	
epidota	5	alterando biotita	M a F	alterando a las hornblendas y también como vetillas	alterando biotitas
opacos	5				
NOMBRE	Diorita de hornblenda				

CÓDIGO DE MUESTRA		M.A.R - 26		
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO				
dique, aledaño a la tonalita sin alteración , camino al Lago Tagua-Tagua				
CRISTALES				
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
orto piroxenos	10	euhedrales - subhedrales		se encuentran en dos familias de tamaño están como xenolitos y como agregados minerales
plagioclasas	55	euhedrales - subhedrales		glomeroporfírica, traquítica entorno a los cristales
biotita	3	subhedrales anhedrales		
clorita	3	alterando (masivo en cristales de hornblenda)		
hornblendas	5	euhedrales - subhedrales		
clino piroxenos	15	euhedrales - subhedrales		
opacos	7	subhedrales anhedrales		
NOMBRE	Q: Gabro / M: diorita			

CÓDIGO DE MUESTRA		M.A.R - 27			
CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO					
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES	TEXTURAS
plagioclasa	60	euhedrales	0,1 a 1mm -1 a 5mm	dos familias de cristales una de grano medio a grueso hasta 5mm en su eje mayor.	zonación
clorita	10	subhedrales		alterando a las hornblendas	
piroxenos	15	subhedrales	0,01		
hornblendas	10	subhedrales		alteradas a clorita y a sericita	
sericita	2	diseminada		diseminada	
pumpellita	2	alterando a hornblendas		se encuentra asociado a las cloritas	
opacos	1				
NOMBRE	Q: Gabro / diorita				

CÓDIGO DE MUESTRA		M.A.R - 30			
CRISTALES					
MINERALOGÍA	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES	TEXTURAS
cuarzo	45	subhedrales	0,1 a 0,5mm - 0,5 a 3mm		grafica o vermicular
clorita	5	subhedrale	alterando	en interticios	
biotita	5	anhedrales	0,1 a 0,3 mm		reabsorbidas
feldespato potasico	15	subhedrales - anhedrales	0,1 a 0,2 mm		rellenando interticios, poikilitica
hornblendas	7	subhedrales anhedrales	0,1 s 0,5 mm		reabsorción
plagioclasa	20	subhedrales	0,1 a 0,5 mm - 0,5 a 1 mm		bordes de reaccion

opacos	3	0,5 a 10,8 mm	
NOMBRE	granito / granito		

CÓDIGO DE MUESTRA	M.A.R-36				
CRISTALES					
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES	TEXTURA
MINERALOGÍA					
cuarzo	20	subhedrales	M - F	se presenta de manera masiva y en vetillas milimétricas	recristalización
plagioclasa	35	subhedrales	F		quebradas
feld-k	10	subhedrales	F	se presenta en dos familias	
epidota	7	subhedrales	F		
clorita	5	subhedrales	F	orientada	
actinolita	15	subhedrales	F	orientados	
hornblendas	5	euhedrales y subhedrales	M - F	en enclaves	
opacos	3	-	F	orientados	
CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES					
bandeamiento de actinolita y de opacos las hornblendas se encuentran en los enclaves máficos del extremo la roca presenta esquistosidad micro vetillas de epidota cortando el bandeamiento					
NOMBRE	esquisto verde				

CÓDIGO DE MUESTRA

M.A.R-37

CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

MINERALOGÍA	CRISTALES			OBSERVACIONES
	%	FORMA	TAMAÑO (mm)	
plagioclasa	35	euhedrales - subhedrales	G - M	se encuentran dos familias de tamaño. Las de grano fino se encuentran mejor conservadas con menos alteración a micas blancas, en cambio cristales de grano grueso se encuentran altamente alteradas a micas blancas.
hornblenda	20	euhedrales - subhedrales	G - M	
cuarzo	10	subhedrales	M - F	
clorita	10	euhedrales - subhedrales	F	
epidota	5	subhedrales	F	
micas blancas	10	subhedrales	MIC	alterando a las plagioclasas
opacos	3	-	F	se aprecia que en los bordes de algunos opacos se distingue una aureola de color rojo anaranjado rodeando al opaco
piroxeno	2	euhedrales	F	
biotitas	5	subhedrales	F	
titanita				
CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES				
Los opacos presentan una relación de espacio con las hornblendas				
presenta textura poikilitica entre un piroxeno en la plagioclasas				
NOMBRE	Tonalita de hornblenda			

CÓDIGO DE MUESTRA		M.A.R - 43			
		CRISTALES			
MINERALOGÍA	%	FORMA	Tamaño absoluto	TAMAÑO (mm)	OBSERVACIONES
CAJA					
cuarzo	20	anhedrales		G-M-F	en contacto con el enclave en su mayoría, ya que, otros se encuentran en la roca de caja como primarios
plagioclasa	35	euhedrales - subhedrales		G a M	en sus bordes están alterados a micas blancas
hornblendas	20	euhedrales - subhedrales		G a M	
piroxenos	<1	subhedrales		F	poikilitica
opacos	5	anhedrales		F	en todo el corte
biotita	10	subhedrales - anhedrales			
Feld k	5	anhedrales			
micas blancas	5	anhedrales		MICRO	alterando plagioclasas
ENCLAVE					
plagioclasa	35	subhedrales		F	en ocasiones están alterados a micas blancas
biotita	10			M a F	
hornblendas	40	euhedrales - subhedrales		M a F	
opacos	5	anhedrales		F	
epidota	5	subhedrales		F	rellenado espacios
zircón	1				poikilitica en biotita
piroxenos	4	subhedrales		F	poikilitica en plagioclasa
CARACTERÍSTICAS DE LOS CRISTALES					
NOMBRE	Tonalita de hornblenda (Caja) - Diorita de Hornblenda (enclave)				

