



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**DEFORMACIÓN DEL BASAMENTO METAMÓRFICO PALEOZOICO EN LA
TRANSECTA TANUMÉ - PICHILEMU, ENTRE LOS 34,2° Y 34,5°S, CORDILLERA
DE LA COSTA DE CHILE CENTRAL.**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CAMILO JAVIER PALAPE REYES

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MAURICIO CALDERÓN NETTLE
ESTANISLAO GODOY PIRZIO-BIROLI

Este trabajo ha sido financiado por Restaurant Humbertsone.

SANTIAGO DE CHILE

MAYO 2014

RESUMEN

La evolución geodinámica del basamento metamórfico paleozoico de la Cordillera de la Costa de Chile Central entre los 34 y 38°S se encuentra ligada a la subducción de la placa paleo-Pacífica bajo el margen occidental de Gondwana. Ella dio lugar a un complejo acrecionario que se desarrolló en el Carbonífero Superior. Este muestra características de un cinturón pareado metamórfico, en el que se distinguen dos franjas N-S que difieren en gradiente metamórfico y protolito. Se les ha llamado Serie Occidental (baja temperatura/alta presión) y Oriental (alta temperatura/baja presión).

Las estructuras observadas en la transecta Tanumé - Pichilemu fueron desarrolladas en 3 episodios de deformación D1, D2 y D3. En la Serie Oriental, las estructuras de primera generación (D1) corresponden a pliegues isoclinales recumbentes de rumbo noreste. Las estructuras de segunda generación (D2) constan de pliegues vergentes hacia el suroeste que forman parte de un antiforme y un sinforme volcados, asociado a un pliegue por propagación de falla de longitud de onda de 10 km. Este evento deformativo desarrolla un clivaje de plano axial (S2) que miente hacia el noreste con 30° deformando la foliación anterior S1. Esta foliación penetrativa S2 envuelve porfidoblastos de granate previos a este evento, generando sombras de presión.

El segundo evento deformativo está sobreimpuesto por estructuras de tercera generación (D3) de carácter frágil, el cual genera un clivaje de crenulación (S3) de alto ángulo y rumbo noroeste. La intersección de la foliación S3 con la foliación anterior (S2) se observa en la lineación L3, evidenciada por bandas de encarrujamiento de escala centimétrica que tienen el mismo rumbo y bajo buzamiento.

La evolución geodinámica de este complejo acrecionario está dominada por un cabalgamiento S2 vergente hacia el noreste, de un bloque cabalgante constituido por esquistos verdes, mica esquistos, metabasaltos con almohadillas relictas y metacherts, provenientes de 15 a 25 km de profundidad (Serie Occidental), sobre un bloque yacente compuesto por metaturbiditas, que poseen un metamorfismo termal previo a este evento tectónico (Serie Oriental). En la Serie Oriental esta deformación D2 es vergente hacia el suroeste y está asociada a estructuras antitéticas que se desarrollan dentro de un prisma de acreción, ocurriendo previamente al episodio D2 de la Serie Occidental. Finalmente, el episodio deformativo D3 cabalga la Serie Oriental sobre la Occidental con vergencia hacia el suroeste con una componente de rumbo sinistral, siendo estructuralmente más somera probablemente asociada a la deformación andina.

A Lucía en el cielo, a mis padres, a Natalia y al Cacique

AGRADECIMIENTOS

Para empezar quiero dar mis agradecimientos a mi familia, especialmente a mis padres, quienes me han dado la vida y su incondicional apoyo para crecer con valores, amor y sabiduría.

Adicionalmente, quiero dar mis totales agradecimientos a la gente que ha apoyado todo el transcurso de la tesis, especialmente a una persona a quien dedico estas palabras, a mi amor Natalia. Ella ha participado directamente en la gestión de esta tesis, asistiendo la mayor parte del terreno y realizando observaciones valiosas, que han sido utilizadas en los resultados finales de la presente investigación.

También quiero dar gracias a mi Profesor Guía Francisco Hervé, quien me dio el apoyo necesario para efectuar este trabajo, enseñando no sólo los contenidos geológicos, sino que también grandes experiencias y valores. Además de apoyar con el financiamiento de los cortes transparentes, a través del proyecto Fondecyt 1130227.

Quiero destacar la ayuda de los Drs. Nemesio Heredia y Fidel Martín, quienes me enseñaron la metodología necesaria para efectuar este estudio en el terreno de la Transecta del río Maule, financiada con el proyecto TORANDES (CGL2012-38396-C03) del Plan Nacional de I+D+i de España.

Gracias a la compañía de mis amigos del colegio, de plan común y de carrera, he podido lograr este objetivo, destacando a Daniel Muñoz y Vicente Gaínza, con quienes compartimos tres lindos años de convivencia en el Ludus. También hay que mencionar a Jorge Correa, quien me incentivó en la música enseñando charango y formar el grupo Quilapajackson con los amigos del folklor de geología.

Doy gracias también al cuerpo docente y administrativo de la Universidad, destacando a las siguientes personas por su apoyo directo e indirecto en mi formación; Blanca Baccola, Maritza Acuña, a los profesores Reynaldo Charrier, Luis Aguirre, Mario Vergara, Luisa Pinto, Rodrigo Luca, Mauricio Calderón, Estanislao Godoy y Víctor Manksaev.

Además quiero dar gracias al Restaurant Humberstone, por financiar casi la totalidad del terreno y facilitando el Yaris Blanco que se disfrazó de 4x4. También agradezco Doña Erminda, quien nos recibió por un mes en su cabaña en Pichilemu.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	13
1.1 OBJETIVOS DEL ESTUDIO.....	14
1.1.1 Objetivo general.....	14
1.1.2 Objetivos específicos	14
1.2 METODOLOGÍA.....	15
1.3 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	16
1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	19
1.5 UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO	21
2. ANTECEDENTES REGIONALES.....	23
2.1 RASGOS MORFOESTRUCTURALES.....	23
2.2 MARCO GEOLÓGICO	24
2.2.1 Orogenia Gondwánica.....	24
2.2.2 Rocas ígneas y metamórficas del Basamento Cristalino	27
2.2.3 Stocks intrusivos.....	31
2.2.4 Rocas estratificadas.....	32
2.3 ANTECEDENTES PETROLÓGICOS	34
2.3.1 Petroquímica y química mineral	34
2.3.2 Geocronología	38
2.3.3 Geotermobarometría	41
2.4 ANTECEDENTES ESTRUCTURALES	43
3. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO EN EL ÁREA DE PICHILEMU.....	47
3.1 LITOLOGÍA	47
3.1.1 Serie Oriental	48
3.1.1.1 Esquistos micáceos de biotita.....	48
3.1.1.2 Esquistos micáceos de granate.....	50
3.1.1.3 Esquistos micáceos de estauroлита y andalucita	53
3.1.2 Serie Occidental.....	56
3.1.2.1 Esquistos verdes	56
3.1.2.2 Esquistos verdes, esquistos azules, metacherts y rocas calcosilicatadas... 58	
3.1.2.3 Metabasaltos de almohadilla.....	60
3.3.3 Rocas sedimentarias marinas neógenas	62

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	64
4.1 Estructuras Serie Oriental.....	65
4.1.1 Dominio Tanumé - Chorrillos.....	65
4.1.1.1 Estructuras de primera generación (D1)	65
4.1.1.2 Estructuras de segunda generación (D2).....	67
4.1.1.3 Estructuras de tercera generación (D3)	71
4.1.2 Dominio Estero San Antonio	72
4.2 Estructuras Serie Occidental	74
4.2.1 Dominio Pichilemu	75
4.2.2 Dominio Infiernillo	77
4.3 Corte geológico.....	80
5. ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL	82
5.1 ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA CRISTALIZACIÓN	83
5.1.1 Serie Oriental	83
5.1.2 Serie Occidental.....	86
5.2 EVENTOS DEFORMATIVOS	87
6. DISCUSIONES.....	89
7. CONCLUSIONES.....	96
8. BIBLIOGRAFÍA	98
9. ANEXOS	106
9.1 Descripción de láminas delgadas.....	106
9.2 Puntos de control	119

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Evolución tectónica del complejo acrecionario del Paleozoico tardío de Chile Central en la transecta del Río Maule con el modelo de líneas de flujo de Feehan y Brandon (1999) y Ring et al. (1999), donde la acreción frontal comienza antes de los 300 Ma (Richter et al., 2007).	20
Figura 2: Evolución tectónica del complejo acrecionario del Paleozoico Tardío de Chile Central en la transecta del Río Maule con el cambio a acreción basal exhumando las rocas de alta presión. Extraído de Richter et al. (2007)	20
Figura 3: Modelo de una cuña acrecionaria en su etapa temprana, donde ocurren la acreción frontal y la acreción basal en la parte delantera y trasera de un prisma de acreción, respectivamente. Imagen extraída de Platt (1986).	20
Figura 4: (a) Mapa regional, imagen extraída de www.mapasparacolorear.com. (b) Imagen satelital con las localidades visitadas.	21
Figura 5: (a) Mapa rutero Santiago - Pichilemu, imagen extraída de www.google.cl.	22
Figura 6: (a) Rasgos morfoestructurales en la zona volcánica sur entre Santiago y Puerto Aisén (CC: Cordillera de la Costa, CD: Depresión Central, PC: Cordillera Principal), imagen modificada de Charrier et al. (2007).	23
Figura 7: Mapa geológico entre los 34° y 35°S, extraído de Mapa geológico de Chile 1:1.000.000, Sernageomin (2003).	24
Figura 8: Unidades morfoestructurales del margen occidental de Gondwana, modificado de Rebolledo y Charrier (1994).	25
Figura 9: Corte geológico de los esquistos del Complejo Metamórfico del Choapa, extraído de García San-segundo et al. (2013) al norte de Los Vilos. Lámina superior: metabasitas > 20 m de espesor. Milonitas S-C y pliegues estirados. Lámina intermedia: milonitas y Boudins de metabasitas. Lámina inferior: Milonitas y cataclasitas foliadas.	26
Figura 10: Zonas metamórficas en el área de Pichilemu-Tanumé, extraída de Hervé et al. (1984).	28
Figura 11: Mapa geológico entre Pichilemu y Cahuil, extraído de Willner et al. (2009).	32
Figura 12: Mapa de depósitos marinos en el área de estudio (Godoy, 1988).	33
Figura 13: Diagrama ACF para la Serie Oriental y la Serie Occidental, modificado de Hervé (1977) y con la incorporación de los campos composicionales de rocas ígneas y sedimentarias (Girardi, 1979). Campos de: (1) pelitas, (2) margas, (3) calcáreas, (4) rocas básicas, (5) grauvacas, (6) rocas cuarzo-feldespáticas, (7) rocas ultrabásicas, (8) rocas ferríferas.	34
Figura 14: Diagrama de variación (wt%) MnO-TiO₂-Na₂O para clinopiroxeno magmático en metabasitas y su rango composicional tipo de la roca de referencia (Nisbet y Pearce, 1977), extraído de Willner (2005).	38

Figura 15: Mapa geológico entre los 34 y 35°S con la localización de las muestras analizadas para el estudio de proveniencia de mínima edad de circón detrítico y el porcentaje de circones Proterozoicos, extraído de Hervé et al. (2013).....	40
Figura 16: Compilación de trayectorias P-T-t para diferentes unidades de los complejos del basamento metamórfico de Chile central. Las fuentes de la información WS1 = bloques exóticos de la Serie Occidental, Willner et al. (2004b); WS2 y WS3, esquistos verdes y esquistos azules, respectivamente, de la Serie Occidental (Willner et al., 2005). ES1 = Serie Oriental (Willner et al., 2005), ES2 = Serie Oriental (Hervé, 1977). Imagen extraída de Hervé, et al. (2007).	42
Figura 17: Corte geológico esquemático entre Pichilemu y el Lago Vichuquén. La falla Pichilemu - Vichuquén aparece como el contacto entre ambas series y verticaliza las estructuras relacionadas a la cuña acrecionaria del paleozoico. Extraído de Richter (2007).	45
Figura 18: Perfil esquemático de la falla Pichilemu que muestra el comienzo de la plataforma de abrasión (línea negra). Este marcador geológico desarrolla un anticlinal de rollover en el bloque colgante. Repetidas reactivaciones de la estructura ha creado niveles de terrazas en el bloque yacente. Los números son los metros sobre el nivel del mar.....	45
Figura 19: Imagen topográfica ASTER GDEM de la Cordillera de la Costa a lo largo de la Región de O´Higgins mostrando las estructuras identificadas en el estudio de Aron et al. 2012. Las líneas rojas son fallas normales y las líneas negras son fallas del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003). Imagen extraída de Aron et al. (2012).	46
Figura 20: Mapa geológico del basamento metamórfico en el área de Pichilemu, modificado de Godoy (1988).	47
Figura 21: Área que abarca la zona de la biotita en Pichilemu.	49
Figura 22: (a) Fotografía panorámica de Chorrillos, vista hacia el sureste. (b) Afloramiento de filitas cuarcíferas en las playas de Chorrillos, se observa capa rica en óxido de Fe y el cuarzo intrafoliar.	49
Figura 23: (a) Microfotografía de mica-esquisto (CP-28) que muestra el porfidoblasto de biotita, pseudomorfo de granate con sombras de presión syn S2, NP. (b) Microfotografía de mica-esquisto (CP-4), donde se muestra un porfidoblasto de biotita con foliación interna S1, y clorita retrógrada, NX.....	50
Figura 24: Serie Oriental en acantilado costero en Centinela, vista hacia el suroeste.	51
Figura 25: Área que abarca la zona del granate en Pichilemu.	51
Figura 26: Afloramiento en las playas de Panilonco, se aprecia la intercalación de capas de areniscas y lutitas deformadas, vista hacia el noreste.	52
Figura 27: (a) Microfotografía de mica-esquisto de granate (CP-13), NP. (b) Microfotografía de mica-esquisto de granate (CP-12) donde el porfidoblasto de granate tiene inclusiones en cruz y desarrollo de sombras de presión syn S2. NP.....	53

Figura 28: Fotografía panorámica de Tanumé, vista hacia el norte.....	53
Figura 29: Área que abarca la zona de la estaurolita - andalucita en Tanumé.....	54
Figura 30: (a) Rosetas de andalucitas con sombras de presión dirigidas al noreste. (b) Estratificación cruzada en artesas de metarenisca en Tanumé, indica polaridad positiva, cabe destacar, los porfidoblastos de estaurolita presentes en el afloramiento.....	54
Figura 31: Porfidoblasto de andalucita envuelto por la foliación penetrativa S2, Tanumé.	55
Figura 32: (a) Microfotografía lámina delgada GL-5006-1B, que muestra los porfidoblastos de estaurolita, envueltos por la S2, NX. (b) Microfotografía de mica-esquistos de andalucita (GL-5006-1B) donde los porfidoblastos de andalucita tiene sus bordes alterados por mica blanca, NX.	55
Figura 34: Esquistos verdes de la Serie Occidental en la Laguna El Bajel (CP22). Vista hacia el sureste.....	57
Figura 35: Microfotografía de la metabasita en la Laguna el Bajel (CP-22) donde las actinolitas y cloritas conforman el dominio de clivaje S2 entre los porfidoblastos de zoisita, clinzoisita y plagioclasa.	58
Figura 36: Ubicación de los Esquistos en La Puntilla e Infiernillo (Cuadro Rojo).	58
Figura 37: Metacherts y esquistos verdes de la Serie Occidental en Infiernillo, vista hacia el SW. A la derecha microfotografía de los esquistos verdes (GL-5006-4), NP, radio 2.5 mm.	59
Figura 38: (a) Rocas calcosilicatadas foliadas, vista en planta. (b) Metacherts muy deformados, vista hacia el oeste. (c) metabasita con estructuras de basaltos de almohadillas envueltos por la foliación penetrativa S2, vista hacia el suroeste.....	59
Figura 39: Microfotografía de metachert con glaucofano y estilpnomelano en Infiernillo (WS1301), radio 2,5 mm.....	60
Figura 40: Afloramiento de metabasaltos de almohadilla, 400 m al sur de Punta de Lobos, vista hacia el sur.....	61
Figura 41: Preservación de estructuras primarias de basaltos de almohadilla, vista hacia el suroeste.....	61
Figura 42: Sill diorítico intruyendo paralelo a la foliación S2.....	62
Figura 43: Depósitos sedimentarios marinos sobre el basamento metamórfico en discordancia, vista hacia el noroeste en los acantilados costeros de Panilonco.....	62
Figura 44: Areniscas pardas con estratificación cruzada indicando polaridad positiva, depósito de los acantilados de Chorrillos.	63
Figura 45: Mapa satelital que muestra la ubicación de los dominios estructurales definidos para el área de estudio. Los círculos amarillos son los puntos de control y los rectángulos rojo, amarillo, pardo y verde representan el dominio Tanumé-Chorrillos, Estero San Antonio, Pichilemu e Infiernillo, respectivamente.....	65

Figura 46: Pliegues isoclinales recumbentes (D1) al sur de Panilonco. El eje está orientado hacia el ENE.	65
Figura 47: Pliegue apretado (D1) de eje NW-SE al norte de Panilonco, vista hacia el suroeste.....	66
Figura 48: (a) Polos S0 (círculos verdes), (b) Polos S1 (diamantes rojos).....	66
Figura 49: Vista panorámica de turbiditas deformadas en Panilonco, vista hacia el sur.	67
Figura 50: Pliegues de segunda generación (D2) vergentes hacia el suroeste. Vista hacia el sureste en Loma Ancha.....	67
Figura 51: Estereogramas de igual área del dominio Tanumé - Chorrillos. (a) Polos S2 (círculo azul) y plano axial resultante S2 (línea rojo), (b) L2 (triángulo burdeo), (c) B2 (diamantes verde oscuro).	68
Figura 52: Criterio del flanco inverso en Panilonco.....	68
Figura 53: Pliegues Z vergentes hacia el suroeste, donde se muestra el criterio del flanco normal al norte de Chorrillos.	69
Figura 54: Vista más acercada del afloramiento de la Figura 48, donde se muestra el criterio de flanco normal. El clivaje de plano axial S2 penetrativo deforma las capas de areniscas y lutitas de la Serie Oriental en Panilonco, vista hacia el sureste.	69
Figura 55: Refracción de la foliación S2 entre las metareniscas y filitas cuarcíferas. Además de porfidoblastos de estauroлита envueltos por la S2. Afloramiento ubicado 2 km al sur de Tanumé. Vista hacia el sureste.	70
Figura 56: Criterio del flanco normal en Panilonco, vista al noroeste.....	71
Figura 57: Bandas de encarrujamiento D3 ubicadas en Panilonco, el lápiz indica el norte. A la izquierda foliación S3 subvertical, vista al noroeste.	71
Figura 58: Estereograma de igual área donde se muestra la lineación L3 (cuadrado negro) que se dirige hacia el noroeste con bajo buzamiento.....	72
Figura 59: Imagen satelital que muestra el dominio Estero San Antonio (rectángulo rojo).	72
Figura 60: (a) Afloramiento de la Serie Oriental en la casa del Cardenal Caro (CP9), la foliación S2 miente hacia el suroeste. (b) Afloramiento peculiar de esquistos verdes dentro de la Serie Oriental (CP26), donde la foliación penetrativa S2 miente hacia el suroeste.....	73
Figura 61: (a) Polos S2 (círculos azules) y el plano rojo corresponde al plano promedio en el dominio Estero San Antonio. (b) Polos resultantes de los limbos S2, de izquierda a derecha dominio Tanumé-Chorrillos y Estero San Antonio, respectivamente.	74
Figura 62: Ubicación de los dominios de la Serie Occidental, dominio Infiernillo (Cuadro amarillo) y dominio Pichilemu (Cuadro verde).	74
Figura 63: (a) Metabasitas con foliación penetrativa S2 en Laguna el Bajel que cae hacia el sur-oeste, vista de la foto hacia el sur-oeste.	75

Figura 64: Afloramiento en Laguna el Ancho donde se muestra la foliación de plano axial S3 subvertical de rumbo EO, vista hacia el oeste.	76
Figura 65: Estereogramas de igual área, (a) polos S2 (diamantes verdes), (b) L2 (cuadrados negros).	76
Figura 66: Plano de foliación S2 en metacherts intercalados con esquistos verdes en Infiernillo, vista hacia el noreste.....	77
Figura 67: Intercalación de litologías de esquistos verdes, metacherts y esquistos azules en Infiernillo, cuerpos abudados de metacherts envueltos por la foliación principal S2 que manta hacia el noroeste con 50°, vista hacia el suroeste.	78
Figura 68: Esquistos verdes, esquistos azules y metachert con estilpnomelano en Infiernillo, vista hacia el noreste.....	78
Figura 69: Estructuras S-C dentro de la foliación S2 donde el lápiz apunta hacia el noreste, vista en planta. (a) pod de metabasita con sombras de presión. (b) pod de mármol con morfología sigmoidal. (c) fragmentos de esquistos envueltos por la foliación S2 en La Puntilla.....	79
Figura 70: Estereogramas de igual área, (a) polos S2 Infiernillo (diamante verde) y polos S2 La Puntilla (círculos negros), (b) L3 Infiernillo (cuadrados negros).	80
Figura 71: Mapa satelital del área de estudio con la orientación y manto de la foliación S2. La línea roja corresponde a la transecta estudiada Tanumé - Pichilemu.....	81
Figura 72: Corte geológico Pichilemu - Tanumé.....	81
Figura 73: Mapa satelital con la ubicación de las muestras analizadas.....	82
Figura 74: Microfotografía de mica-esquisto de granate (CP-12) con porfidoblastos post-S1 pre-S2 que desarrollan sombras de presión durante la S2. (a) imagen en NP, radio 2.5 mm. (b) imagen NX, radio 2.5 mm. (c) esquema microestructural de los eventos deformativos.	83
Figura 75: Microfotografía de mica-esquisto de biotita (CP-4) con porfidoblastos post-S1 pre-S2 que desarrollan sombras de presión durante la S2. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.....	84
Figura 76: Microfotografía de mica-esquisto de biotita (CP-28), donde se muestra un porfidoblasto de biotita pseudomorfo de granate que preserva sombras de presión. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.	84
Figura 77: Microfotografía de mica-esquisto de estaurolita (DS-6.1), el porfidoblasto de estaurolita se desarrolla syn-S2 con desarrollo de sombras de presión. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.....	85
Figura 78: Microfotografía de mica-esquisto en Estero San Antonio (CP-25) con foliación S2 menos espaciada. (a) imagen en NP, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.....	85
Figura 79: Microfotografía de mica-esquisto en la desembocadura del Estero San Antonio (CP-16), porfidoblastos de albita con inclusiones helicíticas de epidota. (a)	

imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.	86
Figura 80: Microfotografía de metabasita (Pichilemu-FGB), se muestra el porfidoblasto de zoisita y actinolitas en el dominio de clivaje S2. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.....	86
Figura 81: Microfotografía de metabasita en Laguna El Bajel (CP-22) con actinolitas en el dominio de clivaje S2. (a) imagen en NP, radio 1 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.....	87
Figura 82: Evolución geodinámica del complejo acrecionario del Paleozoico Tardío.....	95

1. INTRODUCCIÓN

El presente estudio sobre la evolución geodinámica del basamento metamórfico paleozoico en el centro-sur de Chile (~34°S) consiste en la caracterización de los procesos de acreción en el margen suroccidental de Gondwana, que durante el Carbonífero Superior (Hervé et al., 1981), desarrolló un prisma de acreción a las latitudes 28°S al 37°S. Mediante el estudio de la deformación y de antecedentes relativos a las condiciones P-T de metamorfismo en las que se formó este complejo acrecionario, se pretende relacionar las características geométricas de las estructuras a este proceso orogénico, originado por la subducción de la corteza oceánica bajo el borde occidental de Gondwana.

El margen chileno a estas latitudes, está caracterizado por un cinturón pareado metamórfico (Miyashiro, 1961) en el que se distinguen dos largas franjas NS, que difieren en gradiente metamórfico y protolito. Se les ha llamado Serie Oriental (alta temperatura/baja presión) y Serie Occidental (baja temperatura/alta presión) (Aguirre et al., 1972). Estas franjas han sido estudiadas desde la década de los 70's por González-Bonorino (1970), Godoy (1970, 1984), y Gana (1981), y a pesar de ello, no ha sido posible llegar a un consenso en cuanto a la evolución geodinámica de éstos complejos, debido a un conocimiento estructural no muy detallado que se basa en trabajo de tipo regional. La importancia de este estudio es precisar una historia evolutiva consistente con un nuevo modelo geodinámico que explique la evolución tectónica de dicho cinturón metamórfico pareado.

Por otro lado, la originalidad de esta investigación radica en que se discutirán los paradigmas actuales, que apuntan a una exhumación en estado dúctil por vectores de flujo. Estos vectores pueden ser horizontales para el caso de acreción frontal, o verticales para el caso de acreción basal (Ring et al., 1999). Recientemente, en la transecta del río Maule, Richter et al. (2007) determinan que la erosión el principal

factor que alza estas rocas. Así, utilizando técnicas de “microtectónica”, se demostrará que, dicha exhumación en Pichilemu, está dominada por un sistema traspresivo sinistral con vergencia hacia el noreste, de un bloque cabalgante constituido por esquistos azules, esquistos verdes, metabasaltos de almohadilla y metacherts provenientes de 15 a 25 km de profundidad (Serie Occidental), sobre un bloque yacente compuesto por metaturbiditas que poseen un metamorfismo regional previo a este evento tectónico (Serie Oriental).

1.1 OBJETIVOS DEL ESTUDIO

1.1.1 Objetivo general

Establecer la temporalidad y naturaleza de los eventos deformativos presentes en la Serie Oriental y Occidental con el objeto de realizar un modelo geodinámico que explique la yuxtaposición de ambas series en el desarrollo del orógeno acrecionario de Gondwana.

1.1.2 Objetivos específicos

- Distinguir las distintas unidades litológicas que forman ambas series, y determinar las relaciones de contacto entre ellas.
- Caracterizar las estructuras e indicadores cinemáticos presentes en la Serie Oriental y Occidental.
- Establecer los mecanismos de deformación registrados en ambas series.
- Proponer un modelo geodinámico para la evolución del prisma de acreción.

1.2 METODOLOGÍA

1. Para identificar y definir las distintas unidades litológicas se utilizó:

- Mapa satelital georeferenciado del área de estudio 1:50.000 y planchetas 1:25.000 que abarcaron principalmente la costa y algunas zonas interiores, con énfasis en el mapeo de rocas metamórficas y sus estructuras.
- Muestreo sistemático de los mejores afloramientos con muestras orientadas de cada unidad para una descripción petrográfica detallada.

2. Para caracterizar las estructuras e indicadores cinemáticos presentes:

- Las estructuras e indicadores cinemáticos se reconocerán a escala de afloramiento los que a través de la notación de Sander (S0, S1, S2, S3) permite establecer la temporalidad de los eventos deformativos.
- Relacionar estructuras mayores con el desarrollo de clivaje de plano axial a través del criterio del flanco normal e inverso y plasmarlo en perfiles esquemáticos. Además para indicadores de cizalle se realiza un análisis cinemático in situ.
- Las estructuras se representan en redes estereográficas de Schmidt, por medio del software Stereonet 8 de Allmendinger (2013), que permite reconocer los dominios estructurales, la vergencia y morfología de los pliegues.
- Análisis microtectónico de los cortes orientados, para establecer relación de metamorfismo y deformación.

3. Para establecer los mecanismos de deformación:

- Análisis microtectónico en cortes transparentes orientados, apoyado en Passier y Throuw (2005) y así correlacionar estos mecanismos con los datos termobarométricos de Willner (2005).

4. Para proponer un modelo geodinámico evolutivo.

- En perfiles NE-SW y las relaciones entre metamorfismo y deformación, se pretende ilustrar la evolución espacio-temporal de este prisma de acreción longevo.

1.3 FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO

La evolución geodinámica del basamento paleozoico de la Cordillera de la Costa entre los 34° y 36°S, se encuentra ligada a un proceso de subducción, que dio lugar a un complejo acrecionario que se desarrolló en el Carbonífero Superior (Hervé et al., 2013). Este muestra características de un cinturón pareado metamórfico (Aguirre et al., 1972; Ernst, 1975) en el que se distinguen dos franjas NS que difieren en gradiente metamórfico y protolito. Se les ha llamado Serie Oriental (AT/BP) y Occidental (BT/AP) (Aguirre et al., 1972).

Dicha evolución geodinámica presenta todavía muchas interrogantes, debido a un conocimiento estructural no muy detallado que se basa en trabajos de tipo regional, realizados por González-Bonorino (1970), Godoy (1970, 1984) y Gana (1981). Recientemente, Willner et al. (2009), junto a Richter et al. (2007) han realizado un

estudio estructural de detalle, en el cual caracterizan las estructuras de la Serie Oriental y Occidental, en los perfiles del río Maule, Iloca, Vichuquén, Cahuil y Pichilemu. El estudio anterior consistió en la medición de la foliación, a través de la orientación y magnitud de la elipse de strain, con el fin de reconocer patrones de flujo asociados a un estilo de acreción característico. Si la foliación penetrativa se orienta subvertical quiere decir que el flujo se orienta en posición subhorizontal por lo que se desarrolla un estilo de acreción frontal, en cambio, si el patrón de flujo va en dirección subvertical, este desarrolla una foliación penetrativa subhorizontal generando un estilo de acreción basal (Ring et al., 1999).

Según Richter et al. (2007), las estructuras presentes en la Serie Oriental consisten en pliegues chevron subverticales apretados, los que se asimilan a un estilo de acreción frontal. En cambio en la Serie Occidental, tal como describe Godoy (1970, 1984), los pliegues apretados corresponden a una segunda generación y desarrollan una foliación penetrativa subhorizontal. Richter et al. (2007) los consideran característicos de un estilo de acreción basal.

Los resultados de la magnitud del strain obtenidos por Richter et al. (2007) en la transecta del río Maule, muestran que la zona de contacto entre ambas series es una zona transicional, debido a que el espaciado de la foliación penetrativa disminuye gradualmente de la Serie Oriental a la Serie Occidental (Godoy, 1970, 1984). Ring et al. (1999), sugieren que la exhumación de rocas de alta presión se debe a la suma de los siguientes factores: erosión, adelgazamiento dúctil y fallamiento normal. Richter et al. (2007) han aplicado el método de exhumación de rocas de alta presión de Feehan y Brandon (1999) y Ring et al. (1999) en la cuña acrecionaria del paleozoico con los datos obtenidos en la transecta del río Maule, lo que permitió a los autores inferir que la contribución por adelgazamiento dúctil es del 20% y el otro 80% por erosión. Esto indica que este prisma de acreción no está tectónicamente controlado, sino que está controlado por erosión (Richter et al., 2007).

Finalmente, Richter et al. (2007) señalan que en los 35°S el cambio del modo de acreción habría sido continuo, evolucionando de un sistema de acreción frontal a uno de acreción basal alrededor de los 305 Ma (Willner et al., 2009). A diferencia de los resultados obtenidos por los mismos autores a la latitud de los 34°S, en el perfil OE de Pichilemu, donde la variación del strain es abrupta, lo que les permitió inferir un contacto por falla entre ambas series.

Observaciones de terreno realizadas por el autor en la transecta del río Maule sugieren que el contacto entre ambas series no es tan gradual como proponen Godoy (1970, 1984) y Willner et al. (2009). De este a oeste se observan una intercalación de filitas y metareniscas que preservan S₀, y 40 m hacia el oeste, aparecen mica-esquistos de granate con foliación penetrativa de segunda generación (S₂) que no preserva S₀. Están, además, separadas por una zona brechizada, de al menos 10 m de ancho, en la que son abundantes las vetas de cuarzo de hasta 1 m de espesor.

Se podría concluir que este contacto es el último evento tectónico, y por lo demás, el responsable del cabalgamiento de la Serie Oriental sobre la Serie Occidental con vergencia hacia el oeste. Este último cabalgamiento desarrolla un clivaje de crenulación subvertical S₃. Estas estructuras de la Serie Oriental también son observadas en Tanumé, presentando una foliación de clivaje de plano axial S₂ de rumbo noroeste y manteando levemente hacia el noreste, y lineación de estiramiento L₂ hacia el este con buzamiento de 27°.

Se propone realizar un estudio estructural de detalle, a lo largo de un perfil SO-NE de 30 km de longitud con los datos obtenidos en terreno. Así caracterizar la relación entre los eventos deformativos y las estructuras de la Serie Oriental y Occidental, teniendo en cuenta, además, los datos estructurales obtenidos en trabajos previos.

En este estudio estructural podrán hacerse algunas precisiones en cuanto al modelo tectónico de este prisma de acreción Gondwánico, tratando de resolver algunas interrogantes que presenta su actual interpretación, tales como; (1) ¿la acreción frontal tuvo que formarse antes que la acreción basal o pudieron haber sido contemporáneas en algunas etapas? (2) el cambio en el modo de acreción, ¿es gradual o abrupto? (3) la intensa zona de cizalla dúctil en la Serie Occidental observada en Pichilemu, ¿en qué grado y temporalidad afecta a las estructuras de la Serie Oriental?

1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El presente estudio en la transecta Tanumé - Pichilemu pretende realizar ciertas precisiones al modelo tectónico planteado por Richter et al. (2007). Este modelo consiste en la evolución tectónica del complejo acrecionario del Paleozoico Tardío de Chile Central. Los autores señalan que la Serie Oriental se desarrolló durante un estilo de acreción frontal (Figura 1), y posteriormente el régimen cambió gradualmente a un estilo de acreción basal formando la Serie Occidental que corta por debajo a la Serie Oriental (Figura 2). Dicho modelo aún presenta las siguientes interrogantes:

(1) El tipo de contacto entre ambas series ¿es gradual o abrupto?

(2) La temporalidad entre los eventos deformativos ¿son contemporáneos en algunas etapas?

(3) La formación de sus estructuras ¿se relacionan con pliegues de escala regional?

(4) Según la geometría de un prisma de acreción (Platt, 1986), las rocas de alta presión ocurren en la parte más trasera y profunda de la cuña (Figura 3) ¿por qué no hay evidencia de que la Serie Oriental fue cortada?

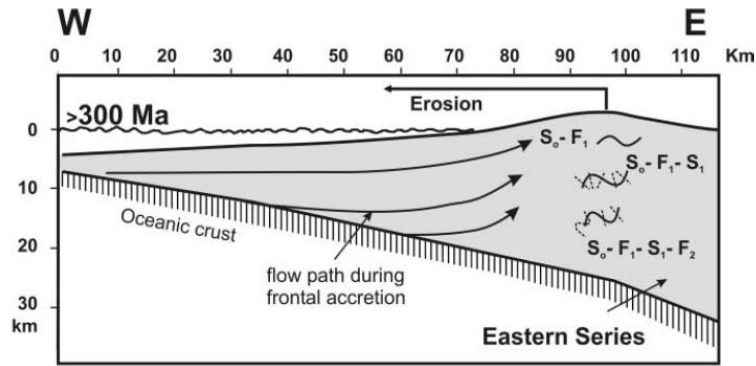


Figura 1: Evolución tectónica del complejo acrecionario del Paleozoico tardío de Chile Central en la transecta del río Maule con el modelo de líneas de flujo de Feehan y Brandon (1999) y Ring et al. (1999), donde la acreción frontal comienza antes de los 300 Ma (Richter et al., 2007).

