



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

**ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DEL COMPLEJO
METAMÓRFICO BAHÍA MANSA Y DE LA UNIDAD
METABASITAS DE ESTAQUILLA, CORDILLERA DE LA COSTA
DE CHILE CENTRAL SUR (41,1-41,6°S; 73,6-73,8°W).**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN GEOLOGÍA

CAMILO JAVIER PALAPE REYES

PROFESOR GUÍA:

DR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

PROFESOR CO-GUÍA:

DR. MAURICIO CALDERÓN NETTLE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

DR. REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

DR. MARCELO FARÍAS THIERS

**Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos FONDECYT 1130227
y 1180457**

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR
AL GRADO DE:** Magíster en Geología
POR: Camilo Javier Palape Reyes
FECHA: 28/01/2020
PROFESOR GUÍA: Francisco Hervé Allamand

**ESTRUCTURA Y METAMORFISMO DEL COMPLEJO METAMÓRFICO BAHÍA
MANSA Y DE LA UNIDAD METABASITAS DE ESTAQUILLA, CORDILLERA DE
LA COSTA DE CHILE CENTRAL SUR (41,1-41,6°S; 73,6-73,8°W).**

En la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur entre los 39 y 42°S, aflora un cordón N-S de rocas metamórficas paleozoicas referidas como el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) al que se asigna una edad devónica a pérmica. Este complejo forma parte de la Serie Occidental (AP/BT) del basamento metamórfico de Chile Central Sur, interpretadas actualmente como un complejo de acreción basal. En el cuadrángulo 41,1-41,6°S; 73,6-73,8°W, se generó un mapa geológico esquemático que permitió establecer la presencia de cuatro unidades del CMBM, de E a O las: Metavolcanitas de Zarao (MZ), Faja Milonítica (FM), Metamorfitas del Río Llico (MRL), y la unidad Metabasitas de Estaquilla (UME), además de nuevos antecedentes petrológicos, geotermobarométricos estructurales y de campo, que contribuyeron a la generación de un conocimiento más acabado este complejo metamórfico. Las MZ presenta edades devónicas, y consisten en metabasitas y escasas metatraquitas. La FM está formada por esquistos psamopelíticos con foliación milonítica. Las MRL están compuestas por metareniscas heterolíticas y metapelitas, interpretadas como una plataforma continental. La UME de edad indeterminada está compuestas por metabasitas de geoquímica N-MORB. En el área se reconocieron cuatro eventos deformativos D1, D2, D1* y D2* en el CMBM que desarrollan foliación penetrativa. El primero, D1, generó el clivaje de plano axial de un pliegue recumbente de escala regional vergente al ONO. El segundo, D2, está asociado a un cabalgamiento vergente al O de las MZ por medio de la FM sobre las MRL, y a su vez también al clivaje de crenulación S2 desarrollado en los núcleos de antiformes y sinformes abiertos D2. El tercero, D1*, y cuarto, D2*, sólo afectan a la UME, y están asociadas a estructuras S-C con foliación anastomosada S1* y al clivaje de plano axial de antiformes y sinformes D2*, respectivamente. Los esquistos psamopelíticos de la FM presentan granate como una fase subordinada, los que exhiben una zonación química de centro a borde de Gro7Alm67Pir6Esp20 a Gro5Alm73Pir8Esp14, y las micas blancas varían sus contenidos de Si de 3.05 a 3.18 apfu. Por tanto, se ha determinado una trayectoria P-T horaria mediante el modelamiento de pseudosecciones en el sistema MnNCKFMASHTO. De los antecedentes recabados se extrae que el enterramiento de los metasedimentos fue a ~22 km de profundidad y 450°C, asociada al evento contraccional del margen en una zona de subducción lenta (D1), probablemente vinculada en un inicio a un prisma de acreción en el margen occidental de Chaitenia. Posteriormente, habría ocurrido la exhumación y calentamiento de esta unidad alcanzando el peak de metamorfismo a ca. 19 km de profundidad y 550°C, durante la amalgamación de estas unidades al hipotético terreno tectonoestratigráfico al margen suroccidental de Gondwana (D2), seguido de una descompresión a 10 km acompañada por un enfriamiento a 490-510°C. Posteriormente, la unidad Metabasitas de Estaquilla, que es un fragmento de corteza oceánica, se habría acrecionado al margen andino (D1*), posiblemente por la subducción de la corteza oceánica durante o posteriormente a la edad de enfriamiento del CMBM, a la latitud de los 41,5°S.

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas las personas que participaron en este largo proceso, personas que creyeron en mí, y fueron pilares fundamentales para la elaboración de este trabajo. Ellas son mis formadores, familiares, amigos y mi pareja, quienes han tenido la paciencia y consejo para terminar en este camino.

Quiero dar gracias a los formadores, por sobre todo al Profesor Francisco Hervé, quién creyó en mí y me dio la oportunidad de continuar mis estudios de posgrado, y me apoyó con su sabiduría y el financiamiento para la realización de esta tesis con el proyecto Fondecyt 1130227 y 1180457. También quiero agradecer el entrenamiento entregado por Nemesio Heredia y sus colaboradores mediante el Proyecto TORANDES con referencia CGL2012-38396-C03-01.

En adición, quiero agradecer los conocimientos y enseñanzas entregadas en sus visitas a Pichilemu de Thais Hyppolito, Sebastián Verdecchia y Fernando Alkimin. También doy las gracias a los colaboradores del proyecto, a Mauricio Calderón por su apoyo en la estructuración de esta tesis, y el procesamiento e interpretación de los análisis de microsonda electrónica, y a Francisco Fuentes por las discusiones en gabinete y en terreno. Agradezco los valiosos comentarios del Profesor Reynaldo Charrier quien ayudó a mejorar la elaboración de este manuscrito.

Finalmente, doy especial agradecimiento a mis padres y a Maritza, por apoyarme pacientemente de principio a fin.

Tabla de contenido

Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Formulación del estudio	1
1.2 Hipótesis de trabajo	2
1.3 Objetivos.....	3
1.3.1 Objetivos generales	3
1.3.2 Objetivos específicos	3
1.4 Ubicación	3
Capítulo 2. Marco Geológico	5
2.1 Rasgos Morfológicos.....	5
2.2 Marco tectónico regional Paleozoico	6
2.3 Antecedentes litológicos.....	12
2.4 Antecedentes geocronológicos	13
2.5 Antecedentes geoquímicos.....	18
2.6 Antecedentes geotermobarométricos	25
2.7 Antecedentes estructurales del Basamento Paleozoico de la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur	28
2.8 Antecedentes estructurales de la cobertura meso-cenozoica de los Andes Norpatagónicos	33
Capítulo 3. Metodología utilizada.....	39
3.1 Levantamiento geológico.....	39
3.2 Análisis macroestructural	39
3.2.1 Relaciones geométricas entre el clivaje de plano axial y la estratificación.....	39
3.2.2 Descripción de pliegues usando estereogramas	41
3.2.3 Análisis microestructural	43
3.3 Métodos analíticos de microsonda electrónica.....	46
3.4 Geoquímica de roca total.....	46
3.5 Modelamiento geotermobarométrico	46
Capítulo 4. Litologías de las unidades presentes en la Cordillera de la Costa ...	48
4.1 Complejo Metamórfico Bahía Mansa	50
4.1.1 Unidad Metamorfitas del Río Llico.....	50
4.1.2 Unidad Faja Milonítica.....	60
4.1.3 Unidad Metavolcanitas de Zarao	62
4.2 Unidad Metabasitas de Estaquilla	64
4.2.1 Sector desembocadura Río Llico y Huahuar	64

4.2.2	Sector Ensenada de Estaquilla	66
4.2.3	Sector Miramar Alto	67
4.3	Depósitos Cenozoicos	67
Capítulo 5.	Geología Estructural	70
5.1	Estructuras asociadas al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa	71
5.1.1	Estructuras D1	71
5.1.2	Estructuras D2	75
5.2	Estructuras asociadas a la unidad Metabasitas de Estaquilla	78
5.2.1	Estructuras D1*	78
5.2.2	Estructuras D2*	81
5.2.3	Estructuras en condiciones frágiles.....	81
5.2.4	Perfiles Geológicos	83
Capítulo 6.	Modelamiento geotermobarométrico	87
6.1	Geoquímica de roca total.....	87
6.2	Química mineral.....	88
6.2.1	Granate	88
6.2.2	Mica Blanca.....	91
6.2.3	Clorita	92
6.2.4	Biotita	92
6.2.5	Plagioclasa, ilmenita y epidota.....	93
6.3	Modelamiento de asociaciones de minerales y evolución P-T	94
Capítulo 7.	Discusión	98
7.1	Aspectos litológicos y relaciones de contacto	98
7.2	Ambiente de deposición del protolito sedimentario	99
7.3	Análisis estructural	100
7.4	Condiciones de metamorfismo	101
7.5	Geoquímica.....	104
7.6	Estructuras de Metabasitas de Estaquilla.....	105
7.7	Geocronología de Metabasitas de Estaquilla	106
7.8	Evolución geodinámica	107
Capítulo 8.	Conclusiones	110
Bibliografía	111
Anexo A:	Mapa de ubicación de puntos de control.....	120
Anexo B:	Mapa de ubicación de muestras.	121
Anexo C:	Base de datos de puntos de control.....	122

Índice de figuras

- Figura 1.1: (a) Mapa geográfico de relieve del área de estudio, donde se destacan las localidades visitadas (puntos amarillos), las rutas disponibles (línea roja), y los esteros y ríos principales (línea azul). El cuadro rojo corresponde al área de estudio..... 4
- Figura 2.1: (a) Mapa esquemático de los rasgos morfológicos mayores de Chile Central Sur, entre Santiago y Puerto Aisén (33°-45°S), del segmento de la Zona Volcánica Sur (1-CC: Cordillera de la Costa, 2-DC: Depresión Central, 3-CP: Cordillera Principal, 4-Cordillera Patagónica), imagen modificada de Charrier et al. (2007). (b) Sección esquemática de este segmento. 5
- Figura 2.2: Mapa geológico de Chile 1:1.000.000 entre los 40° y 42°S (SERNAGEOMIN, 2003). CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, CP: Cordillera Principal..... 6
- Figura 2.3: (a) Mapa de terrenos paleozoicos y fragmentos continentales de Sudamerica, junto a la localización de los sectores de la Puna, Cuyo y Patagonia, modificado de Ramos (2009), figura extraída de Heredia et al. (2018). Los lineamientos son VAL – Valle Ancho y HL – Huinul. (b) Esquema de la distribución temporal de las orogenias paleozoicas de Heredia et al. (2018). Barras sin color, orogenias fuera de los Andes: Pampeano en el sector de Cuyo y Ross en el sector de la Patagonia. Los rectángulos pequeños marcan el comienzo de las colisiones. 8
- Figura 2.4: Características geotectónicas principales en el basamento Paleozoico de los Andes chileno-argentinos y su antepaís durante el Carbonífero Temprano, de Heredia et al. (2018). Suturas (rectángulos pequeños marcados en la placa superior): A- Pampeano, B- Famatiniano, C- Chanico. D- límites entre los sectores andinos paleozoicos que coinciden con los lineamientos andinos: VAL- Valle Ancho, HL- Huinul. E- Vergencias de las estructuras paleozoicas (Rosado: Pampeano, Naranja: Oclóyico, Rojo: Famatiniano, Púrpura: Chanico). F- Sentido de desplazamiento de la litósfera proto-Pacífica al margen de Gondwana. Arcos magmáticos: G- arcos Famatinianos: CFA- arco Famatiniano de Cuyo (Cambrico Tardío – Ordovícico Medio), PFA- arco Famatiniano de Patagonia (Ordovícico), H- arcos Oclóyicos: EP- arco de la Puna Oriental (Ordovícico), WP- arco de la Puna Occidental (Cámbrico Tardío – Silúrico Medio), I- arco Chanico (Devónico), J- arco Gondwánico del sector de Patagonia (Silúrico Tardío – Carbonífero Tardío), K- Zona de subducción Gondwánica. En el cuadro rojo se encuentra la zona de estudio. 9
- Figura 2.5: Características geotectónicas principales en el basamento Paleozoico de los Andes chileno-argentinos y su antepaís durante el Pérmico Tardío, de Heredia et al. (2018). Afloramientos principales de rocas Gondwánicas: A- rocas de antearco pre y sin orogénicas: 1- complejo metamórfico de los Andes Oriental, 8 a 12- Serie Oriental de la Cordillera de la Costa. B- rocas pre-orogénicas de trasarco y rocas sin orogénicas de antepaís periféricas: 2- Tecka-Tepuel, 3- San Rafael Sur, 4- Claromecó, 5- San Rafael Norte. C- Rocas pre-orogénicas de retrocuña y rocas sin orogénicas de cuencas de antepaís de retroarco: 6- Río Blanco, 7 – Paganzo. Suturas pre-Gondwánicas: D- Pampeano, E- Famatiniano, F- Chánico. G- Sutura Gondwánica (rectángulos negros pequeños marcados en la placa superior). H- Vergencias de las estructuras paleozoicas (Negro- Gondwánicas, Marrón- Tabarín). I- Límites entre los sectores paleozoicos andinos que coinciden con los lineamientos andinos: VAL- Valle Ancho, HL- Huinul. J- Traza de las estructuras Gondwánicas. K- Relieves Oceánicos acretados a Gondwana. L- Rocas metamórficas de alta presión relacionadas al prisma de acreción basal Gondwánico (Serie Occidental) emplazadas sobre las de la cuenca de antearco (Serie Oriental): 8- Puerto Montt- Chiloé, 9- Bariloche, 10- Pichilemu- Constitución, 11- Los Vilos, 12- Antofagasta. M- arco Gondwánico: PA- arco Gondwánico del sector de Patagonia (Silúrico Tardío- Carbonífero Tardío), CCB- batolito de la Cordillera de la Costa (Carbonífero Tardío), HCB- batolitos de la Alta Cordillera (Pérmico Temprano), N- arco de Tabarín (Triásico?). O- Margen suroccidental del Pangea: los triángulos marcan la posición de la subducción de

Tabarín. P- Sentido de desplazamiento de la última placa proto-Pacífica del margen de Pangea.	10
Figura 2.6: Mapa paleotectónico esquemático (según Hervé et al. 2013), que muestra el modelo de subducción doble del Devónico propuesto para el segmento entre los 38° - 42°S por Hervé et al. (2016). (b) Esquema que muestra un arco insular oceánico representado por una franja occidental de granitoides juveniles emplazados en el complejo acrecionario y un arco continental esencialmente sincrónico representado por una franja oriental de granitoides andinos. Después de la colisión y la delaminación parcial (c), probablemente a finales del Devónico, una única zona de subducción continuó produciendo los magmas juveniles del Carbonífero Temprano en el borde occidental del Macizo Norpatagónico (Pankhurst et al., 2006).....	11
Figura 2.7: Mapa geológico esquemático de los Andes entre los 39 y 44°S, con la ubicación de las rocas relevantes datadas por U-Pb SHRIMP, modificado de Hervé et al. (2016). Las edades de cristalización para rocas ígneas y ortogneises aparecen en negrita, y las edades máximas de deposición de protolitos metasedimentarios calculados a partir de la edad mínima de circones detríticos, aparecen en itálica. 1, Hervé et al. (2013); 2, Duhart et al. (2001); 3, Pankhurst et al. (2006); 4, Deckart et al. (2014); 5, edades Th-Pb monacita (Cruz-Martínez et al. 2012); 6, Hervé et al. (2003); 7, Duhart et al. (2002); 8, Romero (2014); 9, Hervé et al. (2016); 10, Hervé et al. (2018). Las edades devónicas y carboníferas de interés se encuentran destacadas en rojo, mientras que el cuadro rojo señala el área de estudio.	16
FIGURA 2.8: Diagramas de edad compuesta vs probabilidad de las muestras FO1313, LM1, LM2 y FO1395, extraídos de Hervé et al. (2016).	17
Figura 2.9: Diagramas de edad compuesta vs probabilidad de las muestras FO14101, FO14103, extraídos de Hervé et al. (2016).	17
Figura 2.10: Diagramas de edad compuesta vs probabilidad de las muestras FO1397 y FO1399, extraídas de Hervé et al. (2016).	18
Figura 2.11: (a) Aracnograma de multielementos normalizados al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Las líneas azules destacan la ausencia de anomalías de los elementos U - Nb - Ta - La. (b) Diagrama de Tierras Raras normalizados al Condrito de Boyton (1984). Las muestras en rojo corresponden a las muestras de Traquitas de edad devónica de la Cordillera de Zarao, y las muestras en verde corresponden a las muestras de las metabasitas de Llico Bajo, Huahuar y Huilma, englobadas en el polígono azul.	21
Figura 2.12: Diagramas de clasificación de las metabasitas del área de estudio (elipses rojas) y el basamento: (a) Nb/Y - Zr/TiO ₂ (Winchester & Floyd, 1977). (b) Zr/TiO ₂ - SiO ₂ (Winchester & Floyd, 1977). (c) AFM (Irvine & Baragar, 1971), las Metabasitas de Estaquilla tienen más FeO que las Metabasitas de Llico Bajo. (d) TAS (Le Bas et al. 1986), donde se aprecia que las Metabasitas de Llico Bajo tienen 5% más de SiO ₂ que las Metabasitas de Estaquilla.	22
Figura 2.13: Diagramas de discriminación: (a) tectónica de basaltos de Pearce & Cann (1973). (b) Diagramas triangulares de Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980). (c) tectónica de basaltos de Meschede (1986), AI = WPA, AII = WPA, WPT, B = P-MORB, E-MORB, C, D = VAB, D = N-MORB. (d) Nb/Yb - Th/Yb de Pearce (2008). (e) Nb/Yb - TiO ₂ /Yb de Pearce (2008). En los triángulos verdes se destacan las Metabasitas de Estaquilla que caen principalmente en el campo de basaltos N-MORB, y en los polígonos verdes las serpentinitas de Temuco-Valdivia empobrecidas en Zr.	23
Figura 2.14: Contraste de la geoquímica de las rocas ígneas del Cretácico Superior-Oligoceno y Mioceno con las metabasitas del basamento metamórfico entre los 38° y 42°S, en el diagrama de discriminación tectónica de basaltos de Pearce & Cann (1973).	25
Figura 2.15: Compilación de trayectorias P - T del basamento metamórfico chileno entre los 34 y 42°S, en el diagrama de facies y reacciones metamórficas simples de rocas de	

composición máfica de Eskola (1915), junto a algunas estequiometrías de reacciones metamórficas de metabasaltos y gradientes de procesos geológicos compiladas por Bucher y Grapes (2011). 27

Figura 2.16: Modelo de la evolución del margen continental del Pensilvaniano al Pérmico temprano y de la formación de la falla Lanalhue, alrededor de los 40°S de Glodny et al. (2008). (a) estado a ~300 Ma, ~5-10 Ma después del inicio de la subducción, se deforman continuamente los sedimentos antiguos del margen pasivo (Serie Oriental) acompañados de un crecimiento inicial de un complejo de acreción basal (Serie Occidental) junto al arco magmático. (b) Situación a los ~275 Ma, la Serie Occidental se alza y expone a la superficie mientras cesa el arco magmático. Nótese, la acreción basal al sur de los 38°S se contrasta con la pérdida de masa del antearco al norte debido a la erosión por subducción, desplazados por una falla transformante sinistral (Zona de Falla Lanalhue). 29

Figura 2.17: Desarrollo de una posible zona de falla transformante (transpresional) dentro del contexto de la evolución del margen de Sudamérica, figura extraída de Kato y Godoy (2015). (a) Ciclo Gondwánico, subducción a lo largo del margen de Gondwana. (b) alzamiento transicional (pos-Gondwánico/pre-Andino) y desplazamiento dextral. (c) Ciclo de subducción Andino (Jurásico Tardío temprano al Presente). La presente configuración del margen Andino con un antearco estructuralmente debilitado (~38°S); WS, Serie Occidental; ES, Serie Oriental; NPB, batolito Norpatagónico/Cordillera de la Costa. 30

Figura 2.18: Corte geológico estructural de Bariloche extraído de García Sansegundo et al. (2009), que muestra las estructuras D2 vergentes al NE. 31

Figura 2.19: Perfil geológico en el río Maule (35,3°S) que muestra la evolución de E a W, el desarrollo de pliegues subverticales que preservan S0 a una trasposición de la foliación pervasiva al oeste. El strain de cizalle convencional octahedral aumenta al oeste. 31

Figura 2.20: Corte geológico del área de Punta Claditas extraído de García-Sansegundo et al. (2014a), donde las unidades tectonometamórficas del CMCh se cabalgan en un dúplex vergente hacia el E, sobre la Fm. Arrayán durante el evento D2. El cabalgamiento Las Caldas vergente al O, pliega al dúplex D2 en un antiforme D3. 32

Figura 2.21: (a) Unidades fisiográficas y estructuras principales del área analizada por Folguera et al. (2017). Notar la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y la faja plegada y corrida vergente hacia el antepaís que se estrecha hacia las latitudes del Maciso Norpatagónico. Esquemas que ejemplifican la evolución tectónica de Los Andes Norpatagónicos de Folguera et al. (2017): (b) un evento orogénico del Cretácico temprano-tardío al Paleoceno tardío que al comienzo alzó Los Andes Norpatagónicos y el antepaís fragmentado. (c) Extensión del Oligoceno Tardío y el desarrollo de la cuenca de Traiguén asociada con una altamente atenuada corteza quasi-oceánica. Hacia el E, el antepaís fragmentado fue parcialmente cubierto por sucesiones volcánicas. Estos eventos tuvieron lugar en un periodo caracterizado por una baja velocidad de la placa superior y la convergencia relativa casi paralela al margen. (d) La acreción del bloque de Chonos en el Mioceno Temprano, en un contexto de un incremento de la convergencia normal a la fosa y la velocidad de la placa superior, genera el cierre de la cuenca de Traiguén. 34

Figura 2.22: Paleoreconstrucciones del margen de los Andes Centrales Sur, donde dos episodios de subducción de litosfera joven se asociaron con la subducción de dos dorsales oceánicas según lo predicho por Seton et al. (2012). En la figura extraída de Fennell et al. (2015) se aprecia el desplazamiento progresivo del arco hacia el este y la deposición sinorogénica del Grupo Neuquén durante estos episodios de subducción de dorsales (Charrier et al., 2007; entre otros). 35

Figura 2.23: Mapa esquemático de isóbatas del basamento y principales cuencas y subcuencas de la Región de Los Lagos de Elgueta et al. (2000). En el esquema se muestran las fallas normales que limitan cuencas y altos topográficos. Estas cortan los estratos terciarios, pero no alcanzan la superficie. El cuadro rojo muestra el área de estudio. 37

Figura 2.24: Perfil esquemático de la Cuenca Osorno-Llanquihue de Elgueta et al. (2000) de acuerdo a los antecedentes aportados por los pozos y líneas sísmicas de ENAP.	38
Figura 2.25: Esquema paleogeográfico del Oligoceno Superior de Elgueta et al. (2000), que muestra los valles incisos durante un periodo de descenso del nivel del mar; depósitos aluviofluviales en los fondos de los valles.	38
Figura 3.1: Ilustración del uso de las relaciones de estratificación/clivaje para determinar la estructura mayor y localizar el eje del pliegue mayor, extraído de McClay, K.R (1987).	40
Figura 3.2: Relación entre el clivaje de plano axial y estratificación en sección vertical perpendicular al rumbo de las capas. (a) Pliegue simétrico. (b) Pliegue con plano axial fuertemente inclinado. (c) Pliegue con plano axial moderadamente inclinado. (d) Pliegue volcado. S1: Clivaje de plano axial. S0: estratificación. S: posición del sinclinal. PA Plano axial. Modificado de Billings (1954).	41
Figura 3.3: Proyección estereográfica correspondiente al diagrama π , que muestra la arquitectura del pliegue mostrando el plano perfil (plano π), el plano axial y las relaciones de ambos con los ejes de la estructura mayor, figura extraída de Rey P (2016).	42
Figura 3.4: Mapa esquemático del sinclinal Beacon Hill y la proyección estereográfica de los datos estructurales medidos alrededor del pliegue, extraído de McClay (1987).	43
Figura 3.5: Representación esquemática del crecimiento de los porfidoblastos pre, inter, sin y pos-tectónicos, figura extraída de Passchier y Trouw (2005).	45
Figura 3.6: Ejemplo de un diagrama de edad relativa para una lámina delgada de un micaesquito, extraído de Passchier y Trouw (2005). La clorita es pre-D1; el granate es intertectónico entre D1 y D2. La estauroлита es pre-sin D2 y las biotitas tienen dos fases de crecimiento, una sin-D1 y la otra sin-pos-D2. Albita crece pos-D2.	45
Figura 4.1: Mapa geológico del área de estudio, modificado de Duhart (1999). Datos geocronológicos corresponden a: (1) Duhart et al., (1997) (2) Duhart (1999), (3) Söllner et al., (2000), (4) Hervé et al., (2016), (5) Hervé et al., (2018).	49
Figura 4.2: Vista panorámica al SO del valle del Río Llico, a la izquierda pasa el camino principal, las rocas del basamento se encuentran la mayor parte cubiertas por la vegetación de estas latitudes. (b) Vista de afloramiento de los esquistos micáceos de las MRL, en el Río Llico al costado del camino. (c) Imagen de mesoescala de esquisto micáceo con foliación penetrativa S1 casi paralela a las capas finas de metasamopelitas.	50
Figura 4.3: Muestra representativa de las Metamorfitas del Río Llico en la localidad de Llico Bajo: (a) dominio de clivaje conformado por micas blancas, biotitas y cloritas, que pliegan una foliación anterior, metapsammita, muestra CM1-02 14. (b) La foliación anterior se presenta oblicua a la foliación penetrativa, metapelita, muestra CM1-01-20.	51
Figura 4.4: (a) Vista panorámica hacia el este desde la Cordillera de Zarao a la Depresión Intermedia. (b) Vista de cantera donde se encuentran bien expuestas las alternancias de metareniscas y metapelitas, en el alto topográfico de la Cordillera de Zarao. (c) Imagen de lámina delgada a nicoles paralelos de una metarenisca de esta cantera, donde se muestra las fases minerales presentes y su textura granolepidoblástica, muestra FO1707. (b) Imagen de lámina delgada a nicoles cruzados donde se aprecia los contactos sedimentarios primarios de una capa de metapelita entre medio de dos capas de metarenisca, y cómo este plano forma un ángulo agudo con respecto a la foliación, muestra FO1707.	52
Figura 4.5: (a) Vista de afloramiento de cantera en las cercanías del Cerro Los Corrales, se muestra la interdigitación lateral de las metareniscas y metapelitas. (b) Vista de una pared de la cantera donde los contactos de las alternancias de metapelitas y metareniscas, se preservan muy bien sedimentarios, ya sean cuñas y bases planas y/o irregulares.	53

Figura 4.6: (a) Capas de metareniscas de base nítida con forma plana a irregular. (b) Capas de metareniscas hacia cuyo techo disminuye gradualmente su tamaño de grano, indicador de que la sucesión está en posición normal.	53
Figura 4.7: (a) Vista al norte de la costa de la localidad de Pinuno. Los afloramientos del basamento metamórfico llegan hasta la última península observable. (b) Vista de afloramiento donde se muestra la intercalación de metareniscas de grano grueso a medio (capas marrones), con metareniscas heterolíticas de grano medio y fino (capas grises), donde las capas de metareniscas gruesas tienen espesor variable de 30 a 100 cm. (c) Bordes nítidos de erosión en la base de metareniscas. (d) Clastos arrancados de lutitas (rip up). (e) Laminación cruzada.	54
Figura 4.8: (a) Gradación normal más bordes nítidos en la base de metareniscas. (b) Pliegues sinsedimentarios a la izquierda superior del mango del martillo geológico.	55
Figura 4.9: (a) Vista hacia el este de afloramiento de metareniscas del sector de Pinuno sur, donde los depósitos terciarios sobreyacen al basamento. (b) Alternancias de capas centimétricas de metareniscas de grano medio a metareniscas de grano fino.	56
Figura 4.10: (a) Clastos arrancados de lutita que pueden alcanzar hasta 20 cm de largo. (b) Criterio de grano clasificación de posición normal donde las metareniscas en su base presentan un contacto nítido y hacia el techo disminuye el tamaño de grano a lutita. (c) Imagen microscópica de (b), donde se observan dominios de clivaje paralelos a S0, muestra CM4-01-10.	56
Figura 4.11: (a) Vista panorámica hacia el sur desde la Playa Los Molinos, a la Península más lejana corresponde a la Punta Quillagua, donde afloran los afloramientos más sureños del área de estudio. Consecutivamente al norte se encuentra la península de la localidad de Pinuno. (b) Vista al sur, en la base las Metamorfitas del Río Llico. (c) Discordancia entre los depósitos terciarios de la Formación Caleta Godoy y el basamento paleozoico.	57
Figura 4.12: (a) Vista de afloramiento tipo en Punta Quillagua. (b) Alternancias de capas centimétricas de metareniscas de grano grueso a fino, con laminación paralela. (c) Foliación incipiente. (d) Metaconglomerados con clastos redondeados de lutitas. (e) Metaconglomerado con clastos redondeados de lutita, cuarzo y feldespato, donde algunos están embahados típicos de rocas riolíticas, muestra FO1654-55. (f) Foliación incipiente de las micas, muestra FO1654-55.	58
Figura 4.13: (a) Muestra de mano de un esquisto micáceo de granate en el sector las Cuyas, justo unos kilómetros al norte de Rincón de Ánimas. (b) Imagen de lámina delgada a nicoles paralelos de un granate sin cinemático a la foliación principal anastomosada con desarrollo de sombras de presión, muestra FO1704.	60
Figura 4.14: (a) Vista panorámica hacia el este de la Cordillera de Cajonmo. Los depósitos terciarios son de color amarillo y se encuentran en contacto por falla normal, con las Metamorfitas del Río Llico. (b) Acercamiento de imagen (a) que muestra las alternancias de capas finas de metasamopelitas y metapelitas afectadas por una foliación penetrativa, sitio de extracción de la muestra FO1710. (c) Afloramiento del río Surgidero de alternancias de capas finas de metasamitas y metapelitas afectadas por una foliación penetrativa paralela a la estratificación S0.	61
Figura 4.15: (a) Muestra FO1710 con presencia de un porfidoblasto de granate en paragénesis con las fases minerales biotita, clorita, cuarzo, plagioclasa, ilmenita y mica blanca, que conforman la foliación principal. (b) En la imagen se observa una orientación preferente subhorizontal de micas blancas que conforman la foliación penetrativa que cruzan una foliación previa oblicua.	61
Figura 4.16: Mapa geológico local de basamento del Complejo Metamórfico Bahía Mansa en el sector de Rincón Ánimas, en el que aflora la unidad de las Metavolcanitas de Zarao.	62

Figura 4.17: (a) Vista de afloramiento de una metabasita de la Unidad Metavolcanitas de Zarao. (b) Metabasita representativa de las Metavolcanitas de Zarao, de textura porfírica y foliación incipiente definida por actinolita y abundante zoisita en la matriz. Se destaca la textura de reabsorción en fenocristal de plagioclasa, muestra FO1696. 63

Figura 4.18: (a) Afloramiento de la Metatraquita de Zarao, fotografía extraída de Vildoso (2017). (b) Metatraquita representativa de las Metavolcanitas de Zarao, de textura porfírica constituida por fenocristales de feldespatos potásico y microlitos de plagioclasa en la matriz, reemplazados moderadamente por mica blanca y epidota, CM2-0508. 64

Figura 4.19: (a) Vista panorámica de la localidad de Llico Bajo en la desembocadura del Río Llico. (b) Vista panorámica de la localidad Huahuar en la desembocadura río Pescado. (c) Afloramiento bien expuesto de las metabasitas de color verde en la desembocadura del Río Llico. (d) Acercamiento de la imagen (c) donde se observan las bandas centrimétricas de distinto tamaño de grano en las metabasitas, en la desembocadura del Río Llico. 65

Figura 4.20: (a) Metabasita con textura nematoblástica conformada principalmente por actinolita y clorita que envuelven porfidoblastos sin-cinemáticos de plagioclasa, como también a plagioclasas relictas, muestra FO1709. (b) En la parte inferior izquierda de la imagen en un círculo rojo se muestra una plagioclasa con textura ígnea mirmekítica, muestra FO1613. .. 65

Figura 4.21: (a) Vista de los acantilados donde fue definida la Unidad Metabasitas de Estaquilla. (b) Vista de afloramiento de las Metabasitas de Estaquilla. 66

Figura 4.22: (a) Lámina delgada de muestra CM3-04-11 a nicoles cruzados, donde se aprecia la foliación penetrativa dada por las actinolitas en orientación preferente junto a las plagioclasas alteradas a un mineral café terroso. (b) Refracción de la foliación por la variación local de la competencia. 66

Figura 4.23: (a) Roca fresca de color verde oscuro correspondiente a una metabasita que presenta calcopirita diseminada. (b) Cantera en Miramar alto subiendo hacia la Cordillera de Zarao, metabasitas levemente alteradas. 67

Figura 4.24: (a) Vista panorámica al norte desde Punta Quillagua, los depósitos subhorizontales amarillentos corresponden a los depósitos cenozoicos. (b) Acercamiento de las litologías en Punta Quillagua, donde se han encontrado huesos de ballena. (c) Vista al sureste desde la Ensenada de Estaquilla, se muestra como los estratos neógenos buzcan hacia el mar. (d) Conglomerado con clastos subredondeados de escoria y pómez, y también clastos del basamento. (e) Piedra caída dentro de una fangolita en Miramar Bajo..... 68

Figura 4.25: (a) Vista panorámica al norte desde Tambor Alto hacia la Cordillera de Zarao, donde en el alto topográfico se aprecian superficies lisas horizontales. (b) Vista panorámica al norte desde el Cerro Los Corrales hacia Yervas Buenas, donde se aprecia la geometría de meseta del basamento y los estratos del terciario manteando al oeste con 30°. (c) Vista al sur del afloramiento de (b), donde se observan alternancias de areniscas y fangolitas, donde destaca en la imagen (d) un nivel de escoria entre medio de las capas..... 69

Figura 5.1: Mapa geológico de basamento de la Cordillera de la Costa a las latitudes 41,1° y 41,6°LS, modificado de Duhart (1999) en este trabajo. 70

Figura 5.2: (a) Vista de afloramiento en Traiguén, alternancias de capas de metarenitas y metapelitas, la estratificación S0 mantea hacia el E con 20°, la foliación S1 mantea hacia el SE con 40°, la lineación de estiramiento mineral Le se inclina hacia el SE con 8°. (b) Acercamiento al afloramiento de la imagen (a) que muestra los indicadores cinemáticos de bloque de techo hacia el NO. (c) Relaciones clivaje vs estratificación a microescala, donde la foliación S1 se encuentra en diagonal..... 72

Figura 5.3: (a) Vista de Cantera en las cercanías del Cerro Los Corrales, al Oeste de la Cordillera de Zarao, donde se aprecia las alternancias centimétricas de metareniscas y metapelitas con una foliación incipiente. Los manteos de la estratificación S0 y la foliación S1 son hacia el SE con 20° y hacia el S con 40°. 72

- Figura 5.4: (a) En una cantera el sector Esperanza en las cernanías de la Cordillera de Zarao, donde se aprecia que la foliación S1 manteea más que la estratificación S0. La estratificación S0 y la foliación S1 manteean hacia el SE con 30° y 40°, respectivamente. (b) Lámina delgada de Esperanza en la Cordillera de Zarao, muestra FO1707. (c) Esquema de imagen (b) que muestra la leve angularidad entre la actitud del plano de estratificación S0 y la foliación S1, P: capa de metapelita, Q: capa de metapsammita. 73
- Figura 5.5: (a) Afloramiento del sector norte de Pinuno, donde se observa que el manteeo de la estratificación S0 es mayor que el de la foliación S1, correspondiente al criterio del flanco normal basculado de un pliegue D1 vergente al NO. (b) Alternancias de metarenicas de grano grueso y metareniscas de grano fino en Pinuno sur, que marcan la estratificación S0 que manteea al NNE con 60°, La foliación S1 aparece incipiente. (c) Pliegue S incompleto vergente al suroeste. 74
- Figura 5.6: (a) Vista de afloramiento de micaesquistos de granate en La Cordillera de Cajonmo, donde la foliación principal S2 manteea al SE con 30°. Acercamiento de la imagen anterior, la foliación S1 manteea más que la foliación S2 también al NE pero con 50°..... 75
- Figura 5.7: (a) Los indicadores cinemáticos de movimiento del cizalle entre capas muestra el sentido de movimiento de bloque de techo al NO. (b) Acercamiento de imagen (a)..... 76
- Figura 5.8: (a) Lámina delgada FO1710 de Cajonmo. (b) Microestructura de imagen (a) que muestra el clivaje de crenulación S2 que pliega a la foliación anterior S1 con un granate sin-D2. 76
- Figura 5.9: (a) Clivaje conjugado entre S1 y S2 en nódulos de cuarzo. (b) Granate sin-D2 con sombras de presión y foliación anastomosada en Zarao (FO1704). (c) Banda kink en clorita pos-D2 (FO1710). (d) Clivaje de crenulación D2 en Zarao (FO1704). (e) Mineral pseudomorfo de un porfidobasto sigmoide reemplazado por micablanca (FO1704)..... 77
- Figura 5.10: (a) Corte de camino a Llico Bajo por la ribera del Río Llico, donde la foliación S2 aparece penetrativa en los esquistos samopelíticos del CMBM, manteeando al O con 40°. (b) Acercamiento del afloramiento anterior donde se observa las relaciones de las actitudes del clivaje de crenulación S2 y la foliación S1 las que manteean al O con 40° y NO con 70°, respectivamente..... 77
- Figura 5.11: (a) Afloramiento de la ribera norte de la desembocadura del Río Llico, donde se observa un pliegue de Fase 1* vergente al noreste que deforma las metabasitas de la UME, la foliación S1* manteea hacia el SSO con 20°. (b) Afloramiento en la ribera sur de la desembocadura del Río Llico, se observa la foliación S1* que manteea al SO con 20° y afectan penetrativamente a las metabasitas de la UME. (c) Acercamiento de (b) que muestra la presencia de un pliegue Z de Fase 1* vergente al SO, que pliega las bandas texturales primarias de las Metabasitas de Estaquilla. (d) Vista en detalle de (c) donde está el martillo, pliegue Z (D1*) vergente al SO. 79
- Figura 5.12: (a) Afloramiento ubicado a 400 m al sur de la desembocadura del Río Llico, donde se observa un pliegue Z de Fase 1* vergente al SO, la foliación de plano axial S1 manteea hacia el SSO con 20°. (b) Acercamiento del afloramiento anterior donde se aprecia una estructura S – C y la foliación S1* anastomosada, con sentido de movimiento de bloque de techo al SO. 80
- Figura 5.13: (a) Vista de afloramiento de las Metabasitas de Estaquilla en Huahuar. La foliación S1* manteea al SSE con 50°. (b) Acercamiento del afloramiento anterior donde se observa los indicadores cinemáticos de la estructura S – C, que muestra el sentido de bloque de techo hacia el SO. (c) Foliación anastomosada S1* que conforma la textura nematoblástica en muestra extraída en Llico Bajo. (d) Dominios de clivaje S1* de actinolita envolviendo porfidoblastos de actinolita con desarrollo de sombras de presión en Llico Bajo. 80
- Figura 5.14: (a) Antiforme abierto de Fase 2*, el flanco izquierdo manteea hacia el SO con 46° y el flanco derecho manteea al S con 20°. (b) Foliación S1* manteeando al SSO con 56°, el eje

L2* de crenulación buza hacia el S con 40° y su plano axial S2* subvertical. (c) Clivaje de crenulación S2* sin blastesis mineral, en Huahuar.	81
Figura 5.15: (a) Falla normal Estero Yervas Buenas (línea azul) que mantea hacia el este y acomoda los estratos de edad oligocena-miocena (líneas amarillas) que mantean 30° hacia el O sobre el CMBM. (b) Falla normal vergente al SO en Llico Bajo, que pone en contacto las metapelitas del CMBM y la UME. (c) Fallas normales que mantean al norte y ponen en contacto las rocas cenozoicas con las metapelitas del CMBM. (d) Estrias de falla en el CMBM subverticales dentro de una falla normal, el bloque colgante cae hacia el O.	82
Figura 5.16: Cantera en el alto de la Cordillera de Zarao, cercano a Esperanza, donde se muestra una falla inversa vergente al O con componente de rumbo dextral, que cabalga una alternancia de metareniscas y metapelitas sobre metareniscas, ambas secuencias correspondientes a las Metamorfitas del Río Llico.	83
Figura 5.17: Cortes geológicos de la Cordillera de la Costa en el segmento entre los 41,1° y 41,6°S. (1) Metamorfitas del Río Llico - (2) Faja milonítica - (3) Metavolcanitas de Zarao: (a) Metabasitas, (b) Metatraquitas - (4) Metabasitas de Estaquilla - (5) Rocas sedimentarias cenozoicas, (en azul) fallas neogenas y (T) posición del techo.	84
Figura 5.18: Estereogramas que muestran las mediciones de planos S1 entre los 41,1° y 41,6°S: (a) ploteo de todos los datos S1, n = 34 (líneas turquesas = Llico Bajo – Traiguén; líneas burdeos = Las Cuyas – Zarao; líneas de color verde = Pinuno – Punta Quillagua). (b) planos resultantes de la concentración de polos de los sectores de Llico Bajo – Traiguén (línea turquesa) y Las Cuyas – Zarao (línea burdeo), la línea punteada de color lila corresponde al plano perfil (π) y la línea roja al plano axial resultante S2, sector norte. (c) planos resultantes de la concentración de polos de los sectores Las Cuyas – Zarao (línea burdeo) y Pinuno – Punta Quillagua (línea verde), la línea punteada de color azul corresponde al plano perfil (π) y la línea naranja al plano axial resultante, sector sur.	85
Figura 5.19: Estereogramas que muestran las mediciones de planos S1* de la unidad Metabasitas de Estaquilla, entre las localidades de Llico Bajo, Huahuar, Estaquilla, Miramar y Tambor Alto: (a) ploteo de todos los datos de S1* (n=47) y sus polos, líneas y puntos morados, (b) planos resultantes preferentes extraídos de la concentración de polos del estereograma (a), y el cálculo de plano axial S2* en rojo.	86
Figura 6.1: Imagen SEM con la traza del perfil de la Línea 1 (flecha roja) y los perfiles químicos a través del porfidoblasto de granate del esquistó micáceo (FO1710).	89
Figura 6.2: Imagen SEM con la traza del perfil de la Línea 2 (flecha roja) y sus respectivos perfiles químicos del granate de borde a centro.	89
Figura 6.3: Mapas composicionales del porfidoblasto de granate zonado, la barra de colores representa las concentraciones altas (rojo) y bajas (azul).	90
Figura 6.4: Diagrama de variación Si – Al _{total} de las micas blancas de la muestra FO1710 (asteriscos rojos). La línea en diagonal corresponde a la línea ideal de la sustitución de Tschermak.	91
Figura 6.5: Diagrama de clasificación de cloritas que depende del Si vs X _{Fe} , de Hey (1954). Los asteriscos verdes corresponden a la clorita de la muestra FO1710.	92
Figura 6.6: Diagrama de clasificación de biotita (modificado de Rieder et al., 1998), que depende de ^{VI} Al vs X _{Mg} . Los asteriscos cafés corresponden a la biotita analizada de la muestra FO1710.	93
Figura 6.7: Pseudosección calculada para el esquistó micáceo de granate (FO1710). El campo marcado en naranja contiene la paragénesis del peak de metamorfismo.	95
Figura 6.8: (a) Campos de estabilidad de las fases minerales de interés, obtenidas a partir de las pseudosecciones. (b) Isópletas de X _{Fe} , X _{Mn} , X _{Mg} y X _{Ca} para el rango composicional del	

granate zonado de la línea 2 de la muestra FO1710. La intersección de las isópletas correspondientes al centro y borde se destacan en los círculos. 96

Figura 6.9: Isópletas de Si en fengita, Fe en clorita, Na en plagioclasa y Fe en biotita, junto a las isópletas de Fe, Mn, Mg y Ca en granate, obtenidas para la muestra FO1710. Los puntos naranja, verde y amarillo muestran las intersecciones de las isópletas que trazan la trayectoria P-T del esquistó micáceo de granate de los Cerros de Cajonmo. 97

Figura 7.1: Foliación S2 asociada a un clivaje de crenulación que se desarrolla en las cercanías de cabalgamiento hacia el oeste que monta las Metavolcanitas de Zarao sobre las Metamorfitas del Río Llico. 101

Figura 7.2: Diagrama de edad relativa de un esquistó micáceo de granate (FO1710). Las cloritas son pre o sin-D1; los granates son sin y postectónicos a D2. Las biotitas tienen dos fases de crecimiento, una sin-D1 y otra sin-pos-D2. Las micas blancas también tienen dos fases de crecimiento, una sin-D1 y otra sin-D2..... 102

Figura 7.3: Modelo geodinámico del CMBM y la UME desde el Devónico al Terciario a los 41,5°S, basado en los modelos de Hervé et al., (2016, 2018). 109

Capítulo 1. Introducción

1.1 Formulación del estudio

La evolución geodinámica de las rocas que constituyen el basamento metamórfico paleozoico chileno es un tema controversial, pues estas son complejas, y necesitan la aplicación e integración de distintos tópicos avanzados de la geología. Además de estas dificultades analíticas, el basamento paleozoico aflora como una franja norte-sur de rocas metamórficas de edad devónica, carbonífera y pérmica a lo largo de la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur entre los 34° y los 42°LS (González-Bonorino, 1970; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988; Martin et al., 1999), donde los afloramientos en estas latitudes son escasos ya que se encuentran bajo una densa cobertura vegetal, situación que complica las labores de mapeo y muestreo.

A pesar de los inconvenientes antes mencionados, las profusas investigaciones efectuadas a lo largo de esta franja han permitido interpretarlas como un complejo acrecionario de subducción que se adosó al margen suroccidental de Gondwana durante el Carbonífero Tardío y el Triásico (González-Bonorino, 1970; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988; Martin et al., 1999; Duhart et al., 2001). En particular, Aguirre et al. (1972) asocian a estas rocas a la Serie Occidental del Cinturón Pareado Metamórfico de Chile Central, y, más localmente, Duhart (1999) las ha definido como el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM).

Recientemente, Hervé et al. (2016), en este mismo segmento, encontraron edades U-Pb en circón cretácicas en unas metabasitas con foliación penetrativa, que están definidas por Duhart (1999) como parte del CMBM. Estas nuevas edades U-Pb fueron interpretadas por Hervé et al. (2016) como edades de cristalización de protolito máfico, que espacialmente se encuentran inmersas dentro de rocas del basamento paleozoico. Esto podría indicar que, para este segmento del margen, los procesos de acreción no sólo se desarrollaron durante la construcción del Gondwana, sino que también hay registros de estos procesos geológicos en fases de la orogenesis andina durante el mesozoico.

La presente contribución pretende lograr un entendimiento más acabado de la historia evolutiva de las rocas que componen el basamento metamórfico chileno y los procesos tectónicos que participaron en ella, en un segmento ubicado en el sector sur de este complejo acrecionario, más precisamente entre los 41,1° y los 41,6°LS de la Cordillera de la Costa. Con este estudio, se generaron nuevos antecedentes estructurales, litológicos, petrológicos, termobarométricos y cartográficos. A ellos se integraron los antecedentes

previos disponibles a la fecha en la zona y sus alrededores, entre estos, datos geoquímicos y radiométricos. Las comparaciones petrográficas, geoquímicas y estructurales entre las metapelitas devónica-carboníferas y las metabasitas que podrían presentar edad cretácica permitiría la definición de una nueva unidad metamórfica más joven, desarrollada posiblemente durante la orogenia andina a esta latitud.

Las unidades en las que se enfocará esta investigación son: las Metamorfitas del Río Llico, las Metatraquitas de Zarao y las Metabasitas de Estaquilla, definidas por Duhart (1999) como parte del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) de edad carbonífero-pérmico (Duhart, 1999; Duhart, et al., 2001). En esta última unidad se focalizará este estudio, ya que recientemente Hervé et al. (2016) han obtenido edades U-Pb SHRIMP en circón de ~ 137 Ma (n=12) y $65.0 \pm 0,6$ Ma (n=18) en estas metabasitas. En la misma zona, en Ensenada de Estaquilla, Duhart et al. (2001) presentaron dos edades K-Ar en roca total de 214 ± 7 Ma y 91 ± 11 Ma.

En base a las nuevas dataciones radiométricas, esta unidad de metabasitas requiere ser situada en otro contexto geológico que explique su ocurrencia y emplazamiento. Por tanto, si las Metabasitas de Estaquilla son del CMBM o si son otra unidad más joven, entonces es probable que tengan diferencias significativas en cuanto a su estructura y metamorfismo, y consecuentemente una historia geológica completamente distinta a la que se conoce para el Paleozoico.

1.2 Hipótesis de trabajo

Basado en los antecedentes expuestos se hipotetiza que en este segmento del margen, tuvieron lugar procesos de acreción que son sincronicos y posteriores a los conocidos durante la construcción de Pangea en la Orogenésis Gondwánica.

Las unidades en las que se enfocará esta investigación son: las Metamorfitas del Río Llico, las Metatraquitas de Zarao y las Metabasitas de Estaquilla, definidas por Duhart (1999) como parte del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) de edad carbonífero-pérmico (Duhart, 1999; Duhart, et al., 2001). En esta última unidad se focalizará este estudio, ya que recientemente Hervé et al. (2016) han obtenido edades U-Pb SHRIMP en circón de ~ 137 Ma (n=12) y $65.0 \pm 0,6$ Ma (n=18) en estas metabasitas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos generales

Determinar los procesos geológicos que originaron el enterramiento y exhumación del Complejo Metamórfico Bahía Mansa, establecer sus trayectorias P-T-t-D y relacionar dichas trayectorias con procesos de acreción ocurridos en la orogenia Gondwánica. Esto incluye la evaluación acerca de la pertenencia, o no, de las Metabasitas de Estaquilla al CMBM, o si son una unidad diferente en su edad, petrografía y estructura que justifique excluirla de él.

1.3.2 Objetivos específicos

- Caracterizar la petrografía y las geometrías de las meso y microestructuras, junto a la disposición regional de las Metamorfitas de Río Llico y las Metabasitas de Estaquilla.
- Determinar los indicadores cinemáticos y mecanismos de deformación de cada unidad.
- Establecer las condiciones de presión-temperatura de las Metamorfitas de Río Llico.
- Proponer un modelo geodinámico de la evolución de la Cordillera de la Costa a esta latitud.

1.4 Ubicación

El área de estudio se ubica en la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur entre los de 41,1° y los 41,6°LS, en el sector suroeste de la provincia de Llanquihue de la X Región de los Lagos (Figura 1.1), sitúandose en el cuadrante entre las localidades de Llico Bajo y Traiguén, por el norte, y Pinuno y Zarao, por el sur.

Se visitó principalmente las riberas de los ríos Llico, Huahuar, Pescado y Surgidero, esteros, cortes de camino y canteras. También se observaron afloramientos extensos y bien preservados del margen costero, específicamente en los poblados de Llico Bajo, Huahuar, Estaquilla, Pinuno y

Punta Quillagua. La localidad de Llico Bajo se ubica a 53 km de Los Muermos y a 42 km de Fresia.

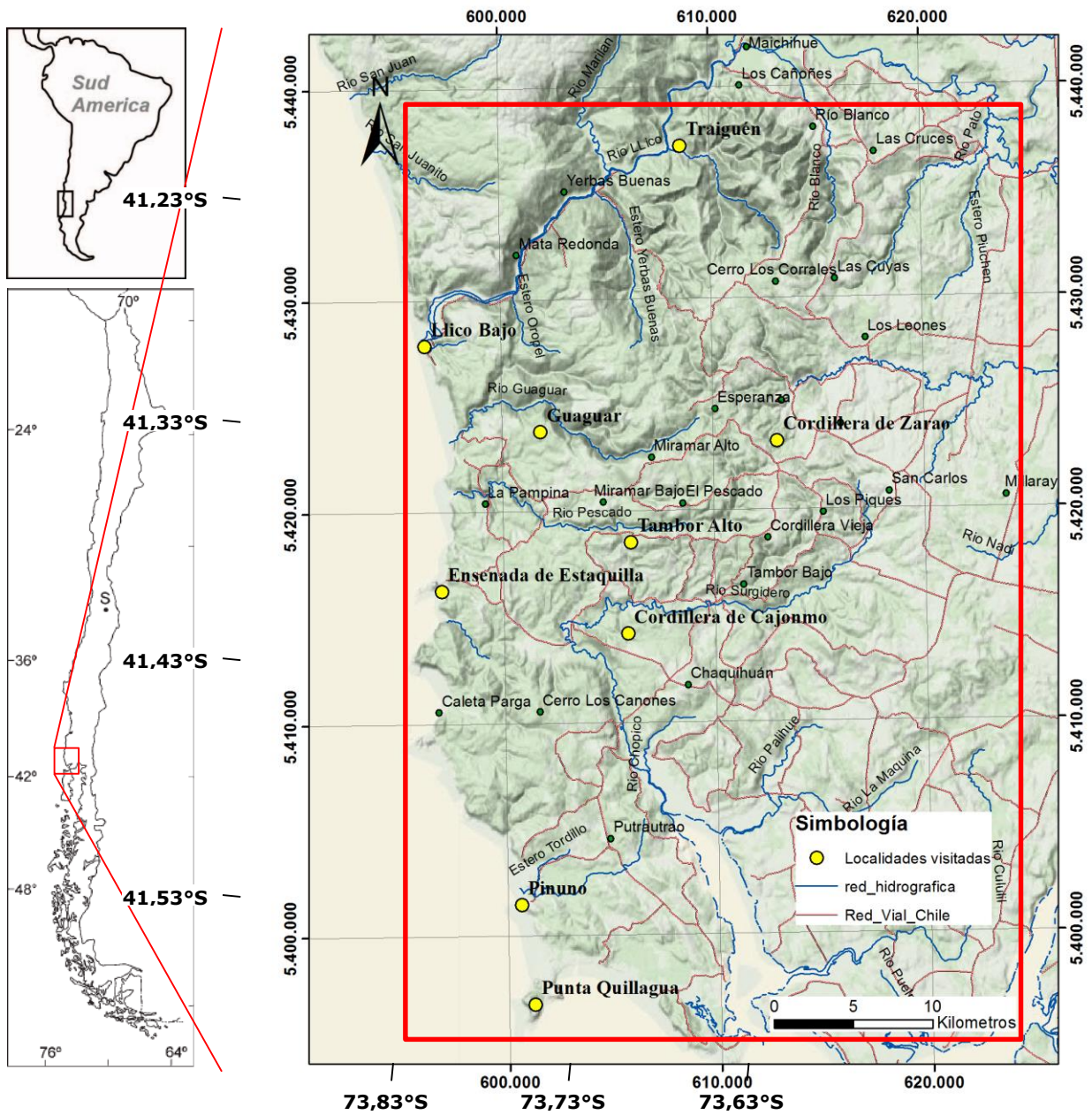


Figura 1.1: (a) Mapa geográfico de relieve del área de estudio, donde se destacan las localidades visitadas (puntos amarillos), las rutas disponibles (línea roja), y los esteros y ríos principales (línea azul). El cuadro rojo corresponde al área de estudio.

Capítulo 2. Marco Geológico

2.1 Rasgos Morfológicos

Los rasgos morfológicos mayores de Chile Central Sur entre los 33° y 42°S correspondiente al segmento de la Zona Volcánica Sur descrito por Charrier et al. (2007), corresponden a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal (Figura 2.1, a y b).

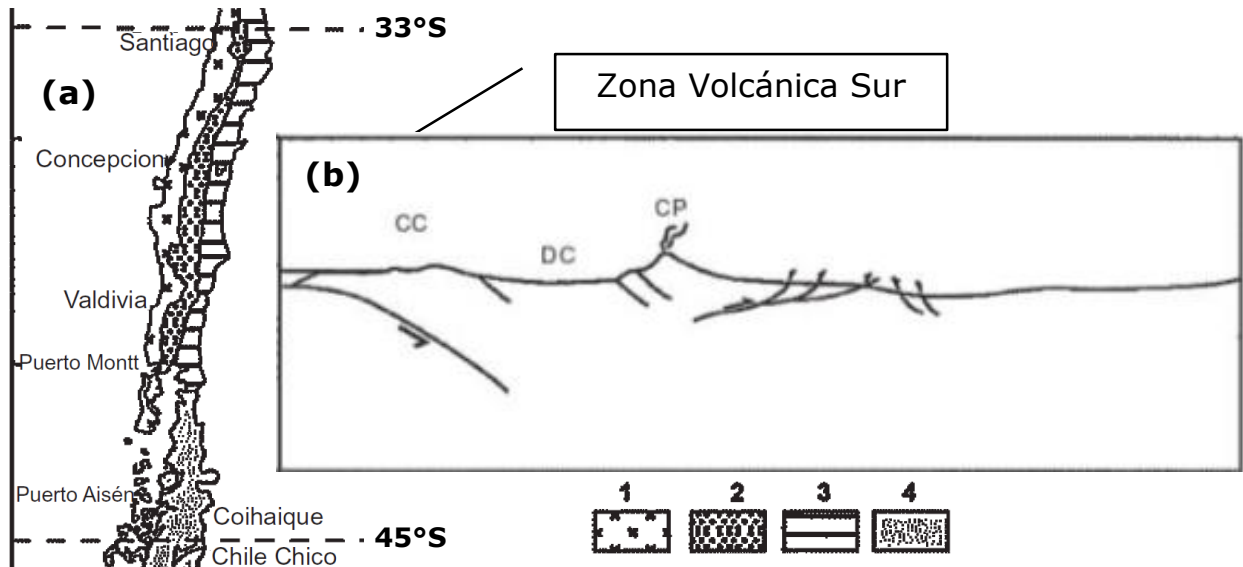


Figura 2.1: (a) Mapa esquemático de los rasgos morfológicos mayores de Chile Central Sur, entre Santiago y Puerto Aisén (33°-45°S), del segmento de la Zona Volcánica Sur (1-CC: Cordillera de la Costa, 2-DC: Depresión Central, 3-CP: Cordillera Principal, 4-Cordillera Patagónica), imagen modificada de Charrier et al. (2007). (b) Sección esquemática de este segmento.

Las rocas aflorantes en las tres unidades morfológicas de este segmento son de edad y composición distintas (SERNAGEOMIN, 2003) (Figura 2.2). La Cordillera de la Costa está conformada principalmente por el Basamento Metamórfico paleozoico, mientras que hacia su borde oriental en el límite con la Depresión Central dominan las formaciones sedimentarias neógenas (Charrier et al., 2007), aunque los mapeos de Duhart (1999) muestran que depósitos de esta misma edad también se encuentran en zonas altas de esta Cordillera a 300 - 500 m s.n.m.

En el segmento entre 40° y 42°S, Elgueta et al. (2000) reconocen cuatro cuencas cenozoicas mayores, tres sobre la plataforma continental (Valdivia, Pucatrihue y Chiloé) y una en la Depresión Central (Osorno-Llanquihue), esta última está integrada por una serie de depocentros alargados, fuertemente subsidentes, separados por altos de basamento de rumbo NS. Más al este a 100 km del área de interés estudiada, se encuentra la Cordillera Principal, que en su borde occidental está compuesta por rocas volcánicas y volcanos

sedimentarias cenozoicas e intrusivos neógenos, sobre el sistema de falla Liquiñe-Ofqui (Muñoz et al., 2000) (Figura 2.2).

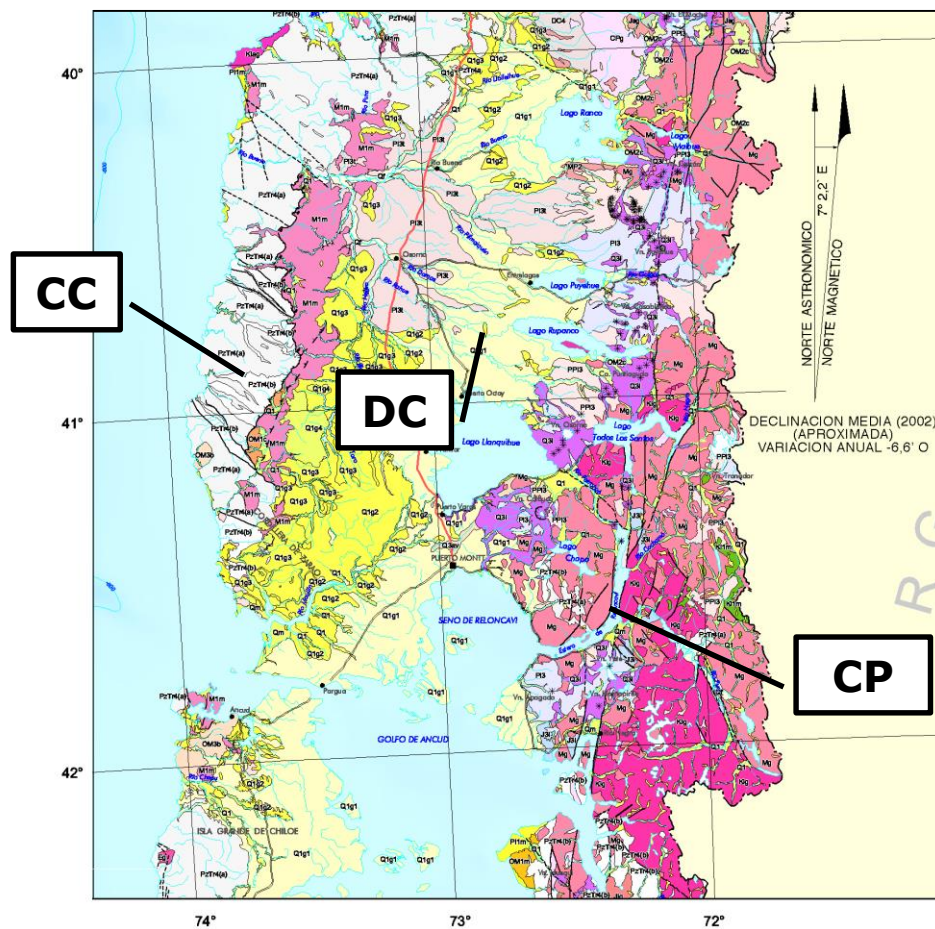


Figura 2.2: Mapa geológico de Chile 1:1.000.000 entre los 40° y 42°S (SERNAGEOMIN, 2003). CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, CP: Cordillera Principal.

