



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**CARACTERIZACIÓN TERMOMÉTRICA DE FLUIDOS
METAMÓRFICOS A TRAVÉS DE INCLUSIONES FLUIDAS EN
ROCAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO PUNTA DE
CHOROS ENTRE LOS 28°49' Y 29°12' LAT. S ENTRE LAS
REGIONES DE ATACAMA Y COQUIMBO, CHILE**



Memoria para optar al Título de Geólogo

Esteban Eduardo Yévenes Araneda

Profesora patrocinante : Dra. Verónica Oliveros Clavijo
Profesional guía : Dr. Daniel Moncada de la Rosa
Profesores comisión : Dr. Shahrokh Rajabpour
Dr. Oscar Figueroa Arriagada

Concepción, enero de 2021

ÍNDICE

	Página
Resumen	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Generalidades y planteamiento del problema	1
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivo general	3
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 Ubicación y accesos	3
1.4 Metodología de trabajo	5
1.4.1 Etapa de gabinete 1 y pre-terreno	5
1.4.2 Etapa de terreno	5
1.4.3 Etapa de gabinete 2 y laboratorio de microscopía	5
1.4.4 Laboratorio de microtermometría	5
1.5 Geomorfología y fisiografía	7
1.6 Trabajos Anteriores	8
1.7 Agradecimientos	11
2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO	12
2.1 Marco Geológico	12
2.1.1 Rocas estratificadas y metamórficas	13
2.1.1.1 Paleozoico	13
A. Complejo Epimetamórfico Chañaral	13
B. Complejo Metamórfico Punta de Choros	16
C. Estratos del Llano de Chocolate	18
2.1.1.2 Triásico	20
A. Formación Canto del Agua	20
2.1.1.3 Jurásico	20
A. Formación La Negra	20
B. Formación Punta del Cobre	20

2.1.1.4 Cobertura sedimentaria post-cretácica	20
2.1.2 Rocas Intrusivas	21
2.1.2.1 Jurásico	21
A. Tonalita Quebrada La Vaca	21
B. Diorita Cuarcifera San Juan	21
C. Granodiorita El Cobre	21
D. Granodiorita La Totora	21
2.1.2.2 Cretácico	22
A. Complejo Plutónico Infiernillo	22
2.2 Marco Geotectónico	22
2.3 Inclusiones fluidas	24
2.3.1 Fluidos en rocas metamórficas	25
2.3.2 Composición de fluidos metamórficos	26
3. CARACTERIZACIÓN DE ROCAS METAMÓRFICAS	29
3.1 Complejo Epimetamórfico Chañaral	30
3.1.1 Quebrada Honda	30
3.2 Complejo Metamórfico Punta de Choros	31
3.2.1 Caleta Apolillada	31
3.2.2 Punta Ardiles, caletas Chañaral de Aceituno y Panulcillo	33
3.2.3 Playa Las Ventanas	34
3.3 Estratos del Llano de Chocolate	35
3.3.1 Quebrada Honda	35
3.3.2 Llano Choros	36
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	38
4.1 Estructuras dúctiles	38
4.1.1 Foliación	38
4.1.1.1 Foliación secundaria S ₁	39
4.1.1.2 Foliación secundaria S ₂	40
4.1.1.3 Foliación secundaria S ₃	44
4.1.2 <i>Boudinage</i>	45

4.1.3 Lineación	46
4.2 Estructuras frágil-dúctil	47
4.2.1 Facies de <i>mélange</i> y brechas tectónicas	47
4.3 Estructuras frágiles	49
4.3.1 Fallas menores	49
4.3.2 Estructuras en echelón	49
5. INCLUSIONES FLUIDAS	50
5.1 Petrografía de inclusiones fluidas	50
5.2 Microtermometría	59
5.2.1 Consideraciones	59
5.2.2 Resultados	59
6. DISCUSIÓN	69
6.1 Caracterización de los fluidos	69
6.2 Características petrológicas y tectónicas	75
7. CONCLUSIONES	82
8. REFERENCIAS	84

ANEXOS

Anexo 1. Muestras petrológicas

Anexo 2. Mediciones microtermométricas

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1.1	Mapa de ubicación del área de estudio, accesos y principales localidades	4
1.2	Equipos del laboratorio de microtermometría del Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción	6
1.3	Zonificación geomorfológica del área de estudio	7
2.1	Mapa geológico del área de estudio	12
2.2	Afloramiento del Complejo Epimetamórfico Chañaral entre los 28°40' y 29°20' lat. S en la costa entre las regiones de Atacama y Coquimbo	14
2.3	Afloramiento del Complejo Metamórfico Punta de Choros entre los 28°40' y 29°20' lat. S, en la costa entre las regiones de Atacama y Coquimbo	17
2.4	Afloramiento de los Estratos del Llano de Chocolate entre los 28°40' y 29°20' lat. S, en la costa entre las regiones de Atacama y Coquimbo	19
2.5	Modelo esquemático de P-T-x para el sistema H ₂ O-CO ₂ (arriba) y secciones isotermas a través de la región de inmiscibilidad (abajo)	27
3.1	Área de estudio con muestras extraídas y puntos de control (verde brillante) ...	29
3.2	Clastos de la brecha de <i>mélange</i>	31
3.3	Contacto por falla (línea punteada amarilla) entre anfíbolita (Anf) y esquisto de mica (Sch)	32
3.4	Esquisto de mica con <i>boudin</i> subparalelo a S ₁	33
3.5	Metaturbidita con bandas rítmicas deformadas de metapelita de color oscuro y metapsamita de color claro	35
3.6	Brecha de <i>mélange</i> y cataclasita en llano Choros	37
4.1	Foliación de primer orden (línea roja discontinua) en esquistos mica con <i>boudines</i> del Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC), punta Ardiles	38
4.2	Diagramas de densidad de polos para S ₁	39
4.3	Diferencias de deformación de S ₁ (línea roja discontinua)	40
4.4	Diferencias de deformación de S ₂ sobre S ₁	41
4.5	Planos de foliación S ₁ y S ₂ en esquistos de mica del CMPC en caleta Apolillado	41
4.6	Diagrama de densidad de polos de S ₂ de bajo ángulo de manteo	42

4.7	Diagrama de densidad de polos de S ₂ de alto ángulo de manto	43
4.8	Pliegue en <i>chevron</i> en esquistos de mica del CMPC en caleta Chañaral de Aceituno	43
4.9	Diagramas de densidad de polos de S ₂ muy bajo ángulo de manto	44
4.10	Pliegues de crenulación sobre S ₂ en esquistos de mica en punta Ardiles, parte del CMPC	45
4.11	<i>Boudines</i> subparalelos a la foliación S ₁ en esquistos de mica en punta Ardiles del Complejo Metamórfico Punta de Choros	46
4.12	Rodados de conglomerados con clastos alineados (flechas rosas), parte de los Estratos del Llano de Chocolate (ELC) en quebrada Honda	47
4.13	Facies de <i>mélange</i> en quebrada Honda del Complejo Epimetamórfico Chañaral	48
4.14	Grietas sigmoidales en echelón con rotación dextral en esquistos de mica en playa Las Ventanas del Complejo Metamórfico Punta de Choros	49
5.1	FIA 15, de temporalidad primaria, y FIA16 de temporalidad secundaria, de inclusiones fluidas bifásicas en la muestra ENC001, en un esquistos de mica ...	51
5.2	Arreglos primarios (FIA13) y secundarios (FIA14) en la muestra ENC002, en un esquistos de mica y granate.	52
5.3	Arreglos de la muestra ENC004 en un <i>boudin</i> dentro de un esquistos de mica ..	53
5.4	Arreglos primarios de la muestra ENC en el <i>boudin</i> . La proporción de vapor en las inclusiones de FIA8 supera el 60%	54
5.5	Arreglos de la muestra ENC007, correspondiente a una brecha de origen tectónico	55
5.6	Inclusiones fluidas en la muestra ENC007, una brecha tectónica	56
5.7	Inclusiones de origen pseudosecundario que no cruzan todo el cristal	57
5.8	Inclusiones fluidas en la muestra ENC012, una veta de una brecha de origen tectónico, de arreglos secundarios	58
5.9	Gráfico de temperatura del último fundido (T _m) <i>versus</i> temperatura de homogenización (T _h) para cada inclusión fluida en cada arreglo	64

5.10	Gráfico con el promedio de la temperatura de homogenización (T_h) <i>versus</i> temperatura del último fundido (T_m) de cada arreglo, así como las desviaciones estándar de cada dato en forma de línea	65
5.11	Gráfico de temperatura de densidad (g/cm^3) <i>versus</i> salinidad (wt%) para cada inclusión fluida en cada arreglo	66
5.12	Isócoras construidas a partir de algoritmos de McInnis (2018) para el sistema H ₂ O-CO ₂ -NaCl en arreglos de inclusiones fluidas ricas en líquido de origen primario (línea continua) y secundario (línea segmentada)	67
5.13	Isócoras construidas a partir de algoritmos de McInnis (2018) para el sistema H ₂ O-CO ₂ -NaCl en arreglos de inclusiones fluidas de origen secundario ricas en líquido (FIA3, línea continua) y ricas en vapor (FIA8, línea segmentada), alojadas en la muestra ENC002, un <i>boudin</i> de un esquistos de mica en punta Ardiles, parte del Complejo Metamórfico Punta de Choros	68
6.1	Promedios de temperaturas de homogenización <i>versus</i> salinidad (a) y promedios de presión <i>versus</i> promedios de densidad (b)	70
6.2	Isócoras de arreglos de temporalidad secundaria pertenecientes a esquistos de mica con <i>boudines</i> , punta Ardiles, CMPC	74
6.3	Sección de lámina delgada de cuarzo de segregación en <i>boudin</i> de un esquistos de mica del CMPC (a) y de clastos en una brecha de <i>mélange</i> en quebrada Honda (b)	76
6.4	Veta con brecha de origen tectónico en llano Choros (a) y brecha tectónica en quebrada Honda (b). en (a), la parte izquierda de la imagen corresponde a la roca caja, una roca fracturada, descrita en el capítulo de petrografía y en el Anexo 1	78
6.5	Esquema de distribución espacial de las zonas propuestas de la génesis de inclusiones fluidas en el prisma de acreción del Carbonífero-Pérmico alrededor de los 29° lat. S, Chile	80

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
5.1	Resumen de las características, de cada arreglo de inclusiones fluidas, con la muestra en la que se encuentra, las temporalidades, el tipo de inclusión, dominio morfológico y la litología de cada asociación	50
5.2	Resumen de las temperaturas promedio del punto eutéctico (T_e) y del último fundido (T_m) junto a sus medidas máximas y mínimas	60
5.3	Resumen por arreglo de las temperaturas promedio de homogenización (T_h), así como su mínimo y su máximo, junto con las presiones de homogenización y salinidades y densidades promedio	60
6.1	Promedios de temperaturas (T_h) y presiones (P_h) de homogenización de las muestras estudiadas	69



RESUMEN

El Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC) es una serie de rocas metamórficas de medio grado en general, como anfibolitas y esquistos verdes, que incluye esquistos de mica y mica y granate, y localmente *boudines* gnéissicos, metaturbiditas y pizarras. Era parte del complejo acrecionario del Carbonífero-Pérmico alrededor de los 29° lat. S, asociado a la zona de acreción basal. La zona de acreción frontal se correlaciona al Complejo Epimetamórfico Chañaral (CEC), rocas de grado metamórfico medio a bajo, principalmente metaturbiditas, filitas y esquistos de mica, con esquistos verdes, metabasitas y algunas rocas asociadas a fases de *mélange* de manera puntual. Sobre el prisma de acreción se desarrolló una cuenca supracreacionaria, los Estratos del Llano de Chocolate (ELC), con lutitas, limolitas, turbiditas, areniscas y conglomerados que varían, gracias a un metamorfismo de bajo a muy bajo grado, a metareniscas y metaturbiditas. Este complejo acrecionario presenta límites difusos entre las distintas unidades, siendo sus transiciones graduales.

Los estudios de los últimos años han podido caracterizar en forma petrológica, termométrica y barométricamente al prisma de acreción en su conjunto, así como proponer *paths* de metamorfismo, cronologías de deformación y exhumación, junto a la intrusión de distintos cuerpos ígneos del Mesozoico. Mas, no se han propuesto modelos de interacción de las rocas con los fluidos externos e internos, considerando que las deformaciones asociadas a los tipos de acreción produjeron foliaciones secundarias, caracterizadas por vetas de cuarzo de segregación, así como estructuras frágiles, como brechas, y del dominio frágil-dúctil, como las facies de *mélange*. Estas estructuras están presentes en todas las unidades metamórficas de la zona.

En esta Memoria de Título se realiza un análisis petrológico y termométrico de inclusiones fluidas alojadas en cristales de cuarzo, tanto en vetas de cuarzo de segregación de esquistos de mica, esquistos de mica y granate y *boudines* del CMPC, así como en clastos de cuarzo presentes en la matriz de brechas de origen tectónico que intruyen al CEC y rocas de los ELC. Con mediciones de temperaturas de homogenización, del punto eutéctico y del último fundido es posible obtener datos como la presión de homogenización, densidad y salinidad de los fluidos asociados a la formación de estos cristales.