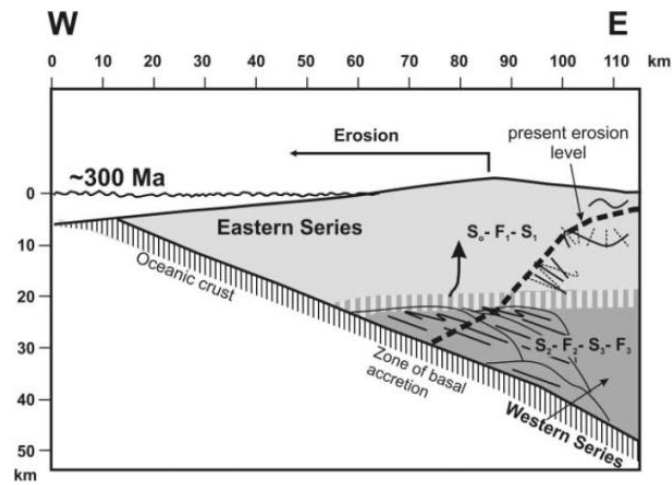


Figura 2: Evolución tectónica del complejo acrecionario del Paleozoico Tardío de Chile Central en la transecta del río Maule con el cambio a acreción basal exhumando las rocas de alta presión. Extraído de Richter et al. (2007).

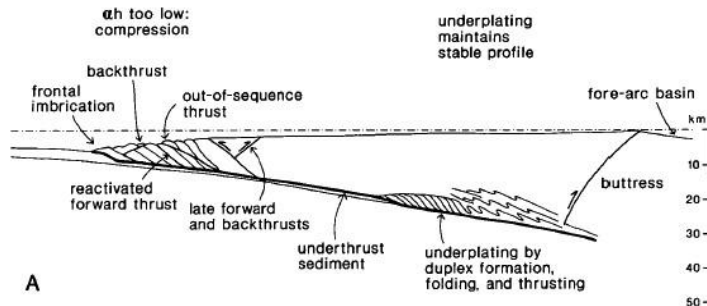


Figura 3: Modelo de una cuña acrecionaria en su etapa temprana, donde ocurren la acreción frontal y la acreción basal en la parte delantera y trasera de un prisma de acreción, respectivamente. Imagen extraída de Platt (1986).

1.5 UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y VÍAS DE ACCESO

El presente estudio se ubica en las cercanías de la ciudad de Pichilemu, en la VI región del Libertador Bernardo O'Higgins entre los 34,2° y 34,5°S (Figura 4.a), más precisamente en las localidades de Tanumé, Centinela, Panilonco, Chorrillos, Nuevo Reino, Los Ciruelos, Cahuil, Infiernillo y Punta de Lobos (Figura 4.b). El área de estudio abarcó principalmente el margen costero, donde los afloramientos son continuos y bien preservados.

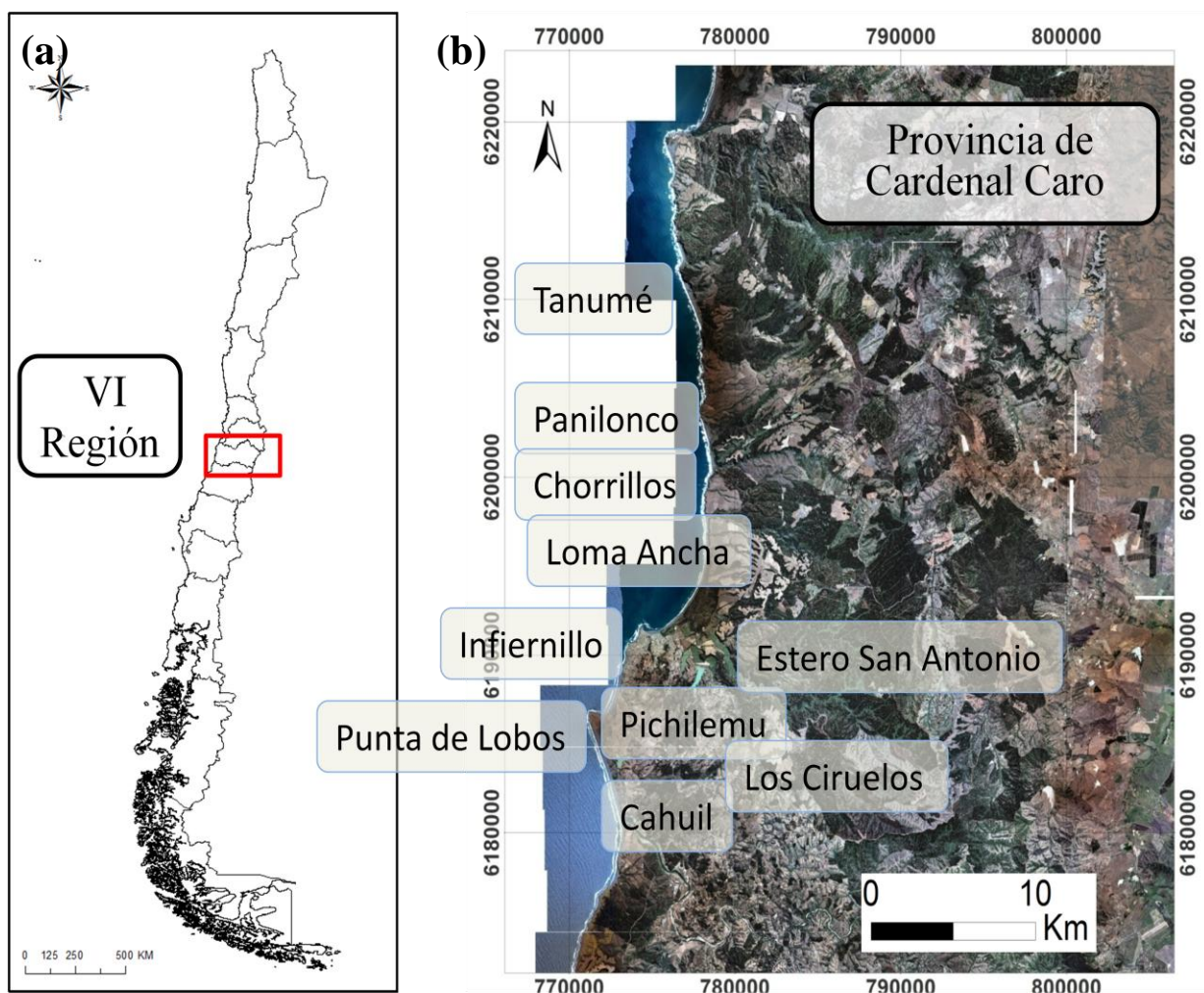


Figura 4: (a) Mapa regional, imagen extraída de www.mapasparacolorear.com. (b) Imagen satelital con las localidades visitadas.

Pichilemu se ubica a 227 km aproximadamente de Santiago de Chile (Región Metropolitana) recorriendo la Autopista del Sol hasta Melipilla y luego a Litueche por medio de las rutas G60, H-62-G, I-124. Finalmente, desde Litueche a Pichilemu se accede por la ruta I-80-G hasta tomar el cruce con la ruta I-50 siendo esta última la que llega a destino. Adicionalmente se puede llegar vía San Fernando tomando directamente la ruta I-50 (Figura 5).

Para acceder a la costa de la transecta Tanumé - Pichilemu hay que solicitar permiso a los dueños de los fundos correspondientes, el acceso más norte es a través del Fundo Tanumé, en la parte intermedia se accede por la Forestal Nilahue, y en la parte sur por el Fundo San Antonio, abarcando las localidades de Tanumé, Panilonco y Chorrillos respectivamente.



Figura 5: (a) Mapa rutero Santiago - Pichilemu, imagen extraída de www.google.cl.

2. ANTECEDENTES REGIONALES

2.1 RASGOS MORFOESTRUCTURALES

Los rasgos morfoestructurales entre los 34° y 35°S corresponden a la Cordillera de la Costa, la Depresión Central y la Cordillera Principal (Figura 6).

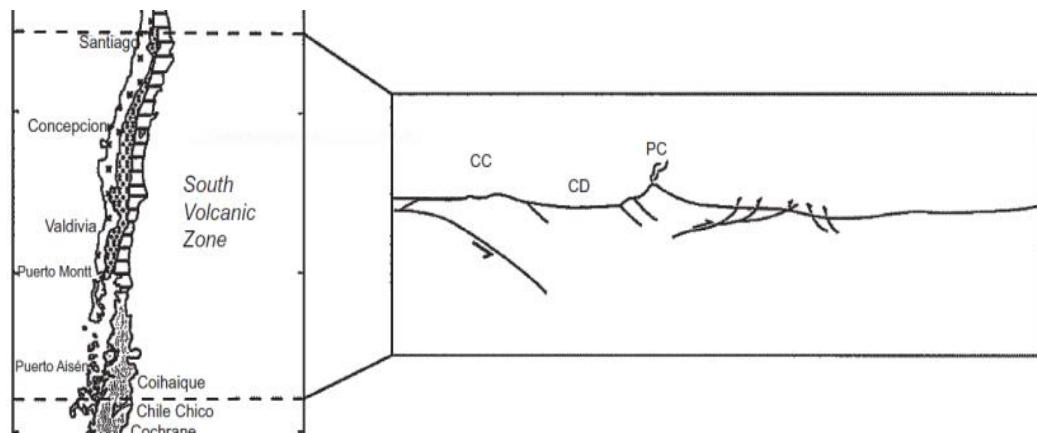


Figura 6: (a) Rasgos morfoestructurales en la zona volcánica sur entre Santiago y Puerto Aisén (CC: Cordillera de la Costa, CD: Depresión Central, PC: Cordillera Principal), imagen modificada de Charrier et al. (2007).

El área de estudio se ubica en la Cordillera de la Costa que está conformada principalmente por el batolito y basamento metamórfico paleozoico y formaciones sedimentarias neógenas, mientras que hacia el borde de la Depresión Central dominan las rocas volcanosedimentarias jurásicas y cretácicas (Charrier et al., 2007). La Depresión Central conforma una cuenca y su relleno consiste en sedimentos aluviales y fluviales pleistocenos a holocenos (Selles y Gana, 2001). Muy lejano al área de estudio se encuentra la Cordillera Principal que en su borde occidental, está compuesta por rocas volcánicas y volcanosedimentarias cenozoicas e intrusivos neógenos (Figura 7).

este: un prisma de acreción, una cuenca de antearco, un arco magmático, y una cuenca de retroarco (Charrier et al., 2007) (Figura 8). En la última etapa del ensamblaje ocurrió el levantamiento del margen continental y la acreción del prisma (Charrier et al., 2007).

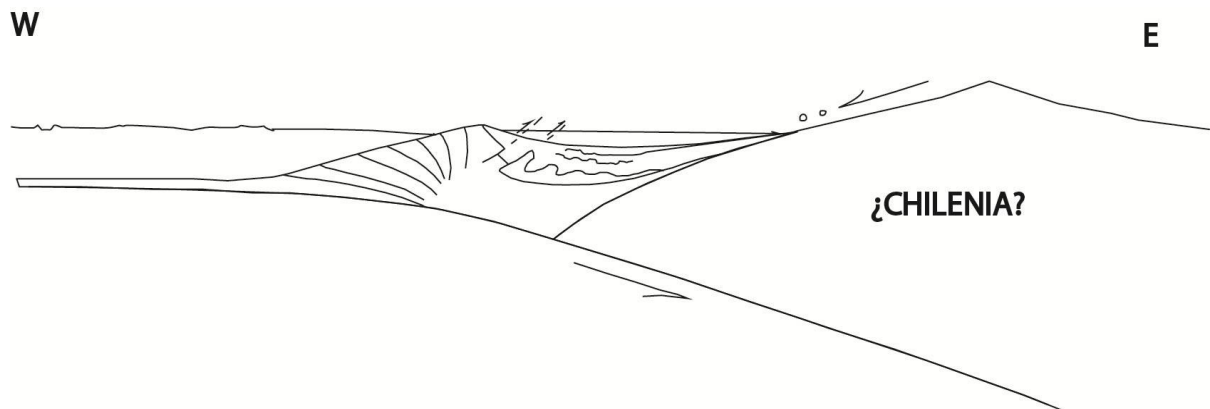


Figura 8: Unidades morfoestructurales del margen occidental de Gondwana, modificado de Rebolledo y Charrier (1994).

Recientemente, un estudio sobre la estructura y evolución tectono-metamórfica del Paleozoico en la costa chilena a los 31°30' S (Huentelauquén), realizado por García-Sansegundo et al. (2013) en rocas del Complejo Metamórfico del Choapa que tienen características mineralógicas y geométricas similares a las rocas de Pichilemu, indica que éstas rocas se deformaron durante el ciclo Gondwánico (Orogenia San Rafael; Ramos, 1988) episodio que tuvo lugar en el Carbonífero Tardío y Pérmico Medio. Este episodio orogénico está ligado al desarrollo de una zona de subducción en el margen occidental del Gondwana durante el Carbonífero Temprano hasta el Pérmico Medio y en el Carbonífero Tardío, la deformación y el magmatismo asociado a este orógeno no colisional comienza a migrar rápidamente hacia el este, en relación con el flat-slab desarrollado durante la mayor parte del Pérmico Temprano (García San-segundo et al., 2013).

García San-segundo et al. (2013) presentan un modelo geodinámico para el episodio orogénico Gondwánico a las latitudes de los 31°30' S, donde un relieve oceánico pudo haber llegado a la fosa al final del Pérmico Temprano, y debido a la dificultad de entrar a la zona de subducción, una importante deformación se desarrolló circunscrita al margen continental. Esta deformación conlleva a la exhumación del prisma de acreción basal en el Pérmico Medio y a la obducción de parte de la placa oceánica paleo-Pacífica subductada dentro del margen continental de Gondwana (García San-segundo et al., 2013) (Figura 9).

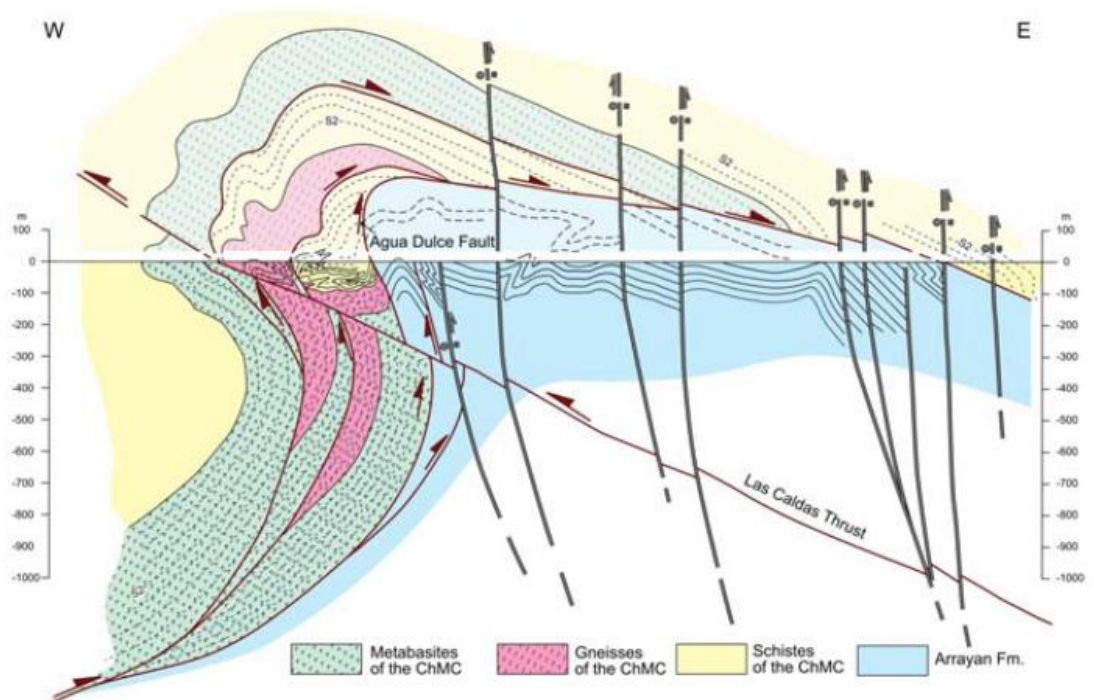


Figura 9: Corte geológico de los esquistos del Complejo Metamórfico del Choapa, extraído de García San-segundo et al. (2013) al norte de Los Vilos. Lámina superior: metabasitas > 20 m de espesor. Milonitas S-C y pliegues estirados. Lámina intermedia: milonitas y Boudins de metabasitas. Lámina inferior: Milonitas y cataclasitas foliadas.

El crecimiento del complejo acrecionario y la sedimentación en la parte trasera del prisma fue probablemente cercano en tiempo y espacio, donde el emplazamiento del batolito del Paleozoico Tardío (Deckart et al., 2014) ocurrió en las últimas etapas de esta evolución. El prisma acrecionario está bien desarrollado en esta región y parte de

él tiene abundante evidencia de su origen oceánico (Charrier et al., 2007). Las edades de sedimentación (Silúrico y Devónicas) obtenidas para el protolito de la Serie Oriental no coincide con las edades deducidas para el protolito sedimentario de los complejos metamórficos en el norte (Charrier et al., 2007). Acorde a esta evidencia es probable que la organización paleogeográfica fuera similar sólo similar al de la región del norte de los 33°S (Charrier et al., 2007).

Las mayores diferencias entre esta región y la localizada al norte de los 33°S son (1) la ausencia de depósitos del Pérmico Medio/Tardío y (2) la localización más occidental del Batolito de la Costa, entre los 33° y 38°S (Charrier et al., 2007). Sin embargo, la ausencia de depósitos Pérmicos en la región sur es probable debido a una erosión más profunda en esta área que al norte, y la posición más occidental del batolito fue probablemente causado por efectos tectónicos durante el Paleozoico Tardío y/o en las etapas evolutivas más jóvenes (Charrier et al., 2007).

2.2.2 Rocas ígneas y metamórficas del Basamento Cristalino

En la Cordillera de la Costa de Chile Central, entre las latitudes 32°S y 38°S, ocurren afloramientos continuos del basamento cristalino, que incluye rocas metamórficas e intrusivas del Paleozoico Superior. El basamento metamórfico está expuesto continuamente al sur de los 34°S, limitado al este por el Batolito Costero de edad Pensilvaniano (Carbonífero tardío) (Deckart et al., 2014). La evolución geodinámica de este basamento se encuentra ligada a un proceso de subducción de la placa paleo-Pacífica bajo el margen occidental de Gondwana, que dio lugar a un complejo acrecionario que se desarrolló entre el Carbonífero y el Pérmico (Hervé et al., 1981). Este muestra características de un cinturón pareado metamórfico (Miyashiro, 1961), en el que se distinguen dos franjas N-S que difieren en gradiente metamórfico y protolito. Se les ha llamado Serie Oriental (AT/BP) y Occidental (BT/AP) (Godoy, 1970; Aguirre et al., 1972) (Figura 10).

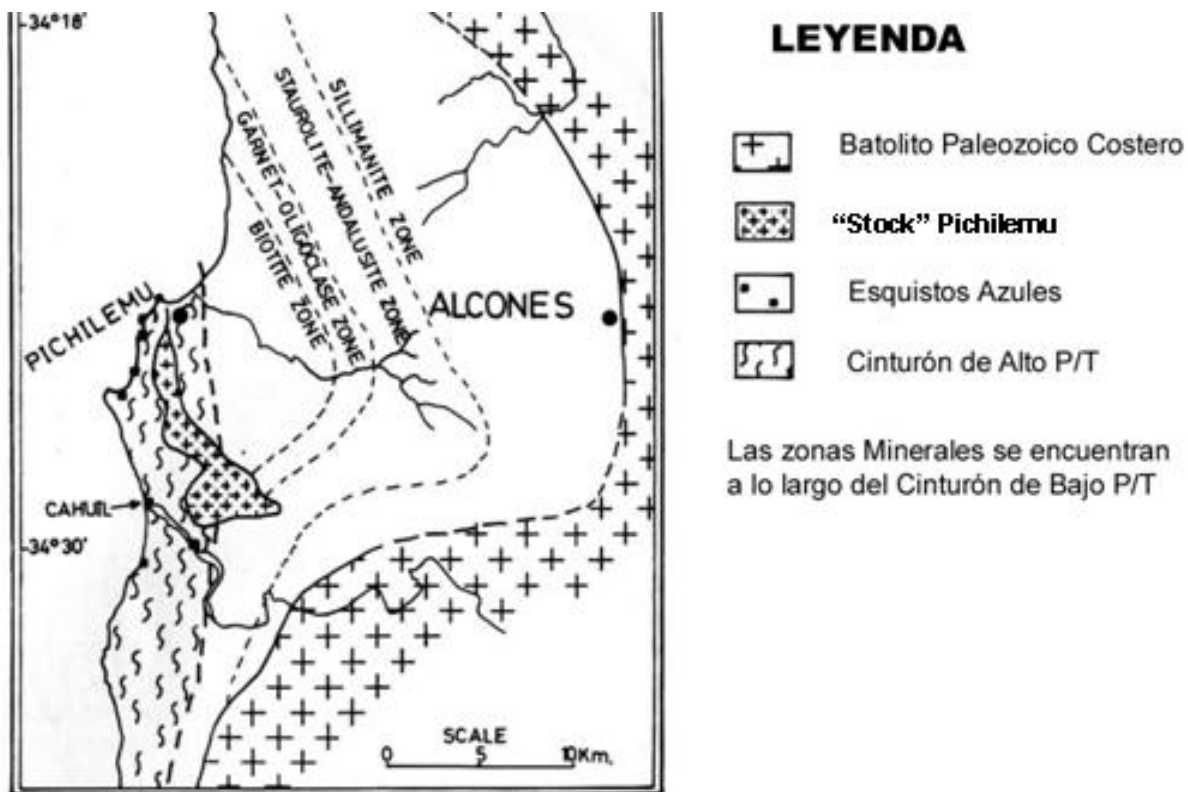


Figura 10: Zonas metamórficas en el área de Pichilemu-Tanumé, extraída de Hervé et al. (1984).

La Serie Oriental consiste en metagrauvacas, filitas, metareniscas, rocas córneas y gneises asociados a granitoides de dimensiones batolíticas (Hervé, 1977). El protolito de las rocas metamórficas fue generado probablemente en un ambiente marino de poca profundidad bajo un régimen de sedimentación de tipo flyschoides (Hervé, 1977). Adicionalmente han sido interpretadas como sucesiones turbidíticas de origen continental (Kato, 1985; Hervé, 1988). Rocas de origen oceánico como metachert, metabasita y serpentinita son ampliamente ausentes siendo el criterio para distinguir ambas series (Godoy y Kato, 1990; Glodny et al., 2005), sin embargo, observaciones de campo en las cercanías del Estero San Antonio, 5 km al este de Pichilemu y a 1,5 km al este del actual contacto entre ambas series, se encuentra un afloramiento de esquistos verdes con actinolita dentro de la Serie Oriental. Esta serie ha sufrido una deformación polifásica que desarrolla un clivaje de crenulación S2 que preserva las estructuras primarias (S0) (Godoy, 1984) y lentes de rocas calcosilicatadas, probablemente depositadas en un ambiente en una cuenca de antearco (Charrier et al., 2007).

En Pichilemu, la Serie Oriental ha sido afectada por un metamorfismo de gradientes P/T relativamente bajos que aumentan hacia el este, desarrollado por la presencia del Batolito Costero y alcanza localmente la transición de facies anfibolita-granulita (González-Bonorino, 1970). Más recientemente, Willner (2005) asocia estos gradientes a un metamorfismo de contacto sobreimpuesto a 3 kbar. Rocas metamórficas expuestas en la parte más occidental de la Cordillera Principal a las latitudes 39°30' - 40°S, asignadas a la Serie Oriental, forman el Complejo Metamórfico de Trafún, de edad Devónico - Carbonífero (Rodríguez et al., 1999). Acorde a estos autores, estas rocas son intruídas por el batolito del Carbonífero Tardío al Pérmico Temprano, y sobre éstas están en disconformidad los depósitos del Triásico Tardío.

La Serie Occidental está compuesta por mica-esquistos, metabasitas, metacherts y serpentinitas. Las metabasitas derivaron de una serie volcánica con características afines a las de las toleíticas abisales, donde algunas se puede distinguir estructuras de almohadilla asociadas con serpentinitas y rocas diabásicas que parecen construir una secuencia de tipo ofiolítico (Hervé, 1977; Godoy, 1979). Adicionalmente, Hyppolito et al. (2008) en la playa de Infiernillo, ha observado basaltos y andesitas metamorfizadas, tobas de ceniza, tobas máficas, tobas de lapilli y aglomerados volcánicos que están asociados a metacherts con ribeckita, sedimentos ferruginosos, metapelitas carbonáceas y en menor cantidad mármoles y metaconglomerados. La autora señala que esta secuencia volcanosedimentaria es principalmente subacuática con exposiciones subáreas ocasionales.

La Serie Occidental ha sufrido una deformación polifásica y comprende de sedimentos clásticos metamorfizados (areniscas y pelitas), metacherts, metabasitas, serpentinitas, mármoles (Godoy 1970; Aguirre et al., 1972; Hervé 1974, 1988; Gana y Hervé 1983). Las estructuras de almohadillas son esporádicamente reconocibles en las metabasitas. Cuerpos ultramáficos serpentinizados son aparentemente emplazados tectónicamente (Godoy y Kato, 1990; Kato y Godoy, 1995). El metamorfismo se desarrolló bajo gradientes P/T altas y aumentando hacia el oeste, alcanzando un peak

de presión entre 7,0 y 9,3 kbar, a temperaturas de 380 – 420 °C (Willner, 2005). Crossita, glaucofano, zussmanita y lawsonita están localmente desarrolladas (Massonne, 1998). Esta franja metamórfica ha sido interpretada como una transición de este a oeste de depósitos de cuenca de antearco deformados a un complejo acrecionario (Kato, 1985; Hervé, 1988; Willner et al., 2000). Las bajas razones isotópicas de Sr obtenidas en la Serie Occidental parecen confirmar su afinidad oceánica (Hervé et al., 1984).

Edades determinadas por Hervé et al. (1984) en la Serie Oriental abarcaron edades (^{87}Rb – ^{86}Sr en roca total) de 368 ± 42 Ma para la zona de la sillimanita, cercana al Batolito Costero, y 347 ± 32 Ma para la zona de estaurolita-andalucita alejada al oeste del batolito. Estas edades Devónico Tardío – Carbonífero Temprano permiten una comparación cronológica con la edad metamórfica de los complejos al norte de los 33°S . A la misma latitud, la Serie Occidental abarca edades jóvenes (^{87}Rb – ^{86}Sr en roca total) de 311 ± 10 Ma (Carbonífero Tardío) para esquistos glaucofánicos. La edad de metamorfismo del complejo de Chile central está constreñida en los tiempos tardíos del Carbonífero Temprano y Pérmico Tardío.

La edad del protolito del complejo metamórfico a esta latitud determinada por Hervé et al. (2013) en Tanumé (34°S), indica que la edad más joven significativa de los circones detríticos es de 350 Ma, con un 59% de circones proterozoicos, por lo que las edades de los circones ígneos detríticos de ambas series; la Serie Occidental (307 Ma) y la Serie Oriental (345 Ma), son consideradas cercanas a la edad de sedimentación de los protolitos.

Juzgando desde el contraste en la paragénesis mineral y la historia deformacional entre ambas series, la Serie Oriental y la Serie Occidental parecen estar yuxtapuestas a lo largo de una profunda discontinuidad estructural. Esta falla postulada, fue denominada *Coast Range Suture* (Ernst, 1975), que no ha sido demostrada en terreno

debido a la escasez de afloramientos, por lo que está sugerida a ser real, y a representar un longevo acople de placas convergentes (Charrier et al., 2007). Recientemente, Willner (2005), Richter et al. (2007) y Willner et al. (2009) señalan que el contacto entre ambas series es un contacto tectónico asociado a la Falla Pichilemu - Vichuquén que comienza a los 34°S y se desvanece a la altura de los 35°S, por lo que hacia el sur de esta latitud (36°S, Constitución) el contacto entre ambas series sería transicional aumentando el grado de deformación continuamente hacia el oeste desarrollando un clivaje de plano axial S2 más penetrativo y más subhorizontal. Más al sur a los 38°S, ocurre un lineamiento noroeste correspondiente a la Zona de Falla Lanalhue (Glodny et al., 2008), que también ha sido representada como una zona de sutura (Ernst, 1973). La Zona de Falla Lanalhue yuxtapone los granitoides de arco magmático Permo-Carboníferos y los metasedimentos frontalmente acretados (Serie Oriental) en el noreste con el complejo acrecionario basal de cuña de antearco del Carbonífero Tardío al Triásico (Serie Occidental) en el suroeste (Glodny et al., 2008).

2.2.3 Stocks intrusivos

El stock de Pichilemu, es un pequeño cuerpo intrusivo monzonítico alargado en dirección NNW, que aflora al sur de Pichilemu abarcando un área de 25 km² aproximadamente (Godoy, 1970). El contacto con las rocas colindantes es tectónico, al menos en partes. En el granitoide no hay señales de deformación penetrativa y en las rocas circundantes los efectos de contacto no se extienden (Hervé et al., 1974). Los autores han analizado tres muestras obtenidas de una cantera ubicada 3 km al sur de la monzonita de Pichilemu, las que tienen una isócrona Rb/Sr de roca total de 218 Ma.

Hacia la costa sur de Pichilemu, en Punta de Lobos, se emplaza un sill de diorita paralelamente a la foliación subhorizontal de los esquistos de la Serie Occidental del basamento metamórfico (Willner et al., 2005). Al sur de Punta de Lobos, se puede ver

el filón de diorita muy bien expuesto, dejando bolones de diorita a los pies del acantilado costero debido a su erosión esferoidal.

Un trabajo más reciente de Willner et al. (2009) han separado al igual que Godoy (1988) el stock de Pichilemu definido por Hervé et al. (1974) en dos unidades intrusivas, como el Plutón Pichilemu y el Plutón Los Ciruelos, descritos como granitos de biotita (Figura 11).

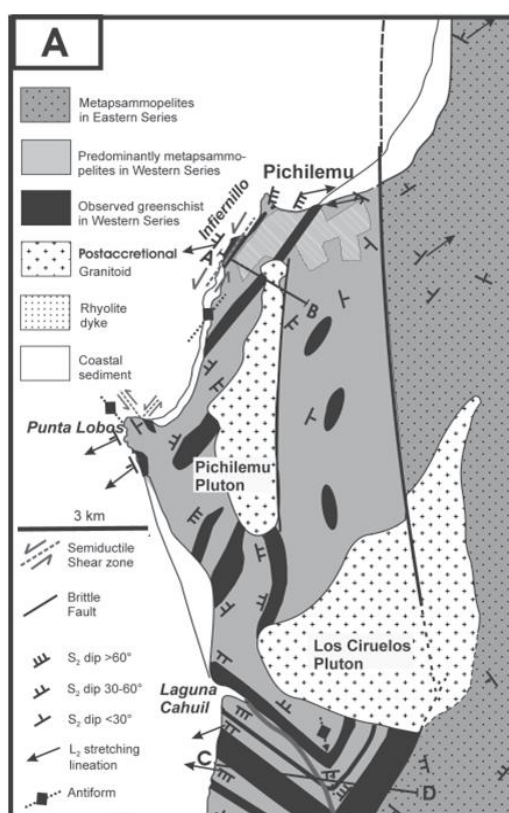


Figura 11: Mapa geológico entre Pichilemu y Cahuil, extraído de Willner et al. (2009).

2.2.4 Rocas estratificadas

Un estudio reciente en estructuras neógenas activadas por los terremotos en el antearco entre Constitución y Topocalma, realizado por Aron et al. (2012), señala que

en el área, fallas normales desplazan los estratos subhorizontales de la Fm. Navidad (Darwin, 1846), una secuencia sedimentaria marina de edad Mioceno-Plioceno, que fue depositada encima de una paleoplataforma de abrasión sobre el basamento metamórfico. Los autores destacan la presencia de un sistema paralelo de fallas normales de rumbo noroeste que progresivamente acomoda los estratos sedimentarios y la subyacente plataforma de abrasión, lo que genera un desplazamiento de terrazas morfológicas. Estas terrazas pueden alcanzar hasta 300 m sobre el nivel del mar, vistos en acantilados (Figura 12).

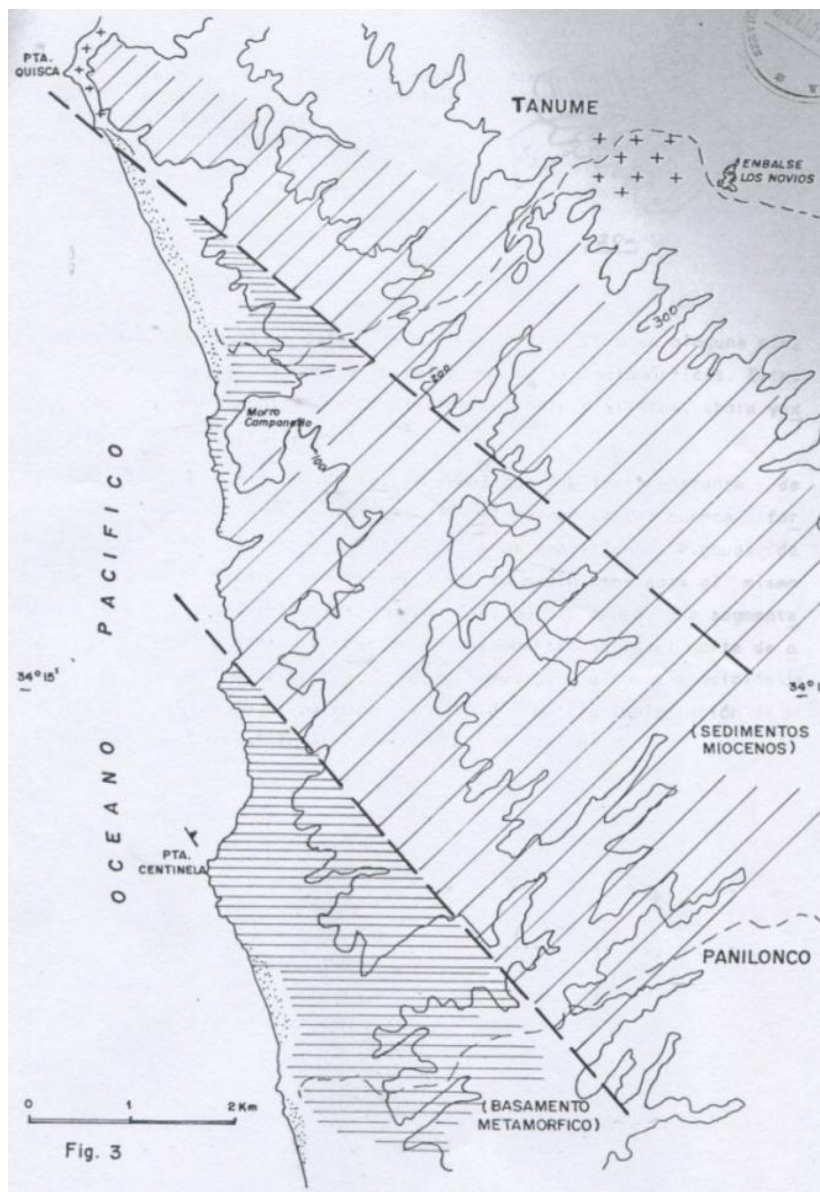


Figura 12: Mapa de depósitos marinos en el área de estudio (Godoy, 1988).

2.3 ANTECEDENTES PETROLÓGICOS

2.3.1 Petroquímica y química mineral

Análisis geoquímicos convencionales realizados por Hervé (1977) en las rocas del basamento metamórfico de la Cordillera de Nahuelbuta, son graficadas en el diagrama ACF de la Figura 13. En este diagrama es posible observar que las rocas metapelíticas de las Serie Oriental varían ampliamente en las razones A/F, y generalmente con bajo contenido de CaO (Hervé, 1977). Las metagrauvas caen dentro del campo de las metapelitas de Girardi (1979), hacia valores más altos de F.