2.2 Marco tectónico regional Paleozoico

La historia tectónica del Neoproterozoico y el Paleozoico en Chile y Argentina se desarrolló en distintos ciclos orogénicos consecutivos, que involucraron la amalgamación de fragmentos continentales de extensión, litología y origen variable (alóctono y parautóctono), que fueron sucesivamente acretados al margen suroccidental del continente de Gondwana (Ramos et al., 1986; Ramos 1988a, b, 2009; Rapela et al., 2001; Ramos y Naipauer, 2014; Heredia et al., 2016; entre otros). Estos fragmentos continentales son de norte a sur: Antofalla, Chilenia-Cuyania (Chi-Cu), Patagonia Oriental, Patagonia Occidental y Antártida Occidental (Heredia et al. 2018) (Figura 2.3, a).

Todos estos fragmentos fueron formados por el rifting neoproterozoico del supercontinente de Rodinia (Ramos et al., 1984, 1986; Ramos, 1986; Hervé et al., 1987; Cawood, 2005; Heredia et al., 2018). Después de la separación, estos fragmentos viajaron formando parte de placas litosféricas y subplacas como Chilena y Cuyana, incluidas en Chi-Cu, y Atacama perteneciendo al fragmento continental de Antofalla (Heredia et al., 2016). Los orógenos paleozoicos fueron formados en algunos casos por un evento de subducción previo a la colisión (orógeno tipo no colisional) y, en otros, por la colisión continental directa de fragmento/terreno con el paleomargen del SO de Gondwana (orógeno tipo colisional) (Heredia et al., 2018) (Figura 2.4).

La evolución geodinámica de este margen durante el Paleozoico ha sido subdividida recientemente por Heredia et al. (2018) en seis orogenias paleozoicas de diferentes extensiones espaciales y temporales (Figura 2.3, b): Pampeano (Ediacaran - Cámbrico Temprano) (Ramos, 1988), Famatiniano (Ordovícico Medio - Silúrico) (Aceñolaza y Toselli, 1973), Oclóyico (Ordovícico Medio - Devónico) (Turner y Méndez, 1975), Chánico (Devónico Medio - Carbonífero Temprano) (Ramos et al., 1984), Gondwánico (Devónico Medio - Pérmico Medio) (Azcuy y Caminos, 1987) y Tabarín (Pérmico tardío - Triásico) (Heredia et al., 2016). Según Heredia et al. (2018), todas estas orogenias culminan con eventos colisionales, a excepción de orogenia Tabarín y una parte de las orogenias Gondwánicas que están relacionadas a subducción.

La orogenia Gondwánica (Ramos 1988b) puede ser reconocida en todo el basamento pre-andino de los Andes chileno-argentinos, pero muestra variaciones significativas de N a S (Heredia et al., 2018) (Figura 2.4). El área de estudio está dentro del sector de Patagonia, y este orógeno está relacionado a la acreción-colisión de Antártica Occidental con Gondwana (Heredia et al., 2016) (Figura 2.3, b y Figura 2.5). Más al norte, en los sectores de Cuyo y la Puna esta orogénesis está relacionada a la subducción desarrollada bajo el margen de Gondwana (Figura 2.3, b y Figura 2.5), que comenzó en el Carbonífero Temprano (Hervé, 1988; Rebolledo & Charrier, 1994), específicamente en el Viseense (ca. 337 Ma) (Heredia et al., 2016).

El orógeno Gondwánico es muy ancho y muestra una forma arqueada (Figura 2.5), por tanto en la parte norte está orientado N-S y en la parte sur casi E-W (Giacosa et al., 2012). En el sector de Patagonia, los procesos de subducción que permitieron la acreción de Antártica Occidental a Gondwana comenzaron en el Silúrico Tardío y probablemente permitieron el desarrollo de un cinturón orogénico tipo Andino desde el Devónico Medio (c.a 391 Ma) al Carbonífero Temprano (335 Ma) (Figura 2.3, b) como lo propuesto por Heredia et al. (2016) basado en la reinterpretación de los datos provistos por Pankhurst et al. (2006) y Cruz-Martínez et al. (2012). Este cinturón orogénico muestra las características de un orógeno colisional de doble vergencia (Heredia et al., 2018). Por tanto, en el frente orogénico desarrollado sobre el margen de Gondwana, la vergencia de las estructuras están en el traspais (parte interna - cóncava) del arco Gondwánico (Figura 2.5), mientras que las estructuras del

frente orogénico desarrollado en Antártica Occidental (menos preservadas) muestran una vergencia apuntando hacia el antepaís (arco externo - convexo). Sin embargo, toda la región Patagónica está localizada en el frente Gondwánico, como el frente orogénico desarrollado en Antártica Occidental se ha movido al sur desde el Mesozoico y puede ser solo reconocido en la Península Antártica (Figura 2.3, a).

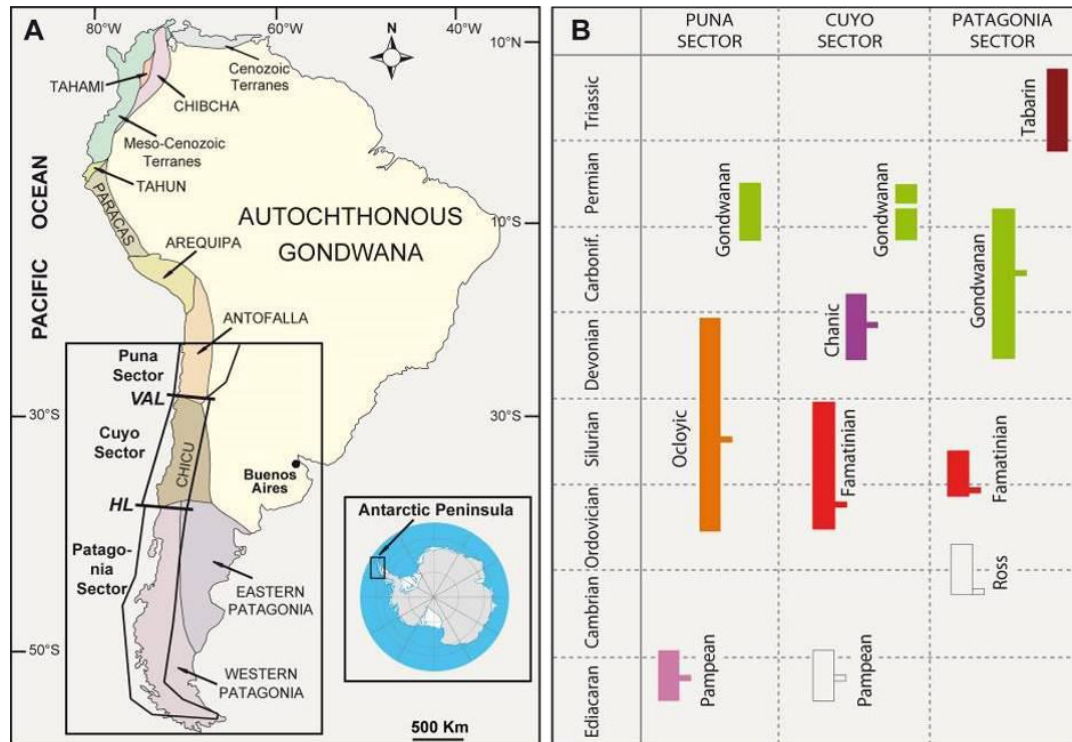


Figura 2.3: (a) Mapa de terrenos paleozoicos y fragmentos continentales de Sudamerica, junto a la localización de los sectores de la Puna, Cuyo y Patagonia, modificado de Ramos (2009), figura extraída de Heredia et al. (2018). Los lineamientos son VAL – Valle Ancho y HL – Huincul. (b) Esquema de la distribución temporal de las orogenias paleozoicas de Heredia et al. (2018). Barras sin color, orogenias fuera de los Andes: Pampeano en el sector de Cuyo y Ross en el sector de la Patagonia. Los rectángulos pequeños marcan el comienzo de las colisiones.

Las zonas internas de este orógeno muestran evidencia de tres episodios de deformación; dos de ellos desarrollados a condiciones de metamorfismo de alto grado acompañadas por zonas de cizalle y granitos sin orogénicos anatécicos. En estas zonas, los restos del prisma de acreción basal previamente deformados bajo condiciones de metamorfismo de alta presión y baja temperatura (Willner et al., 2004), también están preservados (Figura 2.5). Estas rocas fueron cabalgadas y transportadas sobre el margen de Gondwana a cientos de kilómetros de la zona de subducción original (García-Sansegundo et al., 2009) (Figura 2.5). En la Península Antártica (placa Antártica Occidental), Loske et al. (1990) dató el metamorfismo Gondwánico como Carbonífero Tardío – Pérmico Temprano (ca. 315-291 Ma). Las zonas externas y las cuencas de antepaís del orógeno colisional Gondwánico en el frente orogénico Gondwánico están preservados lejos de la Cordillera de los

Andes, para todo el territorio Patagónico, y el frente orogénico está localizado cerca de la Sierra de la Ventana, en el norte del lineamiento de Huincul (38°S) (Figura 2.5), donde la deformación pudo tener lugar en el Pérmico Temprano Tardío (López-Gamundi et al., 1995).

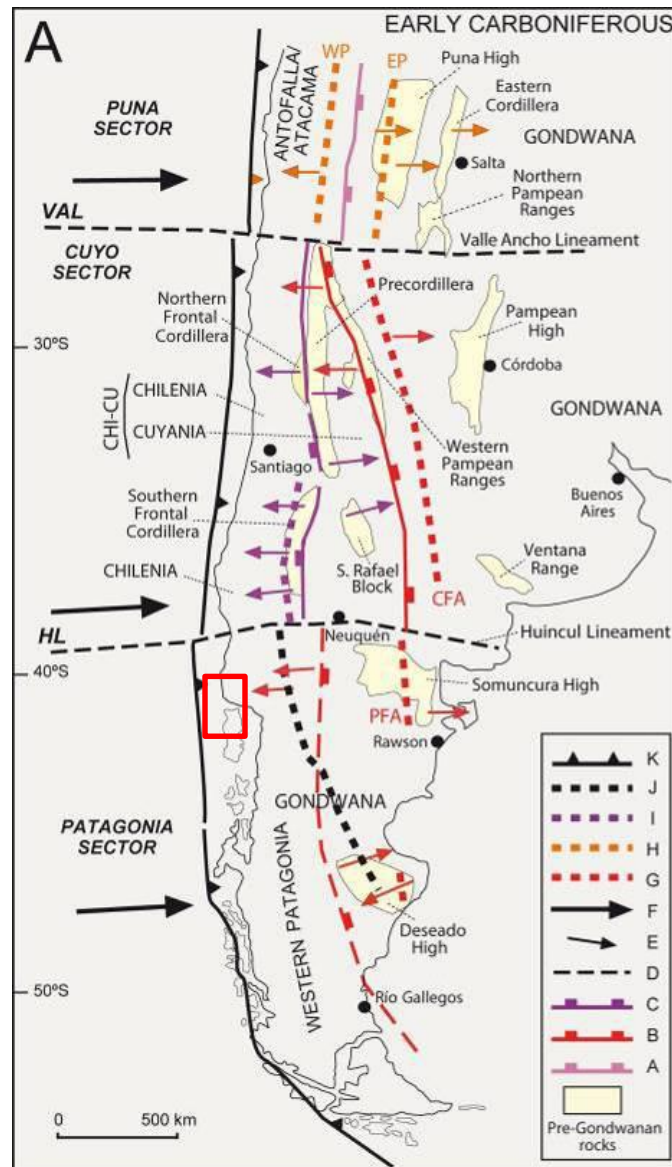


Figura 2.4: Características geotectónicas principales en el basamento Paleozoico de los Andes chileno-argentinos y su antepaís durante el Carbonífero Temprano, de Heredia et al. (2018). Suturas (rectángulos pequeños marcados en la placa superior): A- Pampeano, B- Famatiniano, C- Chanico. D- límites entre los sectores andinos paleozoicos que coinciden con los lineamientos andinos: VAL- Valle Ancho, HL- Huincul. E- Vergencias de las estructuras paleozoicas (Rosado: Pampeano, Naranja: Oclóyico, Rojo: Famatiniano, Púrpura: Chanico). F- Sentido de desplazamiento de la litósfera proto-Pacífica al margen de Gondwana. Arcos magmáticos: G- arcos Famatinianos: CFA- arco Famatiniano de Cuyo (Cambrico Tardío – Ordovícico Medio), PFA- arco Famatiniano de Patagonia (Ordovícico), H- arcos Oclóyicos: EP- arco de la Puna Oriental (Ordovícico), WP- arco de la Puna Occidental (Cámbrico Tardío – Silúrico Medio), I- arco Chanico (Devónico), J- arco Gondwánico del sector de Patagonia (Silúrico Tardío – Carbonífero Tardío), K- Zona de subducción Gondwánica. En el cuadro rojo se encuentra la zona de estudio.

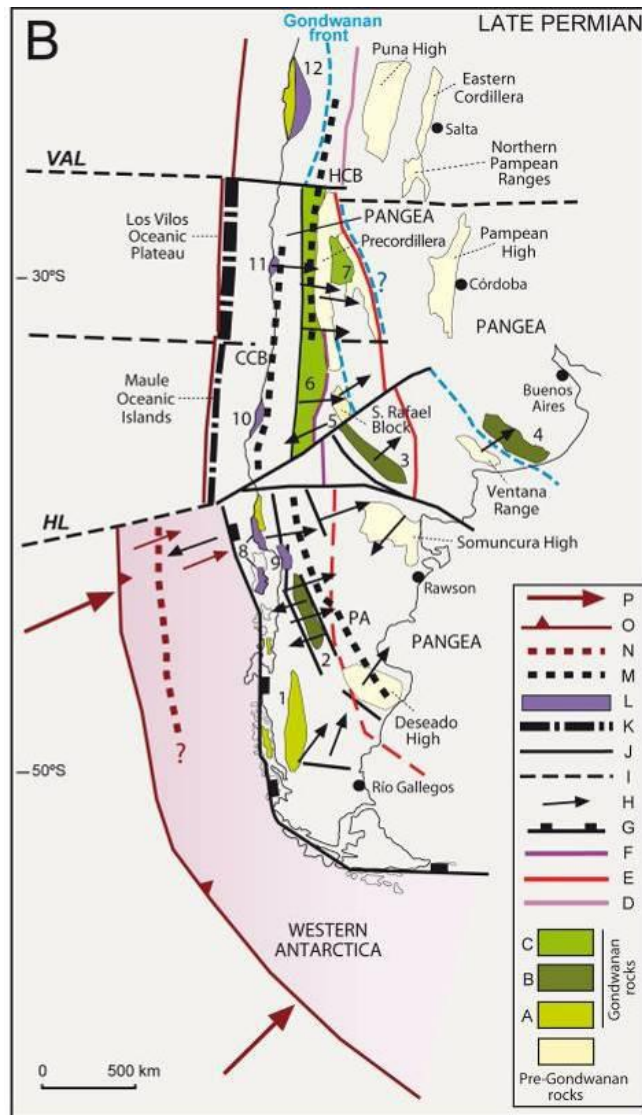


Figura 2.5: Características geotectónicas principales en el basamento Paleozoico de los Andes chileno-argentinos y su antepaís durante el Pérmico Tardío, de Heredia et al. (2018). Afloramientos principales de rocas Gondwánicas: A- rocas de antearco pre y sin orogénicas: 1- complejo metamórfico de los Andes Oriental, 8 a 12- Serie Oriental de la Cordillera de la Costa. B- rocas pre-orogénicas de trasarco y rocas sin orogénicas de antepaís periféricas: 2- Tecka-Tepuel, 3- San Rafael Sur, 4- Claromecó, 5- San Rafael Norte. C- Rocas pre-orogénicas de retrocuña y rocas sin orogénicas de cuencas de antepaís de retroarco: 6- Río Blanco, 7 - Paganzo. Sutures pre-Gondwánicas: D- Pampeano, E- Famatiniano, F- Chánico. G- Sutura Gondwánica (rectángulos negros pequeños marcados en la placa superior). H- Vergencias de las estructuras paleozoicas (Negro- Gondwánicas, Marrón- Tabarín). I- Límites entre los sectores paleozoicos andinos que coinciden con los lineamientos andinos: VAL- Valle Ancho, HL- Huinul. J- Traza de las estructuras Gondwánicas. K- Relieves Oceánicos acretados a Gondwana. L- Rocas metamórficas de alta presión relacionadas al prisma de acreción basal Gondwánico (Serie Occidental) emplazadas sobre las de la cuenca de antearco (Serie Oriental): 8- Puerto Montt- Chiloé, 9- Bariloche, 10- Pichilemu- Constitución, 11- Los Vilos, 12- Antofagasta. M- arco Gondwánico: PA- arco Gondwánico del sector de Patagonia (Silúrico Tardío- Carbonífero Tardío), CCB- batolito de la Cordillera de la Costa (Carbonífero Tardío), HCB- batolitos de la Alta Cordillera (Pérmico Temprano), N- arco de Tabarín (Triásico?). O- Margen suroccidental del Pangea: los triángulos marcan la posición de la subducción de Tabarín. P- Sentido de desplazamiento de la última placa proto-Pacífica del margen de Pangea.

Otros trabajos regionales en el segmento andino entre los 39° - 42°S, registran una actividad magmática relacionada con la subducción devónica (353 - 404 Ma) (Hervé et al., 2016). Los datos isotópicos de O y Hf en los circones de los plutones devónicos distinguen dos franjas de intrusiones: una derivada del manto asignada a un arco de islas en la vertiente occidental de los Andes, y otra que involucra la corteza continental en el Macizo Norpatagónico asignado a un arco continental, al este de los Andes. Los circones detríticos del Devónico del complejo acrecionario de la Cordillera de la Costa en su mayoría tienen una proveniencia de la franja Norpatagónica, como lo indican sus isótopos O y Hf, y no de la franja magmática del arco de islas (Hervé et al., 2016). Los autores deducen que una zona de doble subducción existió en el margen suroeste de Gondwana (Figura 2.6) y que no hay una acreción significativa del terreno continental en este segmento andino, como supuestamente es el caso del terreno hipotético de Chilenia al norte de los 38°S.

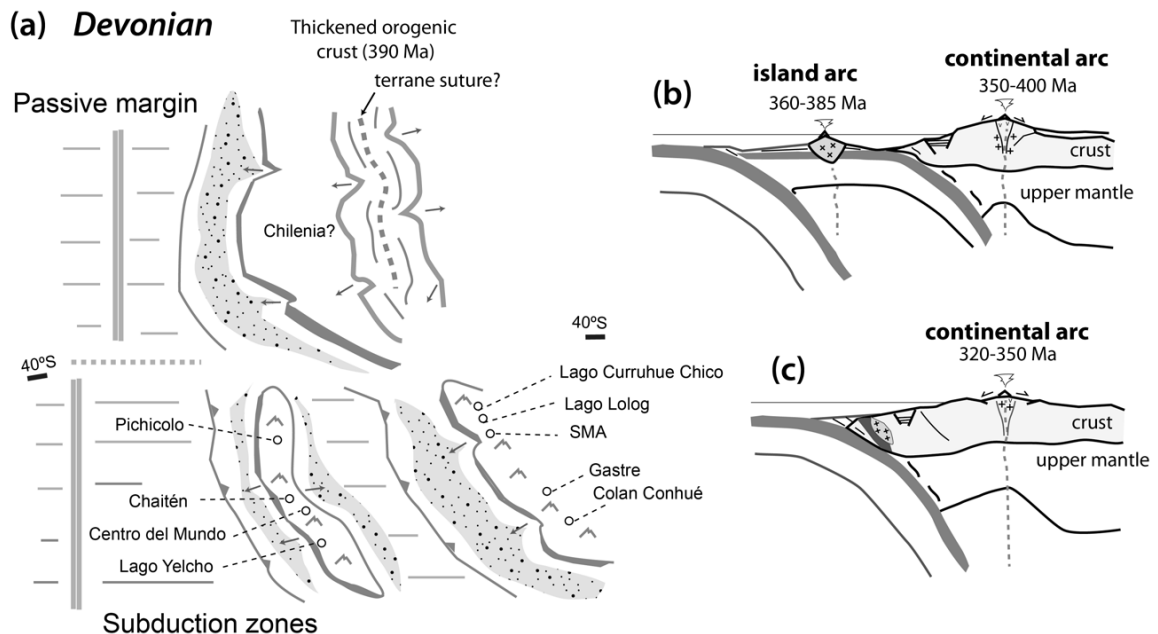


Figura 2.6: Mapa paleotectónico esquemático (según Hervé et al. 2013), que muestra el modelo de subducción doble del Devónico propuesto para el segmento entre los 38° - 42°S por Hervé et al. (2016). (b) Esquema que muestra un arco insular oceánico representado por una franja occidental de granitoides juveniles emplazados en el complejo acrecionario y un arco continental esencialmente sincrónico representado por una franja oriental de granitoides andinos. Después de la colisión y la delaminación parcial (c), probablemente a finales del Devónico, una única zona de subducción continuó produciendo los magmas juveniles del Carbonífero Temprano en el borde occidental del Macizo Norpatagónico (Pankhurst et al., 2006).

En el norte de Chile el Devónico ha sido considerado un periodo de ausencia magmática y metamórfica, durante el cual se desarrolló un ambiente margen continental pasivo (Bahlburg y Hervé, 1997), contexto geológico que contrasta con el escenario de margen activo propuesto para el sur de Chile (Hervé et al., 2016; 2018). Este concepto ha sido extendido a Chile Central,

en parte, por la presencia de meta-psamopelitas no más antiguas que el Devónico en la Serie Oriental (Hervé et al., 2013); esto ha sido interpretado como depósitos que se habían formado en un margen pasivo que luego comenzaron a ser involucrados tectónicamente en un complejo acrecionario (Hervé et al., 2016). El margen pasivo se habría desarrollado en el margen occidental de Chilenia, que probablemente no se extendió más al sur que 40°S (Hervé et al., 2016). Hervé et al. (2013) sugieren que la subducción relacionada al magmatismo Devónico ocurrió al sur del área donde Chilenia se acretó, ya que se encontraron circones detríticos devónicos en las rocas de la Serie Occidental (aunque en muchas de estas rocas dominan componentes detríticos del Pérmico).

2.3 Antecedentes litológicos

Los afloramientos estudiados, están compuestos por rocas que son parte de un complejo acrecionario de subducción del Paleozoico tardío (Hervé, 1988; Martin et al., 1999; Duhart et al., 2001, Kato y Godoy, 1995; Willner et al., 2001, 2004; Glodny et al., 2005; Hervé et al., 2013; Hervé et al., 2016). Estudios regionales que incluyen esta región (González-Bonorino, 1970; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988; Martin et al., 1998; Duhart et al., 2001, Glodny et al., 2005) indican que esta porción de la Cordillera de la Costa está formada por un ensamblaje de esquistos psamopelíticos, esquistos verdes, y en menor cantidad metacherts y serpentinitas.

Estas rocas por sus características litológicas, geoquímicas y estructurales han sido incluidas por Aguirre et al. (1972) y Hervé (1988) en la Serie Occidental del Basamento Metamórfico, equivalentes a rocas con gradientes de metamorfismo de alta presión y baja temperatura. Mapeos geológicos realizados por Duhart (1999) en esta porción de la Serie Occidental identifican a estas rocas con el término local de Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM). El CMBM corresponde a un conjunto heterogéneo de rocas metamórficas, que incluye a esquistos pelíticos a semipelíticos y en menor proporción a metareniscas, esquistos máficos, rocas máficas y ultramáficas y más escasamente, metacherts y rocas miloníticas a ultramiloníticas (Duhart et al., 2001). También muy localmente en Tambor Bajo han sido descritas rocas cuyo protolito se interpretó como metaignimbritas intercaladas en esquistos pelíticos (Söllner et al., 2000) y diques félsicos e intrusivos traquíticos (Duhart, 1999).

Duhart (1999) subdivide el CMBM entre los 41°30'S y los 42°30'S, en tres unidades: Metamorfitas de Río Llico, Metabasitas de Estaquilla y Metapelitas de Lacui, unidades que han sido estudiadas recientemente por Marambio (2014), Quezada (2015) y Vildoso (2017) quienes identifican traquitas y metabasitas asignadas a una nueva unidad llamada las Traquitas

de Zarao, ubicada en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa en Rincón de Ánimas. Las Metabasitas de Estaquilla fueron estudiadas detalladamente por Veas (2017) entre las desembocaduras de los ríos Llico y Huahuar, identificando esquistos máficos con asociaciones minerales de anfíbol-albita-epidota-clinozoisita-cuarzo-clorita, en facies metamórficas de esquistos verdes.

Más al norte en la Cordillera de la Costa a la altura de Osorno, aproximadamente a los 40°S en Los Pabilos, se han reconocido rocas de afinidad oceánica, láminas de esquistos máficos y menor presencia de metachert y pequeños cuerpos ultramáficos, están intercaladas tectónicamente (Kato, 1985; Díaz et al., 1988; Godoy y Kato, 1990; McDonough et al., 1997a). En los alrededores de Bahía Mansa y Los Pabilos, Willner et al. (2001, 2004) encontró en las rocas de la Serie Occidental, constituida en esta región principalmente por metasamopelitas y lentes de cuarcitas de espesartina (cotículas) que están asociados con intercalaciones de esquistos verdes. En Los Pabilos, el Complejo Metamórfico Bahía Mansa está dominado por metagrauvacas, y en su parte oriental, existen bloques derivados de pequeños lentes de anfibolitas de granate que se intercalan localmente con serpentinitas y esquistos micáceos de granate.

Rocas que tienen edad similar a las del CMBM, existen también a los pies de las vertientes chilena y argentina de la Cordillera Principal. En el lago Ranco, a los 40°S, Campos et al. (1998) y Correa (2015) se refieren a la Serie Oriental de Aguirre et al. (1972) como el Complejo Metamórfico Trafún, constituido por metapelitas, metapsamitas y metaruditas, e intruido por granitoides del Carbonífero (Pensilvaniano). En las cercanías de San Carlos de Bariloche a los 41°S, aflora el Complejo Metamórfico de Colohuincul compuesto por mica-esquistos, cuarzo-esquistos, anfibolitas, paragneises migmatíticos, ortogneises e inyecciones pegmatíticas (Cruz-Martínez et al., 2012).

2.4 Antecedentes geocronológicos

Sobre la base de dataciones radiométricas U-Pb efectuadas en circones detríticos, Duhart et al. (1997), Duhart (1999) y McDonough et al., (en preparación), han reconocido episodios de sedimentación durante el Devónico y el Carbonífero Inferior, con edades máximas de deposición de 364 – 369 Ma. Rocas ígneas devónicas descubiertas y datadas por Duhart (1999) y Duhart et al. (2009), incluyendo la traquita de Zarao (edad convencional U-Pb $396,7 \pm 1.3$ Ma), una intrusión tonalítica en Pichicolo (U-Pb SHRIMP, 385 ± 7 Ma), una metatonalita en Lago Blanco (U-Pb TIMS, 400 ± 5 Ma; U-Pb LAM ICP MS, 387.9 ± 6.2 Ma), y en rocas graníticas muestreadas en el fondo de sondajes de exploración en Rahue (Ar-Ar en hornblenda 359.3 ± 4.4 Ma, McDonough et al., en preparación). La edad de la traquita de Zarao fue confirmada

recientemente por Hervé et al. (2018), en base a datos U-Pb SHRIMP en circón, y arrojan edades basadas en las razones $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ que oscilan entre 376 y 412 Ma, donde los 7 circones más jóvenes dan una media ponderada de 382 ± 3 Ma (MSWD = 0.7) y los 13 siguientes dan 394 ± 3 Ma (MSWD = 1.4), lo que interpretan como una intrusión que debe haber ocurrido durante la época Eifeliana, o posiblemente Emsiana, acorde con dataciones previas de Duhart et al. (2001) y Hervé et al. (2016).

También, clastos de granitoides en conglomerados del Complejo Metamórfico El Trafún en la Isla Huapi del Lago Ranco han sido datados en menos de 383 Ma y consideradas como devónicos (Campos et al., 1998). Estas edades son confirmadas por Hervé et al. (2016) con edades de 371 ± 6 Ma (U-Pb en circón) de estos clastos ígneos, y una edad máxima de deposición de 357 ± 4 Ma en una metarenisca que hospeda a estos clastos (Figura 2.8). Por otra parte, rocas sedimentarias fosilíferas del Devónico Medio han sido reconocidas en Buill, aproximadamente 100 km al sureste del área de estudio por Levi et al., (1966) y Fortey et al., (1992).

Recientemente, Hervé et al. (2016; 2018) han obtenido resultados geocronológicos U-Pb SHRIMP, y han compilado datos radiométricos U-Pb de otros autores entre los 39 y 44°S (Figura 2.7).

A continuación, se describen más detalladamente los resultados obtenidos por Hervé et al. (2016; 2018) y Quezada (2015) dentro de la zona de estudio. Las muestras analizadas son de: Los Muermos (1 y 2), Traiguén (3), el río Surgidero (4), Playa Gabún (5) y Pinuno (6):

(1) Cerca de Los Muermos en la cuenca terciaria de Osorno-Llanquihue, ENAP realizó dos pozos de exploración de hidrocarburos. En el pozo LM1 se extrajo una muestra de esquisto psamopelítico bandeado a 2850 m de profundidad donde se obtuvieron 70 circones, cuya característica dominante del espectro de edades es el pico devónico (Figura 2.8), que tiene una edad ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 385 ± 3 Ma (17 granos, MSWD = 1,4), con una agrupación secundaria a 411 ± 4 Ma (cinco granos, MSWD = 0.7) y picos menores a 475 Ma y 1100 Ma.

(2) En el pozo LM2 se extrajo una muestra de esquisto micáceo a 1615 m de profundidad, que muestra un pico devónico principal a 387 ± 3 Ma (ocho granos, MSWD = 0,75) con picos menores cercanos a 400 y 440 Ma, y uno prominente a 465 ± 4 Ma (Figura 2.8). En la misma muestra, hay otros picos significativos pero menores en el rango 570-670 Ma, con una población mesoproterozoica bien representada (principalmente 1070 Ma, pero posiblemente también 1240 Ma), con edades Palaeoproterozoicas dispersas y una Arqueana.

(3) En Traiguén, la muestra FO1395 tiene el pico más prominente (y el más joven) en el espectro de edades tiene una edad ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 333 ± 3 Ma (siete granos, MSWD = 1,07), con otras agrupaciones notables,

pero menores cercanas a 400, 440 y 470, y un amplio grupo "Grenvilliano" muy poblado centrado en los 1070 Ma, con edades menores dispersas cercanas a 525, 635, 1130 y 1440 Ma, y dos granos del Arqueano (Figura 2.8).

(4) En el río Surgidero, la muestra FO14103 presenta una agrupación dominante que tiene una distribución irregular que se puede desconvolucionar en un grupo principal de 28 granos a 380 ± 4 Ma (MSWD = 0,9), un subgrupo más joven y estrechamente espaciado a 366 ± 4 Ma (15 granos, MSWD = 1,0), y posiblemente otro subgrupo aún más joven a 353 ± 4 Ma (seis granos, MSWD = 0,7) (Figura 2.9). Los autores precisan que sería necesario realizar más análisis SHRIMP con protocolos optimizados de fechado geocronológico para refinar estos grupos de edades, pero la procedencia del Devónico es la más importante.

(5) En Playa Guabún ubicada en el extremo noroeste de la isla de Chiloé, la muestra FO14101 de un esquisto cuarzo-micáceo presenta una distribución de edades de circón detrítico más amplia, de 320 a 2740 Ma, aunque con algunos granos de 1200 a 1750 Ma. La muestra tiene un pico bien definido y más joven, con una edad 328 ± 4 Ma (11 granos, MSWD = 0,7), pero también hay un pico mayor a 480 ± 5 Ma (también 11 granos, MSWD = 0,7) (Figura 2.9).

(6) En Pinuno, los análisis de U-Pb de la muestra CM0460 de metarenisca muestran un amplio rango de edades devónicas de 370 a 410 Ma. El conjunto más joven de 21 circones arroja una posible edad de proveniencia de 378 ± 3 Ma. Existe un pequeño subgrupo resoluble a 470 Ma y las edades más antiguas están dispersas e incluyen tres granos Arqueanos a 2700 Ma con muy pocas edades Grenvillianas.

Edades de metamorfismo devónicas han sido obtenidas por Kato et al. (1995) en bloques de metabasitas de facies eclogita – esquistos azules en Los Pabilos, y por McDonough et al. (en preparación) en muscovita de esquistos pelíticos, 361 ± 1.7 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y 386 ± 9 Ma (K/Ar) respectivamente, esta última obtenida de uno de los sondeos mencionados anteriormente. Estas rocas metamórficas e ígneas que constituyen el basamento de la cuenca sedimentaria cenozoica Osorno-Llanquihue pertenecen a un complejo metamórfico antiguo y diferente a los afloramientos del basamento presentes en la Cordillera de la Costa, denominado por McDonough et al. (en preparación) como el Complejo Metamórfico Llanquihue.

Datos geocronológicos previos, obtenidos utilizando los sistemas Rb-Sr, K-Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Munizaga et al., 1988; Kato y Godoy, 1995; Kato et al., 1997; Duhart et al., 1997; Duhart, 1999), indican edades carboníferas y permotriásicas para los dos eventos de deformación y metamorfismo mejor reconocidos en el Complejo Metamórfico Bahía Mansa, en las facies de 'esquistos azules' y 'esquistos verdes', respectivamente. Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Kato et al., 1997; Duhart, 1999), por una parte, confirman una edad permo-

triásica para el evento principal y, por otra, sugieren una edad carbonífera superior para un evento previo.

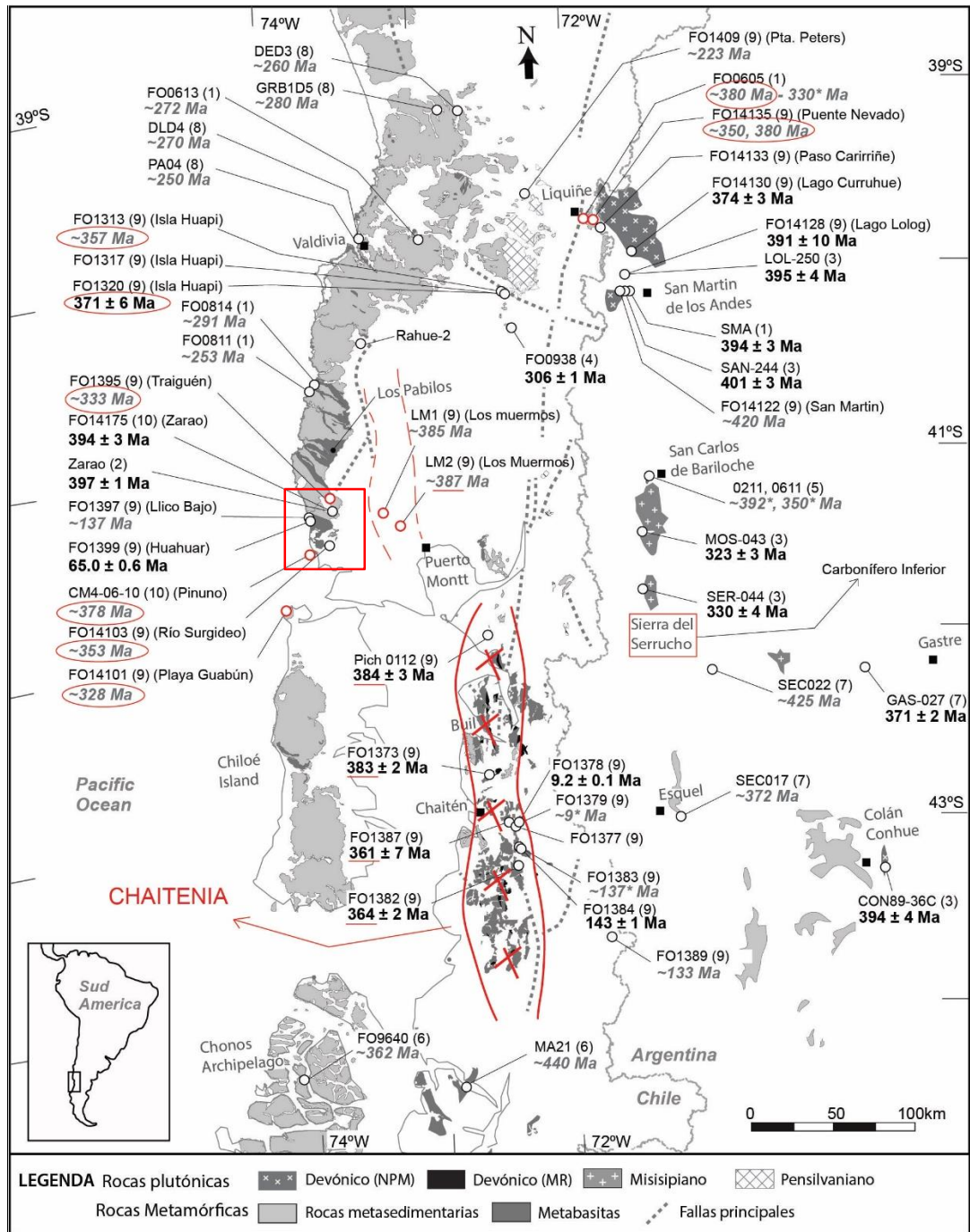


Figura 2.7: Mapa geológico esquemático de los Andes entre los 39 y 44°S, con la ubicación de las rocas relevantes datadas por U-Pb SHRIMP, modificado de Hervé et al. (2016). Las edades de cristalización para rocas ígneas y ortogneises aparecen en negrita, y las edades máximas de deposición de protolitos metasedimentarios calculados a partir de la edad mínima de circones detríticos, aparecen en *italica*. 1, Hervé et al. (2013); 2, Duhart et al. (2001); 3, Pankhurst et al. (2006); 4, Deckart et al. (2014); 5, edades Th-Pb monacita (Cruz-Martínez et al. 2012); 6, Hervé et al. (2003); 7, Duhart et al. (2002); 8, Romero (2014); 9, Hervé et al. (2016); 10, Hervé et al. (2018). Las edades devónicas y carboníferas de interés se encuentran destacadas en rojo, mientras que el cuadro rojo señala el área de estudio.

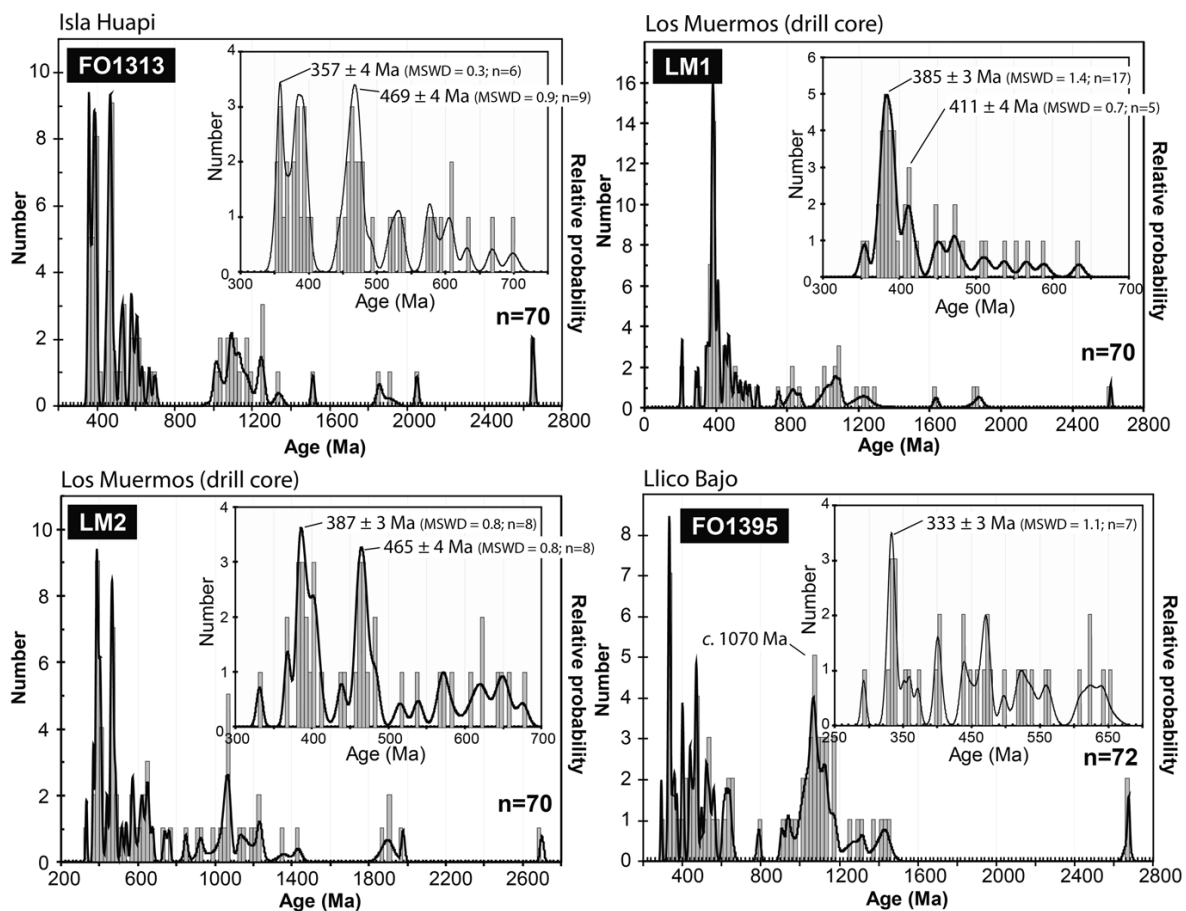


FIGURA 2.8: Diagramas de edad compuesta vs probabilidad de las muestras FO1313, LM1, LM2 y FO1395, extraídos de Hervé et al. (2016).

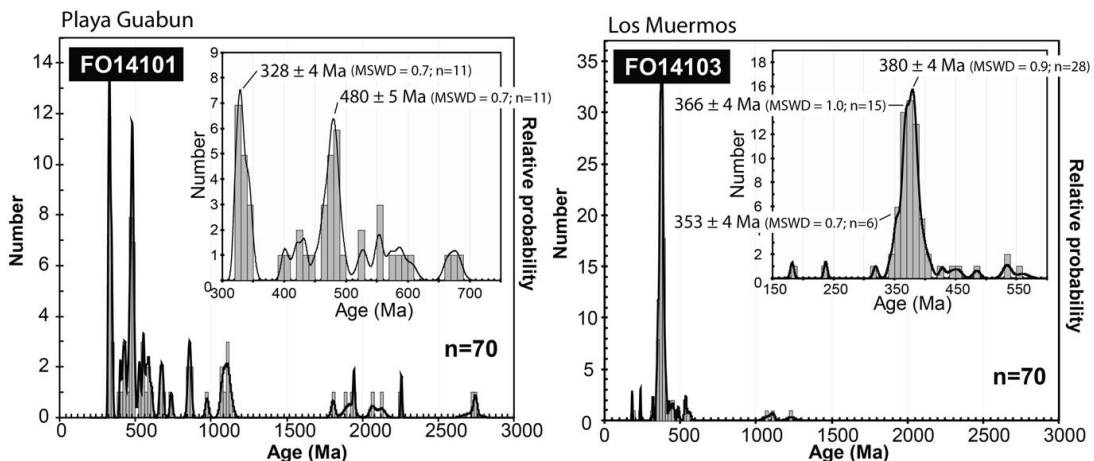


Figura 2.9: Diagramas de edad compuesta vs probabilidad de las muestras FO14101, FO14103, extraídos de Hervé et al. (2016).

A diferencia de las edades devónicas mencionadas previamente, Hervé et al. (2016) en la unidad Metabasitas de Estaquilla presentan dos edades mesozoicas en metabasitas inmersas en el CMBM entre la desembocadura del Río Llico y Ensenada de Estaquilla. De la muestra FO1397 de esquisto verde colectada en la desembocadura del río se extrajo un número limitado de población heterogénea de circones complejamente estructurados, cuya

datación arrojó un grupo predominante de edades del Cretácico, siete de 12 en el rango 129-153 Ma, con un pico posible en alrededor de 137 Ma. Sólo se dataron dos granos con edades cercanas a 200 Ma y granos individuales con edades de 455 y 855 Ma (Figura 2.10). Esta roca es interpretada por los autores como una intrusión del Cretácico. En Ensenada de Estaquilla la muestra FO1399 de metabasita mostró una población notablemente simple de circones ígneos prismáticos y euhedrales, los que registran edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ del Paleoceno Temprano con una media ponderada de 65.0 ± 0.6 Ma (18 análisis, MSWD = 1.7), interpretados por los autores como una edad de cristalización ígnea (Figura 2.10).

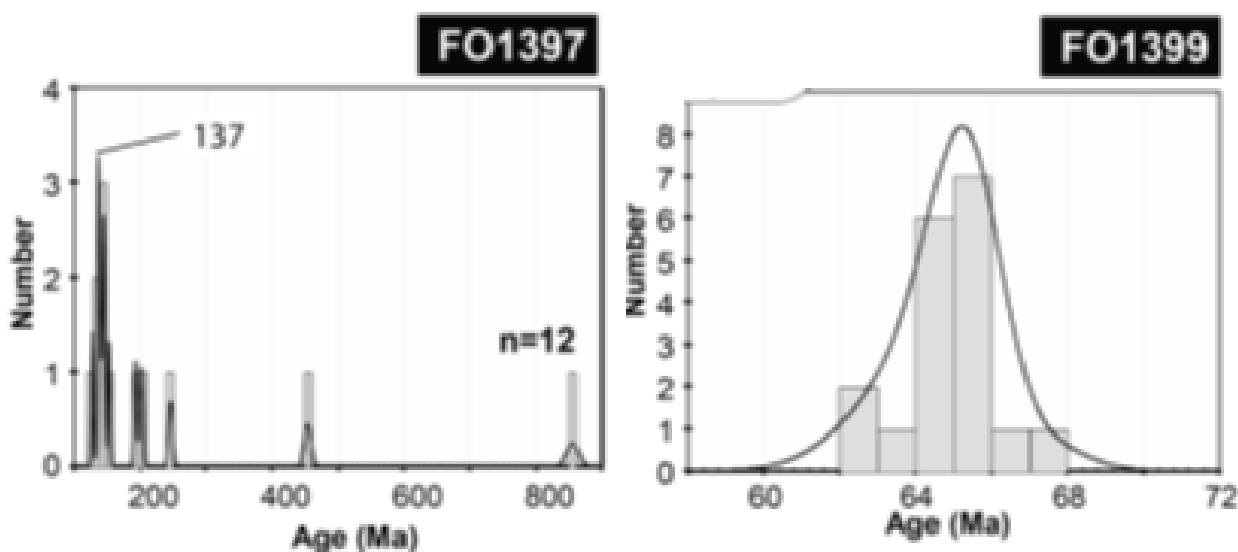


Figura 2.10: Diagramas de edad compuesta vs probabilidad de las muestras FO1397 y FO1399, extraídas de Hervé et al. (2016).

Edades meso-cenozoicas de rocas ígneas intrusivas en el basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa se han encontrado también entre Loncoche y la Isla Grande de Chiloé (39-43°S). En la parte norte de este sector, Quiroz et al. (2006) presentan edades K-Ar en el rango 72 a 92 Ma y 37 a 52 Ma que consisten en cuerpos aislados y de poca extensión. Estos intruyen al basamento metamórfico y son de edad similar a las edades U-Pb en circón de la unidad Metabasitas de Estaquilla, los que son asignados por los autores a parte del magmatismo Cretácico Superior y Eoceno.

2.5 Antecedentes geoquímicos

En el área de estudio se han realizado pocos estudios geoquímicos en el CMBM a la latitud de los 41°S. Crignola et al. (1997) colecta 13 muestras de esquistos máficos en los alrededores del Río Llico y el estero Yervas Buenas, estas evidencian un comportamiento geoquímico homogéneo en los elementos

trazas, caracterizado por contenidos de Sr, Ce, P, Zr, Sm, Ti, y e Yb muy similares a los basaltos de dorsales oceánicas normales. Los autores, precisan que lo anterior es reafirmado por los valores de las razones Ce/Yb y las razones entre elementos altamente incompatibles, tales como La/Ta (>19), La/Ce (<1) y La/Sm (<1), las cuales son similares a las de basaltos toleíticos extruidos en ambientes de dorsales oceánicas normales. También exhiben leves anomalías positivas de Tb y negativas de Eu. El contenido total de tierras raras mantiene alto grado de correlación positiva con los contenidos de TiO_2 y Zr.

Quezada (2015) muestra una comparación geoquímica entre 6 muestras de metabasitas del CMBM y de Metabasitas de Estaquilla, 2 de ellas ubicadas en la Cordillera de Zarao, 2 en Huahuar, 1 en Llico Bajo, y otra más al norte, en el pozo Huilma 2 en las cercanías de Osorno. Según el autor, en base a los diagramas de clasificación de elementos inmóviles de Pearce (1996), interpreta que el cuerpo de la Cordillera de Zarao correspondería al equivalente intrusivo de una riolita alcalina. En el diagrama de tierras raras normalizadas al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995), estas muestras presentan un patrón de tierras raras con una pendiente relativamente alta para las LREE, una anomalía negativa de Eu y un patrón más bien plano para las MREE y HREE (Figura 2.11, b). Sistemáticamente el cuerpo ígneo de Zarao se ubica entre los campos de granitos de intraplaca y granitos de dorsales meso-oceánicas.

Por otro lado, Quezada (2015) analiza la geoquímica de las muestras FO1397 y FO1399, metabasitas de la UME extraídas en Llico Bajo y Huahuar, respectivamente, y la muestra HU2-T5 de Huilma de metabasita. Según el autor estas tres muestras grafican en el límite entre los campos de basaltos subalcalinos y andesita/basalto en el diagrama de Winchester & Floyd (1977) (Figura 2.12, a), sumado al contenido de SiO_2 de 47-48 wt% y un bajo contenido en Th (Hastie, 2007), interpreta que el protolito de estos esquistos máficos son basaltos toleíticos. Quezada (2015) muestra que el patrón de tierras raras de los metabasaltos de Estaquilla se caracteriza por una tendencia plana para las MREE y HREE, con valores en torno a 4 a 8 veces los del Manto Primitivo, resultados muy similares a los obtenidos por Crignola et al. (1997), patrón que se asemeja al de basaltos toleíticos tipo N-MORB (Figura 2.11, a y b). Sin embargo, la muestra del pozo Huilma HU2-T5 perteneciente al CBMB más al norte, presenta ciertas diferencias con las Metabasitas de Estaquilla: mayor enriquecimiento de LILE y anomalía positiva de Sr y Pb (Quezada, 2015).

Más al norte de área de estudio, en las metabasitas aflorantes en Bahía Mansa a los $40,5^\circ S$, Duhart et al. (1997) interpretan a partir de los antecedentes geoquímicos de Díaz et al. (1988), Kato & Godoy (1995) y Crignola et al. (1997), que los protolitos de los esquistos máficos fueron rocas basálticas de afinidad toleítica y alcalina, y tienen en general patrones de tierras raras tipo N-MORB, que probablemente representan una corteza oceánica primitiva. En la muestra 96CH143 de anfibolita de granate colectada

por Willner et al. (2004) en Los Pabilos, obtuvo una geoquímica de roca total de elementos mayores en % en peso, de SiO₂ (47.87) - TiO₂ (1.93) - Al₂O₃ (14.27) - Fe₂O₃ (3.49) - FeO (9.93) - MgO (5.50) - CaO (9.90) - Na₂O (2.66) - K₂O (0.73) - H₂O (2.59).

En otras metabasitas aflorantes en Valdivia a los 40°S, Mella et al. (2012) han obtenido datos geoquímicos de elementos mayores que señalan contenidos de SiO₂ menor a 52%, con razones Na₂O/K₂O > 6, valores interpretados como debido al metasomatismo por incorporación de fluidos enriquecidos en Na. En general, los autores indican que el comportamiento geoquímico de elementos trazas es homogéneo, tanto referido al contenido de estos como a los patrones de tierras raras, los que son planos con una marcada anomalía negativa de Eu y afinidad toleítica, asociadas a rocas volcánicas en un ambiente de dorsal oceánica (Díaz et al., 1988; Crignola et al., 1997), que se corrobora con la existencia de lavas con estructuras de almohadillas.

Más al norte del área de estudio, una contribución reciente de Orellana (2016) presenta nuevos antecedentes químicos de rocas máficas y ultramáficas metamorfozadas de la Serie Occidental entre los 39° y 40°S. El autor obtuvo que las metabasitas corresponderían a basaltos oceánicos con afinidades MORB a E-MORB, mientras que los protolitos de las peridotitas serpentinizadas corresponderían a dunitas, harzburgitas, y lherzolitas. En base a estos antecedentes, Orellana (2016) señala que las rocas máficas y ultramáficas de este segmento se formaron fundamentalmente dentro de un ambiente de cuenca marginal en la zona de antearco, tal como propone Vivallo et al. (1988), en base a la geoquímica analizada en 36 muestras de metabasaltos entre los 38 y 41°S.

En el sector de Pichilemu y Punta Sirenas a los 34°S, Hyppolito et al. (2014a) analizan la geoquímica de elementos mayores y trazas de 33 metabasitas de la Serie Occidental. Los autores señalan que estas metabasitas representan una secuencia de rocas basálticas metavolcánicas que fueron acrecionadas al margen activo durante la subducción de la litosfera oceánica en el Carbonífero Superior. Los fragmentos de corteza oceánica acretados ocupan diferentes niveles estructurales, que exhiben distintos grados metamorfismo e improntas geoquímicas que revelan una heterogeneidad de la corteza subductada. Las composiciones de las anfibolitas son de N a E-MORB, los esquistos verdes de N-MORB y E-MORB transicional a OIB, y los esquistos azules y esquistos verdes intercalados dentro una sola secuencia metavolcanosedimentaria tienen firmas OIB.

Todos estos antecedentes geoquímicos de metabasitas del basamento metamórfico de la Serie Occidental, fueron recopilados en los diagramas de la Figura 2.11, Figura 2.12 y Figura 2.13. En términos generales, las metabasitas del segmento de los 38° y 41°S, en los diagramas de tierras raras los patrones de las rocas de Bahía Mansa son similares, versus a las

Metabasitas de Estaquilla que son más empobrecidas en tierras raras livianas donde carece de anomalías de U – Nb – Ta – La (Figura 2.11).

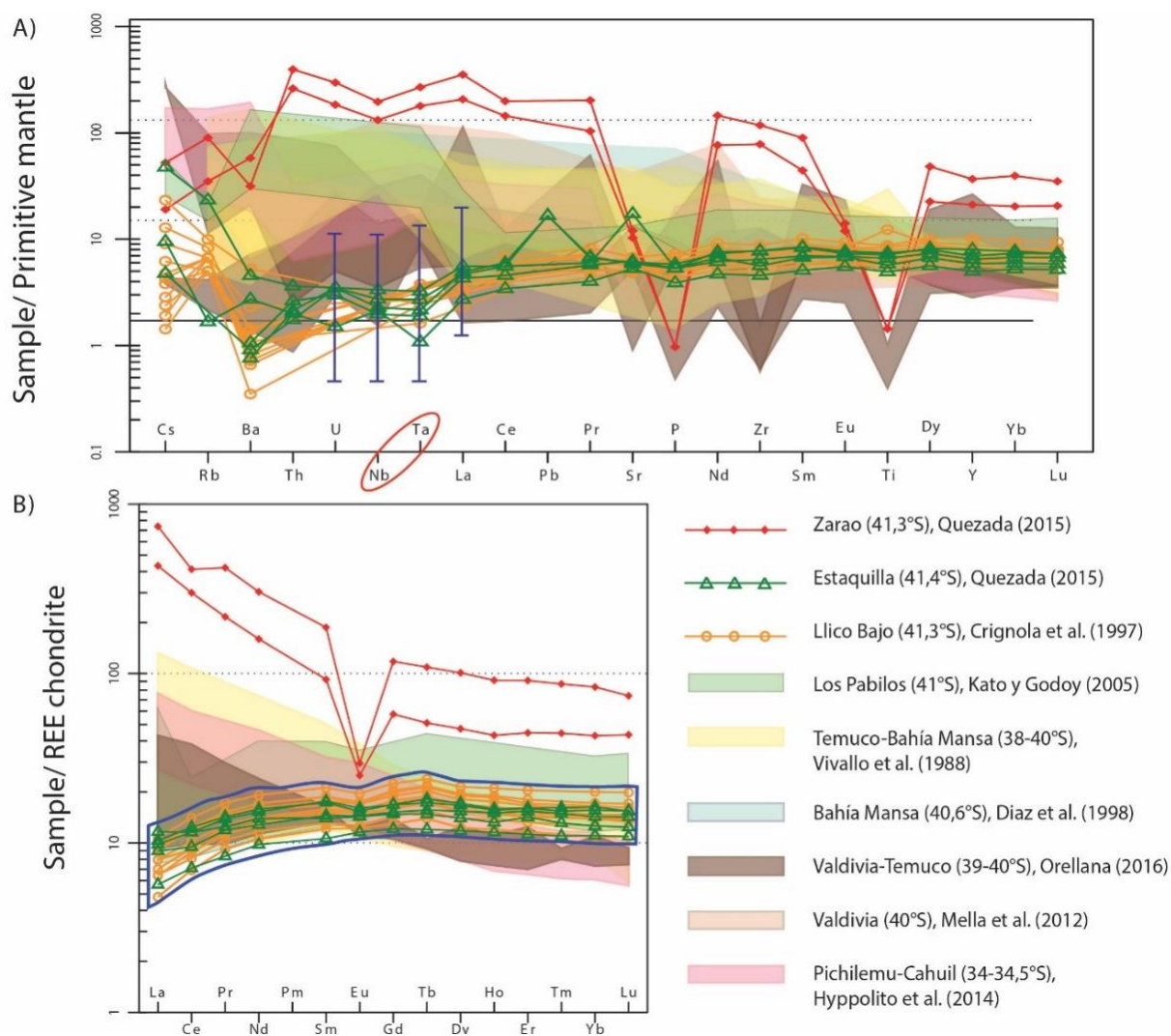


Figura 2.11: (a) Aracnograma de multielementos normalizados al Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995). Las líneas azules destacan la ausencia de anomalías de los elementos U – Nb – Ta – La. (b) Diagrama de Tierras Raras normalizados al Condrito de Boyton (1984). Las muestras en rojo corresponden a las muestras de Traquitas de edad devónica de la Cordillera de Zarao, y las muestras en verde corresponden a las muestras de las metabasitas de Llico Bajo, Huahuar y Huilma, englobadas en el polígono azul.

De los diagramas de clasificación se desglosa que la mayoría de las metabasitas son similares entre sí y se grafican en los campos de basaltos alcalinos y sub-alcalinos. No obstante, en el diagrama AFM se observan pequeñas diferencias entre las metabasitas de Estaquilla y Llico Bajo, las primeras muestran más FeO que las segundas, mientras que en el diagrama TAS, las primeras tienen 5% menos de SiO₂ que las segundas (Figura 2.12).