Como las inclusiones fluidas se organizan en arreglos asociados al momento de formación o fractura de un cristal, estos arreglos se pueden asociar a distintos eventos. Así los arreglos de temporalidad primaria se asociaron a la formación de las vetas de cuarzo de segregación, estableciendo un origen común entre el cuarzo alojado en esquistos de mica y esquistos de mica con la presencia de *boudines*; en esta última litología, gracias a la presencia de una inclusión rica en vapor, se puede establecer un rango de temperatura y presión de atrapamiento para este evento, alrededor de 202 °C y 1025 bar. El esquisto de mica y granate presenta salinidades y presiones mayores, lo que esta asociado al ambiente de la génesis del granate.

Los arreglos de génesis primaria en los clastos de cuarzo en las brechas de origen tectónico son similares, tanto en rangos de presiones, salinidades, densidades y temperaturas, a sus contrapartes de cuarzo de segregación, y sumado a que presentan texturas similares, se propone un origen común, es decir, la matriz de las brechas que intruyen al CEC y los ELC provienen, en parte, de las vetas de cuarzo del CMPC, lo que puede ayudar a reafirmar la relación entre las tres unidades. Los arreglos de origen secundario presentan menor salinidad y densidad que sus contrapartes primarias, por lo que, al estar asociados a fracturas dentro de cristales debido a eventos deformativos, estos ocurren a menor profundidad o mayor distancia de la fuente de fluidos primarios. Excepción es la muestra de esquisto de mica y granate, donde los arreglos primarios son menos salinos que los secundarios, debido, probablemente, a condiciones de deformación más cercana a fluidos salinos durante la deformación.

La salinidad de todas las muestras es elevada para fluidos asociados a rocas metamórficas, por lo que, en ausencia de rocas hipersalinas, se propone el aporte de agua marina, infiltrada, a través de fracturas, en la corteza oceánica subductada y luego liberada durante eventos sismogénicos. Por último, las temperaturas y presiones de los fluidos, las estructuras formadas en el dominio frágil y la textura de estas son concordantes con las condiciones de formación de pseudotaquilitas, lo que es propuesto para un estudio más acabado.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Generalidades y planteamiento del problema

A lo largo de la costa chilena se presentan complejos metamórficos en franjas de orientación norte-sur de edad paleozoica, que constituyen el basamento cristalino sobre el que se asientan las secuencias andinas cenozoicas y mesozoicas (Hervé *et al.*, 2007).

En el centro sur de Chile, entre los 32° y 42° lat. S, el Basamento Metamórfico se presenta como una franja continua y se ha caracterizado como un cinturón metamórfico pareado coincidente con la clasificación de Miyashiro (1961), constituido por una Serie Occidental, definida como una unidad metamórfica de alta presión y baja temperatura correspondiente a rocas acopladas producto de la acreción basal y una Serie Oriental, que muestra un metamorfismo de alta temperatura y baja presión producto de la acreción frontal, junto a distintos grados de metamorfismo de contacto producto de la intrusión en su flanco este del Batolito Costero (Aguirre *et al.*, 1972; Hervé, 1977; Willner, 2005). El contacto entre las series ha sido reconocido como una discontinuidad cortical, en su mayor parte asociada a contrastes litológicos (Kato, 1976; Hervé, 1977) que puede variar de transicional a tectónico (Davidson *et al.*, 1987; Richter *et al.*, 2007).

En el norte de Chile, a diferencia de lo que ocurre al sur, las rocas metamórficas se presentan de manera discontinua en afloramientos costeros y otras franjas en el interior, en el flanco occidental de la Cordillera de Costa. En un principio se agruparon estas rocas como un Basamento Cristalino por Aguirre (1967), para luego ser definidas como el Complejo Epimetamórfico Chañaral (Godoy y Lara, 1998), correspondientes a un conjunto de rocas metasedimentarias con intercalaciones de mármoles, metacherts y metabasaltos (Welkner *et al.*, 2006). Creixell *et al.* (2012) consideraron que esta definición no es representativa de la litología observada en el área de la carta Carrizallillo-El Tofo, por la abundancia de rocas recrystalizadas con evidencias de metamorfismo de alta presión, por lo que definieron en esta área el Complejo Metamórfico Punta de Choros. Finalmente, los Estrato del Llano de Chocolate (Welkner *et al.*, 2006) fueron definidos como una secuencia sedimentaria clástica y carbonatada marina con intercalaciones volcánicas.

Mientras que Navarro (2013) definió el Complejo Metamórfico Punta de Choros como una secuencia de alta presión correspondiente a la evolución de sedimentos acrecionados en posiciones basales, Alarcón (2015) complementó esta información al asociar el Complejo Epimetamórfico Chañaral a procesos acrecionarios frontales de menor presión, concluyendo que el prisma de acreción del Paleozoico superior representa una sección estructural continua, con un contacto gradual y transicional entre las unidades, producto del cambio paulatino entre procesos de acreción basal y frontal, agregando la caracterización de Creixell *et al.* (2012) de los Estratos del Llano de Chocolate como la representación de la sedimentación de una cuenca supracreacionaria, contemporánea a la deformación, por lo que estos estratos corresponderían a la continuación más somera y continental del prisma, presentando un grado de deformación menor (Creixell *et al.*, 2016).

La asociación de Navarro (2013) y Alarcón (2015) de los eventos de deformación a foliaciones permite diferenciar distintos procesos: el primer evento de deformación se relaciona a procesos de acreción frontal, mientras que el segundo evento se asocia a la acreción basal. También se reconoce un tercer evento tardío e incipiente, además de metamorfismo de contacto que formó y recrystalizó distintos minerales. Se identificaron facies de *mélange* en dos procesos, uno inicial de quiebre de estratos y *boudinage* en la parte inferior de la zona de acreción frontal por hidrofracturamiento y sobrepresión de fluidos, y un segundo evento de brechización por cizalle y deformación en el canal de subducción en la zona de acreción basal.

Alarcón (2015) reconoce que el papel de los fluidos durante en metamorfismo y exhumación es poco claro, ya que el flujo de fluidos en el prisma está impulsado principalmente por expulsión de fluidos de los sedimentos durante el metamorfismo progrado y la deshidratación por subducción de la placa oceánica (Breeding y Ague, 2002), mientras que Navarro (2013) reconoce procesos de exhumación complejos y propone un mecanismo de metamorfismo de alta presión con enfriamientos progresivos a medida que se deshidratan los sedimentos subductados. Como los eventos de deformación y las foliaciones asociadas incluyen liberación de fluidos, proceso evidenciado por abundantes venas de cuarzo de segregación presentes, en su mayor parte, en el Complejo Metamórfico Punta de Choros, se propone el estudio de inclusiones fluidas en estas venas para caracterizar los fluidos metamórficos asociados a las deformaciones, ya sean foliaciones o eventos de *mélange*, poder determinar posibles orígenes de estos fluidos y así

complementar los estudios y propuestas anteriores de procesos petrotectónicos producidos durante la depositación, enterramiento, deformación y metamorfismo del prisma de acreción del Carbonífero-Pérmico en el norte de Chile.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Caracterizar los fluidos metamórficos asociados a los eventos de deformación del prisma de acreción del Paleozoico superior alrededor de los 29° lat. S en el norte de Chile.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Identificar los eventos de deformación, facies y/o proceso de metamorfismo presentes en las litologías del área de estudio.
2. Estimar condiciones de temperatura, presión y salinidad de los fluidos que actuaron en cada evento de deformación.
3. Definir el posible origen de los fluidos que actuaron en cada evento de deformación
4. Complementar la evolución petrotectónica y los modos de acreción del prisma paleozoico.



1.3 Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, entre los 28°49' y 29°12' lat. S, abarcando la comuna de Freirina, provincia de Huasco, región de Atacama y la comuna de La Higuera, provincia de Elqui en la región de Coquimbo. Los afloramientos estudiados se encuentran en la costa, entre el poblado de Punta de Choros y caleta Leñadero; en el Llano Choros, al interior de la caleta Punta de Choros; y en la quebrada Honda, 20 km al norte del poblado de Carrizalillo (Figura 1.1). El área comprende la zona suroeste de la carta geológica Freirina-El Morado (Welkner *et al.*, 2006), y la zona norte y oeste de la carta geológica Carrizalillo-El Tofo (Creixell *et al.*, 2012).

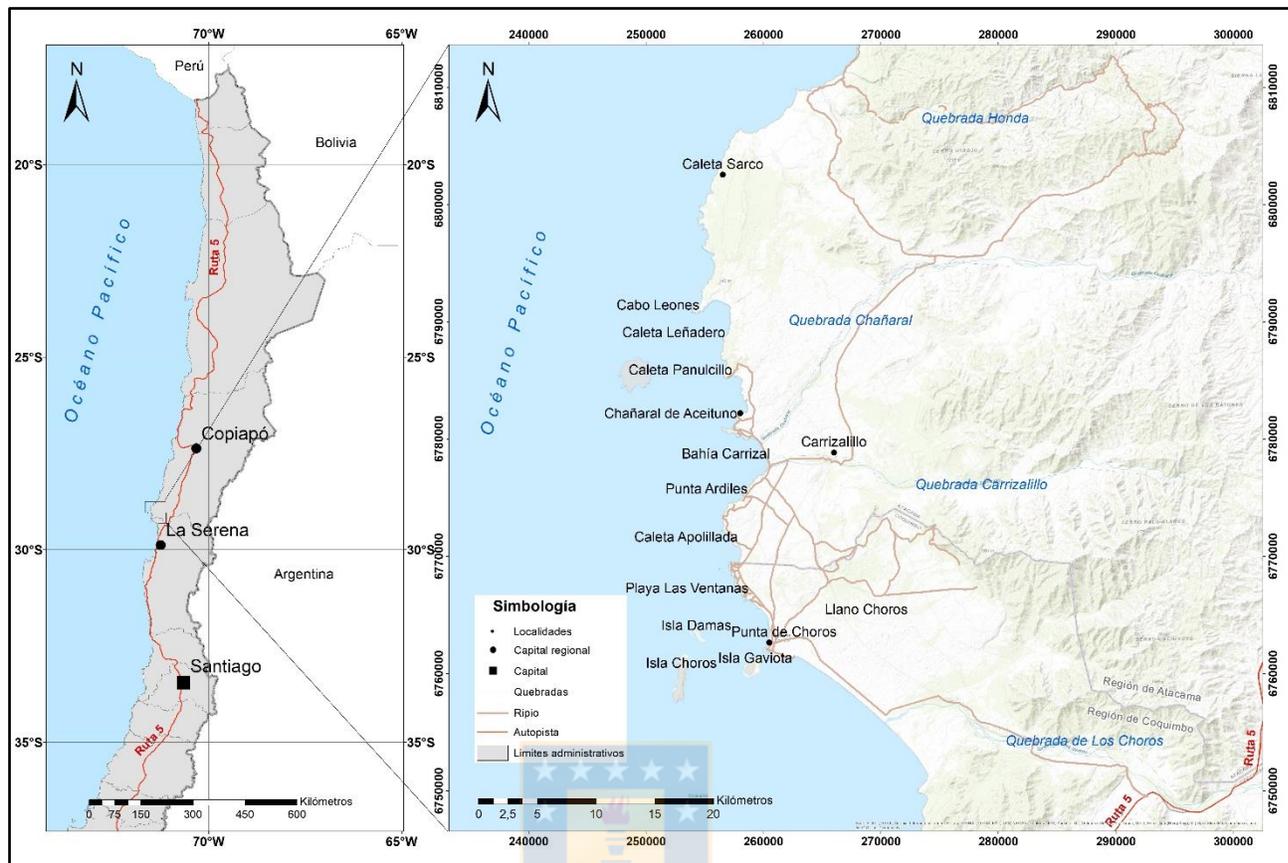


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio, accesos y principales localidades

El principal acceso a la zona es a través de la ruta D-110 hasta la caleta Punta de Choros, que empalma a 75 km al norte de la Serena con la Ruta 5 Norte, ambas rutas asfaltadas. El resto de las rutas son de ripio, tierra o son simples huellas. La ruta C-536, de 27 km de longitud, es la vía de acceso principal a los afloramientos costeros, que conecta la caleta Punta de Choros con Chañaral de Aceituno. El ingreso a los afloramientos en el Llano Choros se realiza desde Punta de Choros, 4 km hacia el noreste a través de la ruta C-120-D. Para el acceso a quebrada Honda, se debe seguir la ruta C-536 hasta empalmar en Carrizalillo (3 km al este de Chañaral de Aceituno) con la ruta asfaltada C-500 y seguirla hacia el norte por 43 km hasta El Hinojo, en la quebrada Chañaral, e ingresar a la quebrada Honda desde el sur por una huella minera.