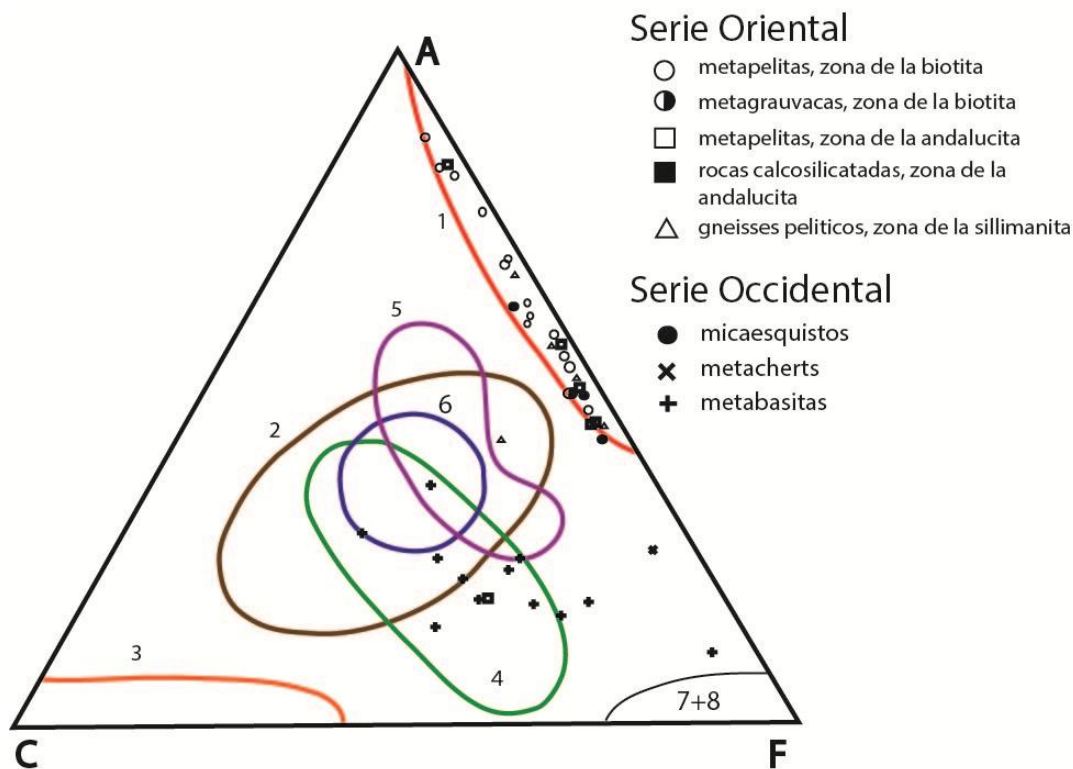


Figura 13: Diagrama ACF para la Serie Oriental y la Serie Occidental, modificado de Hervé (1977) y con la incorporación de los campos composicionales de rocas ígneas y sedimentarias (Girardi, 1979). Campos de: (1) pelitas, (2) margas, (3) calcáreas, (4) rocas básicas, (5) grauvas, (6) rocas cuarzo-feldespáticas, (7) rocas ultrabásicas, (8) rocas ferríferas.

Hervé (1977) observa un gran contraste en algunos aspectos químicos de los esquistos de la Serie Occidental con los de la zona de la biotita de la Serie Oriental. La Serie Occidental tiene mayores cantidades de Na_2O y de elementos cafélicos (Fe, Mg, Ca), y menor contenido de Al_2O_3 . Estas diferencias pueden ser explicadas por la abundancia de material clástico derivado de rocas volcánicas básicas como constituyentes del protolito de la Serie Occidental comparadas con aquellos de la Serie Oriental.

Resultados geoquímicos obtenidos en la Serie Oriental por Cartes (2004) en el área de Tomé-Lirquén, indican que químicamente las distintas metapelitas analizadas son muy similares entre sí, con cantidades de Na_2O y CaO más bajas que el promedio para pelitas y metapelitas en el mundo. La autora señala que en la Serie Oriental el contenido de SiO_2 tiene una media de 60,94% y el contenido de Al_2O_3 fluctúa entre 10,66% y 25,38%.

En relación a la química mineral de la Serie Oriental, González-Bonorino (1970) determina que la plagioclasa es albita, encontrando en las cercanías de Pichilemu una plagioclasa más cálcica, como también, granate espesartino y almandino, siendo este último un mineral zonado y el más presente en las zonas metamórficas de Pichilemu. Recientemente, Willner (2005) en la Serie Oriental de Pichilemu determina que las plagioclasas son oligoclasas y las micas blancas de la zona de la biotita corresponden a muscovita, donde la biotita y la clorita son ricas en Fe y para los esquistos de grado medio. Adicionalmente, el autor anterior encuentra en la Serie Oriental de Pichilemu que la composición del granate es almandino_{0.73-0.89}, piropo_{0.05-0.08}, espesartino_{0.03-0.19}, grosularia_{0.02-0.02} (X_{Mg} 0.06-0.12, $\text{Ti} < 0.04$ a.p.f.u), mostrando una zonación de campana con decrecimiento en Mn, Ca, y Ti, y aumento de Mg y Fe desde núcleo al borde.

Por otro lado, un estudio geoquímico efectuado por Gana y Hervé (1983) en metabasitas de la Serie Occidental ubicadas entre el río Mataquito y el río Maule, establece que de 10 muestras 6 se proyectan en el campo de basaltos oceánicos en el diagrama de Pearce et al. (1974). Cuatro de estas últimas se proyectan en el campo de los basaltos oceánicos, meteorizados y/o metamorfizados en las facies de esquistos verdes o anfibolitas, procesos que producen un enriquecimiento en álcalis de las rocas. Adicionalmente, en el diagrama $\text{FeO}^* - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ existe una distribución preferente en el campo de los basaltos toleíticos, en cambio, en el diagrama $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de elementos móviles estos se ubican en el campo de basaltos alcalinos. Debido a esto último la autora señala que un enriquecimiento en álcalis podría deberse al metamorfismo de las metabasitas. Entonces, las metabasitas del área poseen una composición similar a la de basaltos toleíticos.

Recientemente, Hyppolito et al. (2008) en el estudio geoquímico de las rocas de la playa Infiernillo en Pichilemu, señala que el análisis de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5), trazas (Ba, Rb, Sr, Zr, Nb, Y, Ta, U, P, Ni y Ti) y tierras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Yb y Lu) en la clasificación de Cox et al. (1979), 11 muestras se distribuyen en el campo de basaltos hawaianicos transicionales entre saturados y supersaturados en sílice, 4 muestras caen en el campo de rocas volcánicas de composiciones intermedias saturadas en sílice (andesita, traquiandesita y dacita). La autora indica que hay una tendencia evolutiva transicional de rocas en la proximidad de la línea que separa el campo alcalino y subalcalino en la clasificación de Irvine y Baragar (1971). Entre tanto, no se descarta que la presencia alcalina verificada pueda ser derivada de un enriquecimiento en álcalis, en especial de sodio, durante las alteraciones hidrotermales de fondo oceánico (Hyppolito et al., 2008).

Hyppolito et al. (2008) analizaron el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971), las muestras de esquistos verdes, esquistos de transición esquistos azules y esquistos azules muestran una tendencia consistente con una serie calco alcalina, traducido con

el aumento progresivo de álcalis acompañado por razones FeO^*/MgO prácticamente constantes. Para la determinación de afinidad geoquímica de ambiente tectónico de formación de rocas básicas se utilizó la clasificación de Pearce y Cann (1973) y Pearce y Norry (1979), basada en elementos trazas. Los esquistos verdes aparecen próximos al campo de basalto de fondo oceánico, mientras que las muestras de esquistos azules sugieren una signatura de basaltos calcoalcalinos, en conformidad con los resultados obtenidos en el diagrama AFM. Con relación al paleoambiente de formación las 14 muestras analizadas revelan afinidad geoquímica de intraplaca, con apenas una muestra de esquisto verde indicando carácter transicional para ambiente de fondo oceánico.

Análisis de química mineral efectuado por Willner (2005) en muestras de la Serie Occidental en las cercanías de Pichilemu, muestran que el clinopiroxeno es augita de basalto oceánico intraplaca y granate grosularia en esquisto micáceo de granate y rico en Mn – Ca en metasedimentos ferrígenos. Además, en esquistos azules en el núcleo de los anfíboles van de glaucofano a magnesioriebeckita y hacia los bordes winchita y actinolita. El autor señala en esquistos verdes y metasedimentos ferrígenos, la presencia de anfíbol calco-sódico a anfíbol cálcico con mica blanca del tipo fengita con bordes pobres en Si y ricos en Fe^{3+} .

En resumen para la Serie Occidental en Pichilemu, Willner (2005) sugiere que el clinopiroxeno es augita de probable origen magmático, y por tanto, relictas de protolito de algunas metabasitas. En el diagrama de Nisbet y Pearce (1977) de la Figura 14, las muestras caen principalmente en el campo de basalto alcalino de intraplaca (Willner, 2005). En Infiernillo, Willner (2005) determina que el granate es rico en grosularia, donde de centro a borde aumentan Ca, Mg y disminuyen Mn, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti. En metasedimentos ferrígenos, el granate es rico en Mn/Ca, donde de centro a borde aumentan Ca, X_{Mg} , Mg, Fe^{2+} y disminuyen Mn, Fe^{3+} . El anfíbol posee un núcleo sódico y bordes cálcicos. En la mica blanca el contenido de Si es mayor en esquistos azules que en esquistos verdes, metasamopelitas y esquistos micáceos de granate.

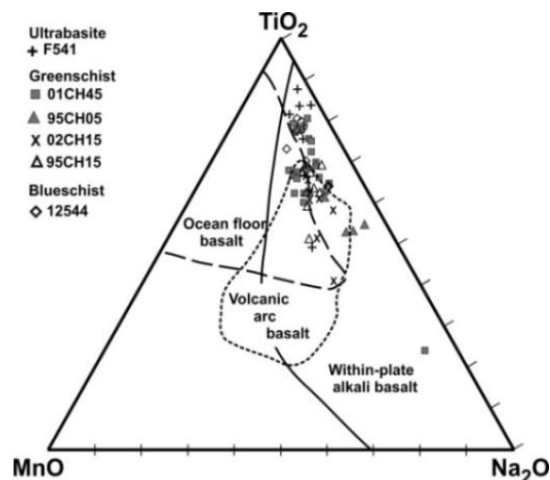


Figura 14: Diagrama de variación (wt%) MnO-TiO₂-Na₂O para clinopiroxeno magmático en metabasitas y su rango composicional tipo de la roca de referencia (Nisbet y Pearce, 1977), extraído de Willner (2005).

2.3.2 Geocronología

Munizaga et al. (1973) presentó una limitada referencia de isócronas de Rb-Sr en roca total para rocas metamórficas pertenecientes a ambas series, obteniendo edades de 335 Ma y 269 Ma con razones iniciales de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0.711. Éstas son edades principalmente carboníferas siendo interpretadas como representativas del principal evento metamórfico registrado en las series de rocas cuya edad de depositación es de ~350 Ma U-Pb en circones detríticos a la latitud 34°S (Hervé et al., 2013).

Hervé et al. (1984) presenta isócronas Rb/Sr en roca total de la Serie Oriental y Occidental, en Tanumé y Pichilemu, respectivamente, localidades que están 15 km al norte del fin del contacto entre ambas series. Ambas isócronas, cada una constituida con rocas del mismo afloramiento, abarcan 320 Ma de edad entre los 32° y los 36°S (Caminos et al., 1982). Por tanto, una edad Carbonífera para el principal episodio metamórfico en el basamento, probablemente la edad de subducción y acreción de la Serie Occidental en esta localidad es consolidado (Caminos et al., 1982).

Edades K-Ar de 329 Ma en crossita (Hervé et al., 1974) y de 270 Ma en micablanca (Dávila et al., 1979) de la Serie Occidental a los 34°S, como también una edad de 298 Ma en concentrados de mica de la Serie Oriental en Tanumé, indican que ambas series fueron exhumadas brevemente después del metamorfismo, y no fueron involucradas en los eventos metamórficos o de calentamiento durante el Mesozoico, excepto por la influencia local del stock de Pichilemu de 218 Ma que rejuveneció algunas pizarras colindantes (González-Bonorino, 1970; Hervé et al., 1974).

En el área de Pichilemu para los esquistos azules y verdes, Hervé et al. (1984) registran una edad de 310 ± 11 Ma mediante la isócrona Rb/Sr. Willner et al. (2005) en Tanumé, obtienen edades de plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mica blanca de 301 ± 1 Ma con temperatura de cierre de 350 ± 50 Ma y de trazas de fisión en apatito de 133 ± 8 Ma con temperatura de cierre de $110 \pm 20^\circ\text{C}$. En Pichilemu, Willner et al. (2005) presenta una edad de plateau Ar/Ar en mica blanca de 292 ± 2 Ma y trazas de fisión en circón de 206 ± 11 Ma, señalando que la edad cercana al peak metamórfico durante la acreción basal de la Serie Occidental fue a 292-319 Ma, cuyo rango de edad similar al de los pulsos intrusivos del Batolito Costero. Willner (2005) señala que durante la acreción temprana la principal intrusión en el arco ocurrió a 305 Ma (Pb-Pb, en circón) y la Serie Oriental fue sobreimpuesta por un metamorfismo de alta temperatura a 3 kbar, 296-301 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ edad de plateau en muscovita). Las edades de trazas de fisión en circón son similares en ambas series.

Datos obtenidos por Duhart et al. (2001) muestran que la Serie Occidental entre los 39° y 42°S, concluye basado en numerosas edades Rb/Sr, K/Ar y Ar/Ar que el principal metamorfismo ocurrió a 260-220 Ma, y el metamorfismo de alta P/T de los esquistos azules fue a 320-300 Ma. Hervé et al. (2013) en la Serie Occidental a los 40°S obtiene edades de ~ 272 Ma en U-Pb en circón. Adicionalmente, Glodny et al. (2008) obtienen edades Rb/Sr en mica blanca entre 307 y 272 Ma para los afloramientos de la Serie Oriental al norte de la Falla Lanalhue y 295 a 255 Ma para los afloramientos de la Serie Occidental al sur de la misma falla. Kato y Godoy (1995)

dataron micas blancas (304 ± 9 Ma, K/Ar) en bolones de esquistos azules con asociaciones de facies eclogita-anfibolita en la Serie Occidental ubicada en la Cordillera de la Costa a los 41°S . Estas rocas subsecuentemente abarcan edades Ar/Ar de 325 ± 1 Ma (Kato et al., 1997) y 361 ± 2 Ma para un relicto de anfibolita del metamorfismo de facies eclogita (Kato et al., 2008).

Más recientemente, Hervé et al. (2013) en Tanumé (34°S), obtienen una edad más joven significativa en circón detrítico de 350 Ma con un 59% de circones proterozoicos, indicando que las edades carboníferas de los circones ígneos detríticos en la parte norte de ambas series, la Serie Occidental (307 Ma) y la Serie Oriental (345 Ma) son consideradas cercanas a la edad de sedimentación de los protolitos a esta latitud (Figura 15).

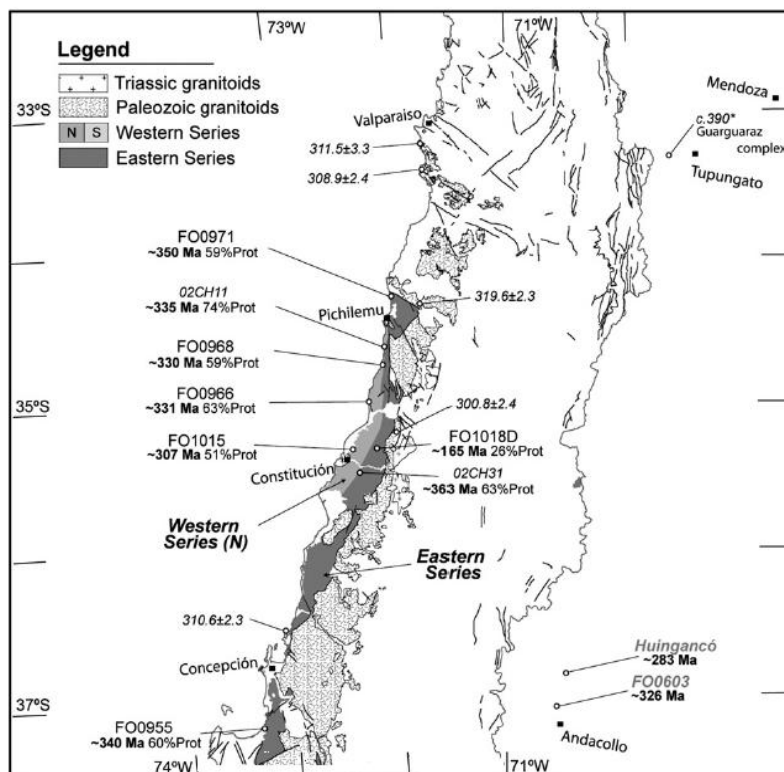


Figura 15: Mapa geológico entre los 34 y 35°S con la localización de las muestras analizadas para el estudio de proveniencia de mínima edad de circón detrítico y el porcentaje de circones Proterozoicos, extraído de Hervé et al. (2013).

2.3.3 Geotermobarometría

Uno de los pioneros en el estudio de la zonación del basamento metamórfico chileno fue Félix González-Bonorino, quien en 1970 dio el primer conocimiento sobre la existencia de una zonación mineral en las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa. Él sugirió que esta zonación mineral fue debido principalmente al contacto con el batolito sobre las rocas metamorfozadas de bajo grado de la Serie Oriental, que constituye la porción oriental del cinturón metamórfico entre los 34° y 42°S de Cordillera de la Costa de Chile Central.

Hervé (1977) señala que la Serie Oriental en la Cordillera Nahuelbuta, según su mineralogía y paragénesis, tiene un rango máximo de 4-6 kbar y 650° - 700°C, que se dio durante el desarrollo de las zonas metamórficas de la biotita, granate, estaurolita y sillimanita, generándose en toda el área. Willner (2005) para las rocas de la Serie Oriental en Tanumé, estima condiciones 2-3 kbar, 400-450°C para mica blanca, reconociendo la reacción univariante $bt + sill + qz = grt + cord + kfs + H_2O$ en el sistema KFMASH como la asociación de más alto grado, indicando un crecimiento progresivo del metamorfismo desde las facies esquistos verdes a la facies granulita, sugiriendo una secuencia tipo abakuma bajo el punto triple de los aluminosilicatos (Figura 16).

Para la Serie Occidental en las cercanías de Pichilemu, Willner (2005) señala que para esquistos azules una primera etapa de metamorfismo prógrado a 9.5 – 10.7 kbar y a temperaturas entre 350 – 385°C, y una segunda etapa de metamorfismo retrogrado a 6.0 – 7.7 kbar, a temperaturas de 290 -345 °C. El peak de presión está dado por la presencia de albita omnipresente bajo 10.5 – 12.5 kbar 300-400 °C. La temperatura no alcanza para romper el stilpnomelano (~400°C). El autor indica una descompresión con poco enfriamiento (ΔT° bajo) acorde a la sustitución tschermakítica en anfíbolos de los esquistos verdes.

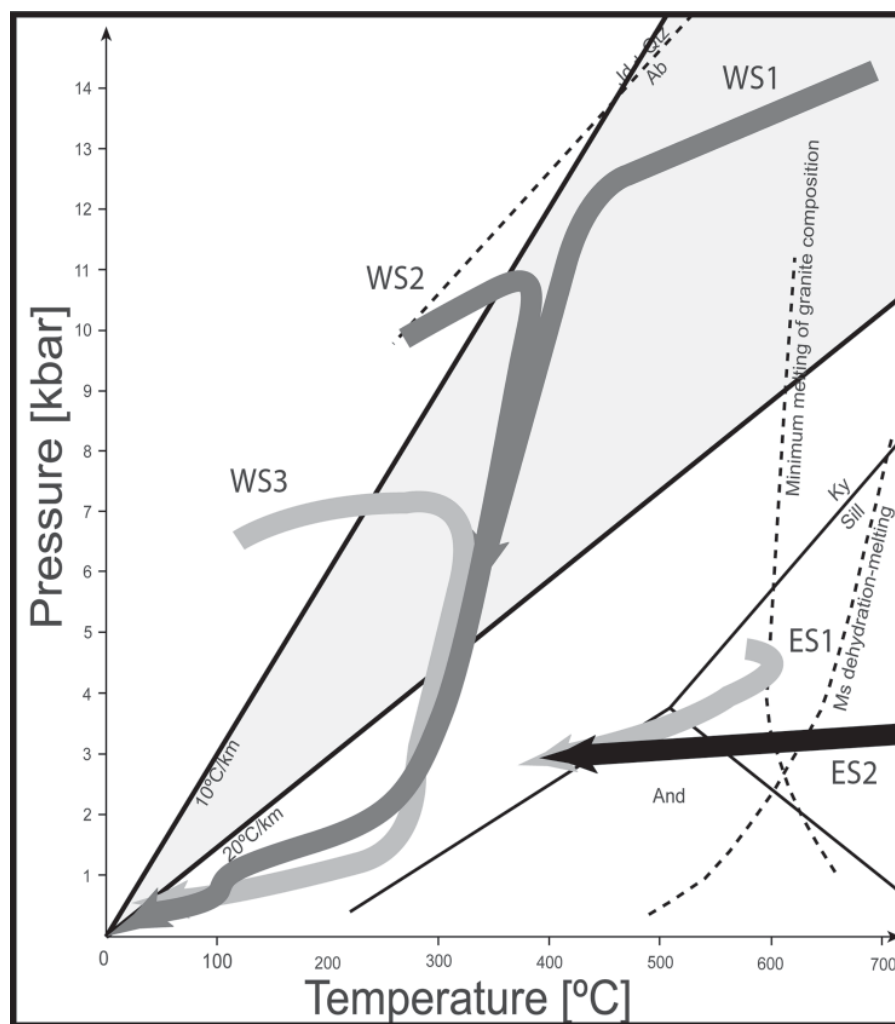


Figura 16: Compilación de trayectorias P-T-t para diferentes unidades de los complejos del basamento metamórfico de Chile central. Las fuentes de la información WS1 = bloques exóticos de la Serie Occidental, Willner et al. (2004); WS2 y WS3, esquistos verdes y esquistos azules, respectivamente, de la Serie Occidental (Willner et al., 2005). ES1 = Serie Oriental (Willner et al., 2005), ES2 = Serie Oriental (Hervé, 1977). Imagen extraída de Hervé, et al. (2007).

Más recientemente, en la playa Infiernillo, Hyppolito et al. (2008) efectúa cálculos geotermobarométricos con el software TWQ, resultando un campo transicional de facies esquistos azul y esquistos verde con una descompresión calculada en torno a 6,3 a 8,0 kbar y temperaturas entre 390 y 405°C. En esquistos verdes la paragénesis observada muestran un intervalo bórico más amplio entre 5,3 y 7,8 kbar, con temperatura aproximada de 390°C.

2.4 ANTECEDENTES ESTRUCTURALES

Tal como se ha dicho anteriormente, uno de los pioneros en el estudio del basamento fue González-Bonorino (1970) quien además realizó observaciones estructurales. El autor reconoce que las estructuras del área entre Tanumé y Pichilemu constan de la estratificación (S0) bien preservada hacia Tanumé, mientras que en Pichilemu la S0 se encuentra obliterada. En Tanumé, la secuencia de capas arenosas y arcillosas aparece plegada en pliegues asimétricos, volcados o aún recumbentes, con una longitud de onda de algunos centímetros a varios metros, indicando un manteo general de las estructuras hacia el suroeste o sur-suroeste (González-Bonorino, 1970).

La esquistosidad (S1) tiene rumbo predominantemente entre noroeste y nor-noroeste, aunque su actitud varía mucho de un afloramiento a otro, los manteos al oeste son muy comunes (González-Bonorino, 1970). En el sector de Tanumé, las superficies S1 son generalmente paralelas a los planos axiales e inclinan de preferencia al este, pero también abundan los planos verticales o inclinados al oeste (González-Bonorino, 1970). La refracción de S1 a través de los contactos entre las pizarras y metareniscas es típica. En los estratos de pizarra hay usualmente un clivaje S2 (plano de transposición) dispuesto en posición subhorizontal (González-Bonorino, 1970). Además en las pizarras y filitas cuarzosas, González-Bonorino (1970) señala la presencia de bandas de encarrujamiento ("*kink bands*"), cuya actitud es variable y de alto buzamiento.

En las cercanías de Pichilemu, la distinción entre S0 y S1 no es clara. Los lentes de cuarcita pueden ser tomadas a primera vista como estratificación. Por otro lado, su marcada forma lenticular es muy diferente a la estratificación regular que prevalece en la faja metamórfica (González-Bonorino, 1970). Si se elimina la posibilidad de *boudinage*, se concluye que los lentes son jirones de capas arenosas que preservan la traza de una esquistosidad de plano axial formada en una fase inicial del plegamiento

(González-Bonorino, 1970). Esta interpretación no se aplica fácilmente a las capas más espesas y extensas de metareniscas, tales como las que se encuentran en Punta de Lobos (González-Bonorino, 1970). Estas representan probablemente los limbos mayores de pliegues volcados y corresponden probablemente a la estratificación original (González-Bonorino, 1970).

Análisis de mesoestructuras y microestructuras realizado por Hervé (1977) en la Cordillera de Nahuelbuta, sugieren que, las rocas metamórficas del basamento cristalino fueron sujetas a al menos dos episodios de deformación penetrativa y metamorfismo (F1 y F2) en tiempos pre-Triásicos. Godoy (1970, 1984) confirma que estos eventos están ligados a procesos de subducción, que desarrollan una deformación y neocrystalización progresiva, que se muestra en pizarras como fino clivaje crenulado, y en algunos semiesquistos del borde oriental de la Serie Occidental, se expresa con bandeamiento cuarcítico, de orientación oblicua dentro de microlitones. Finalmente, en los esquistos, S1 se conserva sólo en micropliegues, dentro de albitas nodulares.

Más recientemente, Richter (2007) repite lo presentado por Godoy (1970, 1984) en el estudio de la transecta del río Maule y lo extiende a la transecta Pichilemu (Figura 17). Richter (2007) afirma que estructuralmente la Serie Oriental está caracterizada por pliegues chevron subverticales de gran escala, que hacia el oeste se vuelven cada vez más aplanados y apretados hacia abajo estructuralmente. Richter et al. (2007) señalan la presencia de dos unidades mayores representadas en dos modos de acreción diferentes: la acreción frontal inicial de la Serie Oriental que gradualmente cambia a la acreción basal de la Serie Occidental. Willner et al. (2009) establecen para el contacto entre ambas series al norte de los 35°S, está representado por la Falla Pichilemu-Vichuquén (post jurásica), que es de carácter inversa y frágil con una componente sinistral menor, que debe ser posterior al Jurásico dado que corta sedimentos de esa edad.

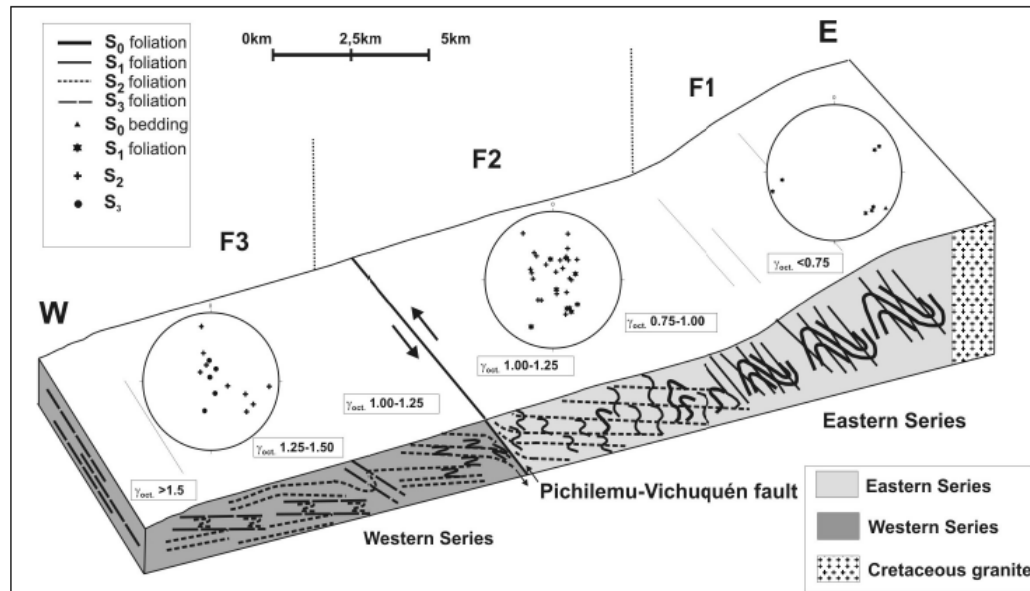


Figura 17: Corte geológico esquemático entre Pichilemu y el Lago Vichuquén. La falla Pichilemu - Vichuquén aparece como el contacto entre ambas series y verticaliza las estructuras relacionadas a la cuña acrecionaria del paleozoico. Extraído de Richter (2007).

Adicionalmente, un estudio realizado en estructuras neógenas activadas por los recientes terremotos que han afectado al antearco de Chile Central (Aron et al., 2012) como muestra la Figura 18, coinciden con las estructuras mapeadas por Godoy (1988) y SERNAGEOMIN (2003), añadiendo un set de estructuras paralelas de fallas normales de rumbo NW-SE (Figura 19).

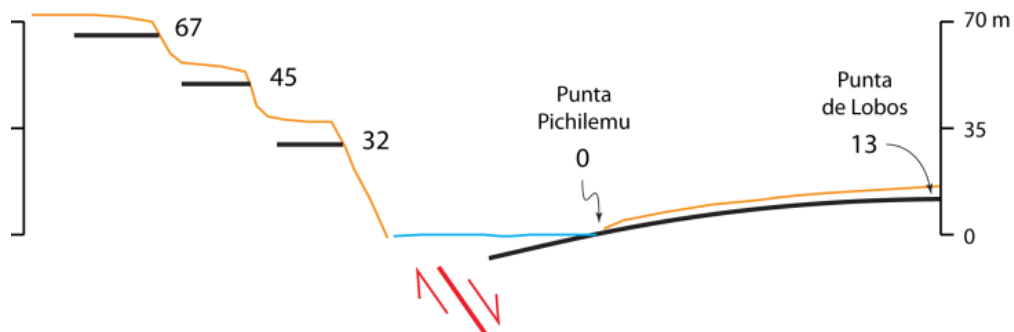


Figura 18: Perfil esquemático de la falla Pichilemu que muestra el comienzo de la plataforma de abrasión (línea negra). Este marcador geológico desarrolla un anticlinal de rollover en el bloque colgante. Repetidas reactivaciones de la estructura ha creado niveles de terrazas en el bloque yacente. Los números son los metros sobre el nivel del mar.

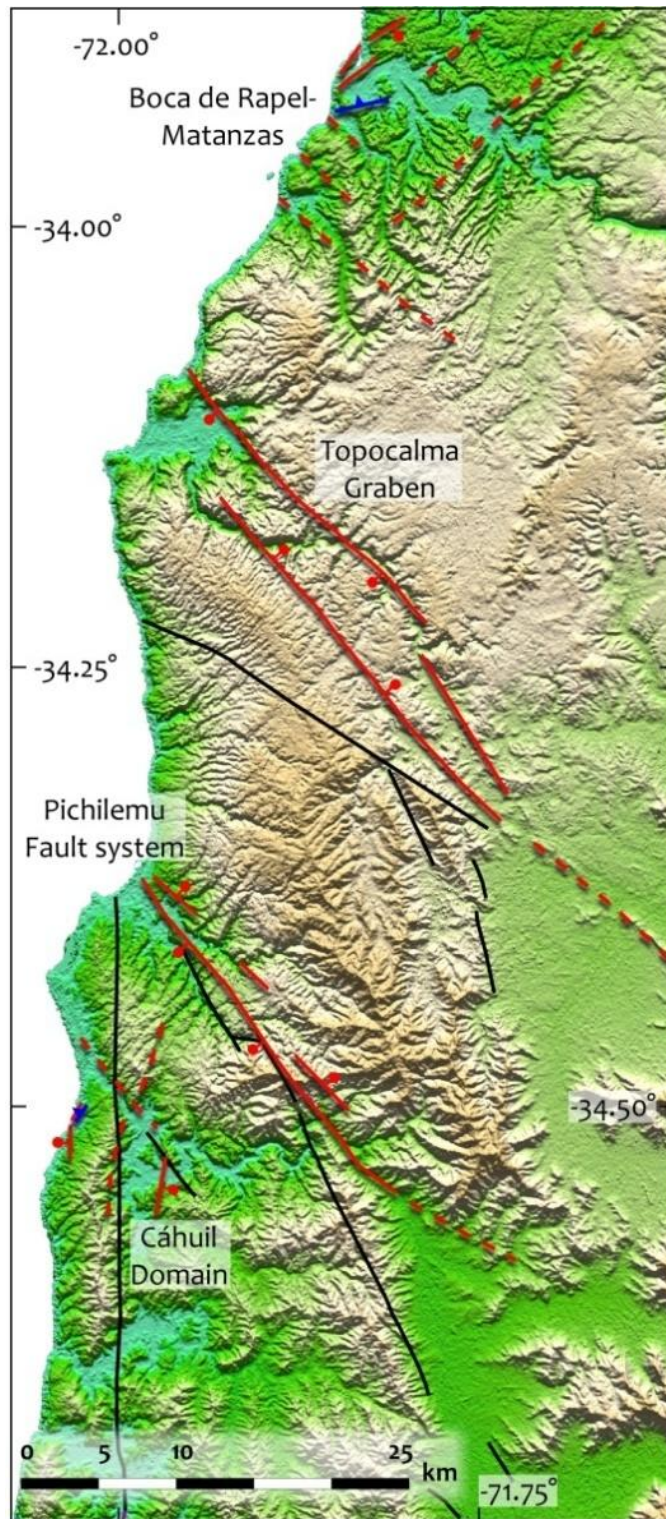


Figura 19: Imagen topográfica ASTER GDEM de la Cordillera de la Costa a lo largo de la Región de O'Higgins mostrando las estructuras identificadas en el estudio de Aron et al. (2012). Las líneas rojas son fallas normales y las líneas negras son fallas del mapa geológico de Chile 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2003). Imagen extraída de Aron et al. (2012).

3. GEOLOGÍA DEL BASAMENTO EN EL ÁREA DE PICHILEMU

3.1 LITOLOGÍA

En el mapa geológico de Pichilemu (Figura 20) se muestran las litologías observadas en terreno, considerando además, los contactos establecidos por González-Bonorino (1970) y también los redefinidos por Godoy (1988). Este mapa muestra como se distribuyen las rocas del basamento metamórfico, donde la Serie Oriental abarca un área aproximada de 550 km² aproximadamente.