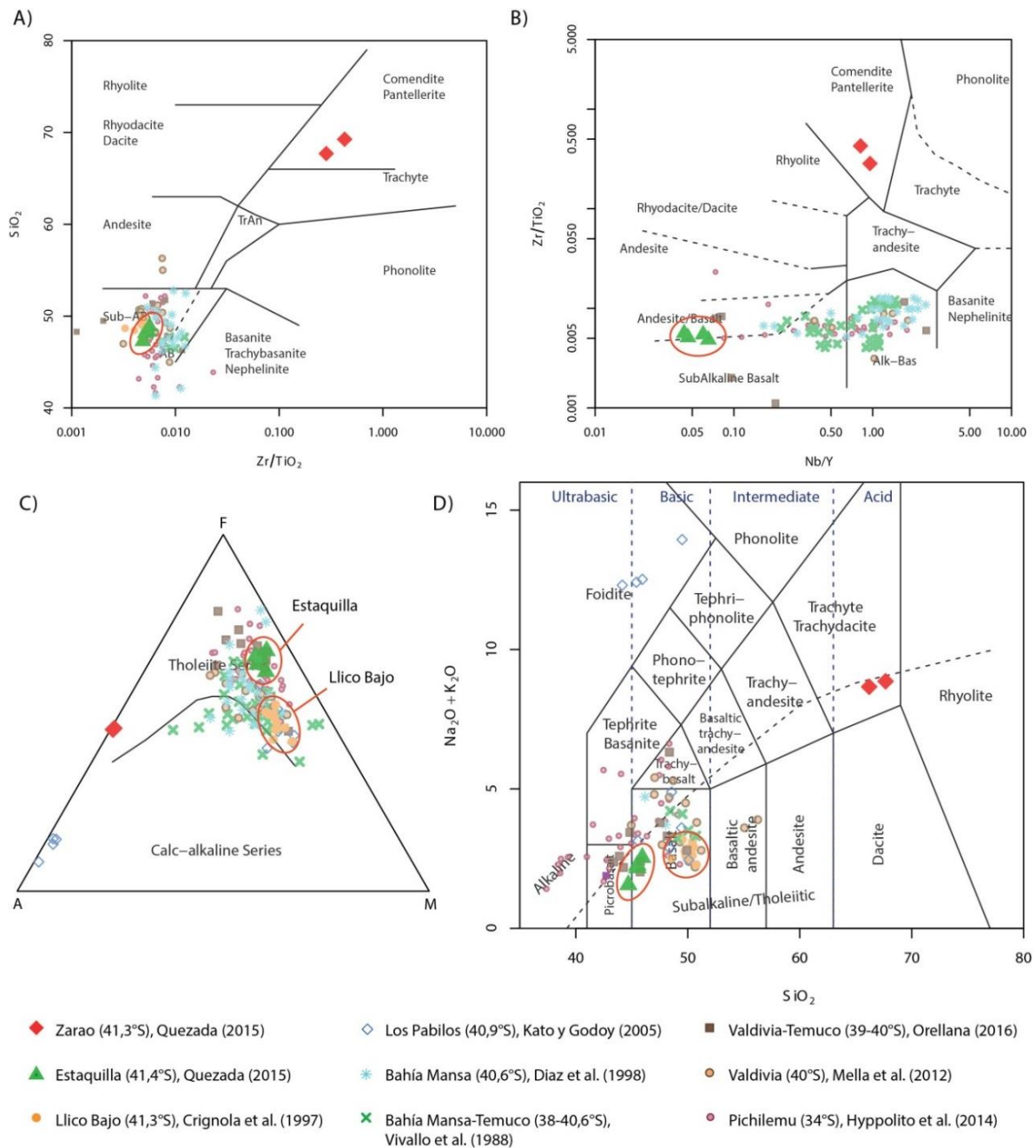


Figura 2.12: Diagramas de clasificación de las metabasitas del área de estudio (elipses rojas) y el basamento: (a) $Nb/Y - Zr/TiO_2$ (Winchester & Floyd, 1977). (b) $Zr/TiO_2 - SiO_2$ (Winchester & Floyd, 1977). (c) AFM (Irvine & Baragar, 1971), las Metabasitas de Estaquilla tienen más FeO que las Metabasitas de Llico Bajo. (d) TAS (Le Bas et al. 1986), donde se aprecia que las Metabasitas de Llico Bajo tienen 5% más de SiO_2 que las Metabasitas de Estaquilla.

En cuanto a los diagramas de discriminación tectónica las Metabasitas de Estaquilla caen principalmente los campos de basaltos N-MORB, mientras que las metabasitas del basamento metamórfico paleozoico se grafican en los campos de basaltos N-MORB, E-MORB, WPA y WPT, donde las muestras de serpentinitas entre Temuco y Valdivia caen fuera de estos campo empobrecidas de Zr (Figura 2.13).

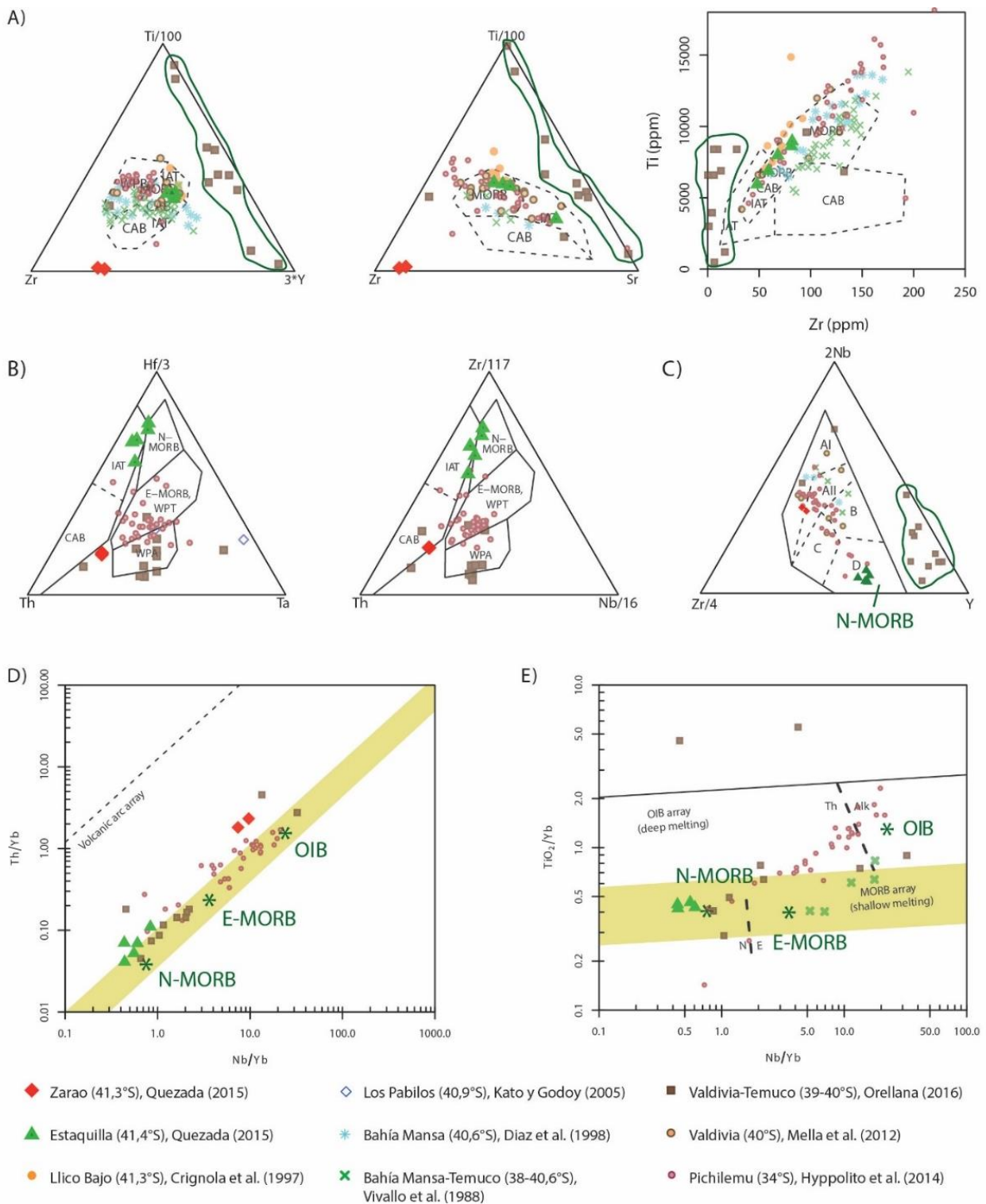


Figura 2.13: Diagramas de discriminación: (a) tectónica de basaltos de Pearce & Cann (1973). (b) Diagramas triangulares de Th-Hf-Ta-Zr-Nb de Wood (1980). (c) tectónica de basaltos de Meschede (1986), AI = WPA, AII = WPA, WPT, B = P-MORB, E-MORB, C, D = VAB, D = N-MORB. (d) Nb/Yb - Th/Yb de Pearce (2008). (e) Nb/Yb - TiO₂/Yb de Pearce (2008). En los triángulos verdes se destacan las Metabasitas de Estaquilla que caen principalmente en el campo de basaltos N-MORB, y en los polígonos verdes las serpentinitas de Temuco-Valdivia empobrecidas en Zr.

Los antecedentes geoquímicos de rocas de edad mesozoica y cenozoica, de afloramientos en la Cordillera de la Costa en Chile Central, consisten principalmente en rocas intrusivas para el Cretácico Superior ubicadas en los alrededores de Valdivia (40°S) (De La Fuente et al., 2012; Mella et al., 2002), y de rocas volcánicas en el segmento entre Temuco y Chiloé, para el Oligoceno y Mioceno (Muñoz et al., 2000). En Valdivia a los 40°S, De la Fuente et al. (2012) analizaron la geoquímica de los pequeños cuerpos dacíticos del Cretácico Superior, los intrusivos de Los Boldos y Loncoche, que resultaron tener una afinidad adakítica según el diagrama Sr/Y vs Y de Drummond y Defant (1990). Los autores proponen que esta afinidad geoquímica podría estar relacionada a una anomalía térmica en el antearco debido al paso de la triple unión de las placas Farallón-Phoenix y Sudamérica (Glodny et al., 2006).

En la misma zona de estudio, Mella et al. (2012) obtienen muestras adicionales a las De La Fuente et al. (2012), y discuten la interpretación anterior, tomando en consideración que el término 'adakita', en el sentido tradicional, involucra únicamente fusión de la litosfera oceánica en facies eclogita (Defant y Drummond, 1990), y se favorece el origen mixto de los magmas o desde otra fuente. Magmas con altas razones Sr/Y y La/YbN, que sugieren fusión parcial de la litosfera en facies eclogita, están limitados a pequeños cuerpos fuera del área del mapa (De la Fuente et al., 2012), que no representan las expresiones regionales del magmatismo del Cretácico Superior en el área descrita. El aumento de calor necesario para la fusión de dicha fuente estaría asociado a la subducción de una dorsal oceánica y consecuente generación de zonas con 'slab window' en el Cretácico Superior (Müller et al., 2008).

Con respecto a las rocas volcánicas oligocenas, un estudio geoquímico e isotópico de Muñoz et al. (2000) muestran que estas rocas pertenecen a un Cinturón Magmático del Terciario-medio del centro-sur de Chile la Cordillera de la Costa, que tuvo lugar en un episodio regional de expansión cortical durante incremento de la razón de convergencia de placas en el Oligoceno superior al Mioceno Inferior. Este cinturón magmático costero incluye rocas ígneas con composiciones químicas similares a las rocas del arco volcánico moderno y, también, rocas con afinidades oceánicas, caracterizadas por bajas razones Ba/La (<19) y La/Nb (<1,6), bajas razones $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (<0,7035) y altos valores de eNd(T) (>+5). Los autores interpretan que su formación fue por fusión parcial de manto astenosférico no contaminado con componentes provenientes desde la deshidratación de litosfera oceánica subductada.

Recopilando estos antecedentes geoquímicos de las rocas ígneas mesozoicas y cenozoicas de la Cordillera de la Costa entre los 38 y 42°S, y contrastandola con las metabasitas del basamento en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce & Cann (1973) son principalmente basaltos de arcos de isla (CAB), en cambio, las metabasitas del basamento metamórfico caen principalmente en el campo de basaltos de piso oceánico (MORB) (Figura 2.14).

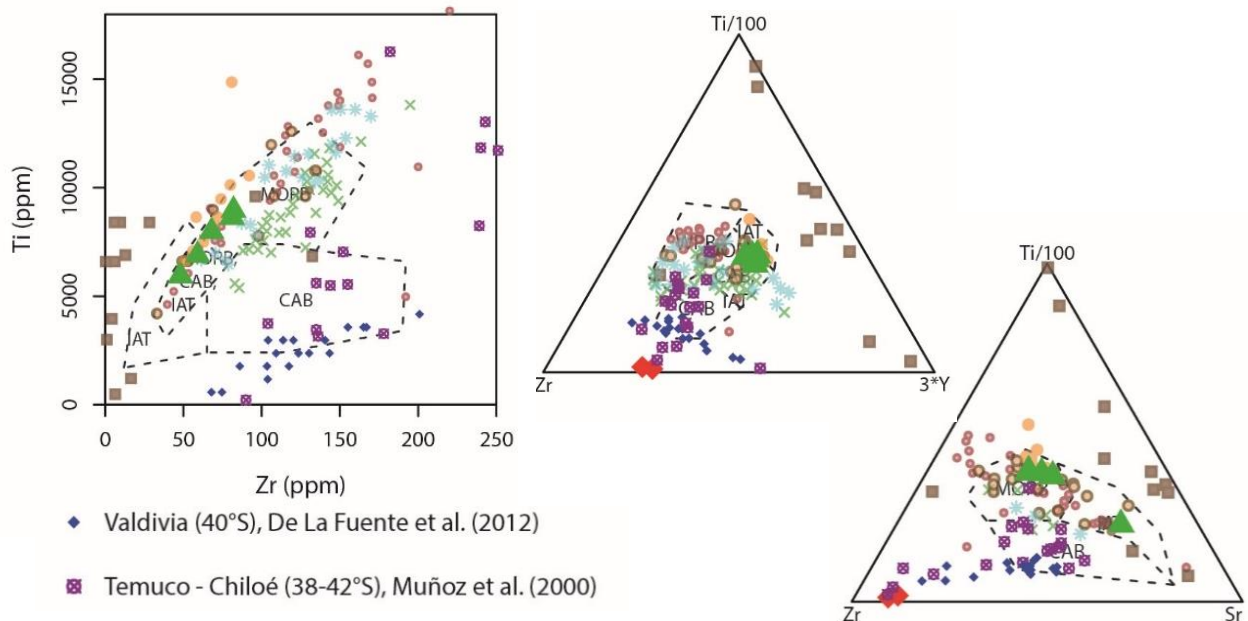


Figura 2.14: Contraste de la geoquímica de las rocas ígneas del Cretácico Superior-Oligoceno y Mioceno con las metabasitas del basamento metamórfico entre los 38° y 42°S, en el diagrama de discriminación tectónica de basaltos de Pearce & Cann (1973).

2.6 Antecedentes geotermobarométricos

En el área de estudio, no existen antecedentes geotermobarométricos de precisión que indiquen la trayectoria P-T del Complejo Metamórfico Bahía Mansa en los alrededores de los 41°S en la Cordillera de la Costa. Sin embargo, en esta área diversos autores (Crignola et al., 1988; Duhart, 1999; Duhart et al., 2001; Marambio, 2014; Quezada, 2015; Vildoso, 2017) han estimado las facies de metamorfismo según las asociaciones minerales presentes, asignando la facies esquistos verdes para estas rocas. Más recientemente, en las Metabasitas de Estaquilla y en las Metamorfitas del Río Llico, Veas (2017) determinó la química mineral de estas unidades mediante el SEM en cloritas, anfíboles, plagioclasas y fengitas. La autora aplica geotermómetros de clorita y de anfíbol-plagioclasa, y geobarómetros de anfíbol y fengita, indicando que estos esquistos máficos habrían alcanzado la facies anfíbolita, con un peak asociado cercano a 590 °C y 7,5 kbar. Posteriormente, los esquistos máficos retrogradan a la facies esquistos verdes, en cambio, los esquistos pelíticos habrían alcanzado la facies esquistos verdes, grado de biotita, que luego retrogradan al grado de clorita, con un peak asociado cercano a 365°C y 6 kbar (Veas, 2017).

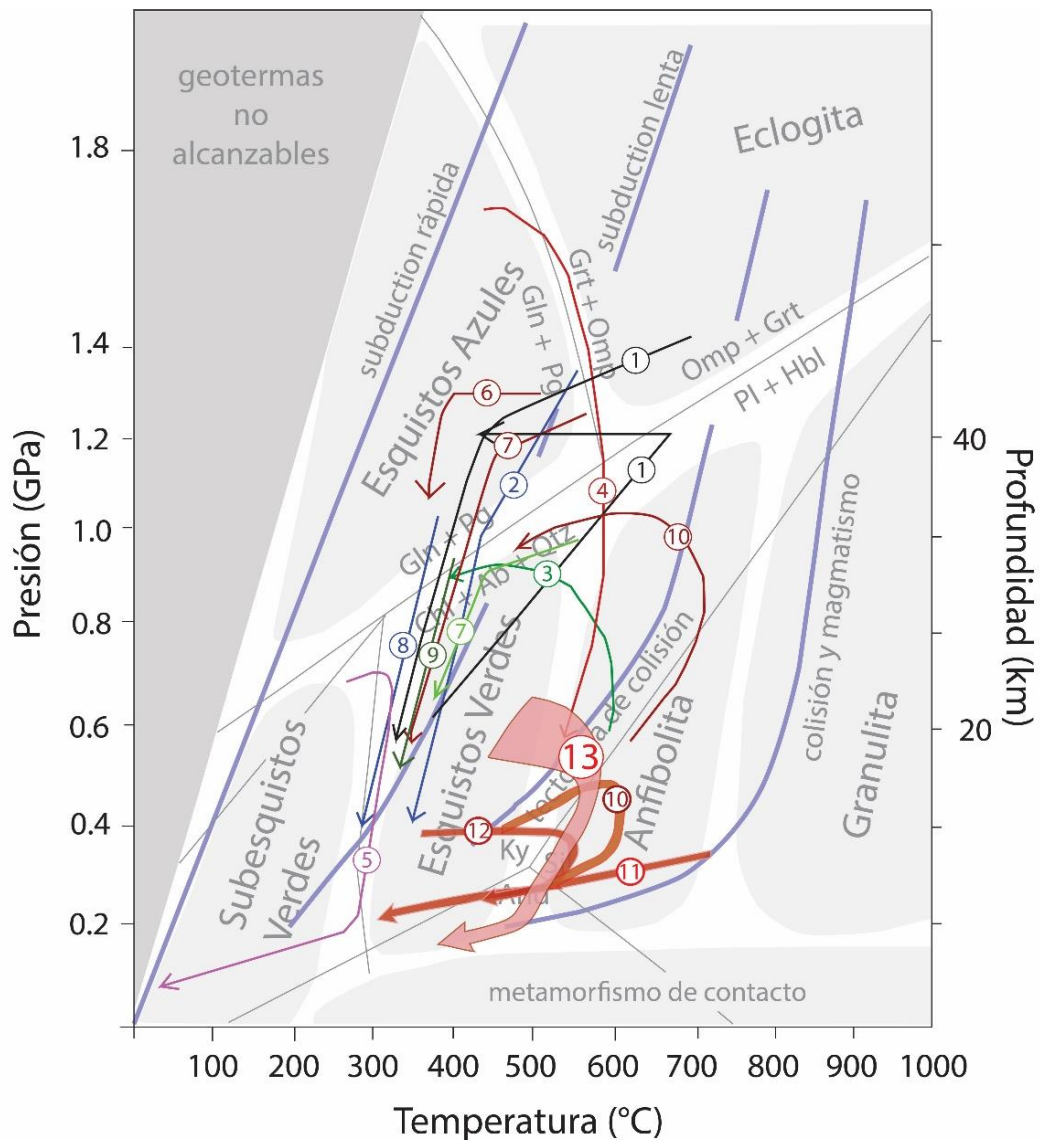
Más al norte, existen datos geotermobarométricos de mayor precisión en Los Pabilos (40,9°S) y en Bahía Mansa (40,5°S) en base a análisis de minerales con microsonda electrónica (EMPA). Estos pertenecen a los

trabajos de Kato y Godoy (1995), Kato et al. (2008) y Willner et al. (2001, 2004). En las costas de Bahía Mansa, afloran cuarcitas espesartinicas (cotículas), donde Willner et al. (2001) han determinado una trayectoria PT en sentido horario, con condiciones pico de metamorfismo de 300-370 °C y 6-8 kbar, y una trayectoria retrógrada caracterizada por descompresión a 2 kbar y enfriamiento a temperaturas inferiores a 300 °C. Estiman un gradiente metamórfico de 12 °C/km revelado por las cotículas y las rocas metabásicas adyacentes de origen oceánico, que sugieren una subducción fría.

En Los Pabilos se han encontrado bloques de esquistos azules exóticos de facies retro-eclogita-anfibolita. Los antecedentes generados por Kato y Godoy (1995) en una anfibolita de epidota indican una trayectoria antihoraria entre 6 y 8 kbar, y 600 a 400 °C. En el mismo sector, Willner et al. (2004), analizaron un micaesquisto de granate y una anfibolita de granate, de trayectorias P-T-t prógradas contrastantes, horaria y antihoraria, respectivamente. Los autores señalan que el camino progrado de la trayectoria antihoraria evolucionó en un gradiente geotérmico de 15°C/km, pasando el límite de alta presión de la facies esquistos verdes hasta que se desarrolló una asociación transitoria dentro de las facies de anfibolita a facies eclogitas en condiciones de pico de metamorfismo de 11 – 16,5 kbar y 600 – 760 °C. Esta asociación de pico metamórfico fue sobreimpuesta durante una infiltración externa de fluidos por una asociación de facies esquistos azules con epidota a 10 – 14 kbar y 300 – 500 °C, indicando un enfriamiento isobárico. Finalmente, la etapa de metamorfismo retrogrado continuó con un descenso de la presión a 5 kbar y 300°C, donde el micaesquisto de granate y la anfibolita de granate comparten la misma evolución.

A la misma latitud de los 41°S, en los pies de Los Andes Norpatagónicos, a 200 km al este del área de estudio, en el sector de Bariloche, aflora el Complejo Metamórfico Colohuincul de edad devónica, donde Cruz-Martinez et al. (2012) han efectuado un estudio geotermobarométrico de un micaesquisto de granate y una migmatita, obteniendo trayectorias P – T de metamorfismo contrastantes para ambas muestras. Para el micaesquisto determinan una trayectoria horaria, que está caracterizada por un evento de alta presión y baja temperatura (18 kbar y 440 °C), seguido de una descompresión acompañada de calentamiento a 580 °C (11 kbar), luego de un enfriamiento a 570 °C y 9 kbar, lo que interpretan como el resultado de la colisión del microcontinente Chilenia con el magen suroccidental de Gondwana.

Todos estos antecedentes han sido recopilados en la Figura 2.15 y en términos generales las trayectorias P-T propuestas para la Serie Occidental entre las latitudes de los 34 y 42°S son similares entre sí, pues tienen gradientes de metamorfismo relativamente bajos (AP/BT).



- | | |
|---|---|
| ① Anfibolita de Grt, Los Pabilos (40,95°S), Willner et al. (2004) | ⑧ Esquisto Azul, Pichilemu (34,4°S), Willner (2005) |
| ② Anfibolita de Omph-Grt, Los Pabilos (40,9°S), Kato et al., (2008) | ⑨ Esquisto Verde, Pichilemu (34,4°S), Willner (2005) |
| ③ Anfibolita de epidota, Los Pabilos (40,9°S), Kato y Godoy (1995) | ⑩ Anfibolita y micaesquisto de Grt, Punta de Choros (29,25°S), Navarro (2013) |
| ④ Micaesquisto de Grt, Bariloche (41,15°S), Cruz Martínez et al. (2012) | ⑪ Micaesquisto de Grt-And, Tanumé (34°S), Willner (2005) |
| ⑤ Cotículos, Bahía Mansa (40,6°S), Willner et al. (2001) | ⑫ Micaesquisto de Grt-And-St, Tanumé (34°S), Hyppolito et al. (2015) |
| ⑥ Micaesquisto de Grt, Punta Sirenas (34,6°S), Willner (2005) | ⑬ Micaesquisto de Grt, Cerros de Cajonmo (41,45°S), (este trabajo) |
| ⑦ Micaesquisto de Grt y anfibolita, Punta Sirenas (34,6°S), Hyppolito et al. (2014) | |

Figura 2.15: Compilación de trayectorias P – T del basamento metamórfico chileno entre los 34 y 42°S, en el diagrama de facies y reacciones metamórficas simples de rocas de composición máfica de Eskola (1915), junto a algunas estequiometrías de reacciones metamórficas de metabasaltos y gradientes de procesos geológicos compiladas por Bucher y Grapes (2011).

2.7 Antecedentes estructurales del Basamento Paleozoico de la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur

Los antecedentes estructurales compilados en el presente trabajo provienen de investigaciones relacionadas a los eventos de deformación que explican el desarrollo de las estructuras que afectan al basamento metamórfico paleozoico, que se ubican principalmente a lo largo de la Cordillera de la Costa de Chile Central Sur. El contexto geodinámico consensuado para esta franja de rocas metamórficas entre los 32° y los 42°S, comprende una cuña acrecionaria de subducción de edad carbonífera a pérmica (Gonzalez-Bonorino, 1970; Aguirre et al., 1972; Hervé, 1988; Willner et al., 2005; Richter et al., 2007; García-Sansegundo et al., 2014; Kato y Godoy, 2015; entre otros). En relación con las rocas aflorantes de edad Mesozoica y Cenozoica en el área de estudio, se incluyen en la sección siguiente.

Un trabajo realizado por Glodny et al. (2005) en el sector de Valdivia (40°S) sobre la dinámica interna de la paleocuña acrecionaria del antearco de Chile Central Sur, determina que, en ese sector y sus alrededores, esta franja de rocas metamórficas sufrió procesos de acreción basal continua, que generó un duplex tectónico durante el metamorfismo prógrado en la transición de las facies esquistos verdes a esquistos azules (420 °C, 8-9 kbar) alrededor de los 300 Ma. Glodny et al. (2008) sugieren que, ~5-10 m.a. después del inicio de la subducción, los sedimentos antiguos del margen pasivo (Serie Oriental) fueron continuamente deformados, mientras comienza el crecimiento del complejo de acreción basal (Serie Occidental) y el arco magmático (Figura 2.16, a). Según los autores, la acreción basal al sur de los 38°S contrasta con la pérdida de masa del antearco al norte de los 38°S debido a la erosión por subducción, generando un comportamiento diferencial del margen debido al retrabajo del contacto de la Serie Occidental y la Serie Oriental por una falla transformante sinistral (Zona de Falla Lanalhue) (Figura 2.16, b).

En el segmento entre los 40° y 42°S, diversos autores presentan una compleja historia deformativa registrada en las rocas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) (Kato, 1985; McDonough et al., 1997; Duhart et al., 2001). Una evolución que involucra dos eventos de deformación y metamorfismo fue expuesta por McDonough et al. (en preparación), quienes señalan que la fase de deformación y cristalización D1 queda preservada en porfidoblastos de albita como inclusiones helicíticas de circón, epidota, y mica blanca, relacionado a un episodio de alta presión. Los autores proponen que el evento deformativo D2 involucra una foliación penetrativa, que transpone la fábrica temprana D1 y desmembra los pliegues isoclinales. En Bahía Mansa se encontraron tectonitas L - S asociadas a este último evento deformativo D2, asignadas a los niveles estructurales más bajos del CMBM, e interpretadas como el registro del acortamiento de un stack estructural, con lineaciones de estiramiento D2 dirigidas al ONO indicativas de la dirección de transporte

(McDonough et al. en preparación). Una interpretación similar de la historia geológica del CMBM es la propuesta por Duhart et al. (2009) en la que reconocen un evento metamórfico M1 en condiciones de altos gradientes P/T de metamorfismo en facies esquistos azules y hasta facies eclogita ocurridas antes de los 361 Ma, y un segundo evento metamórfico M2 en facies esquistos verdes, que en la mayoría de las rocas obliteró las estructuras y minerales M1, durante el Pérmico y también el Triásico (Duhart et al., 2009; Martin et al., 1998).

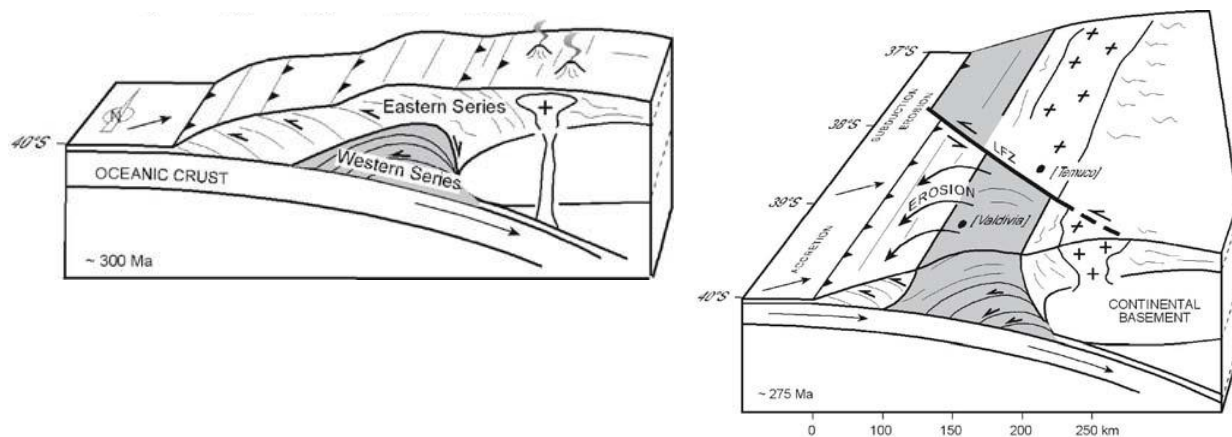


Figura 2.16: Modelo de la evolución del margen continental del Pensilvaniano al Pérmico temprano y de la formación de la falla Lanahue, alrededor de los 40°S de Glodny et al. (2008). (a) estado a ~300 Ma, ~5-10 Ma después del inicio de la subducción, se deforman continuamente los sedimentos antiguos del margen pasivo (Serie Oriental) acompañados de un crecimiento inicial de un complejo de acreción basal (Serie Occidental) junto al arco magmático. (b) Situación a los ~275 Ma, la Serie Occidental se alza y expone a la superficie mientras cesa el arco magmático. Nótese, la acreción basal al sur de los 38°S se contrasta con la pérdida de masa del antearco al norte debido a la erosión por subducción, desplazados por una falla transformante sinistral (Zona de Falla Lanahue).

En el área de Valdivia y Los Pabilos, Kato y Godoy (2015) señalan que el CMBM, tiene litologías exóticas como anfibolitas máficas y esquistos azules, formados durante la subducción Gondwánica temprana en el Carbonífero. Estos exhiben planos de foliación S2 de rumbo NO-SE y manteo de 60° al O en promedio. La continuidad a gran escala de las estructuras de la Serie Occidental es reconocida en ambos mapas regionales de Duhart et al. (2001) y los mapas aeromagnéticos de Godoy y Kato (1990), especialmente donde los planos S2 separan unidades litológicas que pueden ser trazadas por 20 km. Los autores señalan que a lo largo de la costa de Chile entre las latitudes entre 38 - 41°S, complejos disarmónicos deformados y zonas de cizalle de alto ángulo y de rumbos N-S a NNE-SSO posiblemente estén ligados a zonas que ellos denominan de *broken formation*, y coinciden bien con un posible contexto dextral transpresivo con el desarrollo de zonas de cizalle verticales de rumbo N-S, debido a la convergencia oblicua NNE-SSO a lo largo del margen pre-Andino (Gondwana) (Figura 2.17).

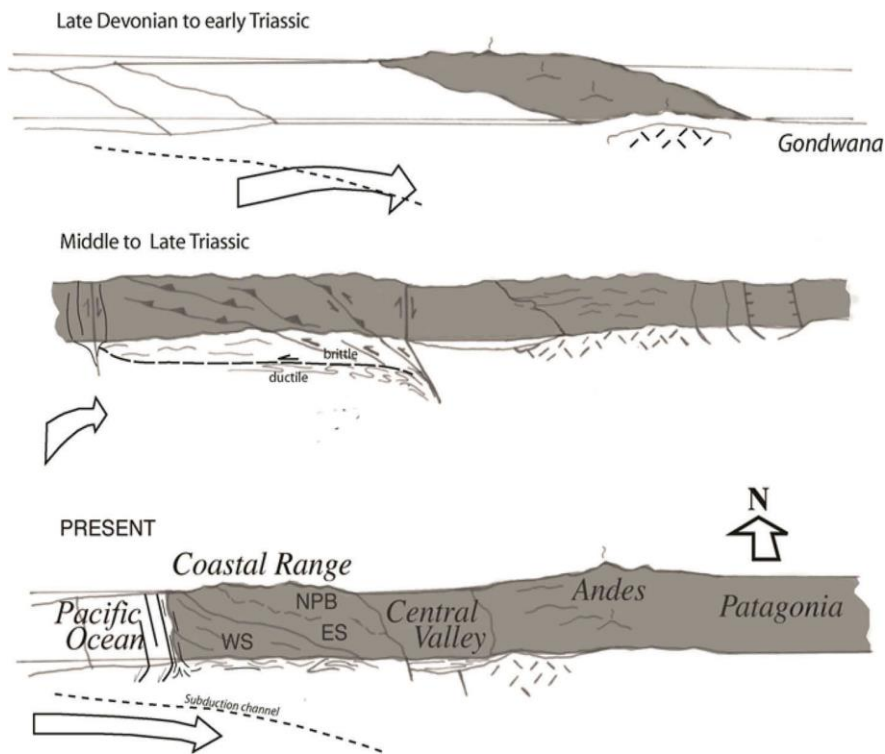


Figura 2.17: Desarrollo de una posible zona de falla transformante (transpresional) dentro del contexto de la evolución del margen de Sudamérica, figura extraída de Kato y Godoy (2015). (a) Ciclo Gondwánico, subducción a lo largo del margen de Gondwana. (b) alzamiento transicional (pos-Gondwánico/pre-Andino) y desplazamiento dextral. (c) Ciclo de subducción Andino (Jurásico Tardío temprano al Presente). La presente configuración del margen Andino con un antearco estructuralmente debilitado ($\sim 38^\circ\text{S}$); WS, Serie Occidental; ES, Serie Oriental; NPB, batolito Norpatagónico/Cordillera de la Costa.

Al este de la Cordillera de Los Andes Norpatagónicos a la latitud de los 41°S , en el sector de Bariloche, un estudio tectono-metamórfico del basamento Gondwánico realizado por García-Sansegundo et al. (2009) en metasedimentos y anfibolitas del Complejo Metamórfico Colohuincul, ha determinado tres eventos principales de deformación (D1, D2 y D3). El evento D1 con una foliación S1 bien preservada en los microlitones de la foliación regional S2 y en porfidoblastos de albita y granate. Ambas foliaciones presentan pliegues abiertos con planos axiales verticales asociados a un clivaje de crenulación (S3) localmente desarrollado en las zonas de charnela de los pliegues D3. Un episodio temprano de subducción (sin D1) es evidenciado por el metamorfismo de alta presión (AP) en esquistos y anfibolitas, como también por la presencia de granitos tipo I de subducción (precolisionales). Las estructuras D2 y D3 se desarrollaron bajo condiciones metamórficas regionales de presiones intermedias y bajas (IP-BP). Las condiciones de alta temperatura (AT) fueron alcanzadas en la migmatización regional y la intrusión de granitoides tipo S sin a pos-orogénicos. Los autores interpretan que la transición de las condiciones metamórficas de AP a IP pudo estar asociada con

el emplazamiento de cabalgamientos de escala cortical dirigidos al NE durante el episodio D2 (Figura 2.18).

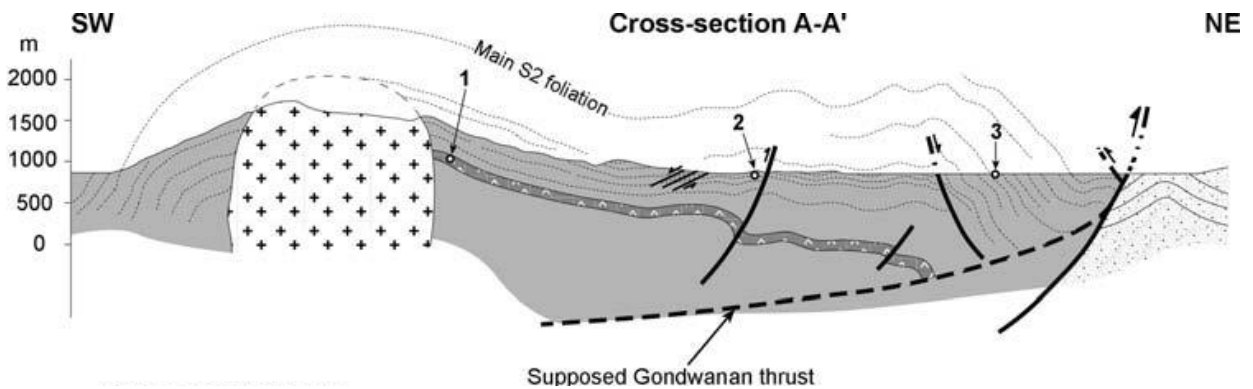


Figura 2.18: Corte geológico estructural de Bariloche extraído de García Sansegundo et al. (2009), que muestra las estructuras D2 vergentes al NE.

Por otro lado, al norte del área de estudio, Richter et al. (2007) realizan un estudio de los contactos estructurales del basamento metamórfico paleozoico en la transecta del Río Maule a los 35°30'S. Los autores repiten lo presentado por Godoy (1970) describiendo pliegues chevron subverticales de gran escala F1 en la Serie Oriental, con desarrollo de pliegues abiertos F2 hacia el oeste en la Serie Occidental, asociados con una foliación S2, la que se torna cada vez menos espaciada y subhorizontal con el aumento de la deformación finita hacia la base (Figura 2.19). Estos autores concluyen que el modo de acreción de la cuña acrecional cambia continuamente de acreción frontal inicialmente en la Serie Oriental antes de ~305 Ma, a acreción basal en la Serie Occidental, ésta última interpretada como parte del canal de subducción de la placa paleopacífica bajo el margen suroccidental de Gondwana durante el Carbonífero tardío (Willner, 2005; Richter et al., 2007).

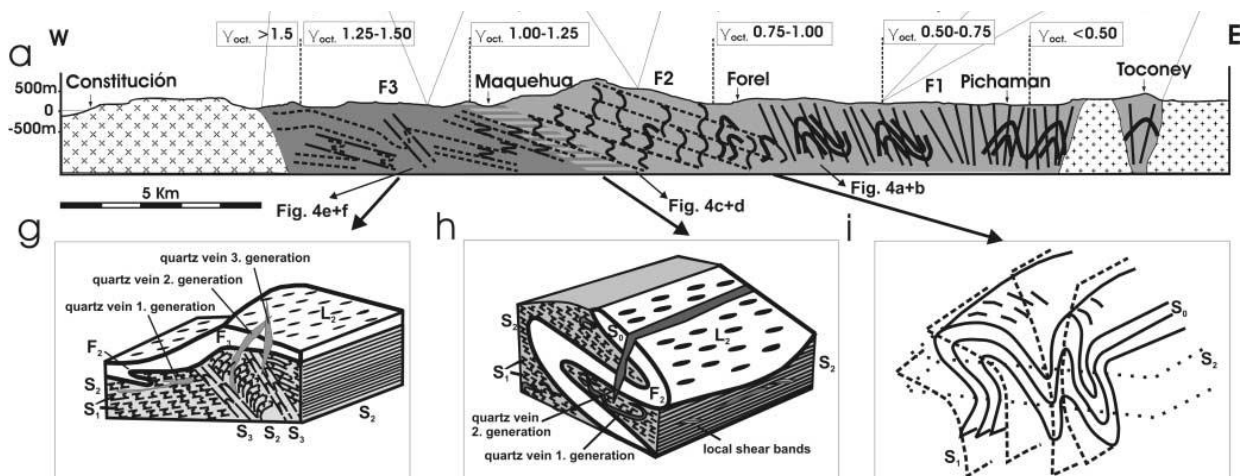


Figura 2.19: Perfil geológico en el río Maule (35,3°S) que muestra la evolución de E a W, el desarrollo de pliegues subverticales que preservan S0 a una trasposición de la foliación pervasiva al oeste. El strain de cizalle convencional octahedral aumenta al oeste.

Otros estudios sobre la evolución tectono-metamórfica del basamento paleozoico realizado en el sector Los Vilos por García-Sansegado et al. (2014a), determinan que el Complejo Metamórfico de Choapa (CMCh) ha sido afectado por tres fases de deformación (D1, D2, D3), relacionadas con el episodio orogénico Gondwánico (Figura 2.20). Las estructuras D1 están representadas por una foliación tectónica (S1), que se desarrolló bajo condiciones metamórficas de AP-BT y que está preservada en porfiroblastos de granate y albita, crecidos durante el segundo episodio de deformación. Durante la fase de deformación D2 se produce una baja de la presión y se desarrolla la foliación regional S2. La foliación S2 es contemporánea con el emplazamiento de un dúplex de cabalgamientos dirigidos hacia el este que exhuman el CMCh y lo sitúan sobre las series epimetamórficas de la Formación Arrayán. La tercera fase de deformación está representada por pliegues y crenulaciones asociados a un antiforme de escala kilométrica, vergente al oeste.

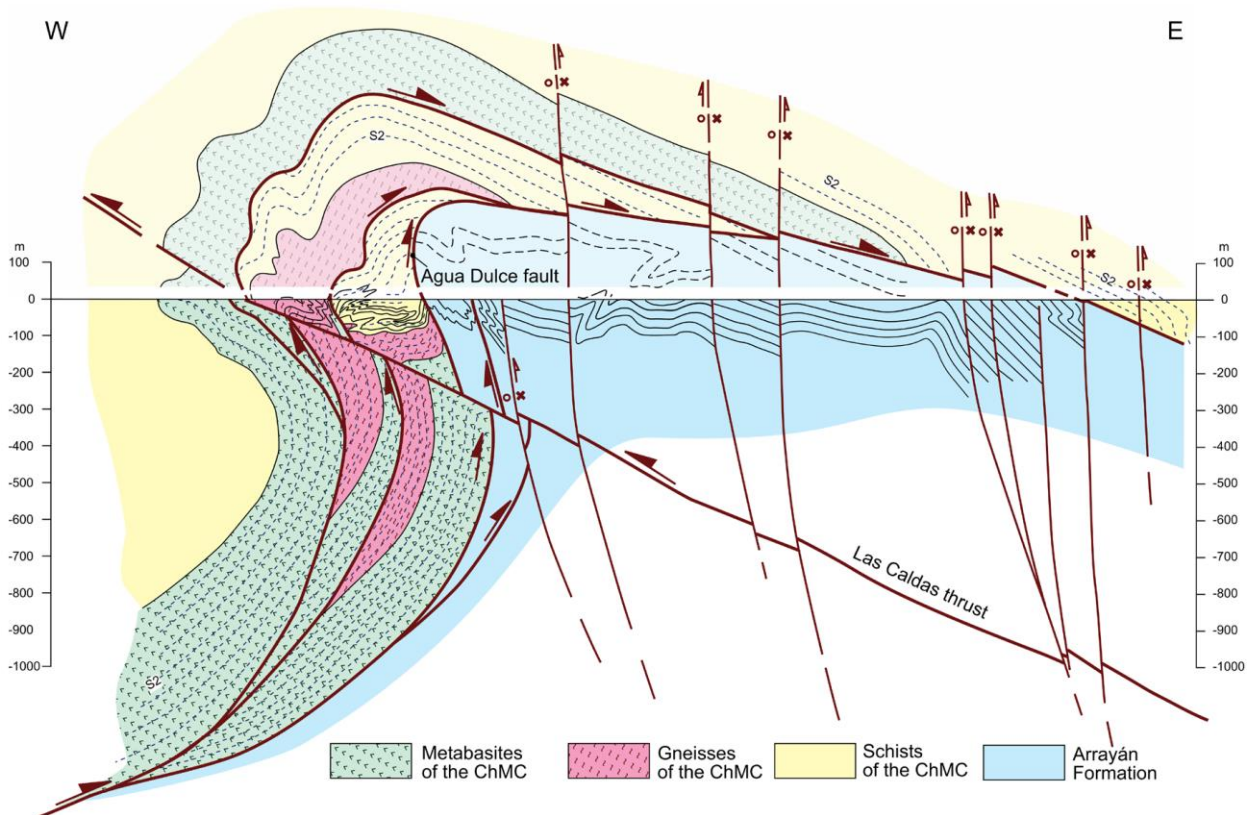


Figura 2.20: Corte geológico del área de Punta Claditas extraído de García-Sansegado et al. (2014a), donde las unidades tectonometamórficas del CMCh se cabalgan en un dúplex vergente hacia el E, sobre la Fm. Arrayán durante el evento D2. El cabalgamiento Las Caldas vergente al O, pliega al dúplex D2 en un antiforme D3.

En términos generales, el basamento metamórfico paleozoico desde Los Vilos a Chiloé, constituye un complejo acrecionario de subducción que se habría adosado al margen suroccidental de Gondwana desde el Carbonífero al

Pérmico. La mayoría de los autores coinciden con que este complejo ha sufrido tres eventos deformativos, donde el evento D1 corresponde al enterramiento de los esquistos máficos y pelíticos a condiciones de metamorfismo de alta presión y baja temperatura, y se encuentra preservada en inclusiones helicíticas de porfidoblastos de albita sin cinemáticos del segundo evento deformativo D2. Este evento D2 sería el responsable de la exhumación de las rocas de alta presión, y de la trasposición de la foliación S1. El evento deformativo D3 se desarrolló en condiciones epimetamórficas, y se asocia a un clivaje de crenulación sin blastesis mineral.

Lo que si cambia a lo largo del margen de la Cordillera de la Costa son las vergencias de cada uno de los eventos deformativos, dirigidas hacia el oeste y al este, dependiendo de la latitud y del evento deformativo. Factores que podrían influir en esas variaciones podrían ser la morfología del backstop, la geometría del canal de subducción o de la cuña acrecionaria, o otros procesos geológicos o tectónica que las puedan generar, como por ejemplo, la colisión de un relieve oceánico como propone Heredia et al. (2018) ayudaría a explicar patrones de doble vergencia, o la propuesta de Kato y Godoy (2015) que explican la exhumación del complejo de subducción mediante una tectónica transcurrente en flor positiva.

2.8 Antecedentes estructurales de la cobertura meso-cenozoica de los Andes Norpatagónicos

Para comprender la evolución tectónica región estudiada en la Cordillera de la Costa en el Mesozoico y Cenozoico, es necesario considerar la evolución de la Cordillera de los Andes Norpatagónicos entre los 40 y 45°S propuesta recientemente por Folguera et al. (2017), quienes proponen tres unidades fisiográficas, de oeste a este (ver Figura 2.21, a): (i) La Cordillera de la Costa caracterizada por una deformación polifásica desde el mesozoico y el desarrollo de la extensión durante el Eoceno tardío – Oligoceno asociado con la cuenca marina de intrarco de Traiguén (Encinas et al., 2016). (ii) Los Andes Norpatagónicos están separados de la Cordillera de la Costa por medio de una Depresión Central, asociado con la zona de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ) de edad neógena a cuaternaria (Lavenu & Cembrano, 1999; entre otros). Este sistema constituye la última reactivación de un sistema de falla dúctil de edad mesozoica (Cembrano et al., 1996) que controla el emplazamiento del arco volcánico cuaternario y afecta al batolito patagónico desde el Mesozoico. (iii) Hacia el este, aparece el sistema de antepaís fragmentado patagónico, producido por la inversión tectónica de un sistema de rift del Jurásico Temprano (Peroni et al., 1995). Esta evolución geodinámica se sintetiza en la Figura 2.21, b, c y d.

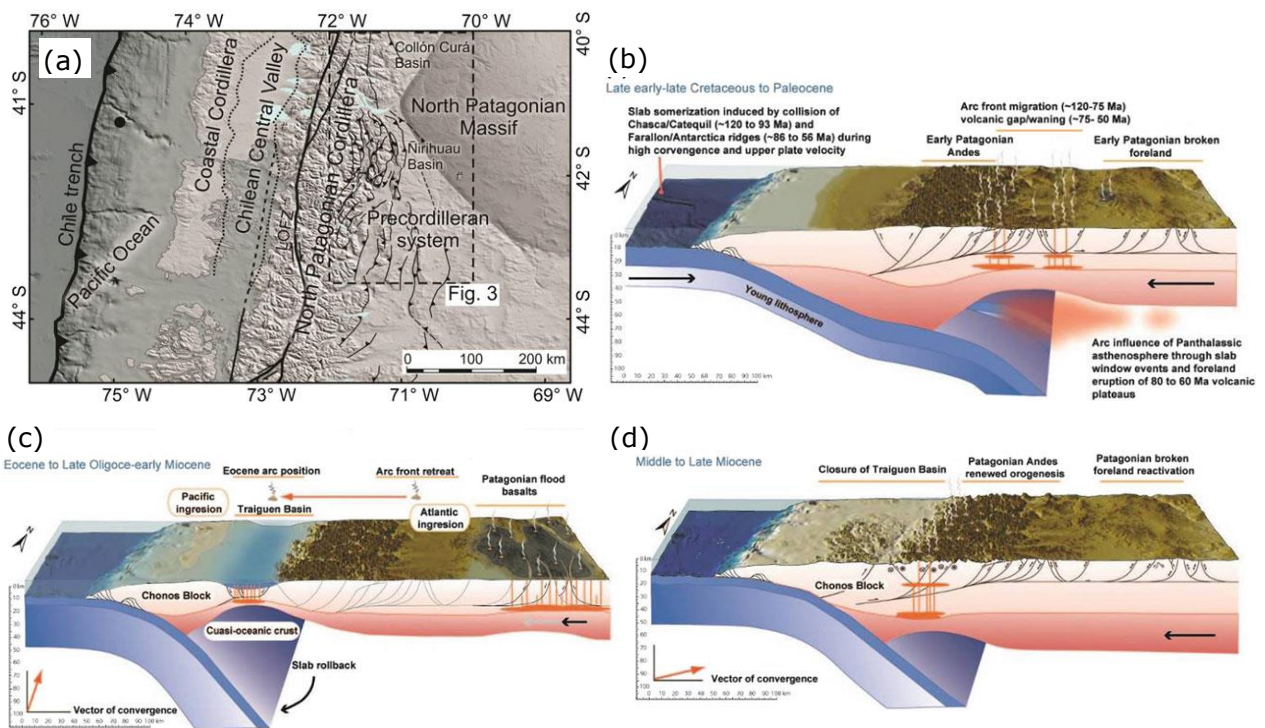


Figura 2.21: (a) Unidades fisiográficas y estructuras principales del área analizada por Folguera et al. (2017). Notar la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui y la faja plegada y corrida vergente hacia el antepaís que se estrecha hacia las latitudes del Maciso Norpatagónico. Esquemas que ejemplifican la evolución tectónica de Los Andes Norpatagónicos de Folguera et al. (2017): (b) un evento orogénico del Cretácico temprano-tardío al Paleoceno tardío que al comienzo alzó Los Andes Norpatagónicos y el antepaís fragmentado. (c) Extensión del Oligoceno Tardío y el desarrollo de la cuenca de Traiguén asociada con una altamente atenuada corteza quasi-oceánica. Hacia el E, el antepaís fragmentado fue parcialmente cubierto por sucesiones volcánicas. Estos eventos tuvieron lugar en un periodo caracterizado por una baja velocidad de la placa superior y la convergencia relativa casi paralela al margen. (d) La acreción del bloque de Chonos en el Mioceno Temprano, en un contexto de un incremento de la convergencia normal a la fosa y la velocidad de la placa superior, genera el cierre de la cuenca de Traiguén.

El sistema estructural dominante en el antearco de la Cordillera de los Andes a la latitud de los 38° y 42°S, es el bloque occidental del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui. Este sistema estructural tiene, un rumbo norte-sur y movimientos dextrales a partir del Cretácico (Cembrano et al., 1996). En un trabajo sobre la deformación cretácica en los Andes Centrales Sur a los 37°S, Fennell et al. (2015) señalan que estratos de crecimiento sinorogénicos en el Grupo Neuquén, cuya sedimentación ocurrió en un contexto geodinámico particular, en el cual el continente sudamericano se desplazó hacia el oeste después de su ruptura de Gondwana, y cuando su margen occidental, de acuerdo con el modelo de paleorreconstrucciones del margen de los Andes Centrales Sur de Seton et al. (2012) (ver Figura 2.22) habría sido impactado consecutivamente por dos relieves oceánicos.

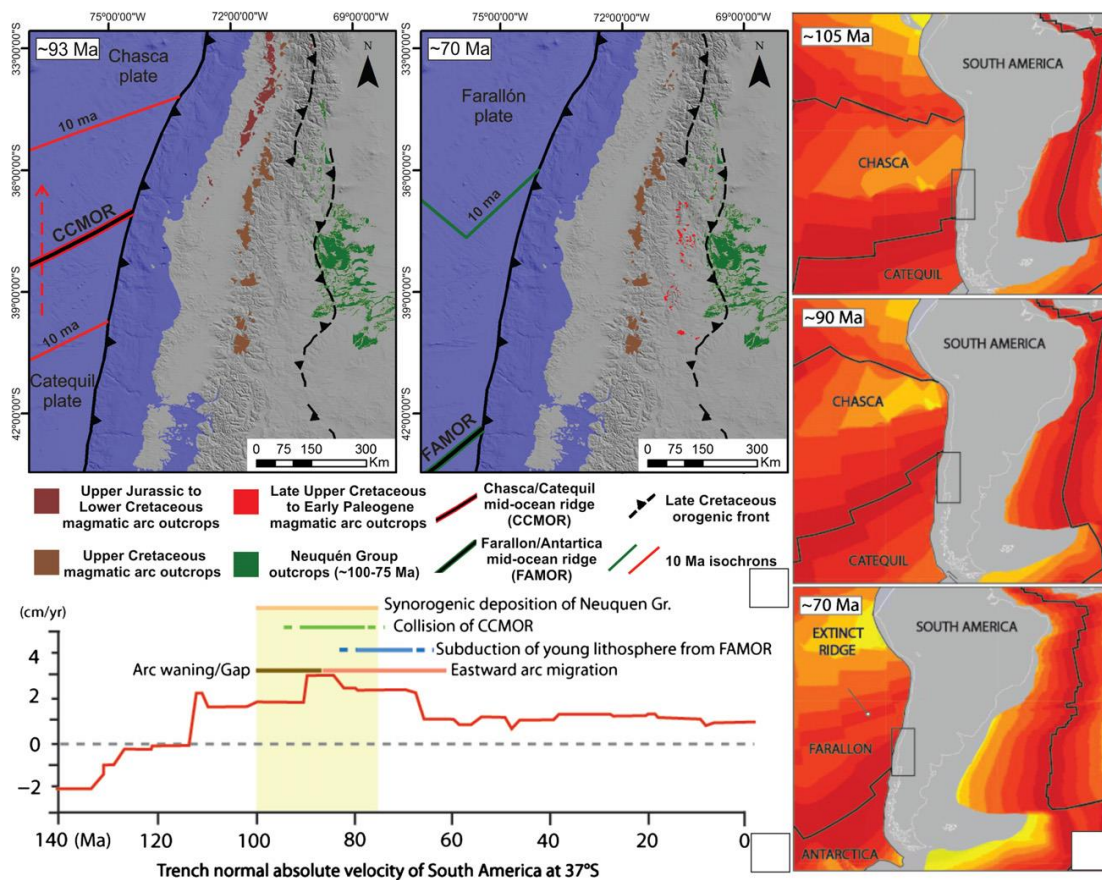


Figura 2.22: Paleorreconstrucciones del margen de los Andes Centrales Sur, donde dos episodios de subducción de litosfera joven se asociaron con la subducción de dos dorsales oceánicas según lo predicho por Seton et al. (2012). En la figura extraída de Fennell et al. (2015) se aprecia el desplazamiento progresivo del arco hacia el este y la deposición sinorogénica del Grupo Neuquén durante estos episodios de subducción de dorsales (Charrier et al., 2007; entre otros).

Fennell et al. (2015) proponen que estas dos colisiones habrían producido una disminución/interrupción del arco en el Cretácico Superior tardío, que alcanzó el área de las cuencas de antepaís de forma coetánea a la deposición del Grupo Neuquén, donde la migración del arco está asociada a procesos deformacionales compresivos producto de un régimen de subducción somera. Estudios recientes en el segmento de los 41 a los 44°S efectuados por Echaurren et al. (2016), indican que desde el antearco hacia el retroarco de los Andes Norpatagónicos, el sistema tectónico orogénico progresó episódicamente a través de dos etapas compresivas (Cretácico Inferior – Superior y Mioceno), interrumpidas por un periodo de relajamiento extensional (Paleoceno-Eoceno, Oligoceno). Esto concuerda con lo señalado por otros autores, que indican que esta extensión fue seguida por acortamiento cuando la subducción comenzó a ser más ortogonal al margen durante el Mioceno Temprano, las cuencas extensionales fueron invertidas y el LOFZ desarrolló un régimen transpresional dextral (Cembrano et al., 1996).

Muñoz (1997) apoyado de imágenes Radarsat entre los 39° y 42°S, reconoce sistemas estructurales asociados a lineamientos de rumbo noroeste que cruzan la Cordillera de la Costa y la Depresión Central que coinciden con trazas de fallas extensionales. Uno de los sistemas es extensional de rumbo noreste y otro es transcurrente de dirección noroeste, y estos habrían controlado la localización de los depocentros de las cuencas terciarias y la ubicación de cuencas neotectónicas en el borde occidental de la Depresión Central. El autor relaciona ambos sistemas, y en particular las fallas extensionales habrían jugado un papel importante en el volcanismo del Cenozoico. Algunas de las fallas extensionales aparecen, en el sector sur del segmento estudiado, reactivadas en forma de fallas inversas (McDonough et al., 1997), durante la deformación compresional pos-extensión que afectó a las sucesiones sedimentarias. Muñoz (1997) interpreta al sistema transcurrente como un sistema estructural antiguo, penetrativo y regional, que ha afectado tempranamente al protolito de las rocas del basamento metamórfico, posiblemente en el Paleozoico superior-Triásico, y que ha tenido reactivaciones, al menos, durante el Terciario y Cuaternario.

Echaurren et al. (2017) en base a nuevos antecedentes de campo y sísmicos en la zona del antearco de la zona de subducción de Los Andes a los ~42-44°S, han registrado un evento contraccional en el antearco neógeno en Chiloé (~43°S) caracterizada por la reactivación selectiva de estructuras extensionales. Según los autores, este antearco exhibe una configuración dada por cuencas con un grueso relleno sedimentario, un antearco alzado pronunciado, y una potencial estructura vergente al oeste relacionada a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, donde las unidades sedimentarias de campo y de subsuperficie de edad oligocena tardía y miocena temprana registran la transición de un régimen extensional a uno contraccional que actúa desde el Mioceno medio, posiblemente asociado a la acreción del bloque de Chiloé (parte norte del bloque Chonos) que derivó durante la fase extensional previa del Oligoceno tardío al Mioceno temprano.

Elgueta et al. (2000), en un estudio de la estratigrafía y sedimentología de las cuencas terciarias de la Región de los Lagos entre los 39° y 41°30'S, señala que la apertura y evolución de los depocentros de la Depresión Central, reflejan una combinación de eustasia y subsidencia tectónica controlada por fallas normales, donde la sedimentación se inició en el Oligoceno tardío, posiblemente en un periodo de 'lowstand' eustático en el cual se excavaron profundos valles fluviales en el basamento metamórfico (Figura 2.23, Figura 2.24, Figura 2.25). Elgueta et al. (2000) proponen que estos depocentros fueron posteriormente inundados por el mar durante una fase transgresiva que se inició alrededor de los 23,5 Ma y culminó en el Mioceno medio (15-10 Ma), cuando se produjo un drástico cambio en la fuente de aporte de detritos. En su base presentan litofacies de origen aluvial y fluvioestuarino de proveniencia del basamento metamórfico del Paleozoico-Triásico, mientras que las litofacies superiores marinas, de composición volcanoclástica, sugieren

un aporte de detritos a partir de la erosión de rocas volcánicas. Finalmente, los autores interpretaron movimientos compresivos y transpresivos del Mioceno superior (entre 10 y 8 Ma) que produjeron el cierre e inversión tectónica de las cuencas y la imposición de condiciones de sedimentación continental en la Depresión Central.