1.4 Metodología de trabajo

1.4.1 Etapa de gabinete 1 y pre-terreno

La primera etapa de gabinete consistió en la recopilación de información bibliográfica de las unidades metamórficas del prisma de acreción del Paleozoico mediante cartas geológicas, memorias, trabajos anteriores en el área y publicaciones relacionadas. En la etapa de preterreno se planificó los puntos de interés para la salida a terreno, definiendo los lugares donde es posible encontrar muestras satisfactorias para el estudio de inclusiones fluidas considerando puntos visitados anteriormente en trabajos anteriores y áreas no mapeadas, atendiendo la posibilidad de acceder al área de forma segura.

1.4.2 Etapa de terreno

Se realizó una salida a terreno de 5 días a finales de julio de 2018 donde se visitaron 20 puntos (13 en la costa, 5 en Quebrada Honda y 2 en el Llano Choros) donde se estudió la litología presente, estructuras frágiles y dúctiles y relaciones con puntos anteriores, así como la extracción de muestras cuando fue posible y se consideró necesario para el estudio petrológico y de inclusiones fluidas, obteniendo un total de 17 muestras de las cuales 8 se encuentran orientadas.

1.4.3 Etapa de gabinete 2 y laboratorio de microscopía

En la segunda etapa de gabinete se agrupó la información petrológica y estructural en una tabla de datos con coordenadas, así como fotos georreferenciadas. Se seleccionaron las muestras de acuerdo a su importancia litológica y si presentaban las características necesarias para realizar secciones de lámina delgada. El principal criterio fue la presencia de vetas de cuarzo de segregación y secciones de litología con textura brechosa. A las muestras seleccionadas (10) se les realizaron cortes transparentes pulidos de 30 μm para su descripción petrográfica en lupas de refracción, donde se clasificaron las muestras, se asociaron las vetas observadas a ciertos eventos de deformación y estructura e identificaron inclusiones fluidas presentes en estas, así como su morfología, clasificación y distribución espacial, clasificándolas en zonas por muestra.

1.4.4 Laboratorio de microtermometría

Se seleccionaron 6 muestras, las cuales presentaban zonas con alta concentración de inclusiones fluidas con el tamaño mínimo para el estudio de microtermometría. Los cortes, de 30 mm de espesor, fueron pulidos y despegados de sus vidrios portaobjeto. El laboratorio de microtermometría del departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción posee

una platina de enfriamiento y calentamiento Linkam THMS600, un controlador de temperatura Linkam TP92 y una bomba de nitrógeno líquido LNP1 (Figura 1.2), los cuales fueron usados para calentar y enfriar las muestras.



Figura 1.2. Equipos del laboratorio de microtermometría del Departamento Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción. Platina de calentamiento y enfriamiento Linkam THMS600 (montada en el microscopio); controlador de temperatura Linkam TP92 (izquierda arriba); bomba de nitrógeno Linkam LNP1 (izquierda abajo).

1.5 Geomorfología y fisiografía

El área de estudio se encuentra en la zona de la planicie costera y/o fluvio marina y la Cordillera de la Costa (Figura 1.3), enmarcada en la región septentrional de las pampas desérticas y cordilleras prealtiplánicas, primera agrupación regional geomorfológica nacional, según la zonificación geomorfológica de Börgel (1983).

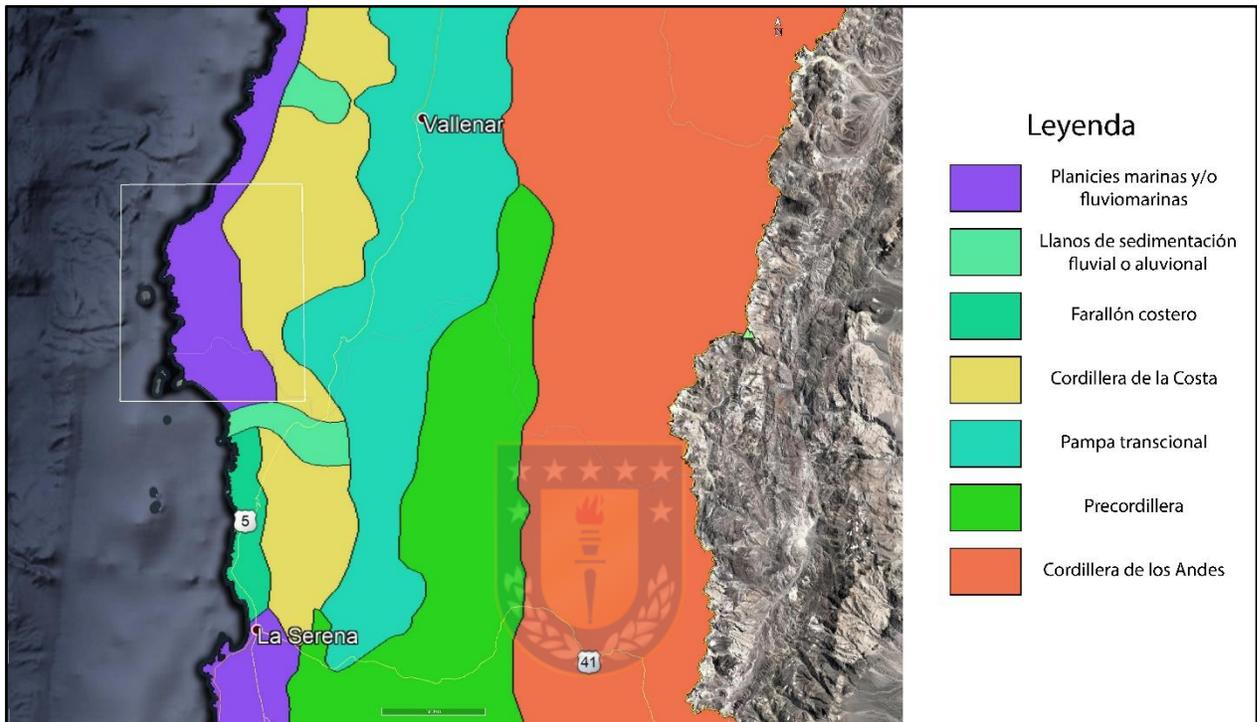


Figura 1.3. Zonificación geomorfológica del área de estudio. Modificado de Börgel (1983).

La Cordillera de la Costa presenta altitudes decrecientes de norte a sur, con valores entre los 1.784 m s.n.m del cerro Palo Blanco, al SSE de la quebrada Carrizalillo, hasta los 450 m s.n.m., y es atravesada por múltiples quebradas de orientación E-W y NE-SW como la quebrada Honda, Chañaral, Arena, El Morado, San Juan, Carrizalillo y Los Choros (Welkner *et al.*, 2006; Creixell *et al.*, 2012).

Por el contrario, las planicies litorales presentan un mayor desarrollo de norte a sur, con pendiente hacia el oeste y entre 1 a 20 km de ancho, cubiertas por sedimentos de origen litoral. Comprende los llanos Choros, Carrizalillo y Chañaral, con diferentes niveles de plataformas litorales y terrazas fluviales progresivamente más jóvenes a menor altura sobre el nivel de mar (Creixell *et al.*, 2012).

Los principales sistemas de drenajes corresponden a cursos intermitentes de orientación E-W, siendo la quebrada Los Choros la cuenca hidrográfica de mayor área, con afluentes de orientación NE-SW (quebradas Desvío Los Choros, Agua Grande), junto a las quebradas Chañaral y Carrizalillo (Creixell *et al.*, 2012).

En cuanto a su clima, Antonioletti *et al.* (1972) definió la faja costera entre Chañaral y quebrada Los Choros como zona del desierto costero con nubosidad abundante. En esta zona, la capa de aire en contacto con el mar frío adyacente a la costa es comprimido por el aire subsidente, seco y recalentado, con la consiguiente formación de estratocúmulos de algunos cientos de metros de espesor que cubren la zona litoral durante la noche y se repliegan hacia el mar durante el día, con un promedio de 102 días nublados al año y solo 44 días despejados. Así, en esta zona la humedad relativa media anual es de 74%, con precipitaciones extremadamente variables, con 12 mm de media anual (aunque puede variar entre 0,1 mm durante 5 años y 150 mm en solo un año). La temperatura es poco variable, con un promedio mensual entre 10°C y 20°C y una oscilación media diaria de solo 7,5°C.

Todo esto crea las condiciones para la existencia de una cubierta vegetal en asociación abierta, en la que dominan las plantas suculentas y de follaje fuertemente coriáceo, y donde las hierbas tienen una existencia efímera solo después de una lluvia (Antonioletti *et al.*, 1972).

1.6 Trabajos anteriores

Aguirre (1967) realiza el levantamiento geológico de la zona de Punta de Choros y las islas Choros y Damas, con la definición del Basamento Cristalino como rocas metamórficas preordovícicas o precámbricas, junto a una descripción de las terrazas marinas someras.

Moscoso (1979) define las Metamorfitas de la Costa en un levantamiento geológico entre la Cordillera de los Andes y la Cordillera de la Costa a la latitud de Domeyko.

Bell (1982) describe el *Mélange* de Chañaral, en una descripción de las rocas metamórficas y sedimentarias entre los 24° y 27° lat. S, con una asociación de la deformación de estas unidades a procesos de subducción durante el Paleozoico.

Moscoso et al. (1982), durante el levantamiento de la hoja Vallenar y parte del norte de La Serena, agregan turbiditas a la definición del basamento paleozoico.

Godoy (1985) analiza las deformaciones de la fase tectónica infraneocomiana en el basamento metamórfico a los 29° lat. S, junto con la división de esta unidad en una sección más antigua de esquistos y anfibolitas, y otra más reciente de turbiditas de antearco.

Bell (1987) explica el origen del *Mélange* de Chañaral, con dos posibles etapas, una sinsedimentaria y otra deformacional.

Godoy y Lara (1998) realizan el levantamiento de la hoja Chañaral y Diego de Almagro y redefinen el basamento metamórfico de la zona como el Complejo Epimetamórfico Chañaral, con una edad devónica-carbonífera.

Godoy y Welkner (2003) realizan una evaluación de las rocas metamórficas del Norte Chico entre los 25° y 28°40' lat. S y establecen una diferencia entre las rocas al norte del río Huasco con sedimentos turbidíticos que sobreyacen al prisma de acreción pre-Devónico, a las del sur, donde se yuxtaponen metaturbiditas y lonjas tectónicas de esquistos portadores de la corteza continental.

Welkner et al. (2006) realizan el levantamiento geológico de la hoja Freirina-El Morado. Definen los Estratos del Llano de Chocolate como una secuencia de edad pérmica, así como al Complejo Epimetamórfico Chañaral con una edad devónica-carbonífera.

Bahlburg et al. (2010) obtienen edades máximas de sedimentación de metareniscas de 294 Ma para los Estratos Huasco, parte del Complejo Epimetamórfico Chañaral.

Álvarez et al. (2011) obtuvieron edades máximas de depositación en las mismas metareniscas del Complejo Metamórfico Huasco de 342 Ma.

Creixell et al. (2012) realizan el levantamiento geológico de la hoja Carrizalillo-El Tofo y definen las rocas con mayor grado de metamorfismo del Complejo Epimetamórfico Chañaral como el Complejo Metamórfico Punta de Choros. También describen los Estratos del Llano de Chocolate como una cuenca supracrecionaria contemporánea al prisma de acreción paleozoico.

Navarro (2013) realiza un mapeo en detalle del Complejo Metamórfico Punta de Choros, así como la descripción de tres eventos deformativos, y las condiciones de temperatura y presión de estos a sedimentos del prisma de acreción basal, con una edad máxima de depositación de 335 Ma.

Vallejos (2014) realizó un mapeo de la Formación Canto del Agua en la región de Atacama, donde diferenció el sector sur de dicha formación del sector norte, asignando a esta secuencia una edad carbonífera-pérmica en un ambiente de depositación deltaico.

Alarcón (2015) realiza un estudio de las condiciones de metamorfismo y deformación de todo el prisma acrecionario entre los 28° y 29° lat. S, asociando el Complejo Epimetamórfico Chañaral a procesos acreccionarios frontales y la asociación del metamorfismo de los Estratos del Llano de Chocolate en la anquizona a epizona a través de datos de cristalinidad de illita junto con la redefinición de zonas mapeadas de la formación Canto del Agua como Estratos del Llano de Chocolate.

Creixell *et al.* (2016) estudian la geodinámica de prisma de acreción entre los 28°30' y 29°30' lat. S, con la asociación de los Estratos del Llano de Chocolate a depósitos de una cuenca de antearco con un metamorfismo contemporáneo al resto del prisma, redefiniciones de edades de las unidades de este y un modelo de deformación tectónica completo del arco del Carbonífero-Pérmico.



1.7 Agradecimientos

A la Dra. Verónica Oliveros Clavijo, destacada investigadora y docente a nivel nacional e internacional que me dio la oportunidad de poder realizar una memoria de título bajo su guía y supervisión, además de estar años bajo su tutela como alumno, ayudante y memorista, aprendiendo tanto en lo académico como en la ética profesional. También, a través de ella, fue posible realizar esta memoria de título con el financiamiento de la Vicerrectoría de Investigación y Desarrollo de la Universidad de Concepción con el Proyecto Enlaces 218.040.25-01 y el sistema de financiamiento de memorias del departamento Ciencias de la Tierra, de la que ella fue impulsora y evaluadora.