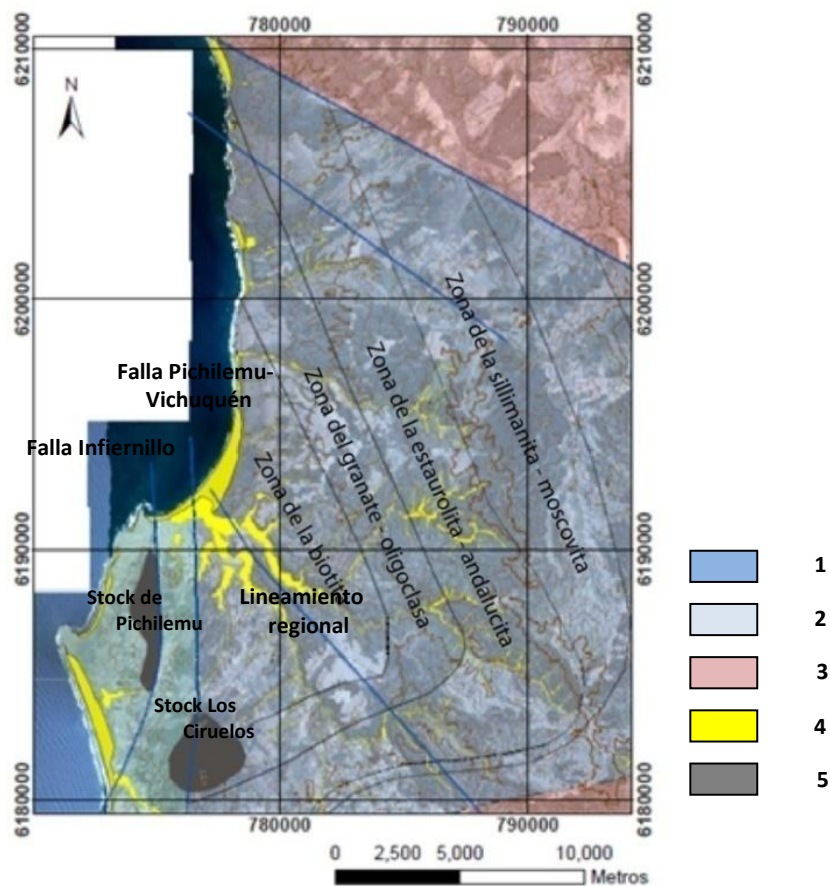


Figura 20: Mapa geológico del basamento metamórfico en el área de Pichilemu, modificado de Godoy (1988). (1) Serie Oriental, (2) Serie Occidental, (3) Batolito Costero, (4) Rocas sedimentarias neógenas, (5) Stock de Pichilemu y Los Ciruelos.

En esta serie, las zonas metamórficas progradan hacia el este, asociadas a la intrusión del batolito paleozoico. A diferencia de la Serie Oriental, las rocas de la Serie Occidental en estas latitudes comprenden 98 km². El contacto entre ambas series está representado por la Falla Pichilemu - Vichuquén identificada por Richter (2007) y Willner et al. (2009), donde en el presente estudio no se han encontrado afloramientos concluyentes de ella.

3.1.1 Serie Oriental

Las rocas de la Serie Oriental consisten en turbiditas deformadas, desarrollando porfidoblastos en las capas más lutíticas. A continuación se describen según la zona metamórfica correspondiente, identificándolas como mica-esquistos de biotita, mica-esquistos de granate, mica-esquistos de estaurolita y andalucita, gneises de sillimanita. Estas rocas han sido afectadas por 3 foliaciones sucesivas cronológicamente, S1, S2 y S3.

3.1.1.1 Esquistos micáceos de biotita

Estas rocas afloran en la parte intermedia del área de estudio abarcando un área aproximada de 74 km² (Figura 21). En el borde costero de Loma Ancha y Chorrillos los afloramientos se aprecian mejor (Figura 22.a). Adicionalmente, éstas se encuentran en la línea férrea abandonada a 10 km al este de Pichilemu.

En estos afloramientos se puede apreciar una secuencia turbidítica deformada, constituida por intercalaciones de filitas cuarcíferas y metareniscas en estratos centimétricos de espesor variable de 20 a 30 cm, en promedio, con algunas capas ricas

en óxidos de hierro (Figura 22.b). Dentro de la foliación penetrativa, se distingue la presencia de cuarzo intrafoliar.

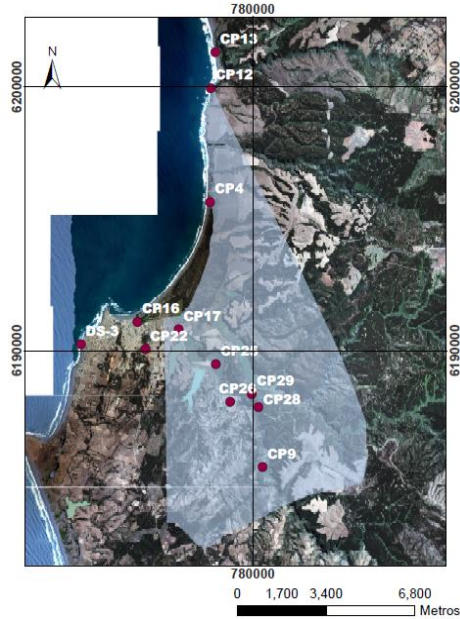


Figura 21: Área que abarca la zona de la biotita en Pichilemu.



Figura 22: (a) Fotografía panorámica de Chorrillos, vista hacia el sureste. (b) Afloramiento de filitas cuarcíferas en las playas de Chorrillos, se observa capa rica en óxido de Fe y el cuarzo intrafoliar.

Petrográficamente, los esquistos micáceos de biotita tienen una asociación mineral de $qz + plg + bt + wm + chl + ep \pm cal + ox. Fe$. Las biotitas se presentan como porfidoblastos pseudomorfos de granates (~2 mm) que durante el desarrollo de la foliación penetrativa generó sombras de presión en el granate (Figura 23.a). La foliación anterior S1 queda como foliación interna dentro de estos porfidoblastos (Figura 23.b). Principalmente biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde la foliación se muestra conjugada por la intersección de la S1 con la S2. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes. Dado que los dominios de clivaje están engrosados, esto sugiere que se formaron a mayor temperatura, además, hay presencia de maclas en calcita y bordes de granos de cuarzo poligonales con extinción ondulosa leve, aportando a una recristalización estática en las etapas tardías.

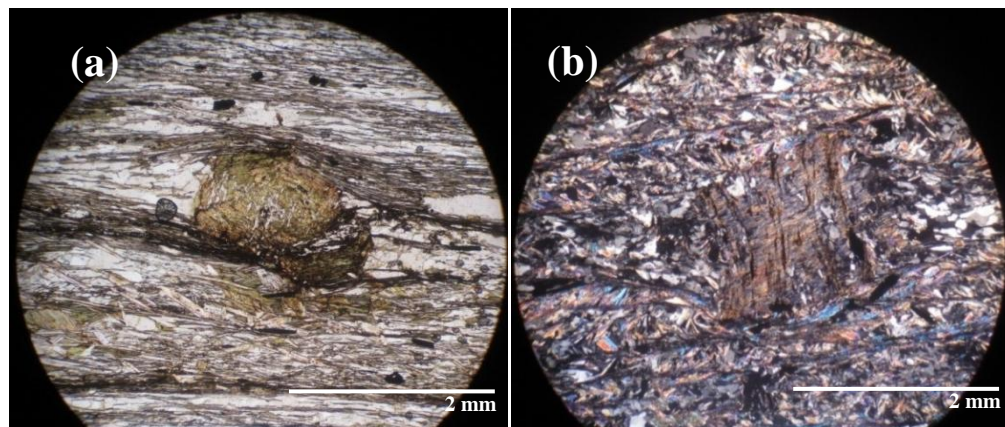


Figura 23: (a) Microfotografía de mica-esquisto (CP-28) que muestra el porfidoblasto de biotita, pseudomorfo de granate con sombras de presión syn S2, NP. (b) Microfotografía de mica-esquisto (CP-4), donde se muestra un porfidoblasto de biotita con foliación interna S1, y clorita retrógrada, NX.

3.1.1.2 Esquistos micáceos de granate

Estos esquistos aparecen en las costas de Panilonco y Centinela (Figura 24), y hacia el interior en afloramientos de la carretera principal en el cruce con la carretera

antigua. Además, estas rocas aparecen en predios privados a partir de los 10 km al este de Pichilemu por la línea férrea, y abarcan un área aproximada de 66 km² (Figura 25).



Figura 24: Serie Oriental en acantilado costero en Centinela, vista hacia el suroeste.

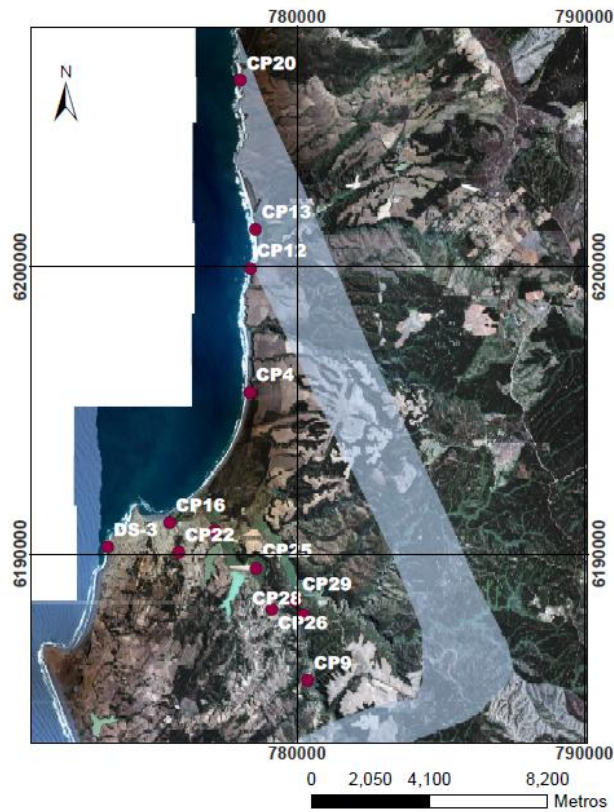


Figura 25: Área que abarca la zona del granate en Pichilemu.

En ellos también se aprecia la misma intercalación de filitas cuarcíferas y metareniscas, en capas de espesor variable entre 20 a 30 cm promedio (Figura 26), con la aparición de porfidoblastos de granate en las capas más pelíticas. En la costa, se aprecia la misma bien las estructuras sedimentarias y en la playa al sur de Panilonco, presencia de vetarrones más grandes de cuarzo.



Figura 26: Afloramiento en las playas de Panilonco, se aprecia la intercalación de capas de areniscas y lutitas deformadas, vista hacia el noreste.

Petrográficamente, los esquistos micáceos de granate tienen una asociación mineral de $qz + plg + grt + bt + wm + chl + ep + ox. Fe$. Los granates se presentan como porfidoblastos de 2 mm con sombras de presión syn S2 (Figura 27.a), aparentemente en algunos granates aparece inclusiones internas en cruz (Figura 27.b). Principalmente biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por microlitones de cuarzo. El grado metamórfico corresponde a zona del granate equivalente a la facies anfibolita. Dado que los dominios de clivaje son más gruesos sugieren que se desarrollaron a mayor temperatura, además, al igual que en la zona de la biotita, hay presencia de bordes de granos de cuarzo poligonales con extinción ondulosa.

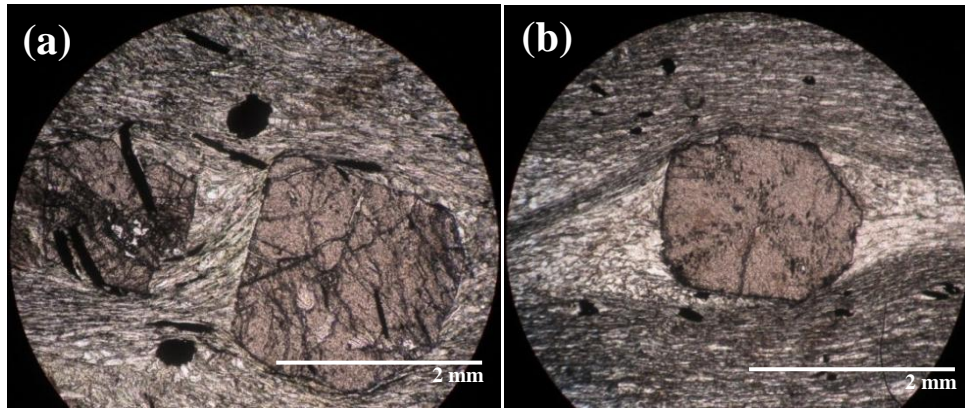


Figura 27: (a) Microfotografía de mica-esquisto de granate (CP-13), NP. (b) Microfotografía de mica-esquisto de granate (CP-12) donde el porfidoblasto de granate tiene inclusiones en cruz y desarrollo de sombras de presión syn S2. NP.

3.1.1.3 Esquistos micáceos de estaurolita y andalucita

Estos esquistos aparecen en las costas de Tanumé (Figura 28), y abarcan un área aproximada de 155 km² (Figura 29).



Figura 28: Fotografía panorámica de Tanumé, vista hacia el norte.

En estos afloramientos también se aprecia la misma intercalación de filitas cuarcíferas y metareniscas, en capas de espesor variable entre 20 a 30 cm promedio, con la aparición de porfidoblastos de estaurolita y andalucita en las capas más lutíticas, donde algunas andalucitas en roseta presentan un estiramiento general hacia el ENE (Figura 30.a). Al igual que las litologías anteriores, también aparecen estructuras

sedimentarias (S0) como estratificación cruzada en artesa (Figura 30.b) y cabe destacar la gran presencia de porfidoblastos de andalucitas (~ 2 cm) envueltos por la foliación penetrativa S2 (Figura 31).

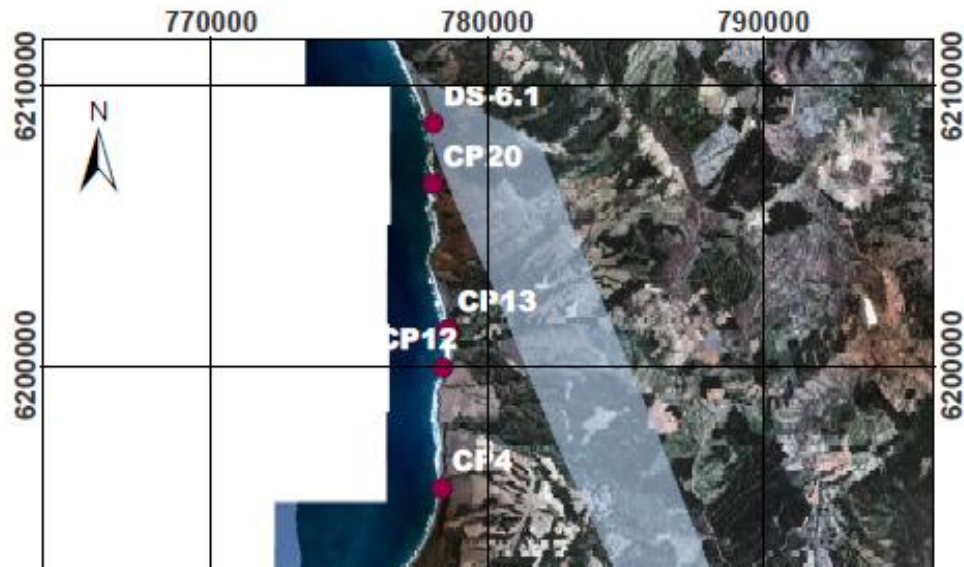


Figura 29: Área que abarca la zona de la estaurolita - andalucita en Tanumé.

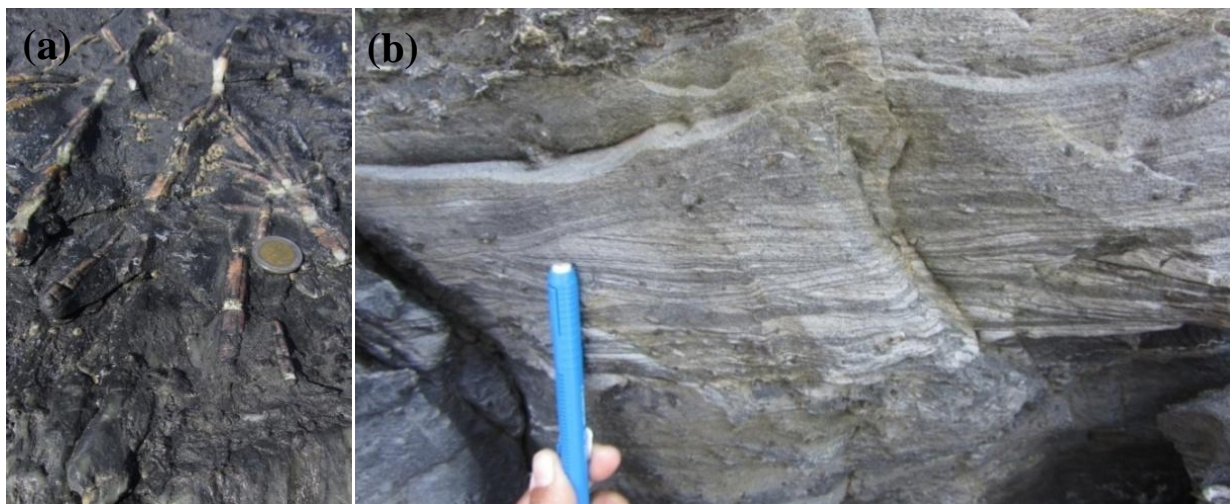


Figura 30: (a) Rosetas de andalucitas con sombras de presión dirigidas al noreste. (b) Estratificación cruzada en artesa de metarenisca en Tanumé, indica polaridad positiva, cabe destacar, los porfidoblastos de estaurolita presentes en el afloramiento.



Figura 31: Porfidoblasto de andalucita envuelto por la foliación penetrativa S2, Tanumé.

Petrográficamente, los esquistos micáceos de estaurolita tienen una asociación mineral de $qz + plg + and + st + bt + wm + chl + ep + ox. Fe$. Las estaurolitas se presentan como porfidoblastos de 2 mm con sombras de presión syn S2 (Figura 32.a). Las andalucitas son de mayor tamaño ~2 cm y presenta micablanca en sus bordes (Figura 32.b). Principalmente biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo. El grado metamórfico corresponde a zona de la estaurolita equivalente a la facies anfibolita. Dado que algunas biotitas son más gruesas dan la idea que se desarrollaron a mayor temperatura.

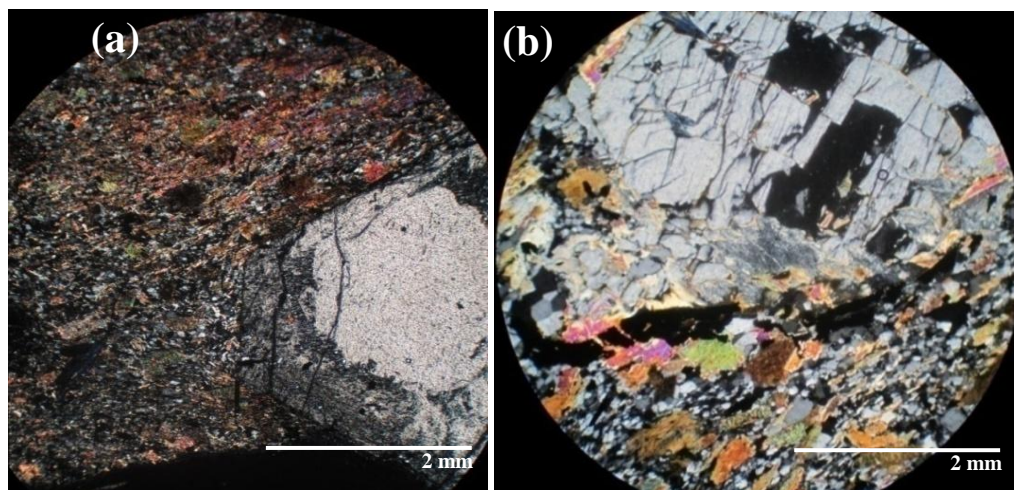


Figura 32: (a) Microfotografía lámina delgada GL-5006-1B, que muestra los porfidoblastos de estaurolita, envueltos por la S2, NX. (b) Microfotografía de mica-esquisto de andalucita (GL-5006-1B) donde los porfidoblastos de andalucita tiene sus bordes alterados por mica blanca, NX.

3.1.2 Serie Occidental

Las rocas de la Serie Occidental consisten en esquistos verdes, esquistos azules, metacherts, metabasaltos de almohadilla y rocas calcosilicatadas. Esta se diferencia de la Serie Oriental, por poseer una foliación penetrativa S2 menos espaciada y con minerales metamórficos de alta presión.

3.1.2.1 Esquistos verdes

Los esquistos verdes afloran principalmente en la costa, en playa de Infiernillo, pero también existen buenos afloramientos hacia el interior de Pichilemu, como lo es el caso de la Laguna El Bajel (Figura 33).

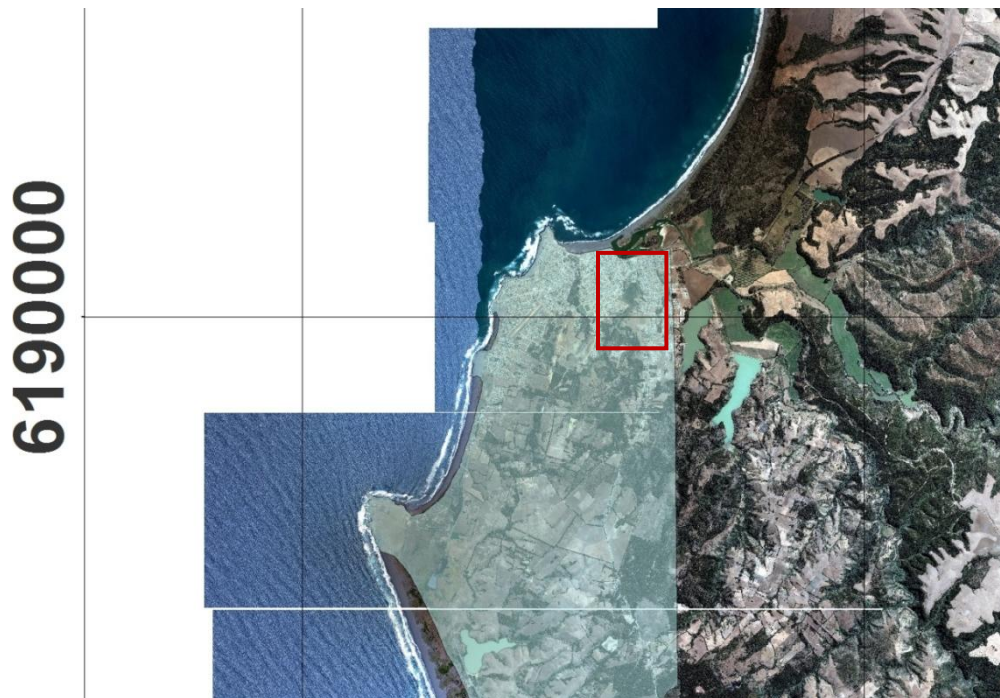


Figura 33: Área donde afloran las rocas de la Serie Occidental, en el cuadro rojo se ubica la Laguna El Bajel en Pichilemu.

A diferencia de los esquistos de la Serie Oriental, estas rocas son verdes y la foliación penetrativa S2 es menos espaciada, llegando a no conservar S0 (Figura 34).



Figura 34: Esquistos verdes de la Serie Occidental en la Laguna El Bajel (CP22). Vista hacia el sureste.

Petrográficamente, los esquistos verdes tienen una asociación mineral correspondiente a: plg + act + zoi + czoi + ep + chl + wm + cal + sph + qz + ox. Fe. Los porfidoblastos de albita (1 a 2 mm) se desarrollan sincinemáticos a la S2 y preservan la foliación anterior S1 como foliación interna. Además, aparecen porfidoblastos de zoisita, clinozoisita, epidota y esfeno de 1 mm con desarrollo de sombras de presión (Figura 35). Principalmente la actinolita, clorita y mica blanca conforman los dominios de clivaje separados por los microlitones ricos en plagioclasa. Este dominio de clivaje se encuentra poco espaciado, llegando a obliterar la foliación anterior S1 dejándola casi paralela a la foliación dominante S2. Esto indica que la foliación penetrativa S2 se desarrolló a una alta tasa deformativa según los criterios de deformación progresiva de Passier y Trouw (2005). La textura es nematoblástica y el protolito asociado a este afloramiento es básico. El grado metamórfico es equivalente a la facies esquistos verdes. Hay presencia de maclado mecánico en calcita, extinción ondulosa y lamelas de deformación en nódulos de albita indicando dislocación intracristalina.

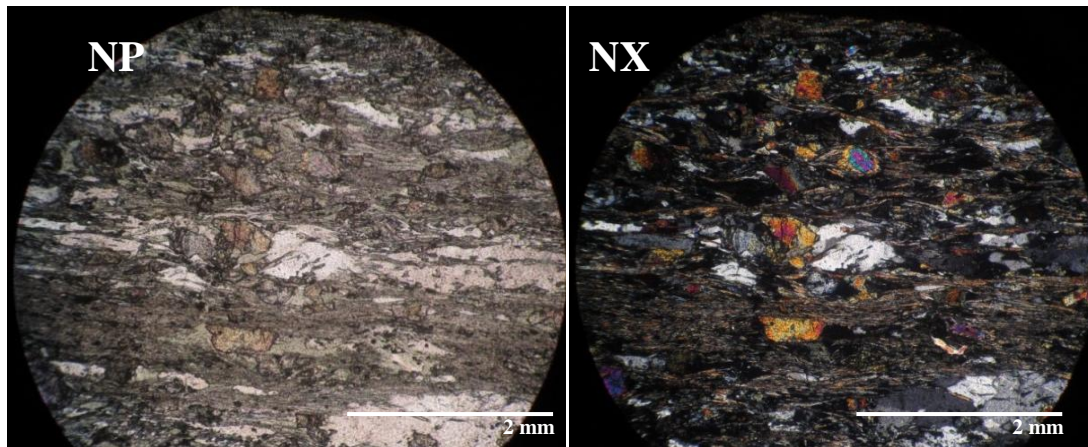


Figura 35: Microfotografía de la metabasita en la Laguna el Bajel (CP-22) donde las actinolitas y cloritas conforman el dominio de clivaje S2 entre los porfidoblastos de zoisita, clinzoisita y plagioclasa.

3.1.2.2 Esquistos verdes, esquistos azules, metacherts y rocas calcosilicatadas.

Estas litologías afloran principalmente desde La Puntilla hasta la playa de Infiernillo, abarcando un área aproximada de 1 km² (Figura 36).

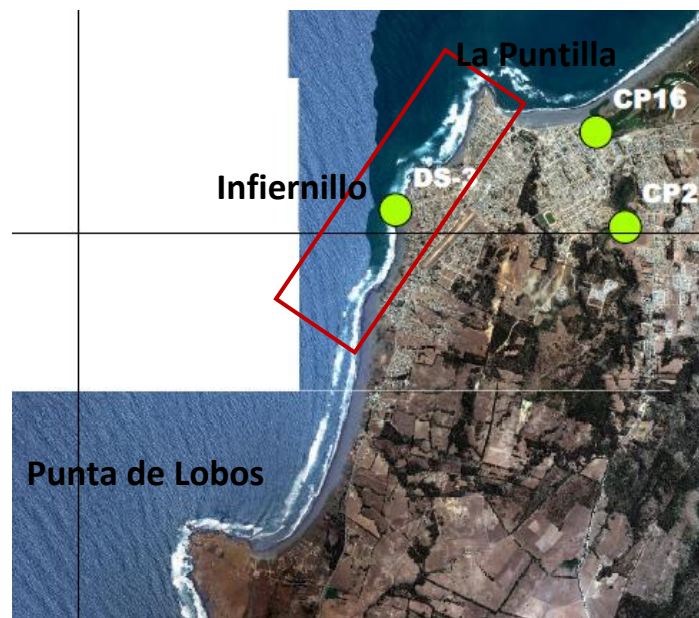


Figura 36: Ubicación de los Esquistos en La Puntilla e Infiernillo (Cuadro Rojo).

Estas unidades se encuentran yuxtapuestas unas a otras en una distancia de decenas de metros (Figura 37), sin continuidad lateral y algunas hasta ovaladas en lentes envueltos por la foliación penetrativa de S2, de estructura de *melange* tectónico (Figura 38).



Figura 37: Metacherts y esquistos verdes de la Serie Occidental en Infiernillo, vista hacia el SW. A la derecha microfotografía de los esquistos verdes (GL-5006-4), NP, radio 2.5 mm.

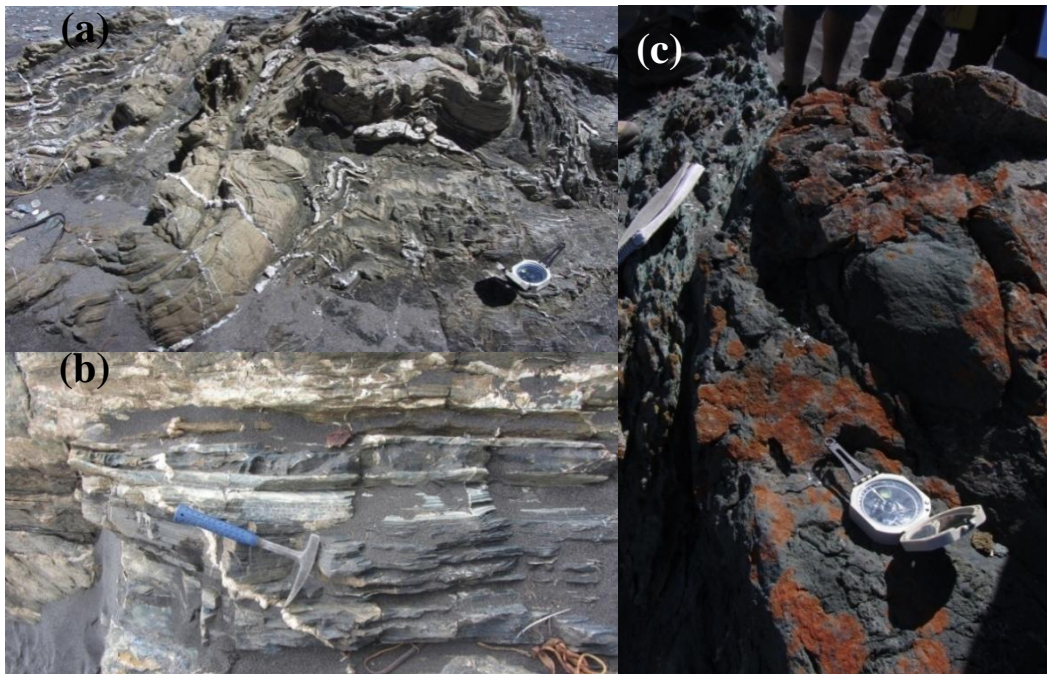


Figura 38: (a) Rocas calcosilicatadas foliadas, vista en planta. (b) Metacherts muy deformados, vista hacia el oeste. (c) metabasita con estructuras de basaltos de almohadillas envueltos por la foliación penetrativa S2, vista hacia el suroeste.

Observaciones microscópicas, indican que la asociación mineral de los metacherts es qz + glp + stp + ep + zoi + minerales opacos (Figura 39). La textura es nematogranoblástica y los cristales de glaucofano (~ 1mm) conforman el dominio de clivaje correspondiente a la foliación penetrativa S2. Adicionalmente, algunos de estos cristales se encuentran oblicuos a esta foliación, los que están asociados a la foliación anterior S1. Los cristales de estilpnomelano (~2 mm) ocurren aleatoriamente dentro de la matriz de apariencia acicular radial. La matriz de cuarzo conforma los microlitones de tamaño ~0.5 mm, los que presentan extinción ondulosa y migración de subgrano, indicativos de tasas deformativas altas a bajas temperaturas.

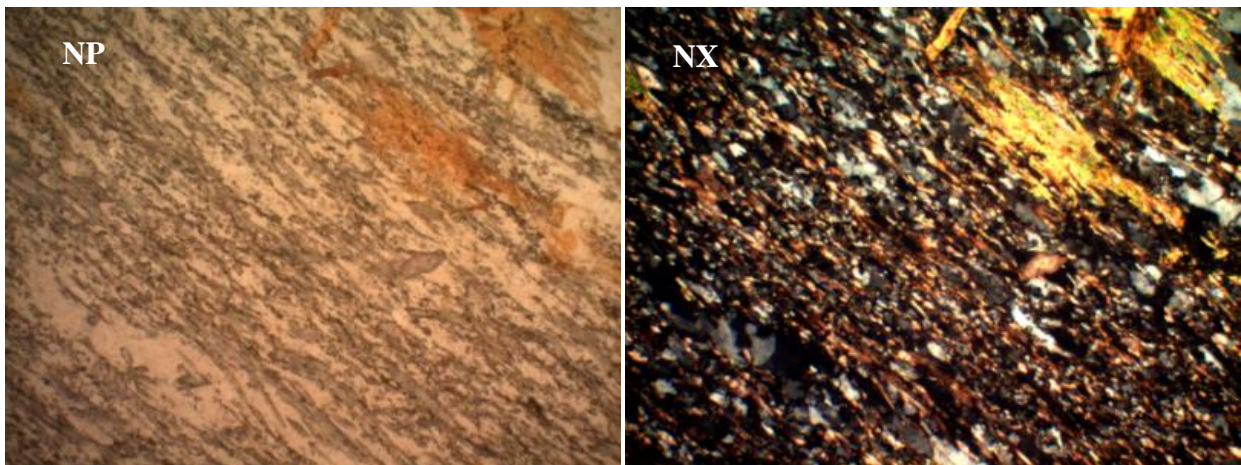


Figura 39: Microfotografía de metachert con glaucofano y estilpnomelano en Infiernillo (WS1301), radio 2,5 mm.

3.1.2.3 Metabasaltos de almohadilla

Los metabasaltos de almohadilla se ven bien expuestos 400 m al sur de Punta de Lobos (Figura 40). Una diferencia notable en comparación con los esquistos de Infiernillo es la foliación S2, ya que es menos penetrativa y preserva en su mayoría estructuras relictas de basaltos de almohadilla (Figura 41).



Figura 40: Afloramiento de metabasaltos de almohadilla, 400 m al sur de Punta de Lobos, vista hacia el sur.



Figura 41: Preservación de estructuras primarias de basaltos de almohadilla, vista hacia el suroeste.

En Punta de Lobos aflora un sill diorítico que intruye paralelo a la foliación S2 (Figura 42). Este sill es de textura fanerítica con cristales euhedrales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol de grano fino.



Figura 42: Sill diorítico intruyendo paralelo a la foliación S2.

3.1.3 Rocas sedimentarias marinas neógenas

Las rocas sedimentarias marinas aparecen en las cercanías de la costa, depositándose sobre el basamento metamórfico en contacto por una discordancia de bajo manteo al oeste (Figura 43), dado al tectonismo actual éstos depósitos forman terrazas marinas que pueden estar a más de 300 m sobre el nivel del mar.



Figura 43: Depósitos sedimentarios marinos sobre el basamento metamórfico en discordancia, vista hacia el noroeste en los acantilados costeros de Panilonco.

Estos depósitos constan principalmente de areniscas conglomerádicas con clastos de cuarzo, conglomerados, areniscas carbonatadas y fangolitas que están asociadas a la Fm. Navidad. Observaciones de terreno indican que estas areniscas conglomerádicas con clastos de cuarzo, tienen mala madurez textural y buena madurez química. Los clastos poseen mala esfericidad y su matriz es de color amarillo-pardo. Además, se reconocen estructuras sedimentarias (Figura 44), tales como, estratificación cruzada, paleocanales y coquinas. Las coquinas están compuestas por bivalvos y escafópodos que afloran sobre el basamento Paleozoico en Punta Quisca.