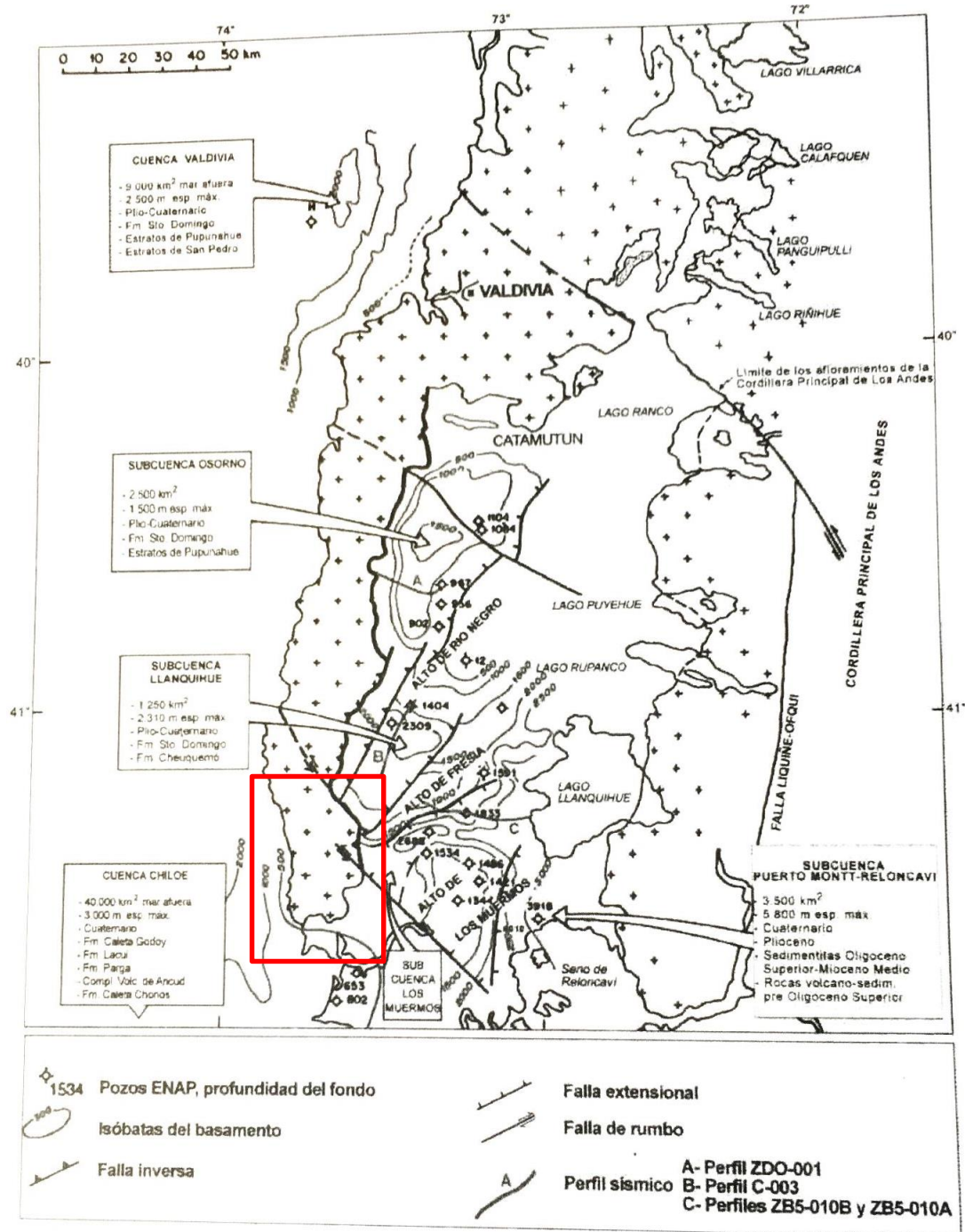


Figura 2.23: Mapa esquemático de isóbatas del basamento y principales cuencas y subcuencas de la Región de Los Lagos de Elgueta et al. (2000). En el esquema se muestran las fallas normales que limitan cuencas y altos topográficos. Estas cortan los estratos terciarios, pero no alcanzan la superficie. El cuadro rojo muestra el área de estudio.

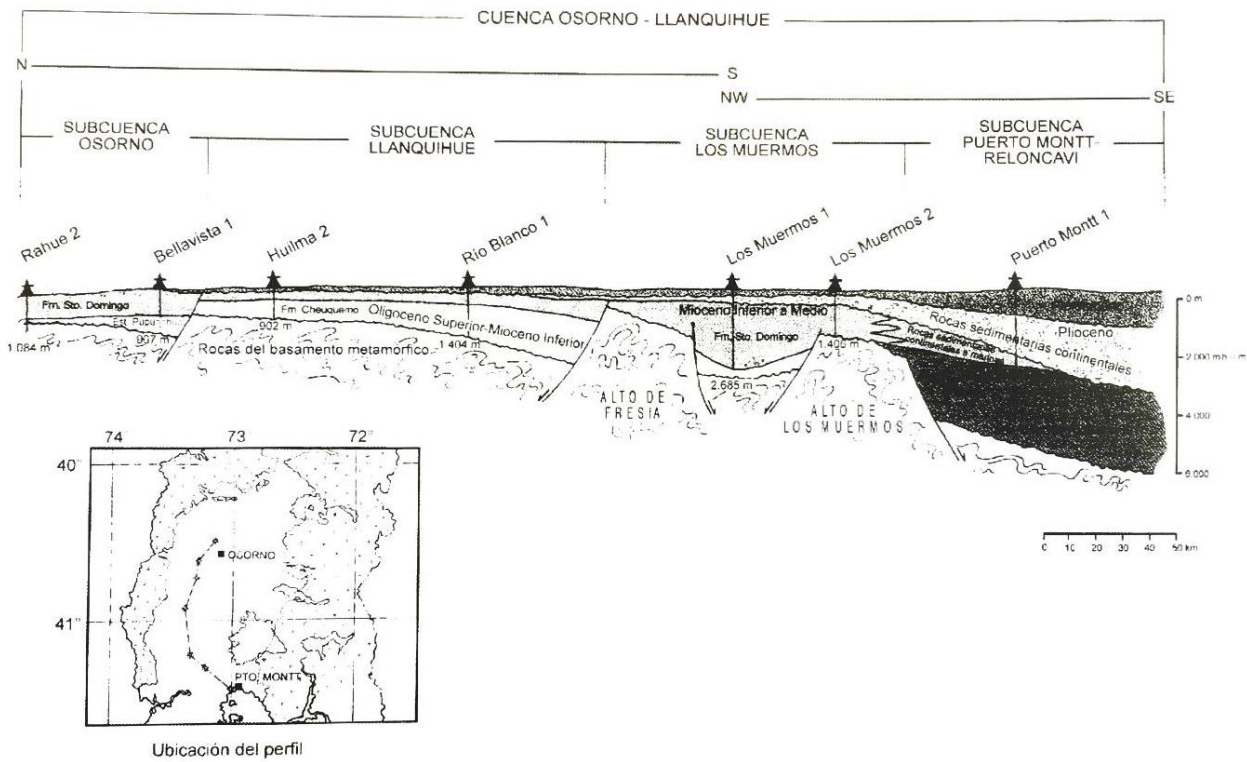


Figura 2.24: Perfil esquemático de la Cuenca Osorno-Llanquihue de Elgueta et al. (2000) de acuerdo a los antecedentes aportados por los pozos y líneas sísmicas de ENAP.

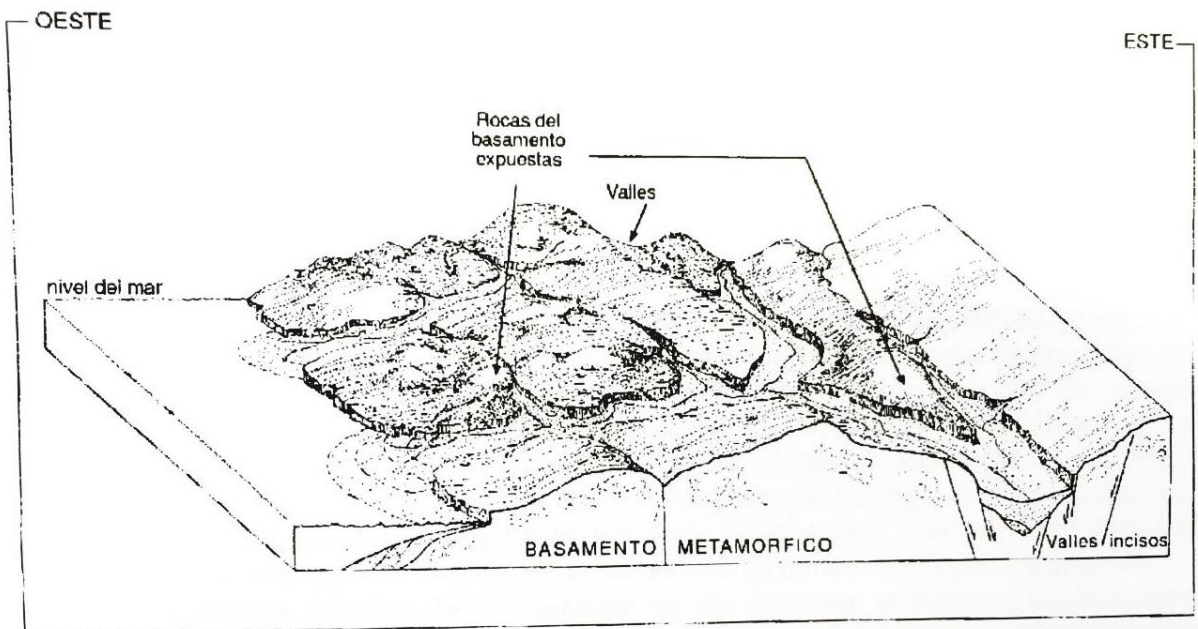


Figura 2.25: Esquema paleogeográfico del Oligoceno Superior de Elgueta et al. (2000), que muestra los valles incisos durante un periodo de descenso del nivel del mar; depósitos aluviofluviales en los fondos de los valles.

Capítulo 3. Metodología utilizada

3.1 Levantamiento geológico

Se estudió el material bibliográfico para la preparación de la salida a terreno, esto contempla lecturas de publicaciones, memorias y tesis del lugar, como también el material disponible del Proyecto Fondecyt 1130227.

Ya con el área de estudio delimitada se elaboró material para el levantamiento geológico, dentro de ellos, imágenes satelitales y mapas topográficos georeferenciados de escala 1:25.000 y 1:50.000, con las rutas y las localidades de la zona.

Se logró realizar dos campañas de terreno una de ellas en enero del 2016 de una duración de 12 días, y otra en marzo del 2017 por una duración de 5 días, obteniendo en total 122 puntos de control entre las dos salidas (Anexo A) y la recolección de 80 muestras (Anexo B y Anexo C). Esa información más la recopilación bibliográfica fue incorporada a los mapas, perfiles y observaciones de campo generados en este trabajo.

3.2 Análisis macroestructural

3.2.1 Relaciones geométricas entre el clivaje de plano axial y la estratificación

La relación geométrica entre el clivaje de plano axial y la estratificación es de gran utilidad para resolver problemas relacionados a una región plegada en condiciones dúctiles, sobre todo si los pliegues son tumbados o recumbentes, es decir, si han desarrollado flancos inversos (Ramsay y Hubert, 1987). Si la región ha sido afectada por una sola fase de deformación, que ha formado pliegues volcados o acostados con el desarrollo de un clivaje de plano axial, las relaciones entre ambas estructuras pueden verse en la Figura 3.1, donde la actitud del clivaje en los flancos mantee en el mismo sentido que la actitud de la estratificación, manteeando más en los flancos normales y menos en los flancos inversos. En las zonas charnela, el clivaje mantee en perpendicular a la estratificación. Con estos criterios, se puede establecer si se halla en un flanco normal, uno inverso o una zona de charnela.

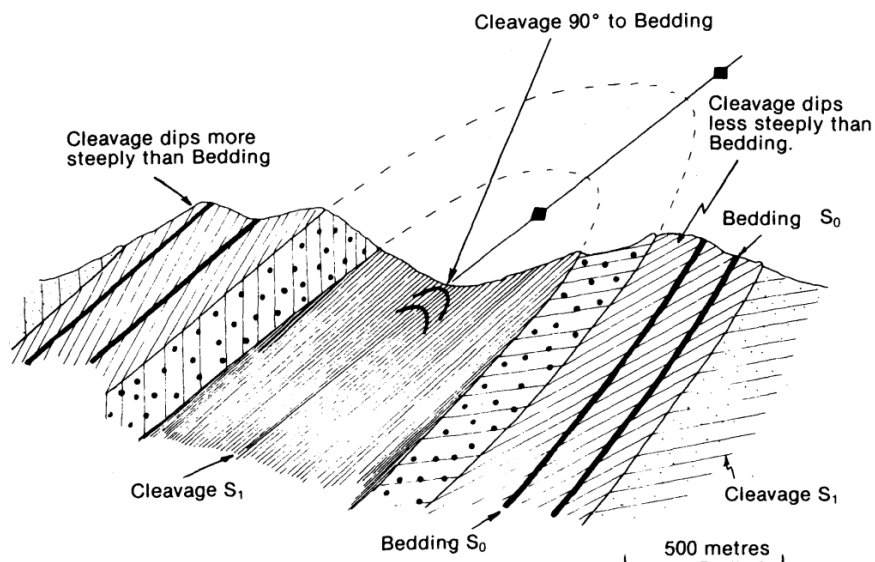


Figura 3.1: Ilustración del uso de las relaciones de estratificación/clivaje para determinar la estructura mayor y localizar el eje del pliegue mayor, extraído de McClay, K.R (1987).

Efectivamente, de la relación geométrica entre el clivaje de plano axial y la estratificación se deducen algunas reglas, en secciones verticales perpendiculares al rumbo de las capas o en secciones horizontales. Las observaciones en ambos tipos de secciones son complementarias. Mientras en secciones verticales se determina la posición de anticlinales y sinclinales, en secciones horizontales se determina la dirección del buzamiento de los ejes de los pliegues (Billings, 1954).

En la Figura 3.2 se ilustran todas las relaciones geométricas posibles entre el clivaje de plano axial S_1 y la actitud de la estratificación S_0 en secciones verticales, en una secuencia plegada expuesta en sección perpendicular al rumbo de las capas:

- Si el clivaje S_1 es vertical, se infiere que el plano axial del pliegue es vertical, y las capas involucradas en el pliegue están en posición normal.
- Si el clivaje S_1 miente en el mismo sentido de la estratificación, pero con mayor ángulo que esta (casos u, w e y), las capas se encuentran en posición normal y el sinclinal, S , se ubica en el mismo sentido hacia el cual miente el clivaje.
- Si el clivaje y la estratificación mientan en sentido opuesto (caso v), las capas se encuentran en posición normal, y el eje del sinclinal, S , se ubica en el sentido en que mientan las capas.
- Si la estratificación S_0 , es subvertical, el eje del sinclinal, S , se encuentra en sentido opuesto al manto del clivaje (caso x).
- Si el clivaje S_1 miente con menor ángulo que el de la estratificación S_0 , las capas se encuentran invertidas. En este caso, el eje del sinclinal, S ,

se encuentra en sentido opuesto al que mantiene la estratificación y el clivaje (caso z).

- Si el clivaje S1 es horizontal, se deduce que el plano axial es horizontal. En este caso, no es posible usar el clivaje para saber si las capas están en posición normal o invertida.

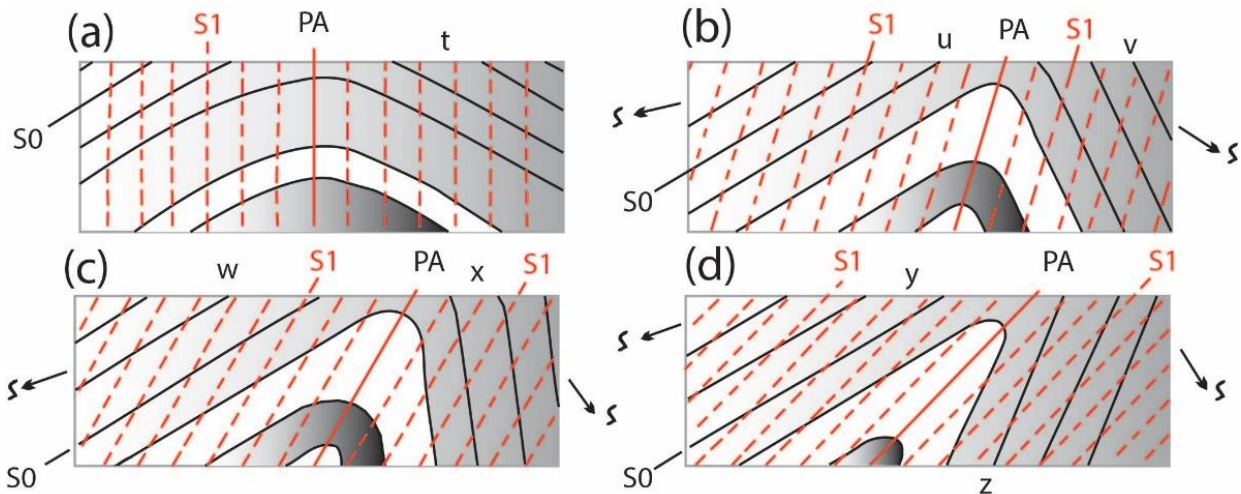


Figura 3.2: Relación entre el clivaje de plano axial y estratificación en sección vertical perpendicular al rumbo de las capas. (a) Pliegue simétrico. (b) Pliegue con plano axial fuertemente inclinado. (c) Pliegue con plano axial moderadamente inclinado. (d) Pliegue volcado. S1: Clivaje de plano axial. S0: estratificación. S: posición del sinclinal. PA Plano axial. Modificado de Billings (1954).

Los análisis de afloramiento in situ permitieron establecer los criterios de foliación vs estratificación de cada zona visitada, donde fueron ilustrados y sintetizados en cinco secciones verticales con el fin de determinar las estructuras mayores.

3.2.2 Descripción de pliegues usando estereogramas

Los geólogos han diseñado varios métodos para caracterizar la geometría de los pliegues a partir de los datos de campo, en particular cuando se trata de pliegues muy extensos (Rey, 2016).

Uno de estos métodos involucra el uso de una red estereográfica en la que se representan los datos obtenidos y se obtiene un estereograma (Ramsay, 1964). Asumiendo que antes del plegamiento, las unidades estratificadas son subhorizontales y los polos los planos de estratificación plotean en el centro del estereograma. Sin embargo, después del plegamiento, los polos de la superficie plegada no están más verticales sino comienza a

distribuirse a lo largo de un plano de perfil (plano π), donde el polo de este plano corresponde al eje B del pliegue (Figura 3.3). La ilustración de estos datos ploteados en el estereograma se denomina diagrama π .

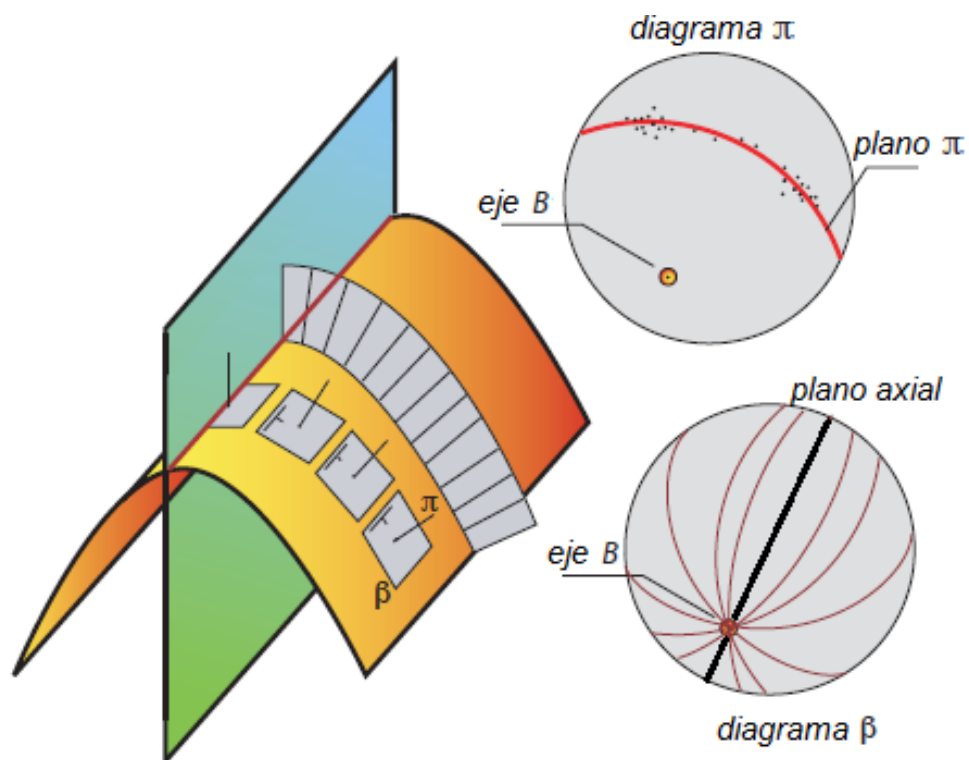


Figura 3.3: Proyección estereográfica correspondiente al diagrama π , que muestra la arquitectura del pliegue mostrando el plano perfil (plano π), el plano axial y las relaciones de ambos con los ejes de la estructura mayor, figura extraída de Rey P (2016).

Un ejemplo de lo expuesto anteriormente para la determinación de un eje y plano axial de un pliegue mayor, es un mapa esquemático del Sinclinal de Beacon Hill extraído de McClay (1987) (Figura 3.4), el cual en base a las actitudes de los planos de estratificación y sus respectivos polos representados en un estereograma, se puede verificar la geometría, arquitectura y disposición del pliegue.

En este trabajo se pretende estudiar las tendencias o dominios de las actitudes de los planos de clivaje y estratificación, y de las líneas de intersección de foliación y de estiramiento mineral de las distintas localidades del área de estudio, para representarlas en estereogramas con el fin de entender su relación con estructuras mayores.

Los datos medidos en terreno con una brújula estructural Brunton fueron ploteados e ilustrados en estereogramas medio del software Stereonet 8.

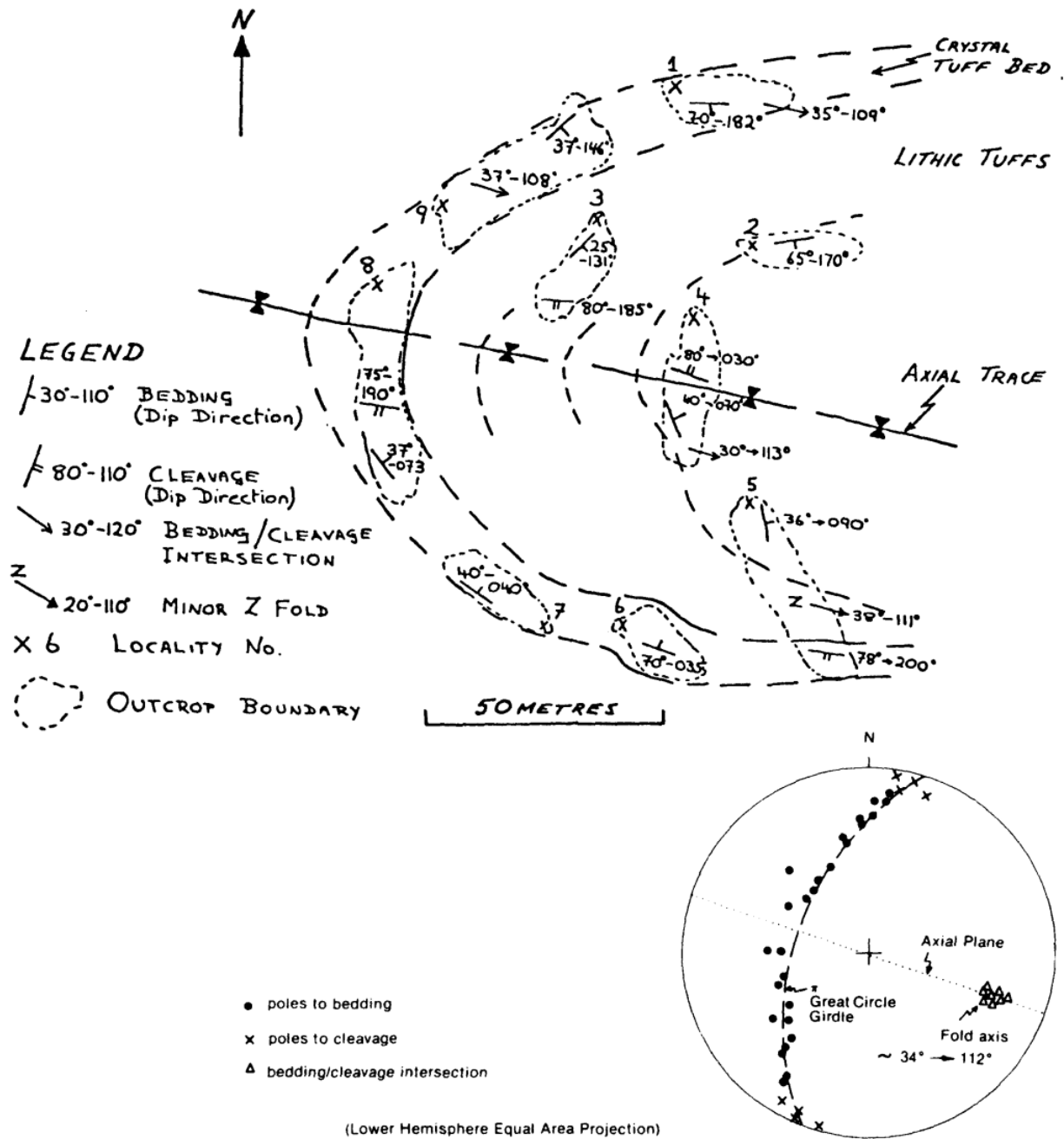


Figura 3.4: Mapa esquemático del sinclinal Beacon Hill y la proyección estereográfica de los datos estructurales medidos alrededor del pliegue, extraído de McClay (1987).

3.2.3 Análisis microestructural

La observación de las láminas delgadas en microscopios ópticos de luz transmitida permitió identificar las fases minerales presentes y sus relaciones con los eventos deformacionales. Luego se clasifican mediante diagramas

ilustrativos de crecimiento de los porfidoblastos pre, inter, sin y postectónicos, propuesto por Passchier y Trouw (2005), quienes presentan una versión modificada del esquema de Zwart (1960, 1962) (Figura 3.5). Este nuevo diagrama cuenta con nueve relaciones diagnósticas basado en la idea que los cristales pueden ser más antiguos, jóvenes o sincrónicos a una fase de deformación específica, materializada en un plano S preferente.

En este esquema, los porfidoblastos se han clasificado como pre, sin, inter y pos-tectónicos, para describir la relación temporal entre su crecimiento y una o dos fases específicas de deformación. Las fases deformativas son determinadas para láminas delgadas individuales. La parte superior del diagrama refiere a la deformación resultante de una sola foliación o de la deformación de una foliación temprana sin plegamiento; la parte inferior considera la deformación resultante en la crenulación por una deformación posterior.

Los autores señalan que los porfidoblastos pretectónicos (a y b) muestran una fuerte deflexión de la foliación con inclusiones orientadas aleatoriamente. Los porfidoblastos intertectónicos (c y d) crecen pasivamente sobre una fábrica en ausencia de deformación, y protege la ruta de las inclusiones resultantes de una deformación posterior. Las trayectorias de las inclusiones son usualmente rectas, pero situaciones más complejas (c3) también son posibles. Los porfidoblastos sintectónicos (e y f) han crecido durante una fase de deformación. Las rutas de las inclusiones son típicamente curvas y continuas con la fábrica fuera del porfidoblasto, y muestra evidencia de haber sido modificado durante el crecimiento del porfidoblasto. La distinción entre porfidoblastos sin e intertectónicos es generalmente difícil, pues existen transiciones y las diferencias son sutiles (c1 y e1; c2 y e3; c3 y f1). Los porfidoblastos postectónicos (g y h) han crecido después de la cesación de la deformación. Las rutas de las inclusiones son idénticas y continuas con la fábrica externa. No presenta sombras de presión o deflexión de la foliación.

Siguiendo la convención general, el símbolo **Si** se utilizará para las superficies S "internas" delineado por las rutas de las inclusiones en el interior de los porfidoblastos, y **Se** va a ser usado para superficies S "externas" en la matriz circundante (Zwart, 1960). El criterio utilizado para inferir las relaciones temporales entre el crecimiento de los porfidoblastos y la deformación incluyen (1) relaciones entre los márgenes de los porfidoblastos y **Se**, (2) relaciones entre **Si** y **Se**, (3) zonación en porfidoblastos, y (4) dominios mineralógicos y microestructurales en la matriz adyacente a los porfidoblastos.

Una vez que se han establecido las relaciones entre los porfidoblastos y la matriz, se ilustran en diagramas de edad relativa de cristalización vs deformación propuestos por Passchier y Trouw (2005) (Figura 3.6). La terminología utilizada en las relaciones de porfidoblasto y matriz puede ser abreviada por símbolos matemáticos. Se define el intervalo de crecimiento P como: postectónico con respecto a Dn ($D_n < P$), pretectónico con respecto a

D1 ($P < D_1$), sintectónico con respecto a Dn ($D_n \supset P$), sin a pos-tectónico con respecto a Dn ($D_n \leq P$), intertectónico entre Dn y Dn+1 ($D_n < P < D_{n+1}$), y pos Dn y pre a sin Dn+1 ($D_n < P \leq D_{n+1}$).

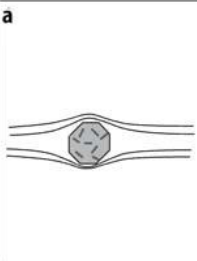
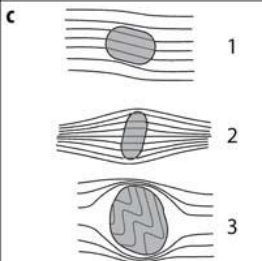
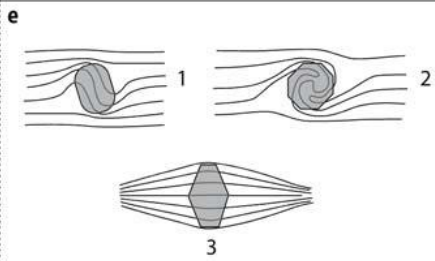
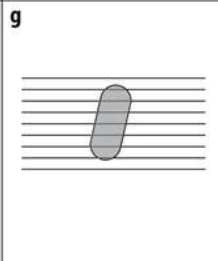

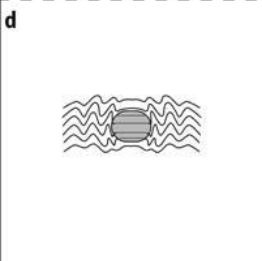
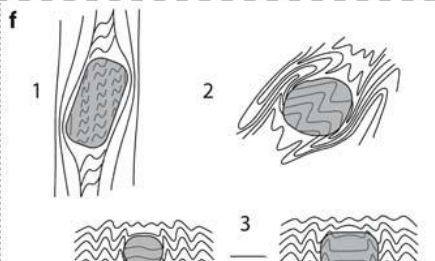
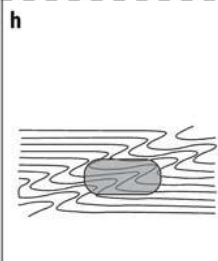
Pre-tectonic	Inter-tectonic	Syn-tectonic	Post-tectonic	
$P < D_1$	$D_n < P < D_{n+1}$	$D_n \supset P$	$D_n < P$	
				Deformation does not cause folding of matrix foliation
				
<ul style="list-style-type: none"> - Presence of strain shadows common - Deflection of S_e around porphyroblasts - Distinction between pre-, inter- and syn-tectonic porphyroblasts is only possible if inclusions are present 			<ul style="list-style-type: none"> - No strain shadows - No deflection of S_e around porphyroblasts 	

Figura 3.5: Representación esquemática del crecimiento de los porfidoblastos pre, inter, sin y pos-tectónicos, figura extraída de Passchier y Trouw (2005).

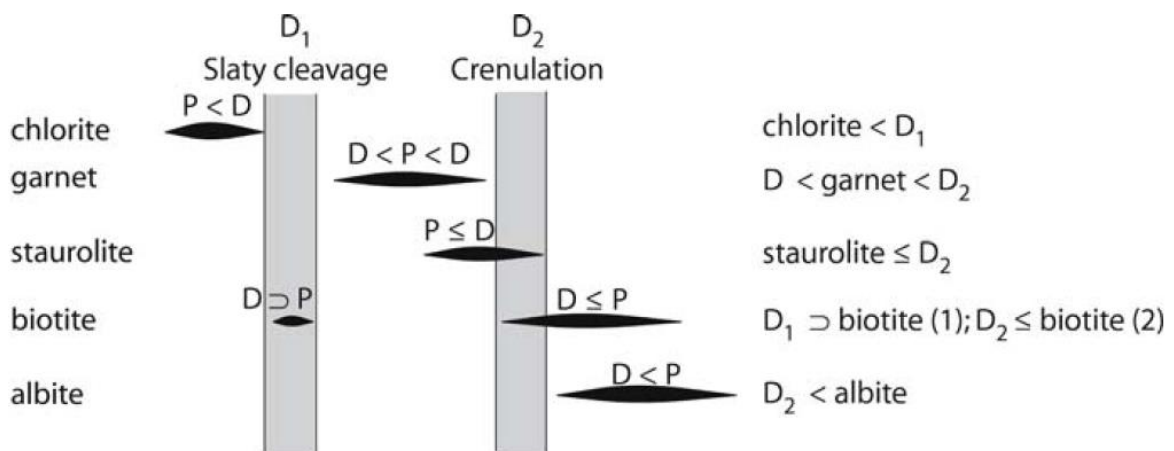


Figura 3.6: Ejemplo de un diagrama de edad relativa para una lámina delgada de un micaesquito, extraído de Passchier y Trouw (2005). La clorita es pre-D₁; el granate es intertectónico entre D₁ y D₂. La estaurolita es pre-sin D₂ y las biotitas tienen dos fases de crecimiento, una sin-D₁ y la otra sin-pos-D₂. Albite crece pos-D₂.

3.3 Métodos analíticos de microsonda electrónica

Las composiciones minerales de un esquistó micáceo de granate seleccionada para un estudio detallado fueron analizadas por una microsonda electrónica (EMPA) CAMECA SX100, en el Laboratorio de Microanálisis de la Universidad de Stuttgart por el Dr. Thomas Theye. Las condiciones de operación fueron 15 kV de voltajes de aceleración, 5 μm haz de luz de diámetro, 14,9 nA de corriente del haz para granates y 10 nA de corriente para otros silicatos. Los elementos analizados fueron Si, Ti, Al, V, Cr, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y Ni. Los estándares utilizados fueron de minerales sintéticos y naturales, vidrio, y óxidos puros.

Los mapas de concentración de elementos mayores en granate fueron preparados con un movimiento escalonado de la lámina delgada bajo un haz de electrones de la microsonda y la posterior evaluación asistida por computadora con el programa XMAP de Bernhardt et al. (1995).

Las fórmulas estructurales y el contenido de fracciones molares de las componentes minerales de los análisis EMPA fueron calculadas con el programa MINCALC de Brandelik (2009).

3.4 Geoquímica de roca total

La composición química de roca total de una muestra de esquistó micáceo de granate (FO1710), requeridas para el cálculo de pseudosecciones P-T, fue determinada con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (XRF) PHILIPS PW 2400 en la Universidad de Stuttgart, usando un disco de vidrio preparado con el polvo de roca. Los resultados de las composiciones de los óxidos mayores se presentan en la Tabla 1 de la sección 6.1 - Geoquímica de roca total del Capítulo 6 - Modelamiento geotermobarométrico.

3.5 Modelamiento geotermobarométrico

Con el fin de constreñir las trayectorias metamórficas P-T del CMBM, se calculó una pseudosección P-T para una muestra de esquistó micáceo de granate (FO1710). Esta muestra fue elegida porque exhibe porfidoblastos de granate zonados que permiten plantear diferentes etapas de metamorfismo que quedan registradas en la recristalización de alto grado de esta metapelita. La energía libre de Gibbs mínima para una composición química de roca total de esta muestra fue calculada por una grilla de condiciones P-T con el programa computacional PERPLE_X (Connolly, 1990). Los cálculos fueron

iniciados en el sistema Mn-Na-Ti-Ca-K-Fe-Mg-Al-SiO-H-O para el rango P-T de 2 a 8 kbar y 300 a 650 °C. La base de datos termodinámicos utilizada fue la Holland & Powell (1998) (actualizada en 2002) para minerales y fluidos acuosos. Los modelos de solución-sólida (Powell & Holland, 1999) que fueron seleccionados son: Gt(HP) para granate, TiBio(HP) para biotita, Chl(HP) para clorita, Pheng(HP) para mica blanca, IlGkPy para ilmenita, MtUl(A) para magnetita, feldespar para feldespatos y Ep(HP) para epidota.

La composición inicial asumida para la roca estudiada tuvo que ser levemente modificada para cuadrar el sistema de 11 componentes. El contenido de CaO fue reducido de 0.926 a 0.765 acorde a la cantidad de fósforo de la roca total, asumiendo que estos elementos están ligados al apatito (que es más abundante que en la monacita) (Calderón et al., 2017). El contenido de oxígeno fue fijado en 0.041 wt% correspondiente al 10% Fe³⁺ del total del hierro (Massone et al., 2007b). El contenido de agua fue fijado al 3%wt para garantizar una fase fluida hidratada libre en el rango P-T de la pseudosección (Calderón et al., 2017). Las pseudosecciones finales fueron redibujadas por curvas suaves como ha sido demostrada por Connolly (2005). Las etapas de metamorfismo que sufrió la muestra fueron determinadas mediante la intersección de isópletas para las fases minerales con distintos parámetros químicos y modales. Las isópletas son curvas graficadas en el diagrama P-T que poseen la misma composición mineral, como por ejemplo el contenido de Si en fengita, Mg-Fe-Ca-Mn en granate, etc.

Capítulo 4. Litologías de las unidades presentes en la Cordillera de la Costa

Duhart (1999) definió tres unidades del CMBM en el área de estudio como las Metamorfitas de Río Llico (MRL), las Traquitas de Zarao (TZ) y las Metabasitas de Estaquilla. En este trabajo la unidad Metabasitas de Estaquilla se ha separado, por sus características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas y estructurales, en una nueva unidad denominada Metabasitas de Estaquilla (UME). A continuación, en las unidades aflorantes en la Cordillera de la Costa entre los 41,2° y 41,6°S, correspondientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), la unidad Metabasitas de Estaquilla (UME) y los depósitos terciarios.

El mapa geológico obtenido confeccionado en este estudio consigna la información levantada a partir de 122 puntos de control (Anexo A), incorporando antecedentes previos principalmente de Duhart (1999), pero también de Marambio (2014), Veas (2017) y Vildoso (2018) (Figura 4.1). Adicionalmente, se consideran antecedentes geocronológicos de diversos autores dentro del área de estudio. La unidad Traquitas del Zarao ha sido referida recientemente por Vildoso (2018) como Metavolcanitas de Zarao, nombre que se utilizará en el presente trabajo.

Por otro lado, en este estudio se encontraron dentro del CMBM esquistos micáceos de granate aledaños a las Metavolcanitas de Zarao, que presentan características de rocas miloníticas. Por consiguiente, estos esquistos micáceos se consideraron como una unidad diferente que se denominó Faja Milonítica y que se mantiene como parte del CMBM. La unidad Metamorfitas del Río Llico se mantiene sin variaciones, ya que lo descrito por los autores anteriores coincide con las observaciones de campo de este trabajo.

La Figura 4.1 presenta la distribución de las unidades litológicas de acuerdo con lo observado en este trabajo. Cada una de estas unidades, tiene distintos aspectos litológicos que son descritos por sector, de norte a sur.

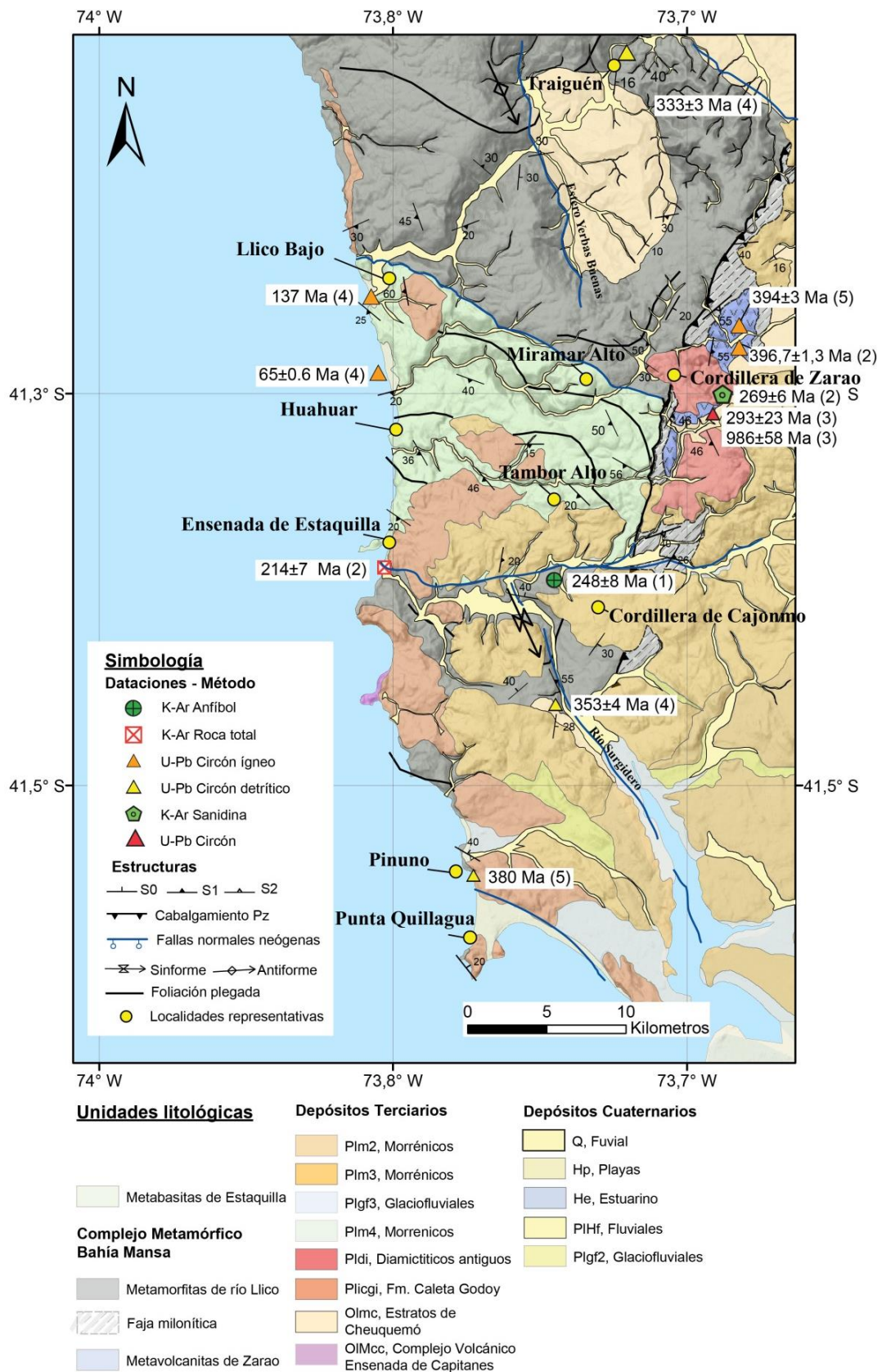


Figura 4.1: Mapa geológico del área de estudio, modificado de Duhart (1999). Datos geocronológicos corresponden a: (1) Duhart et al., (1997) (2) Duhart (1999), (3) Söllner et al., (2000), (4) Hervé et al., (2016), (5) Hervé et al., (2018).

4.1 Complejo Metamórfico Bahía Mansa

4.1.1 Unidad Metamorfitas del Río Llico

4.1.1.1 Sector Llico Bajo

A los costados de la ribera del Río Llico y su principal ruta (Figura 4.2, a), afloran dentro del CMBM las Metamorfitas del Río Llico (MRL). Los afloramientos son escasos y muy alterados, sin embargo en algunos sitios se preservan muy bien (Figura 4.2, b), mostrando alternancias de capas finas de metasamopelitas, foliadas y de capas de espesor variable entre 1 a 3 mm (Figura 4.2, c).

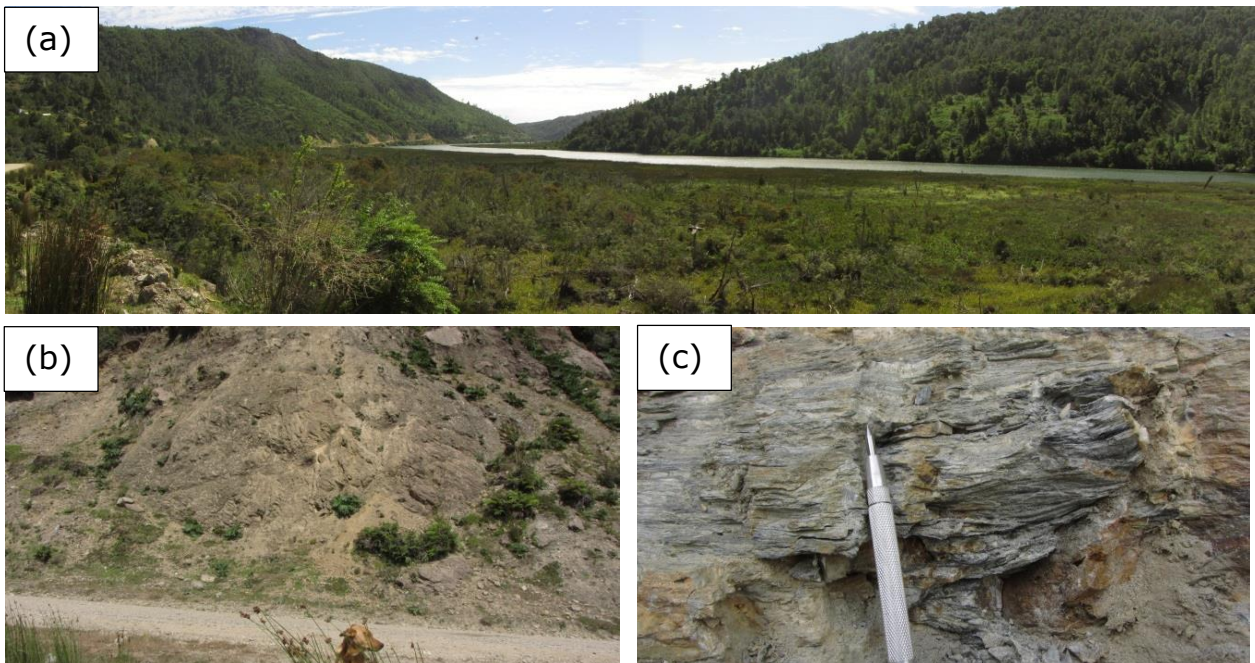


Figura 4.2: Vista panorámica al SO del valle del Río Llico, a la izquierda pasa el camino principal, las rocas del basamento se encuentran la mayor parte cubiertas por la vegetación de estas latitudes. (b) Vista de afloramiento de los esquistos micáceos de las MRL, en el Río Llico al costado del camino. (c) Imagen de mesoescala de esquistos micáceos con foliación penetrativa S1 casi paralela a las capas finas de metasamopelitas.

La asociación mineral de una muestra representativa de las Metamorfitas de Río Llico (CM1-02 14) consiste en $Cz + Mb + Bt + Clo + Pl + Ep + Op$. En láminas delgadas representativas se aprecia como las bandas de mica blanca, biotita y clorita, conforman los dominios de clivaje que generan la foliación penetrativa, que en algunos sitios crenula a una foliación previa (Figura 4.3, a), y en otros, la foliación anterior se encuentra oblicua (Figura 4.3, b). Estas bandas micáceas se encuentran separadas por bandas de cuarzo. Por tanto, estas rocas se interpretan como metapelitas, y metapsammitas.

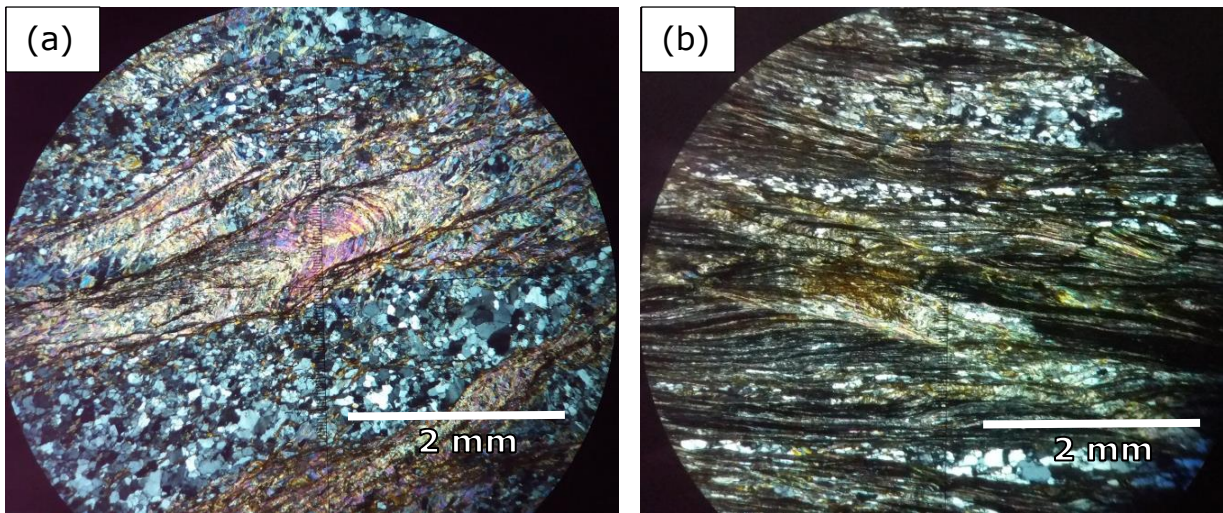


Figura 4.3: Muestra representativa de las Metamorfitas del Río Llico en la localidad de Llico Bajo: (a) dominio de clivaje conformado por micas blancas, biotitas y cloritas, que pliegan una foliación anterior, metapsammita, muestra CM1-02 14. (b) La foliación anterior se presenta oblicua a la foliación penetrativa, metapelita, muestra CM1-01-20.

4.1.1.2 Sector Cordillera de Zarao

Esta zona forma un alto topográfico de la Cordillera de la Costa que puede alcanzar hasta 500 m s.n.m, el basamento metamórfico se encuentra cubierto por los depósitos terciarios en la Cordillera de la Costa y la Depresión Central hacia el Este (Figura 4.4, a). En quebradas, donde los cauces inciden los depósitos terciarios, se expone el basamento metamórfico. En una cantera a unos 5 km al oeste de Rincón Anima, se exponen alternancias de niveles lepidoblásticos y granoblásticos (Figura 4.4, b). los niveles granoblásticos tienen espesor de 30 a 50 cm y algunas presentan en la base clastos arrancados de lutitas ("rip up"), mientras que los niveles lepidoblásticos tienen espesores de 1 a 10 cm. Microscópicamente se aprecia un clivaje incipiente, apenas observable compuesta principalmente por cristales finos de mica blanca que conforman una orientación preferente. Las fases minerales presentes son Cz + Bt + Mb + Clo + Pl + Ep + Tur + Op, en una textura granolepidoblástica (Figura 4.4, c). Según las texturas y los contactos litológicos bien preservados, los niveles granoblásticos y lépidoblásticos corresponden a capas de metareniscas a metapelitas, respectivamente. El cambio litológico se asigna a un contacto de estratificación S0, y este forma un ángulo agudo con el clivaje (Figura 4.4, d).

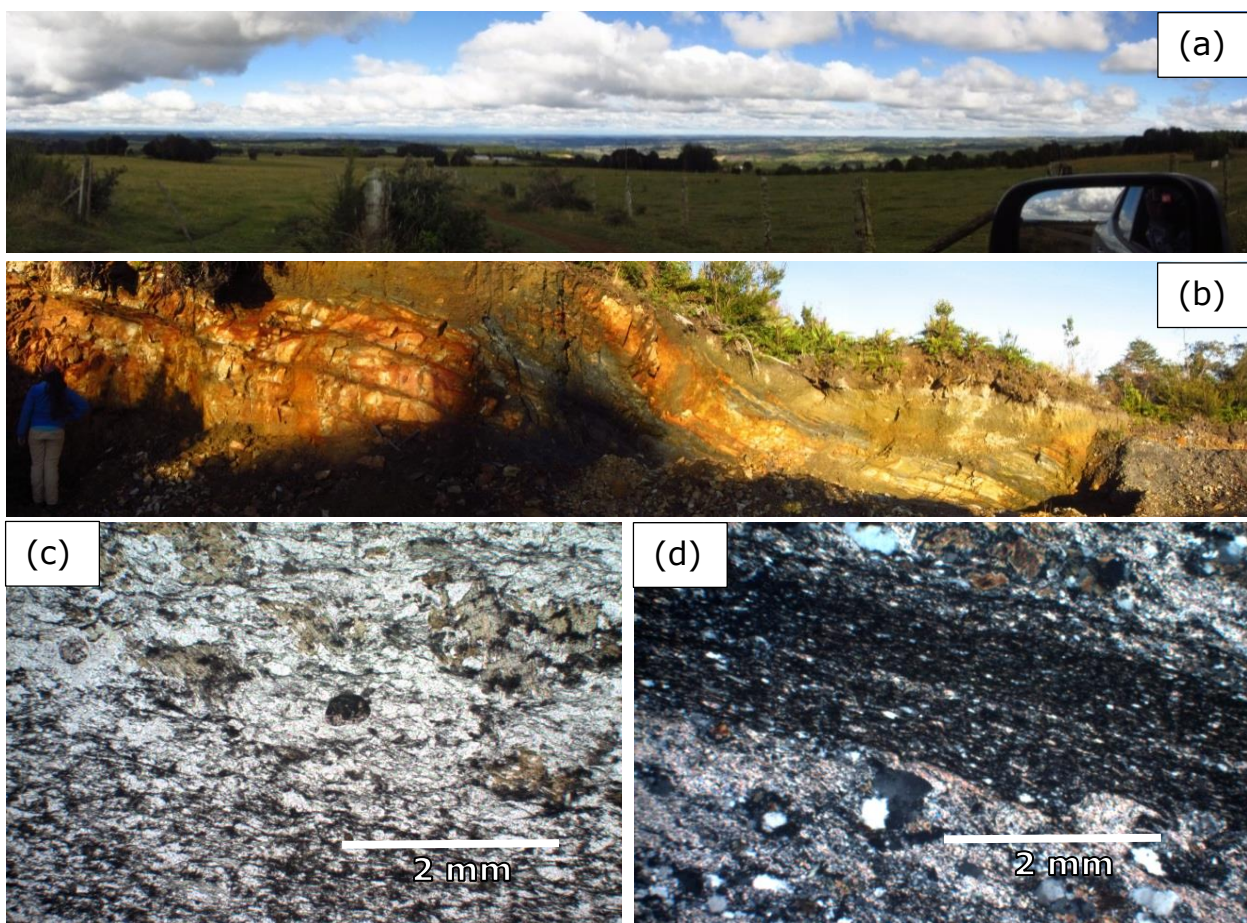


Figura 4.4: (a) Vista panorámica hacia el este desde la Cordillera de Zarao a la Depresión Intermedia. (b) Vista de cantera donde se encuentran bien expuestas las alternancias de metareniscas y metapelitas, en el alto topográfico de la Cordillera de Zarao. (c) Imagen de lámina delgada a nicoles paralelos de una metarenisca de esta cantera, donde se muestra las fases minerales presentes y su textura granolepidoblástica, muestra FO1707. (d) Imagen de lámina delgada a nicoles cruzados donde se aprecia los contactos sedimentarios primarios de una capa de metapelita entre medio de dos capas de metarenisca, y cómo este plano forma un ángulo agudo con respecto a la foliación, muestra FO1707.

Un poco más al norte en el sector del Cerro Los Corrales, se encontró un afloramiento muy fresco con los contactos estratigráficos bien preservados. Fue posible observar interdigitaciones laterales entre las metapelitas y metareniscas (Figura 4.5, a). Las alternancias de metareniscas y metapelitas presentan espesores variables de 30 a 5 cm. La foliación apenas es distinguible. A diferencia de la franja de las metapelitas del sector Las Cuyas y los Cerros de Cajonmo, los contactos sedimentarios de las alternancias de metareniscas y metapelitas se preservan muy bien (Figura 4.5, b).

El contacto en la base de las capas de metareniscas es nítido y plano a irregular (Figura 4.6, a), y hacia el techo de la capa disminuye gradualmente su tamaño de grano, siendo este a su vez un indicador de que la sucesión está posición normal (Figura 4.6, b).

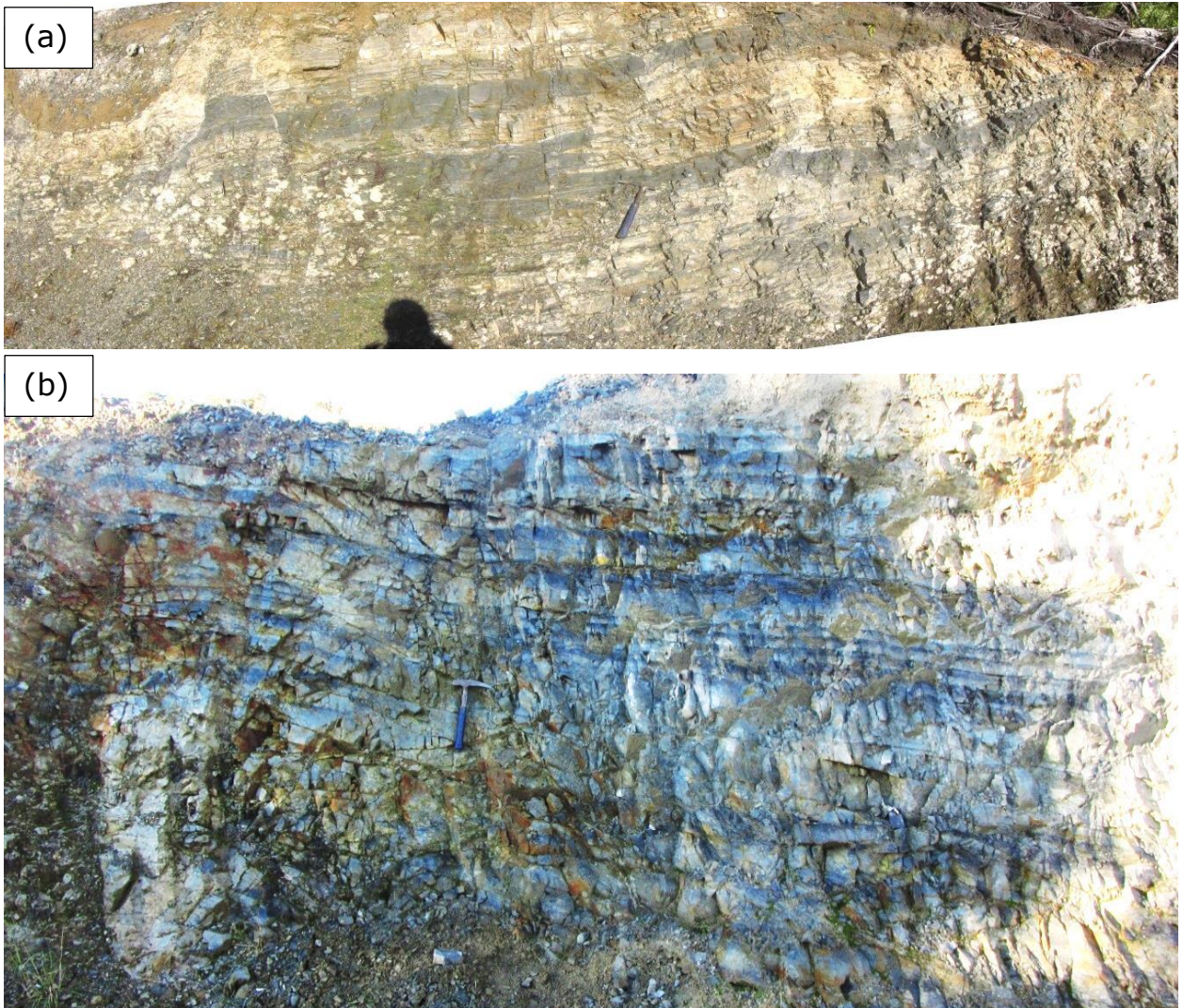


Figura 4.5: (a) Vista de afloramiento de cantera en las cercanías del Cerro Los Corrales, se muestra la interdigitación lateral de las metareniscas y metapelitas. (b) Vista de una pared de la cantera donde los contactos de las alternancias de metapelitas y metareniscas, se preservan muy bien sedimentarios, ya sean cuñas y bases planas y/o irregulares.

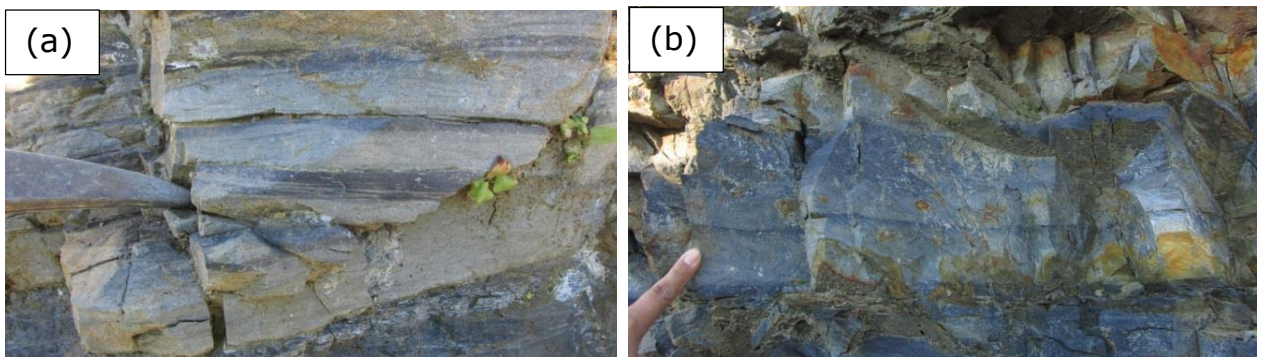


Figura 4.6: (a) Capas de metareniscas de base nítida con forma plana a irregular. (b) Capas de metareniscas hacia cuyo techo disminuye gradualmente su tamaño de grano, indicador de que la sucesión está en posición normal.

4.1.1.3 Sector Pinuno norte

La localidad de Pinuno se encuentra en el borde costero del sector sur del área de estudio, y se encuentra limitada al norte por la Playa Los Molinos y al sur por la Punta Quillagua (Figura 4.7, a).

El afloramiento representativo de esta localidad está constituido de rocas clásticas de buena selección, que corresponde a areniscas finas y medias con estratificación heterolítica, alternadas con areniscas de grano grueso a medio fino (Figura 4.7, b). Las capas de areniscas gruesas tienen espesor variable de 30 a 100 cm, con bordes nítidos y planares en sus bases (Figura 4.7, c), algunos niveles pueden presentar clastos arrancados de lutitas ("rip up") (Figura 4.7, d). Las capas de areniscas heterolíticas de grano medio y fino tienen un espesor variable de 2 a 10 cm, y predomina la laminación planar y la laminación cruzada subordinada (Figura 4.7, e).