A mi familia, mi madre Jessica, mi padre Yahier, mis hermanos Sebastián e Isidora, mis abuelos Exequiel y Celinda, tíos Verónica y Rodrigo, y a mi pareja de vida, Andrés, los que considero mi apoyo fundamental.

A los académicos (Dr. Rajabpour, Dr. Moncada, Dr. Figueroa), funcionarios (Carolina, María Esperanza, Pedro, Carlos, Luis, Iván) y compañeras del departamento Ciencias de la Tierra (es especial Leslie, compañera de terreno como de tema de memoria), quienes me prestaron su apoyo de la mejor manera, tanto en lo humano como lo profesional.

Y a mis amigos, tanto a mis futuros colegas (Silvana, Camila, Catalina, Valeria, Danitza, Yael, Jhonny, Belén, Elizabeth, Francisca) como a mis amigos de la vida (Vania, Eduardo, Paulina, Francisca).

2. MARCO GEOLÓGICO Y GEOTECTÓNICO

2.1 Marco Geológico

La geología del área de estudio se encuadra en la costa de las regiones de Atacama y Coquimbo, entre los 28°49' y 29°12' lat. S, con afloramientos en dirección NE-SW en concordancia de las estructuras geomorfológicas (Figura 2.1).

El basamento está constituido por rocas metamórficas devónico-pérmicas que afloran de forma discontinua a lo largo de la costa. Hacia el este y sobre estas rocas, se disponen secuencias sedimentarias, volcánicas y volcanosedimentarias mesozoicas, junto a cuerpo intrusivos de dimensiones métricas a batolíticas que componen la cordillera de la Costa. Los sedimentos cenozoicos se disponen sobre ambas secuencias y se concentran en los llanos entre las estribaciones occidentales de la cordillera y la línea costera, con un mayor desarrollo en las terrazas pleistocenas y en las quebradas de orientación E-W que cortan todo el relieve.

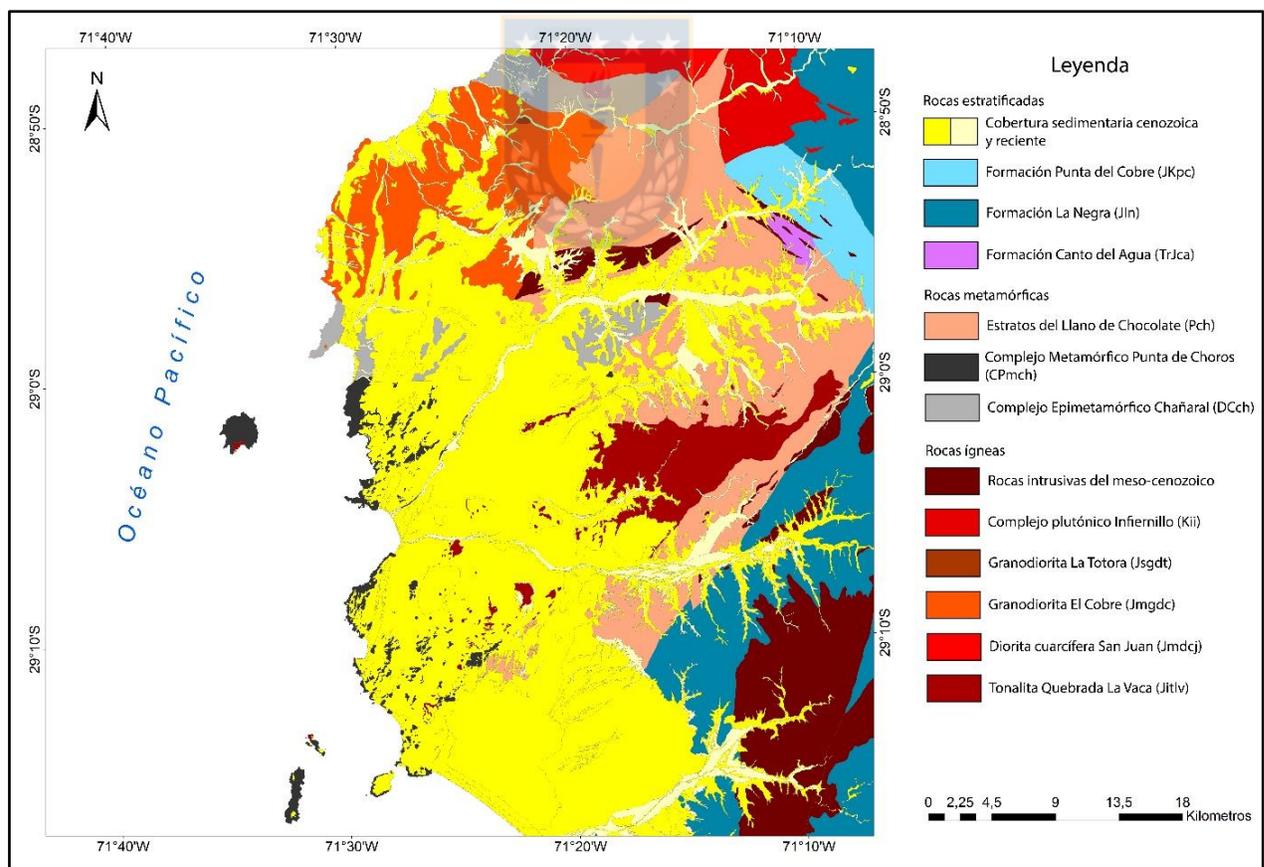


Figura 2.1 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de Welkner *et al.* (2006); Alarcón (2015); Creixell *et al.* (2016).

2.1.1 Rocas estratificadas y metamórficas

2.1.1.1 Paleozoico

A. Complejo Epimetamórfico Chañaral (Devónico-Carbonífero inferior)

En un principio se agruparon estas rocas como un Basamento Cristalino por Aguirre (1967), un concepto más bien amplio, para luego ser definidas como el *Mélange* de Chañaral (Bell, 1982) o Metamorfitas de la Costa (Moscoso *et al.*, 1982). Finalmente, Godoy y Lara (1998) definieron el Complejo Epimetamórfico Chañaral como un conjunto de rocas metasedimentarias con facies de *mélange* e intercalaciones de mármoles, metacherts y metabasaltos almohadillados con un grado de metamorfismo bajo a muy bajo, expuestas entre Chañaral y Punta de Choros (Figura 2.2). Álvarez *et al.* (2011) identifican las rocas entre los 28° y 29° lat. S como el Complejo Metamórfico Huasco, mientras que Creixell *et al.* (2012) separan las rocas de más alto grado de metamorfismo al sur de los 29° lat. S como el Complejo Metamórfico Punta de Choros.

Constituyen el basamento de los Estratos del Llano de Chocolate y de la Formación Canto del Agua (Moscoso *et al.*, 1982) y subyace a esta última unidad a través de una discordancia angular. Está intruido por las rocas ígneas triásicas-cretácicas del Complejo Plutónico Carrizal Bajo, Monzodiorita La Arena, Granodiorita La Totorá, Complejo Plutónico Infiernillo, Diorita Cuarcífera San Juan y Granodiorita El Cobre (Welkner *et al.*, 2006).

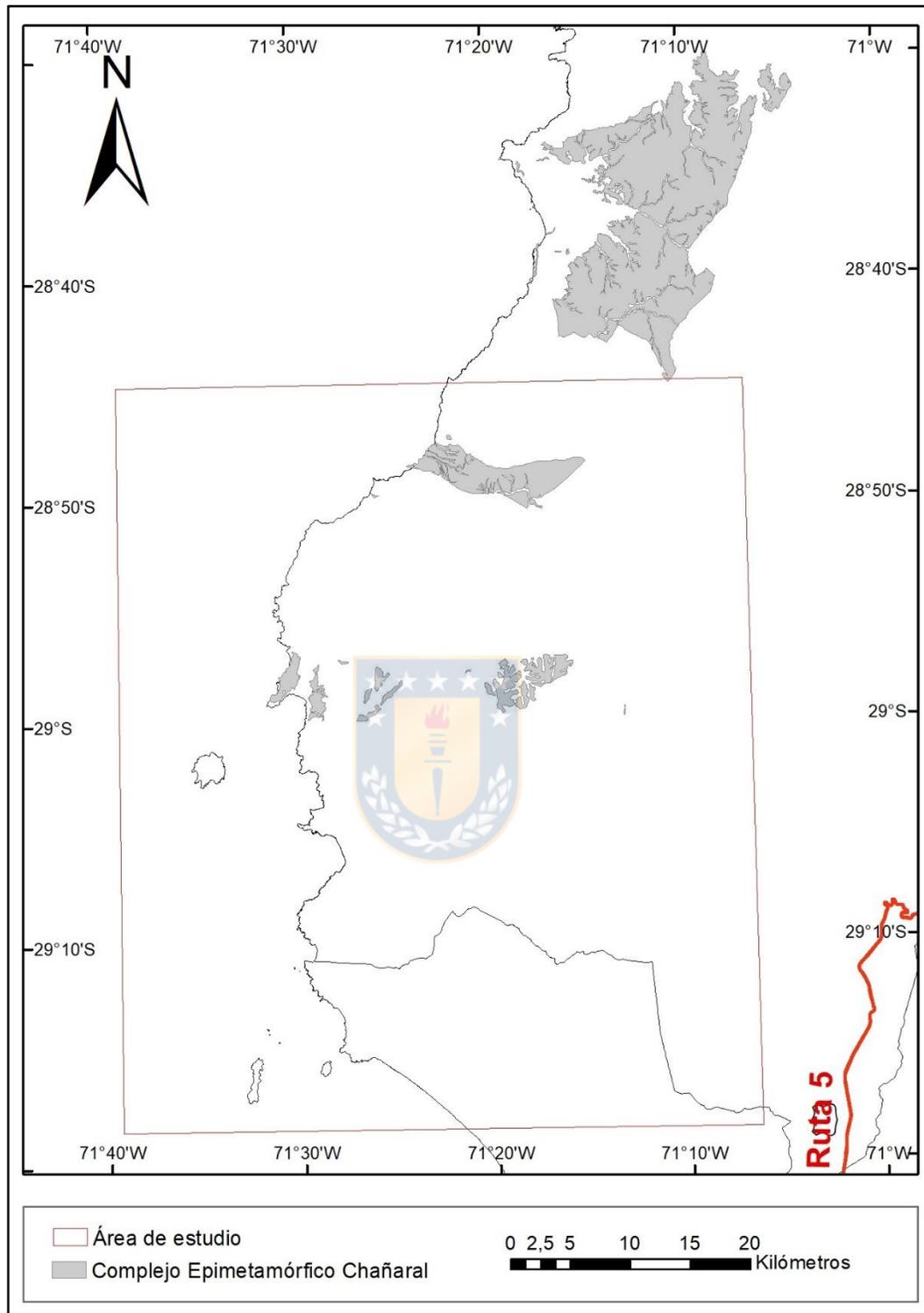


Figura 2.2. Afloramiento del Complejo Epimetamórfico Chañaral entre los 28°40' y 29°20' lat. S en la costa entre las regiones de Atacama y Coquimbo. Modificado de Welkner *et al.* (2006); Alarcón (2015); Creixell *et al.* (2016).

Predominan las metaturbiditas (metapelitas y metaareniscas). Metapelitas, filitas y micaesquitos presentan porfidoblastos de andalucita, cordierita y biotita, mientras que las metaarenitas presentan una mineralogía similar a las metapelitas pero con mayor cuarzo modal, sin porfidoblastos y de grano fino y homogéneo, aunque en ciertos sectores se reconocen facies de *mélange* de aspecto caótico y brechoso, con clastos de metaarenisca en una matriz pelítica, altamente deformados y algunos abudizados (Welkner *et al.*, 2006; Alarcón, 2015). También se exponen metabasitas, representadas por anfibolitas de grano fino, bandeadas y foliadas, localmente microabudinadas de grano grueso y esquistos verdes de albita e incluso un pequeño afloramiento de tremolita asbestiforme proveniente de un protolito ultramáfico (Godoy y Welkner, 2003; Welkner *et al.*, 2006). En ciertos sectores de la costa afloran bandas calcosilicatadas de wollastonita y clinopiroxeno, entre otros, mientras que se encuentran mármoles intercalados solo con metabasitas. Asociados a los intrusivos, y producto de metamorfismo de contacto de grado medio a alto, se ha reconocido corindón, espinela, fibrolita, andalucita y cordierita (Godoy, 1985; Alarcón, 2015).

Welkner *et al.* (2006) le asignan una edad devónica-carbonífera en base a la continuidad de rocas similares a la latitud de Chañaral y la presencia de *Lophoctenium comosum* (Miller, 1970), conodontes *Gnathodus* sp. (Bahlburg *et al.*, 1986), espiriféridos y briozoos (Bell, 1987), mientras Alarcón (2015) y Creixell *et al.* (2016) asociaron el Complejo Epimetamórfico Chañaral a procesos acrecionarios frontales de menor presión, donde Bahlburg *et al.* (2010) y Willner *et al.* (2012), en base a dataciones de U-Pb en circones detríticos, le asignan una edad máxima de depositación entre los 294-346 Ma e indican que la acreción frontal fue anterior a la acreción basal, alrededor de los 310 Ma.