Figura 44: Areniscas pardas con estratificación cruzada indicando polaridad positiva, depósito de los acantilados de Chorrillos.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Las rocas de la Serie Oriental y Serie Occidental han sufrido tres eventos de deformación (D1, D2, D3), desarrollando foliación de plano axial en cada uno de ellos (S1, S2, S3). En el siguiente mapa se presentan cuatro dominios estructurales, definidos por la actitud promedio de la foliación S2. Estos dominios abarcan ambas series, identificándose de norte a sur como: Tanumé - Chorrillos, Estero San Antonio, Pichilemu e Infiernillo (Figura 45).

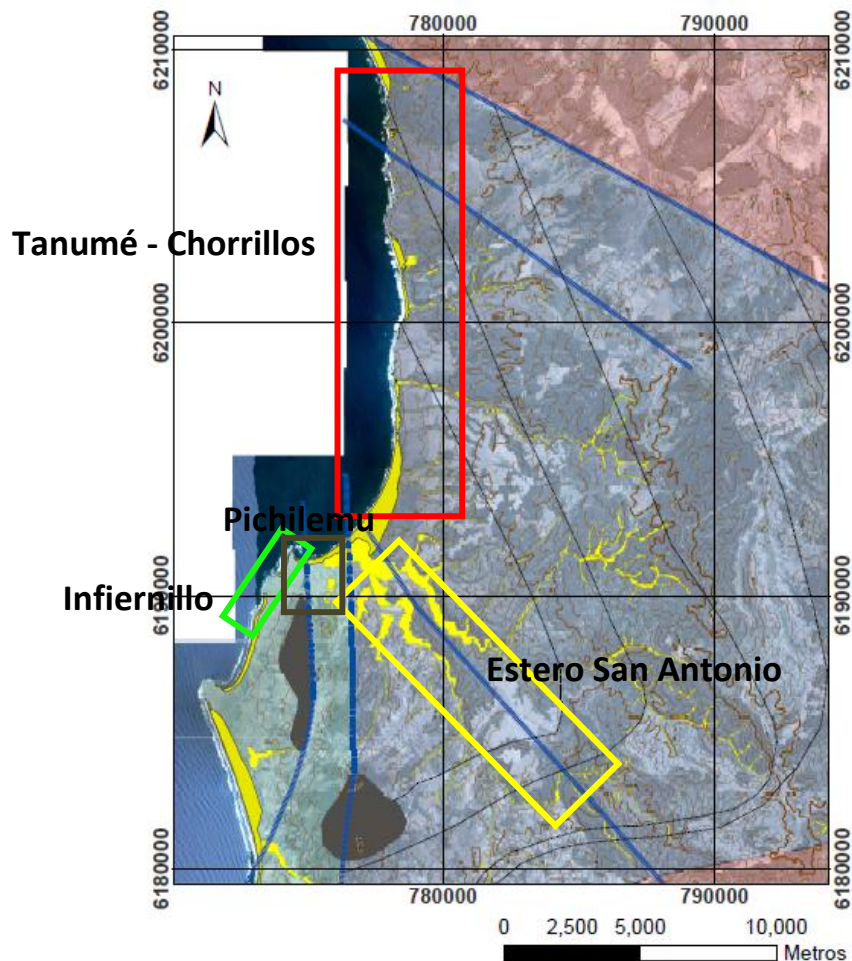


Figura 45: Mapa satelital que muestra la ubicación de los dominios estructurales definidos para el área de estudio. Los círculos amarillos son los puntos de control y los rectángulos rojo, amarillo, pardo y verde representan el dominio Tanumé-Chorrillos, Estero San Antonio, Pichilemu e Infiernillo, respectivamente.

4.1 Estructuras Serie Oriental

Las estructuras de la Serie Oriental consta de pliegues volcados de escala métrica vergentes hacia el suroeste. La foliación penetrativa S2 deforma las turbiditas preservando la estratificación S0. Estas estructuras se han agrupado en dos dominios estructurales correspondientes a los dominios Tanumé-Chorrillos y Estero San Antonio.

4.1.1 Dominio Tanumé - Chorrillos

4.1.1.1 Estructuras de primera generación (D1)

Las estructuras de primera generación de la Serie Oriental constan de pliegues isoclinales recumbentes, cuyo rumbo se dirige hacia el ENE (Figura 46). El clivaje de plano axial de estos pliegues desarrolla una foliación penetrativa S1, que en la mayoría de los afloramientos aparece subparalela a la estratificación S0.



Figura 46: Pliegues isoclinales recumbentes (D1) al sur de Panilonco. El eje está orientado hacia el ENE.

Adicionalmente, al igual que Richter et al. (2007) se han reconocido isoclinales con ejes D1 orientados hacia el NNO (Figura 47 y Figuras 48.a y b).



Figura 47: Pliegue apretado (D1) de eje NW-SE al norte de Panilongo, vista hacia el suroeste.

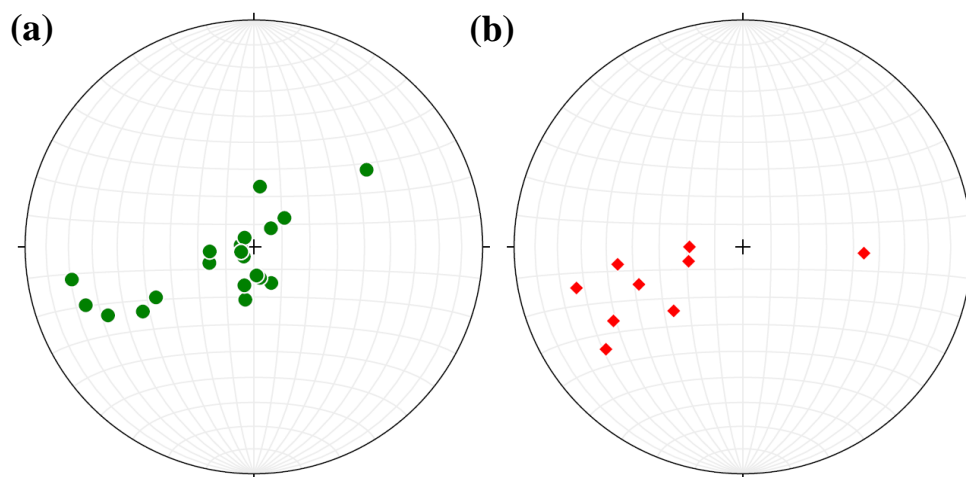


Figura 48: (a) Polos S0 (círculos verdes), (b) Polos S1 (diamantes rojos).

4.1.1.2 Estructuras de segunda generación (D2)

Las estructuras de segunda generación presentes en el dominio Tanumé - Chorrillos, a lo largo de 15 km de borde costero, constan de un antiforme y sinforme volcados, cuya longitud de onda es de 10 km. Esta estructura está asociada a un evento deformativo de carácter penetrativo con vergencia hacia el suroeste, deformando las intercalaciones de areniscas y lutitas de la Serie Oriental (Figura 49 y 50).



Figura 49: Vista panorámica de turbiditas deformadas en Panilonco, vista hacia el sur.

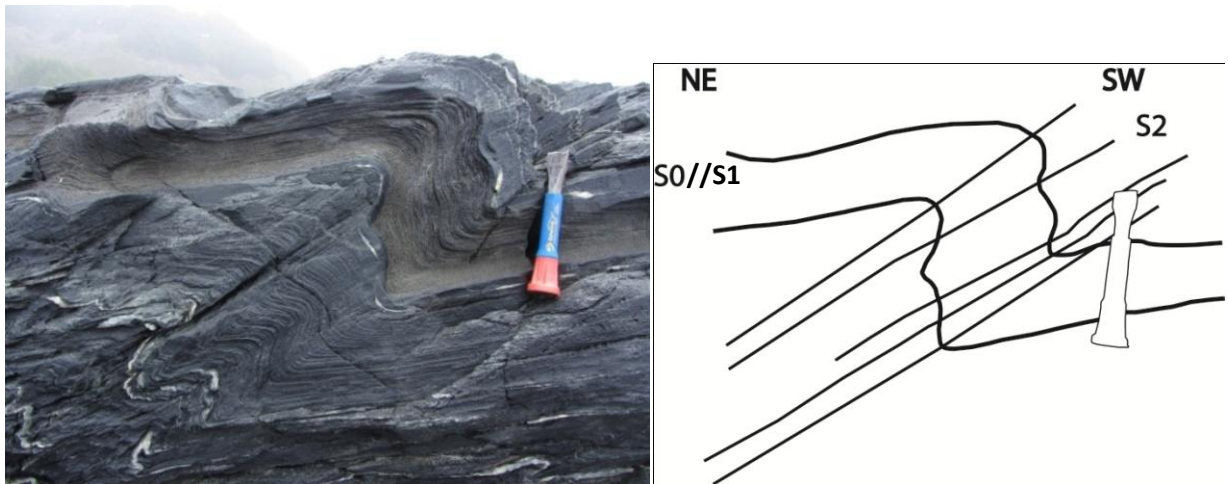


Figura 50: Pliegues de segunda generación (D2) vergentes hacia el suroeste. Vista hacia el sureste en Loma Ancha.

Este evento deformativo desarrolla un clivaje de plano axial (S2) que miente hacia el noreste con un promedio 27° (Figura 51.a) y genera un clivaje de crenulación plegando a la foliación anterior S1, cuya intersección forma una lineación L2 de buzamiento 22° hacia el este (Figura 51.b).

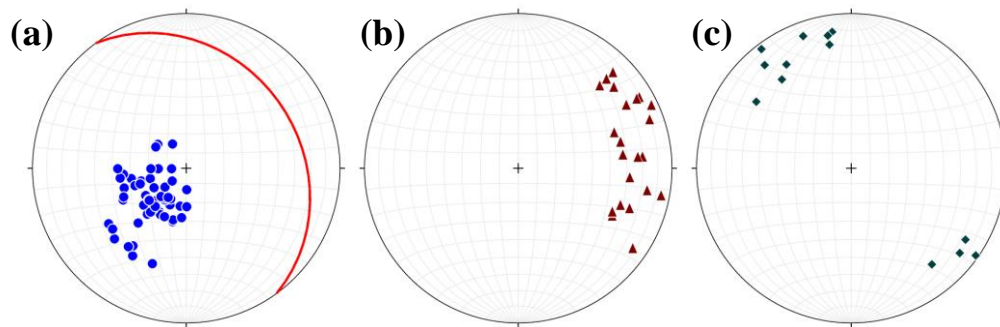


Figura 51: Estereogramas de igual área del dominio Tanumé - Chorrillos. (a) Polos S2 (círculo azul) y plano axial resultante S2 (línea roja), (b) L2 (triángulo burdeo), (c) B2 (diamantes verde oscuro).

Los pliegues parásitos S, M y Z de longitud de onda centimétrica a decenas de metros, se relacionan con criterios de flanco normal o inverso (Figura 52, 53 y 54) que permiten inferir estructuras mayores de escala kilométrica ilustradas en un perfil NE-SW en la sección 4.3.

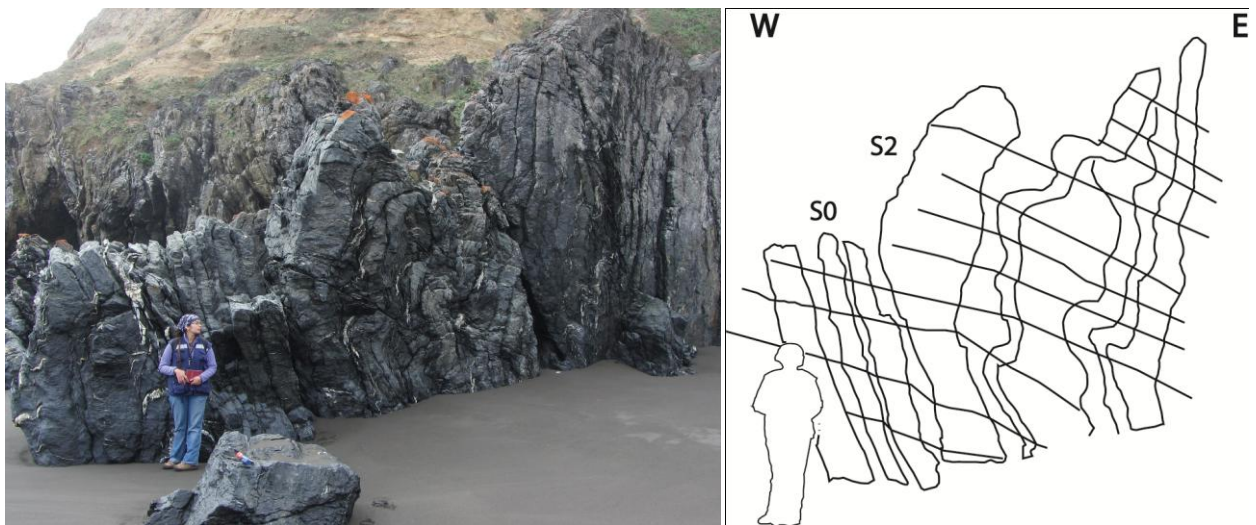


Figura 52: Criterio del flanco inverso en Panilonco.



Figura 53: Pliegues Z vergentes hacia el suroeste, donde se muestra el criterio del flanco normal al norte de Chorrillos.

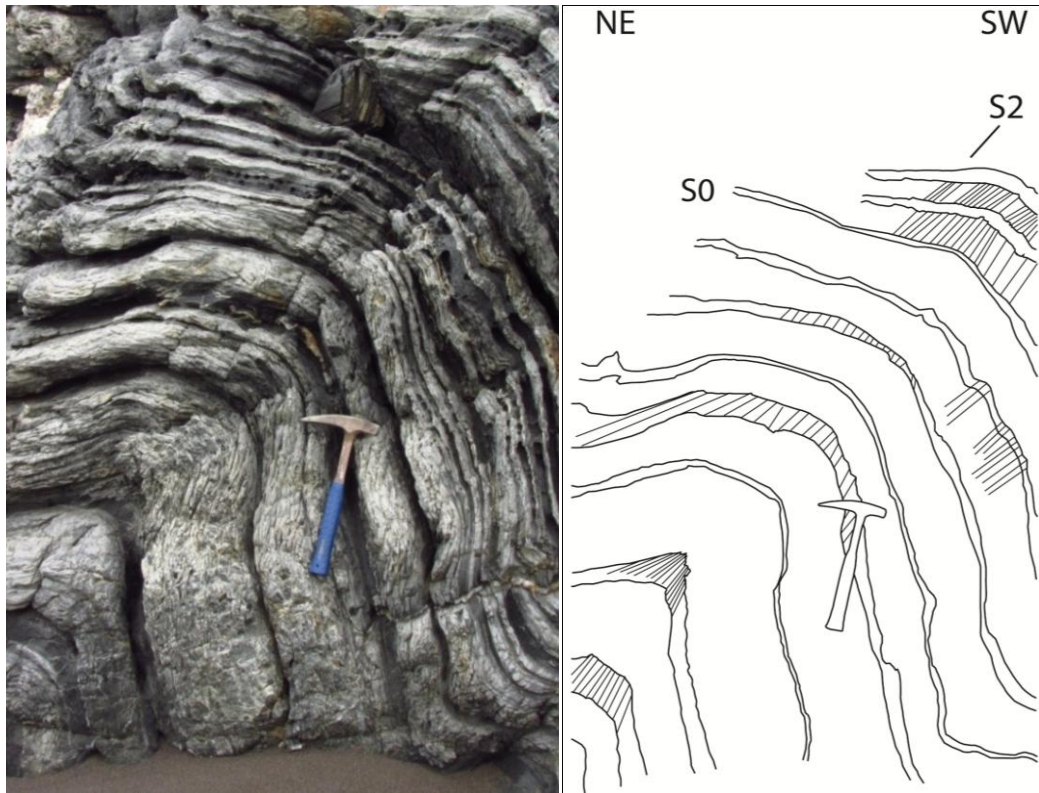


Figura 54: Vista más acercada del afloramiento de la Figura 48, donde se muestra el criterio de flanco normal. El clivaje de plano axial S2 penetrativo deforma las capas de areniscas y lutitas de la Serie Oriental en Panilonco, vista hacia el sureste.

Cabe destacar que los minerales de mayor grado metamórfico tales como el granate, se presentan como porfidoblastos orientados aleatoriamente en la S1 y están envueltos por la S2, ubicándose dentro de esta estructura planar (Figura 55). Esto sugiere que estos porfidoblastos se han desarrollado pre S1 y post S2, vale decir, estos granates son intertectónicos. Además, hay presencia de cúmulos de porfidoblastos de estaurolita, andalucita y granate, presentes en las capas más lutíticas que no parecen estar dentro de la S2, lo que sugiere que este evento de contacto sigue desarrollando post S2.



Figura 55: Refracción de la foliación S2 entre las metareniscas y filitas cuarcíferas. Además de porfidoblastos de estaurolita envueltos por la S2. Afloramiento ubicado 2 km al sur de Tanumé. Vista hacia el sureste.

Esto último no es acorde a la estructura planteada en este estudio, dado que en Tanumé se ha observado criterio de flanco normal ($S1 > S2$, Figura 56), además se han reconocido estructuras sedimentarias (S0) tales como artesas que indican polaridad normal, sugiriendo que nuestro Antiforme podría ser un anticlinal, y si fuera así hacia los limbos las rocas serían estratigráficamente más jóvenes lo que contrasta al grado metamórfico que aumenta hacia el noreste.

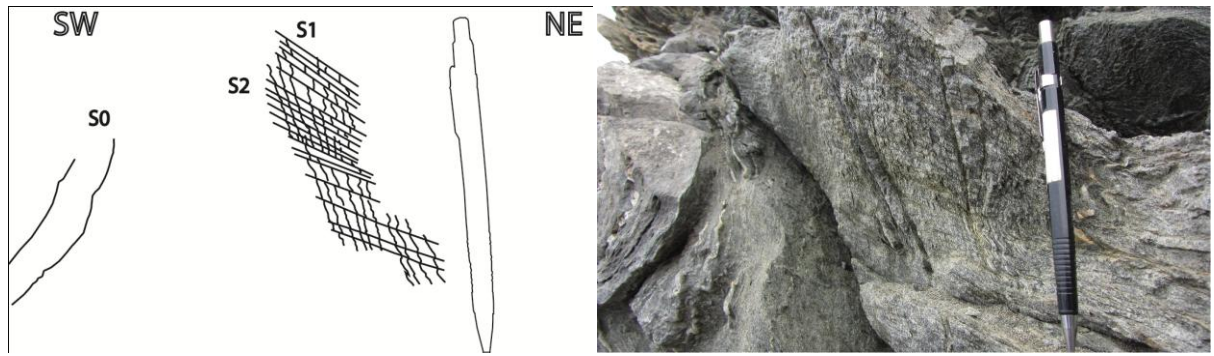


Figura 56: Criterio del flanco normal en Panilonco, vista al noroeste.

4.1.1.3 Estructuras de tercera generación (D3)

Las estructuras de tercera generación constan de bandas de encarrujamiento (*kink bands*) con plano axial S3 de alto buzamiento (Figura 57). Este plano axial forma un clivaje de crenulación con la foliación anterior S2. La intersección entre la S2 y la S3 genera una lineación L3 hacia el noroeste y buza 14° (Figura 58).

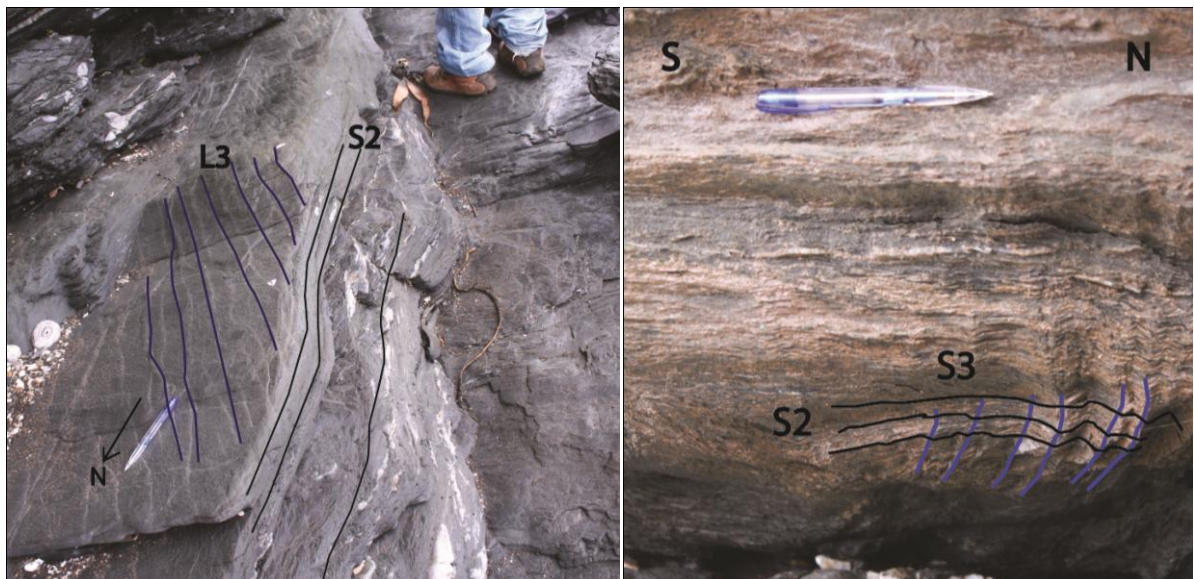


Figura 57: Bandas de encarrujamiento D3 ubicadas en Panilonco, el lápiz indica el norte. A la izquierda foliación S3 subvertical, vista al noroeste.

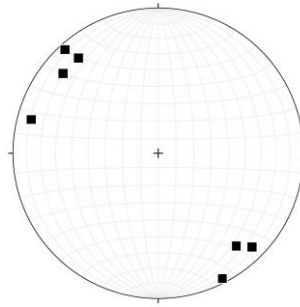


Figura 58: Estereograma de igual área donde se muestra la lineación L3 (cuadrado negro) que se dirige hacia el noroeste con bajo buzamiento.

4.1.2 Dominio Estero San Antonio

En las cercanías del Estero San Antonio se pudieron encontrar afloramientos de la Serie Oriental (Figura 59).

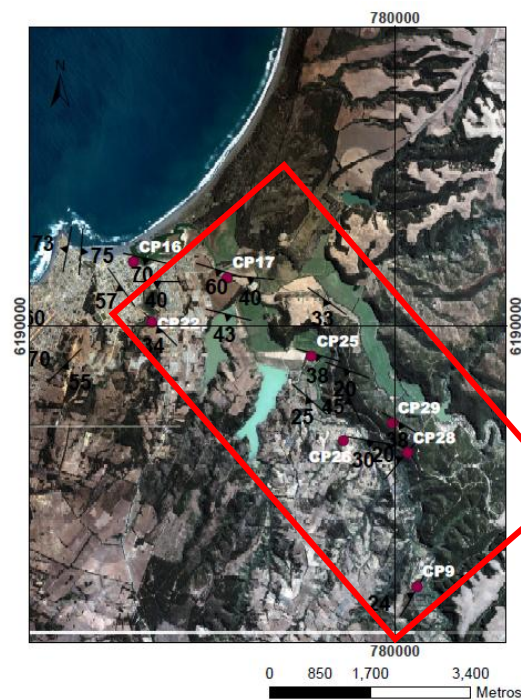


Figura 59: Imagen satelital que muestra el dominio Estero San Antonio (rectángulo rojo).

La estructura de este dominio consta de un antiforme amplio de tercera generación que deforma a la foliación regional S2, esta última manteando hacia el suroeste (Figuras 60.a y b y Figura 61.a). La longitud de onda de esta estructura es de 8 km, y desarrolla un clivaje de plano axial S3 con rumbo NW y manteo subvertical, cuya L3 tiene el mismo rumbo, observado en bandas de encarrujamiento en Tanumé y Chorrillos. Algunos afloramientos en la parte occidental de la línea férrea abandonada, se puede identificar estratificación S0.

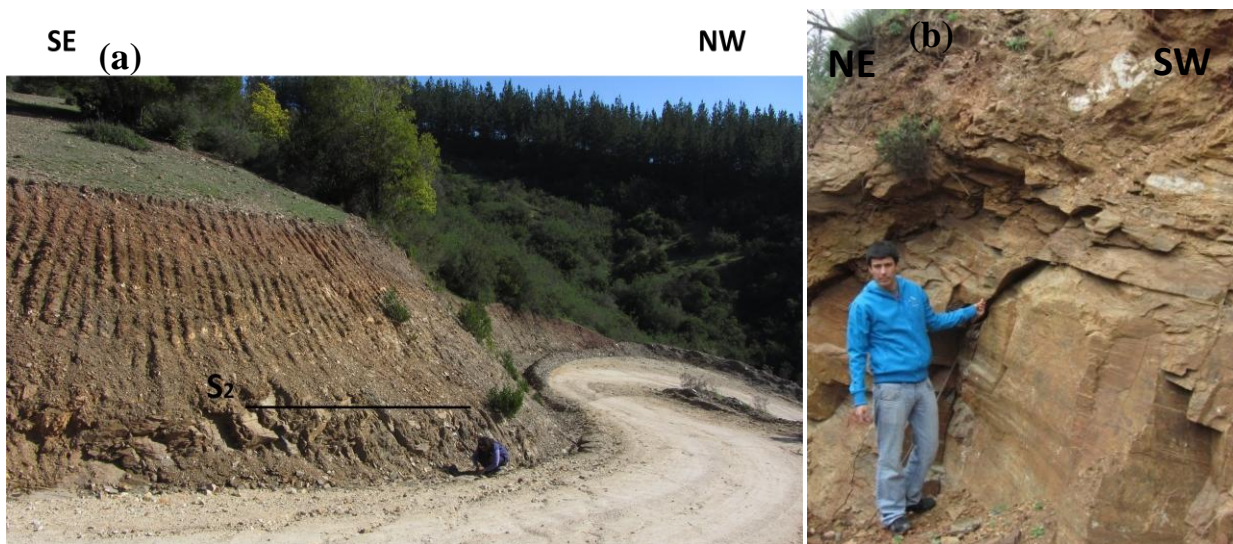


Figura 60: (a) Afloramiento de la Serie Oriental en la casa del Cardenal Caro (CP9), la foliación S2 mantea hacia el suroeste. (b) Afloramiento peculiar de esquistos verdes dentro de la Serie Oriental (CP26), donde la foliación penetrativa S2 mantea hacia el suroeste.

Considerando el rumbo y manteo general de la foliación S2 en los dominios Tanumé - Chorrillos y Estero San Antonio, se puede apreciar en un análisis estructural la coincidencia del antiforme con la lineación de crenulación L3 y el rumbo del Estero San Antonio (Figura 61.b). Adicionalmente, esta estructura es coincidente con una estructura regional mapeada por el SERNAGEOMIN (2003) que controla el estero y actualmente está dominada por un fallamiento normal neógeno (S4), que genera un anticlinal de rollover con orientación N36°W/55°SW propuesto por Aron et al. (2012), ver Figuras 18 y 19.

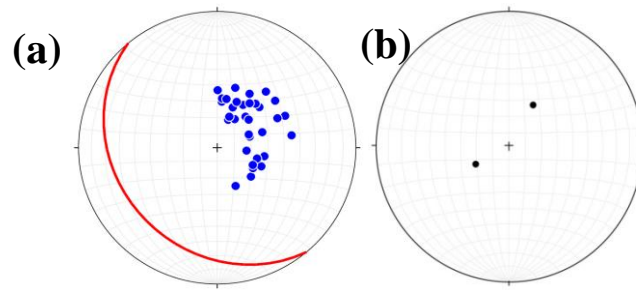


Figura 61: (a) Polos S2 (círculos azules) y el plano rojo corresponde al plano promedio en el dominio Estero San Antonio. (b) Polos resultantes de los limbos S2, de izquierda a derecha dominio Tanumé-Chorrillos y Estero San Antonio, respectivamente.

4.2 Estructuras Serie Occidental

La estructura general de la Serie Occidental en Pichilemu se puede separa en dos dominios estructurales, el dominio Infiernillo y el dominio Pichilemu (Figura 62).

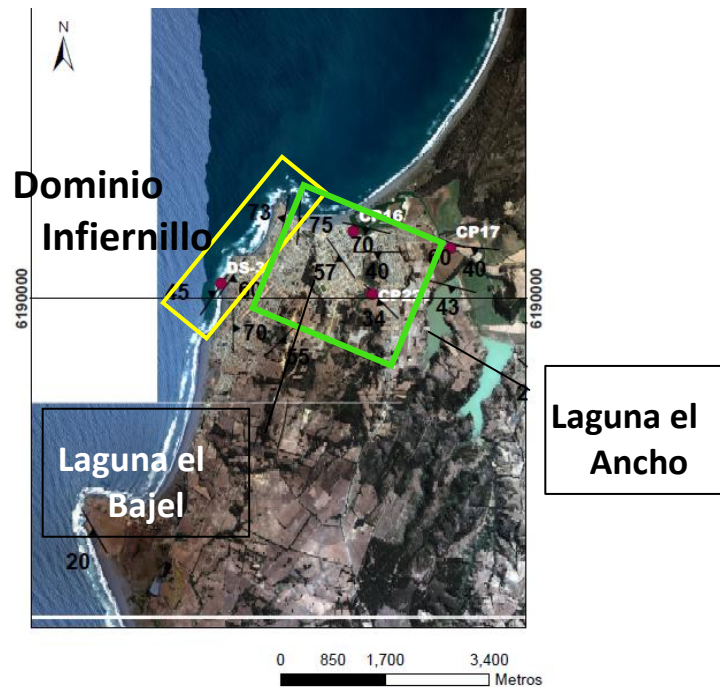


Figura 62: Ubicación de los dominios de la Serie Occidental, dominio Infiernillo (Cuadro amarillo) y dominio Pichilemu (Cuadro verde).

Estos constan de una foliación penetrativa (S2) que oblitera a la estratificación (S0). El protolito es mas variable en comparación al observado en la Serie Oriental, y en las cercanías del contacto entre ambas series hay presencia de mica-esquistos muy parecidos a los de la Serie Oriental siendo diferenciados por el espaciado de la foliación S2 que es menor junto al desarrollo de porfidoblastos de albita de mayor tamaño ~2 a 5 mm.

4.2.1 Dominio Pichilemu

La estructura del dominio Pichilemu está dominada por un antiformal de tercera generación que deforma a la foliación S2 de la Serie Occidental que miente en promedio hacia el suroeste (Figura 63). La intersección de la foliación S2 con la foliación S3 genera una lineación L3 que se orienta hacia el noroeste con bajo buzamiento. La foliación S3 posee el mismo rumbo y cae hacia el noreste con 50°. Esta se observa en bandas de encarrujamiento y en pliegues centimétricos (Figura 64).



Figura 63: (a) Metabasitas con foliación penetrativa S2 en Laguna el Bajel que cae hacia el sur-oeste, vista de la foto hacia el sur-oeste.

Hacia las cercanías del contacto entre ambas series en la Laguna El Ancho, 2 km al este de la Laguna El Bajel, la foliación S2 y lineación L2 cambia de rumbo de manera aleatoria (Figuras 65.a y b), no pudiéndose trazar una estructura, lo que sugiere la acción de una zona cizalla que rota estas estructuras, consistente con la proximidad con la Falla Pichilemu - Vichuquén, propuesta por Godoy (1988), Richter et al. (2007) y Willner et al. (2009).

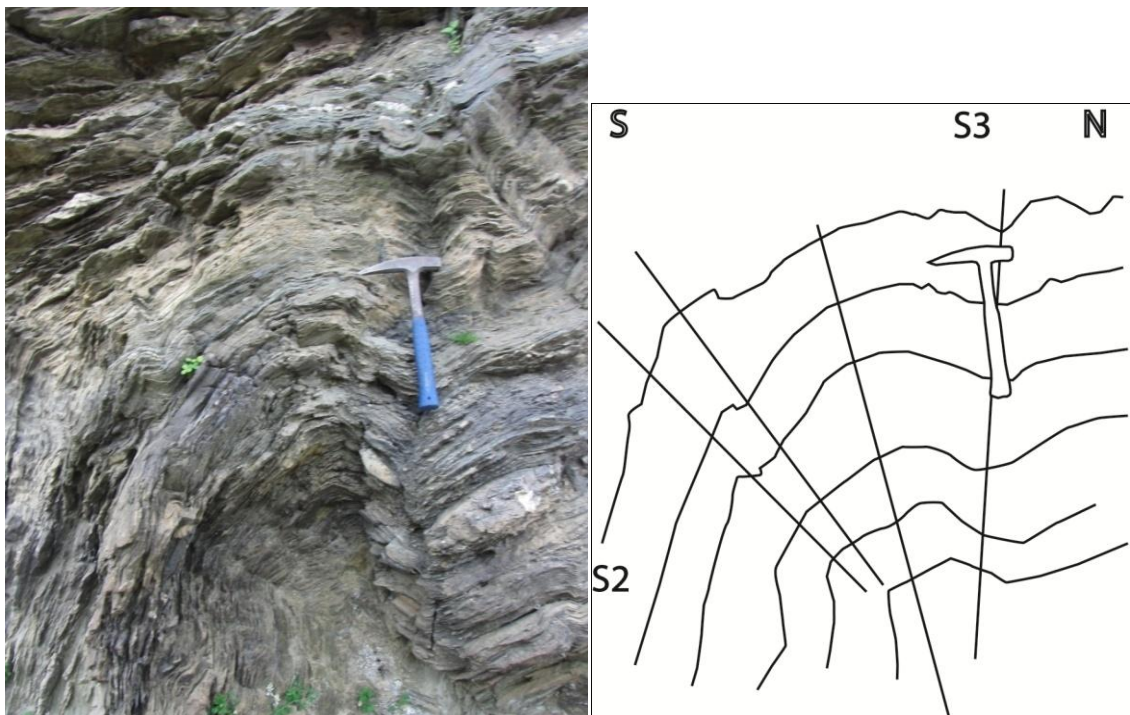


Figura 64: Afloramiento en Laguna el Ancho donde se muestra la foliación de plano axial S3 subvertical de rumbo EO, vista hacia el oeste.

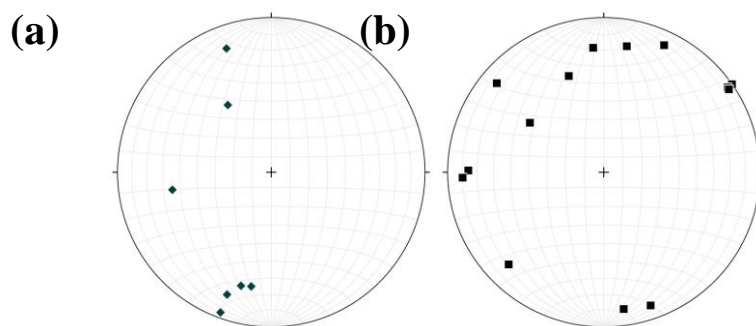


Figura 65: Estereogramas de igual área, (a) polos S2 (diamantes verdes), (b) L2 (cuadrados negros).

4.2.2 Dominio Infiernillo

En el dominio Infiernillo, la foliación S3 tiene rumbo hacia el NE y manteo subvertical (cae hacia el NO y al SE con ángulos entre 50 y 60°), plegando a la foliación S2 de rumbo noreste y manteo 50° al noroeste (Figuras 66, 67 y 68). La lineación L2 se dirige hacia el oeste con buzamiento de 50°. Además, dentro de la foliación S2 pueden distinguirse estructuras S-C de sentido sinistral orientadas hacia el NE (Figuras 69.a, b y c).