Figura 4.7: (a) Vista al norte de la costa de la localidad de Pinuno. Los afloramientos del basamento metamórfico llegan hasta la última península observable. (b) Vista de afloramiento donde se muestra la intercalación de metareniscas de grano de grueso a medio (capas marrones), con metareniscas heterolíticas de grano medio y fino (capas grises), donde las capas de metareniscas gruesas tienen espesor variable de 30 a 100 cm. (c) Bordes nítidos de erosión en la base de metareniscas. (d) Clastos arrancados de lutitas (rip up). (e) Laminación cruzada.

Más al norte, en otros afloramientos correspondientes al sector Pinuno Norte, se logra observar un clivaje más notorio que hace una leve angularidad con los planos de estratificación, detallado en la sección 5.1.1, Figura 5.5. Además, las observaciones petrográficas realizadas a estas rocas se identificaron entre los granos de cuarzo minerales metamórficos como micas blancas, cloritas, y biotitas que permiten clasificarlas como metareniscas.

Existe la presencia de grano clasificación como criterios de base y techo, donde el tamaño de grano arena grada normalmente hacia el techo hacia granos más finos, lo que indica que la sucesión está en posición normal (Figura 4.8, a). En algunos sectores del afloramiento se preservan pliegues sin-sedimentarios (Figura 4.8, b).

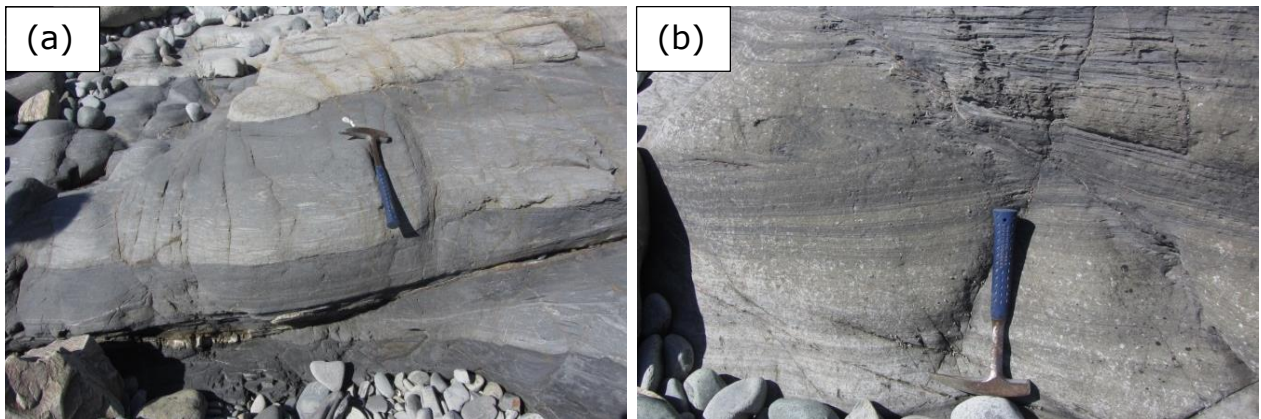


Figura 4.8: (a) Gradación normal más bordes nítidos en la base de metareniscas. (b) Pliegues sinsedimentarios a la izquierda superior del mango del martillo geológico.

4.1.1.4 Sector Pinuno sur

En el sector sur de la localidad de Pinuno se observa una alternancia de niveles claros, compuestos mayoritariamente por granos de cuarzo, micas blancas, biotitas, cloritas y en menor cantidad plagioclasas, y niveles de grano fino. Estas alternancias según los minerales metamórficos que poseen se clasifican como metareniscas, tal como en el sector Pinuno norte, y estas subyacen los depósitos terciarios (Figura 4.9, a).

Los afloramientos representativos de la localidad de Pinuno sector sur, corresponden a una alternancia de capas centimétricas de metareniscas de grano de grueso a medio, con metareniscas heterolíticas de grano medio y fino (Figura 4.9, b). Los espesores de las metareniscas son variables desde 3 a 30 cm, y algunos presentan clastos arrancados de pelitas bituminosas que pueden alcanzar un largo de 20 cm (Figura 4.10, a). Las capas de metareniscas gruesas tienen espesor variable de 30 a 100 cm y presentan abundantes clastos arrancados de lutitas ("rip up"), mientras que las capas de

metareniscas heterolíticas de grano medio y fino tienen un espesor variable de 2 a 10 cm, y predomina la laminación planar y la laminación cruzada subordinada. Existe gradación normal que indica que la sucesión está en posición normal (Figura 4.10, b). Microscópicamente, las finas capas de metareniscas y metapelitas son separadas por los dominios de clivaje que se orientan casi paralelos a la estratificación (Figura 4.10, c).

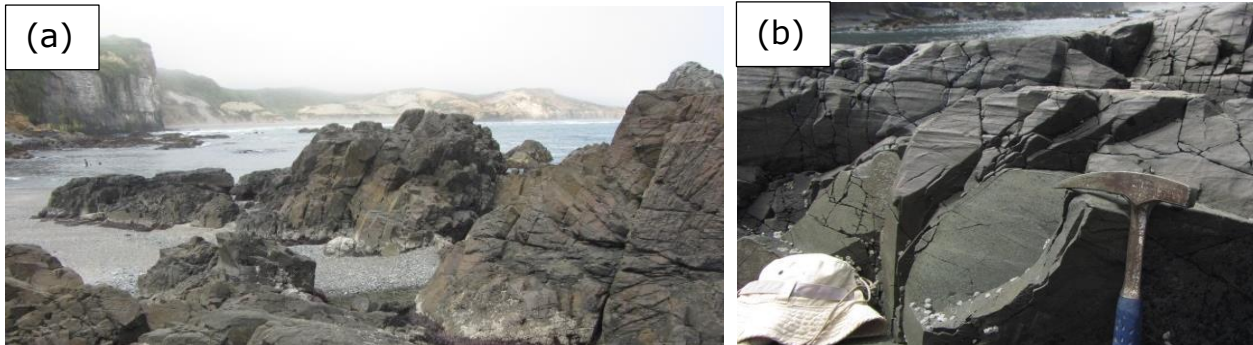


Figura 4.9: (a) Vista hacia el este de afloramiento de metareniscas del sector de Pinuno sur, donde los depósitos terciarios sobreyacen al basamento. (b) Alternancias de capas centimétricas de metareniscas de grano medio a metareniscas de grano fino.

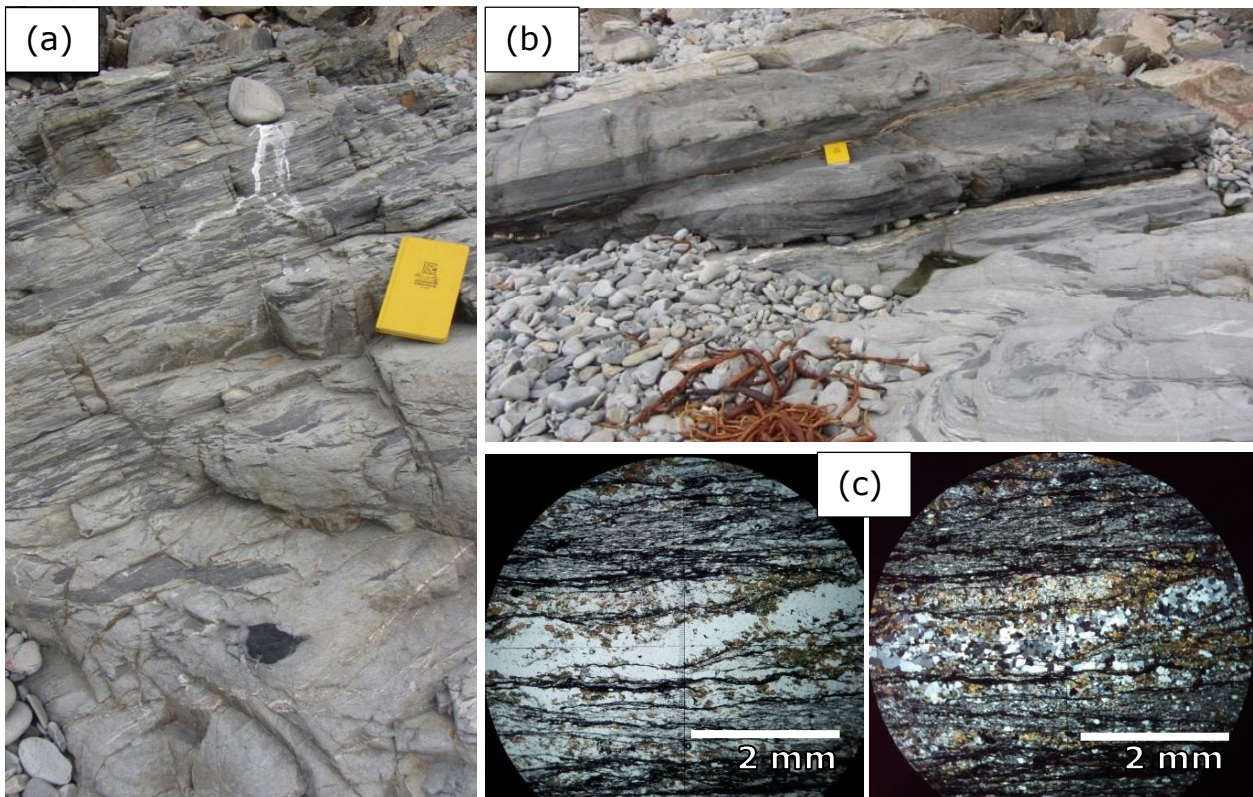


Figura 4.10: (a) Clastos arrancados de lutita que pueden alcanzar hasta 20 cm de largo. (b) Criterio de grano clasificación de posición normal donde las metareniscas en su base presentan un contacto nítido y hacia el techo disminuye el tamaño de grano a lutita. (c) Imagen microscópica de (b), donde se observan dominios de clivaje paralelos a S_0 , muestra CM4-01-10.

4.1.1.5 Sector Punta Quillagua

El sector de Punta Quillagua es el sitio más meridional del área de estudio (Figura 4.11, a). Los afloramientos del basamento paleozoico aparecen al pie del acantilado (Figura 4.11, b), donde se observa el contacto por discordancia con los depósitos terciarios de la Formación Caleta Godoy (Figura 4.11, c).



Figura 4.11: (a) Vista panorámica hacia el sur desde la Playa Los Molinos, a la Península más lejana corresponde a la Punta Quillagua, donde afloran los afloramientos más sureños del área de estudio. Consecutivamente al norte se encuentra la península de la localidad de Pinuno. (b) Vista al sur, en la base las Metamorfitas del Río Llico. (c) Discordancia entre los depósitos terciarios de la Formación Caleta Godoy y el basamento paleozoico.

En las rocas del basamento paleozoico de este sector se observa la estratificación S0 bien preservada (Figura 4.12, a), y esta constituido por rocas clásticas de buena selección, que corresponden a areniscas gruesas a finas con estratificación heterolítica, alternadas con algunos niveles de lutita. Los espesores de estas capas son variables entre 1 a 20 cm, y algunas capas de areniscas de grano medio y fino preservan laminación planar (Figura 4.12, b). El clivaje no se ve claro (Figura 4.12, c). A escala de afloramiento se observan conglomerados con la presencia de clastos arrancados de lutita (Figura 4.12, d). A escala microscópica se observa el tamaño de los granos de arena, de grueso a medio, y la preservación de clastos arrancados de lutita (Figura 4.12,

e). Las fases minerales presentes en estas metareniscas son Cz + Mb + Bt + Clo + Op + Pl + Ep, dentro de una textura granolepidoblástica. Algunos clastos de cuarzo y plagioclasa se encuentran embahados preservando su textura ígnea original de disolución, típicos de rocas riolíticas. Cabe destacar que el clivaje se observa incipiente conformado por la orientación preferente de las micas blancas y biotitas (Figura 4.12, f). Según las fases minerales metamórficas presentes en estas rocas, es que se clasifican como metarenitas.

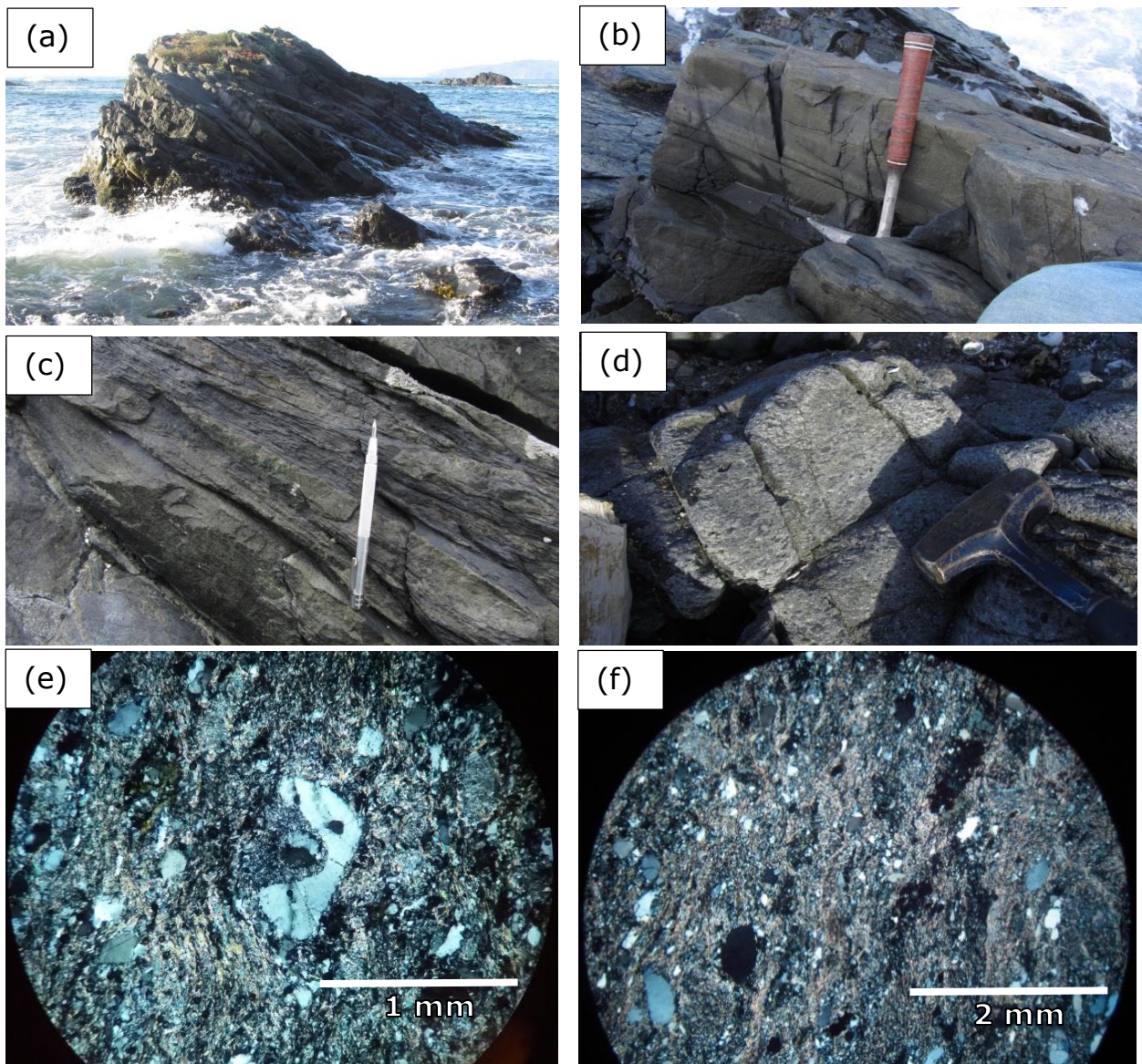


Figura 4.12: (a) Vista de afloramiento tipo en Punta Quillagua. (b) Alternancias de capas centimétricas de metareniscas de grano grueso a fino, con laminación paralela. (c) Foliación incipiente. (d) Metaconglomerados con clastos redondeados de lutitas. (e) Metaconglomerado con clastos redondeados de lutita, cuarzo y feldspato, donde algunos están embahados típicos de rocas riolíticas, muestra FO1654-55. (f) Foliación incipiente de las micas, muestra FO1654-55.

4.1.1.6 Interpretación del protolito de las MRL

En base a la información litológica preservada en algunos afloramientos de las Metamorfitas del Río Llico, se pudo definir tres asociaciones de litofacies principales según los criterios de Johnson (1978) para plataformas siliciclásticas. Estos criterios pueden ser utilizados en distintos contextos estructurales: margen pasivo, margen convergente y cuenca de antepaís (Dabrio, 2010).

La asociación de litofacies del sector sur, Punta Quillagua y Pinuno, está constituida por alternancias de metareniscas y metareniscas heterolíticas de arena dominante. En general, el espesor de las metareniscas varía entre 20 a 30 cm, y el espesor de las metareniscas heterolíticas varía de 10 a 5 cm. Esta asociación de litofacies presenta abundantes clastos arrancados de lutitas y laminaciones paralelas. Criterios de grano clasificación y otras estructuras sedimentarias en estas metareniscas, indican que las capas se encuentran en posición normal.

A diferencia de lo que aflora en Punta Quillagua y Pinuno, un poco más al norte en el Río Surgidero y la Cordillera de Cajonmo, la asociación de litofacies está constituida por alternancias de metareniscas heterolíticas de lutita dominante y metapelitas. En general los espesores de las metareniscas heterolíticas son de alrededor de 10 cm, mientras que los espesores de las metapelitas son de 3 cm en promedio. En Zarao y las Cuyas, la asociación de litofacies está constituida por alternancias de metareniscas dominantes en arenas y metapelitas, encontrándose en posición normal. Las metareniscas tienen espesores de 30 cm y las metapelitas 3 cm aproximadamente.

En el norte del área de estudio en Traiguén y Llico Bajo, la asociación de litofacies es similar a las del Río Surgidero y Los Cerros de Cajonmo, constituida por alternancias de capas de metareniscas heterolíticas de lutita dominante y metapelitas. Ambas asociaciones de litofacies definidas para los sectores centro-sur y norte, son interpretadas como de ambiente sedimentario de plataforma continental somera, donde el estado normal de baja energía sedimenta limos y arcillas por decantación. Esto se ve interrumpido por efecto del oleaje de tormenta, que remueve, transporta y deposita arenas sobre las granulometrías finas, generando de esta manera la alternancia rítmica de areniscas y lutitas, con contactos nítidos o graduales, que varían progresivamente de dominancia de lutitas a dominancia de areniscas dependiendo de la posición en la cuenca.

Por lo tanto, la asociación de litofacies del protolito en Pinuno – Punta Quillagua y Zarao – Las Cuyas, arena-dominante, indica deposición en una zona más bien proximal con respecto a la asociación de litofacies del río Surgidero – Cerros de Cajonmo y Llico Bajo – Traiguén, lutita-dominante, que indica una zona más bien distal dentro de la plataforma continental.

4.1.2 Unidad Faja Milonítica

4.1.2.1 Sector Cordillera de Zarao

En las cercanías de Rincón Anima, en el sector de Las Cuyas afloran metapelitas con foliación milonítica, y presentan pequeños porfidoblastos de granate observables en muestra de mano (Figura 4.13, a). En lámina delgada se observa que estos porfidoblastos se observan sin cinemáticos a la foliación penetrativa anastomosada con el desarrollo de sombras de presión bien elongadas y asimétricas, cuya geometría es de colas sigma (Figura 4.13, b). También existen pseudomorfos de porfidoblastos sigmoides reemplazados por mica blanca (Figura 5.9 ,e). Las fases minerales presentes en este afloramiento observadas en corte transparente, en orden decreciente en cantidad son Cz + Bt + Mb + Clo + Grt + Pl + Ep + Op, dentro de una textura lepidogranoblástica. Estas metapelitas envuelven a las Metavolcanitas de Zarao, y por sus características microscópicas y microestructurales esta unidad se asocia a una faja milonítica.

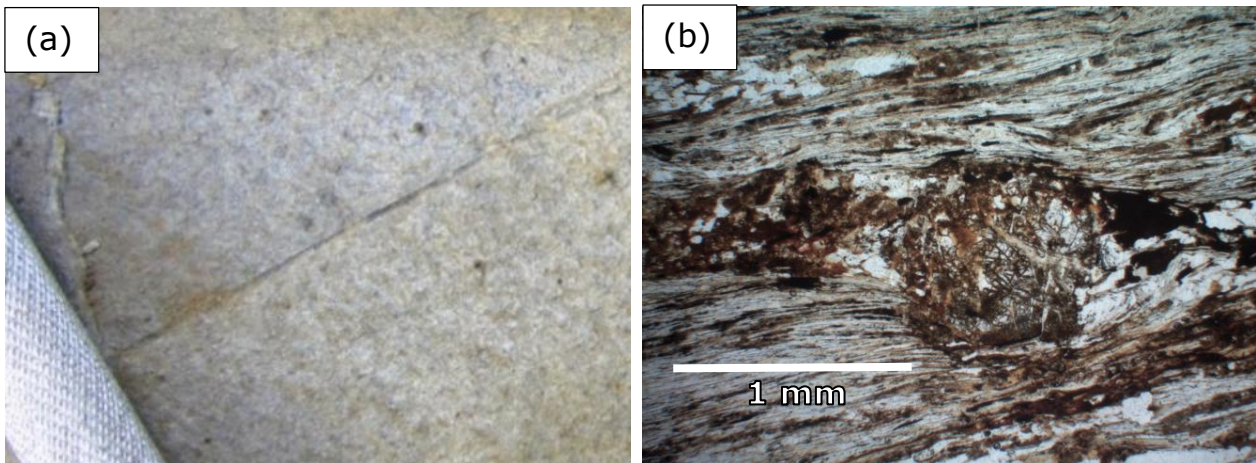


Figura 4.13: (a) Muestra de mano de un esquist micáceo de granate en el sector las Cuyas, justo unos kilómetros al norte de Rincón de Ánimas. (b) Imagen de lámina delgada a nicols paralelos de un granate sin cinemático a la foliación principal anastomosada con desarrollo de sombras de presión, muestra FO1704.

4.1.2.2 Sector Cordillera de Cajonmo y río Surgidero

En la Cordillera de Cajonmo y río Surgidero, aflora el basamento en algunos cortes de camino y quebradas de rumbo E-W, con presencia de fallas normales en algunas zonas (Figura 4.14, a). Estas rocas consisten en alternancias de capas finas de espesor de 1 a 2 cm de metasamopelitas y

metapelitas, donde la estratificación S0 se encuentra casi paralela a la foliación penetrativa S1 (Figura 4.14, b y c).

En un corte transparente de la muestra FO1710, se observaron las siguientes fases minerales: Czo + Mb + Bt + Clo + Ilm + Grt + Pl + Ep + Op (Figura 4.15, a). Los minerales micáceos constituyen una textura lepidogranoblástica, donde la orientación preferente de las micas forma una foliación penetrativa, mientras que las que están oblicuas muestran una foliación previa (Figura 4.15, b).

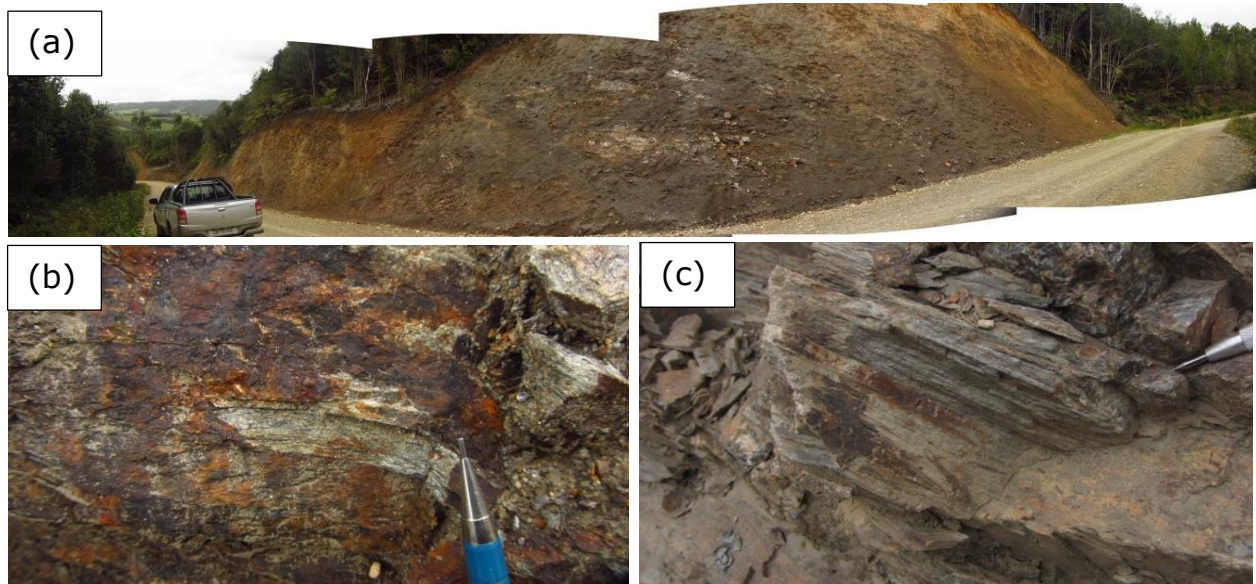


Figura 4.14: (a) Vista panorámica hacia el este de la Cordillera de Cajonmo. Los depósitos terciarios son de color amarillo y se encuentran en contacto por falla normal, con las Metamorfitas del Río Llico. (b) Acercamiento de imagen (a) que muestra las alternancias de capas finas de metasamopelitas y metapelitas afectadas por una foliación penetrativa, sitio de extracción de la muestra FO1710. (c) Afloramiento del río Surgidero de alternancias de capas finas de metasamitas y metapelitas afectadas por una foliación penetrativa paralela a la estratificación S0.

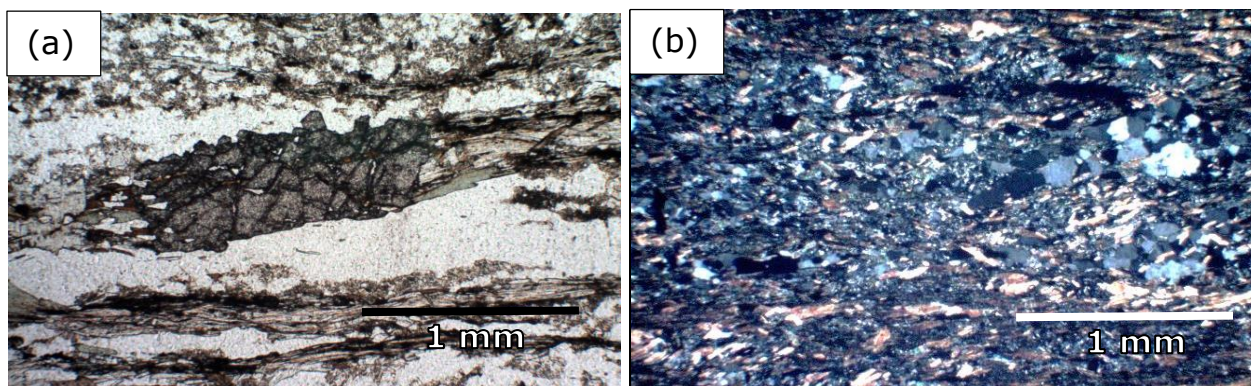


Figura 4.15: (a) Muestra FO1710 con presencia de un porfidoblasto de granate en paragénesis con las fases minerales biotita, clorita, cuarzo, plagioclasa, ilmenita y mica blanca, que conforman la foliación principal. (b) En la imagen se observa una orientación preferente subhorizontal de micas blancas que conforman la foliación penetrativa que cruzan una foliación previa oblicua.

4.1.3 Unidad Metavolcanitas de Zarao

Las metavolcanitas de Zarao constituyen una franja de rocas metamórficas de rumbo NNE-SSO y se ubican en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa a los 41°18'S, 73°53'W a 300 m.s.n.m. Estas metavolcanitas consisten en intercalaciones de metabasitas y escasas metatraquitas, que se encuentran inmersas en las rocas metasedimentarias del Complejo Metamórfico Bahía Mansa y abarcan un área aproximada de 28 km² (Figura 4.16).

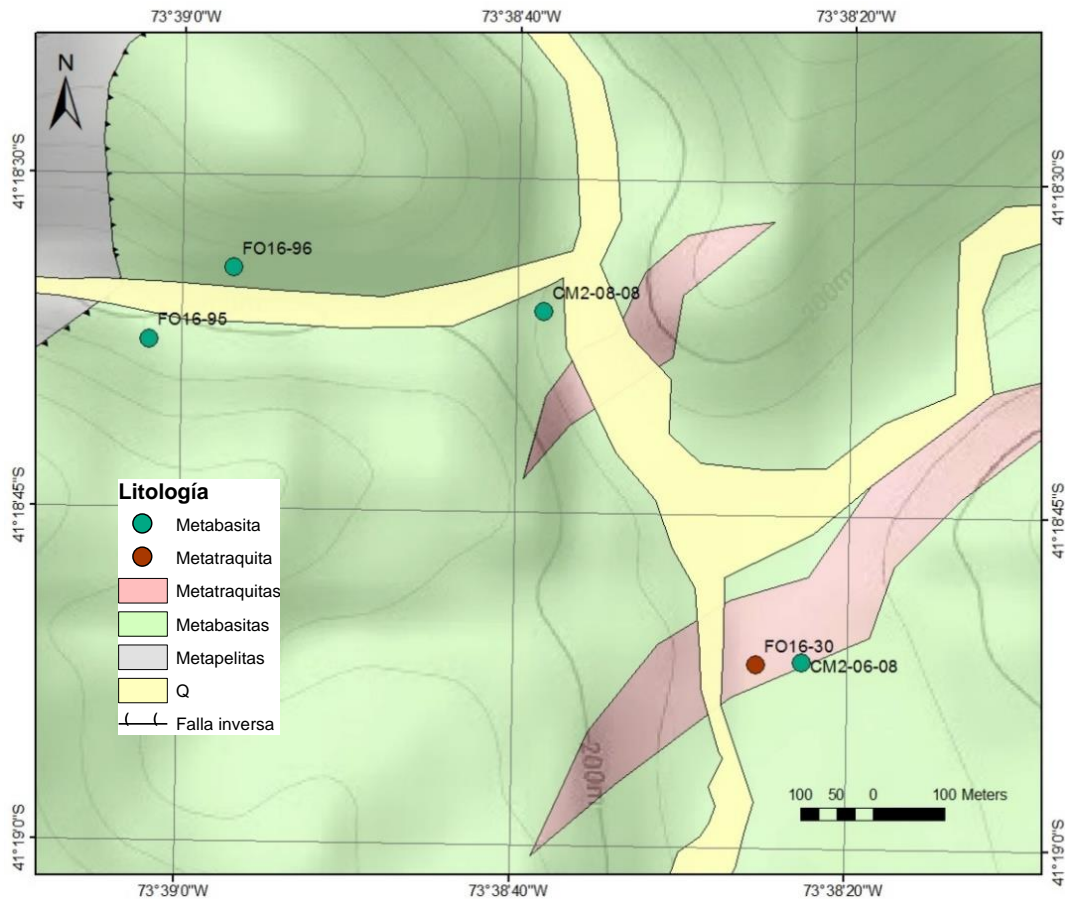


Figura 4.16: Mapa geológico local de basamento del Complejo Metamórfico Bahía Mansa en el sector de Rincón Animas, en el que aflora la unidad de las Metavolcanitas de Zarao.

4.1.3.1 Metabasitas de Zarao

En términos generales, los afloramientos más abundantes son de color verde con pátinas anaranjadas (Figura 4.17, a), y en cortes transparentes se observa un cambio textural de este a oeste de nematoblástica a granoblástica.

En la misma dirección varía el tamaño de grano en la matriz, con abundantes actinolitas y zoisitas en su mayoría muy finas (Figura 4.17, b). Los fenocristales de plagioclasas también cambian su tamaño de 5 a 0.5 mm, reemplazadas selectivamente por zoisitas y micas blancas. Según esta descripción estas rocas se clasifican como metabasitas.

Estas metabasitas a primera vista no presentan foliación, sin embargo, existen aparentes planos de clivaje que poseen una orientación preferente de actinolitas y cloritas finas. A veces este clivaje se conjuga con otro clivaje oblicuo constituido por los mismos minerales, que generan geometrías en cruz.

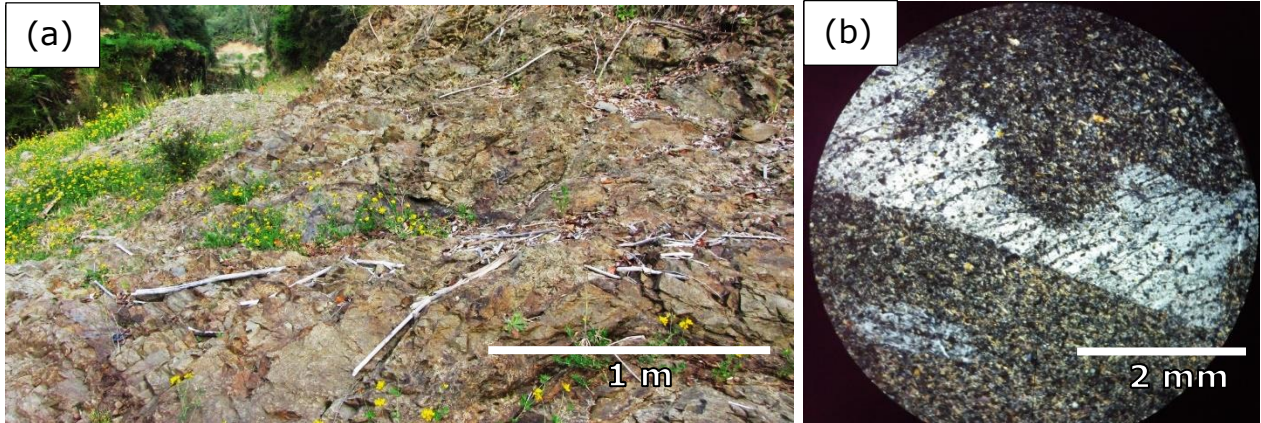


Figura 4.17: (a) Vista de afloramiento de una metabasita de la Unidad Metavolcanitas de Zarao. (b) Metabasita representativa de las Metavolcanitas de Zarao, de textura porfírica y foliación incipiente definida por actinolita y abundante zoisita en la matriz. Se destaca la textura de reabsorción en fenocristal de plagioclasa, muestra FO1696.

4.1.3.2 Metatraquitas de Zarao

Una de las metatraquitas de esta unidad en la ubicación de la muestra FO16-30 fue datada 2 oportunidades (Figura 4.18, a): una edad U-Pb en circón de 396.7 ± 1.3 Ma obtenida por Duhart et al. (2001) mediante TIMS, y más recientemente dos edades U-Pb en circón de 382 ± 3 Ma y 394 ± 3 Ma obtenidas por Hervé et al. (2018) que confirman dicha edad mediante SHRIMP.

Las texturas ígneas del protolito de las metatraquitas están muy bien preservadas, una de ellas es la textura porfírica con fenocristales de feldespato potásico y en su matriz abundantes microlitos de plagioclasa de menor tamaño (Figura 4.18, b). Algunas plagioclasas preservan su textura antipertítica y estos están reemplazados por epidotas y micas blancas moderadamente. Algunas de estas metatraquitas poseen granates de 0.2 mm dispersos en su matriz.

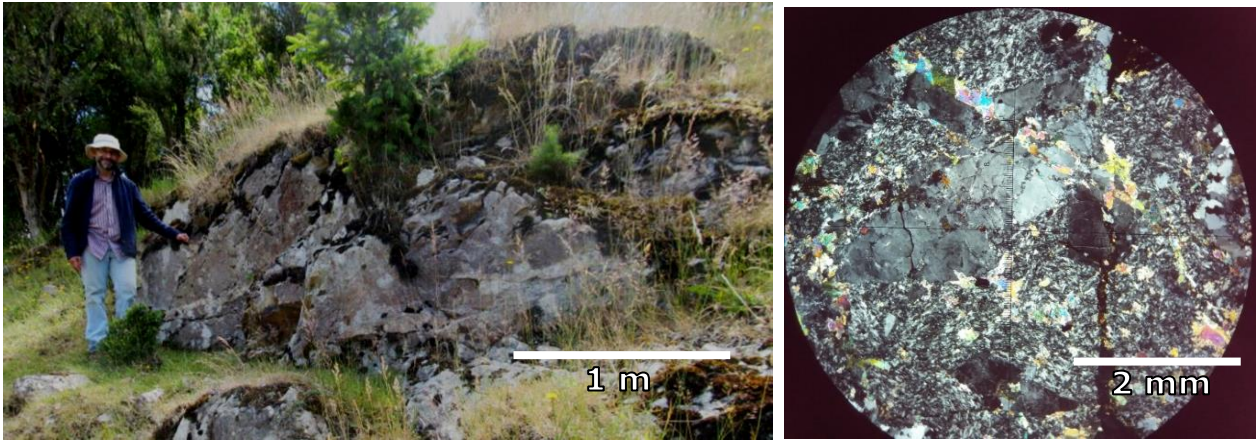


Figura 4.18: (a) Afloramiento de la Metatraquita de Zarao, fotografía extraída de Vildoso (2017). (b) Metatraquita representativa de las Metavolcanitas de Zarao, de textura porfírica constituida por fenocristales de feldespato potásico y microlitos de plagioclasa en la matriz, reemplazados moderadamente por mica blanca y epidota, CM2-0508.

4.2 Unidad Metabasitas de Estaquilla

4.2.1 Sector desembocadura Río Llico y Huahuar

Entre las localidades Llico Bajo y Huahuar, donde desembocan los ríos Llico y Pescado, aflora continuamente la unidad Metabasitas de Estaquilla (UME) que en vistas panorámicas se ve cubierto por la vegetación (Figura 4.19, a; Figura 4.19, b).

Las rocas de esta unidad son principalmente metabasitas de color verde y competentes (Figura 4.19, c). La textura de estas es nematoblástica y desarrolla una orientación preferente de las actinolitas que conforman la foliación penetrativa S1*. En un acercamiento a este afloramiento se puede observar cómo éstas metabasitas tienen variaciones texturales locales representada en bandas centimétricas de distinto tamaño de grano donde la foliación S1* se refracta en las bandas más competentes (Figura 4.19, d).

En las láminas delgadas se puede apreciar la asociación mineral Act + Clo + Zoi + Pl + Tit + Ep + Op + Cz. Los granos de mayor tamaño, que pueden alcanzar hasta 1 mm de diámetro, están constituidos principalmente por plagioclasa, actinolita y zoicita (Figura 4.20, a). Algunas de las plagioclasas sobre 1 mm de diámetro preservan texturas ígneas como la textura mirmekítica (Figura 4.20, b). Los minerales de actinolita y clorita conforman la foliación penetrativa y anastomada mostrando una geometría asimétrica.

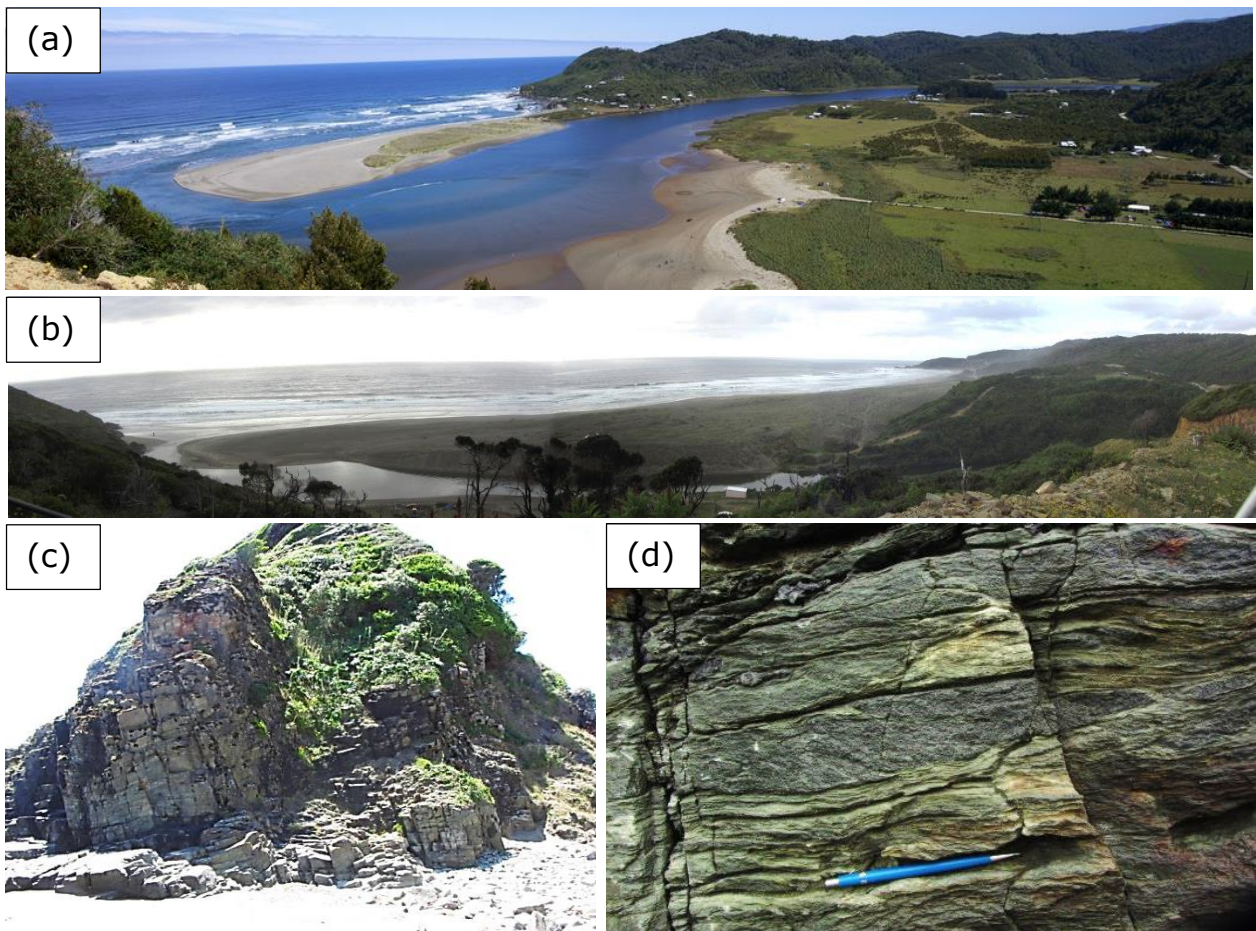


Figura 4.19: (a) Vista panorámica de la localidad de Llico Bajo en la desembocadura del Río Llico. (b) Vista panorámica de la localidad Huahuar en la desembocadura río Pescado. (c) Afloramiento bien expuesto de las metabasitas de color verde en la desembocadura del Río Llico. (d) Acercamiento de la imagen (c) donde se observan las bandas centrimétricas de distinto tamaño de grano en las metabasitas, en la desembocadura del Río Llico.

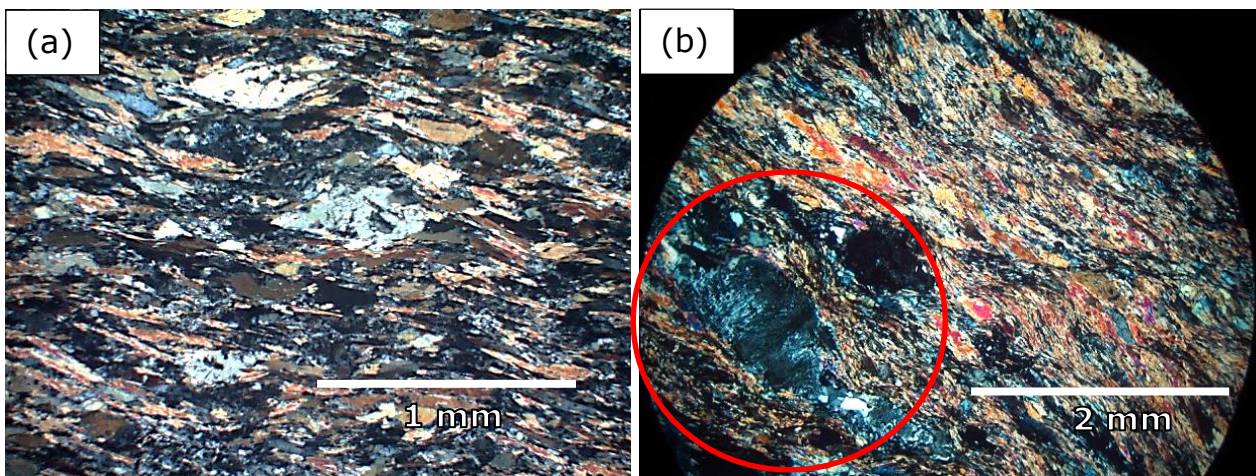


Figura 4.20: (a) Metabasita con textura nematoblástica conformada principalmente por actinolita y clorita que envuelven porfidoblastos sin-cinemáticos de plagioclasa, como también a plagioclasas relictas, muestra FO1709. (b) En la parte inferior izquierda de la imagen en un círculo rojo se muestra una plagioclasa con textura ígnea mirmekítica, muestra FO1613.

4.2.2 Sector Ensenada de Estaquilla

El sector de Ensenada de Estaquilla representa el límite sur de las Metabasitas de Estaquilla y es el lugar elegido por Duhart (1999) como representativo de esta unidad (Figura 4.21, a). En estos afloramientos la roca se observa homogénea, donde las bandas de distintos tamaños de grano son más escasas, a diferencia de lo que ocurre más al norte en Llico Bajo y Huahuar (Figura 4.21, b). Las actinolitas constituyen una textura nematoblástica que conforma la foliación penetrativa, y la lineación de estiramiento que tiene el mismo rumbo y buzamiento de la lineación de estiramiento de los sectores de Llico Bajo y Huahuar. Cabe destacar que en lámina delgada, las plagioclasas se observan más manchadas con un color pardo (Figura 4.22, c). En la parte sur de estos afloramientos se observa la roca menos homogénea donde la foliación se refracta en las bandas de grano más grueso (Figura 4.22, d).

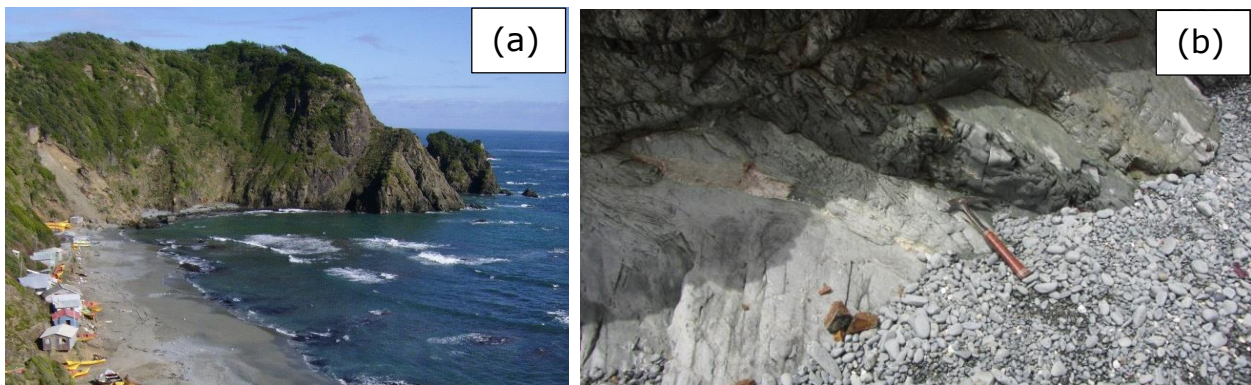


Figura 4.21: (a) Vista de los acantilados donde fue definida la Unidad Metabasitas de Estaquilla. (b) Vista de afloramiento de las Metabasitas de Estaquilla.

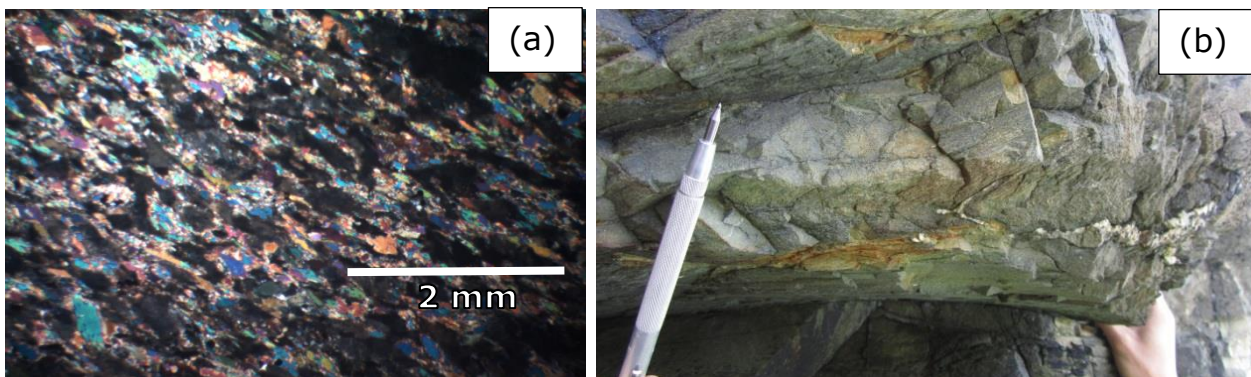


Figura 4.22: (a) Lámina delgada de muestra CM3-04-11 a nicols cruzados, donde se aprecia la foliación penetrativa dada por las actinolitas en orientación preferente junto a las plagioclasas alteradas a un mineral café terroso. (b) Refracción de la foliación por la variación local de la competencia.

4.2.3 Sector Miramar Alto

En Miramar Alto se puede observar, sobre todo en pequeños riachuelos y en canteras, rocas muy similares a las vistas en Ensenada de Estaquilla. Las metabasitas aparecen localmente muy frescas, homogéneas y competentes. Este sector representa el límite oriental de las Metabasitas de Estaquilla, y a diferencia de las rocas de la costa se aparece calcopirita y pirita diseminadas en la matriz (Figura 4.23, a). En el alto topográfico más al oriente, en las cercanías de la Cordillera de Zarao, en algunas canteras estas rocas afloran con coloraciones blanquecinas y presentan una leve alteración a arcillas (Figura 4.23, b).

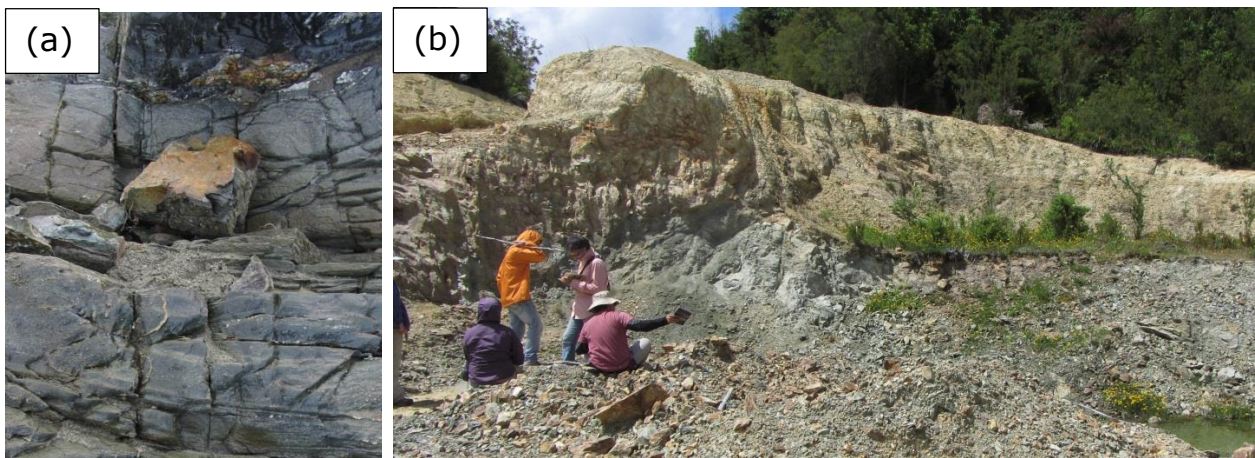


Figura 4.23: (a) Roca fresca de color verde oscuro correspondiente a una metabasita que presenta calcopirita diseminada. (b) Cantera en Miramar alto subiendo hacia la Cordillera de Zarao, metabasitas levemente alteradas.

4.3 Depósitos Cenozoicos

Estos depósitos se encuentran en inconformidad sobre el basamento paleozoico en casi toda el área de estudio, y están afectados por fallas normales neogénas. En las cercanías de la costa es posible observar una sucesión de alternancias de areniscas amarillentas y marrones de distintos tamaños de grano. Estas litologías son asignadas por Duhart (1999) a la Formación Caleta Godoy correlacionada con la Formación Navidad del Mioceno más al norte (Figura 4.24, a y b). Estas litologías de las costas de Llico Bajo, Estaquilla, Pinuno y Punta Quillagua son asociadas a un ambiente sedimentario de plataforma continental (Figura 4.24, c).

En la Cordillera de Zarao y Cajonmo, estos depósitos cenozoicos son continentales, y se presentan como intercalaciones de conglomerados, areniscas, limolitas y fangolitas con clastos del basamento como metapelitas

del CMBM y metabasitas de la UME, y clastos subredondeados de origen ígneo, como granitos, andesitas, pómez y escorias (Figura 4.24, d).

En Tambor Alto se encontraron clastos imbricados hacia el sur. Según Duhart (1999) estos depósitos son de ambiente sedimentario glaciofluvial y fluvial. En Miramar Bajo se encontró en uno de estos depósitos una piedra caída ("drop stone") con marcas de estrías glaciares, dentro de una fangolita (Figura 4.24, e).

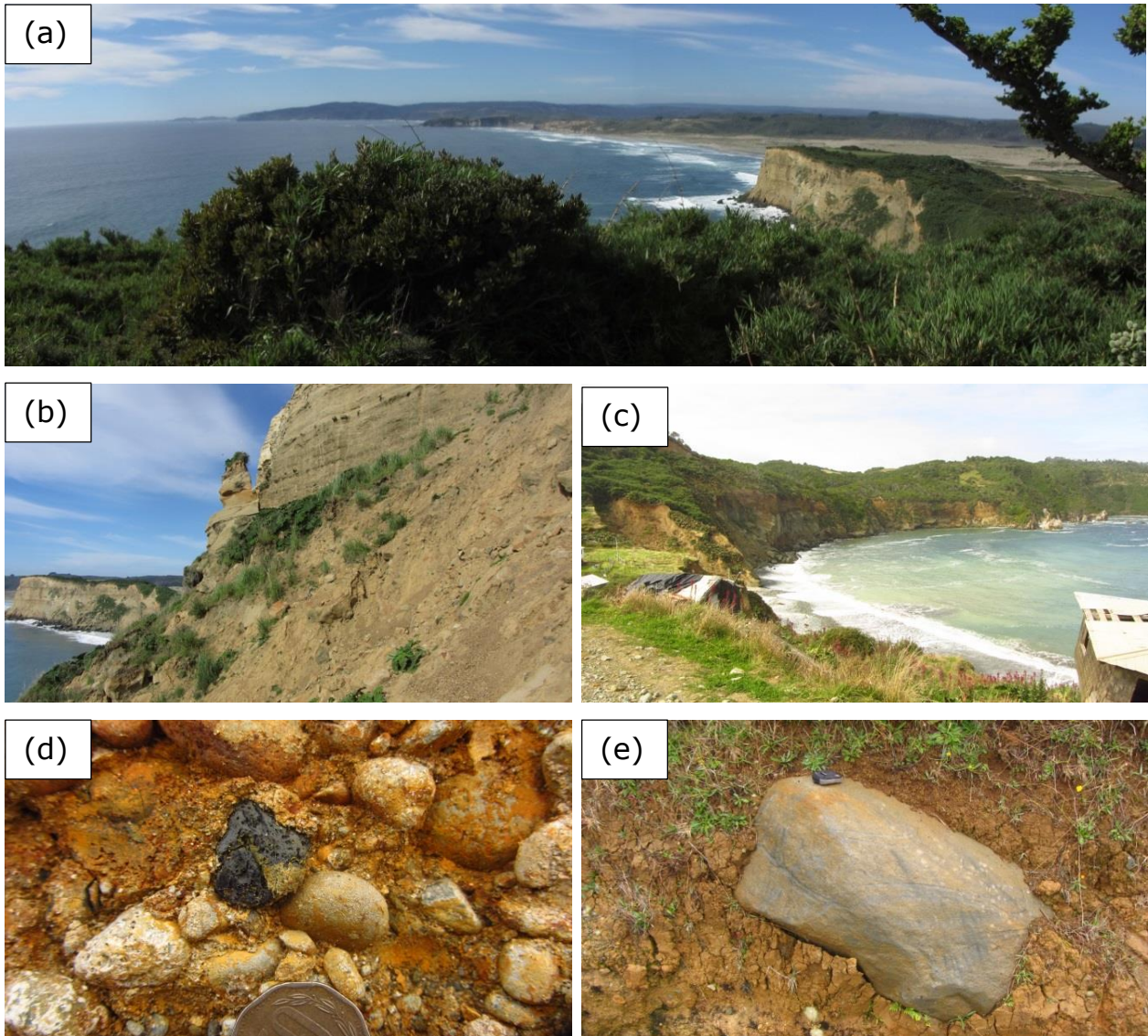


Figura 4.24: (a) Vista panorámica al norte desde Punta Quillagua, los depósitos subhorizontales amarillentos corresponden a los depósitos cenozoicos. (b) Acercamiento de las litologías en Punta Quillagua, donde se han encontrado huesos de ballena. (c) Vista al sureste desde la Ensenada de Estaquilla, se muestra como los estratos neógenos buzan hacia el mar. (d) Conglomerado con clastos subredondeados de escoria y pómez, y también clastos del basamento. (e) Piedra caída dentro de una fangolita en Miramar Bajo.

En vistas panorámicas es posible apreciar cómo estos depósitos en su techo forman una superficie llana en algunos altos topográficos de la Cordillera

de Zarao, generando una forma de meseta (Figura 4.25, a y b). Esta superficie puede alcanzar alturas sobre los 300 m sobre el nivel del mar. Cabe destacar que bajando el Cerro Los Corrales por la cuesta que une Las Cuyas con Yervas Buenas, se observa una alternancia de areniscas, limolitas y fangolitas que presentan una intercalación piroclástica de composición andesítica, que presenta abundante escoria entre medio de estas capas sedimentarias que mantean hacia el oeste con 30° (Figura 4.25, c, d y e).

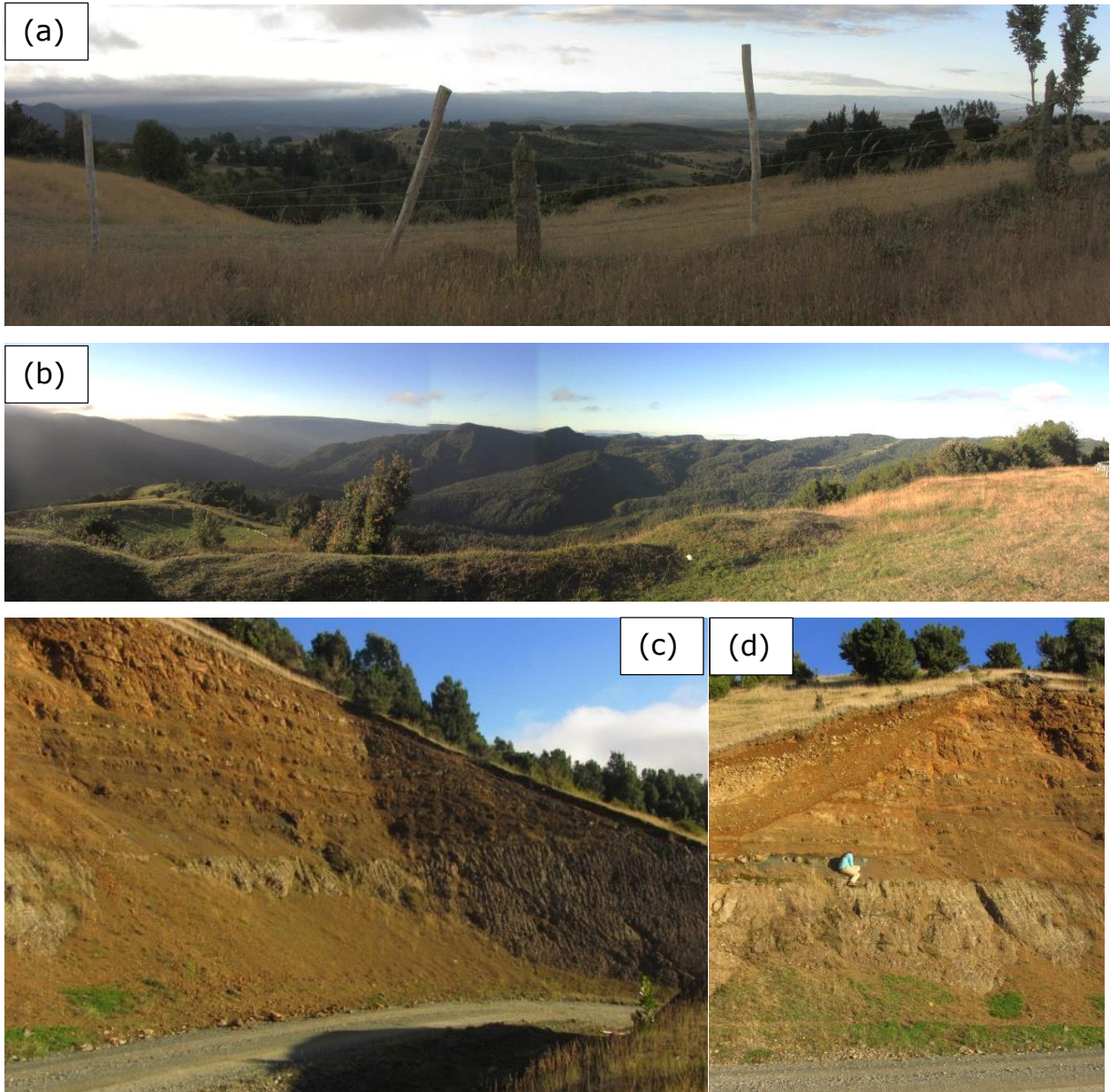


Figura 4.25: (a) Vista panorámica al norte desde Tambor Alto hacia la Cordillera de Zarao, donde en el alto topográfico se aprecian superficies lisas horizontales. (b) Vista panorámica al norte desde el Cerro Los Corrales hacia Yervas Buenas, donde se aprecia la geometría de meseta del basamento y los estratos del terciario manteando al oeste con 30° . (c) Vista al sur del afloramiento de (b), donde se observan alternancias de areniscas y fangolitas, donde destaca en la imagen (d) un nivel de escoria entre medio de las capas.