B. Complejo Metamórfico Punta de Choros (Carbonífero-Pérmico)

Definida por Creixell *et al.* (2012) y detallada por Navarro (2013) y Alarcón (2015), El Complejo Metamórfico Punta de Choros corresponde un complejo de esquistos micáceos con intercalaciones de esquistos verdes y anfibolitas, en continuidad espacial con el Complejo Epimetamórfico Chañaral, diferenciándose de este por el predominio de rocas altamente recrystalizadas, como esquistos de mica y granate y anfibolitas, con evidencias de metamorfismo de alta presión, aflorando de manera discontinua y aislada en la costa entre Chañaral de Aceituno y Punta de Choros (Figura 2.3), constituyendo la mayor parte de los afloramientos de las islas Gaviota, Choros, Damas y Chañaral (Aguirre, 1967). Se encuentra intruido por la Tonalita Quebrada La Vaca y enjambres de diques máficos.

Se ha dividido en cuatro subunidades: (1) esquistos micáceos con porfiroblastos de granate pretectónicos atravesados con diques afaníticos diabásicos, y facies de *mélange* locales entre los esquistos y metapelitas subordinadas, con sectores abudinos (Alarcón, 2015); (2) esquistos verdes y anfibolitas de granate con intercalaciones menores de rocas calcosilicatadas y *boudines* gnésicos (Navarro, 2013); (3) metaturbiditas (intercalaciones rítmicas de metareniscas y filitas) intruidas por diques máficos, altamente deformadas; y (4) esquistos y pizarras de grano fino con foliación penetrativa de alto ángulo y pliegues apretados y tipo *chevron* asociados a la Zona de Cizalle Apollillado (Creixell *et al.*, 2012).

En cuanto a su edad, se han realizado mediciones de U-Pb en circones detríticos, con edades máximas de sedimentación de 334 ± 6 Ma (Navarro, 2013). Se ha asociado el Complejo Metamórfico Punta de Choros a procesos de acreción basal (Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016) y se ha datado el comienzo de la exhumación entre los 319-263 Ma, extendiéndose incluso hasta los 242 Ma (Willner *et al.*, 2012). También se han realizado mediciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola (proveniente de anfibolita) con una edad de $319,0 \pm 1,4$ Ma, reinterpretada por Creixell *et al.* (2016) como posterior al *peak* del metamorfismo de alta presión en un enfriamiento isobárico, así como edades por el mismo método en mica blanca (en micaesquistos) de $279,5 \pm 2,2$, que es interpretado como una edad mínima del metamorfismo para el evento principal, y edades de $260,7 \pm 0,6$ y $263,0 \pm 15,0$ Ma que pueden indicar un enfriamiento posterior del complejo asociado a los fluidos en circulación en la cuña (Creixell *et al.*, 2016).

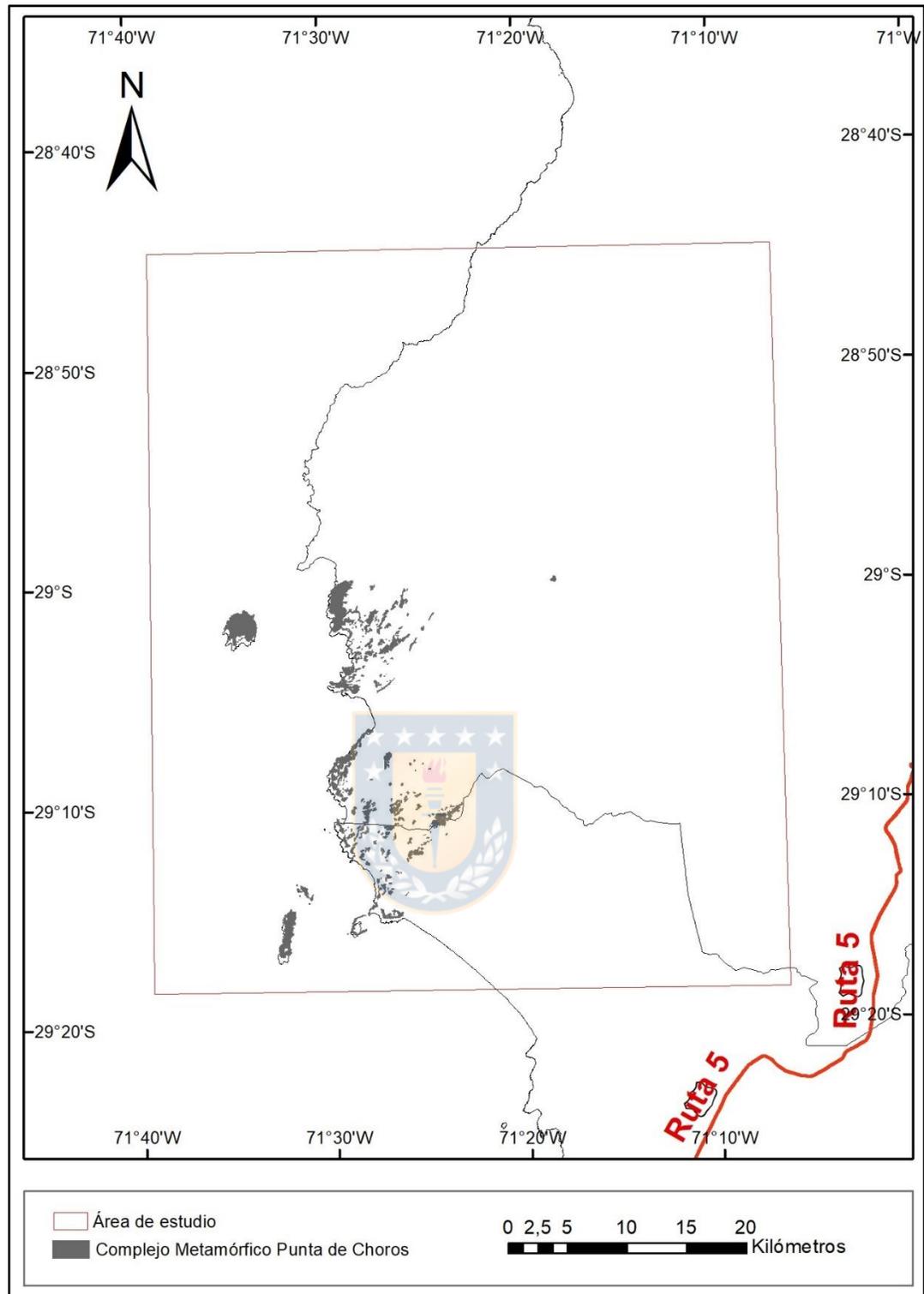


Figura 2.3. Afloramiento del Complejo Metamórfico Punta de Choros entre los 28°40' y 29°20' lat. S, en la costa entre las regiones de Atacama y Coquimbo. Modificado de Welkner *et al.* (2006); Alarcón (2015); Creixell *et al.* (2016).

C. Estratos del Llano de Chocolate (Pérmico)

Definidas por Welkner *et al.* (2006) como una secuencia clástica y carbonatada marina en parte fosilífera con secuencias volcánicas, Vallejos (2014), Alarcón (2015) y Creixell *et al.* (2016) incorporaron a la unidad conglomerados y rocas volcánicas deformadas con un grado de metamorfismo bajo a muy bajo (entre la epizona y la anquizona). Infrayace en discordancia erosiva a la Formación Canto del Agua. Aflorando en la estribaciones occidentales de la Cordillera de la Costa y en bloques aislados en los llanos próximos (Figura 2.4), alcanza los 25 m de potencia y se presenta como una sucesión granocreciente de lutitas, limolitas, secuencias turbidíticas, areniscas calcáreas finas a medias, areniscas conglomerádicas, conglomerados foliados y brechas con clastos de origen metamórfico, volcánico e intrusivo. Con grados de deformación variable, se encuentran incluso metareniscas y metaconglomerados cercanos a las unidades metamórficas de la zona.

Creixell *et al.* (2016) realiza mediciones de U-Pb en circones detríticos que indican edades máximas de sedimentación en areniscas de $272,9 \pm 5,8$ Ma en Quebrada Chañaral y $292,1 \pm 5,6$ Ma en Quebrada Honda y en litoarenita de $291,7 \pm 2,8$ Ma, por lo que la depositación es contemporánea al metamorfismo del prisma de acreción, con aportes volcánicos del arco durante el Carbonífero Superior.

Welkner *et al.* (2006) identifican la unidad como una cuenca marina de plataforma continental, pero la incorporación de nuevas litologías, el análisis cristalinidad de illita de Alarcón (2015) y datos de Creixell *et al.* (2016) los llevan a relacionar la secuencia como un sistema deltaico en una cuenca de antearco o retro-cuña.

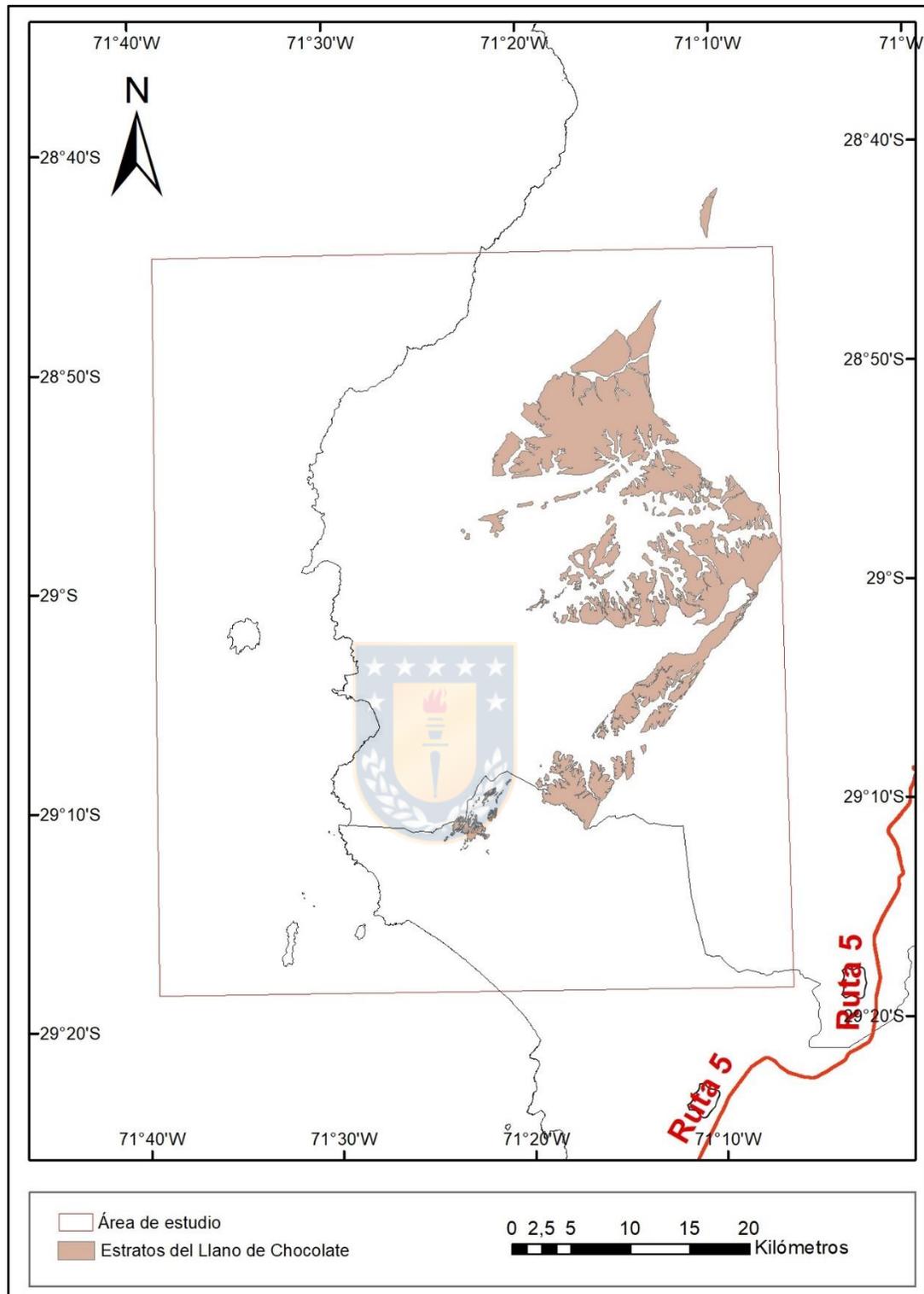


Figura 2.4. Afloramiento de los Estratos del Llano de Chocolate entre los 28°40' y 29°20' lat. S, en la costa entre las regiones de Atacama y Coquimbo. Modificado de Welkner *et al.* (2006); Alarcón (2015); Creixell *et al.* (2016).