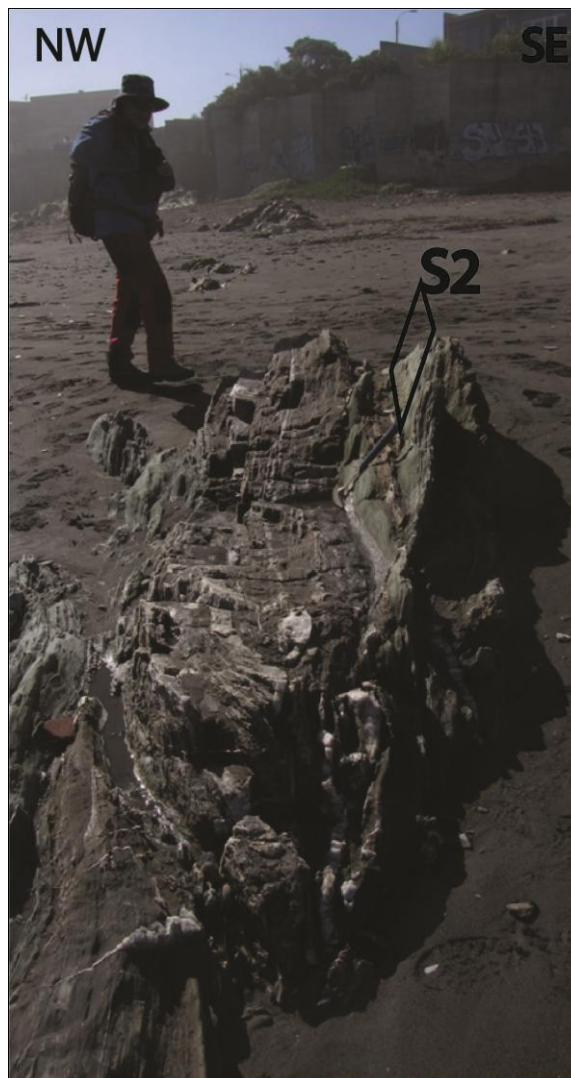


Figura 66: Plano de foliación S2 en metacherts intercalados con esquistos verdes en Infiernillo, vista hacia el noreste.



Figura 67: Intercalación de litologías de esquistos verdes, metacherts y esquistos azules en Infiernillo, cuerpos abudados de metacherts envueltos por la foliación principal S2 que mantea hacia el noroeste con 50°, vista hacia el suroeste.



Figura 68: Esquistos verdes, esquistos azules y metachert con estilpnomelano en Infiernillo, vista hacia el noreste.

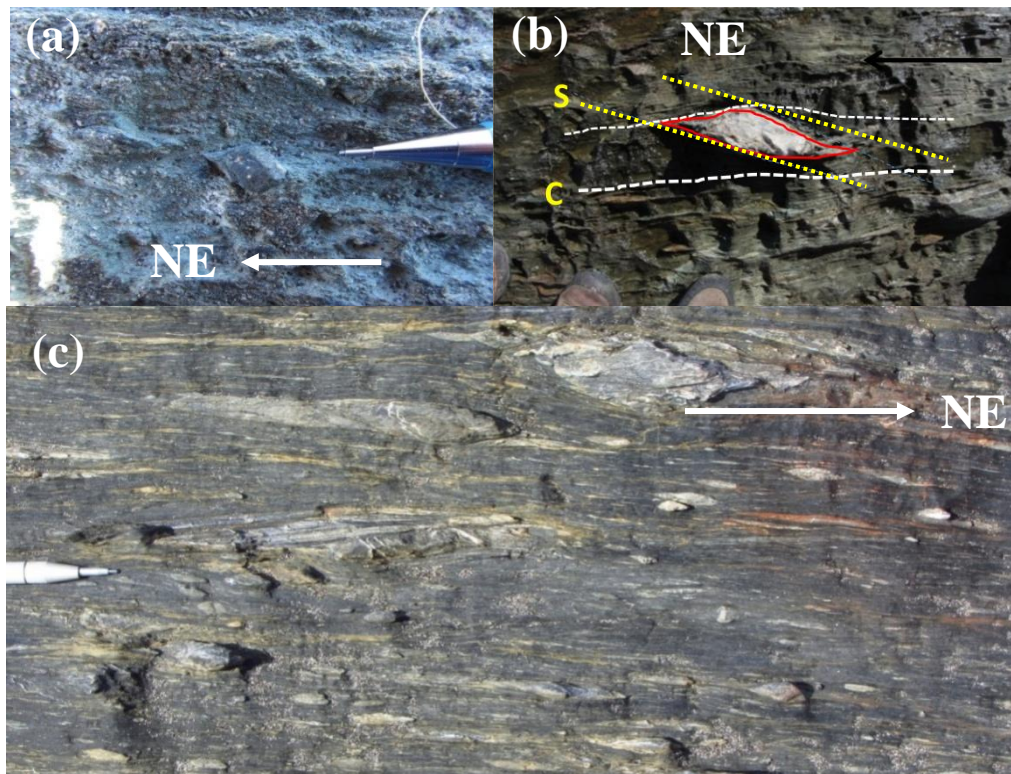


Figura 69: Estructuras S-C dentro de la foliación S2 donde el lápiz apunta hacia el noreste, vista en planta.
 (a) pod de metabasita con sombras de presión. (b) pod de mármol con morfología sigmoidal. (c) fragmentos de esquistos envueltos por la foliación S2 en La Puntilla.

Estas estructuras sugieren un evento de segunda generación (D2) de carácter regional dominado por un evento traspresivo sinistral, dado que rota las estructuras S2 y las L2 a alto buzamiento hacia un movimiento de rotación hacia la izquierda desde Infiernillo a La Puntilla de sur a norte (Figura 70). Indicadores cinemáticos sinestrales de rumbo noreste en Infiernillo, los cambios de azimut y buzamiento de la S2 y L2, de noreste a norte-sur, y luego suroeste, apoyan esta estructura regional de flor positiva.

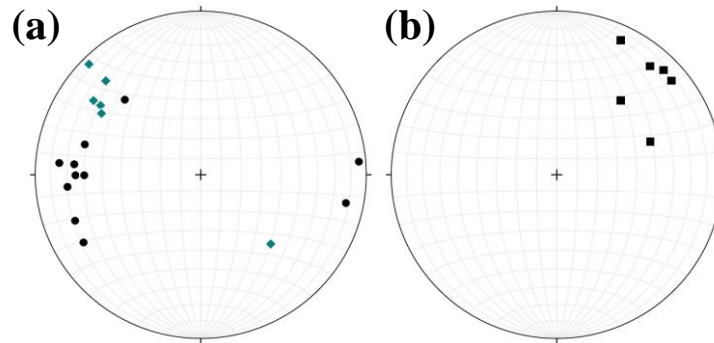


Figura 70: Estereogramas de igual área, (a) polos S2 Infiernillo (diamante verde) y polos S2 La Puntilla (círculos negros), (b) L3 Infiernillo (cuadrados negros).

4.3 Corte geológico

Se ha incorporado todos los datos promedio de S0 y foliación S2 en la siguiente imagen satelital para cada afloramiento visitado (Figura 71). En este mapa se traza una línea roja de dirección SO-NE, resultando el siguiente perfil estructural (Figura 72). Según este corte geológico existiría un bloque cabalgante (Serie Occidental) sobre un bloque yacente (Serie Oriental) por medio de un sistema compresivo a las cercanías del contacto entre ambas series formando un cabalgamiento vergente hacia el noreste. Este cabalgamiento formaría un pliegue amplio y el clivaje de plano axial de este pliegue genera la foliación penetrativa S2 de carácter más penetrativo, debido a las condiciones de alta presión de la Serie Occidental. Esta deformación es posterior a la S2 de la Serie Oriental que se asocia a las estructuras antitéticas que se desarrollan dentro de un prisma de acreción, generando pliegues por propagación por propagación

de falla vergentes hacia el suroeste. Los cambios de manteos de la foliación S2 en el Estero San Antonio se deben a la formación de un antiforme de tercera generación (D3) de plano axial subvertical paralelo a esta quebrada.

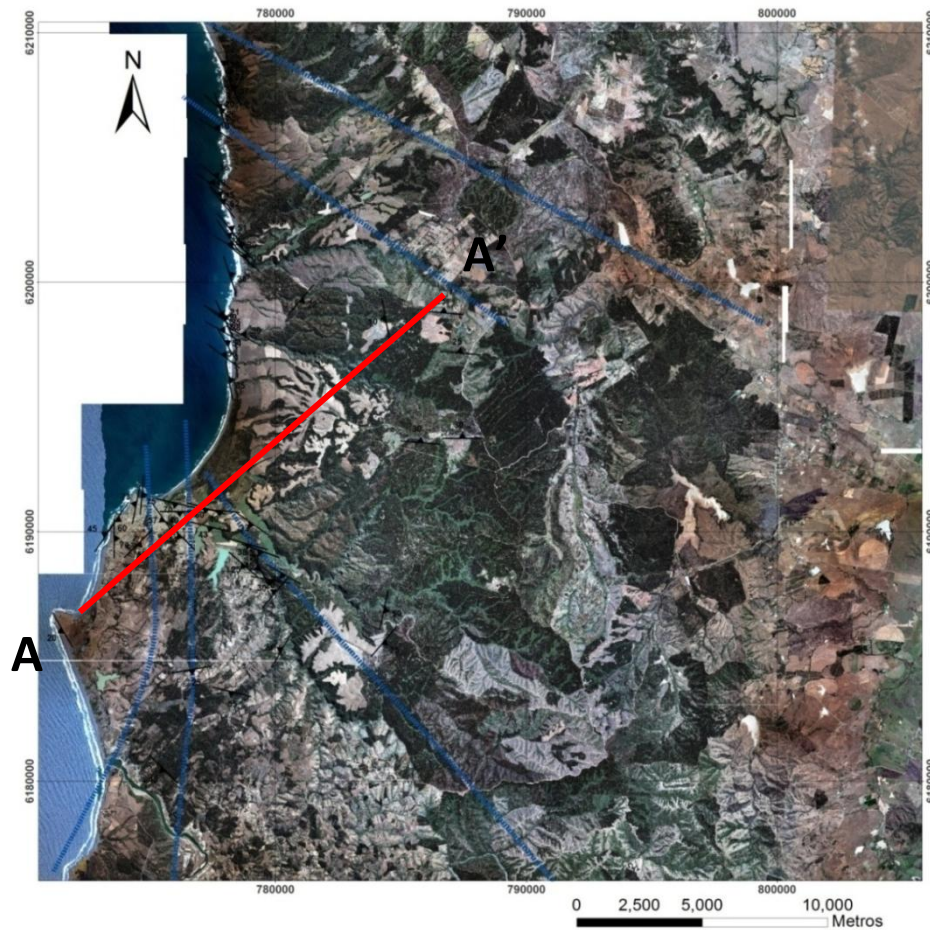


Figura 71: Mapa satelital del área de estudio con la orientación y manteo de la foliación S2. La línea roja corresponde a la transecta estudiada Tanumé - Pichilemu.

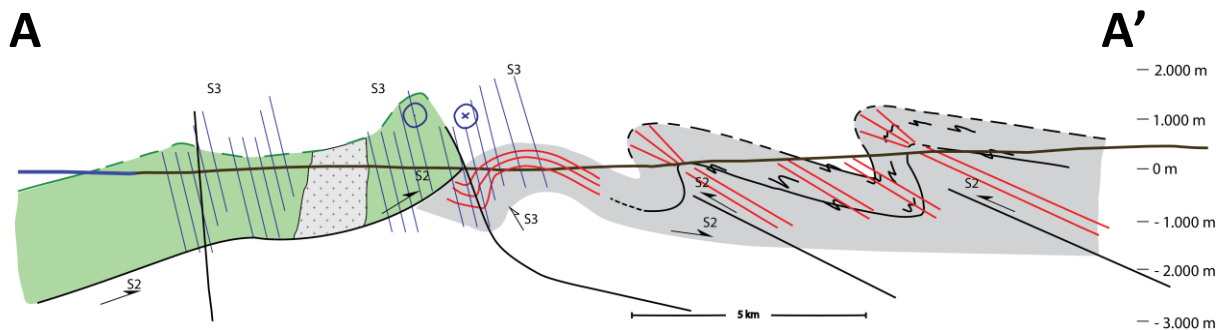


Figura 72: Corte geológico Pichilemu - Tanumé.

5. ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

Los eventos deformativos D1, D2 y D3 que afectan ambas series, han sido asociados a las distintas foliaciones S1, S2 y S3 (Willner et al., 2009). Esto se puede apreciar a escala microscópica en láminas delgadas en las distintas crenulaciones desarrolladas. El presente análisis, consiste en el estudio de las relaciones entre las foliaciones y el desarrollo de minerales metamórficos en alguna de éstas etapas, en conjunto con la cristalización en la matriz. La ubicación de las muestras analizadas se presentan en el siguiente mapa satelital (Figura 73).

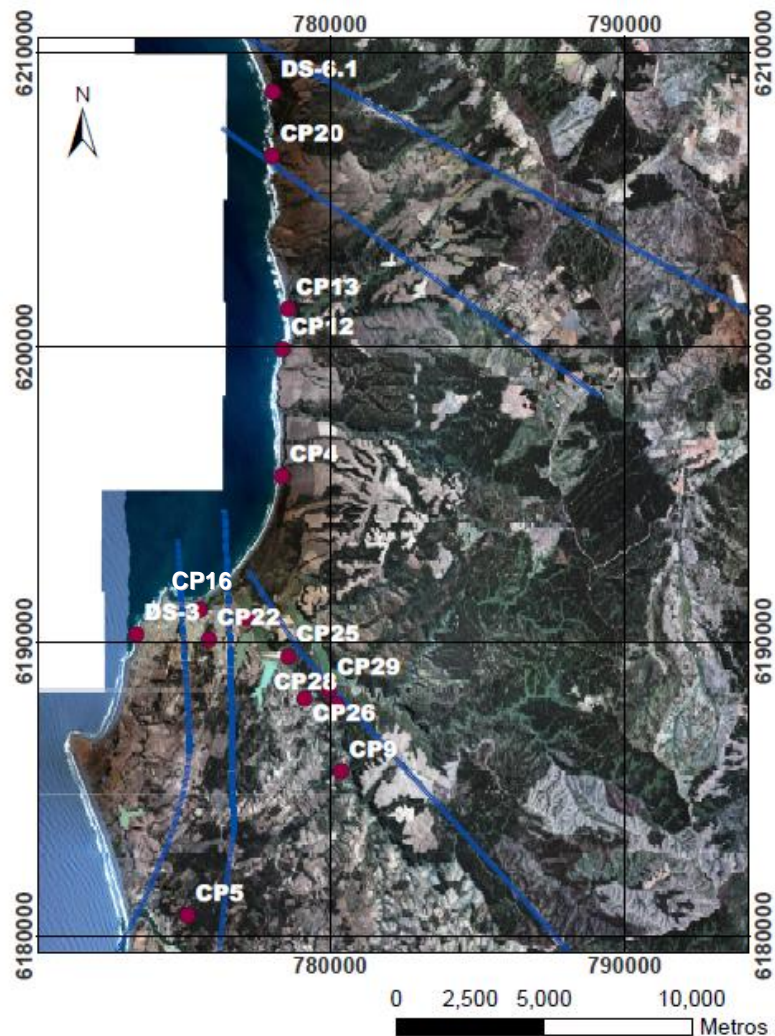


Figura 73: Mapa satelital con la ubicación de las muestras analizadas.

5.1 ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA CRISTALIZACIÓN

5.1.1 Serie Oriental

Del análisis cinemático de cristalización se puede observar que en la zona de la biotita, granate y estauroлита, los porfidoblastos respectivos son intertectónicos entre D1 y D2, dado que se desarrollaron posteriormente a la foliación S1. Esto se distingue por que se encuentran aleatoriamente dentro de esta foliación, y están envueltos por la foliación penetrativa S2. Esta foliación S2 genera sombras de presión en los porfidoblastos, ya formados previamente a este deformativo y que actuaron como un cuerpo resistente a esta deformación (Figura 74, Figura 75, Figura 76 y Figura 77).

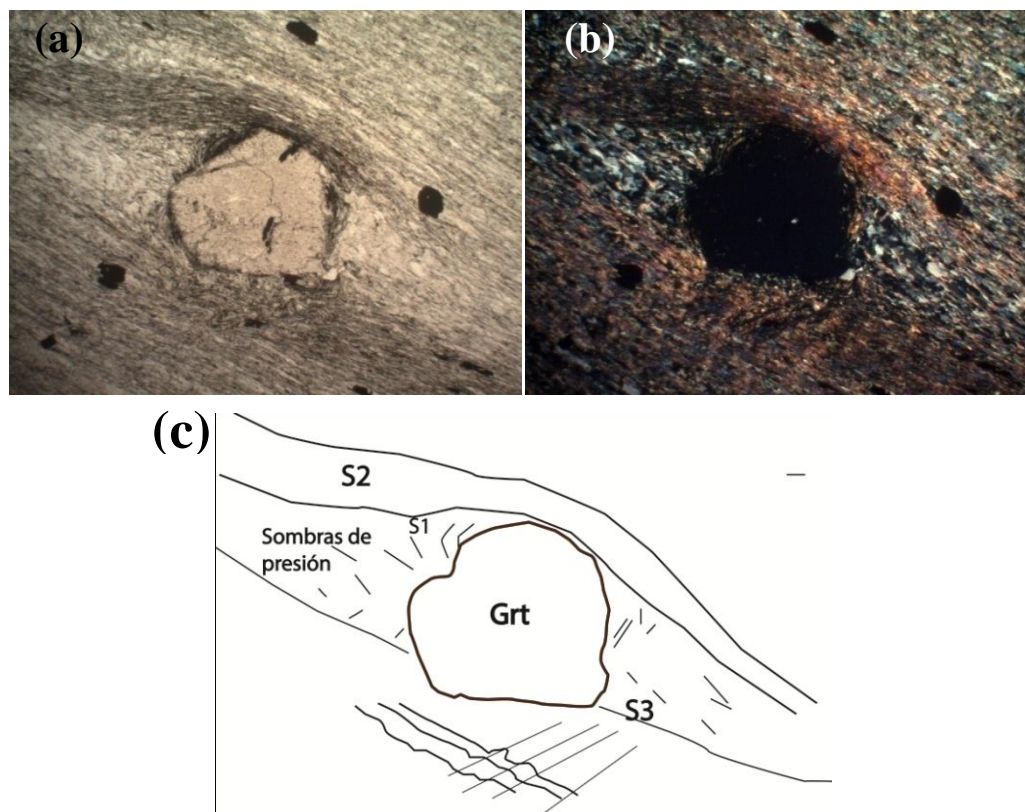


Figura 74: Microfotografía de mica-esquisto de granate en Panilonco (CP-12) con porfidoblastos post-S1 pre-S2 que desarrollan sombras de presión durante la S2. (a) imagen en NP, radio 2.5 mm. (b) imagen NX, radio 2.5 mm. (c) esquema microestructural de los eventos deformativos.

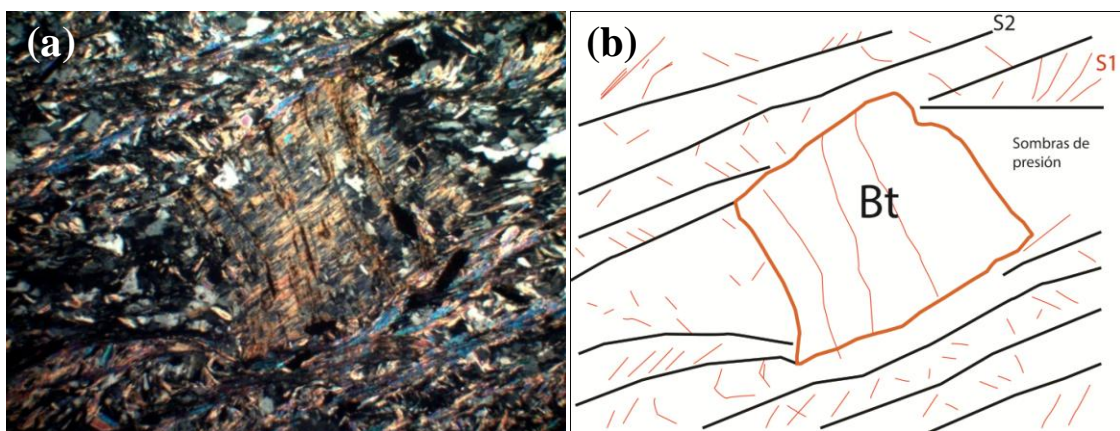


Figura 75: Microfotografía de mica-esquisto de biotita en Panilongo (CP-4) con porfidoblastos post-S1 pre-S2 que desarrollan sombras de presión durante la S2. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

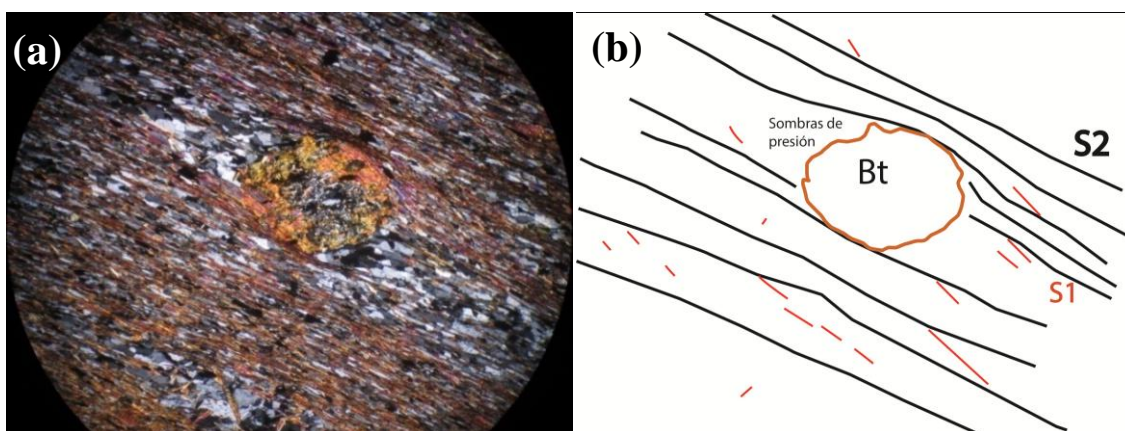


Figura 76: Microfotografía de mica-esquisto de biotita en línea férrea abandonada (CP-28), donde se muestra un porfidoblasto de biotita pseudomorfo de granate que preserva sombras de presión. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

Sin embargo, cabe destacar la presencia de algunos porfidoblastos helicíticos de granate, biotita y estaurolita, que preservan la foliación anterior S1 como foliación interna. La foliación de plano axial S2 se aprecia como crenula a la foliación S1, plegando cristales de mica blanca, biotita y clorita principalmente (Figura 74). Finalmente, la foliación de plano axial subvertical S3, crenula a foliación S2, evidenciado en bandas de encarrujamiento (*kink bands*) (Figura 73).

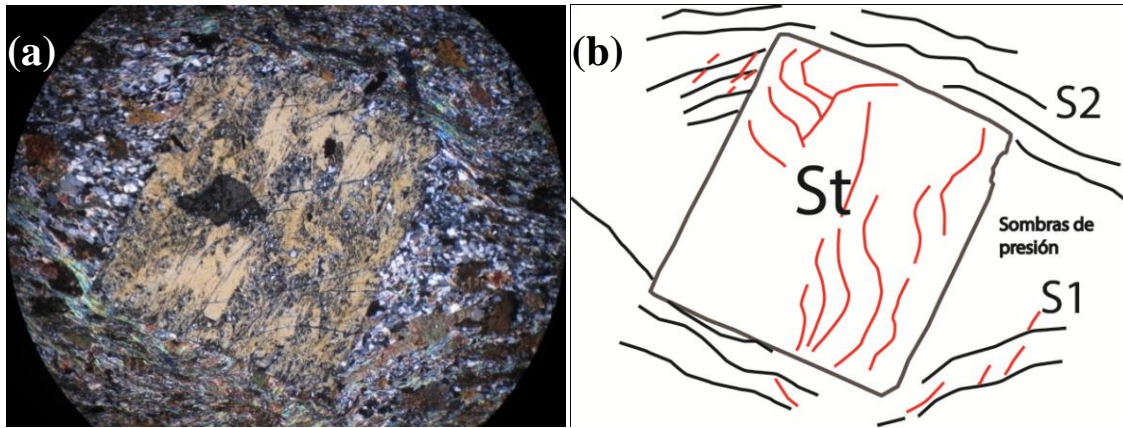


Figura 77: Microfotografía de mica-esquisto de estaurolita en Tanumé (DS-6.1), el porfidoblasto de estaurolita se desarrolla syn-S2 con desarrollo de sombras de presión. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

En general, la matriz de cuarzo de la Serie Oriental tiene una extinción ondulosa leve con bordes levemente suturados, indicando que hubo una cristalización dinámica en su formación y posteriormente una cristalización estática hacia las etapas tardías, ya que se reconocieron bordes poligonales en cuarzo en las zonas metamórficas de más alto grado. Una diferencia entre las rocas de la zona de la biotita en Chorrillos y las del Estero San Antonio, es la foliación penetrativa S2. Esta última se observa menos espaciada y con un aumento de la extinción ondulosa, indicando probablemente un aumento en la tasa de strain (Figura 78).

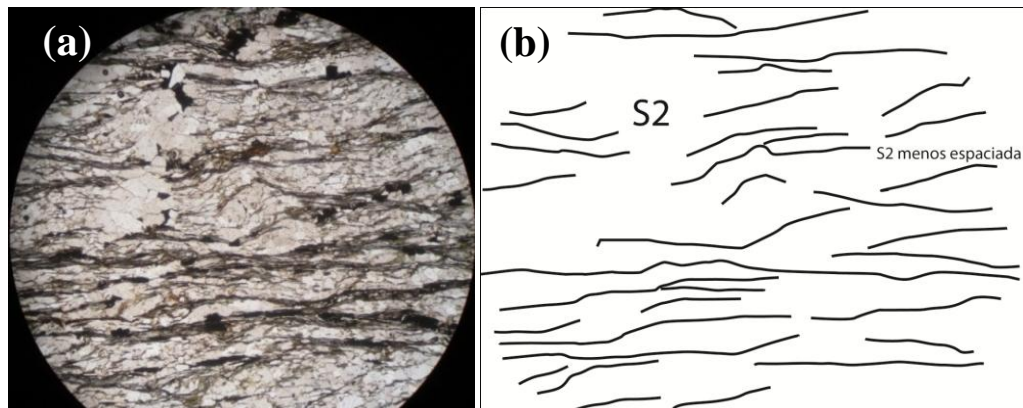


Figura 78: Microfotografía de mica-esquisto en Estero San Antonio (CP-25) con foliación S2 menos espaciada. (a) imagen en NP, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

5.1.2 Serie Occidental

Del análisis microestructural se puede observar en las metabasitas y los esquistos micáceos un desarrollo de cristalización syn-S2, dado que la foliación anterior (S1) se conserva como foliación interna en porfidoblastos sincinemáticos de albita con inclusiones helicíticas de epidota y zoisita (Figura 79). Además, hay presencia de porfidoblastos de zoisita envueltos por la foliación S2 (Figura 80 y Figura 81).

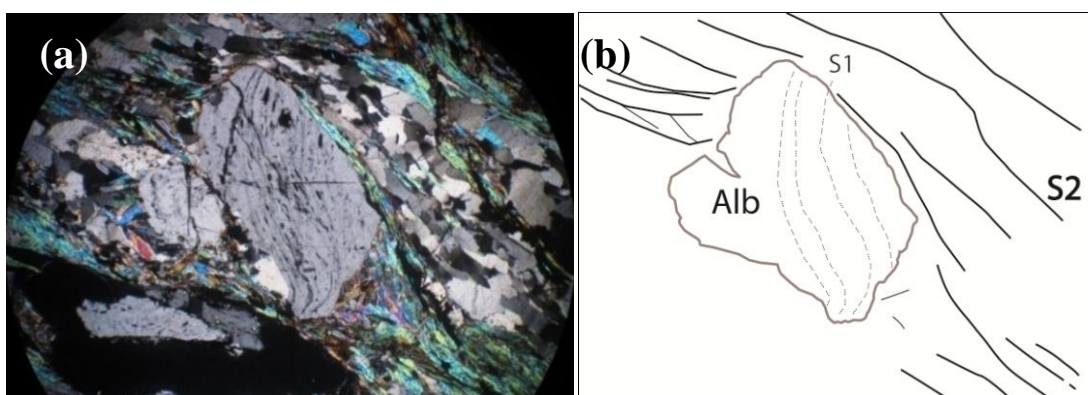


Figura 79: Microfotografía de mica-esquisto en la desembocadura del Estero San Antonio (CP-16), porfidoblastos de albita con inclusiones helicíticas de epidota. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

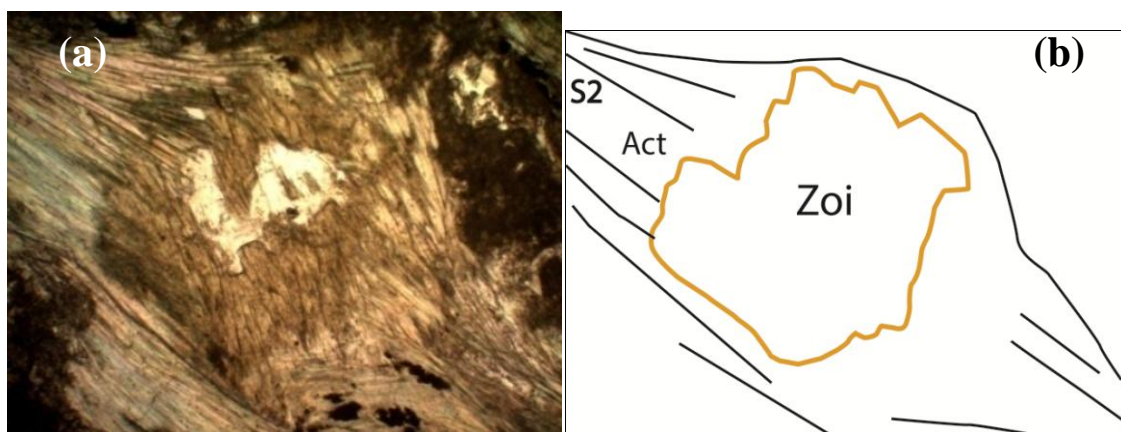


Figura 80: Microfotografía de metabasita (Pichilemu-FGB), se muestra el porfidoblasto de zoisita y actinolitas en el dominio de clivaje S2. (a) imagen en NX, radio 2.5 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

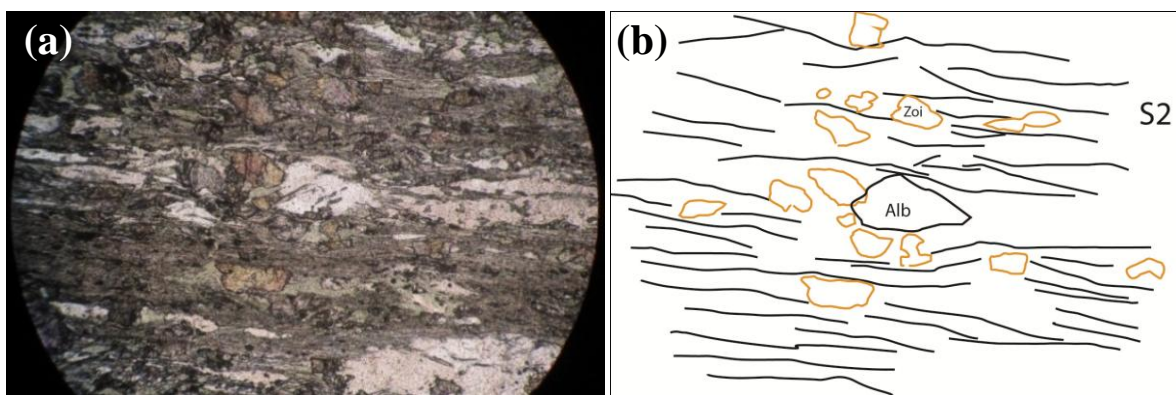


Figura 81: Microfotografía de metabasita en Laguna El Bajel (CP-22) con actinolitas en el dominio de clivaje S2. (a) imagen en NP, radio 1 mm. (b) esquema microestructural de los eventos deformativos.

A diferencia de la Serie Oriental, la foliación S2 es menos espaciada, llegando a casi obliterar la foliación anterior S1. Además, la extinción ondulosa del cuarzo es más notoria y las lamelas de deformación son más marcadas. Esto sugiere que este evento deformativo S2 en la Serie Occidental, se desarrolló con tasas deformativas mayores.

5.2 EVENTOS DEFORMATIVOS

Según los antecedentes petrológicos y estructurales, se pueden caracterizar los siguientes eventos deformativos como:

Estructuras de primera generación (D1), se asocian a un clivaje primario (S1) en la Serie Oriental. La foliación S1 corresponde al plano axial pliegues isoclinales recumbentes. En la Serie Occidental, las estructuras D1 se encuentran sólo como foliación interna en porfidoblastos de albita.

Estructuras de segunda generación (D2) de la Serie Oriental, consisten en pliegues vergentes al suroeste a los que va asociado un clivaje o una esquistosidad de

crenulación (S2), que es la foliación principal en la transecta Tanumé - Chorrillos. Las estructuras de segunda generación (D2) de la Serie Occidental en Infiernillo, consisten en pliegues de alta inclinación de rumbo noreste y ejes hacia el oeste de buzamiento moderado ($\sim 50^\circ$), según la clasificación de Ramsay (1967). El plano axial de estos pliegues es la foliación S2 que posee un espaciado en comparación al de la Serie Oriental, llegando a casi obliterar la foliación anterior.

La estructura de tercera generación (D3) consiste en un pliegue amplio vergente al suroeste, de dirección NW-SE ubicado en el Estero San Antonio, a los que se asocia un clivaje de crenulación (bandas de encarrujamiento) (S3) inclinada hacia el noreste. Esta foliación ocurre en los dominios Tanumé-Chorrillos, Estero San Antonio, Pichilemu e Infiernillo.

6. DISCUSIONES

La evolución geodinámica del basamento metamórfico paleozoico se puede entender relacionando las características litológicas, mineralógicas y estructurales, propias de la Serie Oriental y de la Serie Occidental.

Las litologías de la Serie Oriental consisten principalmente en areniscas y lutitas intercaladas en capas de espesores centimétricos variables a escala de afloramiento entre 10 a 50 cm, asociadas a un ambiente turbidítico de plataforma continental. Los afloramientos de estas turbiditas se mantuvieron uniformes, sin grandes variaciones de espesor entre sus capas en toda la transecta Tanumé - Pichilemu. En cambio, las litologías de la Serie Occidental son más numerosas y varían a escala de afloramiento en decenas de metros, presentando rocas cuarzo-pelíticas, cherts, basaltos de almohadilla, rocas calcosilicatadas, tufitas y hialoclastitas. Esto llama la atención, ya que se ha documentado en Infiernillo rocas asociadas a un ambiente volcánico marino subaéreo (Hyppolito et al., 2008) acorde con las litologías observadas en el lugar.

Las estructuras presentes en cada serie se deben a tres eventos deformativos que las afectan. Estos episodios se expresan como:

Las estructuras de primera generación (D1), corresponden a pliegues isoclinales recumbentes y subverticales con ejes dirigidos hacia el ENE y hacia NW con bajo buzamiento. Debido a la estructura anterior, la foliación de plano axial (S1) a veces aparece paralela a la estratificación S0 y en otras no. Además, estos pliegues han sido propuestos por Richter (2007), y Willner et al. (2009) como parte de pliegues chevron subverticales asociados a un estilo de acreción frontal, con rumbos NNW-SSE. Como estos ejes están asociados a los pliegues de segunda generación (D2), en este estudio se han relacionado a este evento deformativo. Por otro lado, en la Serie Occidental, las

estructuras D1 sólo se encuentran relictas como foliación interna en porfidoblastos de albita. Este registro se observa en inclusiones helicíticas de zoisita, clinozoisita, epidota y mica blanca, dentro de los porfidoblastos de albita.