8.1 Geoquímica de las muestras

Código Muestra		M.A.R - 06	M.A.R - 07	M.A.R - 11	M.A.R - 12	M.A.R - 14	M.A.R - 20	M.A.R - 21	M.A.R - 24	M.A.R - 26	M.A.R - 27	M.A.R - 30	M.A.R - 33	M.A.R - 34	M.A.R - 41	M.A.R - 43	
SiO2	%	0,01	61,94	58,84	44,69	50,05	41,3	59,46	47,51	48,24	48,93	52,72	74,63	48,61	59,91	50,3	66,03
Al2O3	%	0,01	15,97	15,86	18,87	19,19	19,71	16,49	16,37	19,71	16,47	20,37	13,25	19,23	16,92	21,9	15,71
Fe2O3	%	0,04	6,52	11,16	14,12	8,85	12,2	7,32	9,44	10,94	9,67	7,86	2,29	9,87	6,73	7,91	4,85
MgO	%	0,01	2,63	1,76	7,42	5,6	8,03	2,98	8,75	4,55	6,96	2,89	0,58	5,3	4,07	3,64	1,73
CaO	%	0,01	5,91	2,78	3,88	10,37	12,02	6,73	10,36	8,9	11,06	9,02	1,62	9,06	2,11	9,31	3,91
Na2O	%	0,01	3,06	6,1	3,16	3,08	1,29	2,91	2,14	3,19	2,33	3,47	5,39	3,48	6,12	4,41	3,31
K2O	%	0,01	1,63	0,25	4,19	0,35	0,91	1,23	0,59	1,08	0,73	0,93	0,89	0,3	0,05	0,38	2,13
TiO2	%	0,01	0,6	1	1,35	0,89	1,16	0,74	0,76	0,92	1,22	1,02	0,32	0,8	0,77	0,6	0,43
P2O5	%	0,01	0,1	0,28	0,08	0,07	0,03	0,12	0,09	0,17	0,12	0,19	0,04	0,09	0,15	0,11	0,06
MnO	%	0,01	0,13	0,2	0,2	0,2	0,15	0,13	0,18	0,22	0,17	0,12	0,02	0,19	0,16	0,18	0,09
Cr2O3	%	0,002	<0,002	<0,002	0,004	0,007	0,007	0,004	0,082	<0,002	0,023	<0,002	<0,002	<0,002	0,004	<0,002	0,002
Ba	ppm	1	397	79	623	276	95	384	103	236	96	175	130	114	27	130	577
Ni	ppm	20	20	20	20	54	20	78	20	20	20	20	20	20	20	20	20
Sc	ppm	1	21	24	42	33	52	23	46	33	36	23	8	34	26	24	11
LOI	%	-5,1	1,3	1,6	1,7	1,1	2,9	1,7	3,4	1,8	2,1	1,2	0,9	2,8	2,8	1	1,5
Sum	%	0,01	99,84	99,89	99,74	99,81	99,72	99,82	99,74	99,78	99,75	99,86	99,94	99,77	99,83	99,8	99,87
Be	ppm	1	<1	1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	2
Co	ppm	0,2	13,1	14,9	29,3	24,3	40,4	16,4	36,6	22,4	31,5	13,4	2,7	31	16,6	19	9,5
Cs	ppm	0,1	1,3	0,3	4,5	0,9	1,8	1,9	1,8	4,3	0,9	0,7	0,5	0,2	0,2	0,4	1,9
Ga	ppm	0,5	14,1	14,5	19,2	14,7	14,9	14	15,4	17,2	15	16,3	10,8	16,5	14,7	17	12,7
Hf	ppm	0,1	2,2	3,6	1,1	1,3	0,5	3,2	1,4	0,5	1,6	1,7	4,5	1,1	3,3	1,1	3
Nb	ppm	0,1	2,4	3,1	3,7	0,9	0,4	2,1	1,1	0,6	2,9	2	3,2	0,8	2,3	0,8	2,3
Rb	ppm	0,1	42,8	5,9	106,4	7,2	24,5	29,9	12,9	38,4	25,4	22,7	26	6,9	1,1	9,9	55,4
Sn	ppm	1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sr	ppm	0,5	334	147,7	266,6	263,4	415,4	364,7	355,2	478,2	405,7	358,8	134,9	398,2	229,2	572	321,7
Ta	ppm	0,1	0,2	0,2	0,2	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,1	0,2	<0,1	0,2	<0,1	0,2
Th	ppm	0,2	3,2	6,5	0,5	0,2	0,4	5,3	0,7	0,9	0,3	0,7	7,4	1,1	6,4	1,2	15,7
U	ppm	0,1	1	1	0,2	<0,1	0,2	1,2	0,2	0,3	<0,1	0,4	1,6	0,3	1,6	0,4	1,9
V	ppm	8	145	98	395	242	459	177	257	286	299	144	27	298	172	228	89