Capítulo 5. Geología Estructural

Las estructuras observadas en la Cordillera de la Costa entre las latitudes 41,1° y 41,6°LS se presentan en el siguiente mapa geológico de basamento (Figura 5.1). Los perfiles geológicos A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E' se presentan en la sección 5.1.6 Perfiles Geológicos.

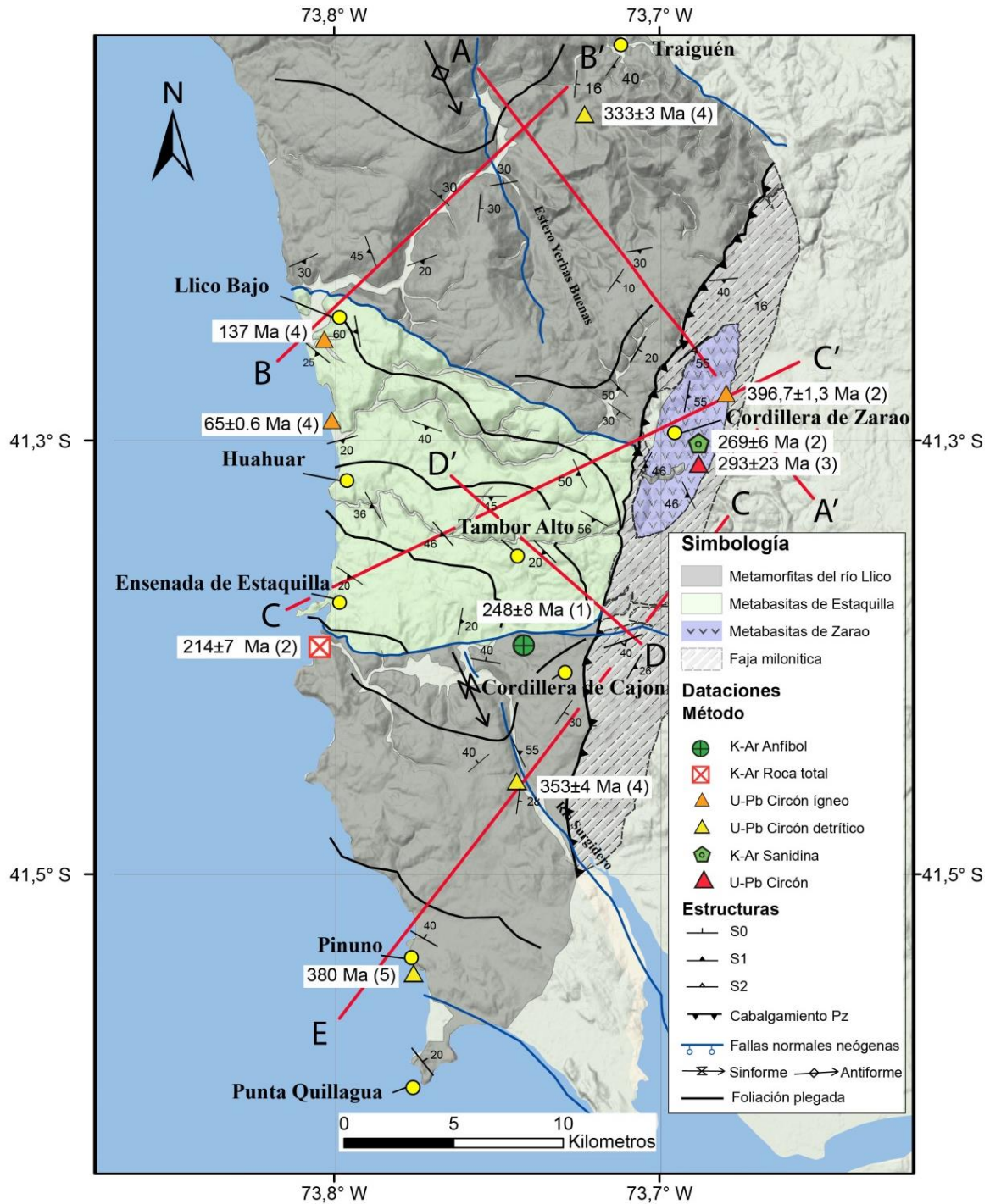


Figura 5.1: Mapa geológico de basamento de la Cordillera de la Costa a las latitudes 41,1° y 41,6°LS, modificado de Duhart (1999) en este trabajo.

5.1 Estructuras asociadas al Complejo Metamórfico de Bahía Mansa

En términos generales, las estructuras observadas en el Complejo Metamórfico de Bahía Mansa (CMBM) tienen relación con dos eventos deformacionales (D1 y D2) de carácter regional. Las localidades donde se registran estructuras representativas de los eventos D1 y D2 son: Llico Bajo, Traiguén, Pinuno, Punta Quillagua, Cerro Los Corrales, Cordillera de Zarao y Cerros de Cajonmo.

5.1.1 Estructuras D1

Las estructuras D1 sólo afectan al CMBM y desarrollan una foliación penetrativa de Fase 1 (S1). Esta foliación S1 se encuentra bien desarrollada en las siguientes localidades, de norte a sur: Traiguén, Cerro Los Corrales, Cordillera de Zarao, Pinuno y Punta Quillagua. Por ende, serán descritas las relaciones geométricas entre el clivaje y la estratificación de cada localidad en el mismo orden, junto a sus observaciones microestructurales.

En Traiguén, a escala de afloramiento, las alternancias de finas capas de metareniscas y metapelitas marcan la estratificación S0 de rumbo NNE-SSW y manteo hacia el E con 16°, mientras que la foliación S1 tiene el mismo rumbo con manteo de 40° hacia el SE, y la lineación de estiramiento mineral (Le) se inclina hacia el SE con 8° (Figura 5.2, a). Los indicadores cinemáticos de las relaciones clivaje vs estratificación indican que el bloque de techo se dirige hacia el NO (Figura 5.2, b). Las estructuras observadas también se aprecian a microescala, donde la orientación preferente de la mica blanca, clorita y biotita, junto a bandas de cuarzo marcan el plano de foliación S1 (Figura 5.2, c).

En el Cerro Los Corrales la foliación S1 se observa incipiente y preserva los contactos entre las capas metasedimentarias y sus estructuras primarias. La estratificación S0 mantea hacia el S con 20°, y la foliación S1 mantea hacia el SE con 40°, respectivamente (Figura 5.3). Las estructuras sedimentarias indican que estas capas se encuentran en posición normal, ver Figura 4.5, d. Los indicadores cinemáticos de movimiento del cizalle entre capas muestra que el sentido de movimiento de bloque de techo es hacia el NO, que junto a las actitudes de la S0 y S1, indican que esta zona es parte de un flanco normal de un pliegue.

A unos pocos kilómetros hacia el sureste, en el sector de Esperanza en las cercanías de la Cordillera de Zarao, se aprecia las mismas relaciones: la

estratificación S0 y la foliación S1 mantienen hacia el SE con 30° y 40°, respectivamente, resultando que la actitud de la foliación S1 mantiene más que la de la estratificación S0 (Figura 5.4, a). Este criterio también es observable a microescala, donde el contacto de las finas capas de metareniscas y metapelitas conforman la estratificación S0, y la foliación S1 se presenta levemente oblicua al plano de estratificación S0, dando la apariencia de estructura S-C de zonas miloníticas (Figura 5.4, b y c).

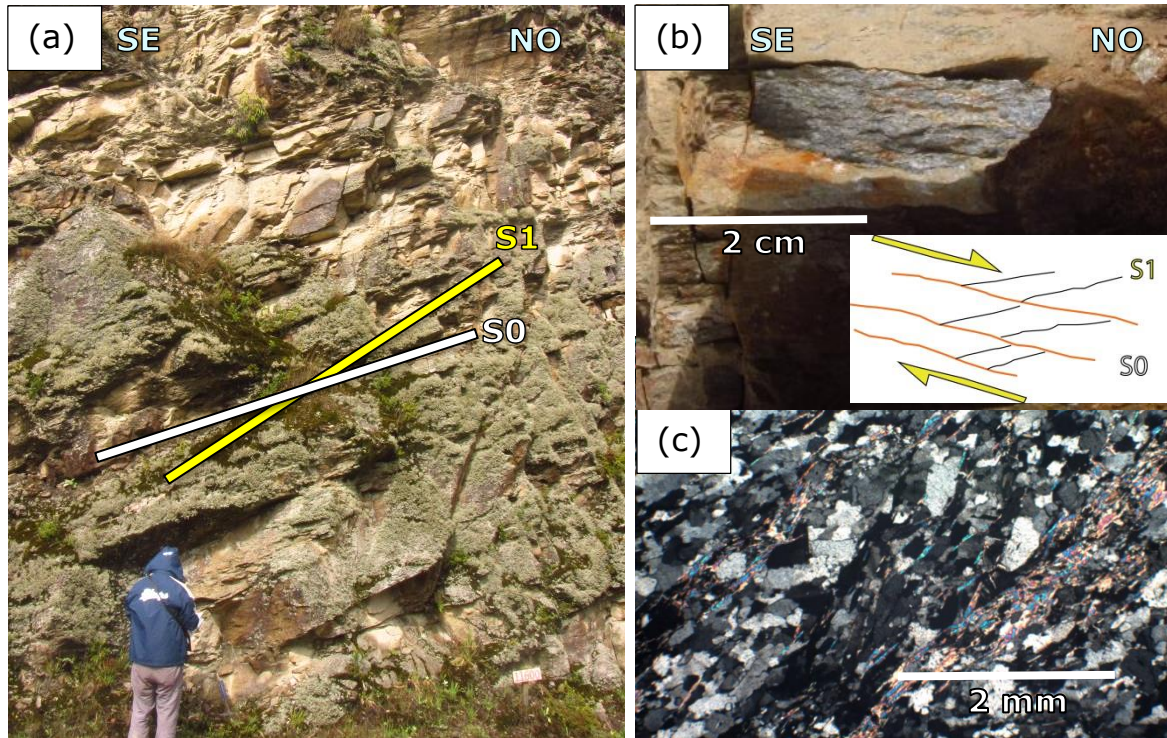


Figura 5.2: (a) Vista de afloramiento en Traiguén, alternancias de capas de metareniscas y metapelitas, la estratificación S0 mantiene hacia el E con 20°, la foliación S1 mantiene hacia el SE con 40°, la lineación de estiramiento mineral L_e se inclina hacia el SE con 8°. (b) Acercamiento al afloramiento de la imagen (a) que muestra los indicadores cinemáticos de bloque de techo hacia el NO. (c) Relaciones clivaje vs estratificación a microescala, donde la foliación S1 se encuentra en diagonal.



Figura 5.3: (a) Vista de Cantera en las cercanías del Cerro Los Corrales, al Oeste de la Cordillera de Zarao, donde se aprecia las alternancias centimétricas de metareniscas y metapelitas con una foliación incipiente. Los manteos de la estratificación S0 y la foliación S1 son hacia el SE con 20° y hacia el S con 40°.

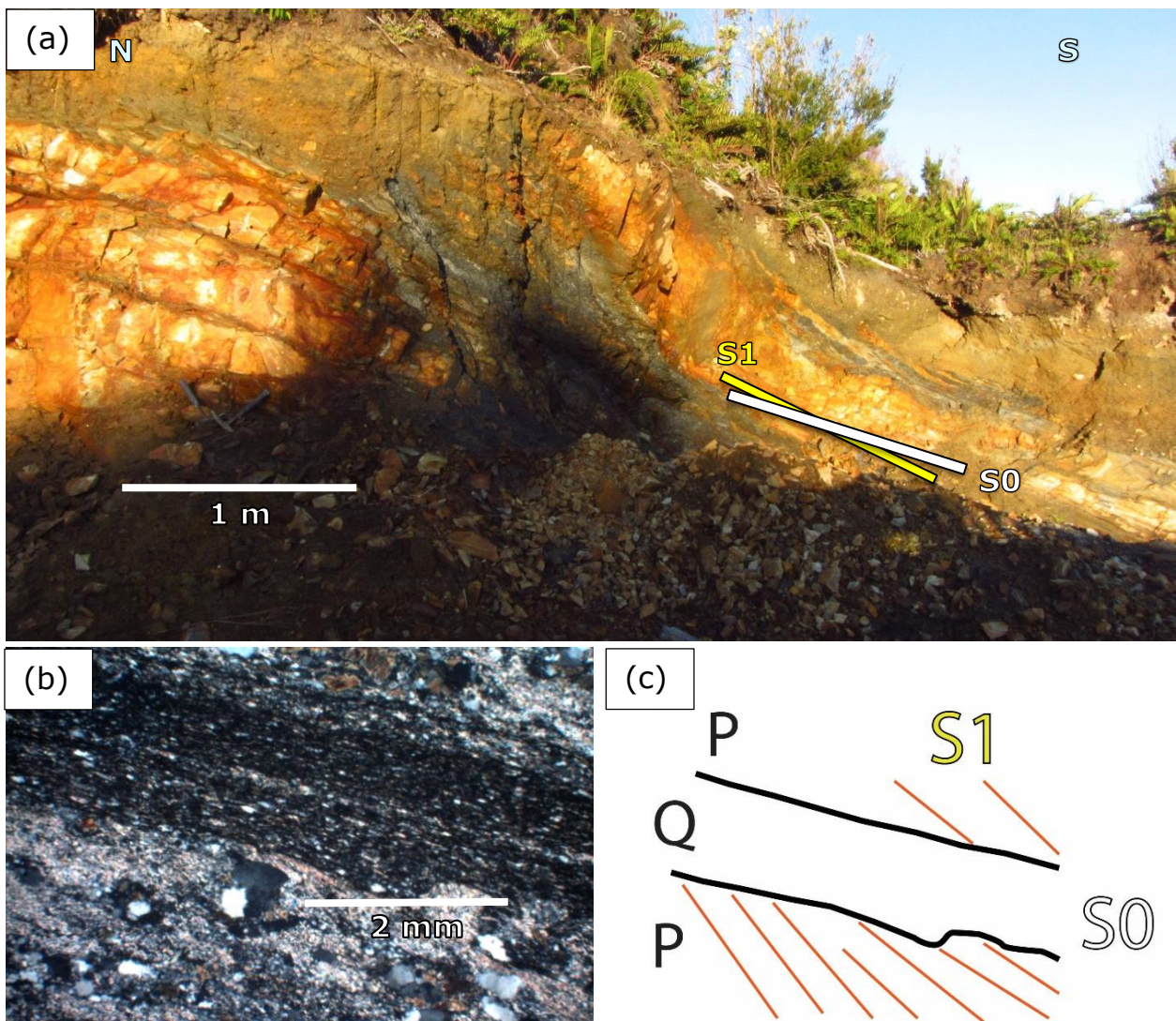


Figura 5.4: (a) En una cantera el sector Esperanza en las cernanías de la Cordillera de Zarao, donde se aprecia que la foliación S1 mantea más que la estratificación S0. La estratificación S0 y la foliación S1 mantean hacia el SE con 30° y 40°, respectivamente. (b) Lámina delgada de Esperanza en la Cordillera de Zarao, muestra FO1707. (c) Esquema de imagen (b) que muestra la leve angularidad entre la actitud del plano de estratificación S0 y la foliación S1, P: capa de metapelita, Q: capa de metapsammita.

Al suroeste de las localidades mencionadas, en el sector norte de Pinuno se observa el desarrollo de la foliación S1 incipiente, donde la relación entre su actitud espacial y aquella de la estratificación S0 muestran que el manteo de la estratificación S0 es mayor que el de la foliación S1, manteano al NNE con 20° y al NO con 10°, respectivamente con el techo en posición normal, mostrando el criterio de flanco normal basculado de un pliegue vergente al SO (Figura 5.5, a). En los sectores de Pinuno sur y Punta Quillagua, la foliación S1 se observa incipiente y mantea más que la estratificación S0 que se encuentra en posición normal, mostrando el criterio de flanco normal (Figura 5.5, b). En Punta Quillagua se encontró parte de una mesoestructura, posiblemente a pliegue S (D1) desarraigado vergente al SO (Figura 5.5, c).

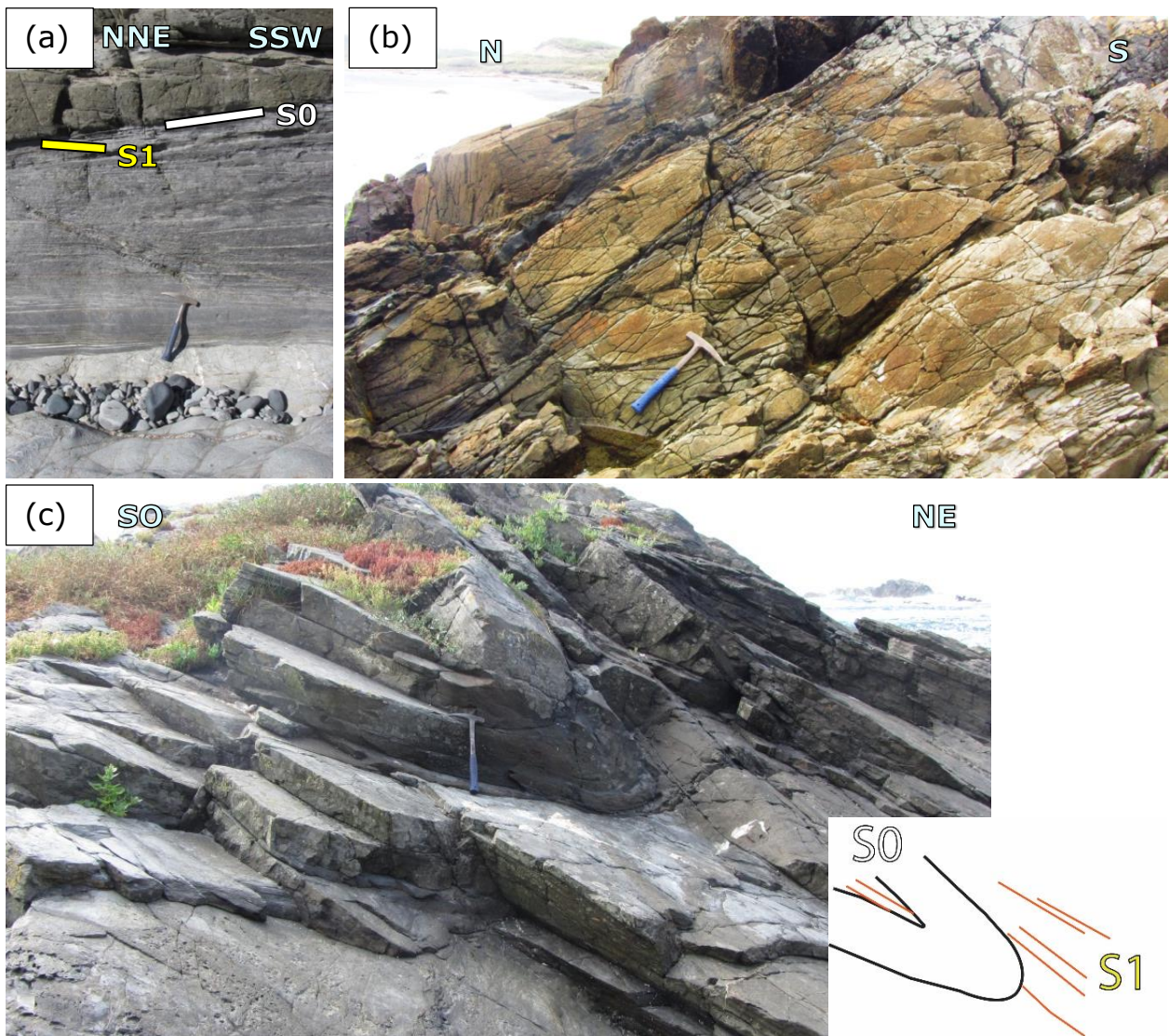


Figura 5.5: (a) Afloramiento del sector norte de Pinuno, donde se observa que el manteo de la estratificación S0 es mayor que el de la foliación S1, correspondiente al criterio del flanco normal basculado de un pliegue D1 vergente al NO. (b) Alternancias de metarenicas de grano grueso y metareniscas de grano fino en Pinuno sur, que marcan la estratificación S0 que mantea al NNE con 60°, La foliación S1 aparece incipiente. (c) Pliegue S incompleto vergente al suroreste.

En términos generales, la mayoría de los criterios de foliación vs estratificación observados en estas localidades, muestran el criterio de flanco normal, que en algunas zonas se encuentra basculado hacia el oeste, vale decir, plegado por un evento posterior. La foliación S1 mantea más que la estratificación S0, la que a microescala se caracteriza por una foliación penetrativa S1 conformada por la orientación preferente de fases minerales como Mb + Bt + Clo entre bandas de cuarzo, y menos penetrativa en las capas de metareniscas. Este criterio corresponde al flanco normal de un pliegue recumbente cuya vergencia es hacia el NO y su longitud de onda es de al menos una decena de kilómetros, ver Figura 5.17. La foliación penetrativa S1 es paralela al plano axial de este pliegue recumbente de escala regional.

5.1.2 Estructuras D2

Las estructuras D2 que afectan al CMBM consisten en una foliación penetrativa S2 que ocurre en la Cordillera de Zarao, Cerros de Cajonmo y Llico Bajo en las mismas localidades donde la foliación S1 se encuentra bien desarrollada. Esta foliación es un clivaje de crenulación S2 que pliega la foliación anterior S1, y se encuentra localizada principalmente en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa en las unidades Metavolcanitas de Zarao y la Faja Milonítica. Esta foliación está asociada a la falla inversa Zarao – Cajonmo de rumbo NNE-SSO y manteo de 50° hacia el ESE y de vergencia hacia el O, que cabalga las rocas metavolcánicas devónicas sobre las metamorfitas devónico-carboníferas de Río Llico, por medio de una Faja Milonítica de esquistos micáceos de granate con sombras de presión dentro de una foliación penetrativa sinuosa con minerales neoformados.

En los cerros Cajonmo en las nacientes del Río Surgidero, afloran metapelitas con granate de la unidad Metamorfitas del Río Llico donde la foliación S2 manta al SE con 30° (Figura 5.6). Los criterios de la actitud de la foliación vs la estratificación muestran que el manteo de la foliación S1 es mayor que el de la foliación S2, también al NE pero con 50° (Figura 5.7, a). La lineación de estiramiento mineral buza hacia el SE con 4°, y los indicadores cinemáticos de movimiento del cizalle entre capas muestran un sentido de movimiento de bloque de techo al NO (Figura 5.7, b).

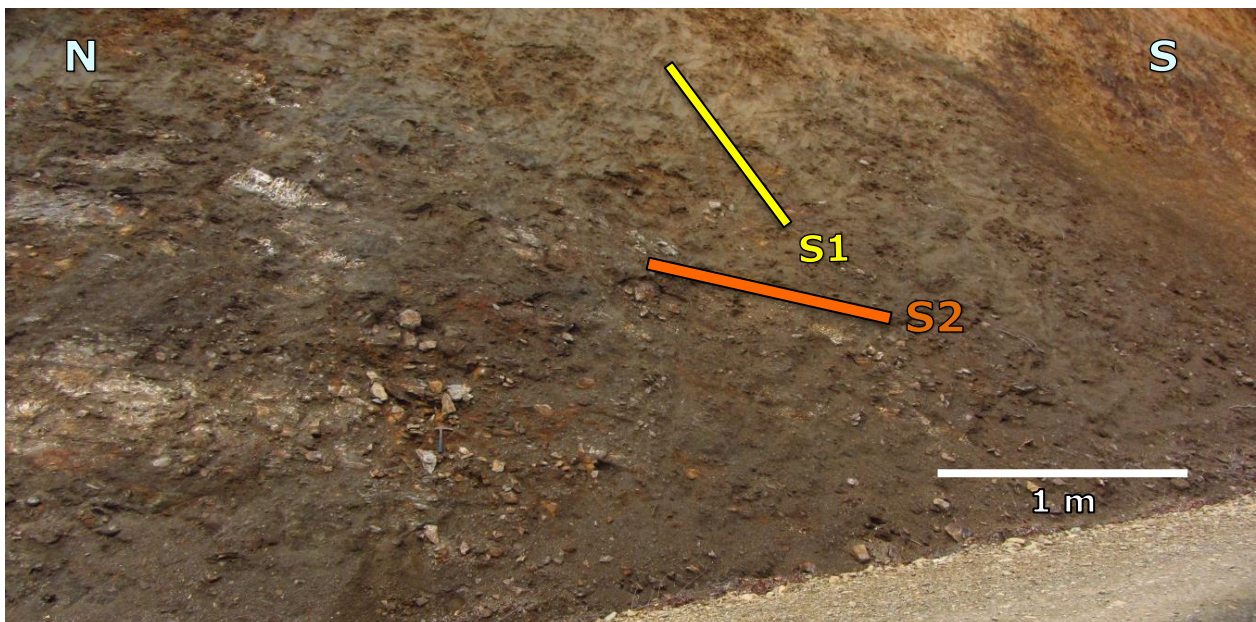


Figura 5.6: (a) Vista de afloramiento de micaesquistos de granate en La Cordillera de Cajonmo, donde la foliación principal S2 manta al SE con 30°. Acercamiento de la imagen anterior, la foliación S1 manta más que la foliación S2 también al NE pero con 50°.

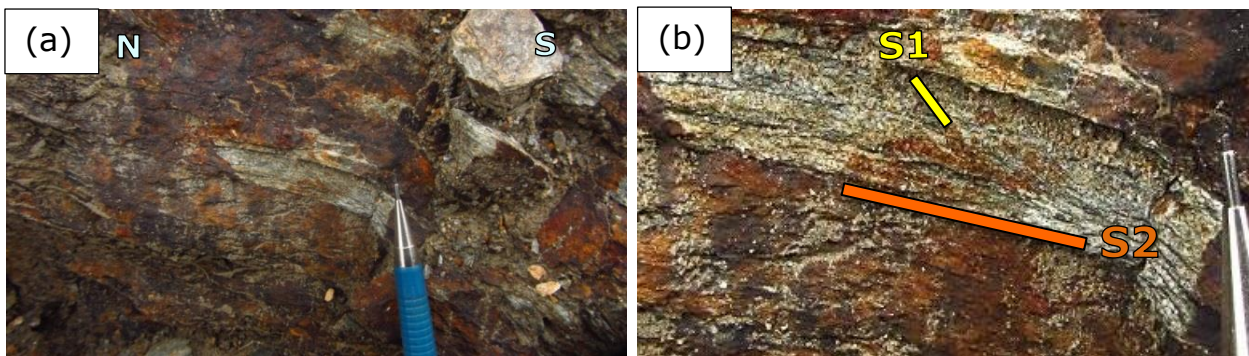


Figura 5.7: (a) Los indicadores cinemáticos de movimiento del cizalle entre capas muestra el sentido de movimiento de bloque de techo al NO. (b) Acercamiento de imagen (a).

Microscópicamente la foliación S2 consiste en un clivaje de crenulación donde las fases minerales de $Ilm + Bt + Clo + Pl \pm Ms \pm Grt$ se orientan preferentemente en ese plano de clivaje (Figura 5.8, a y b). Este clivaje de crenulación pliega la foliación S1 que se encuentra espaciada por los microlitones de cuarzo. En algunos nódulos ricos en cuarzo se aprecia la foliación S1 representada por pequeñas micas blancas oblicuas a la foliación principal S2 formando un clivaje conjugado (Figura 5.9, a).

Algunos granates se desarrollan sin-S2 presentando inclusiones helicíticas de Ep, Cz, Ap, Bt, Ms, Ilm que marcan la foliación anterior S1 (Figura 5.8, a y b), y otros cristalizan sobre la foliación siendo granates pos-S2. Otro granate encontrado en Las Cuyas, presenta sombras de presión (Figura 5.9, b). También se desarrollan otros minerales pos-S2 como cloritas que preservan internamente las bandas kink de la foliación S2 (Figura 5.9, c). En Zarao también se aprecia el clivaje de crenulación S2 plegando a la foliación anterior S1 (Figura 5.9, d). Además del granate en las cercanías de Zarao, se observan pseudomorfos de porfidoblastos desarrollados previamente reemplazados completamente por mica blanca y clorita (Figura 5.9, e).

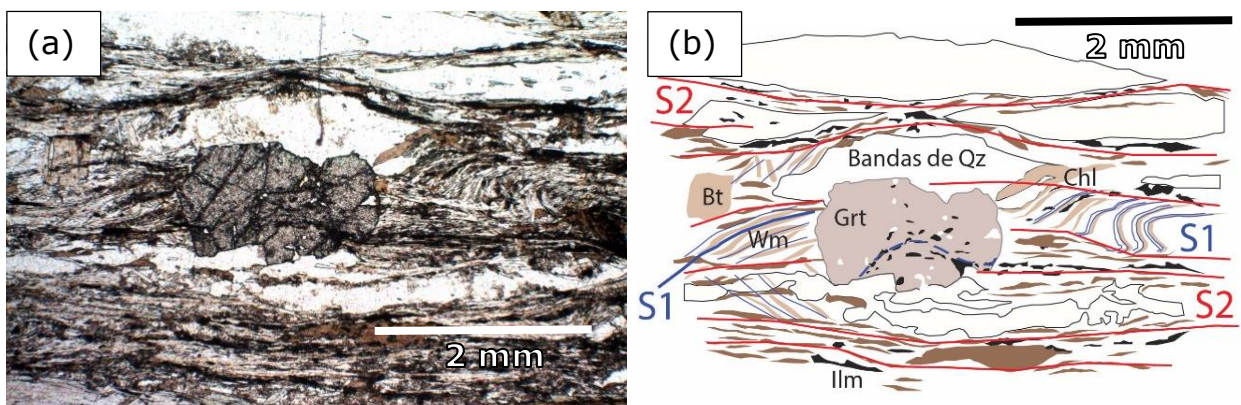


Figura 5.8: (a) Lámina delgada FO1710 de Cajonmo. (b) Microestructura de imagen (a) que muestra el clivaje de crenulación S2 que pliega a la foliación anterior S1 con un granate sin-S2.

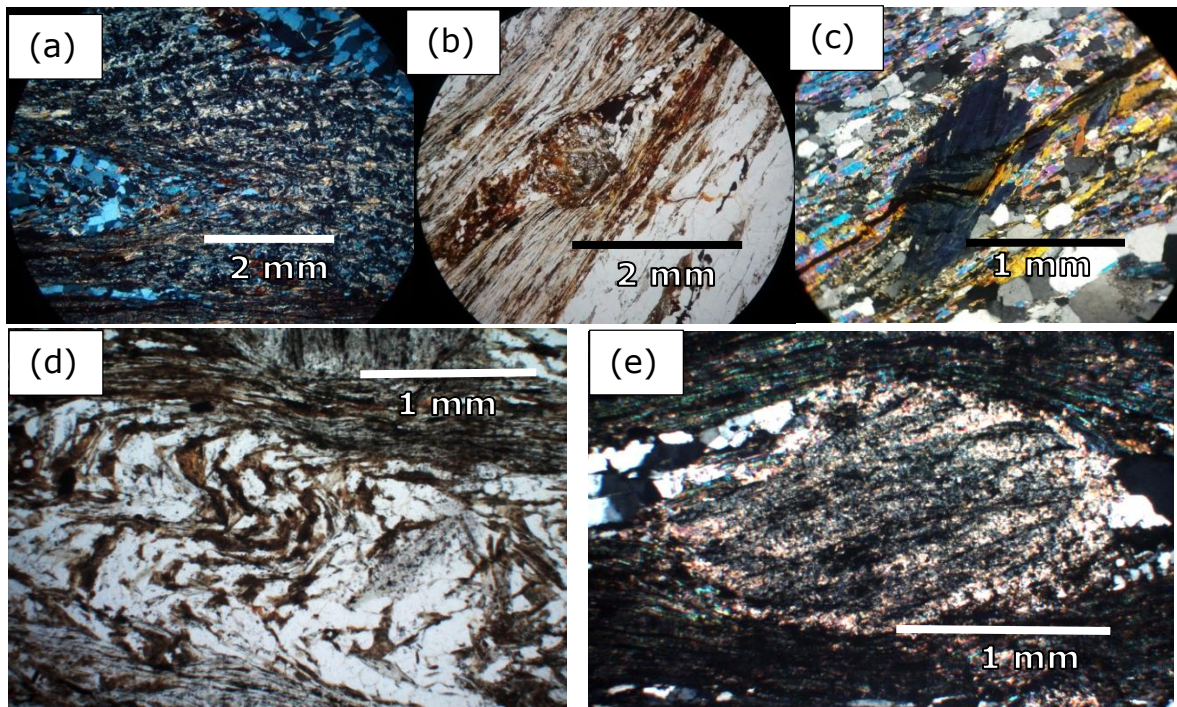


Figura 5.9: (a) Clivaje conjugado entre S1 y S2 en nódulos de cuarzo. (b) Granate sin-D2 con sombras de presión y foliación anastomosada en Zarao (FO1704). (c) Banda kink en clorita pos-D2 (FO1710). (d) Clivaje de crenulación D2 en Zarao (FO1704). (e) Mineral pseudomorfo de un porfidobasto sigmoide reemplazado por micablanca (FO1704).

También esta foliación penetrativa S2 aparece en rocas de la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa en la desembocadura del Río Llico, en Llico Bajo (Figura 5.10, a). La foliación S2 penetra en los esquistos samopelíticos de las Metamorfitas del Río Llico, manteniendo 10° al O. En una vista más cercana del afloramiento, se puede observar las relaciones entre las actitudes del clivaje de crenulación S2 y la foliación S1, siendo esta última la que mantiene más hacia el NO con 70° (Figura 5.10, b). Esta foliación S2 se encuentra asociada a antifórmes y sinfórmes de longitud de onda más corta que los pliegues D1.

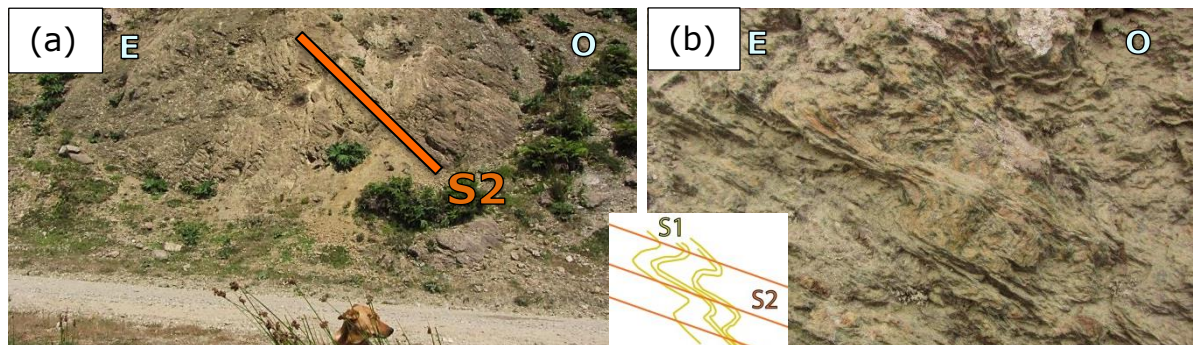


Figura 5.10: (a) Corte de camino a Llico Bajo por la ribera del Río Llico, donde la foliación S2 aparece penetrativa en los esquistos samopelíticos del CMBM, manteniendo al O con 40° . (b) Acercamiento del afloramiento anterior donde se observa las relaciones de las actitudes del clivaje de crenulación S2 y la foliación S1 las que mantienen al O con 40° y NO con 70° , respectivamente.

5.2 Estructuras asociadas a la unidad Metabasitas de Estaquilla

En vista de las edades más jóvenes obtenidas en rocas de la Unidad Metabasitas de Estaquilla, que sugieren que esta unidad podría haberse emplazado con posterioridad a la Orogenesis Gondwanica, las estructuras que presentan han sido denominadas como S1* y S2*. Estas foliaciones se asocian a dos eventos deformacionales D1* y D2*. Las localidades donde se registran estructuras representativas de los eventos D1-2* son: Llico Bajo, Huahuar, Miramar y Estaquilla.

5.2.1 Estructuras D1*

Las estructuras D1* sólo afectan a la unidad Metabasitas de Estaquilla y consisten en escasas mesoestructuras como pliegues S, Z y estructuras asimétricas, observadas en afloramientos representativos que serán presentadas de norte a sur.

En la ribera norte de la desembocadura del Río Llico se puede apreciar la única mesoestructura vergente al NE, un pliegue S de Fase 1* que deforma las variaciones texturales primarias del protolito de las metabasitas de la UME, cuyo plano axial corresponde a la foliación S1* que mantea hacia el SSO con 20° (Figura 5.11, a). En la ribera sur de la desembocadura del Río Llico, las metabasitas de la UME presentan una foliación penetrativa S1* que está casi paralela a los contactos de las variaciones texturales primarias del protolito. Esta foliación S1* mantea al SO con 20° (Figura 5.11, b) y se asocia al plano axial de un pliegue Z de Fase 1* isoclinal apretado vergente al SO (Figura 5.11, c y d).

Unos 400 metros al sur de la desembocadura del Río Llico, se logra apreciar una mesoestructura muy similar a la anterior, un pliegue Z de Fase 1* vergente al SO que afecta a estas metabasitas, desarrollando una foliación de plano axial S1* que mantea hacia el SSO con 20°, cuya la lineación estiramiento mineral en actinolita buza hacia al SO con 18° (Figura 5.12, a). En el mismo afloramiento se distingue el mismo criterio cinemático, una estructura S – C con sentido de movimiento de bloque de techo al SO (Figura 5.12, b).

Más al sur en la desembocadura del río Huahuar, en el mismo sitio de extracción de la muestra FO1399 de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en circón ígneo de 65.0 ± 0.6 Ma, se observan los mismos criterios cinemáticos de los afloramientos del norte. El manteo de esta foliación penetrativa S1* en las Metabasitas de Estaquilla es hacia al SSE con 50° (Figura 5.13, a). Una vista más detallada del afloramiento permitió observar los indicadores cinemáticos de la estructura

S – C, que muestra el sentido de bloque de techo hacia el SO y la lineación de estiramiento mineral en actinolitas que buza hacia el SO con 4° (Figura 5.13, b).

Las microestructuras de Fase 1* que afectan a las Metabasitas de Estaquilla, constan de una foliación penetrativa S1* anastomosada en una textura nematoblástica conformada por las fases minerales Act + Clo + Pl + Bt + Zoi + Ep + Tit + Cz + Op (Figura 5.13, c). Esta foliación S1* desarrolla estructuras S-C y sombras de presión alrededor de porfidoblastos de mayor tamaño de actinolita, plagioclasa y zoicita (Figura 5.13, d).

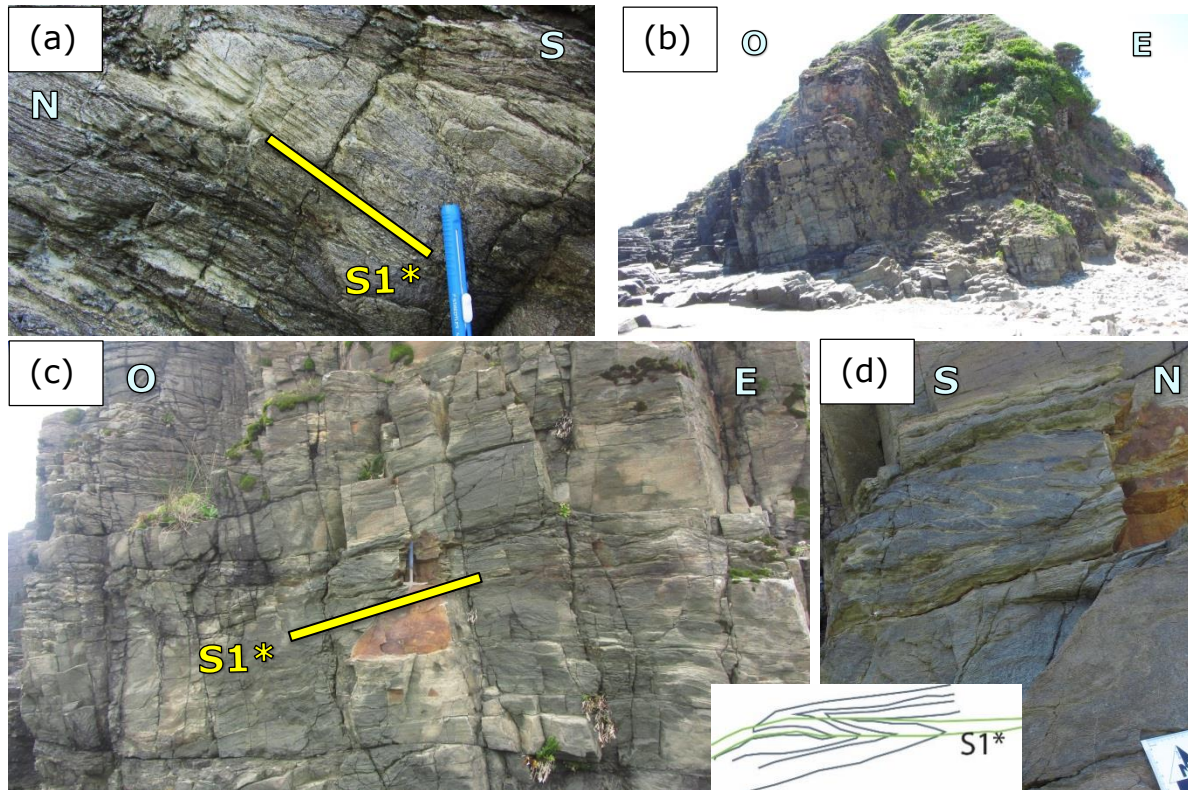


Figura 5.11: (a) Afloramiento de la ribera norte de la desembocadura del Río Llico, donde se observa un pliegue de Fase 1* vergente al noreste que deforma las metabasitas de la UME, la foliación S1* miente hacia el SSO con 20°. (b) Afloramiento en la ribera sur de la desembocadura del Río Llico, se observa la foliación S1* que miente al SO con 20° y afectan penetrativamente a las metabasitas de la UME. (c) Acercamiento de (b) que muestra la presencia de un pliegue Z de Fase 1* vergente al SO, que pliega las bandas texturales primarias de las Metabasitas de Estaquilla. (d) Vista en detalle de (c) donde está el martillo, pliegue Z (D1*) vergente al SO.

En términos generales, la foliación penetrativa S1* se observa anastomosada con numerosas estructuras S-C dentro de una textura nematoblástica. Los indicadores cinemáticos de las estructuras S-C y las estructuras asimétricas muestran el sentido de movimiento de bloque de techo al SO, consistentes con las lineaciones de estiramiento mineral de actinolita que tienen el mismo rumbo. Según la información disponible, esta foliación

penetrativa S1* se encuentra paralela al plano axial de uno o varios pliegues cerrados y recumbentes de longitud de onda entre 5 a 10 km.

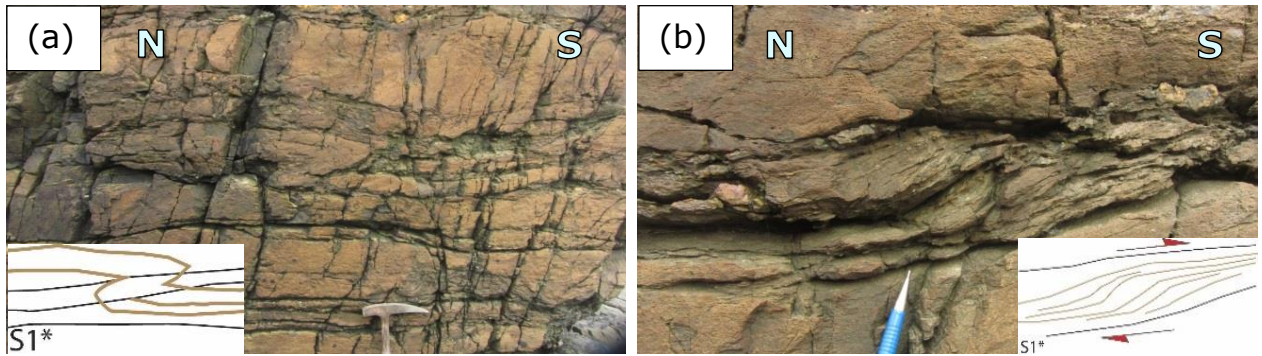


Figura 5.12: (a) Afloramiento ubicado a 400 m al sur de la desembocadura del Río Llico, donde se observa un pliegue Z de Fase 1* vergente al SO, la foliación de plano axial S1* mantea hacia el SSO con 20°. (b) Acercamiento del afloramiento anterior donde se aprecia una estructura S - C y la foliación S1* anastomosada, con sentido de movimiento de bloque de techo al SO.

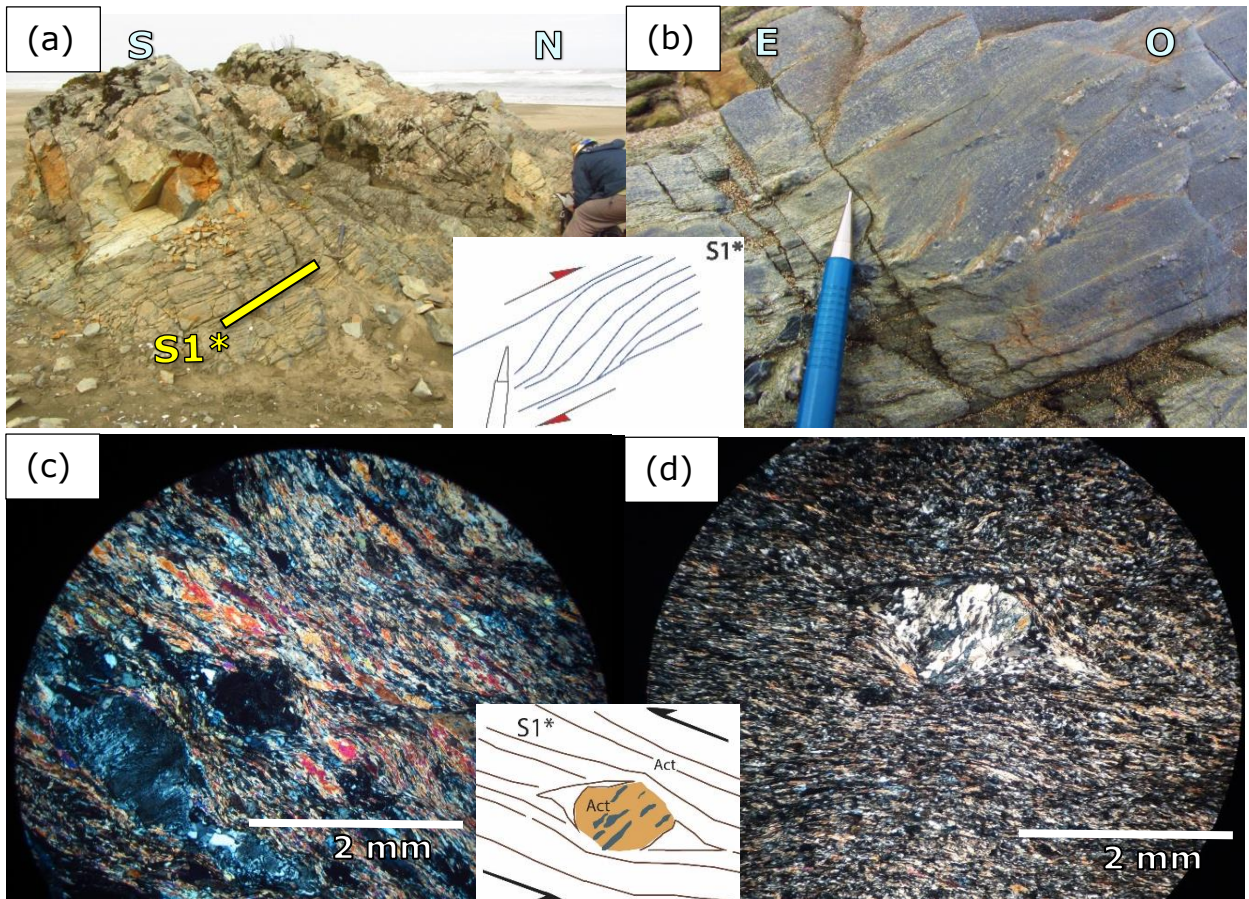


Figura 5.13: (a) Vista de afloramiento de las Metabasitas de Estaquilla en Huahuar. La foliación S1* mantea al SSE con 50°. (b) Acercamiento del afloramiento anterior donde se observa los indicadores cinemáticos de la estructura S - C, que muestra el sentido de bloque de techo hacia el SO. (c) Foliación anastomosada S1* que conforma la textura nematoblástica en muestra extraída en Llico Bajo. (d) Dominios de clivaje S1* de actinolita envolviendo porfidoblastos de actinolita con desarrollo de sombras de presión en Llico Bajo.

5.2.2 Estructuras D2*

Las estructuras D2* sólo afectan a la unidad Metabasitas de Estaquilla, y consisten en sinformes y antifformes abiertos de menor longitud de onda que los pliegues D1* (Figura 5.14, a), cuyos ejes B2 tienen un rumbo generalizado NE-SO. Estas estructuras a escala de afloramiento se observan en bandas kink que pliegan a la foliación anterior S1*, que en el plano axial de las bandas kink desarrolla un clivaje de crenulación S2* de disposición subvertical (Figura 5.14, b). Las microestructuras consisten en una foliación incipiente S2* sin blastesis mineral, asociada un clivaje de crenulación en el plano axial de bandas kink (Figura 5.14, c).

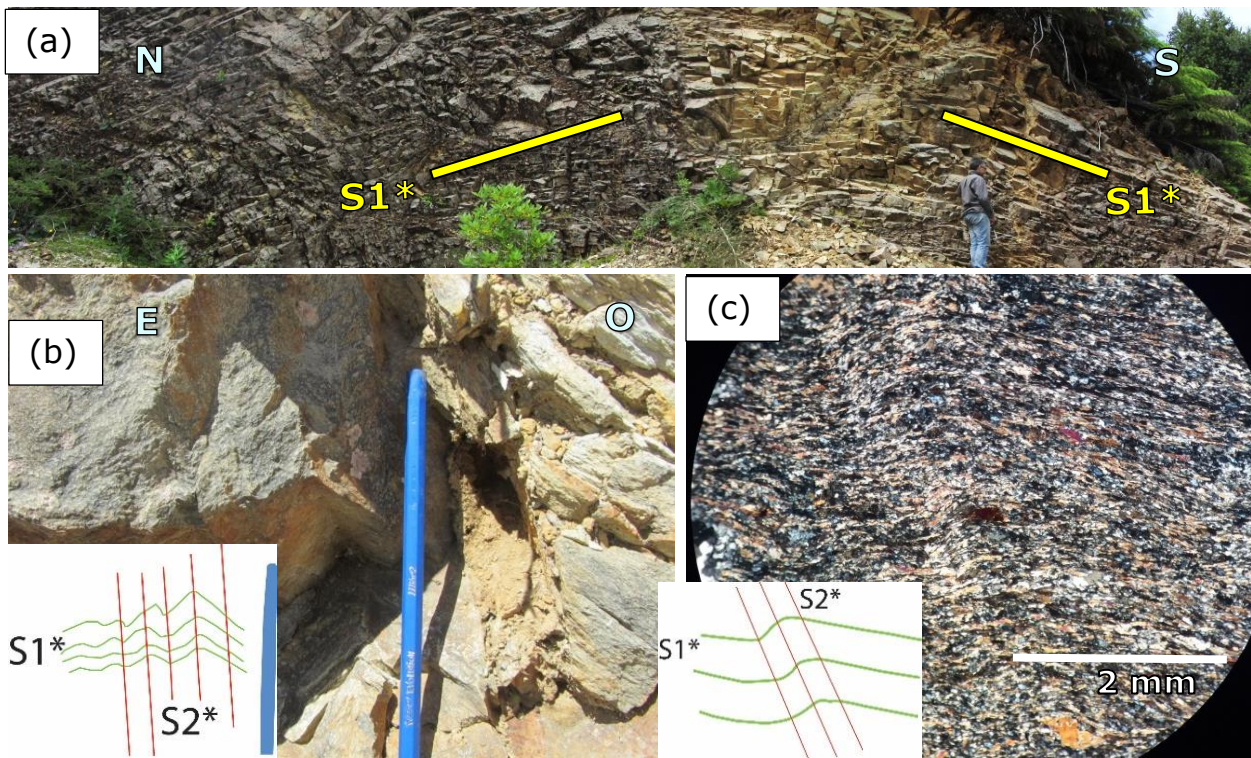


Figura 5.14: (a) Antifforme abierto de Fase 2*, el flanco izquierdo miente hacia el SO con 46° y el flanco derecho miente al S con 20°. (b) Foliación S1* miente al SSO con 56°, el eje L2* de crenulación buza hacia el S con 40° y su plano axial S2* subvertical. (c) Clivaje de crenulación S2* sin blastesis mineral, en Huahuar.

5.2.3 Estructuras en condiciones frágiles

Las estructuras frágiles presentes en el área de estudio consisten en fallas normales de alto ángulo de carácter regional y local, que se ubican en ciertos valles de rumbo NNO-SSE y E-O. Estas afectan principalmente al

basamento metamórfico, y en algunas zonas ponen en contacto lateral formaciones cenozoicas. Las estructuras fueron observadas de norte a sur en las localidades de Yervas Buenas, Llico Bajo, Cajonmo y río Surgidero.

En Yervas Buenas, se observa la falla normal Estero Yervas Buenas de rumbo NNO-SSE que miente hacia el ENE con alto ángulo, mapeada por Duhart (1999), y controla la sedimentación de los estratos de Cheuquemó (OIMc) que mientan 30° hacia el oeste (Figura 5.15, a). En un corte de camino en Llico Bajo, se aprecia la falla inversa Llico Bajo de rumbo NO-SE que miente con 40° hacia el SO. Esta falla pone en contacto lateral las metapelitas del CMBM con las metabasitas de la UME y la zona de falla está muy triturada (Figura 5.15, b). En otro corte de camino en los Cerros de Cajonmo se observaron fallas normales sucesivas de rumbo E-O y miente 50° al N, que ponen en contacto lateral los depósitos terciarios con las metapelitas del CMBM (Figura 5.15, c). En el río Surgidero, a escala de afloramiento afloran estrías de falla, cuya lineación de estria buza hacia el O con 80° , y se encuentran contenidas dentro de un plano de rumbo N-S (Figura 5.15, d). Las estrías poseen escalones indicativos de movimiento de bloque colgante hacia el O.

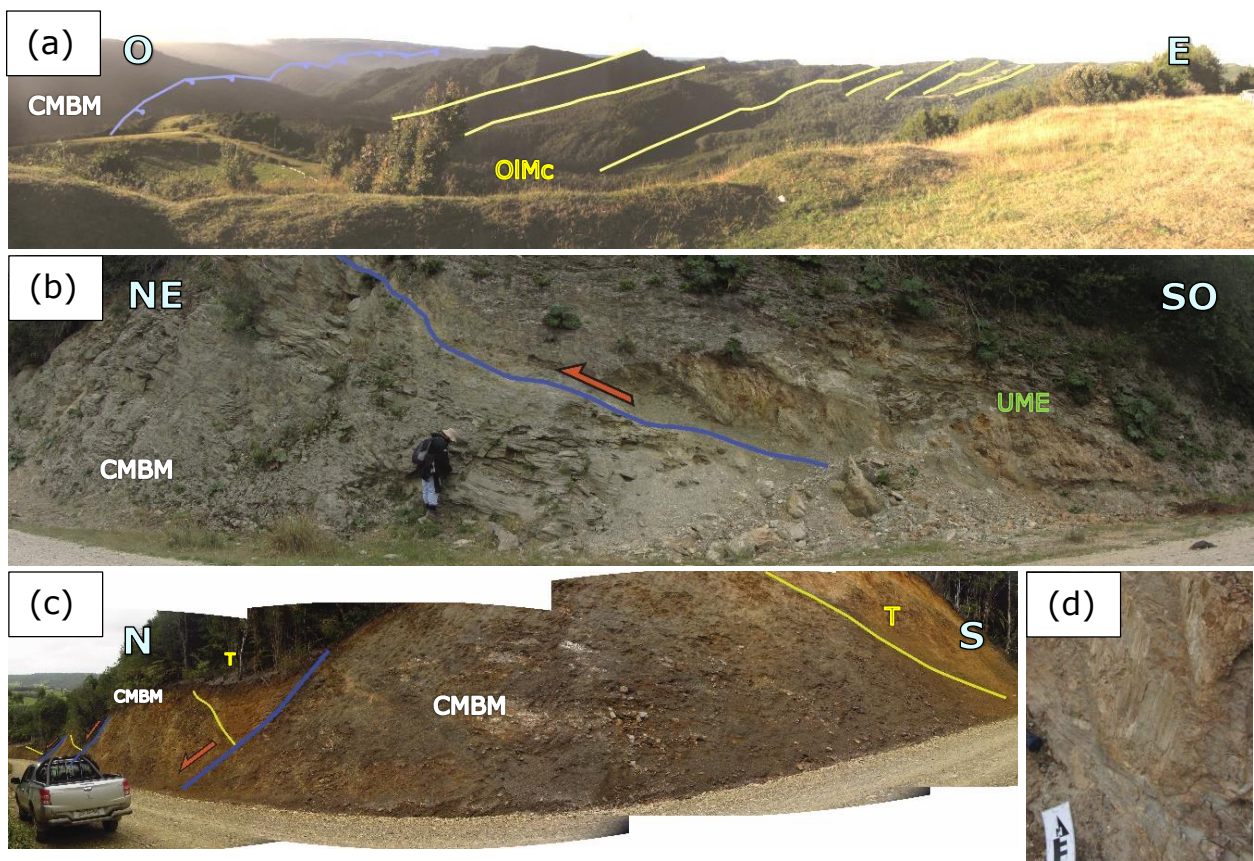


Figura 5.15: (a) Falla normal Estero Yervas Buenas (línea azul) que miente hacia el este y acomoda los estratos de edad oligocena-miocena (líneas amarillas) que mientan 30° hacia el O sobre el CMBM. (b) Falla normal vergente al SO en Llico Bajo, que pone en contacto las metapelitas del CMBM y la UME. (c) Fallas normales que mientan al norte y ponen en contacto las rocas cenozoicas con las metapelitas del CMBM. (d) Estrías de falla en el CMBM subverticales dentro de una falla normal, el bloque colgante cae hacia el O.

En la cantera de Esperanza en el alto de la Cordillera de Zarao, aflora una falla inversa de rumbo N10°E y manteo de 40° hacia el E, que cabalga alternancias de metareniscas y metapelitas sobre alternancias de metareniscas, ambas de la unidad de las Metamorfitas del Río Llico (Figura 5.16). El cabalgamiento se desarrolla en la capa más incompetente, la metapelita, que se encuentra muy fracturada y arcillizada. En el bloque yacente en la capa más competente de metarenisca, se observan estrías de falla, cuya línea representativa buza con 30° hacia el S. Los indicadores cinemáticos de estas estrías indican una vergencia de esta falla inversa hacia el O, con componente de rumbo dextral.



Figura 5.16: Cantera en el alto de la Cordillera de Zarao, cercano a Esperanza, donde se muestra una falla inversa vergente al O con componente de rumbo dextral, que cabalga una alternancia de metareniscas y metapelitas sobre metareniscas, ambas secuencias correspondientes a las Metamorfitas del Río Llico.

5.2.4 Perfiles Geológicos

La información de campo recabada complementada con los trabajos de Marambio (2015), Veas (2017) y Vildoso (2017), y los antecedentes del mapa geológico de Duhart (1999) es presentada en el mapa geológico de basamento del inicio de este capítulo (Figura 5.1). Las trazas en rojo corresponden a cinco perfiles geológicos que atraviesan la Cordillera de la Costa entre los 41,1° y 41,6°S. De los perfiles geológicos se puede extraer que en el segmento estudiado, la foliación penetrativa S1 está asociada al clivaje de plano axial de pliegues regionales recumbentes vergentes al noroeste de longitud onda de decenas de kilómetros, donde sólo pudo observarse la relación clivaje vs estratificación de un flanco normal (Figura 5.17).