Las estructuras de segunda generación (D2) en la Serie Oriental, consisten en pliegues vergentes al suroeste, asociados a un cabalgamiento por propagación de falla de longitud de onda de 10 km, que deforma los pliegues isoclinales de primera generación (D1). Si consideramos los rumbos ortogonales de los ejes de primera generación, estos habrían quedado de esa manera si el evento deformativo D2 fuera ortogonal al rumbo de estos pliegues D1. Esto se explica por la geometría observada, ya que los pliegues isoclinales recumbentes D1 de rumbo ENE, al trasponerlos ortogonalmente por un segundo episodio deformativo (D2) hacia el suroeste, los pliegues isoclinales se disponen recumbentes de rumbo ENE y subverticales de rumbo NNW, este último consistente con el rumbo de los ejes B2 dirigidos al NW con bajo buzamiento (Figura 51.c).

Las estructuras de segunda generación (D2) en la Serie Occidental consisten en pliegues de alta inclinación de rumbo noreste y ejes hacia el oeste de buzamiento moderado, que se relacionan con un sistema compresivo. Al alejarse de la zona de cizalla de Infiernillo y de la Falla Pichilemu - Vichuquén (Richter et al., 2007) hacia el suroeste, se puede apreciar el limbo trasero de la estructura mayor que cae al suroeste y se encuentra en posición normal en Punta de Lobos.

El evento deformativo D2 va asociado un clivaje o una esquistosidad de crenulación (S2), que es la foliación principal en la transecta Tanumé - Chorrillos y Pichilemu. La foliación S2 es diferente en cada serie, pues esta foliación es más intensa en la Serie Occidental que en la Serie Oriental. Esto se observa en el espaciado de esta foliación, ya que en la Serie Occidental es menor, llegando a obliterar la foliación anterior S1 y dejándola casi paralela a la foliación S2. En cambio,

en la Serie Oriental la foliación S2 es más espaciada y preserva la foliación anterior S1 plegada.

Adicionalmente, la presencia de una extinción ondulosa más marcada junto a lamelas de deformación y migración de subgrano en cuarzo, sugieren que los micaesquistos de la Serie Occidental han sufrido una tasa deformativa mayor en comparación a la tasa deformativa que afectó a la Serie Oriental durante el episodio D2. Esto se observa además a escala de afloramiento, donde la foliación S2 en la Serie Occidental en Infiernillo la estratificación (S0) no presenta continuidad lateral, en cambio, en la transecta Tanumé - Chorrillos la estratificación (S0) de la Serie Oriental si tiene continuidad lateral. Según Richter et al. (2007), esto indica que la Serie Occidental viene de niveles estructurales más profundos que los de la Serie Oriental. Esto se apoya en las asociaciones mineralógicas de ambas series dado su contraste metamórfico.

Las estructuras de tercera generación (D3) constan de un antiforme y un sinforme amplios de dirección NW-SE, a los que se asocia un clivaje de crenulación (bandas de encarrujamiento) (S3) que es la foliación principal en los dominios Estero San Antonio y Pichilemu. Estas estructuras se relacionan con un despegue vergente al SW localizado en el Estero San Antonio. El análisis estructural del Dominio Pichilemu es consistente con la estructura planteada, ya que los estereogramas muestran una deformación de la foliación S2 y lineación L2 paralela al rumbo de dicho pliegue (Figuras 65.a y b). En el dominio Tanumé - Chorrillos la lineación de crenulación L3 tiene un rumbo general NNW-SSE, esta lineación cambia de rumbo en Pichilemu a N-S y en Infiernillo a NE-SW (Figura 70.b). Esta rotación de las lineaciones L3 puede deberse a una zona de cizalla asociada a la deformación andina, generando además, rotaciones de las lineaciones L2 y S2, siendo los brazos de este sistema traspresivo la Falla Pichilemu-Vichuquén (Richter et al., 2007), la Falla Infiernillo y Pichilemu (Godoy, 1988).

El metamorfismo de la Serie Oriental es de alta temperatura y baja presión (AT/BP), y el de la Serie Occidental de baja temperatura y alta presión (BT/AP). Dado que en la Serie Oriental el metamorfismo aumenta hacia el noreste, la estructura D2 inferida es contraria a la profundización de cada zona metamórfica, pues se ha observado que el limbo trasero de este pliegue está en posición normal, por lo tanto al alejarse del plano axial de esta estructura se espera que las capas se hagan más jóvenes, resultado opuesto al aumento del grado metamórfico. Esto se apoya con el análisis microestructural, pues este indica que los porfidoblastos de metamorfismo termal son previos al episodio D2, ya que se han observado porfidoblastos de granate retrogradados a biotita con sombras de presión que se formaron durante este evento tectónico, por lo que no es contradictorio a la estructura planteada.

Adicionalmente, al considerar las isógradas de reacción en la transecta Tanumé - Chorrillos tienen el mismo rumbo de las estructuras D2. Estas, pueden ser las responsables de la inversión de las isotermas presentes en un ambiente de subducción que se habría desarrollado durante el evento deformativo D1, por lo que también coincidiría esta estructura D2 con el aumento del grado metamórfico contrario a la profundidad de la estratificación. También si consideramos la repetición de esta estructura de escala kilométrica hacia el noreste, esta coincide con el contacto por falla con el batolito paleozoico (SERNAGEOMIN, 2003) lo que podría reflejar un cabalgamiento del granito sobre la Serie Oriental durante este evento.

En la Serie Occidental los minerales retrógrados que constituyen el dominio de clivaje de la foliación penetrativa S2, son principalmente actinolita y clorita, con la presencia de porfidoblastos de zoisita, clinozoisita y albita, todos minerales retrógrados característicos de metabasitas en facies anfibolita. Esto sugiere que este evento deformativo se desarrolló por la exhumación de parte del prisma de acreción basal, que estuvo en facies anfibolita y se retrogradó a facies esquistos verdes, posiblemente por la descompresión del sistema generada por este evento tectónico. En Infiernillo, se han documentado las asociaciones minerales de más alta presión con un gradiente

geotermal de 10 a 15°C/km (Willner et al., 2005) y presentan estructuras S-C dentro de la foliación S2, donde variadas litologías están yuxtapuestas mostrando una estructura de *melange* y posiblemente asociadas a las proximidades del despegue basal de este cabalgamiento D2 que exhuma este prisma de acreción basal.

De los análisis previamente establecidos se puede decir que el evento de deformación D1 corresponde a la acreción del prisma en el borde occidental de Gondwana, sincrónico con la depositación de los sedimentos acrecionados de la Serie Oriental que tuvo lugar después de los 344 Ma, es decir, brevemente antes y durante de la acreción del Paleozoico Tardío que comenzó a los ~320 Ma en Chile central (Willner et al., 2005). Los circones detríticos del evento magmático Carbonífero establecen marcas de tiempo para la evolución del prisma acrecionario costero por sí mismo (Willner et al., 2008), por lo que, este ambiente de subducción hacia su etapa tardía del evento deformativo D1 desarrolla un metamorfismo de arco magmático y una inversión de las isotermas, que según las edades obtenidas por Willner et al. (2005) serían un poco más antiguas que los 308 Ma, edad donde el autor señala un cambio en el modo de acreción.

El evento deformativo D2, sería el principal responsable de los cambios geodinámicos del borde occidental de Gondwana asociado a un proceso de obducción dúctil. Esto es debido a colisiones de pequeña escala, y por tanto, suturas que pueden ser generadas en un margen convergente por el intento de la subducción de pequeñas irregularidades topográficas en la losa oceánica, tales como montes submarinos, pueden emerger la parte frontal de un arco y cesar por cortos periodos el magmatismo (Dewey, 1977). Esta cesación del magmatismo es coincidente con el emplazamiento en un periodo restringido del Batolito Costero durante el Pensilvaniano, propuesto por Deckart et al. (2014).

Este episodio exhuma rocas de alta presión debido a la subducción de un relieve oceánico durante el Pérmico Temprano, proceso similar al planteado por García Sansegundo et al. (2013) para las rocas de alta presión de Los Vilos. Esta intensa deformación adosada al margen permite el cabalgamiento de la Serie Occidental sobre la Serie Oriental hacia el noreste sobre las estructuras antitéticas D2 de vergencia hacia el suroeste desarrolladas durante la deformación del prisma de acreción. Este evento podría haberse dado posteriormente a los 305 Ma donde Willner et al. (2009) asignan esta edad para el comienzo de la acreción basal. Finalmente, ocurre el último evento deformativo (D3) podría estar relacionado a la deformación andina (Willner et al., 2009).

En respuesta a las preguntas previamente planteadas en la formulación de este estudio estructural, se han podido realizar las siguientes precisiones con respecto al modelo tectónico de este prisma de acreción Gondwánico, (1) ¿la acreción frontal tuvo que suceder antes que la acreción basal o pudieron haber sido contemporáneas en algunas etapas? Si pudieron haber sido simultáneas durante el evento de deformación D1, pero en espacios distintos debido a que las edades en ambas series son similares. Si asociamos la Serie Oriental a la acreción frontal de sedimentos y la Serie Occidental a la acreción basal de sedimentos y parte de corteza oceánica, esta última pudo haberse desarrollado después, dado que se han encontrado edades de depositación de la Serie Oriental más antiguas que las de la Serie Occidental a estas latitudes.

(2) ¿El cambio en el modo de acreción, es gradual o abrupto? Si consideramos el concepto de la obducción durante el evento deformativo D2, que genera el cabalgamiento de la Serie Occidental sobre la Serie Oriental, el cambio en el modo de acreción es abrupto, pues exhuma parte de un relieve oceánico, corteza oceánica y parte del prisma de acreción basal de manera tectónica, vale decir, con un cabalgamiento vergente hacia el noreste.

(3) La intensa zona de cizalla dúctil en la Serie Occidental observada en Pichilemu, ¿en qué grado y temporalidad afecta a las estructuras de la Serie Oriental?

La zona de cizalla de Infiernillo es un evento deformativo D3, ya que rota las estructuras dejando la foliación S2 y las lineaciones L2 de manteo moderado (~50°), por otro lado, las estructuras S-C sinestrales hacia el noreste (D2) están deformadas por este evento D3, donde uno de los brazos curvos del sistema de falla trasversivo sinistral dejó estas estructuras subverticales. Las lineaciones L3 son de bajo buzamiento por lo que se asocia al evento compresivo D3 vergente hacia el suroeste.

En resumen, se plantea la siguiente evolución geodinámica para el complejo acrecionario del Paleozoico Tardío (Figura 82).

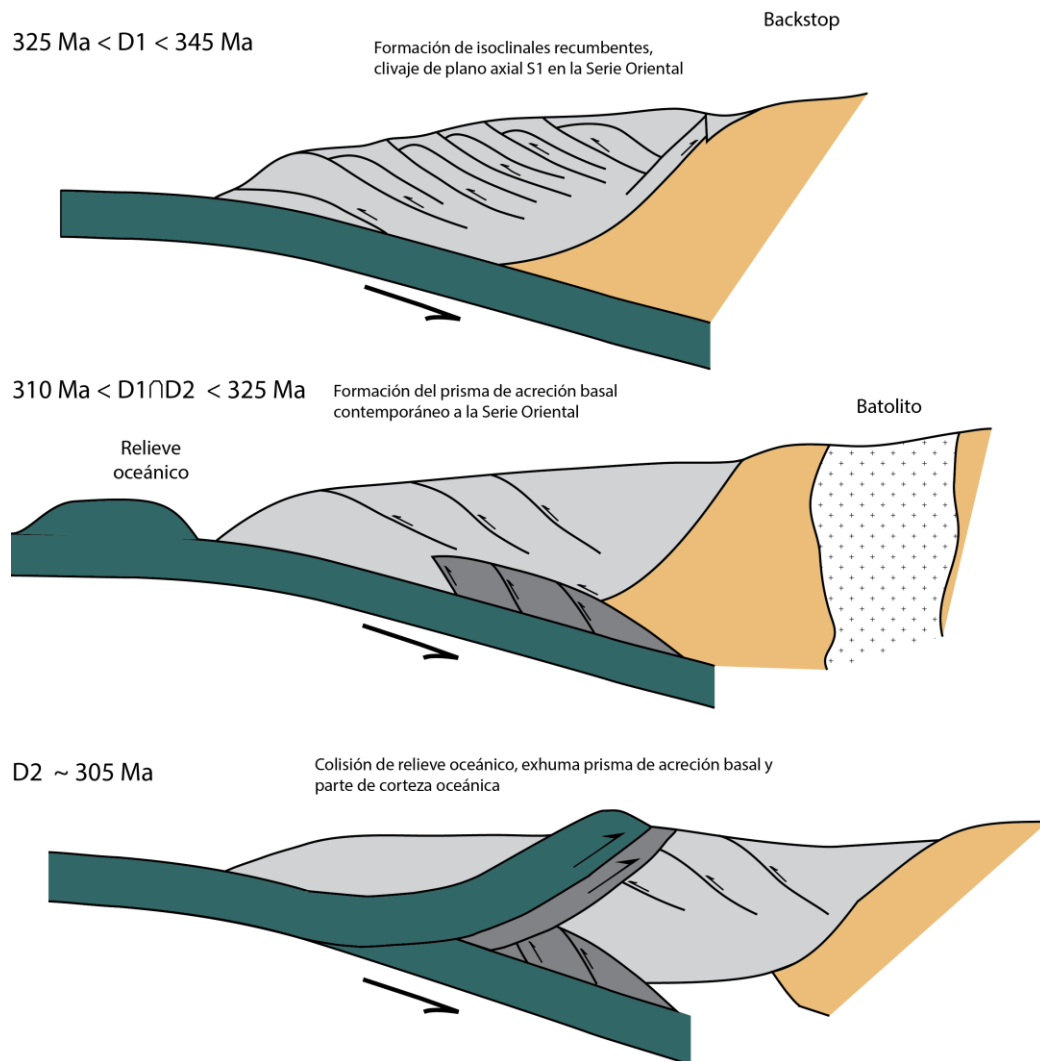


Figura 82: Evolución geodinámica del complejo acrecionario del Paleozoico Tardío.

7. CONCLUSIONES

Las rocas del basamento metamórfico entre Tanumé y Pichilemu constituyen un complejo acrecionario formado por subducción durante el Carbonífero Tardío, donde se reconocieron dos series metamórficas: Serie Oriental y Serie Occidental.

Las estructuras observadas fueron desarrolladas en tres eventos de deformación que se sobreponen cronológicamente. En la transecta Tanumé - Pichilemu, las estructuras de la Serie Oriental constan de isoclinales recumbentes D1 que son deformados ortogonalmente por un pliegue por propagación de falla (D2) vergente hacia el suroeste. Este evento deformativo desarrolla un clivaje de plano axial S2 que miente hacia el noreste con 30° y genera un clivaje de crenulación deformando la foliación anterior S1. Esta foliación penetrativa S2 envuelve porfidoblastos de granate generados por un metamorfismo previo a este evento, desarrollando sombras de presión. En la Serie Occidental esta foliación es menos espaciada hasta casi obliterar la foliación anterior S1, además esta foliación envuelve porfidoblastos de zoisita y desarrolla porfidoblastos de albita con inclusiones helicíticas de epidota y zoisita preservando la foliación anterior S1 como foliación interna.

Por lo tanto, la evolución geodinámica del basamento metamórfico paleozoico en la transecta Tanumé - Pichilemu, está dominada por un cabalgamiento D2 vergente hacia el noreste, donde el bloque colgante correspondiente a la Serie Occidental que proviene de 15 a 25 km de profundidad, se yuxtapone con un bloque yacente compuesto por metaturbiditas de la Serie Oriental que están afectadas por estructuras D2 vergentes al suroeste previas a este cabalgamiento. Finalmente, la deformación D3 cabalga la Serie Oriental sobre la Occidental formando un pliegue amplio vergente hacia el oeste, siendo esta deformación estructuralmente más somera.

Esto concuerda con lo recientemente planteado por Joaquín García San-segundo et al. (2013) en el estudio de las rocas metamórficas ubicadas al norte de los Vilos (31°30' S), ya que presentan características mineralógicas y geométricas similares a las rocas de Pichilemu. Los autores indican que la subducción de un relieve oceánico al llegar a la fosa alrededor del Pérmico Temprano tiene dificultades para entrar a la zona de subducción, por lo tanto, desarrolla una importante deformación circunscrita al margen continental. Esta deformación conlleva a la exhumación de estas rocas de alta presión junto a la acreción de parte de la corteza oceánica dentro del margen continental de Gondwana durante el Pérmico Medio. Este proceso de obducción dúctil de parte de la corteza oceánica y anfibolitas del prisma de acreción basal, son el responsable del evento deformativo D2 que exhuma las rocas del basamento metamórfico durante el Carbonífero Tardío.

8. BIBLIOGRAFÍA

Aguirre, L., Hervé, F., Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, 9, 7–19.

Aron, F. Cembrano, J. Allmendinger, R. Astudillo, F. Arancibia, G. 2012. Structural Geology of the Active Forearc above the Maule Megathrust: Traces of a Long-lived Subduction Segment. XIII Congreso Geológico Chileno. Universidad Católica del Norte.

Caminos, R. Cingolani C.A. Hervé, F. Linares, E. 1982. Geochronology of the Pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30 ° and 36°S. *Earth-Science Reviews*, 18 (1982) 333-352

Cartes, N. 2004. Petrografía y ambiente de depositación de las metapelitas paleozoicas con huellas fósiles, entre Tomé y Lirquén, VIII Región del Bío-bío, Chile. Memoria de título. Universidad de Concepción.

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.

Cox, K. G., Bell. J. D., Pankhurst, R. J., 1979: *The Interpretation of Igneous Rocks*. London. George Allen & Unwin, 450p.

Darwin, C. 1846. *Geological observations on South America*, Smith, Elder & Co., 279p., London.

Dávila, A. Hervé, F. Munizaga, F. 1979. Edades K-Ar en granitoides de la Cordillera de la Costa de la provincia de Colchagua, VI Región, Chile Central. *Actas Segundo Congreso Geológico Chileno*, 1: F107-F120.

Deckart, K. Hervé, F. Fanning, C. M. Ramírez, V. Calderón, M. Godoy, E. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean geology*, 41(1), 49-82.

Dewey, J. F. 1977. Suture zone complexities: a review. *Tectonophysics*, 40 (1977) 53-67.

Duhart, P., Mc Donough, 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°S): geocronología K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U/Pb, implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* 28, 179–208.

Ernst, G., 1973. Blueschist metamorphism and P–T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics* 17, 255–272.

Ernst, W.G. 1975. Systematics of large-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, 26, 229–246.

Feehan, J.G., Brandon, M.T. 1999. Contribution of ductile flow to exhumation of low-temperature, high-pressure metamorphic rocks, San Juan–Cascade nappes, NW Washington state. *Journal of Geophysical Research*, 104, 10883–10902.

Gana, P. 1981. Geología de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule. Memoria de Título, Univ. Chile, Departamento de Geología. 171 p. Santiago.

Gana, P., Hervé, F. 1983. Geología del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. *Revista Geológica de Chile*. 19, 37–56.

García-San-segundo, J. Farias P., Heredia N., Gallastegui G., Charrier R., Rubio-Ordoñez A. y Cuesta. A. 2013. Structure and tectono-metamorphic evolution of the

Palaeozoic in the Chilean coast at 31° 30' S (Huentelauquén, Chile). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*.

Girardi, V.A.V. 1979. *Metamorfismo e seus produtos*. São Paulo, Universidade de São Paulo, 116p.

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

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

Godoy, E. 1970. *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., 1979. *Metabasitas del basamento metamórfico chileno*. Nuevos datos geoquímicos. *Actas Segundo Congreso Geológico Chileno*, 3: E133-E148.

Godoy, E. 1984. Reflexiones acerca de Transiciones Metamórficas en el Basamento de Chile Central-Sur. *Revista Geológica de Chile* No. 23, p. 79-86.

Godoy, E. 1988. Pichilemu-Tanumé, 13-14 agosto 1988: excursión post-congreso PC-3. *Quinto Congreso Geológico Chileno*. Biblioteca Sernageomin, Bsngm 5239, 13 p.

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, Chile Central. Publicación 37, Departamento de Geología. Universidad de Chile. 68 páginas.

Hervé, F., Munizaga, F., Godoy, E., Aguirre, L., 1974. Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, Central Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 23 (2), 261–264.

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

Hervé, F., Davison, J., Godoy, E., Mpodozis, C., Covacevic, V. 1981. The Late Palaeozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Revista da Academia do Ciencias Brasil*, 53: 361-363.

Hervé, F. 1988. Late Paleozoic Subduction and Accretion in Southern Chile, 11, 183–188.

Hervé, F. Faundez, V. Calderón, M. Massonne, H. Willner, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. In: Moreno, T., and Gibbons, W. (editors): *The Geology of Chile.* The Geological Society (London), pp. 414.

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 (2013) 1122–1135.

Hyppolito, T., Juliani, C., Hervé, F., Duhart, P., Muñoz, J. 2008. Caracterização das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas metamorfisadas nas fácies xisto azul e xisto

verde da praia de Infernillo, Cordilheira da Costa dos Andes Centrais do Chile. IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associado, Foz do Iguaçu.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 523-547.

Kato, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coastal Ranges of central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 96, p. 918-924.

Kato, T.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* 37, 992–1006.

Kato, T.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. *Actas 8. Congreso Geológico Chileno, Antofagasta*, 1, pp. 98–102.

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

Massonne, H.J. Herve, F. Medenbach, O. Muñoz, V. Willner, A. P. 1998. Zussmanite in ferruginous metasediments from Southern Central Chile. *Mineralogical Magazine*, Vol. 62(6), pp. 869-876.

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

Nisbet, E. G. & Pearce, J. A. 1977. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63, 149–160.

Passchier, C.W., & Trouw, R.A. 2005. *Microtectonics*. Springer, pp 366.

Pearce, J. A., Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.

Pearce, J.A., Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol*, 69, 33-47.

Platt, J. P. 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 97, pp. 1037-1053.

Ramos, V.A. 1988. The tectonic of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. In *Processes in Continental Lithospheric Deformation* (Clark, S.; Burchfiel, D.; editors). Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.

Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York. 568 pp.

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.

Richter, P.P., 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Paleozoic coastal accretionary wedge of central Chile. PhD thesis. Universität in Mainz.

Richter, P.P., Ring, U., Willner, A.P., Leiss, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Paleozoic coastal

accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society of London* 164, 203–214.

Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S. & Lister, G.S. 1999. Exhumation processes. In: Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S. & Willett, S. (editors) *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society, London, Special Publications, 154, 1–27.

Rodríguez, C., Pérez, Y., Moreno, H., Clayton, J., Antinao, J. L., Duhart, P. & Martín, M. 1999. Área de Panguipulli-Riñihue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Mapas Geológicos 10, 1:100.000.

Selles, D.; Gana, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 74: 30 p.

SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital 4.

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

Willner, A.P., 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.

Willner, A.P., Richter, P.P., Ring, U. 2009. Structural overprint of a late Paleozoic accretionary system in north-central Chile (34°–35°S) during postaccretionary deformation. *Andean Geology* 36 (1): 17–36.

9. ANEXOS

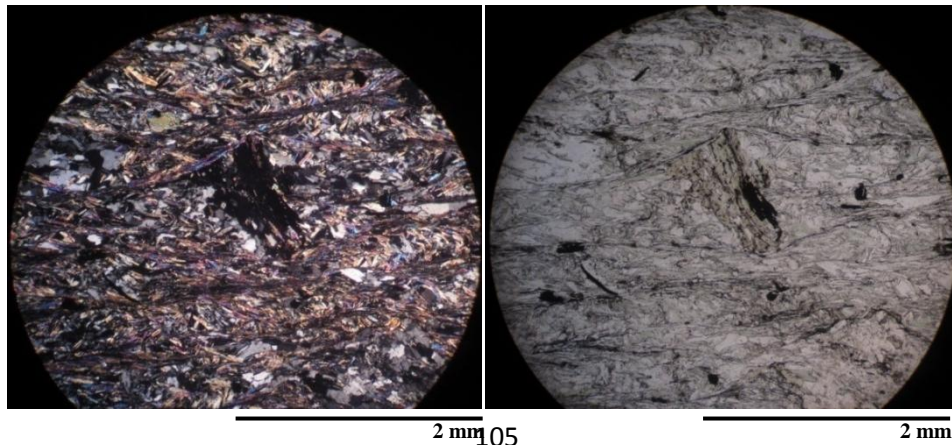
9.1 Descripción de láminas delgadas

Muestra: CP4

Punto de control: 3, Chorrillos.

Descripción:

La muestra es un esquistó micáceo de biotita, cuya asociación mineral es qz + plg + bt + wm + chl + ep + calcita + ox. Fe. Las biotitas se presentan como porfidoblastos de 2 mm con sombras de presión de Fase 2, la foliación anterior S1 queda como foliación interna dentro de estos porfidoblastos. Principalmente las micas biotita, mica blanca, clorita conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde la foliación se muestra conjugada por la intersección de la S1 con la S2. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes. Dado que los dominios de clivaje son más gruesos sugieren que se desarrollaron a mayor temperatura, además, hay presencia de maclas en calcita y bordes de granos de cuarzo poligonales con extinción ondulosa leve, aportando a una recristalización estática en las etapas tardías.

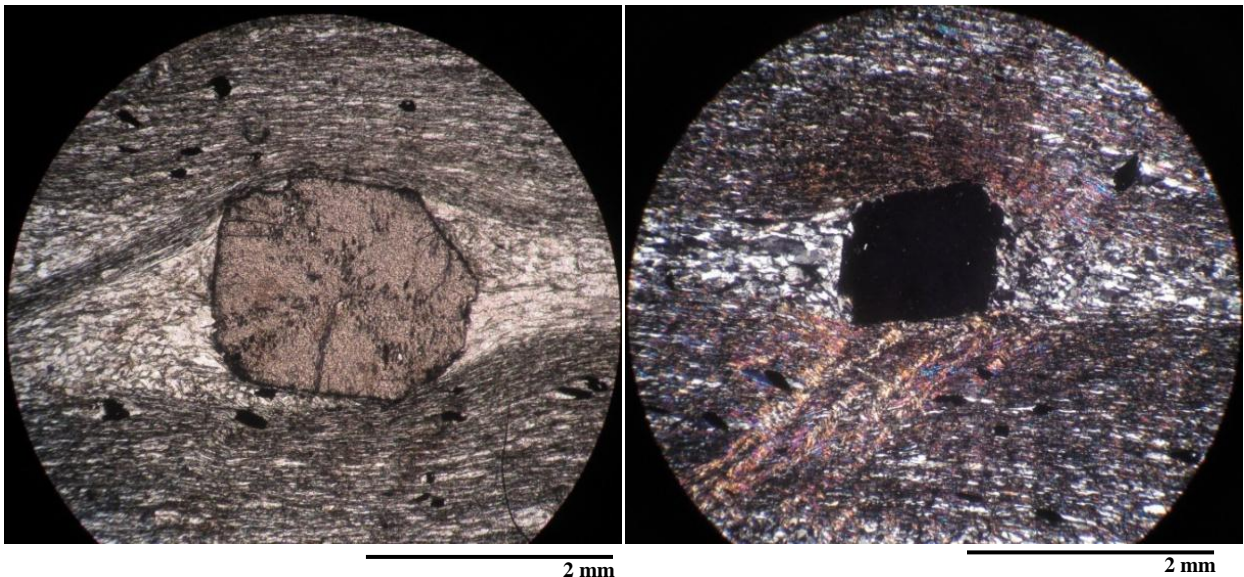


Muestra: CP12

Punto de control: 26, Forestal Nilahue (Alto los Colorados, Loma Ancha).

Descripción:

La muestra es un esquisto micáceo de granate, cuya asociación mineral es qz + plg + grt + bt + wm + chl + ep + ox. Fe. Los granates se presentan como porfidoblastos de 2 mm con sombras de presión de Fase 2, aparentemente en algunos granates aparece una foliación interna en cruz y en clorita se aprecia mucho mejor. Principalmente las micas biotita, mica blanca, clorita conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde la foliación se muestra conjugada por la intersección de la S1 con la S2. La textura es lepidoporfidoblástica indicando un protolito pelítico. El grado metamórfico corresponde a zona del granate equivalente a la facies anfibolita. Dado que los dominios de clivaje son más gruesos sugieren que se desarrollaron a mayor temperatura, además, hay presencia de bordes de granos de cuarzo poligonales con extinción ondulosa, indicando que pudo haberse dislocado y luego sufrió una recristalización estática en las etapas tardías.

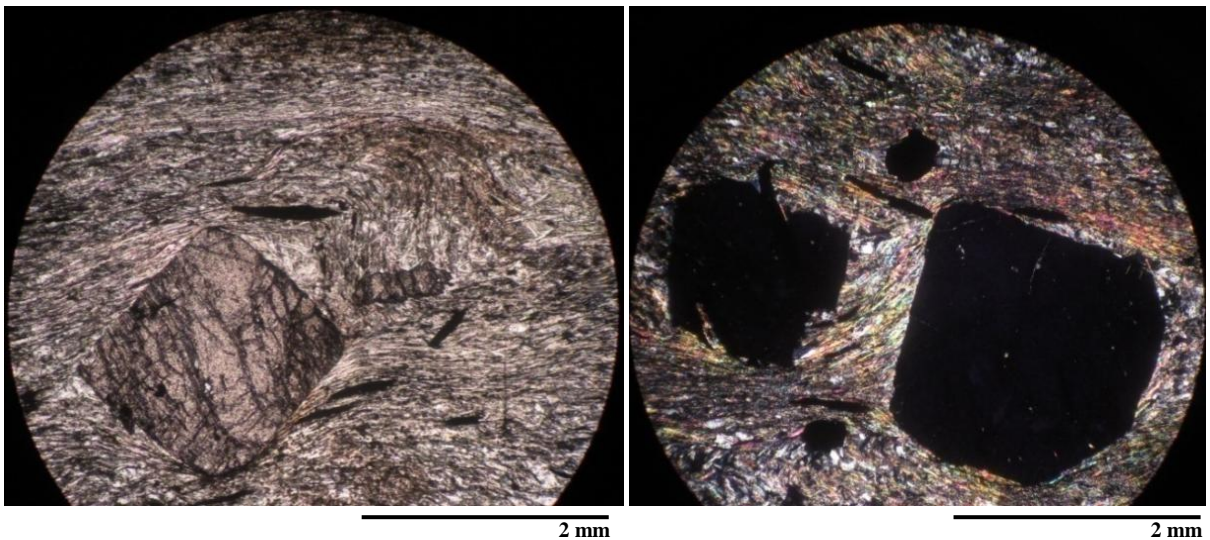


Muestra: CP13B

Punto de control: 27, Forestal Nilahue (Alto los Colorados, Loma Ancha).

Descripción:

La muestra es un esquisto micáceo de granate, cuya asociación mineral es qz + plg + grt + bt + wm + chl + ep + ox. Fe. Los granates se presentan como porfidoblastos de 2 mm con sombras de presión de Fase 2, aparentemente en algunos granates aparece una foliación interna. Principalmente las micas biotita, mica blanca, clorita conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde la foliación se muestra conjugada por la intersección de la S1 con la S2. La textura es lepidoporfidoblástica indicando un protolito pelítico. El grado metamórfico corresponde a zona del granate equivalente a la facies anfíbolita. Dado que los dominios de clivaje son más gruesos sugieren que se desarrollaron a mayor temperatura, además, hay presencia de bordes de granos de cuarzo poligonales sin extinción ondulosa, indicando una recristalización estática en las etapas tardías.



Muestra: CP20

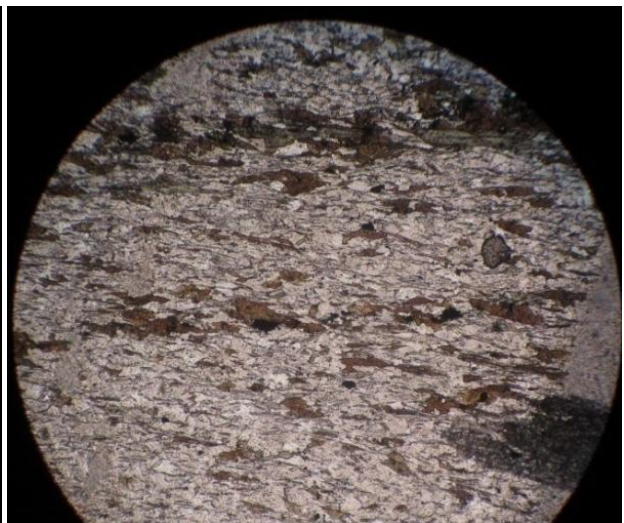
Punto de control: 53, Panilonco norte.

Descripción:

La muestra es un esquisto micáceo de biotita y granate, cuya asociación mineral es $qz + plg + bt + wm + chl + grt + ep + ox. Fe$. Los porfidoblastos de granates aparecen aislados (son pocos). Principalmente las micas biotita, mica blanca, clorita conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde la foliación se muestra conjugada por la intersección de la S1 con la S2. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico. El grado metamórfico corresponde a zona del granate equivalente a la facies anfibolita. Dado que los dominios de clivaje son más gruesos sugieren que se desarrollaron a mayor temperatura, además, hay presencia de migración de subgrano con extinción ondulosa y lamelas de deformación en secciones más cuarcíferas asociadas a la S0, indicando una recristalización dinámica con dislocación intracristalina.



2 mm



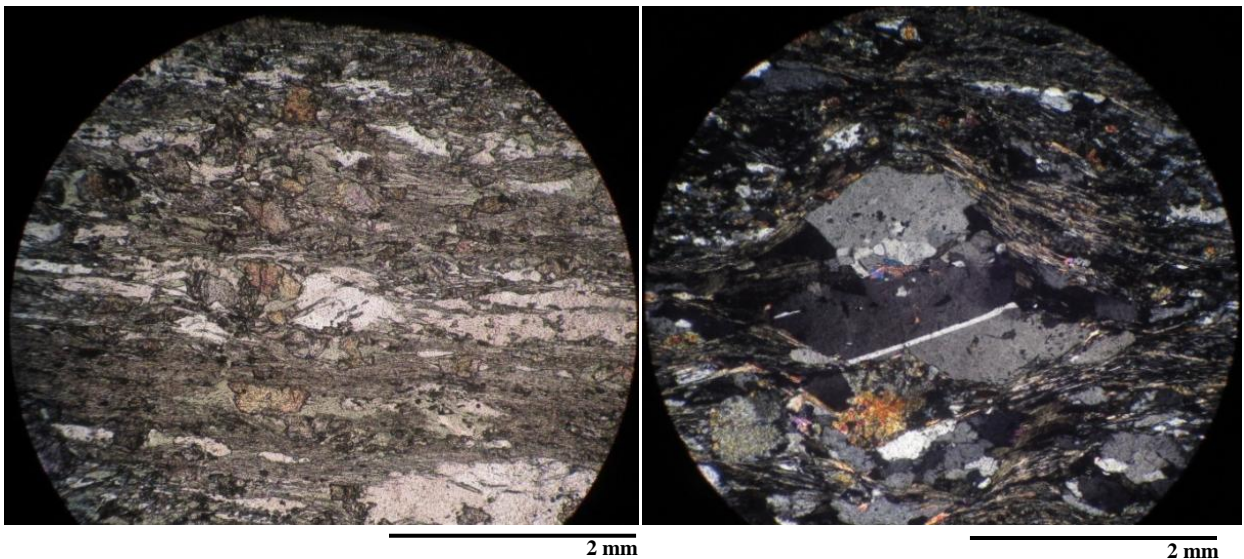
2 mm

Muestra: CP22

Punto de control: 56, Laguna El Bajel (c.a. Av. Cahuil).