2.1.1.2 Triásico

A. Formación Canto del Agua (Triásico Superior-Jurásico)

Definida por Moscoso *et al.* (1982), se compone por areniscas cuarzo-feldespáticas finas a medias con intercalaciones de lutitas, alternancia de areniscas finas, ricas en cuarzo, con lutitas grises y una alternancia de lutitas grises y negras fisibles, con intercalaciones de limolitas rojas con escasos fósiles (Creixell *et al.*, 2012), que afloran en las estribaciones occidentales de la Cordillera de la Costa a unos 8 km al SSW de la localidad de Canto del Agua, región de Atacama, mientras que en la zona de estudio solo aflora al este de la quebrada Chañaral por la reasignación de la secuencia basal a los Estratos del Llano de Chocolate. No se observa un contacto claro, transiciones o cambios estructurales significativos entre estas últimas unidades (Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016). Hacia el norte infrayace en discordancia angular y erosiva a la formación la Negra. Creixell *et al.* (2012) interpretan la secuencia como una retrogradación generalizada de la cuenca hacia depósitos marinos de tipo turbiditas distales.

2.1.1.3 Jurásico

A. Formación La Negra (Pliensbachiano-Jurásico Superior)

Corresponde a una secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de rocas volcanoclásticas y lentes calcáreas que en la zona sobreyacen en discordancia angular y erosiva a la secuencia de la Formación Canto del Agua. Representan el desarrollo de un arco volcánico continental con influencia marina (depósitos lagunares) contemporáneo al volcanismo (Welkner *et al.*, 2006).

B. Formación Punta del Cobre (Jurásico Superior-Valanginiano)

Secuencia de lavas andesíticas con *pillows*, brechas, domos dacíticos, areniscas y lutitas que sobreyacen en concordancia a la Formación La Negra y con relación a techo no expuesta en el área de estudio. De ambiente marino somero a continental con acumulación de productos volcánicos subaéreos de composición intermedia a ácida (Welkner *et al.*, 2006).

2.1.1.4 Cobertura sedimentaria post-cretácica

Compuesta principalmente por sedimentos clásticos marino-litorales pliocenos, depósitos no consolidados de remoción en masa, litorales y eólicos y limos, arenas y gravas que cubren terrazas de abrasión marinas y zonas litorales pleistocenas-holocenas al sur del área de estudio.

2.1.2 Rocas intrusivas

2.1.2.1 Jurásico

A. Tonalita Quebrada La Vaca (193-191 Ma)

Nombrada originalmente como Diorita cuarcífera La Vaca (Welkner *et al.*, 2006), esta compuesta por tonalitas de biotita y anfíbola y en menor proporción granodioritas de biotita y anfíbola, ambas con enclaves máficos métricos. Aflora en los llanos Carrizalillo y Chañaral e intruye al Complejo Metamórfico Punta de Choros en la costa (caleta Apolillada) y en la isla Damas, al igual que a los Estratos del Llano de Chocolate en el llano Choros. Datada por U-Pb en circón, este cuerpo intrusivo forma parte de una cadena discontinua de intrusiones del Jurásico Inferior expuestos en la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Creixell *et al.*, 2012).

B. Diorita cuarcífera San Juan (c. 174 Ma)

Definida por Welkner *et al.* (2006), se compone principalmente por dioritas cuarcíferas de anfíbola y biotita que pueden variar a dioritas de anfíbola y piroxeno y monzodioritas cuarcíferas de anfíbola y biotita, aunque se exponen alteradas con reemplazo de máficos por clorita y/o actinolita y argilización de feldespatos. Intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral y Estratos del Llano de Chocolate de manera discordante a la foliación y se presenta al norte de los afloramientos de quebrada Honda. Solo una muestra pudo ser datada por K-Ar en biotita en 174±4 Ma.

C. Granodiorita El Cobre (168-166 Ma)

Cuerpo plutónico compuesto por granodioritas y tonalitas de biotita y anfíbola con abundantes enclaves monzodioríticos cuarcíferos, fue definida por Welkner *et al.* (2006), intruyendo al Complejo Epimetamórfico Chañaral y los Estratos del Llano de Chocolate, aflora en la ladera sur de quebrada Honda. Datada por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola con edades de 167,9±1,6 Ma y 165,6±1,6 Ma (edades *plateau*), el plutón correspondería a un cuerpo tabular con piso y techo planos.

D. Granodiorita La Totorá (152-151 Ma)

Definida por Welkner *et al.* (2006), petrográficamente el plutón esta compuesto por granodioritas de biotita y anfíbola y monzogranitos de anfíbola y biotita subordinados, intruyendo a la Granodiorita el Cobre y a la Diorita cuarcífera San Juan en afloramientos aislados al norte y

sur de quebrada Honda, con dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíbola con edades entre $151,3\pm 1,4$ Ma y $151,6\pm 1,8$ Ma.

2.1.2.2 Cretácico

A. Complejo Plutónico Infiernillo (131-129 Ma)

Definido por Arévalo y Welkner (2008), corresponde a un gran cuerpo plutónico compuesto por granodioritas, tonalitas y escasas monzodioritas cuarcíferas, que afloran al noreste de quebrada Honda, intruyendo a la Diorita Cuarcífera San Juan y a los Estratos del Llano de Chocolate, con una franja de milonitas y migmatitas en contacto con ambas unidades. Datada por U-Pb en circón con edades de $131,4\pm 0,2$ Ma y $128,9\pm 0,2$ Ma.

2.2 Marco Geotectónico

Durante el Paleozoico, diversos terrenos alóctonos se acrecionaron al margen occidental de Gondwana de acuerdo al modelo de Ramos (1994). En la latitud del área de estudio (28° - 29° S), durante el Silúrico y luego de la acreción del terreno de Cuyania, el margen continental estaba ubicado geográficamente en las actuales Sierras Pampeanas. Durante el Devónico superior-Carbonífero inferior, el margen continental estaba dominado por un régimen de sedimentación pasiva, con la presencia de rocas sedimentarias clásticas y turbiditas (Bahlburg y Hervé, 1977), hasta el comienzo de la subducción de una placa oceánica bajo Gondwana durante el Mississippiano (Bahlburg *et al.*, 2010; Hervé *et al.*, 2014; Mpodozis y Kay, 1992), la cual formó un prisma de acreción, el cual es el protolito del Complejo Epimetamórfico Chañaral, el Complejo Metamórfico Punta de Choros y los Estratos del Llano de Chocolate.

Durante el **Ciclo Gondwánico** (Devónico superior-Pérmico inferior) el magmatismo, luego del emplazamiento de plutones mississippianos anorogénicos, produjo un engrosamiento de la corteza (Deckart *et al.*, 2014; Hervé *et al.*, 2014; Oliveros *et al.*, 2020). Durante el Pérmico inferior ocurrió el evento de deformación de la fase compresiva San Rafael, asociado a una subducción plana resultado de la deformación diacrónica de un *fold-and-thrust belt* (Rapalini y Astini, 2005), que deformó los batolitos y secuencias sedimentarias marinas y continentales de la Cordillera Frontal, así como también exhumó la raíz del arco al norte de la Cordillera Domeyko (Tommlison *et al.*, 2012, Oliveros *et al.*, 2020).

Caracterizado primero por un magmatismo ácido de gran volumen, el **Ciclo Pre-Andino** (Pérmico superior-Jurásico Inferior) fue producto del *roll-back* de la placa oceánica, que produjo una pérdida de material litosférico, ya sea por un hundimiento de la litósfera inferior o por erosión termal, lo que dio paso a cuencas extensionales triásicas por el avance de *roll-back* (Vásquez *et al.*, 2011, Coloma *et al.*, 2017; González *et al.*, 2018; Espinoza *et al.*, 2019; Oliveros *et al.*, 2020).

Durante el **Ciclo Andino** (Jurásico Inferior-Reciente), se produjo un periodo extensional inicial entre el Jurásico Inferior y el Cretácico Superior, con el arco volcánico ubicado sobre el prisma de acreción metamorfozido anteriormente y las cuencas de trasarco hacia el este (Charrier *et al.*, 2007). La etapa compresiva comienza en el Cretácico Superior al cambiar el régimen de subducción y la configuración del arco volcánico del tipo mariana al tipo chileno, con una continua migración del arco hacia el este con la ausencia de cuencas de trasarco. Durante el Mioceno superior, producto de la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Ramos y Folguera, 2000), se produjo una zona de *flat slab* entre los 27°-33° lat S. (Mpodozis y Ramos, 1989) caracterizada por el cese la actividad magmática y la ausencia de una depresión central, con la consiguiente exposición de unidades permo-triásicas en la zona de la Cordillera Frontal.

2.3 Inclusiones fluidas

Los fluidos juegan un rol crítico en la evolución geoquímica y geodinámica de la corteza, evidenciado desde tiempos antiguos. Las inclusiones fluidas, definidas como cavidades microscópicas rellenas de sustancias que se forman durante el crecimiento de los minerales o posterior a ellos en fracturas de estructura cristalina (Roedder, 1984) son conocidas desde la antigüedad como imperfecciones en los cristales translúcidos o levemente coloreados, pero ya en el s. XIX fueron citadas como evidencias de orígenes hidrotermales en los depósitos de mena, hasta que Sorby (1858) realizó el primer estudio sistemático de estas para obtener información y describir las condiciones de crecimiento de distintos minerales. Aunque en un principio se cuestionó la validez de su uso, en la década de los '70 se pudo confirmar su utilidad en el transporte de masa y energía, la constatación que el material atrapado es parte del medio acuoso en el que se formó el mineral y, a la par del desarrollo de nuevas técnicas analíticas, se estableció una base teórica firme en un amplio tipo de rocas, integrándolo en los nuevos conocimientos petrológicos y geoquímicos de finales de siglo (Roedder, 1984; Bodnar, 2007; Yardley y Bodnar, 2014).

El estudio de inclusiones fluidas se basa en tres hipótesis fundamentales establecidas por Roedder (1984):

1. Las inclusiones fluidas atrapan una fase homogénea en su origen.
2. Posterior al atrapamiento, no hay intercambio de masa con el medio cristalino.
3. El volumen de la inclusión permanece constante.

En base a estos principios, se han propuesto modelos de las condiciones de atrapamiento a partir de distintas composiciones y parámetros. También se han definido arreglos de inclusiones fluidas (FIA, *fluid inclusions assemblages*) los cuales son grupos de inclusiones que fueron atrapadas de manera contemporánea y definen diferentes etapas de la evolución del sistema, siendo posible asignarles una temporalidad genética (Roedder, 1984; Goldstein y Reynolds, 1994; Goldstein, 2003):

1. Arreglos de temporalidad primaria, formados durante el crecimiento del cristal, conteniendo el fluido que lo formó. Intragranulares, se presentan en planos paralelos a las caras del cristal o en *clusters* aislados.

2. Arreglos de temporalidad secundaria, formados con posterioridad a la formación del mineral. Asociados comúnmente a fracturas, contienen fluidos del proceso de solución y recristalización. Transgranulares.
3. Arreglos de temporalidad pseudosecundaria, donde no es clara su génesis, ya que son formados por fracturas del cristal, pero no traspasan los límites del cristal (intragranulares).

Luego del atrapamiento, es posible obtener las características de los fluidos a través de tres parámetros medidos a través de equipos de microtermometría (Bodnar *et al.*, 1985; Goldstein y Reynolds, 1994):

1. Temperatura del punto eutéctico, momento en el que el contenido sólido de una inclusión fluida que ha sufrido enfriamiento hasta el punto de congelación comienza a fundirse, relacionado a la composición de la inclusión.
2. Temperatura del fundido del último hielo, donde desaparecen los cristales de hielo, relacionado a la salinidad.
3. Temperatura de homogenización, la que, al calentar una inclusión fluida, se homogeniza el fluido a la fase en mayor proporción en un ambiente isocórico, relacionado a la densidad.

2.3.1 Fluidos en rocas metamórficas

En el caso de los fluidos que afectan a las rocas metamórficas, actualmente no hay una distinción clara entre estos fluidos en metamorfismo prógrado de bajo PT y los que afectan a rocas sedimentarias, ya que hay una evolución continua desde las cuencas de sedimentación hasta un metamorfismo de alto grado (Yardley y Bodnar, 2014). La gran diferencia entre ellos es la presión: a medida que aumenta la profundidad, se produce deformación tectónica y, a su vez, nuevos fluidos por compresión litostática y reacciones metamórficas. Si la presión del fluido es mucho mayor que la presión litostática, esta causará una respuesta elástica a través del hidrofracturamiento y la generación de venas (Yardley, 1986; Hanson, 1992; Van Noten *et al.*, 2011).

Durante el enterramiento superficial, los fluidos son producidos por reacciones diagenéticas y expulsión de fluidos connatos durante la compactación, aunque fluidos externos pueden entrar en el sistema (Moore, 1981). Cuando aumenta la presión y/o temperatura en condiciones de metamorfismo prógrado, los fluidos son producidos por desvolatilización de minerales hidratados (Walther y Orville, 1982; Connolly, 1997). Finalmente, cuando ocurre la exhumación, son los fluidos meteóricos los que se infiltran e influyen en los procesos de metamorfismo retrógrado (Fyfe *et al.*, 1978; Anderson *et al.*, 2004). Mas allá, las rocas metamórficas que constituyen el basamento cristalino son bastante impermeables, por lo que cualquier fractura producida es rellenada por fluidos. Luego de la compactación y liberación de fluidos connatos, las fracturas de temporalidad tardía son rellenadas por fluidos bajo nuevas condiciones de P-T, con una alteración retrógrada alrededor de estas fracturas, ya que son bastante reactivas (Möller *et al.*, 1997).