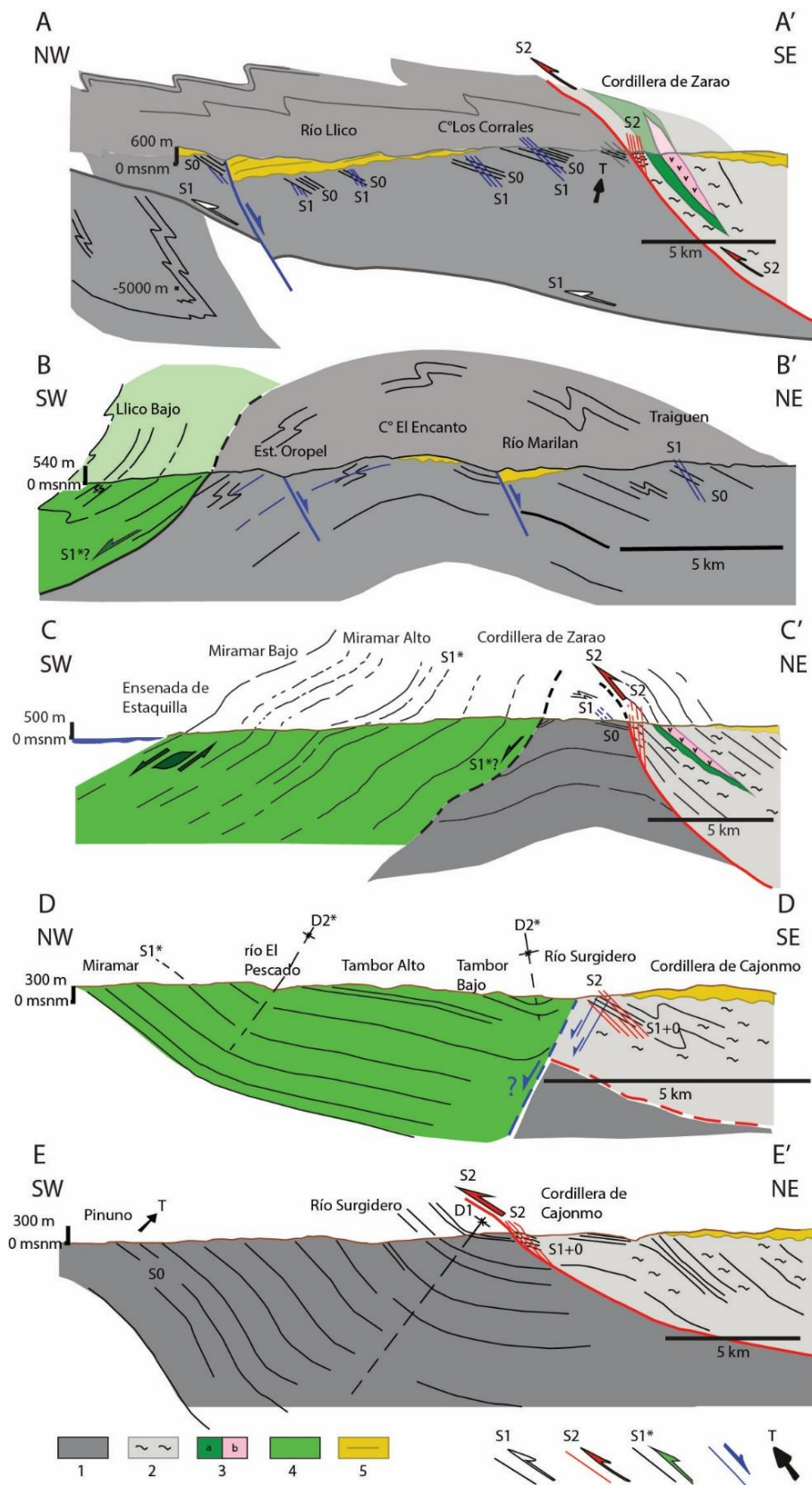


Figura 5.17: Cortes geológicos de la Cordillera de la Costa en el segmento entre los 41,1° y 41,6°S. (1) Metamorfitas del Río Llico - (2) Faja milonítica - (3) Metavolcanitas de Zarao: (a) Metabasitas, (b) Metatraquitas - (4) Metabasitas de Estaquilla - (5) Rocas sedimentarias cenozoicas, (en azul) fallas neogenas y (T) posición del techo.

Esta foliación tiene tres dominios que de norte a sur son los sectores de: Llico Bajo – Traiguén, Las Cuyas – Zarao y Pinuno – Punta Quillagua, cuyos planos representativos tienen rumbos y manteos; ONO-ESE/26°SO, ENE-OSO/35°SE y NNO-SSE/30°ENE, respectivamente (Figura 5.18). De los estereogramas se puede desprender que los cambios de manteo conforman pliegues abiertos de Fase 2 con planos axiales de rumbo NNE-SSO/75°ONO y ONO-ESE/80°SSO, en los sectores norte y sur, respectivamente. El clivaje de crenulación S2 se encuentra en las cercanías de la zona de falla inversa de rumbo NNE-SSO que monta las rocas más antiguas de la Cordillera de Zarao sobre las Metamorfitas del Río Llico hacia el oeste.

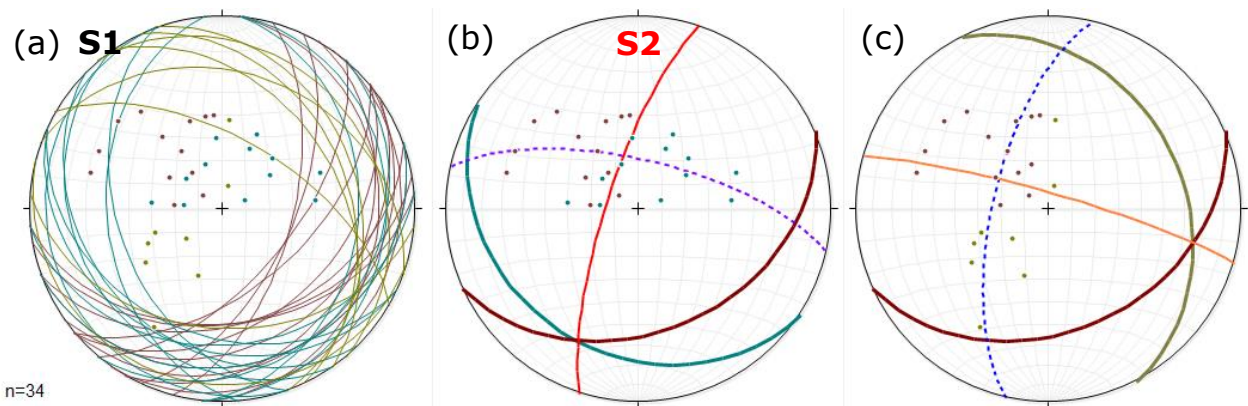


Figura 5.18: Estereogramas que muestran las mediciones de planos S1 entre los 41,1° y 41,6°S: (a) ploteo de todos los datos S1, n = 34 (líneas turquesas = Llico Bajo – Traiguén; líneas burdeos = Las Cuyas – Zarao; líneas de color verde = Pinuno – Punta Quillagua). (b) planos resultantes de la concentración de polos de los sectores de Llico Bajo – Traiguén (línea turquesa) y Las Cuyas – Zarao (línea burdeo), la línea punteada de color lila corresponde al plano perfil (π) y la línea roja al plano axial resultante S2, sector norte. (c) planos resultantes de la concentración de polos de los sectores Las Cuyas – Zarao (línea burdeo) y Pinuno – Punta Quillagua (línea verde), la línea punteada de color azul corresponde al plano perfil (π) y la línea naranja al plano axial resultante, sector sur.

Por otro lado, la deformación asociada a la unidad Metabasitas de Estaquilla, comprende de una foliación penetrativa S1* que posee dos orientaciones preferentes observadas en una red estereográfica (Figura 5.19, a). Del estereograma se extrae que la orientación preferente más abundante tiene un rumbo NNW-SSE y manteo de 20° al SSW, mientras que la menos abundante tiene un rumbo ENE-WSW y manteo de 40° al sur (Figura 5.19, b). La foliación S1*, se encuentra plegada por pliegues abiertos D2* de longitud de onda del orden de 500 m, de plano axial S2* de rumbo NE-SO y manteo 70° al NW, cuyos ejes B2 están inmersos hacia el SW con 20° (Figura 5.19, b).

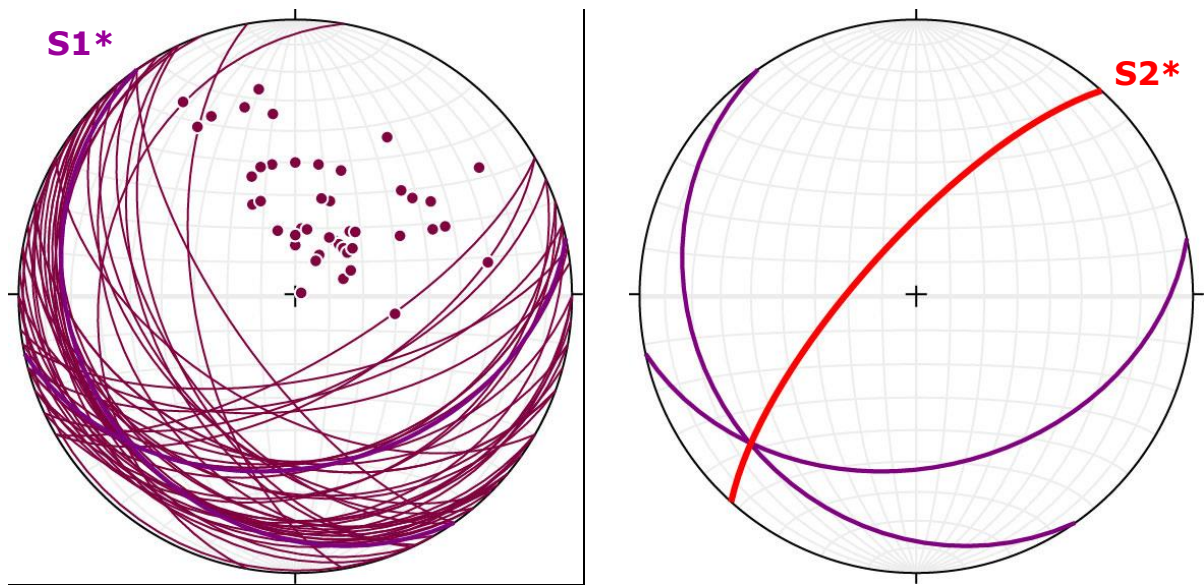


Figura 5.19: Estereogramas que muestran las mediciones de planos $S1^*$ de la unidad Metabasitas de Estaquilla, entre las localidades de Llico Bajo, Huahuar, Estaquilla, Miramar y Tambor Alto: (a) ploteo de todos los datos de $S1^*$ ($n=47$) y sus polos, líneas y puntos morados, (b) planos resultantes preferentes extraídos de la concentración de polos del estereograma (a), y el cálculo de plano axial $S2^*$ en rojo.

Capítulo 6. Modelamiento geotermobarométrico

En el presente capítulo se presentarán los datos de composición química de rocas y minerales de un esquistos micáceo de granate (FO1710) de la unidad de Faja Milonítica del Complejo Metamórfico Bahía Mansa, ubicado en los Cerros de Cajonmo. Estos datos fueron procesados en el software PERPLEX de Conolly (1990) y permitieron establecer las condiciones de P-T que sufrió esta roca durante el transcurso de su enterramiento y exhumación. La muestra fue seleccionada por poseer fases minerales que podrían presentar un mayor grado metamórfico observable, sobre todo por la presencia de granate, ya que posee un amplio rango de estabilidad y al estar zonado, puede trazar una o más fases de crecimiento (Spear et al., 1984).

6.1 Geoquímica de roca total

La composición química de roca total de la muestra FO1710, requeridas para el cálculo de pseudosecciones P-T, fue determinada con un espectrómetro de fluorescencia de rayos X (XRF) en la Universidad de Stuttgart. Los resultados de las composiciones de los óxidos de elementos mayores son presentados en la Tabla 1.

Tabla 1: Composiciones de óxidos de elementos mayores en porcentaje en peso (wt%) de un esquistos micáceo de granate (FO1710), y sus respectivas modificaciones para el cálculo de las pseudosecciones.

wt% inicial		CaO reducido por apatito		wt% normalizado	
		H ₂ O fijado en 3%wt			
SiO ₂	62.269	SiO ₂	62.269	SiO ₂	63.023
Al ₂ O ₃	18.857	TiO ₂	0.745	TiO ₂	0.754
MnO	0.062	Al ₂ O ₃	18.857	Al ₂ O ₃	19.085
MgO	1.632	FeO	5.261	FeO	5.324
CaO	0.926	O ₂	0.041	O ₂	0.041
Na ₂ O	2.075	MnO	0.062	MnO	0.063
K ₂ O	4.106	MgO	1.632	MgO	1.652
TiO ₂	0.745	CaO	0.756	CaO	0.765
P ₂ O ₅	0.129	Na ₂ O	2.075	Na ₂ O	2.100
Fe ₂ O ₃	5.846	K ₂ O	4.106	K ₂ O	4.156
CO ₂	-	H ₂ O	3.000	H ₂ O	3.036
H ₂ O	-	CO ₂	-	CO ₂	-
Sum	94.785	Sum	98.804	Sum	100.00

Para efectos del modelamiento termodinámico, la composición inicial asumida para la roca estudiada fue levemente modificada para cuadrar el sistema de 11 componentes. El contenido de CaO fue reducido de 0.926 a 0.765 acorde a la cantidad de P de la roca total, asumiendo que este elemento está ligado al apatito (Calderón et al., 2017). El contenido de oxígeno de 0.041 wt% fue elegido a corresponder al 10% Fe³⁺ del total del hierro (Massone et al., 2007b). El contenido de H₂O fue fijado al 3%wt para garantizar una fase fluida hidratada libre en el rango P-T de la pseudosección (Calderón et al., 2017). Finalmente, estas modificaciones de las composiciones de óxidos mayores fueron normalizadas al 100% expuestas en la Tabla 1.

6.2 Química mineral

Las composiciones químicas de minerales del esquisto micáceo de granate (FO1710) fueron obtenidas por la Universidad de Stuttgart con una microsonda electrónica (EPMA) CAMECA SX100. Las fases minerales analizadas fueron: granate, mica blanca, clorita, biotita, plagioclasa e ilmenita, cuyos resultados en porcentaje en peso de elementos mayores son presentados en el Anexo 1. En adición, se realizaron mapas de concentración de elementos mayores en granate, para ver la zonación de elementos como Ca, Fe, Mn y Mg dentro del mineral.

Las formulas estructurales y varios parámetros (principalmente fracciones molares X de las componentes de los miembros extremos) se calcularon usando el programa CALCMIN (Brandelik, 2009) de la siguiente manera: granate, O=24 átomos, de 10 cationes coordinados seis y ocho; biotita, O= 11, todo el Fe es divalente; mica blanca, valencia = 42, cationes sin cationes intercalados ≤ 12.1 ; clorita, O= 28, todo el Fe es divalente; feldespato, O= 8; ilmenita, O= 3, cationes = 2. La sigla apfu (*atom per formula unit*) se utiliza para los átomos por unidad de formula.

6.2.1 Granate

El granate es una fase subordinada en los esquistos que constituye alrededor del 1 % del volumen de la muestra FO1710. Se analizaron dos granates, en un perfil cada uno. El primer perfil correspondiente a la línea 1, es un perfil que atraviesa de borde a borde a un granate de diámetro 250 μm con un total de 32 puntos. Este granate presenta sus caras bien definidas y en su parte central incorpora inclusiones que trazan un camino casi en línea recta, mientras que en los bordes existen otras inclusiones que se orientan de manera aleatoria. Los rangos composicionales de este porfidoblasto muestran

patrones planos, pero con algunas variaciones en el centro del porfidoblasto (Figura 6.1). Cabe destacar que en los bordes del porfidoblasto hay una disminución de X_{Fe} de 0.733 a 0.724 y X_{Mg} de 0.065 a 0.061, y un aumento de X_{Mn} de 0.146 a 0.150, y X_{Ca} 0.053 a 0.063.

El segundo perfil equivalente a la línea 2, la traza recorre de borde a centro a un granate de diámetro 500 μm . Este porfidoblasto tiene los bordes rectos y presenta inclusiones de ilmenita distribuidas aleatoriamente. El perfil de la Línea 2 a diferencia de la Línea 1, exhibe una zonación química más notoria que de borde a centro, muestra una disminución de X_{Fe} de 0.729 a 0.671 y X_{Mg} de 0.068 a 0.058, y un aumento de X_{Mn} de 0.151 a 0.198, y X_{Ca} 0.051 a 0.061 (Figura 6.2). Esta zonación química es bien observada en los mapas de distribución de intensidad de rayos X para Fe, Mn, Mg y Ca (Figura 6.3).

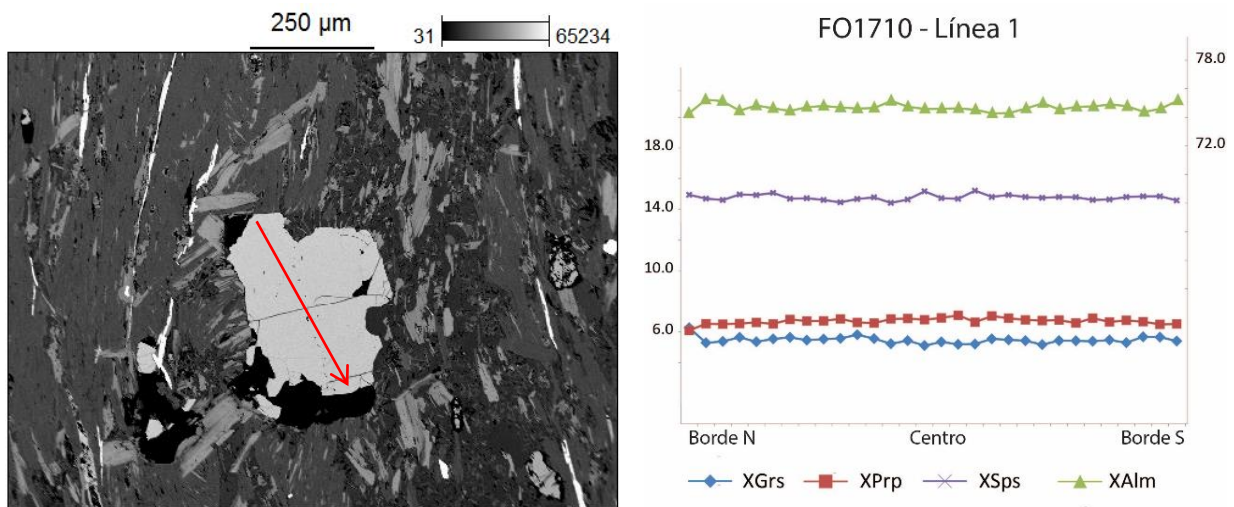


Figura 6.1: Imagen SEM con la traza del perfil de la Línea 1 (flecha roja) y los perfiles químicos a través del porfidoblasto de granate del esquistó micáceo (FO1710).

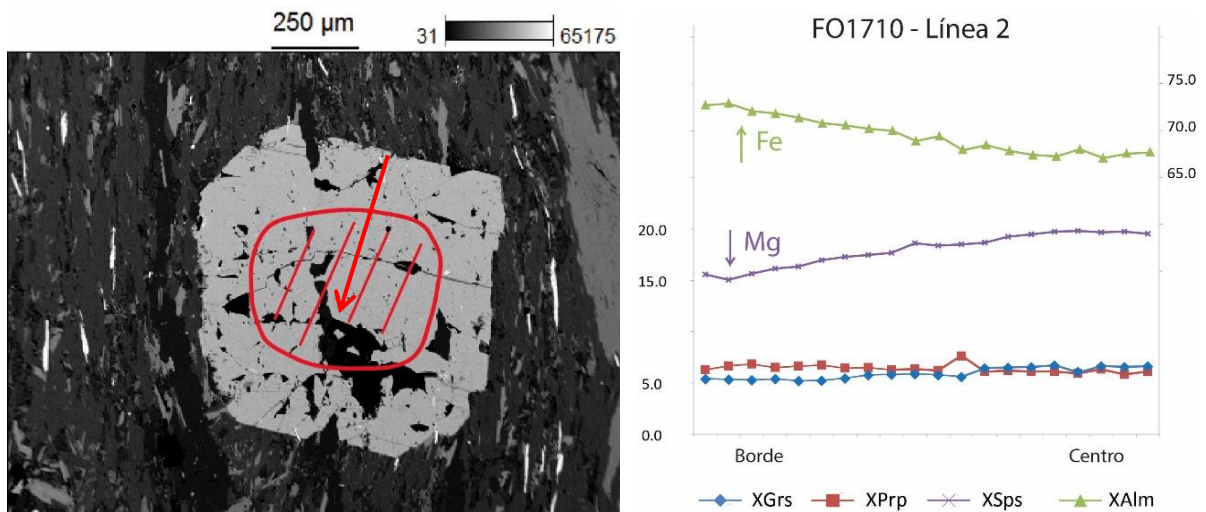


Figura 6.2: Imagen SEM con la traza del perfil de la Línea 2 (flecha roja) y sus respectivos perfiles químicos del granate de borde a centro.

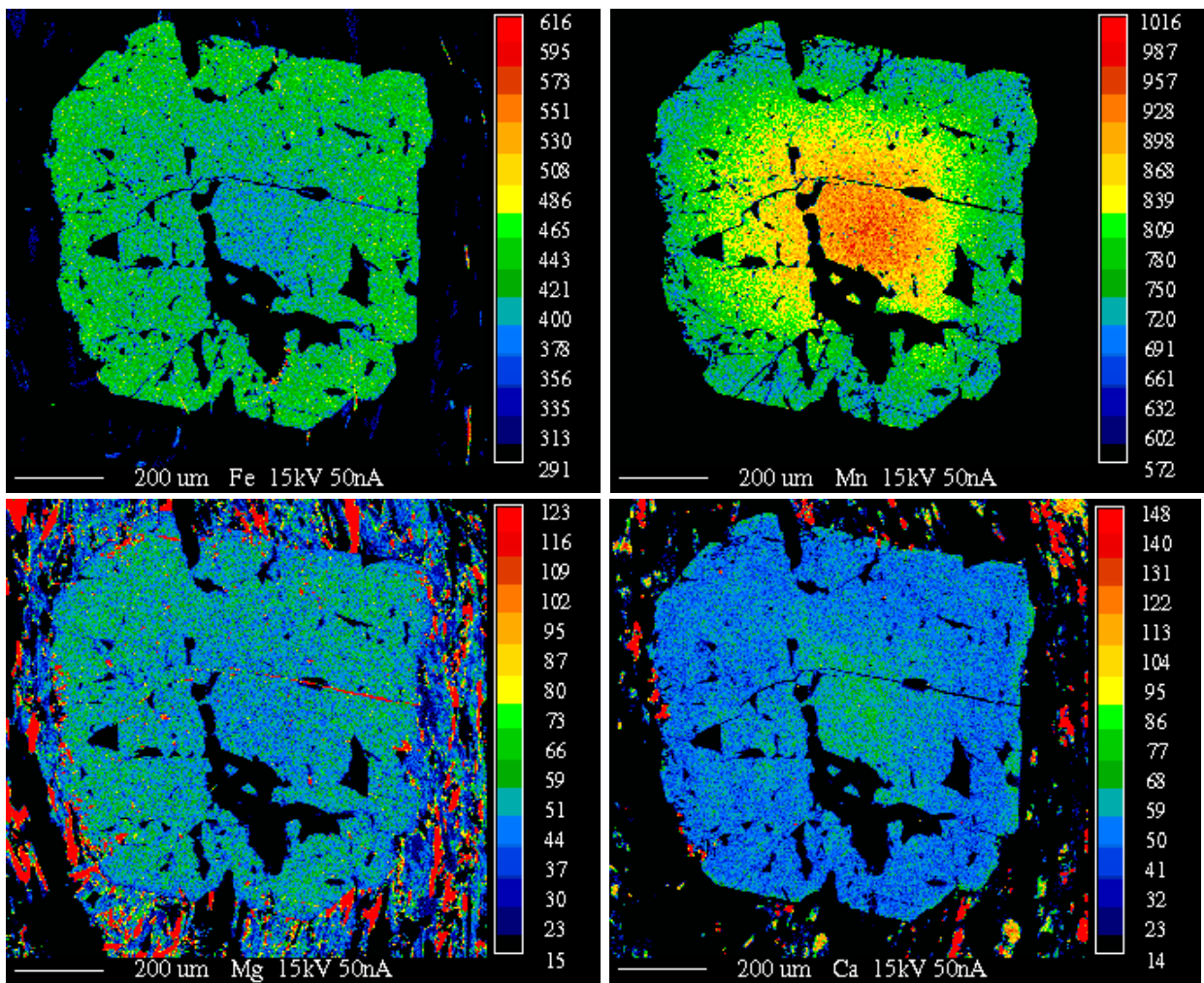


Figura 6.3: Mapas composicionales del porfidoblasto de granate zonado, la barra de colores representa las concentraciones altas (rojo) y bajas (azul).

En términos generales, los granates analizados son principalmente almandino, y los rangos composicionales obtenidos son presentados en la Tabla 2.

Tabla 2: Variación de los componentes extremos de los granates de esquistos micáceos (FO1710).

FO1710		Granate Línea 1		Granate Línea 2	
Elemento	Componente	Min	Max	Min	Max
Fe	Almandino	0.725	0.734	0.673	0.729
Ca	Grosularia	0.051	0.063	0.052	0.067
Mg	Piropo	0.057	0.071	0.058	0.077
Mn	Espesartino	0.145	0.154	0.151	0.199

6.2.2 Mica Blanca

La mica blanca es uno de los minerales más abundantes en este esquisto micáceo, en los cuales se realizaron 13 análisis. Las formulas estructurales fueron calculadas en base a 24 oxígenos mediante el programa CALCMIN para Excel. Los contenidos de Si de la posición tetrahedrica varían de 6.11 a 6.67 apfu, aunque los valores más abundates están en el rango de 6.11 a 6.36 apfu. Por otro lado, los contenidos de Fe^{2+} y de K varían de 0.14 a 0.44 y 1.66 a 1.90 apfu, respectivamente. El componente mineral de las micas blancas es principalmente muscovita con un 69% en promedio, mientras que el resto de los componentes están en el orden del 10% cada uno (Tabla 3).

Tabla 3: Rangos composicionales de las micas blancas.

Componente	promedio	min	max
Muscovita	0,69	0,54	0,77
Celadonita	0,09	0,03	0,21
Celadonita Fe	0,07	0,04	0,15
Paragonita	0,10	0,02	0,16

Existe una correlación negativa entre el Si y el Al_{total} de las micas blancas, donde la mayoría se grafican bajo la línea ideal de sustitución de Tschermak (Figura 6.4).

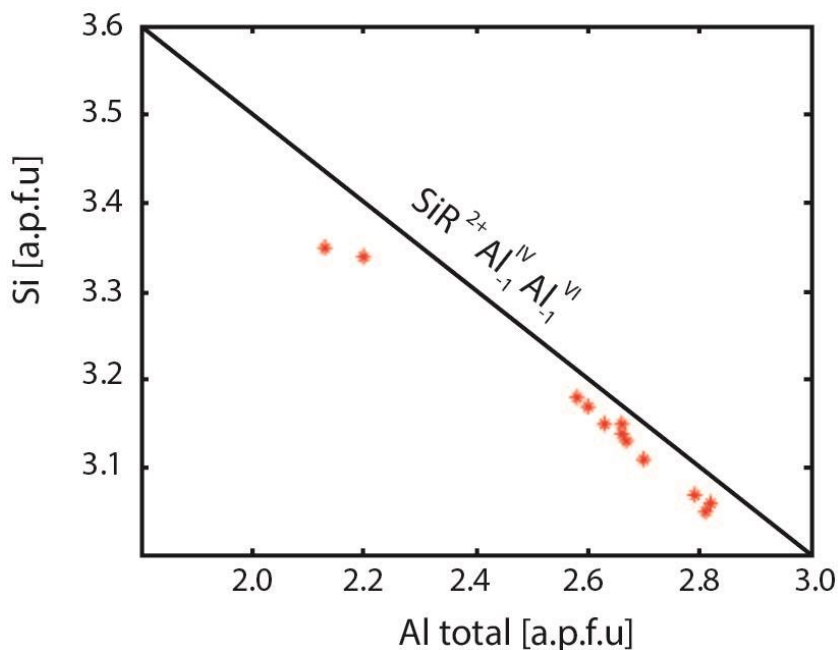


Figura 6.4: Diagrama de variación Si - Al_{total} de las micas blancas de la muestra FO1710 (asteriscos rojos). La línea en diagonal corresponde a la línea ideal de la sustitución de Tschermak.

6.2.3 Clorita

La clorita también es abundante en la muestra FO1710, y se han realizado 8 análisis. Las formulas estructurales fueron calculadas en base a 28 oxígenos mediante el programa CALCMIN para Excel. Los contenidos de Si en la posición tetrahedrica varían de 5.11 a 5.58 apfu, mientras que los contenidos de Fe y de Mg varían de 5.26 a 5.49 y de 3.54 a 3.86 apfu, respectivamente.

Los datos obtenidos son ploteados en el diagrama de Hey (1954) que depende del $X_{Fe} = Fe_{total}/Fe+Mg$ vs Si, donde siete de las ocho cloritas caen en el campo de la ripidolita, y sólo una cae en el campo de la picnoclorita (Figura 6.5). El X_{Fe} y el X_{Mg} varían de 0.57 a 0.60 y 0.39 a 0.42.

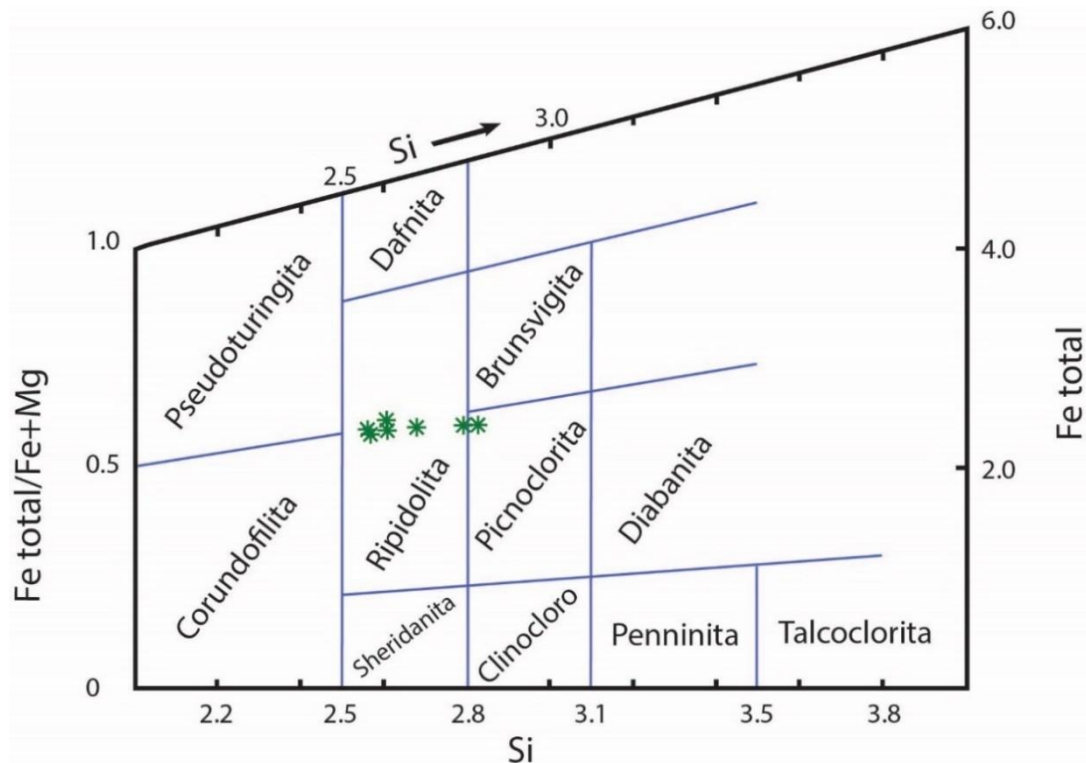


Figura 6.5: Diagrama de clasificación de cloritas que depende del Si vs X_{Fe} , de Hey (1954). Los asteriscos verdes corresponden a la clorita de la muestra FO1710.

6.2.4 Biotita

La biotita también es abundante en la muestra FO1710, y se han realizado 7 análisis. Las formulas estructurales fueron calculadas en base a 11 oxígenos mediante el programa CALCMIN para Excel. Los contenidos de Si en la posición tetrahedrica varían de 2.63 a 2.69 apfu, mientras que los

contenidos de Fe y de Mg varían de 1.53 a 1.67 y 0.87 a 0.98 apfu, respectivamente. El X_{Fe} y X_{Mg} varían muy poco de 0.63 a 0.65 y 0.35 a 0.37, respectivamente. Esta pequeña variación no se ve reflejada en el diagrama composicional de biotita, en que los análisis coinciden bien con la solución sólida ideal trioctahedral de la annita – flogopita (Figura 6.6), donde tiene una tendencia a ser del tipo $Ann_{0.36}Flog_{0.64}$.

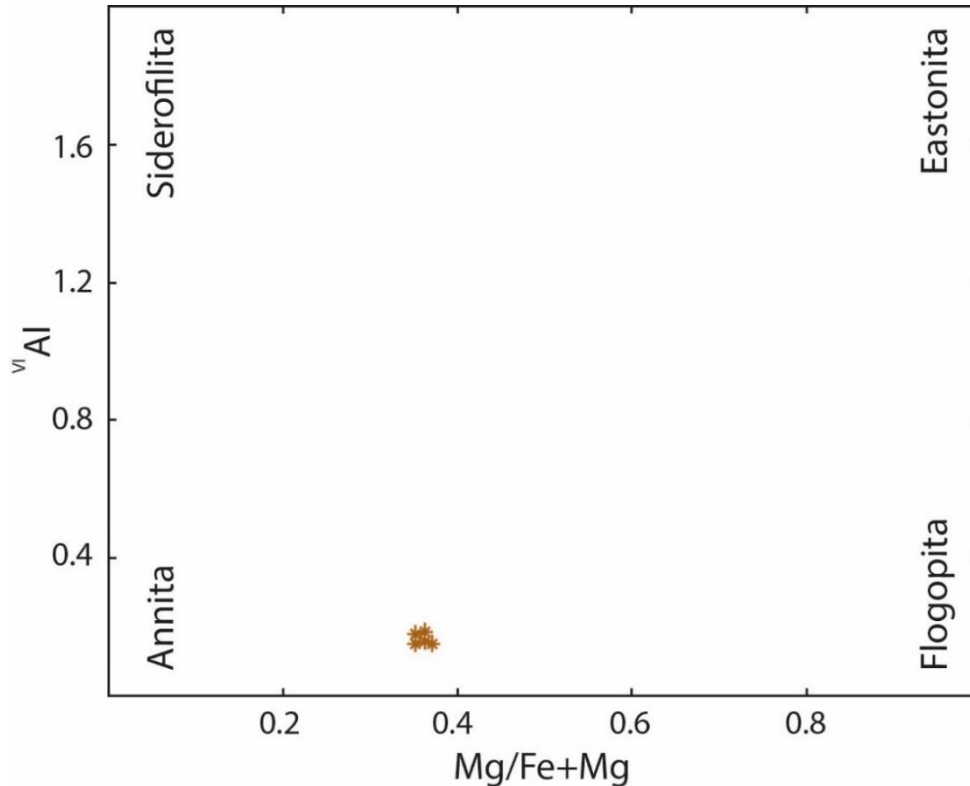


Figura 6.6: Diagrama de clasificación de biotita (modificado de Rieder et al., 1998), que depende de ^{VI}Al vs X_{Mg} . Los asteriscos cafés corresponden a la biotita analizada de la muestra FO1710.

6.2.5 Plagioclasa, ilmenita y epidota

La plagioclasa ocurre como microlitones dentro de la foliación principal junto al cuarzo en bandas granoblásticas. Se realizaron 4 análisis en ellas, donde se determinó que 3 son oligoclasa $X_{ab}=0.78$ en promedio, y una albita $X_{ab}=0.94$. La ilmenita generalmente está incluida dentro del granate, o se encuentran en la matriz. Se realizaron 8 análisis todos dentro del granate de la Línea 2. La fórmula estructural obtenida en promedio es $Fe^{2+}_{0.93}Ti_{1.01}O_3$. La epidota se encuentra escasamente dispersa en la matriz, se pudo hacer un análisis, obteniendo que el contenido de pistacita es $X_{ps}=0.74$ y la fórmula estructural $Ca_{1.86}(Fe^{3+}_{0.77}, Al_{0.27})Al_{2.02}Si_3O_{12}(OH)$.

6.3 Modelamiento de asociaciones de minerales y evolución P-T

El modelamiento de las asociaciones minerales se llevó a cabo mediante el cálculo de pseudosecciones de presión y temperatura (P-T), para el esquisto micáceo de granate (FO1710), en la cual están presentes fases minerales que podrían registrar el peak de metamorfismo. Las relaciones de equilibrio de las fases fueron calculadas con el software PERPLE_X (Connolly, 1990), y la base de datos termodinámicos utilizada fue la Holland & Powell (1998) (actualizada en 2002) para minerales y fluidos acuosos. Los modelos de solución-sólida que fueron utilizados son los de los Powell & Holland (1999) y Massonne (2010): Gt(HP) para granate, TiBio(HP) para biotita, Chl(HP) para clorita, Pheng(HP) para mica blanca, IlGkPy para ilmenita, MtUl(A) para magnetita, feldspar para feldespatos y Ep(HP) para epidota. Se considera para el modelamiento, un contenido de oxígeno de 0.041 wt%, una fase fluida hidratada libre, y la reducción de los contenidos de CaO por la presencia de apatito, ver Tabla 1. El procedimiento y los parámetros del modelamiento se encuentran en la sección 3.5 Modelamiento geotermobarométrico.

Con las consideraciones anteriores, se calcula una pseudosección en base a la química de roca total modificada para el esquisto micáceo de granate, modelado en el sistema Mn-Na-Ti-Ca-K-Fe-Mg-Al-SiO-H-O para el rango P-T de 2 a 8 kbar y 300 a 650 °C. La pseudosección obtenida y la predicción de los campos P-T de estabilidad de las asociaciones minerales del peak de metamorfismo, mica blanca + plagioclasa + cuarzo + ilmenita + magnetita + granate + biotita, se destacan en una línea naranja en la Figura 6.7. El rango de presión y temperatura para este campo de estabilidad es entre los 3.5 a 8.0 kbar y 530 a 650 °C. En la construcción de la pseudosección, no se consideró el fraccionamiento del granate que podría modificar la química inicial de la roca para el camino retrógrado. Este efecto se desprecia debido a que los granates son pequeños y modalmente no constituyen más del 1 % en volumen, por lo tanto, no fue necesario recalcular las pseudosecciones para el camino retrógrado por este efecto. Adicionalmente, se consideró un agua fija al 3% ya que las reacciones metamórficas a estos rangos de presión y temperatura, no presentan mayores modificaciones en las pseudosecciones.

Adicionalmente, con la pseudosección se pudo delimitar los campos de estabilidad de las fases minerales de interés, que muestran entrada o salida de las fases minerales que se van formando o consumiendo a medida que aumenta y/o disminuye la presión y la temperatura (Figura 6.8, a). La composición de los minerales es modelada en isópletas generadas a partir de los datos de la química mineral obtenida. Para establecer las condiciones de equilibrio del centro y borde del granate zonado de la línea 2, fueron calculadas las isópletas de las fracciones molares de X_{Fe} , X_{Mn} , X_{Mg} y X_{Ca} , ver Tabla 2, donde la intersección de las isópletas resultó en las condiciones de equilibrio

para el centro y borde del porfidoblasto (Figura 6.8, b). Las condiciones del peak de metamorfismo es establecida en 5.5 kbar-550 °C, la asociación mineral en ese punto tiene porcentajes en volumen (vol%) de: Wm = 33, Plg = 12, Ilm = 0.6, Mgt = 0.3, Grt = 0.1, Bt = 15, Qz = 34 y H₂O = 6.

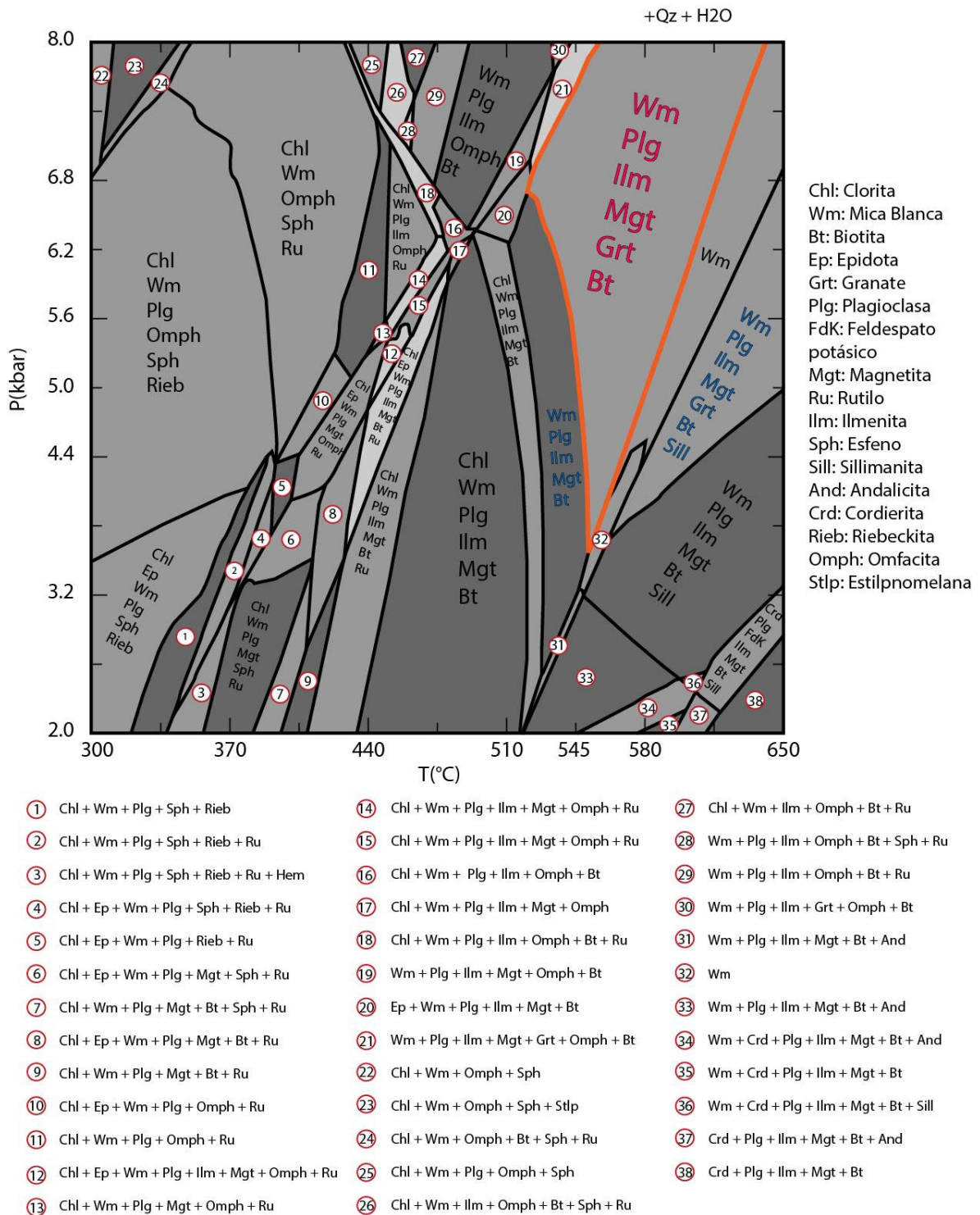


Figura 6.7: Pseudosección calculada para el esquisto micáceo de granate (FO1710). El campo marcado en naranja contiene la paragénesis del peak de metamorfismo.

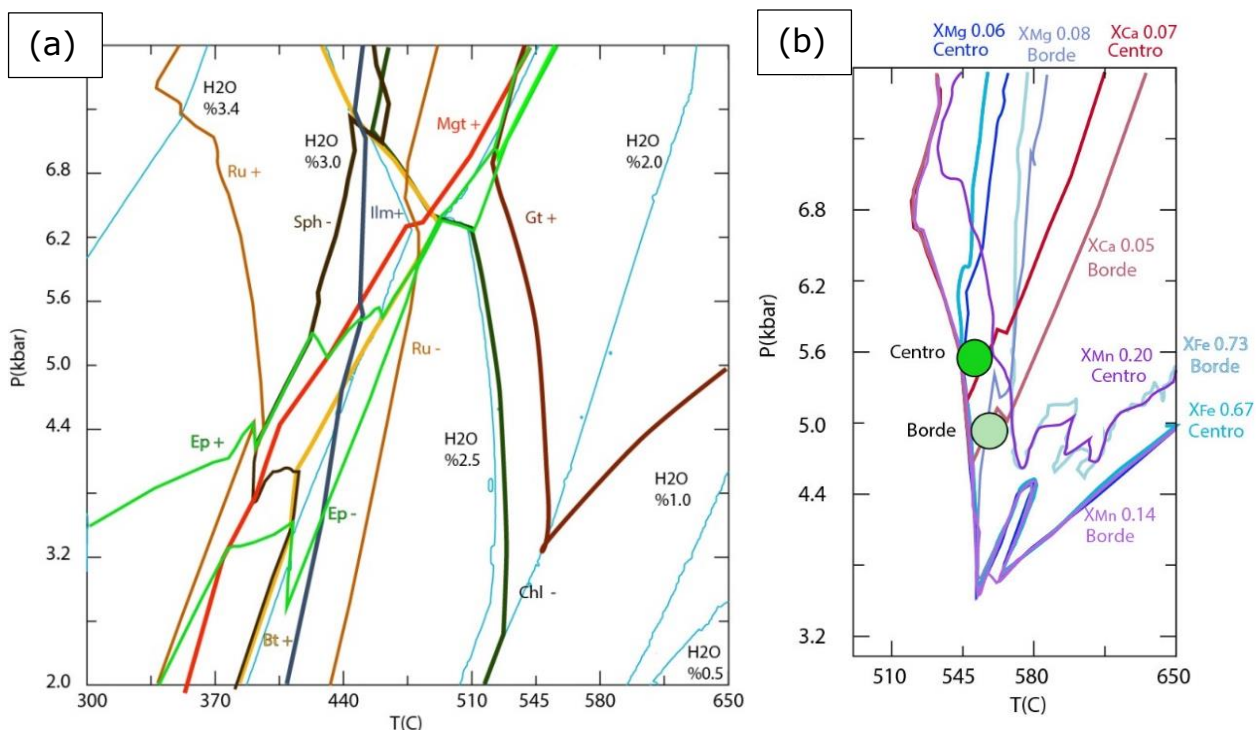


Figura 6.8: (a) Campos de estabilidad de las fases minerales de interés, obtenidas a partir de las pseudosecciones. (b) Isópletas de X_{Fe}, X_{Mn}, X_{Mg} y X_{Ca} para el rango composicional del granate zonado de la línea 2 de la muestra FO1710. La intersección de las isópletas correspondientes al centro y borde se destacan en los círculos.

Integrando a la pseudosección el resto de las isópletas obtenidas; Si en fengita, Fe en clorita, Na en plagioclasa y Fe en biotita, se pudo situar las intersecciones que marcan la trayectoria P-T a la que esta roca fue sometida. El punto naranja es el que marca el peak de la presión y se obtuvo a partir de la intersección de la isópleta de Si 3.18 en Fengita con las isópletas de Na 0.84 - 0.88 en albita, y las de Fe 0.57 - 0.60 en clorita. Los puntos verdes muestran una disminución de la presión de 6,3 a 5,5 kbar a temperaturas crecientes de 450°C a 550°C, seguido de una descompresión a 3,2 kbar acompañada por un enfriamiento a 490-510°C para terminar en el punto amarillo (Figura 6.9).

La trayectoria P-T para el esquisto micaceo de granate de la Faja Milonítica del CMBM en Los Cerros de Cajonmo (41,45°S), tiene un gradiente de metamorfismo alto y se asimila a las trayectorias P-T de procesos de colisión y/o magmatismo, compiladas por Bucher y Grapes (2011) (Figura 2.15).

Capítulo 7. Discusión

7.1 Aspectos litológicos y relaciones de contacto

En el presente capítulo se discutirán individualmente y en conjunto los aspectos litológicos, petrográficos, estructurales, microestructurales y termodinámicos de los antecedentes recabados y los resultados obtenidos, para construir una evolución geodinámica que permita comprender de manera más acabada la formación del Complejo Metamórfico Bahía Mansa y de la unidad Metabasitas de Estaquilla a la latitud de los 41,5°S.

El CMBM y sus unidades, las Metamorfitas del Río Llico, las Metabasitas de Zarao, las Ultramilonitas de Pinuno-Punta Quillagua, y las Metabasitas de Estaquilla, definidas y mapeadas por Duhart (1999), junto los antecedentes bibliográficos y las relaciones de contacto encontradas en el presente trabajo, estas unidades requieren ser redistribuidas según su estructura, litología, geoquímica y edad. Esto es debido a que las observaciones de campo, muestran algunas diferencias en la distribución de las litologías de estas unidades. Estas diferencias se detallan a continuación.

En las rocas de la unidad Ultramilonitas de Pinuno-Punta Quillagua de Duhart (1999), no se observaron características de rocas miloníticas, pues la foliación es incipiente y se preservan las estructuras sedimentarias S0. Ello junto a la similitud de las litologías observadas de las MRL, en los Cerros de Cajonmo, Las Cuyas, Zarao y Llico Bajo, y las edades U-Pb en circón detrítico presentadas por Hervé et al. (2016, 2018) que son muy similares entre sí, sugieren que las Ultramilonitas de Pinuno-Punta Quillagua no constituyen otra unidad.

Otras diferencias son las formas de los polígonos de las unidades Metabasitas de Estaquilla y Metavolcanitas de Zarao. El polígono de las Metabasitas de Estaquilla fue recortado hacia el sur y hacia el este, en base a nuevos puntos de control y a la similitud petrográfica de las litologías considerándolas como metabasitas nematoblásticas de grano grueso con foliación penetrativa homogénea. A diferencia de las Metabasitas de Estaquilla, las Metabasitas de Zarao están muy cercanas a las metatraquitas devónicas, poseen una foliación incipiente y el tamaño de grano de las actinolitas es fino. Este fue uno entre otros criterios que se utilizaron para diferenciarlas y asignarlas a un nuevo pequeño polígono en el sector oriental de la Cordillera de la Costa, mapeado por Vildoso (2017). Sin embargo, no se descarta que la unidad de las Metavolcanitas de Zarao se extienda hacia el suroeste y hacia el noreste siguiendo su rumbo, ya que podrían estar cubiertas por los depósitos terciarios.

Los criterios de base techo observados en las Metamorfitas del Río Llico indicaron polaridad positiva, donde las rocas más antiguas de las metamorfitas aflorarían en el sur, y se vuelven más jóvenes hacia el norte. Esto podría explicar la variación de las edades máximas de deposición encontradas en el área de estudio por Hervé et al. (2016, 2018), ya que las edades de circones detríticos obtenidas para esta unidad muestran de sur a norte una edad máxima posible de deposición aproximada de: 380 Ma en Pinuno, 356 Ma en Río Surgidero y 333 Ma en Traiguén. Si se toma las edades de máxima deposición de las metareniscas de Pinuno y Traiguén, se podría tener una posible acumulación de sedimentos de las Metamorfitas de Río Llico durante ~50 Ma. Sin embargo, estas diferencias en las edades máximas de deposición pueden atribuirse a cambios en el acceso a las fuentes de esa edad, y cabe la posibilidad que estos sedimentos sean más jóvenes, de 300 Ma o menos, y el tiempo de acumulación de sedimentos esté sobrestimado.

Según la revisión efectuada por Ingersoll (2012) para la tectónica de cuencas sedimentarias de sistemas de arco-fosa en márgenes convergentes, señala que el tiempo de acumulación de sedimentos aproximado para una cuenca fosa-talud (prisma de acreción) es de 10 Ma, mientras que para una cuenca de antearco puede alcanzar entre 50 a 100 Ma. Esta última podría ayudar a explicar la posible acumulación de sedimentos de las Metamorfitas de Río Llico durante ~50 Ma, pero tal como se discutió previamente no es descartable que esa diferencia de edad sea menor y sean parte de sedimentos acretados a una cuña acrecionaria. Por ende, ambos tipos de cuencas, de fosa-talud o de antearco o no son descartables para explicar la acumulación de sedimentos para esa diferencia de tiempo.

7.2 Ambiente de deposición del protolito sedimentario

Los perfiles geológicos muestran una potencia posible estimada para la unidad Metamorfitas de Río Llico de 5.000 m, medida en el flanco normal del pliegue regional de Fase 1. Modelos análogos propuestos por Ingersoll (2012) para cuencas de antearco de márgenes convergentes activos muestran que éstas pueden alcanzar un espesor de 10.000 m, y para los prismas de acreción es difícil determinarla ya que las capas se apilan y deforman en la zona de subducción. Tomando en cuenta los espesores sugeridos por Ingersoll (2012) para cuencas de antearco y talud-fosa, es posible que la secuencia que constituye a las Metamorfitas del Río Llico coincida con una de ellas. Es probable que la potencia real de las MRL se esté subestimando debido al aplastamiento generado por el plegamiento, y también se esté sobrestimando por la repetición tectónica, ya que pueden existir pliegues menores asociados al flanco del pliegue recumbente regional. Ya que existe una deformación que pudo ser posterior, la cuenca talud-fosa (prisma de

acreción) sea el contexto más adecuada para las MRL, aun que no se descarta alguna acumulación previa a la subducción.

El ambiente sedimentario interpretado para las asociaciones de litofacies observadas en las Metamorfitas del Río Llico, son de plataforma continental somera. Dentro de plataforma continental, la asociación de litofacies de arena-dominante en Pinuno – Punta Quillagua y Zarao – Las Cuyas, indican una deposición en una zona proximal, mientras que las de río Surgidero – Cerros de Cajonmo y Llico Bajo – Traiguén, de lutita-dominante indican una zona distal. Los procesos sedimentación de estas litofacies pasan por un estado normal de baja energía que sedimentan limos y arcillas por decantación, se ven interrumpidos por el oleaje de tormenta, que remueve, transporta y deposita arenas sobre las granulometrías finas. Este proceso genera la intercalación rítmica de areniscas y lutitas, con contactos nítidos o graduales, que varían progresivamente de dominancia de lutitas a dominancia de areniscas dependiendo de la posición en la cuenca. Entonces, si la secuencia se encuentra en posición normal, y las asociaciones de litofacies de Pinuno – Punta Quillagua son más antiguas que las de Llico Bajo – Traiguén, es posible que la cuenca que tienda a profundizarse entre los 380 y 330 Ma.

7.3 Análisis estructural

Con respecto a las estructuras que afectan a las unidades: Metamorfitas del Río Llico, Faja Milonítica y Metavolcanitas del Zarao, se reconocieron estructuras generadas en dos fases deformativas de carácter regional D1 y D2. Las estructuras D1 conforman una foliación penetrativa S1, que se observa casi paralela a la estratificación S0 donde predominan las litologías más competentes, están asociadas al clivaje de plano axial de un pliegue recumbente de escala regional vergente al oeste, que podría poseer una longitud de onda de decenas de kilómetros. La longitud de onda de este pliegue se estima de ese largo debido a que en el área de estudio sólo se reconoció el criterio de flanco normal, aunque no se descartan la presencia de flancos inversos que podrían disminuir esa longitud, ya que estos son cortos en distancia y pueden estar cubiertos por la vegetación o quedar ciegos en subsuperficie bajo algún cabalgamiento.

La vergencia de esta estructura regional de Fase 1 se determinó en base a las relaciones de clivaje y estratificación en Traiguén y Las Cuyas, pues se encontraron criterios de polaridad positiva y manteos de la foliación S1 mayores que los de la estratificación S0 hacia el SE, y una lineación de estiramiento mineral que también buza al SE, indicando que son parte de un flanco normal vergente al O. Según la tendencia del rumbo y manteo de la foliación S1, se pudieron identificar dos dominios estructurales, uno en el sector norte entre Traiguén y Llico Bajo, y otro en el sector sur entre el río

Surgidero y los Cerros de Cajonmo. Comparando los manteos de la foliación S1 del dominio norte buzan generalmente hacia el SE, mientras que los manteos de la foliación S1 del dominio sur son principalmente al NE, los que constituyen un par antiforme y sinforme de Fase 2. Al sustraer las estructuras de Fase 2 se obtiene que la vergencia de las estructuras de Fase 1 se dirigen hacia el O.

En cuanto a la foliación S2, está asociada a un clivaje de crenulación que se desarrolla sólo en ciertos sectores con o sin blastesis mineral, relacionada a las cercanías de cabalgamiento hacia el oeste que monta las Metavolcanitas de Zarao sobre las Metamorfitas del Río Llico (Figura 7.1). Asociada además a esta deformación se encuentran estructuras mayores de menor longitud de onda que el pliegue regional D1, que corresponden a antifformes y sinformes abiertos de escala kilométrica que pliegan a la foliación anterior S1. Según los resultados de los estereogramas; el dominio norte está asociado a un antiforme de rumbo NNE-SSO, mientras que el dominio sur está asociado a un sinforme de rumbo ONO-ESE, ambos pliegues con planos axiales subvertivales. Los cambios en el rumbo del eje del antiforme y sinforme, puede deberse a la acción de estructuras posteriores que tengan que ver con la acreción de las Metabasitas de Estaquilla, que será discutida posteriormente.

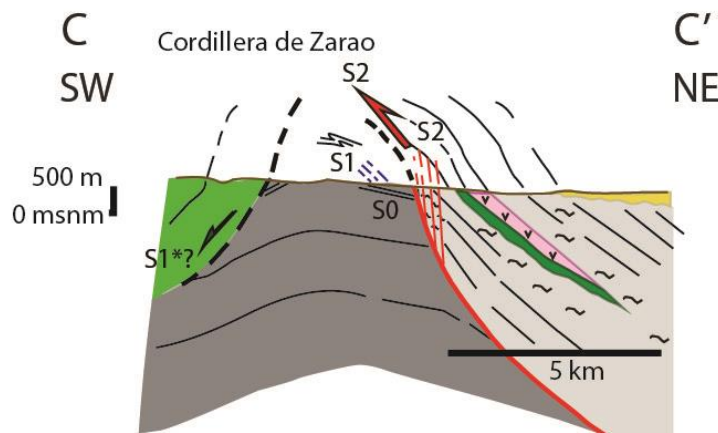


Figura 7.1: Foliación S2 asociada a un clivaje de crenulación que se desarrolla en las cercanías de cabalgamiento hacia el oeste que monta las Metavolcanitas de Zarao sobre las Metamorfitas del Río Llico.

7.4 Condiciones de metamorfismo

En el área de estudio se encontraron fases minerales trazadoras de zonas metamórficas, en metapelitas de las unidades Metamorfitas del Río Llico y Faja Milonítica, correspondientes a biotita y granate, respectivamente. La zona de biotita está al oeste de la zona del granate separada por una zona de falla

coincidente con la isógrada del granate, ubicada en los altos de la Cordillera de Zarao. Esta isógrada tiene un rumbo NNE-SSO y limita el borde oriental de la unidad Metamorfitas del Río Llico y el borde occidental de la Faja Milonítica, por lo que se infiere que el grado metamórfico disminuye hacia el O.

La microestructura del CMBM fue definida en los Cerros de Cajonmo para el esquistó micáceo de granate (FO1710) de las MRL. Las relaciones de crecimiento de las fases minerales durante los eventos deformativos se han resumido en el siguiente esquema de cristalización vs deformación (Figura 7.2). Del diagrama se infiere que las fases minerales alcanzan la zona del granate durante y posteriormente al evento deformativo D2. Esto es debido a que los escasos granates que se observaron, presentan inclusiones helicíticas, pero la mayoría se observan bien con bordes nítidos y rectos cristalizados encima de la foliación, además de presentar escasas sombras de presión.