Descripción:

La muestra es un esquisto verde, cuya asociación mineral es plg + act + zoi + czoi + ep + chl + wm + calcita + sph + qz + ox. Fe. Los porfidoblastos de albita (1 a 2 mm) se desarrollan syncinemáticos a la S2 y preservan la foliación anterior S1 como foliación interna, además como porfidoblastos de zoisita y epidota de 1 mm con desarrollo de sombras de presión. Principalmente las actinolitas, cloritas y micas blancas conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de plagioclasa, donde la foliación se muestra poco espaciada obliterando la foliación anterior S1, lo que indica una tasa deformativa mayor. La textura es nematoblástica indicando un protolito básico. El grado metamórfico es equivalente a la facies esquisto verde. Hay presencia de maclado mecánico en calcita, extinción ondulosa y lamelas de deformación en nódulos de albita indicando dislocación intracristalina.

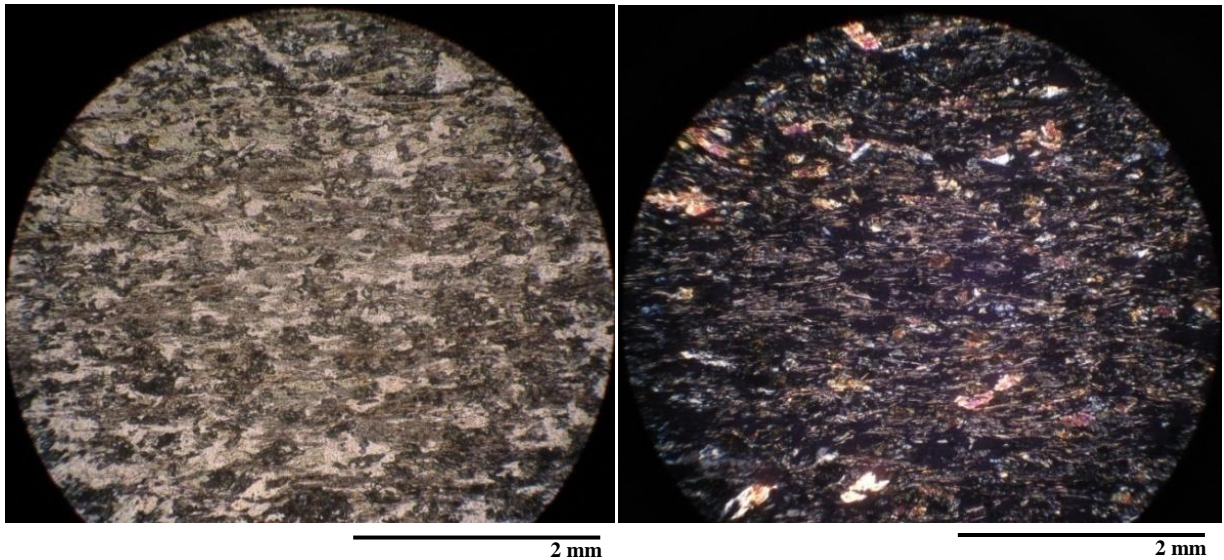


Muestra: CP22-A

Punto de control: 56, Laguna El Bajel (c.a. Av. Cahuil).

Descripción:

La muestra es un esquisto verde, cuya asociación mineral es plg + act + zoi + czoi + ep + chl + wm + calcita + sph + qz + ox. Fe. Principalmente las actinolitas, cloritas y micas blancas conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de plagioclasa, donde la foliación se muestra poco espaciada, no obstante se puede apreciar una foliación conjugada entre S1 y S2. La textura es nematoblástica indicando un protolito básico.

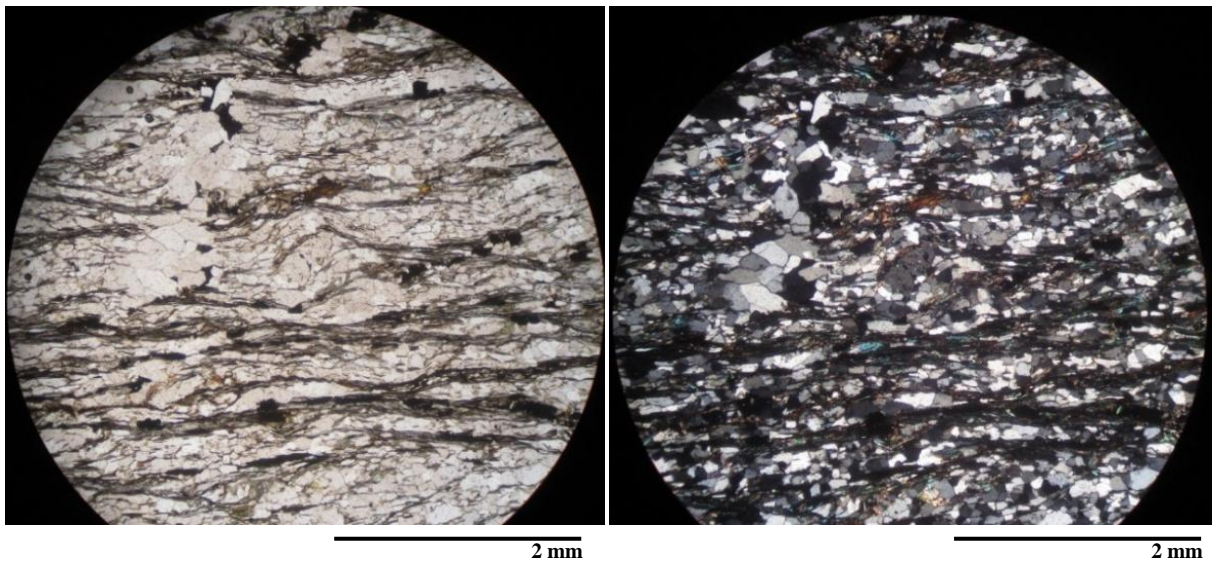


Muestra: CP25

Punto de control: 66, Estero San Antonio.

Descripción:

La muestra es un esquistó micáceo de biotita, cuya asociación mineral es qz + plg + bt + wm + ep + ox. Fe. Las biotitas se presentan como porfidoblastos de 1 mm con sombras de presión de Fase 2. Cabe destacar la presencia de porfidoblastos de albita syn cinemáticos a la foliación S2 y conservan la foliación anterior S1 como foliación interna. Principalmente las micas biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde en la inclinación de las micas con respecto a la foliación principal S2 se aprecia la foliación conjugada. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico cuarcífero. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes. Los bordes de granos de cuarzo aparecen poligonales, aportando a una recristalización estática en las etapas tardías.



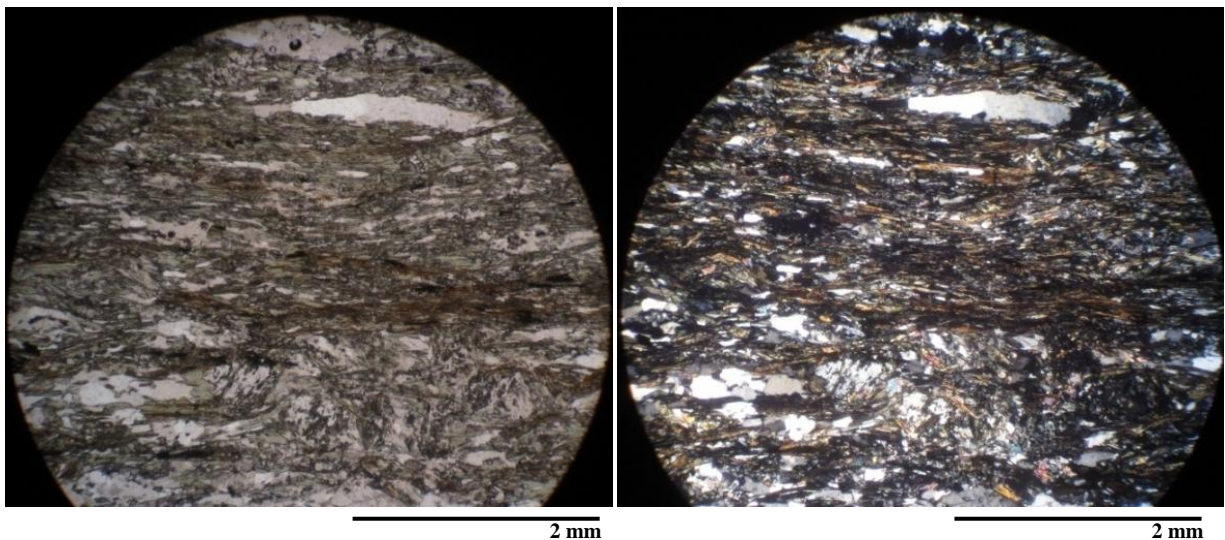
Muestra: CP26

Punto de control: 68, Estero San Antonio (metabasita en Serie Oriental).

Descripción:

La muestra es un esquistó verde, cuya asociación mineral es plg + act + zoi + czoi + ep + chl + bt + calcita + sph + qz + ox. Fe. Los porfidoblastos de albita (1 a 2 mm) se

desarrollan sincinemáticos a la S2 y preservan la foliación anterior S1 como foliación interna. Principalmente las actinolitas y cloritas conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de plagioclasa, donde la foliación se muestra poco espaciada obliterando la foliación anterior S1, eso sí, se puede apreciar levemente la foliación conjugada S1, esto indica que la foliación S2 se dio una tasa deformativa mayor. La textura es nematogranoblástica indicando un protolito básico. El grado metamórfico es equivalente a la facies esquistos verde. Hay presencia de extinción ondulosa en los porfidoblastos de albita indicando dislocación intracristalina. Además la muestra presenta unas manchas rojas, será posible que sean iddingsita?



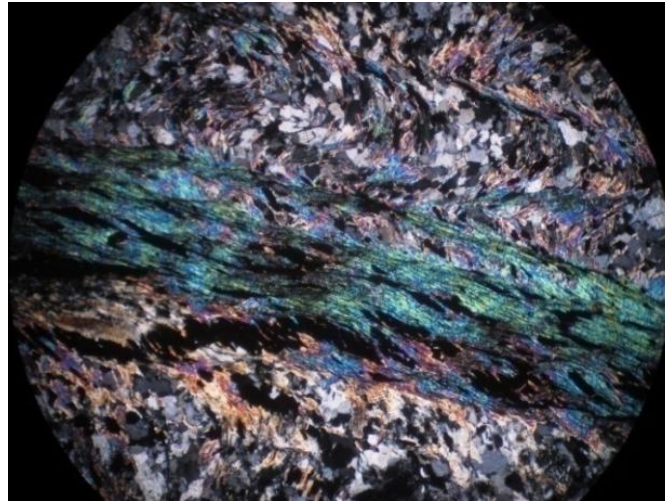
Muestra: CP29

Punto de control: 75, Línea férrea abandonada.

Descripción:

La muestra es un esquistos micáceo de biotita, cuya asociación mineral es qz + plg + bt + wm + ep + ox. Fe. Las micas blancas conforman el dominio del clivaje S2 se encuentra menos espaciado en comparación a las rocas de Panilonco. Esta foliación principalmente con menor cantidad de biotita, separada por microlitones de cuarzo en

su mayoría y plagioclasa. Cabe destacar la presencia de minerales rojizos oscuros que se encuentran deformados por la 2^{da} foliación. La primera foliación constituida por mica blanca, se observa crenulada por la foliación S2. En la matriz se observa el cuarzo con extinción ondulosa y La foliación S3 se observa en bandas de encarrujamiento. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico cuarcífero. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes.



2 mm

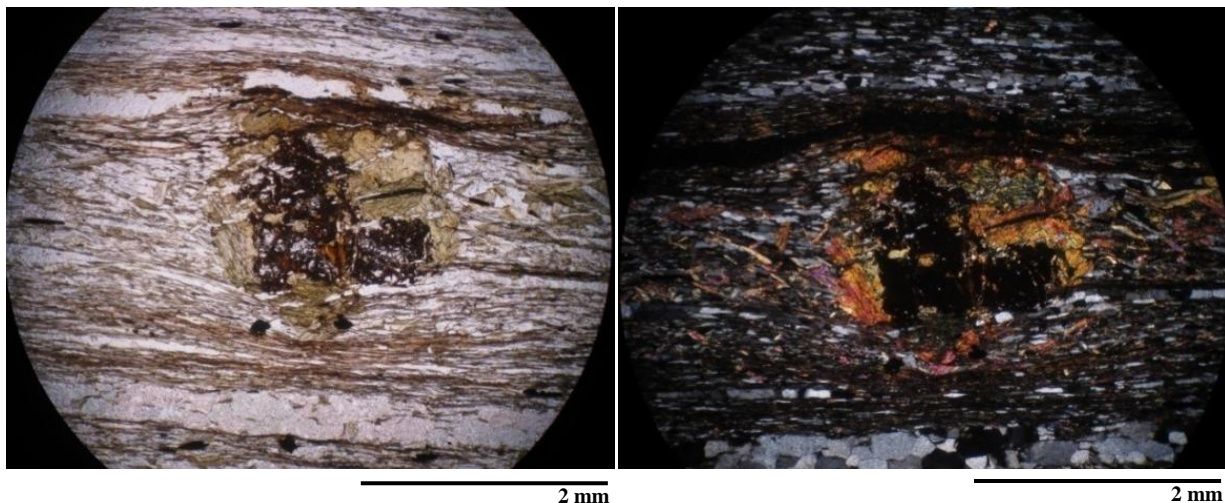
Muestra: CP28

Punto de control: 70, Línea férrea abandonada.

Descripción:

La muestra es un esquisto micáceo de biotita, cuya asociación mineral es qz + plg + bt + wm + ep + ox. Fe. Las biotitas se presentan como porfidoblastos de 2 mm con sombras de presión de Fase 2. Cabe destacar la presencia de porfidoblastos de biotita con forma de granates y con sombras de presión syn S2. La foliación S1 se ve un poco más inclinada observándose como una foliación conjugada junto a S2. Principalmente las micas biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde en la inclinación de las micas con respecto a la foliación principal S2 se aprecia la foliación conjugada. La textura es

lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico cuarífero. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes.

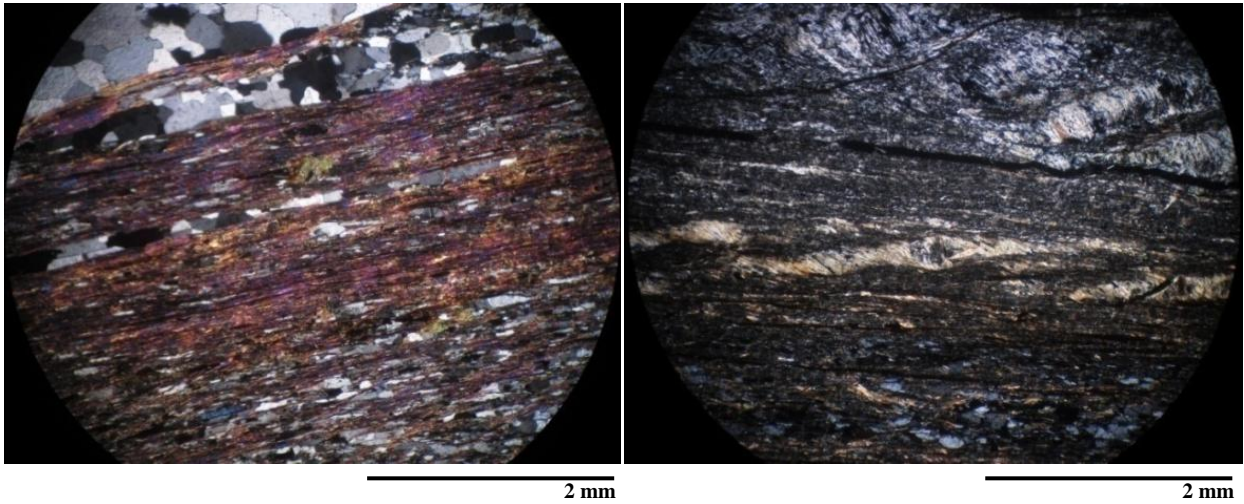


Muestra: CP17

Punto de control: 41, Pichilemu norte.

Descripción:

La muestra es un esquistos micáceo de biotita, cuya asociación mineral es $qz + plg + bt + wm + ep + ox. Fe$. Las biotitas se presentan como porfidoblastos de 1 mm con sombras de presión de Fase 2. Cabe destacar la presencia de porfidoblastos de albita *syn* cinemáticos a la foliación S2 y conservan la foliación anterior S1 como foliación interna. Principalmente las micas biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde en la inclinación de las micas con respecto a la foliación principal S2 se aprecia la foliación conjugada. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico cuarífero. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes. Los bordes de granos de cuarzo aparecen poligonales, aportando a una recristalización estática en las etapas tardías.

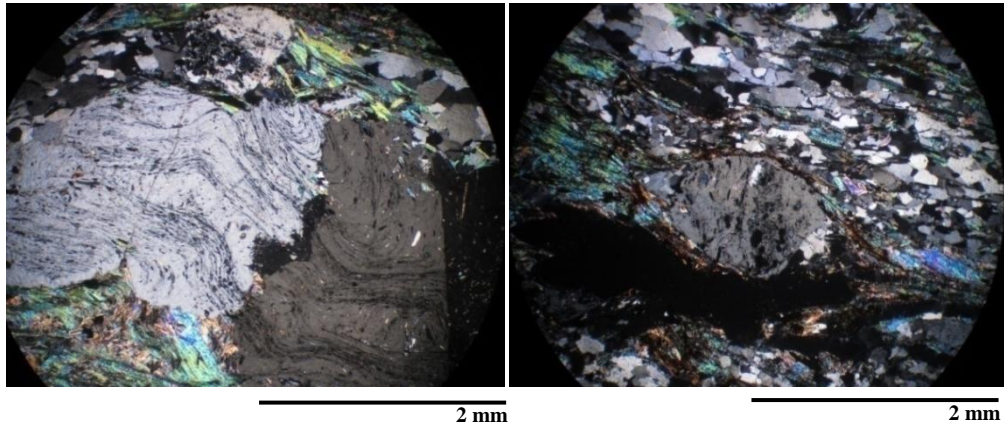


Muestra: CP16

Punto de control: 38, Desembocadura estero San Antonio.

Descripción:

La muestra es un esquistó micáceo de biotita, cuya asociación mineral es qz + plg + bt + wm + chl + ep + ox. Fe. Las plagioclasas se presentan como porfidoblastos de 2 a 5 mm con forma sigmoidal syn S2. Cabe destacar que los porfidoblastos de albita conservan la foliación anterior S1 como foliación interna. Principalmente las micas biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde en la inclinación de las micas con respecto a la foliación principal S2 se aprecia la foliación conjugada. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico cuarcífero. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes.

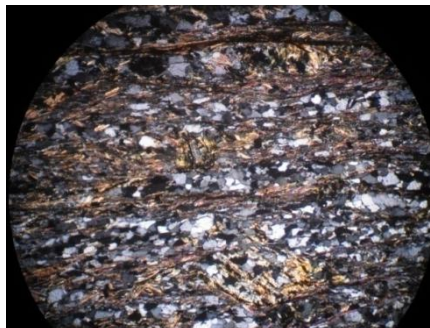


Muestra: CP25

Punto de control: 18, Casa de Cardenal Caro.

Descripción:

La muestra es un esquistó micáceo de biotita, cuya asociación mineral es qz + plg + bt + wm + ep + ox. Fe. Las biotitas se presentan como porfidoblastos de 1 mm con sombras de presión de *syn* S2. Cabe destacar la presencia de porfidoblastos de biotita con forma de granates y con sombras de presión *syn* S2. La foliación S1 se ve más inclinada observándose como una foliación conjugada junto a S2. Principalmente las micas biotita y mica blanca conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de cuarzo, donde en la inclinación de las micas con respecto a la foliación principal S2. La textura es lepidogranoblástica indicando un protolito pelítico cuarcífero. El grado metamórfico corresponde a zona de la biotita equivalente a la facies esquistos verdes.

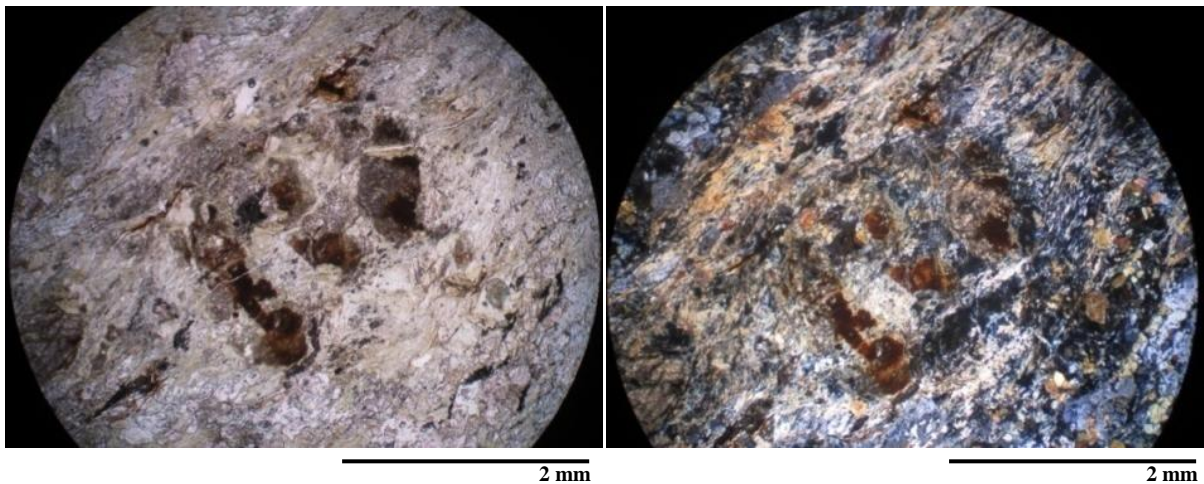


Muestra: CP5

Punto de control: 6, Camino llegando a Cahuil.

Descripción:

La muestra es un esquisto verde, cuya asociación mineral es plg + act + zoi + czoi + ep + chl + bt + wm+ calcita + sph + qz + ox. Fe. Los porfidoblastos de albita (1 a 2 mm) se desarrollan syncinemáticos a la S2 y preservan la foliación anterior S1 como foliación interna con inclusiones helicíticas de epidota y zoisita. Principalmente las actinolitas y cloritas conforman los dominios de clivaje que están espaciados por los microlitones de plagioclasa, donde la foliación se muestra poco espaciada obliterando la foliación anterior S1, eso sí, se puede apreciar levemente la foliación conjugada S1, esto indica que la foliación S2 se dio una tasa deformativa mayor. La textura es nematogranoblástica indicando un protolito básico. El grado metamórfico es equivalente a la facies esquisto verde. Hay presencia de extinción ondulosa en los porfidoblastos de albita indicando dislocación intracristalina. Además la muestra presenta unas manchas rojas, será posible que sean iddingsita?



9.2 Puntos de control

Base de datos Transecta Tanumé - Pichilemu.

Datum: WGS 84, UTM.

Datos estructurales: Regla de la mano derecha.

N°	COORD N	COORD E	ALT	S2	L2	L3	S3	S0	S1	DESCRIPCIÓN	LITOLOGÍA	MUESTRA	SERIE	FECHA	LOCALIDAD
1	6190119	773418	4	45/70, 35/68, 32/60	150/40	40/14,45/10, 25/10, 50/11				pod de basalto pillow con frag de hialoclastitas subvertical de flanco normal, vista en planta estructuras SC de mov siniestral	metabasitas, metacherts, mármoles		Occidental	10-08-13	Infernillo
2	6195798	226386	6	60/15, 40/20, 0/8,		60/12, 25/10, 60/12, 70/10, 85/20, 85/23		//S2		metaturbiditas cuarcíferas, filitias y metareniscas, esquistos filíticos porf de Bt	esquistos micáceos de bt	CP3	Oriental	11-08-13	Loma Ancha
3	6195798	226386	6	190/40, 350/35,35/20	165/10, 136/25					crenulación S3 Qz intrafoliar dentro de S2, criterio de flanco normal	SAME	CP4	Oriental	11-08-13	Loma Ancha
5	6181268	224583									granito			12-08-13	Ranas
6	6180704	775158	107	130/45, 140/45	275/48	140/22				intercalación de litologías verdes c/chl, esq cuarcíferos y micáceos	esq verdes	CP5, CP6	Occidental	12-08-13	Cahuil

7	6197867	226555	46	320/30, 302/27, 270/11, 295/21	45/20					contacto entre arenas finas marrón, areniscas conglomeradicas mala madurez textural y buena madurez química, mala esfericidad clastos de Qz c/ esq grises	esq grises		Chorrillos	13-08-13	Oriental
8				285/29, 305/20, 306/19	45/14						esq grises		Chorrillos	13-08-13	Oriental
9	6198052	226137	11	311/32, 300/28	45/26	310/15				esquistos y filitas grafitosos grises c/ Qz intrafoliar	esq y filitas grises	CP7	Chorrillos	13-08-13	Oriental
10	6198253	226056	0	298/18	50/20, 60/20					criterio del flanco inverso	SAME		Chorrillos	13-08-13	Oriental
11	6198358	226051	1	327/26, 335/25	320/34					manteo S1>S2 hacia el N	SAME		Chorrillos	13-08-13	Oriental
12	6198404	226104	0	320/15	110/30						SAME		Chorrillos	13-08-13	Oriental
13	6194259	234382	481	275/30									Carretera	14-08-13	Oriental
14	6194536	236000	543	230/20, 270/30, 283/38	320/10					esq micáceos grises c/ Grt, roca muy meteorizada	esq grises c/ Grt		Carretera	14-08-13	Oriental
15	6197857	235712	532	275/25, 293/27, 295/25	80/2, 110/20					esq grises	esq grises		Carretera	14-08-13	Oriental
16	6189634	226925	28	190/28, 135/35, 95/28, 160/18	240/34, 230/18, 268/32					S2//S0 crenulacion con S1	esq grises y filitas	CP8	Antonio	14-08-13	Oriental

17	6188976	226811	11	185/17, 131/25	270?		70/74		esq grises, crit flanco normal	esq grises			15-08-13 Oriental	Nuevo Reino
18	6185774	228954	130	210/24, 203/28, 245/25, 195/24	210/20, 180/20, 181/4			182/12	esq grises crit flanco normal	esq grises	CP9		15-08-13 Oriental	Nuevo Reino
19	6186125	229084	70	156/20, 206/23	165/8, 180/5	248/20, 247/12	290/86		posible zona de falla S2 100/30	esq grises			15-08-13 Oriental	Nuevo Reino
20	6183566	226608	152	104/55, 100/64					esq grises o verde? Presencia de S1 y S2 muy meteorizados	esq verde?	CP10		15-08-13 Occidental?	Nuevo Reino
21	6184285	225042	153	80/25					esq cuarcífero más competente en contacto con intrusivo		CP11		15-08-13 ?	Nuevo Reino
22	6199501	234951	430	275/25, 285/28, 276/26	270/8					esq y filitas grises			16-08-13 Oriental	Los Colorados
23	6199162	228661	430	40/22						esq y filitas grises			16-08-13 Oriental	Los Colorados
24									vista crit flanco normal S2>S0	esq y filitas grises			16-08-13 Oriental	Los Colorados
25	6200050	226232	16						vista contacto con terrazas marinas	esq y filitas grises			16-08-13 Oriental	Los Colorados
26	6200058	226186	0	342/26, 334/38	2/10, 70/34, 130/5			352/46, 317/34, 340/40, 346/64	Playa de Francisco Javier, Punta de las Vacas, crenulación de F2, esq grises c/ Grt, flanco normal	Esq Mic, Grt	CP12		16-08-13 Oriental	Forestal Alto Los Colorados

27				310/28	95/28					Zona St-Grt, L2 de crenulación	Esq Mic, Grt	CP13	Los Caballeros 16-08-13 Oriental
28	6200903	226436	4	310/30, 320/24, 340/22, 295/28	65/5			10/5, 45/5, 320/5, 342/5, 280/19			Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
29	6201439	226277	1	315/30						Criterio del flanco inverso hacia el SW	Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
30	6201529	226282	2	302/56, 290/55	302/32					S2//S0 < S1	Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
31	6201682	226239	0	325/52, 305/51, 338/6, 316/55, 345/14, 355/20				333/40	260/25, 300/12, 245/14	intercalación de filitas de arena y limo, crit flanco normal.	Esq Mic, Grt	CP14	Panliranco 18-08-13 Oriental
32	6201919	226266	13	322/51, 307/53, 315/24, 335/34, 310/26	350/20, 140/20, 122/14			260/11, 285/14, 266/10	323/64	criterio del flanco normal hacia el SW, polaridad positiva	Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
33	6203159	225782	0	321/52, 343/35	153/20			341/67		Criterio del flanco inverso hacia el SW	Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
34	6203187	225724	0	280/20, 270/20, 312/39	110/24			355/16			Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
35	6199406	232036	389	170/10				180/..			Esq Mic, Grt		Panliranco 18-08-13 Oriental
36	6191520	774434	0	5/66, 330/71, 175/85, 191/78	150/26			10/18, 340/34, 10/18			metacherts	CP15	La Puntilia 19-08-13 Occidental
37	6194077	774738	0	5/75,						Pods de cherts y fragmentos brechizados	metacherts		La Puntilia 19-08-13 Occidental

38	6191137	775562	0	103/70	260/22					Esq. Micáceos c/ alb negras de descompresión	Esq. Micá c/ alb	CP16	Occidental	19-08-13	a Est, San
39	6190697	775754	11	90/40						Esq. Micáceos c/ alb negras de descompresión	Esq. Mic c/ alb		Occidental	19-08-13	Pichilemu
40	6190983	225165	9	107/60		304/42					esq micáceos		Oriental	19-08-13	Pichilemu
41	6190913	225430	4	95/40							esq micáceos	CP17	Oriental	19-08-13	Pichilemu
42	6189307	773672	19	15/62, 355/70, 0/65, 340/70, 0/60							esq micáceos		Occidental	19-08-13	Pichilemu
43	6189031	774434	112							granito	granito			19-08-13	Pichilemu
44	6189085	774509	98							granito	granito			19-08-13	Pichilemu
45	6189146	774296	93	45/55							esq micáceos		Occidental	19-08-13	Pichilemu
46	6190791	775198	11	145/57, 156/65							esq micáceos		Occidental	19-08-13	Pichilemu
47	6208714	225327	1	330/20,						intercalaciones de metareniscas y filitas cuarcíferas con And y St	esq and, st		Oriental	20-08-13	Tanumé
48	6208691	225332		320/26	20/32	285/10	105/43	95/22	0/19	polaridad positiva	esq and, st	CP18	Oriental	20-08-13	Tanumé

49	6208587	225303			245/12	153/4		130/9, 135/15		aparece Grt	esq grt	CP19	Tanumé 20-08-13 Oriental
50	6208274	225250		352/36	350/14			330/47		zona del grt	esq grt		Tanumé 20-08-13 Oriental
51	6207520	225388	4	336/37, 0/37	340/10, 328/22, 352/12, 60/10			350/70, 335/60			esq grt		Tanumé 20-08-13 Oriental
52	6206932	225496	4	313/20	250/22, 320/14	318/4					esq grt		ver 21-08-13 Oriental
53	6206581	225456	3	320/10, 342/26	323/4, 83/32, 76/32					crit del flanco inv hacia el W	esq grt	CP20	21-08-13 Oriental
54	6206060	225592	6	303/18, 220/13, 205/22	322/28, 305/26, 101/6, 45/14, 125/10			145/50	183/44		esq grt		Centinela 21-08-13 Oriental
55	6190188	224364	18	180/14, 192/19, 202/12	273/18, 280/15, 282/13	25/10, 55/0, 55/4, 56/4					metabasita		Laguna el Bajel 22-08-13 Occidental
56	6190069	224230		135/34, 165/29, 105/15	266/8, 254/22	355/20, 172/12, 161/10	350/55			afloramiento de esq verde con act, zoi y alb, S2 penetrativa	metabasita	CP21 ,CP22	Laguna el Bajel 22-08-13 Occidental
57	6190215	225366	2	104/43, 102/32	170/14, 160/10, 160/26, 247/14, 245/15, 226/32	271/44, 268/10, 310/41	280/64, 290/73, 285/65		85/33	Pliegues frágiles de F3, presencia de S1			Laguna el Ancho 22-08-13 Oriental?
58	6198673	226122	2	300/21	95/1, 130/14, 80/1045/13, 40/13	340/11, 322/2, 330/22	140/79	267/14			esq bt		Milahué 30-08-13 Oriental
59	6198529	226051	0	307/54, 309/39, 308/25	314/34, 66/25			295/25, 320/25	225/22, 195/40	S2//S0>S1	esq bt		Milahué 30-08-13 Oriental

60	6197381	226268	5	342/23, 326/40, 330/54, 331/45, 332/44	90/20, 92/9, 102/45, 80/34, 135/22, 330/20, 165/20	318/15, 134/8		304/30, 280/28, 326/74, 318/49	330/33, 322/34, 334/61	pliegue S hacia el SW	esq bt			Chorrillos 30-08-13 Oriental
61	6197000	226258	0	353/31, 307/56	110/12, 84/32, 70/30	75/13			313/29		esq bt			Chorrillos 30-08-13 Oriental
62	6203193	225718	1	324/25, 146/22	60/12, 145/12, 150/10	140			70/30		esq grt			Paritlonco 31-08-13 Oriental
63	6203341	225670	0	320/45, 320/56	125/24, 130/4, 140/12			346/10, 100/85, 125/7	126/20, 100/45		esq grt			Centinela 31-08-13 Oriental
64	6203909	225439	11	345/50, 303/48, 295/35	140/.., 144/28, 145/14			10/50,	16/9, 140/40, 147/39	crit flanco inverso	esq grt			Centinela 31-08-13 Oriental
65	6204120	225568	46	310/36, 310/32				130/35	325/65, 350/40	Muestra con clasto, crit flanco normal	esq grt			Centinela 31-08-13 Oriental
66	6189634	226925		112/30, 106/38, 90/35		226/16	57/43			crenulacion de F3	esq bt	CP25		Antonia 06-09-13 Oriental
67	6188231	227873	38	100/30							esq bt			Antonia 06-09-13 Oriental
68	6188280	227618	25	120/20, 120/20						intercalaciones de esq grises y esq verdes c/ mx elongados	metabasita	CP26		Antonia 06-09-13 Oriental
69	6187973	229840	129							aparente S0	filitas	CP27		Antonia 06-09-13 Oriental
70	6188118	228689	104	220/20, 310/20							esq bt	CP28		Línea férrea 06-09-13 Oriental

71	6185710	232715	196	45/25, 10/25, 40/25	107/30					aparente S1	esq Bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
72	6186769	232830	247	40/27							esq grt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
73	6186932	232937	241	12/50,	100/45					zona de la biotita	esq bt	CP28	Linea férrea 07-09-13 Oriental
74	6187394	229977	135								esq bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
75	6188602	228420	136	120/38, 130/35	130/8						esq bt	CP29	Linea férrea 07-09-13 Oriental
76	6189062	227556	112	154/45, 153/40							esq bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
77	6189420	227380	118	110/20							esq bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
78	6190154	227225	51							posible zona de falla pliegues desarraigados	esq bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
79	6190500	227156	40	137/25							esq bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental
80	6190617	227051	34	125/33, 55/20	230/10					presencia de S0	esq bt		Linea férrea 07-09-13 Oriental