Así, las inclusiones fluidas pueden ser usadas como trazadores de P-T en diferentes tipos de rocas metamórficas, ya sea de facies granulita (Touret, 1981), eclogitas y facie de esquistos azules (Winslow *et al.*, 1994; Sachan *et al.*, 2017), facies de esquistos verdes e incluso gneises (Diamond y Tarantola, 2015). En filitas con asociación mineral de cuarzo-clorita, muscovita-albita, se han encontrado temperaturas de formación de venas sobre 400° C y de 350°C en asociación a biotita (Cantarero *et al.*, 2018), lo que indica que no solo el grado de metamorfismo es indicador de condiciones de P-T, sino que también las asociaciones minerales. Pueden obtenerse condiciones de exhumación, como las reportadas por Glodny *et al.* (2008) al estudiar inclusiones fluidas en venas de cuarzo del Cinturón Metamórfico pareado del sur de Chile en las cercanías a la Zona de Falla Lanalhue.

2.3.2 Composición de fluidos metamórficos

En general los fluidos metamórficos están dominados por una combinación de H₂O y CO₂, composición que va variando a medida que progresa el metamorfismo (Greenwood, 1962; Kerrich, 1976). En general ambos componentes son completamente miscibles en grados medios a altos de metamorfismo (excepto en facie de esquistos azules), mas esto varía según la cantidad de CO₂, donde a mayor razón molar, mayor es el campo de inmiscibilidad (Figura 2.5), con una temperatura máxima de inmiscibilidad de 373,95 °C (temperatura crítica del agua) con presiones variables pero coincidentes con la fase de esquistos verdes (Bowers y Helgeson, 1983). De todas

maneras, este sistema es modificado por la cantidad de compuestos salinos que pueda contener el fluido, donde un aumento de la salinidad lleva a que el rango de inmiscibilidad se presente en un mayor rango de P-T cortical (Schmidt y Bodnar, 2000). El rango de salinidad puede ser apreciable a simple vista: Yardley y Graham (2002) reportaron un amplio rango en fluidos metamórficos y, mientras que a menor salinidad era posible observar burbujas de CO₂, si esta aumentaba el CO₂ ya no era visible. Además, los fluidos metamórficos derivados de secuencias continentales son comúnmente muy salinas comparados con fluidos derivados de secuencias acrecionarias u oceánicas, los cuales son mucho menos salinos.

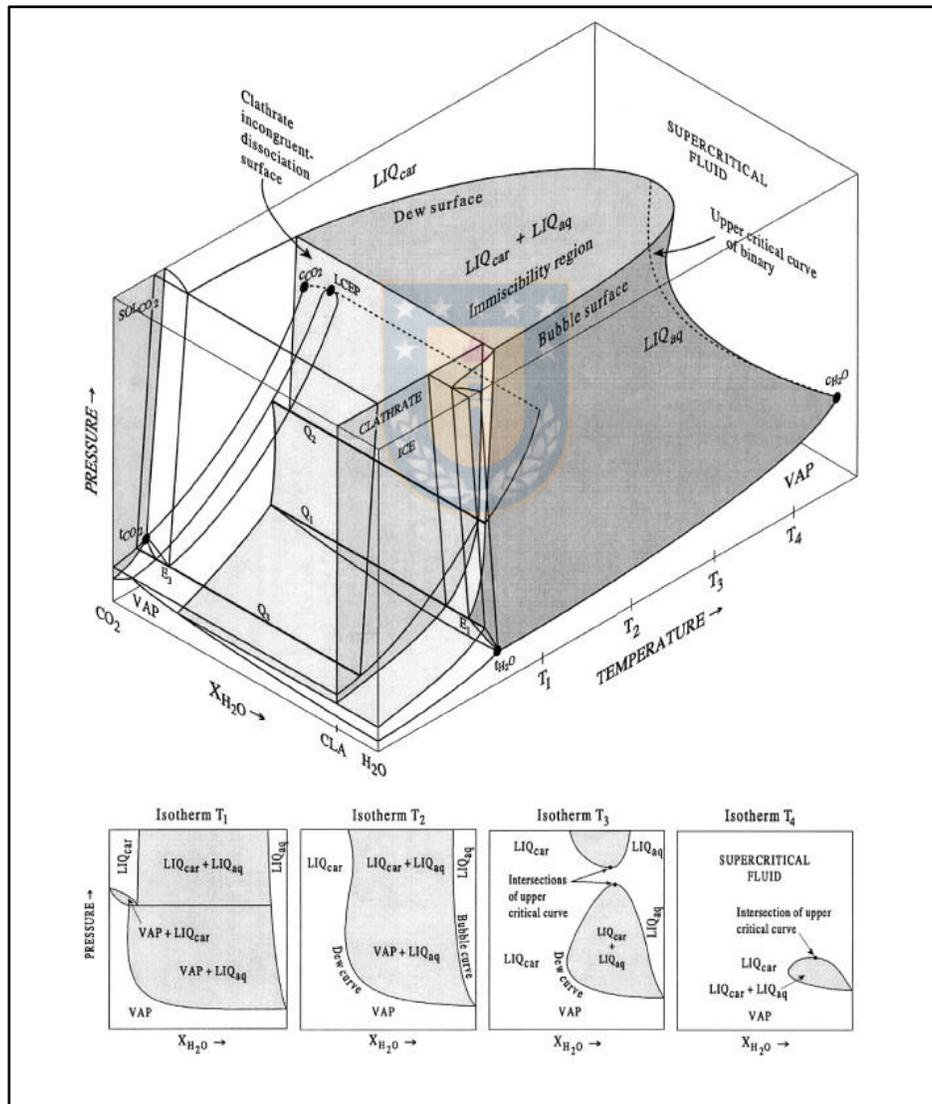


Figura 2.5. Modelo esquemático de P-T-x para el sistema H₂O-CO₂ (arriba) y secciones isotermales a través de la región de inmiscibilidad (abajo). Diamond, 2001.

Las concentraciones de Si en fluidos metamórficos están controladas por el equilibrio que logre con el cuarzo. En general, este mineral es más soluble en fluidos de altas temperaturas (sobre 400°C) y más salinos, con efecto despreciable de la presión (Rimstidt, 1997; Steele-MacInnis *et al.*, 2012). En fluidos salinos, la disolución de CO₂ baja la actividad del agua e inhibe la formación de silíce acuosa (Aranovich y Newton, 1996). La salinidad de un sistema H₂O-NaCl e incluso del sistema H₂O-NaCl-CO₂ se pueden obtener por medición directa, pero es más común ocupar modelos teóricos como el de Bodnar (1993), pero en un sistema ternario H₂O-CO₂-NaCl, programas computaciones como el de Bakker y Brown (2003), que utilizan modelos de interacción iónica como los de Spencer *et al.* (1990), Holmes *et al.* (1997) o Bakker (1999) son más útiles por la complejidad del sistema.



3. CARACTERIZACIÓN DE ROCAS METAMÓRFICAS

Tres fueron las zonas de estudio donde se encontraron afloramientos: la costa entre Punta de Choros y caleta Leñadero, en forma de acantilados y roqueríos; bloques aislados en el llano Choros; y las paredes en la parte media y alta de la quebrada Honda (Figura 3.1).

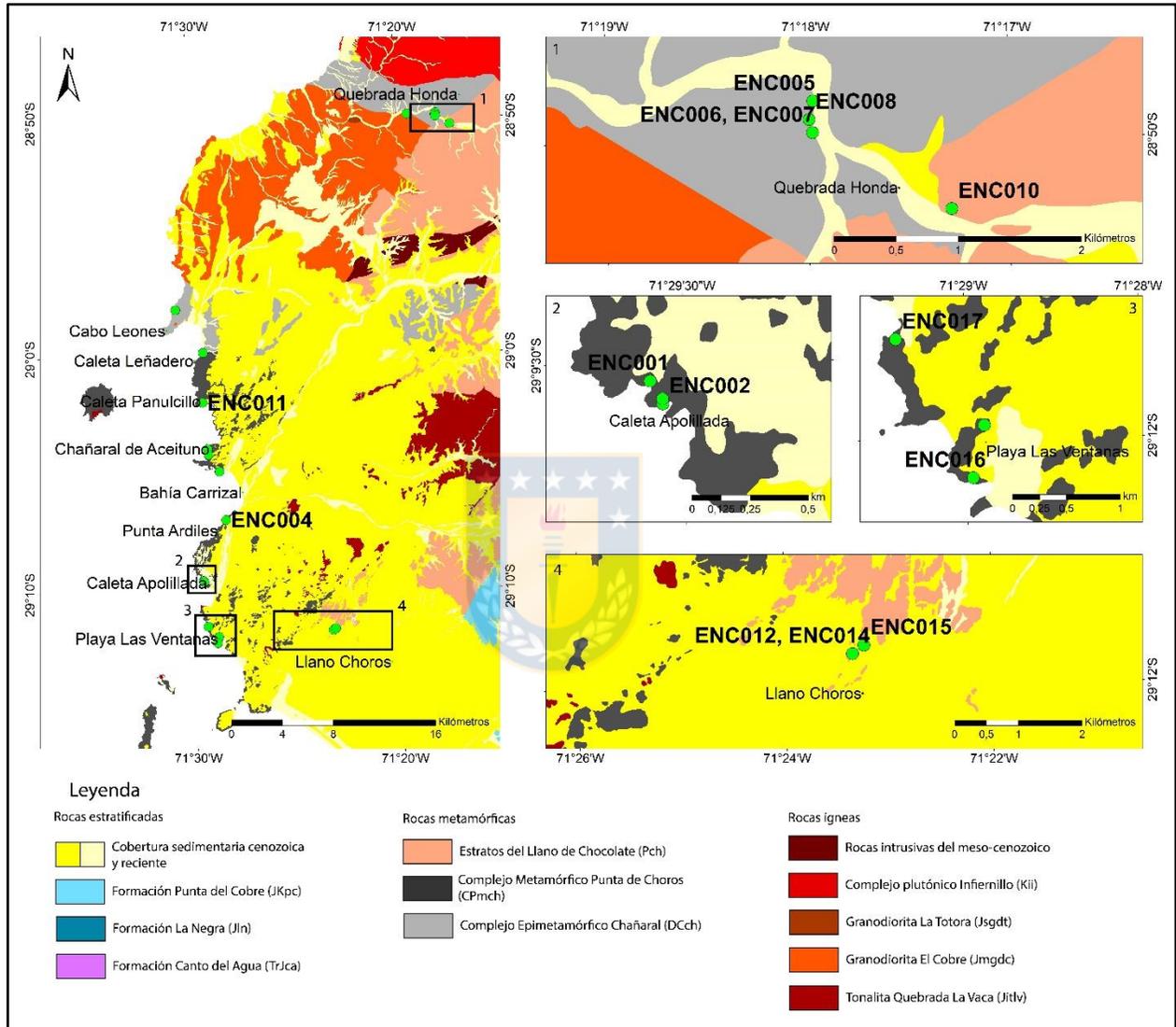


Figura 3.1. Área de estudio con muestras extraídas y puntos de control (verde brillante). 1: quebrada Honda, afloramientos de brechas de *mélange* en el CEC (ENC005-006-007-008) y metaconglomerados en los ELC (ENC010). 2: caleta Apollillada, esquistos de mica y mica y granate del CMPC (ENC001-002). 3: playa Las Ventanas, metaturbiditas del CMPC (ENC016-17). 4: llano Choros, brechas de *mélange* (ENC015) y veta de brecha (ENC012-14) que intruyen a los ELC. En punta Ardiles afloran esquistos de mica con *boudines* (ENC004) y en caleta Panulcillo, esquistos de mica (ENC011) del CMPC.

3.1 Complejo Epimetamórfico Chañaral

3.1.1 Quebrada Honda

El Complejo Epimetamórfico Chañaral aflora en la parte media de la quebrada Honda, compuesto por rocas metamórficas de grado bajo a medio y zonas tectónicamente fracturadas.

Afloran metareniscas de forma localizada, de color amarillo claro, pardo amarillento a pardo claro y de grano fino a grueso. Compuestas de 80-95 % de cuarzo, ya sea recristalizado en vetillas o como clastos, muscovita, biotita, micas indiferenciadas, líticos metamórficos y volcánicos, alterados de forma incipiente a moderada a arcillas y sericita. Se encuentran foliadas en un grado incipiente y discontinuo, pero es posible identificar la textura clástica de forma relictiva a moderada, con cemento silíceo y arcilloso entre los clastos.