W	ppm	0,5	<0,5	0,8	<0,5	6,1	1,5	1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7	0,6	0,8	<0,5	0,7
Zr	ppm	0,1	70,6	122,4	37,7	45,6	10,1	106,3	45,4	13,2	63,9	64,3	152,4	38,1	119,4	37,7	101,7
Y	ppm	0,1	24,3	34,3	8,7	18,5	9,9	25,1	14,8	13,8	18,8	19,9	32,2	16,3	25,7	14,1	16,3
La	ppm	0,1	10,8	17,3	5,3	3	2,3	13,1	4,1	6,6	6	7,1	10,5	6,8	15,3	12,6	41
Ce	ppm	0,1	23,9	37,1	9,4	6,8	5,5	26,8	10	13,5	12,7	14,3	25,6	13,8	32,6	24,2	77,2
Pr	ppm	0,02	3,38	4,82	1,24	1,12	0,88	3,7	1,47	1,88	1,94	2,1	3,67	1,94	4,34	3,29	8,36
Nd	ppm	0,3	14,5	20,8	5	6	4,9	15,8	7,1	8,6	8,9	9,6	15,3	9,2	17,7	14,1	28,4
Sm	ppm	0,05	3,59	5,08	1,25	1,98	1,46	3,8	1,91	2,06	2,38	2,63	3,73	2,39	4,22	3,39	4,18
Eu	ppm	0,02	0,91	1,07	0,63	0,82	0,56	0,84	0,74	0,99	0,95	1,2	0,54	0,83	1,06	0,86	0,78
Gd	ppm	0,05	3,75	5,77	1,41	2,7	1,92	4,02	2,37	2,38	2,86	3,23	3,79	2,69	4,44	3,33	3,35
Tb	ppm	0,01	0,64	0,97	0,24	0,5	0,31	0,67	0,43	0,39	0,5	0,56	0,75	0,45	0,75	0,47	0,48
Dy	ppm	0,05	3,85	5,72	1,52	3,15	1,92	4,08	2,55	2,35	3,22	3,47	4,88	2,82	4,61	2,45	2,83
Ho	ppm	0,02	0,86	1,28	0,34	0,71	0,39	0,92	0,57	0,51	0,7	0,75	1,15	0,62	0,95	0,52	0,57
Er	ppm	0,03	2,52	3,66	1,04	2,14	1,07	2,7	1,65	1,58	2,08	2,29	3,69	1,9	2,77	1,41	1,74
Tm	ppm	0,01	0,37	0,51	0,14	0,3	0,14	0,41	0,24	0,21	0,33	0,32	0,59	0,27	0,4	0,21	0,25
Yb	ppm	0,05	2,56	3,34	0,93	1,97	0,88	2,63	1,63	1,43	2,04	2,17	3,96	1,72	2,81	1,36	1,74
Lu	ppm	0,01	0,4	0,53	0,15	0,32	0,13	0,41	0,25	0,23	0,31	0,35	0,65	0,27	0,43	0,21	0,29
TOT/C	%	0,02	<0,02	0,11	<0,02	0,05	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	0,06	<0,02	0,04	<0,02	0,02
TOT/S	%	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02
Mo	ppm	0,1	0,5	0,6	0,2	0,4	0,3	0,6	0,1	0,4	0,2	0,3	0,8	0,2	0,2	0,9	0,7
Cu	ppm	0,1	31,9	3,6	23,4	71,2	9,5	123,8	46	84	21,2	6,4	7,2	121,6	52,2	98,8	14,5
Pb	ppm	0,1	8,5	2,5	3,9	2,2	3,6	3,2	3	2,3	2,7	1,6	3,4	1,4	1,1	1	3,4
Zn	ppm	1	184	102	111	42	81	46	86	55	69	22	31	69	67	30	54
Ni	ppm	0,1	4,8	2,2	10,1	7,4	28	5,2	62,4	3,4	6,4	2	1,2	9,5	9	4,4	4,3
As	ppm	0,5	3,2	0,6	1,1	0,6	1,4	1	2,7	2	0,7	<0,5	1,4	<0,5	1	<0,5	0,7
Cd	ppm	0,1	0,4	<0,1	0,2	<0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	ppm	0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	ppm	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	ppm	0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	ppb	0,5	2,2	<0,5	<0,5	6,1	0,5	<0,5	<0,5	1,9	<0,5	<0,5	3	2,2	<0,5	4,2	<0,5
Hg	ppm	0,01	0,11	0,02	0,04	0,01	0,04	<0,01	0,03	<0,01	0,02	<0,01	0,02	<0,01	0,01	<0,01	<0,01
Tl	ppm	0,1	0,1	<0,1	0,7	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Se	ppm	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5