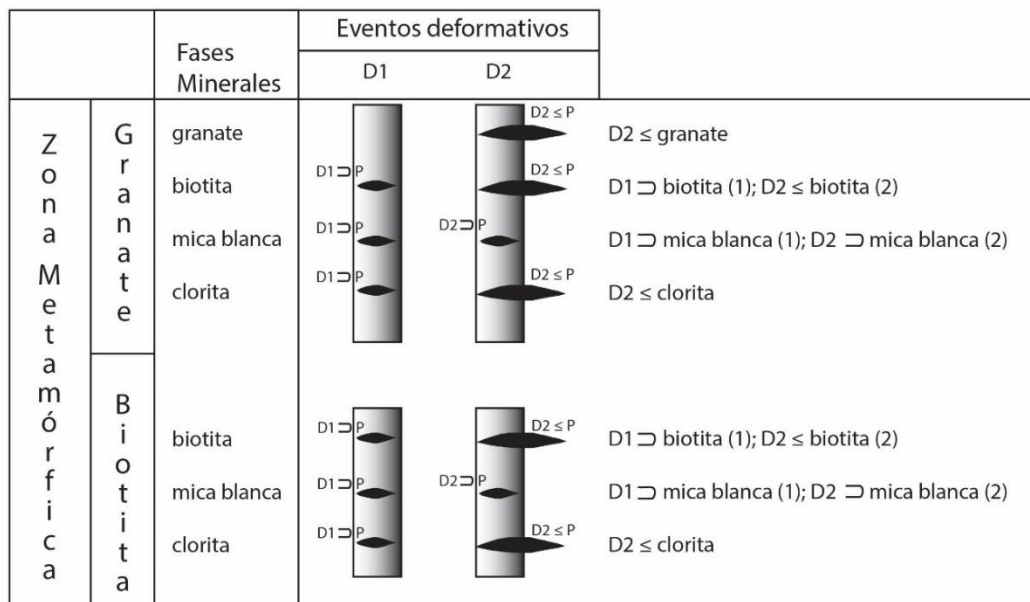


Figura 7.2: Diagrama de edad relativa de un esquistó micáceo de granate (FO1710). Las cloritas son pre o sin-D1; los granates son sin y postectónicos a D2. Las biotitas tienen dos fases de crecimiento, una sin-D1 y otra sin-pos-D2. Las micas blancas también tienen dos fases de crecimiento, una sin-D1 y otra sin-D2.

Con respecto a las intersecciones de las isópletas, estas trazaron de manera satisfactoria la trayectoria P-T de esta roca. Para determinar el camino prógrado se utilizaron las isópletas de Si en fengita, sobre todo las que contienen la mayor cantidad de Si en la posición tetrahedrica. Estas micas blancas son las fengitas con Si de 3.18 apfu, lo que entregó una isópleta de alta pendiente que al intersectarla con la isópleta #Alb de 0.88 en plagioclasa resultó en el peak de presión para el metamorfismo prógrado a 6.4 kbar y 450 °C, aproximadamente. Dada la escasez de isópletas para el peak de metamorfismo prógrado es posible que este tenga presiones mayores. Por otro lado, tuvo que descartarse dos micas blancas con valores de Si de 3.3 y 3.2

apfu, ya que éstas presentaron formulas estructurales incompletas, lo que pudo haber sobrestimado una mayor presión para el camino prógrado.

Las isópletas de las soluciones sólidas del granate zonado de borde a centro marcan el peak de metamorfismo sin a pos-D2, donde se puede apreciar una disminución de la presión a temperaturas casi constantes, alcanzando el climax termal en el borde del mineral a una presión de 5.0 kbar y una temperatura de 550 °C. Este es consistente con el inicio del camino retrogrado donde las intersecciones de las isópletas del borde del granate también intersectan a la isopleta de valor de Si de 3.07 en fengita.

El camino retrogrado fue trazado con la intersección de las isópletas de valores de Si 3.06 en fengita y #Fe de 0.57 en clorita, marcando una descompresión casi adiabática a 3.4 kbar a 510°C. A modo de discrepancia, las isópletas de #Fe de 0.63 y 0.65 en biotita se esperaba que intersectaran en alguna parte del camino retrógrado o en el climax termal del metamorfismo, esto no quiere decir que intersecten a presiones más bajas durante la continuación el camino retrogrado. Sin embargo, el resultado de estas isópletas de alta temperatura coincide con la petrografía, que muestra biotitas de gran tamaño y recristalizadas sin y posteriormente al evento D2.

Comparando esta trayectoria con las obtenidas más al norte a lo largo del Basamento Metamórfico Paleozoico, se asimila a las trayectorias P-T de gradientes relativamente altos de metamorfismo (BP/AT) de la Serie Oriental en Pichilemu (34°S) determinadas por Hyppolito et al. (2015), Willner (2005), y un esquisto micáceo de granate de Punta de Choros (29,3°S) obtenida por Navarro (2013) (Figura 2.15). Estas últimas trayectorias comparadas con las trayectorias de procesos geológicos compiladas por Bucher y Grapes (2011), se tiene que las trayectorias prógradas se ubican en las cercanías de la trayectoria de procesos de colisión, mientras que las trayectorias retrógradas coinciden con la trayectoria de colisión y magmatismo. El cambio progresivo de los procesos geológicos, tal vez tenga relación con la amalgamación de fragmentos litosféricos ocurrida en el orógeno Gondwánico durante el Carbonífero Superior al Pérmico.

Por otro lado, contrastando la trayectoria obtenida para el esquisto micáceo de Los Cerros de Cajonmo con las trayectorias P-T obtenidas en la Serie Occidental entre las latitudes de los 34° y 42°S, estas tienen gradientes de metamorfismo relativamente bajos (AP/BT) que coinciden con las pendientes de procesos de subducción lenta (Bucher y Grapes, 2011), proceso distinto a los atribuidos para las rocas de gradientes de metamorfismo relativamente altos (BP/AT).

En cuanto a las condiciones de metamorfismo de las Metabasitas de Estaquilla, se trató de encontrar minerales en paragénesis con la foliación principal S1*, y no se encontraron minerales cuyas soluciones sólidas estén bien constreñidas, como por ejemplo el granate y mica blanca, por lo que no

se pudo determinar la trayectoria P-T-t mediante el análisis de microsonda electrónica. Sin embargo, Veas (2017) aplica geotermómetros de clorita y de anfíbol-plagioclasa, y de geobarómetros de anfíbol y fengita, indicando que estos esquistos máficos habrían alcanzado la facies anfíbolita, con un peak asociado cercano a 590 °C y 7,5 kbar, que posteriormente retrogradan a la facies esquistos verdes.

7.5 Geoquímica

La geoquímica de la unidad Metabasitas de Estaquilla, tiene características únicas que las diferencian de las rocas del CMBM, inclusive de las Metavolcanitas de Zarao. Estas además de tener diferencias petrográficas expuestas previamente, en cuanto a su textura, homogeneidad y tamaño de grano, el rasgo más distintivo es la geoquímica de roca total y elementos trazas. Comparando estos antecedentes geoquímicos entre las dos unidades, tomando en cuenta los datos obtenidos por Quezada (2015) y Crignola et al. (1997), se ve que la geoquímica entre las Metabasitas de Estaquilla de los dos autores, calzan muy bien ente sí en los diagramas spider y de tierras raras normalizados al manto primitivo y al condrito, respectivamente, donde la característica principal es que estas metabasitas está empobrecida de los elementos livianos.

Comparando la geoquímica de las metabasitas de Zarao con las de Estaquilla, Quezada et al. (2018) pudieron determinar que las Metabasitas de Estaquilla son de tipo N-MORB y una de las dos muestras presentan patrones de tierras raras similares a las de Estaquilla y otra tiene patrones de tierras raras enriquecidos en tierras raras livianas. Adicionalmente, los autores encuentran que el contenido de elementos trazas de las metabasitas de Zarao es menor que las de Estaquilla, y en los diagramas spider de multielementos que las Metabasitas de Zarao tienen anomalías de Sr y P, que están ausentes en las Metabasitas de Estaquilla.

Comparando los antecedentes geoquímicos de las Metabasitas de Estaquilla con las del resto del basamento, se tiene que en los diagramas de clasificación AFM, TAS, Zr/TiO₂ vs SiO₂, Nb/Y vs Zr/TiO₂ casi todas las metabasitas caen en el campo de basaltos toleíticos, basaltos alcalinos y subalcalinos. Con respecto a los diagramas spider de multielementos y tierras raras se tiene que las metabasitas del basamento, muestran patrones enriquecidos en los elementos más livianos, algo más similar a los patrones de las Metabasitas de Zarao presentados por Quezada et al. (2018) vs las Metabasitas de Estaquilla de Quezada (2015) y Crignola et al. (1997) que son empobrecidos en esos elementos.

Generalmente, en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce & Cann (1973), las muestras del CMBM y la Serie Occidental caen un amplio

rango de ambientes entre basaltos tipo MORB principalmente, y Toleítas bajo en potasio (IAT), basaltos de arco de isla (CAB), y en menor cantidad basaltos de intra placa (WPB). Las Metabasitas de Estaquilla en estos diagramas caen en el campo de basaltos de piso oceánico (MORB), mientras que las metabasitas de Zrao, según Quezada et al. (2018) muestran afinidades de toleítas continentales, basaltos de islas alcalinas y basaltos E-MORB a OIB que hayan experimentado una pequeña interacción con la corteza. Por otro lado, los autores presentan otra muestra que tiene afinidades con toleítas de arco de isla.

Debido a las posibles edades cretácicas y paleocenas encontradas en las Metabasitas de Estaquilla, se comparó los antecedentes geoquímicos de volcanitas oligocenas próximas a esta unidad de Muñoz et al. (2000), junto a otros antecedentes geoquímicos más lejanos al norte en Temuco, de intrusivos cretácicos analizados por De la Fuente et al (2012). Esta comparación mostró que la geoquímica de las Metabasitas de Estaquilla es totalmente distinta a la de las volcanitas oligocenas e intrusivos cretácicos, los que presentan firmas claramente calcoalcalinas de subducción.

Al analizar los datos geoquímicos del basamento, se toma cuidado de interpretar los diagramas de elementos mayores, ya que algunos elementos pueden migrar o incorporarse durante el metasomatismo producido en el canal de subducción. Hyppolito et al. (2014a) propone diagramas de discriminación tectónica de elementos que permanecen inmóviles durante el metamorfismo, estos son: Nb/Yb vs Th/Yb y Nb/Yb vs TiO_2/Yb de Pearce (2008). Observando estos diagramas las Metabasitas de Estaquilla caen en el campo de los basaltos MORB, y las Metatraquitas de Zrao caen en el campo de los basaltos OIB, consistentes con los resultados obtenidos en los diagramas de discriminación tectónica de Pearce & Cann (1973).

7.6 Estructuras de Metabasitas de Estaquilla

Las mesoestructuras encontradas en las Metabasitas de Estaquilla, estas fueron sólo tres, todas en la desembocadura del Río Llico. La que se ubica más al norte tiene pliegues parásitos tipo S vergente hacia el NE, mientras que las otras dos corresponden a pliegues parásitos tipo Z vergentes hacia el SO. Éstas por su longitud de onda centimétrica, confinamiento y escasez queda en duda si realmente representan el sentido de movimiento de la vergencia de la estructura mayor, sin embargo, se condicen con las asimetrías presentes en la foliación principal S1* y la lineación de estiramiento mineral, que indican que la vergencia de las estructuras de Fase 1* son hacia el SO.

Por otro lado, la falla inversa que pone en contacto las Metabasitas de Estaquilla sobre las Metamorfitas del Río Llico hacia el NE en la localidad de Llico Bajo, es una estructura de carácter frágil que ayuda a interpretar que

probablemente fueron afectadas por procesos posteriores a su exhumación. Los manteos generales de la foliación que debido a su edad incierta se clasificaron como S1*, son hacia el SO, y estos se encuentran replegados por sinformes y antiformes de menor escala que los pliegues regionales de Fase 1* dejando ejes de rumbo NE-SO. Tal vez tengan relación con un evento compresivo que invierte las cuencas extensionales oligocenas de antearco en tiempos miocenos (Elgueta et al., 2000).

Al comparar el estilo de deformación de las Metabasitas de Estaquilla con las Metamorfitas del Río Llico, se tiene que las Metabasitas de Estaquilla poseen una foliación S1* anastomosada con desarrollo de estructuras asimétricas en los porfidoblastos de actinolita. Estas estructuras podrían asociarse a las cercanías de una zona de cizalle que probablemente se encuentre en sub-superficie y controle el desarrollo de la foliación S1*. En cambio, el estilo de deformación de las Metamorfitas del Río Llico, se observó una foliación S1 recta que en algunos sectores preserva la estratificación S0, con escasas estructuras asimétrica, asociada al clivaje de plano axial de un pliegue de escala regional.

Comparando los estereogramas que involucran la deformación de la foliación S1 y S1*, de las Metamorfitas del Río Llico y de las Metabasitas de Estaquilla, respectivamente, se tiene que el plano axial resultante S2* es similar al plano axial S2 del sector norte, constituido por los dominios de Llico Bajo – Traiguén y Las Cuyas – Zarao, de rumbo NE-SW y manteo de 70° hacia el NW. Por otro lado, al contrastar el rumbo de los ejes B2 de las Metamorfitas del Río Llico con los ejes B2* de las Metabasitas de Estaquilla del mapa geológico de este trabajo, se aprecia que poseen rumbos en direcciones opuestas, NNW-SSE y NE-SW, respectivamente. En adición a lo anterior, las longitudes de onda de las macroestructuras D2 y D2* también son distintas, pues se tiene que la longitud de las macroestructuras D2 de las MRL es 15 km aproximadamente, mientras que la longitud de onda macroestructuras D2* es de 5 km.

Según el análisis previo, es probable que la deformación D1* y D2* de las Metabasitas de Estaquilla durante su emplazamiento y deformación hayan tenido alguna influencia sobre las estructuras D1 y D2 del sector norte de las Metamorfitas del Río Llico, sin embargo, al contrarrestar esto sobre el mapa geológico también cabe la posibilidad de que sean eventos deformativos independientes.

7.7 Geocronología de Metabasitas de Estaquilla

Las unidades antes mencionadas presentan edades contrastantes, las Metamorfitas del Río Llico tienen edades máximas de deposición de circones detríticos con picos principales de 380 Ma y 330 Ma (Hervé et al., 2016; 2018).

Los isótopos de Hf y O, determinaron que la mayoría de los circones provienen del arco Devónico argentino de corteza continental. En estas rocas a estas latitudes un trabajo regional Duhart et al. (2001) presenta edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de enfriamiento para las rocas del CMBM, que apuntan una edad permo-triásica para la deformación principal y el metamorfismo en un lapso de 260 – 220 Ma, y una edad carbonífera tardía para la fase previa de AP/BT, durante el intervalo de 320 – 300 Ma, probablemente esta fase corresponda al evento deformativo D1 propuesto por este trabajo.

En las Metatraquitas de Zarao Hervé et al. (2018) obtienen dos edades de cristalización U-Pb SHRIMP en circón de 382 ± 3 Ma y 394 ± 3 Ma, lo que interpretan como una intrusión que debe haber ocurrido durante la época Eifeliana, o posiblemente Emsiana. Por lo que, para este trabajo se considera como la unidad más antigua del área de estudio, y lo que permitió plantear una falla inversa de Fase 2, que cabalga las metatraquitas devónicas de Zarao hacia el oeste sobre las Metamorfitas devónico-carboníferas de Río Llico.

Con respecto a la edad de las Metabasitas de Estaquilla, Hervé et al. (2016) obtienen dos edades U-Pb SHRIMP en circón de ~ 137 Ma ($n=12$) y $65.0 \pm 0,6$ Ma ($n=18$), esta última interpretada como edad de cristalización de protolito ígneo máfico. Para verificar la edad de la unidad Metabasitas de Estaquilla se realizaron seis intentos de separación de circones en distintos laboratorios, no lográndose obtener circones. Por ende, el origen de los granos de circones datados de esta unidad es incierto, y por ello, las edades de las Metabasitas de Estaquilla no son consideradas en este trabajo. También se trató de datar con otros métodos, como por ejemplo Ar-Ar en actinolita, pero no fue factible realizar esa operación debido a que las actinolitas se encontraban alteradas.

Por otro lado, las relaciones de contacto entre la UME y las MRL extraídas a partir del mapa geológico de este trabajo, sugieren que el emplazamiento de las UME fue posterior a la exhumación de las MRL o al menos en una fase tardía de esta.

7.8 Evolución geodinámica

La evolución geodinámica desde el Devónico al Permo-Triásico, comienza con un sistema de doble subducción hacia el este, con el desarrollo de un arco de isla devónico conocido como Chaitenia que se orienta casi N-S, ubicado sobre el sistema de falla Liquiñe-Ofqui, y otro arco continental paralelo en la vertiente oriental de los Andes Norpatagónicos argentinos (Hervé et al., 2018). Este último aporta los circones que llegan hasta el antearco de Chaitenia representado por las Metamorfitas del Río Llico del CMBM. Mientras tanto se aproxima una isla oceánica devónica, equivalente a las Metavolcanitas de Zarao (Vildoso, 2018), a la zona de subducción de Chaitenia.

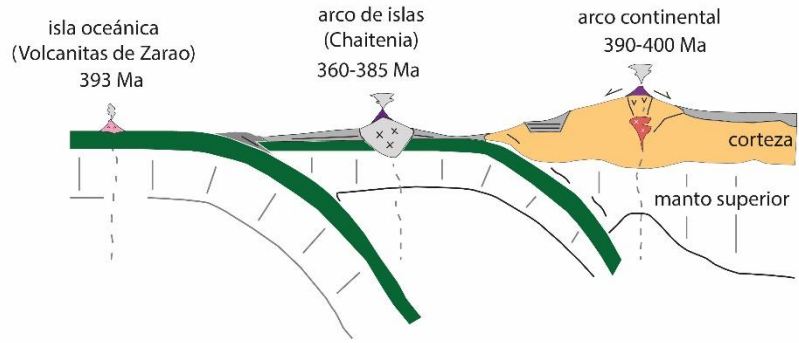
Los sedimentos marinos del antearco de Chaitenia son posteriormente subductados en el Carbonífero Superior en el evento deformativo D1 (Duhart et al., 2001) enterrándose a ~22 km de profundidad alcanzando temperaturas de 450°C, proceso que generó pliegues recumbentes vergentes al O asociados a un prisma de acreción. Este prisma de acreción es afectado por la colisión y acreción basal de la isla oceánica de Zaraq, exhumándola por medio de un cabalgamiento hacia el O durante el evento deformativo D2, alcanzando el climax termal a una profundidad de 19 km y temperaturas de 550°C, que según los resultados de Duhart et al. (2001) este evento sería pos-Pérmico. Este evento es seguido de una fase final de alzamiento con la descompresión a 10 km de profundidad acompañada por un enfriamiento a 490-510°C. Los procesos geológicos que produjeron esta trayectoria horaria se habrían desarrollado durante la amalgamación del terreno Chaitenia al margen suroccidental de Gondwana en la construcción del Pangea en tiempos pérmicos-triásicos durante el evento deformativo D2.

Continuando la evolución a partir del Permo-Triásico, según los antecedentes obtenidos en este trabajo, junto a los de Quezada (2015), Veas (2017) y Hervé et al., (2016), se puede sugerir que las Metabasitas de Estaquilla constituyen una nueva unidad metamórfica de edad incierta, llamada unidad Metabasitas de Estaquilla, constituida por metabasitas con firmas geoquímicas de corteza oceánica y una foliación penetrativa anastomosada, formada posiblemente por la colisión de un ridge de la placa proto-Pacífica. Este proceso geológico se asocia a la obducción de un ridge que se sumerge en la zona de subducción, y luego se exhuma hacia el Suroeste poniendo en contacto las Metabasitas de Estaquilla bajo las Metamorfitas del Río Llico, sincrónico y/o posterior a la edad de enfriamiento de las Metamorfitas de Río Llico, vale decir, en tiempos Permo-Triásicos.

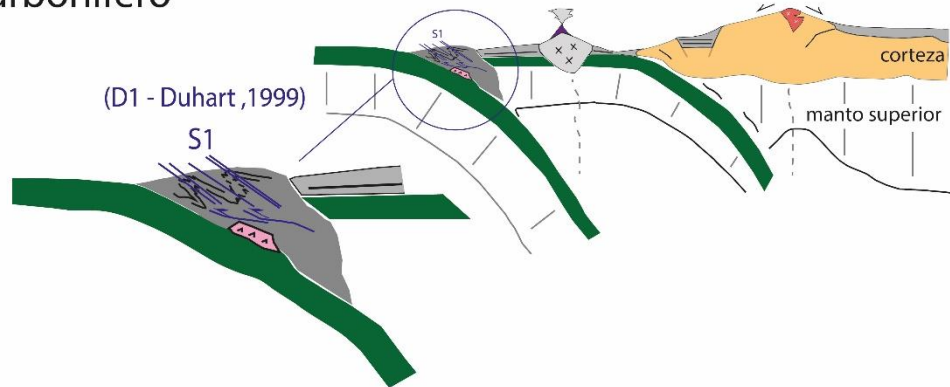
La evolución geodinámica del Complejo Metamórfico Bahía Mansa y la unidad Metabasitas de Estaquilla desde el Devónico al Permo-Triásico a los 41,5°S se presenta en la Figura 7.3.

Posteriormente, la tectónica regional desde el antearco hacia el retroarco de los Andes Norpatagónicos, la deformación del sistema orogénico progresó episódicamente a través de dos etapas compresivas (Cretácico Inferior – Superior, Mioceno), interrumpidas por un periodo de relajamiento extensional (Paleoceno-Eoceno, Oligoceno) (Echaurren et al., 2016). Este pulso extensional oligoceno es el que controla la deposición de los depósitos terciarios en la Cordillera de la Costa, que posteriormente se invierten durante el mioceno (Elgueta et al., 2000).

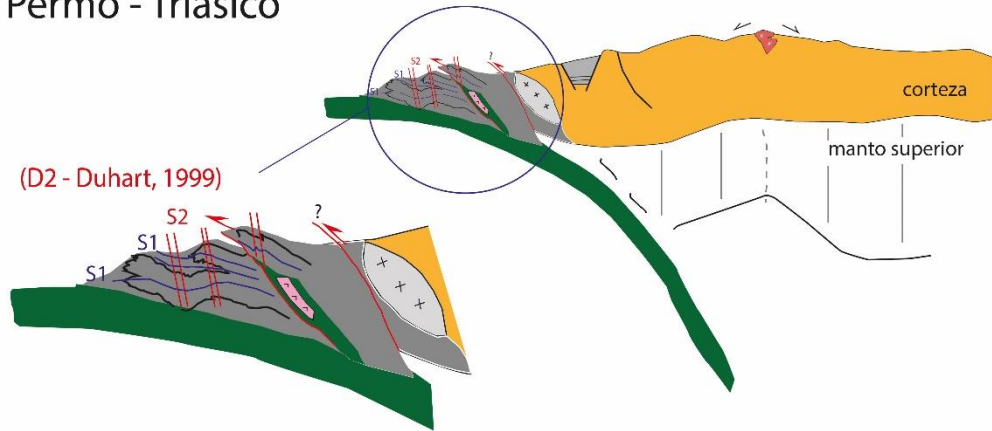
Devónico



Carbonífero



Permo - Triásico



Pos Permo-Triásico?

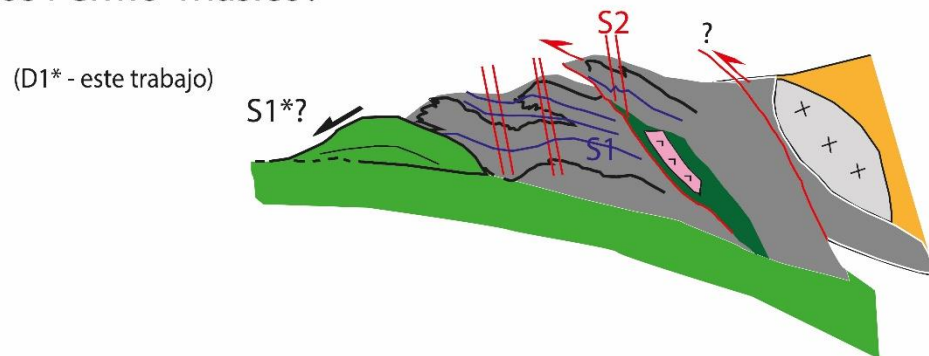


Figura 7.3: Modelo geodinámico del CMBM y la UME desde el Devónico al Terciario a los 41,5°S, basado en los modelos de Hervé et al., (2016, 2018).

Capítulo 8. Conclusiones

En el presente trabajo se puede concluir que las unidades del Complejo Metamórfico Bahía Mansa entre los 41,1-41,6°S, son separables según protolito, estructura, metamorfismo y edad.

Las Metamorfitas del Río Llico devónicas-carboníferas se depositaron en una plataforma siliciclástica ubicada entre la fosa y el antearco de Chaitenia (arco de isla devónico). Las Metavolcanitas de Zarao corresponden a una isla oceánica exótica de edad devónica atraída por la subducción de este arco.

Los metasedimentos que constituyen a las Metamorfitas del Río Llico se entierran en la subducción del arco insular alcanzando un peak de profundidad a los ~22 km a 450°C durante el evento deformativo D1, asociado a pliegues recumbentes de longitud de onda de decenas kilómetros vergentes al oeste. Estos pliegues recumbentes desarrollan foliación de plano axial S1, cuya paragénesis mineral se encuentra en la facies esquistos verdes, y están asociados al desarrollo de un prisma de acreción en el margen occidental de Chaitenia durante el Carbonífero Superior. Este prisma de acreción es interrumpido por el evento deformativo D2, debido a la acreción basal de las Metavolcanitas de Zarao exhumandolas junto a las Metamorfitas del Río Llico por medio de un cabalgamiento S2 vergente al oeste. Este evento deformativo generó la zonación química de un porfidoblasto de granate que se asocia a la exhumación y calentamiento de esta roca alcanzando un peak de metamorfismo termal a 19 km de profundidad y 550°C, posiblemente durante la amalgamación seguida del prisma de acreción, la isla oceánica y el arco de isla de Chaitenia al margen suroccidental de Gondwana. Este evento es seguido de una descompresión a 10 km acompañada por un enfriamiento a 490-510°C, lo que traza una trayectoria P-T-D-t en sentido horario que habría culminado en el Permo-Triásico.

Se define las Metabasitas de Estaquilla por sus firmas geoquímicas, petrológicas y estructurales, como la nueva Unidad Metabasitas de Estaquilla. Con ello se separan del Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Estas metabasitas se adosaron al margen andino de los Andes Norpatagónicos a los 41,2°S, debido a la subducción de una dorsal oceánica bajo el basamento metamórfico paleozoico, que posteriormente se exhumaron hacia el suroeste en tiempos sincrónicos y/o posteriores a la edad de enfriamiento del Complejo Metamórfico Bahía Mansa, posiblemente en el Permo-Triásico.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G. Toselli, A.J. 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Actas 2º Congreso Latinoamericano de Geología (Caracas) 2*, pp 755-763.
- Aguirre, L. Hervé, F. Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Krystalinikum*, Vol. 9, p. 7-19.
- Aragón, E. Pinotti, L. D'eraimo, F. Castro, A. Rabbia, O. Coniglio, J. Demartis, M. Hernando, I, Cavarozzi, C.E. Aguilera, Y.E. 2013. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc. *Geosci. Front.* 4, 377–388.
- Azcuy, C. Caminos, R. 1987. Diastrofismo. En S. Archangelsky (ed.) *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 239-251, Córdoba.
- Bahlburg, H. Hervé, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of Northwestern Argentina and Northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 869–884.
- Bernhardt, H. J. Massonne, H.J Reinecke, T. Reinhardt, J. Willner, A. 1995. Digital element distribution maps, an aid for petrological investigations. [Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft] Beihefte zum *European Journal of Mineralogy*, 7 (1) (1995), p. 28.
- Billings, M. P. 1954. *Structural Geology*. Second edition. Englewood Cliffs, N. J: Prentice-Hall, p. 340.
- Brandelik, A. 2009. CALCMIN – an EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses. *Source Computers and Geosciences*, 35 (2009), pp. 1540-1551.
- Bucher, K. Grapes, R. 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-540-74169-5_9.
- Campos, A. Moreno, H. Muñoz, J. Antinao, J. Clayton, J. Martin, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Mapas Geológicos*, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Calderón, M. Massonne, H.J. Hervé, F. Theye, T. 2017. P–T–time evolution of the Mejillones Metamorphic Complex: Insights into Late Triassic to Early Jurassic orogenic processes in northern Chile. *Tectonophysics* 717 (2017) 383–398. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.013>
- Cawood, P. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews* 69 (2005) 249–279. doi:10.1016/j.earscirev.2004.09.001
- Cembrano, J. Hervé, F. Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259:55–66.
- Charrier, R. Pinto, L. Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T., and Gibbons, W. (editors): *The Geology of Chile*. The Geological Society (London), pp. 414.

Connolly, J.A.D. 1990. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290, 666–718.

Connolly, J.A.D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, 236 (2005), pp. 524-541.

Crignola, P. Duhart, P. McDonough, M. Muñoz, J. 1997. Antecedentes geoquímicos acerca del origen de los esquistos máficos y cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa, sector norte de la Xa Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1254-1258. Antofagasta.

Cruz-Martínez, J. Dristas, J. Massonne, H.J. 2012. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation, *International Geology Review*, 54:4, 472-490, DOI: 10.1080/00206814.2011.569411

Dabrio, C. 2010. Capítulo XII: Plataformas siliciclásticas en Sedimentología del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria, A. Arche (Editor). *Textos Universitarios*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 1183 (2010).

De La Fuente, D. Figueroa, O. Duhart, P. Quiroz, D. Demaiffe, D. Oliveros, V. Muñoz, J. 2015. Los Intrusivos de Antearco del Cretácico Superior de Chile Centro Sur (39°S - 40°S): Petrografía y geoquímica. *Congreso Geológico Chileno*, 13, Antofagasta, Chile, 05-09 agosto, 2012, pp.342-344.

Díaz, L. Vivallo, W. Alfaro, G. Cisternas, M.E. 1988. Geoquímica de los esquistos Paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. En *5to Cong. Geol. Chileno*, Actas, II, E75-E96.

Duhart, P. Martin, M. Muñoz, J. Crignola, P. McDonough, M. 1997. Acerca de la edad del Protolito del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de la Xª Región: edades preliminares 207Pb/206Pb en circones detríticos. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1267-1270. Antofagasta.

Duhart, P. 1999. Geología del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 41°00' - 42°00' L.S., X Region, Chile: consideraciones geocronológicas. *Graduation Thesis*, Universidad de Concepción, Departamento de Geología, 158 p.

Duhart, P. McDonough, M. Muñoz, J. Martin, M. Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00' S): geocronología K-Ar, Ar/Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 2, p. 179-208.

Duhart, P. Cardona, A. Valencia, V. Muñoz, J. Quiroz, D. Hervé, F. 2009. Evidencias de basamento Devónico, Chile centro-sur (41-44° S) XII Congreso Geológico Chileno, S8_009, Santiago, 22-26 Noviembre, 2009.

Drummond, M. S. Defant, M. J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95, 21503–21521.

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*, (2016).

Echaurren, A. Encinas, A. Sagripanti, L. Duhart, P. Zambrano, P. Folguera, A. 2017. Deformación neógena en el antearco de Chiloé (~43°S): reactivación selectiva de estructuras

extensionales. Actas Simposio n°12 de Tectónica de los Andes argentino-chilenos, XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, pp 80-82.

Elgueta, S. McDonough, M. Le Roux, J. Urqueta, E. Duhart, P. 2000. Estratigrafía y Sedimentología de las Cuencas Terciarias, Región de Los Lagos (39-42° S), Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 57: 52 p.

Encinas, A. Folguera, A. Oliveros, V. del Mauro, L. Tapia, F. Rizzo, R. Hervé, F. Finger, K. Valencia, V. Gianni, G. Álvarez, O. 2015. Late Oligocene-Early Miocene submarine volcanism and deep-marine sedimentation in an extensional basin of southern Chile. Implications on the tectonic development of the North Patagonian Andes. *Geol Soc Am Bulletin* 128:807-823.

Fennell, L. Folguera, A. Naipauer, M. Gianni, G. Rojas Vera, E. Bottesi, G. Ramos, V.A. 2015. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquen Group (35° 30'-37° S). *Basin Research* (2015) 1-22.

Folguera, A. Gianni, G. Encinas, A. Alvarez, O. Orts, D. Echaurren, A. Litvak, V. Navarrete, C. Sellés, D. Tobal, J. Ramos, M. Fennell, L. Giménez, M. Martínez, P. Ruiz, F. Iannelli, S. 2017. Neogene Growth of the Patagonian Andes, in *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, Springer Earth System Sciences.

Fortey, R. Pankhurst, R.J. Hervé, F. 1992. Devonian Trilobites at Buill, Chile (42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 133-144.

García-Sansegundo, J. Farias, P. Gallastegui, G. Giacosa, R. Heredia, N. 2009. Structure of the North-Patagonian Gondwanic basement in the Bariloche area. *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.

García-Sansegundo, J. Farias, P. Heredia, N. Gallastegui, G. Charrier, R. Rubio-Ordóñez, A. Cuesta, A. 2014a. Structure of the Andean Palaeozoic basement in the Chilean coast at 31° 30' S: Geodynamic evolution of a subduction margin. *Journal of Iberian Geology* 40 (2): 293-308

Giacosa, R. Fracchia, D. Heredia, N. 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49° S, Argentina. *Geologica Acta* 10 (3): 265-282.

Glodny J. Lohrmann J. Echtler H. Gräfe K. Seifert W. Collao S. Figueroa O. 2005. Internal dynamics of a paleoaccretionary wedge: insights from combined isotope tectonochronology and sandbox modeling of the South-Central Chilean forearc. *Earth & Planetary Science Letters* 231: 23-39.

Glodny, J. Echtler, H. Figueroa, O. Franz, G. Gräfe, K. Kemnitz, H. Kramer, W. Krawczyk, C. Lohrmann, J. Lucassen, F. Melnik, D. Rosenau, M. Seifert, W. 2006. Long-Term Geological Evolution and mass-flow balance of the South-Central Andes. In *The Andes: active subduction orogeny* (Onken, Chong, Franz, Giese, Götze, Ramos, Strecker and Wigger eds.). Springer, p. 401-428.

Glodny, J. Echtler, H. Collao, S. Ardiles, M. Burón, P. Figueroa, O. 2008. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S-40°S) - the Lanalhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 397-411.

Godoy, E. 1970. Estudio petrográfico del granito de Constitución y su aureola de metamorfismo de contacto. Memoria de título. Departamento de Geología. Universidad de Chile, 140 páginas.

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

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

Hastie, A.R. Kerr, A.C. Pearce, J.A. Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *J Pet* 48: 2341-2357.

Heredia, N. García-Sansegundo, J. Gallastegui, G. Farias, P. Giacosa, R. Alonso, J.L. Busquets, P. Charrier, R. Clariana, P. Colombo, F. Cuesta, A. Gallastegui, J. Giambiagi, L. González-Menéndez, L. Limarino, C.O. Martín-González, F. Pedreira, D. Quintana, L. Rodríguez-Fernández, L.R. Rubio-Ordóñez, A. Seggiaro, R. Serra-Varela, S. Spalletti, L. Cardó, R. Ramos, V.A. 2016. Evolución Geodinámica de los Andes de Argentina, Chile y la Península Antártica durante el Neoproterozoico superior y el Paleozoico. *Trabajos de Geología* 35: 000-000.

Heredia, N. García-Sansegundo, J. Gallastegui, G. Farias, P. Giacosa, R. Hongn, F. Tubía, J. Alonso, J.L. Busquets, P. Charrier, R. Clariana, P. Colombo, F. Cuesta, A. Gallastegui, J. Giambiagi, L. González-Menéndez, L. Limarino, C.O. Martín-González, F. Pedreira, D. Quintana, L. Rodríguez-Fernández, L.R. Rubio-Ordóñez, A. Seggiaro, R. Serra-Varela, S. Spalletti, L. Cardó, R. Ramos, V.A. 2018. The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times, Chapter 5 of *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, Folguera et al. Springer 552 pages, DOI: 10.1007/978-3-319-67774-3.

Hervé, F. Godoy, E. Parada, M. Ramos, V. Rapela, C. Mpodozis, C. Davidson, J. 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes with emphasis on their early history. In *Circum-Pacific Orogenic belts and the Evolution of the Pacific Ocean Basin* (Monger, J.W.H.; Francheteau, J.; editors). American Geophysical Union Geodynamic Series, Vol. 18, p. 97-114.

Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 183-188.

Hervé, F. Calderón, M. Fanning, C.M. Pankhurst, R.J. Godoy, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of Central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*, 23, 1122-1135.

Herve, F. Calderon, M. Fanning, C.M. Pankhurst, R.J. Fuentes, F. Rapela, C.W. Correa, J. Quezada, P. Marambio, C. 2016. Devonian magmatism in the accretionary complex of southern Chile. *Journal of Geological Society of London*, 173(4): jgs 2015-163.

Hervé, F. Calderón, M. Fanning, C.M. Pankhurst, R.J. Rapela, C.W. Quezada, P. 2018. The country rocks of Devonian magmatism in the North Patagonian Massif and Chaitenia. *Andean Geology* 45 (3):301-317. DOI: 10.5027/andgeoV45n3-3117.

Hey M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30: 277-292.

Holland, T.J. Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16 (1998), pp. 309-343.

Hyppolito, T. Juliani, C. Garcia-Casco, A. Meira, T.V. Bustamante, A. Hervé, F. 2014a. The nature of the Paleozoic oceanic basin at the southwestern margin of Gondwana and implications for the origin of the Chilenia terrane (Pichilemu region, central Chile). *International Geology Review*, 56, 1097-1121.

- Hyppolito, T. Garcia-Casco, A. Juliani, C. Meira, V.T. Hall, C. 2014b. Late Paleozoic onset of subduction and exhumation at the western margin of Gondwana (Chilenia Terrane): counterclockwise P-T paths and timing of metamorphism of deep-seated garnet-mica schist and amphibolite of Punta Sirena, Coastal Accretionary Complex. *Lithos*, 216–217, 409–434.
- Hyppolito, T. Juliani, C. Garcia-Casco, A. Meira, V.T. Bustamante, A. Hall, C. 2015. LP/HT metamorphism as a temporal marker of change of deformation style within the Late Palaeozoic accretionary wedge of central Chile. *J. metamorphic Geol.*, 2015, 33, 1003–1024. doi:10.1111/jmg.12166.
- Irvine, T. N. Baragar, W. R. 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Johnson, H. D. 1978. Shallow siliciclastic seas. En H. G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Pub.
- Kato, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 96, 918–924.
- Kato, T. Godoy, E. 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the Coastal Range of Chile. *International Geology Review*, Vol. 37, p. 992–1006.
- Kato, T. Godoy, E. McDonough, M. Duhart, P. Martin, M. Sharp, W. 1997. Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la serie occidental, complejo acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 98–102. Antofagasta.
- Kato, T. Sharp, W. Godoy, E. 2008. Inception of a Devonian subduction zone along the southwestern Gondwana margin: ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of eclogite–amphibolite assemblage in blueschist boulders from the Coastal Range of Chile (41°S). *Canadian Journal of Earth Sciences* 45, 337–351.
- Kato, T. Godoy, E. 2015: Middle to late Triassic mélangé exhumation along a pre-Andean transpressional fault system: coastal Chile (26°–42° S). *International Geology Review*. DOI: 10.1080/00206814.2014.1002119.
- Lavenu, A. Cembrano, J. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and 612 Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern 613 Chile). *J Struct Geol* 21:1669–1691
- Le Bas, M.J. Le Maitre, R.W. Streckeisen, A. Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology* 27: 745–750. Doi:10.1093/petrology/27.3.745.
- Levi, B. Aguilar, A. Fuenzalida, R. 1966. Reconocimiento geológico en las provincias Llanquihue y Chiloé. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín*, 19.
- López-Gamundi O.R. Conaghan, P.J. Rosello, E.A. Cobbold, P.R. 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Fold belt, East-Central Argentina: evidence of syntectonic sedimentation in a Variscan foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences* 8 (2): 129–142.
- Loske, W. Miller, H. Milne, A. Hervé, F. 1990. U-Pb zircon ages of xenoliths from Cape Dubouzet, Antarctic Peninsula. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1 (1-2): 87–95.

- Marambio, C. 2015. Petrología y análisis estructural de cuerpos metamórficos e ígneos del complejo metamórfico Bahía Mansa. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132861>.
- Martin, M. Kato, T. Rodríguez, C. Godoy, E. Duhart, P. McDonough, M. Campos, A. 1999. Evolution of late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*, Vol. 18, No. 4, p. 582-605.
- Massonne, H.J. Willner, A. Gerya, T. 2007b. Densities of metapelitic rocks at high to ultrahigh pressure conditions: what are the geodynamic consequences? *Earth Planet. Sci. Lett.* 256, 12-27.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-1bZr-1bY diagram: *Chemical Geology*, v. 56, p. 207-218. doi:10.1016/0009-2541(86)90004-5
- McClay, K.R. 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological Society of London Handbook, vi +161 pp.
- McDonough, W.F. Sun, S. 1995. The composition of the Earth: *Chemical Geology*, v. 120, p. 223-253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4
- McDonough, M. Ugalde, H. Duhart, P. Crignola, P. 1997a. Nuevos antecedentes estructurales del la Cordillera de la Costa y el adyacente Valle Central en la parte norte de la Xa Región, Chile: su relación con el patrón magnético. En 8avo Cong. Geol. Chileno, Actas, I, 169-172.
- McDonough, M. Duhart, P. Herrero, C. Van der Velden, A.J. Cook, F.A. Martin, M.W. Ugalde, H. Villeneuve, M. Mpodozis, C. en preparación. Accretionary Tectonics and forearc basin evolution on the southwestern margin of Gondwana, Southern Chile: implications of new crustal seismic and geochronological results.
- Mella, M. Duhart, P. McDonough, M. Antinao, J. Elgueta, S. Crignola, P. 2012. Geología del Área Valdivia-Corral, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 137: 49 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Müller, R.D. Sdrolias, M. Gaina, C. Steinberger, B. and Heine, C. 2008. Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science*, 319, 1357-1362.
- Munizaga, F. Hervé, F. Drake, R. Pankhurst, R.J. Brook, M. Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 309-316.
- Muñoz, J. 1997. Sistemas estructurales cenozoicos en la Región de los Lagos, Chile: interpretación de lineamientos en imagen radarsat. En 8avo Cong. Geol. Chileno, Actas, I, 163-168.
- Muñoz, J. Araneda, M. 2000. Extensión Cortical en el Oligoceno-Mioceno entre los 39 y 42°S, Región de Los Lagos, Chile: Antecedentes geológicos y geofísicos. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, 609-612.
- Muñoz, J. Troncoso, R. Duhart, P. Crignola, P. Farmer, G. Stern, C. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 27, No. 2, p. 177-203.
- Navarro, J. 2013. Petrotectónica del complejo metamórfico Punta de Choros, III-IV Región, Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/114704>

- Orellana, F. 2016. Petrología de las rocas máficas y ultramáficas en la serie occidental del Centro sur de Chile (39°-40°S). <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/141004>
- Pankhurst, R.J. Rapela, C.W. Fanning, C.M. Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 7: 235-257.
- Passchier, C.W. Trouw, R.A.J. 2005. *Microtectonics* 2nd edition. Springer Verlag. 372 pp.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams, in *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration*, Wyman, DA: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 12, p. 79-113.
- Pearce, J.A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust: *Lithos*, v. 100, p. 14-48. doi:10.1016/j.lithos.2007.06.016
- Pearce, J.A. Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
- Peroni, G.O. Hegedus, A.G. Cerdan, J. Legarreta, L. Uliana, M.A. Laffite, G. 1995. Hydrocarbon Accumulation in an Inverted Segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central 665 Patagonia. In: Tankard AJ, Suárez R, Welsink HJ (eds) *Petroleum Basins of South America*. Am Assoc Petrol Geol Memoir 62, pp 403-419
- Pinet, P.R. 2014. *Invitation to Oceanography*. Boston: Jones & Bartlett Learning. ISBN 978-0-7637-2136-7. 662 pp.
- Powell, R. Holland, T. 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: activity modeling of pyroxenes, amphiboles and micas. *Am. Mineral.* 84, 1-14.
- Quezada, P. 2015. Geología de algunas unidades del basamento ígneo y metamórfico de la Región de Los Lagos, Chile: evidencias de magmatismo de arco y sedimentación durante el Devónico. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 95 p. <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/133541>
- Quiroz, D. Duhart, P. Muñoz, J. 2006. Antecedentes geocronológicos del magmatismo Cretácico Superior y Eoceno de la Cordillera de la Costa del Centro Sur de Chile (39°-43°S), implicancias paleogeográficas. *Actas XI Congreso Geológico Chileno*, Vol. 2, 539-542.
- Ramos, V.A. Jordan, T.E. Allmendinger, R.W. Kay, S.M. Cortés, J.M. Palma, M. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. 9º Congreso Geológico Argentino. *Actas* 2: 84-106, San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A. 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión en el Eopaleozoico del noroeste Argentino. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas* 6: 13-28.
- Ramos, V.A. 1988a. Tectonics of the Late Proterozoic-early Paleozoic: A collisional history of southern South America. *Episodes* 11 (3): 168-174.
- Ramos, V.A. 1988b. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° S latitude (S. Clark and D. Burchfiel, eds.), *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle (S.M. Kay, V.A. Ramos and W. Dickinson, eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America Memoirs 204: 31-65.

- Ramos, V.A. Naipauer, M. 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology* 40 (2): 367-379.
- Ramsay, J.G. 1964. The uses and limitations of Beta-diagramas and Pi-diagrams in the geometrical analisis of folds. *J. Geol.Soc. Lond.* 120, 435-454.
- Ramsay, J. G. Hubert, M. I. 1987. The techniques of modern Structural Geology. Vol. 2, Folds and Fractures. Ed. Academic Press (London), 308-700 pp.
- Rapela, C.W. Casquet, C. Baldo, E.G.A. Dalquist, J. Pankhurst, R.J. Galindo, C. Saavedra, J. 2001. Las Orogénesis del Paleozoico Inferior en el margen proto-andino de América del Sur, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 23-41.
- Rebolledo, S. Charrier, R. 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31°-32° S). *Revista Geológica de Chile* 21 (1): 55-69.
- Rey, P. 2016. Introduction to Structural Geology. <http://itunes.apple.com/us/book/id1085911016>
- Richter, P.P. Ring, U. Willner, A.P. Leiss, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile: *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 203-214.
- Rieder, M. Cavazzini, G. D'yakonov, Y.S. Frank-Kamenetskii, V.A. Gottardi, G. Guggenheim, S. Koval', P.V. Müller, G. Neiva, A.M.R. Radoslovich, E.W. Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H. Weiss, Z. Wones, D.R. 1998. Nomenclature of the micas. *Can. Mineral.* 36, 905-912.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital 4.
- Seton, M. Müller, R.D. Zahirovic, S. Gaina, C. Torsvik, T. Shephard, G. Talsma, A. Gurnis, M. Turner, M. Maus, S. Chandler, M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth Sciences Reviews* 113: 212-270.
- Söllner, F. Alfaro, G. Miller, H. 2000. A carboniferous-permian meta-ignimbrite from Coastal Cordillera West of Puerto Montt, Los Lagos Region, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 764-769. Puerto Varas.
- Spear, F.S. Selverstone, J. Hickmott, D. Crowley, P. Hodges, K.V. 1984. PT paths from garnet zoning: a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12(2), 87-90.
- Turner, J.C.M. Méndez, V. 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 51 (1- 2): 11-24.
- Veas, M. 2017. Mineralogía de rocas metamórficas de la serie occidental entre los 41°15´S y 41°25´S (Complejo metamórfico de Bahía Mansa): Implicancias geotermobarométricas. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/149074>
- Vernon, R.H. 1978. Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed metamorphic rocks. *Geol. Rundsch.*, 67: 288-305.
- Vildoso, M.F. 2017. Petrología del basamento metavolcanico Devonico de la Cordillera del Zarao, Los Muermos, Region de los Lagos, Chile. Tesis de pregrado, Carrera de Geología, Universidad de Andres Bello, Santiago, 67 pp.

Vivallo W. Alfaro G. Díaz L. 1988. Los metabasaltos de la Serie Occidental de la Cordillera de la Costa entre los 38 - 41 latitud Sur, Chile: Evidencias geoquímicas de cuenca marginal durante el Paleozoico. Anais do Congresso Latino-americano de Geologia. Belem, Pará, Brasil, 1: 260-273.

Willner, A.P. Pawlig, S. Massonne, H.J. Hervé, F. 2001. Metamorphic evolution of spessartine quartzites (coticules) in the high pressure/low temperature complex at Bahia Mansa (Coastal Cordillera of Southern Central Chile). *Can. Mineral.* 39, 1547– 1569.

Willner, A. Glodny, J. Gerya, T. Godoy, E. Massonne H.J. 2004. A counterclockwise PTt path of high-pressure/low-temperature rocks from the Coastal Cordillera accretionary complex of south-central Chile: constraints for the earliest stage of subduction mass flow. *Lithos* 75: 283-310.

Willner, A. 2005. Pressure-Temperature Evolution of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35°30'S). *Journal of Petrology* 46: 1805-1833.

Willner, A. Thomson, S.N. Kröner, A. Wartho, J.A. Wijbrans, J. Hervé, F. 2005. Time markers for the evolution and exhumation history of an Upper Paleozoic paired metamorphic belt in Central Chile (34°-35°30 'S). *Journal of Petrology* 46, 1835-1858.

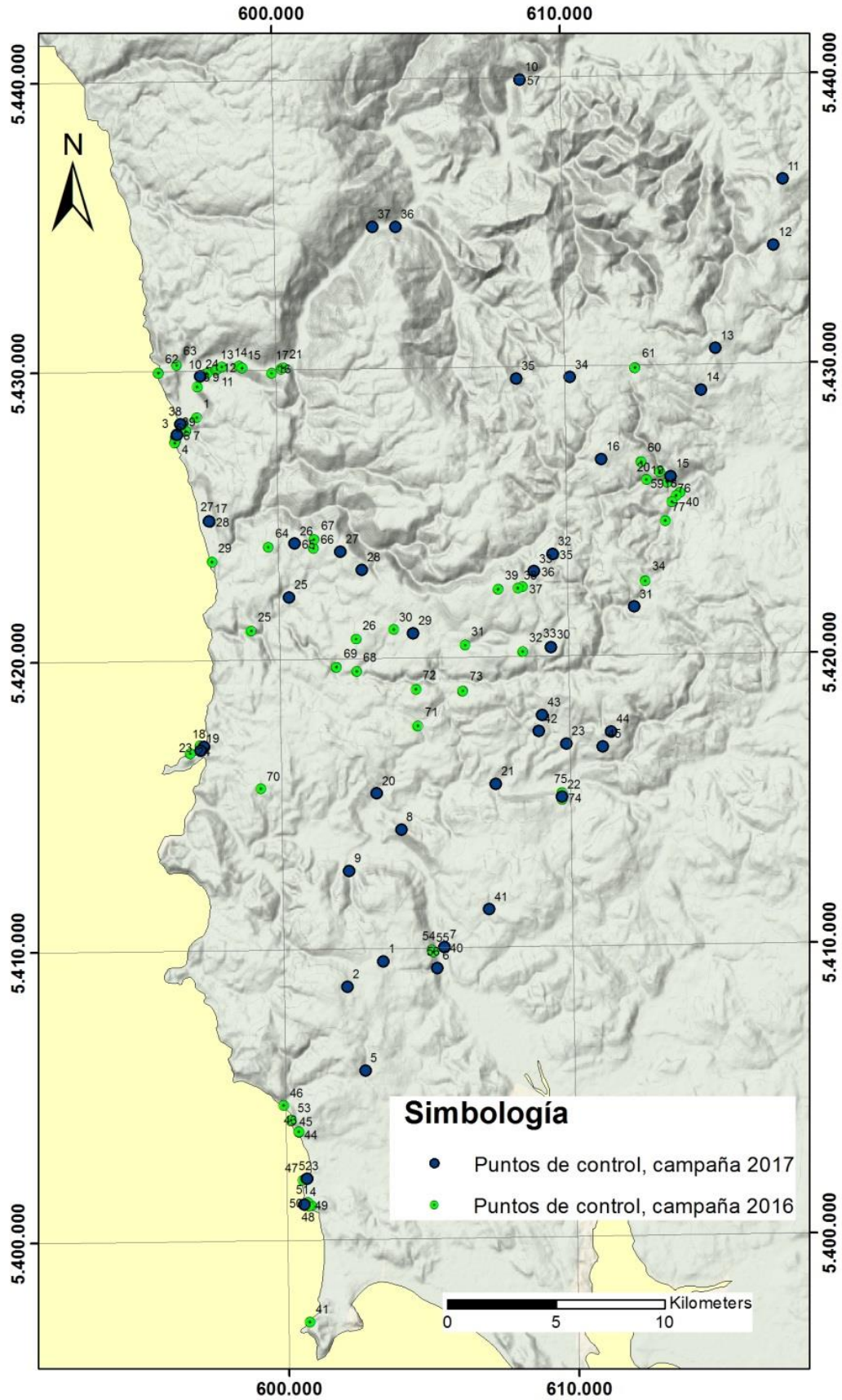
Winchester, J.A. Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem Geol* 20: 325-343. doi: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.

Wood D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish-ing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 50, p. 11–30. Doi:10.1016/0012-821X (80) 90116-8

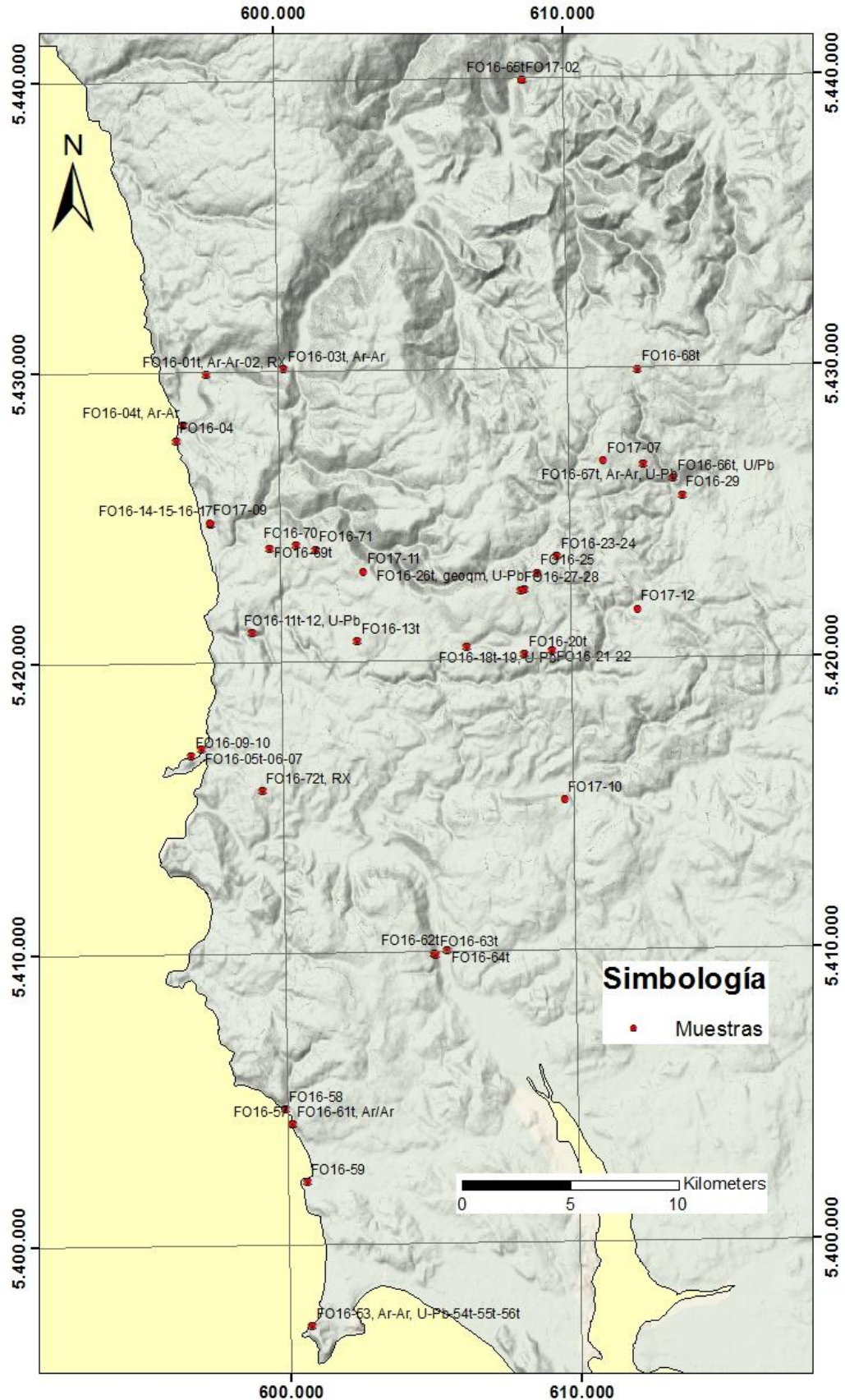
Zwart, H.J. 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees. *Geol Rdsch* 50:203–218

Zwart, H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (central Pyrenees). *Geol Rdsch* 52:38–65.

Anexo A: Mapa de ubicación de puntos de control.



Anexo B: Mapa de ubicación de muestras.



Anexo C: Base de datos de puntos de control.

Fecha	Dia	Cod	COORD_E	COORD_S	dip_dir_S1	dip_S1	dip_dir_S2	dip_S2	dip_dir_S0	dip_S0	LITOLOGIA	B2	dip_B2	Mesestr	g	dip_g	Muestra	Petro
13/01/2016	I	1	597201	5428416	0	0	240	25			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
13/01/2016	I	2	596670	5428169	0	0	245	15			metabasas de estaquilla	165	15	Pliegue S	0	0		
13/01/2016	I	3	596467	5427757	0	0	220	25			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
13/01/2016	I	4	596472	5427668	0	0	165	40			metabasas de estaquilla	0	0		0	0	FO16-04	
13/01/2016	I	5	596442	5427532	0	0	130	50			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
13/01/2016	I	6	596498	5427857	0	0	220	20			metabasas de estaquilla	210	14	Pliegue S	0	0		
13/01/2016	I	7	596813	5427837	0	0	130	45			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
14/01/2016	II	8	597245	5429435	0	0	260	60			metabasas de estaquilla	235	33		0	0		
14/01/2016	II	9	597376	5429800	0	0	225	30			Ulico contacto Estaquilla	0	0		0	0	FO16-01t, Ar-Ar-02, RX	
14/01/2016	II	10	597463	5429819	0	0	0	0			Falla	0	0		0	0		
14/01/2016	II	11	597707	5429938	0	0	195	70			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0		
14/01/2016	II	12	597819	5429999	0	0	0	0			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0		
14/01/2016	II	13	598134	5430140	0	0	0	0			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0		
14/01/2016	II	14	598736	5430151	0	0	250	45			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	220	42		0	0		
14/01/2016	II	15	598988	5430024	0	0	0	0			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0		
14/01/2016	II	16	599714	5429860	0	0	250	10			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0		
14/01/2016	II	17	600223	5430076	0	0	165	25			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0		
15/01/2016	III	18	613801	5425464	0	0	0	0	115	60	Metaraquita de Zarao	0	0		0	0		
15/01/2016	III	19	613509	5425931	0	0	0	0			Metatobas	0	0		0	0		
15/01/2016	III	20	613108	5425929	0	0	0	0	110	30	Metaraquita de Zarao	0	0		0	0		
16/01/2016	IV	21	600286	5430101	0	0	160	20			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	235	5		0	0	FO16-03t, Ar-Ar	
16/01/2016	IV	22	596663	5428168	0	0	0	0			Metapelitas y metareniscas heterolíticas lutita dominial	0	0		0	0	FO16-04t, Ar-Ar	X
16/01/2016	IV	23	597337	5417027	0	0	223	26			metabasas de estaquilla	0	0		260	22	FO16-05t-06-07	
16/01/2016	IV	24	596877	5416686	0	0	215	20			metabasas de estaquilla	185	8		250	2	FO16-09-10	
16/01/2016	IV	25	599001	5420998	0	0	240	36			metabasas de estaquilla	0	0		270	30	FO16-11t-12, U-Pb	
16/01/2016	IV	26	602630	5420708	125	42	160	38			Estaquilla o metaraquita?	0	0	SC	0	0	FO16-13t	X
17/01/2016	V	27	597622	5424875	0	0	155	61			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
17/01/2016	V	28	597611	5424792	0	0	173	56			metabasas de estaquilla	0	0		0	0	FO16-14-15-16-17	
17/01/2016	V	29	597755	5423444	0	0	165	20			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
17/01/2016	V	30	603983	5420969	0	0	180	15			metabasas de estaquilla	0	0		0	0		
17/01/2016	V	31	606400	5420419	0	0	250	15			metabasas de estaquilla	0	0		245	6	FO16-18t-19, U-Pb	X
17/01/2016	V	32	608383	5420157	0	0	210	56			metatoba?	0	0		0	0	FO16-20t	X
17/01/2016	V	33	609398	5420305	0	0	150	60			zona de falla	0	0		0	0	FO16-21-22	X
17/01/2016	V	34	612645	5422574	0	0	120	46			Metatoba?	0	0		0	0		
17/01/2016	V	35	609513	5423510	0	0	180	40			Metatoba?	0	0		0	0	FO16-23-24	
17/01/2016	V	36	608833	5422932	0	0	170	64			Metatoba?	0	0		0	0	FO16-25	
17/01/2016	V	37	608418	5423391	0	0	245	50			Metatoba	0	0		0	0	FO16-26t, geom, U-Pb	
17/01/2016	V	38	608303	5422373	0	0	0	0			Metatoba	0	0		0	0	FO16-27-28	
17/01/2016	V	39	607529	5422300	0	0	235	70			Metatoba	0	0		0	0	FO16-29	
17/01/2016	V	40	613932	5425570	0	0	170	40			Metatoba	0	0		0	0		
18/01/2016	VI	41	600666	5397118	65	35	0	0	50	20	Metareniscas y metapelitas Pta Quillagua	0	0		0	0	16-53, Ar-Ar, U-Pb-54t-55t	X
19/01/2016	VII	42	600703	5402102	50	50	0	0	55	40	Metareniscas y metapelitas Pinuro	0	0		0	0		