De forma localizada se presentan facies de *mélange*, de textura brechosa. Se exponen como contactos caóticos entre las rocas, formando bloques brechizados y discontinuos de entre 2 mm hasta varios centímetros de espesor, alargados o prismáticos, algunos alineados y deformados en la dirección del flujo y otros en posiciones al azar. Se distinguen clastos de metarenisca de cuarzo con una textura clástica alterados a arcillas (Figura 3.2), filitas, clastos de cuarzo deformados y fracturados y clastos de cuarzo recristalizado con puntos triples de origen metamórfico. Las micas pueden encontrarse tanto como en cúmulos, de forma aislada o rodeando los clastos. La matriz está compuesta por clastos de cuarzo, micas, arcillas y máficos indiferenciados menores a 5 μm . También se encuentran minerales metálicos de forma diseminada como hematita y magnetita (Muestras ENC005, ENC006, ENC007, ENC008, Anexo 1).

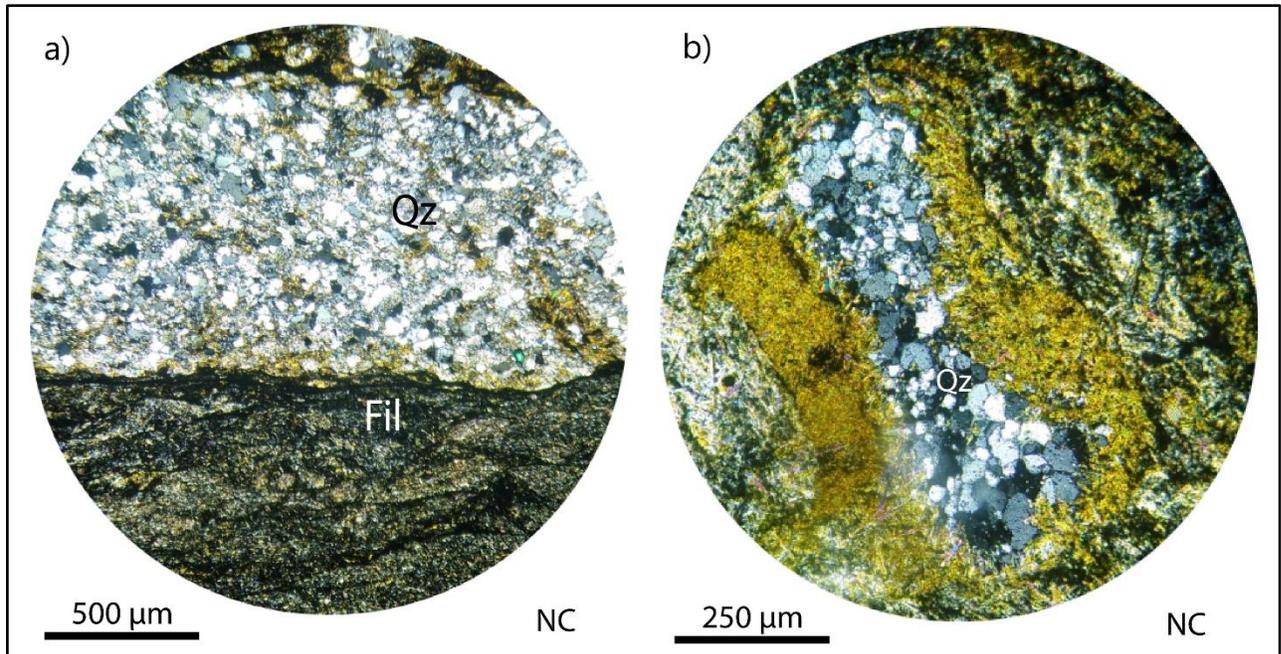


Figura 3.2. Clastos de la brecha de *mélange*. a) contacto de clastos de filita y metarenisca. Se observa una matriz negra alrededor y entre los clastos. b) clasto de cuarzo recrystalizado rodeado de micas y matriz oscura. Fil: filita; Qz: cuarzo

3.2 Complejo Metamórfico Punta de Choros

3.2.1 Caleta Apolillada

El Complejo Metamórfico Punta de Choros aflora en bloques en la costa alrededor de la caleta Apolillada, donde se presentan rocas metamórficas foliadas de grado bajo a medio.

Al norte de la caleta se encuentran expuestos bloques de esquistos de mica de color gris azulado oscuro a gris pardo oscuro, de grano medio a grueso, de textura lepidoblástica, con cuarzo, muscovita y biotita como minerales principales, plagioclasas y titanita como accesorios, epidota, clorita, arcillas y sericitas como minerales de alteración y minerales metálicos, como hematita, magnetita, rutilo y pirita diseminados de forma subordinada en la roca (Muestra ENC001, Anexo 1). Fuertemente deformada, presenta una foliación esquistosa penetrativa identificada como S_1 y una foliación superpuesta S_2 perpendicular a la anterior y moderada, con vetillas milimétricas a centimétricas de cuarzo de segregación asociadas a la foliación principal.

También afloran bloques de esquistos de mica y granate de color gris azulado a verdoso oscuro, de grano medio a grueso y textura porfirolepidoblástica con cuarzo recristalizado, granate, biotita y muscovita como minerales principales, titanita y albita como minerales accesorios, alterada de forma moderada a clorita, epidota, sericita y arcillas y minerales metálicos diseminados en menor proporción que las rocas anteriores, como hematita, ilmenita y magnetita (Muestra ENC002, Anexo 1). Con foliación penetrativa esquistosa asociada a S_1 , se observan vetillas milimétricas de cuarzo de segregación paralelas a la foliación principal y deformadas por una foliación secundaria S_2 de forma incipiente.

En contacto neto con el esquistos de mica y granate y en contacto por falla con el esquistos de mica (Figura 3.3), aflora una anfíbolita de color gris oscuro a verdoso oscuro de grano grueso, de textura nematoblástica, con anfíboles y plagioclasas como minerales principales, y cuarzo y micas como minerales secundarios, alterada a arcillas, epidota y clorita de forma moderada a pervasiva. Presenta una foliación moderada asociada a S_1 , con vetillas de cuarzo de segregación milimétricas paralela a esta y deformadas por un S_2 incipiente.



Figura 3.3. Contacto por falla (línea punteada amarilla) entre anfíbolita (Anf) y esquistos de mica (Sch). Nótese la deformación de las vetas de cuarzo de segregación cercanos al plano de falla. Escala gráfica: 10 cm.

3.2.2 Punta Ardiles, caletas Chañaral de Aceituno y Panulcillo

Alrededor de la bahía Carrizal, al norte y al sur afloran grandes bloques de rocas metamórficas de grado bajo a medio.

Al sur de la bahía y a lo largo de la base del acantilado costero, cerca de la punta Ardiles, afloran esquistos de mica de color gris azulado oscuro a pardo oscuro, de textura lepidoblástica con cuarzo, muscovita y biotita como minerales principales, plagioclasa como mineral secundario, clorita, epidota, sericita y arcillas como minerales de alteración de forma moderada a pervasiva, y minerales metálicos como hematita, magnetita, ilmenita y rutilo de forma minoritaria y diseminados en las bandas de micas (Muestra ENC004, Anexo 1). Roca con una foliación esquistosa penetrativa asociada a un S_1 , se presentan vetillas de cuarzo de segregación milimétrica con evidencias de *microboudinage* y cristales fracturados, así como la formación de niveles de cuarzo de potencia decimétrica y abudizados, ambos asociados a S_1 (Figura 3.4). La deformación S_2 se presenta de manera moderada a pervasiva, deformando las bandas de micas, junto al crecimiento de cristales de clorita alineados en la dirección de esta foliación. Se presenta una foliación de crenulación de forma localizada.



Figura 3.4. Esquisto de mica con *boudin* subparalelo a S_1 . Escala gráfica: 10 cm

Al norte de la bahía, en la caleta de Chañaral de Aceituno, afloran metaturbiditas y esquistos de micas fuertemente deformados.

Las metaturbiditas están compuestas por intercalaciones no rítmicas de una metapelita de color gris acerado, de grano fino y textura lepidoblástica, compuestas por cuarzo, muscovita y biotita, alteradas a clorita, epidota y arcillas. La metapsamita es de color pardo amarillento claro, de grano medio y textura granoblástica, compuesta de cuarzo y micas, alterada a arcillas.

También están presentes bloques de esquistos de mica similares a los que afloran en caleta Apolillada, pero altamente deformados, con vetas de cuarzo de segregación centimétricas a decimétricas asociadas a la deformación S_1 , plegadas por la foliación asociada a S_2 , formando *kink bands* y pliegues en *chevron*.

En caleta Panulcillo afloran esquistos de mica de color gris acerado de textura lepidoblástica, compuesta por cuarzo, muscovita y biotita, alterada a epidota, clorita, sericita y arcillas, con magnetita, hematita e ilmenita como minerales metálicos diseminados. Presentan vetas de cuarzo de segregación centimétricas asociadas a un S_1 , con una foliación penetrativa S_2 que forma niveles abudados en las vetas de cuarzo. Los esquistos son intruidos por diques métricos de composición máfica, de color gris oscuro a pardo oscuro verdoso, de grano medio a grueso compuestos por plagioclasas y máficos con una orientación paralela a la intrusión.

3.2.3 Playa Las Ventanas

A 1 km al norte de la caleta de Punta de Choros, a lo largo de la costa afloran bloques aislados de rocas metamórficas fuertemente deformadas en un grado bajo a medio. Se reconocen metaturbiditas (Figura 3.5) compuestas de bandas rítmicas de metapelitas de color pardo oscuro, de grano fino, compuestas de cuarzo, muscovita y biotita, y metapsamitas de color amarillo claro a blanquecino de grano medio a grueso, compuestas en su mayor parte por cuarzo y muscovita y biotita subordinada (Muestra ENC016, Anexo 1). Fuertemente deformadas, las metaturbiditas presentan una foliación moderada asociada a S_1 con vetas milimétricas a centimétricas de cuarzo de segregación, localmente abudadas y deformadas por una foliación penetrativa asociada a un S_2 . También se observa una foliación penetrativa localizada de crenulación. Se encuentran grietas sigmoidales con movimiento dextral en echelón rellenas por cuarzo, asociadas a una deformación posterior.



Figura 3.5. Metaturbidita con bandas rítmicas deformadas de metapelita de color oscuro y metapsamita de color claro. Escala gráfica: 10 cm.



3.3 Estratos del Llano de Chocolate

3.3.1 Quebrada Honda

Al este de los afloramientos de Complejo Epimetamórfico Chañaral, en la ladera norte de la quebrada Honda se encuentran rodados de un conglomerado matriz soportado deformado en forma incipiente asociado a la litología de los Estratos del Llano de Chocolate. De textura granolepidoblástica, el color de la matriz es pardo claro, compuesta por cuarzo y muscovita alterada a arcilla, con clastos milimétricos a centimétricos redondeados y subdiscoidales de cuarzo recristalizado, metarenisca de cuarzo de grano fino, filita, esquito de mica y volcánicos indeterminados, todos levemente deformados en una dirección preferencial. Entre los clastos y la matriz se reconoce la inyección de una matriz de color oscuro de micas indeterminadas, con hematita diseminada en forma secundaria (Muestra ENC010, Anexo 1).

3.3.2 Llano Choros

Al interior de la caleta de Punta de Choros, en el llano Choros, afloran bloques de rocas metamórficas de grado bajo a medio.

Se encuentran metaconglomerados matriz soportados levemente deformados de textura granolepidoblástica con matriz de color pardo clara a rojiza de grano fino, compuesta por cuarzo y micas alteradas a arcillas y óxidos de hierro. Los clastos, de entre 0,5 mm hasta 10 cm de diámetro, son subangulares a subredondeados y subdiscoidales a subesféricos, compuestos por cuarzo, cuarzo recristalizado, metarenisca cuarcífera, filitas y volcánicos de composición intermedia, todos deformados y fracturados en la dirección de la foliación.

A 5 metros del afloramiento anterior se encuentran bloques de una brecha deformada con un grado de metamorfismo leve a medio. De color pardo oscuro a gris oscuro y textura brechosa, presenta una matriz oscura de cuarzo, muscovita, biotita y micas de color amarillo claro, diseminadas y en cúmulos en una matriz fina de minerales indiferenciados oscuros dispuestos en la dirección de flujo de la brecha, alterados a sericita y arcilla, con clastos de cuarzo recristalizado y metareniscas deformadas y fracturadas en la dirección del flujo de la matriz. Se presentan minerales metálicos escasos y diseminados en la matriz oscura como hematita (Muestra ENC015, Anexo 1).

A unos 20 metros del bloque anterior es posible identificar un bloque aislado de una roca de 10 m de alto, deformada y fracturada, de textura cataclástica compuesta por clastos de cuarzo fracturado, plagioclasa, biotita y muscovita en una matriz de cuarzo, micas y máficos alterados a clorita, epidota, sericita y arcilla, con hematita escasa y diseminada en la matriz (Muestra ENC014, Anexo 1). Los clastos y la matriz no presentan una dirección preferencial de deformación. En el bloque se roca se inyecta un dique milimétrico a centimétrico con la misma litología de la brecha tectónica descrita en el párrafo anterior (Figura 3.6), con clastos de cuarzo recristalizado deformados y fracturados y micas deformadas en la dirección de la inyección de brecha (Muestra ENC012, Anexo 1).

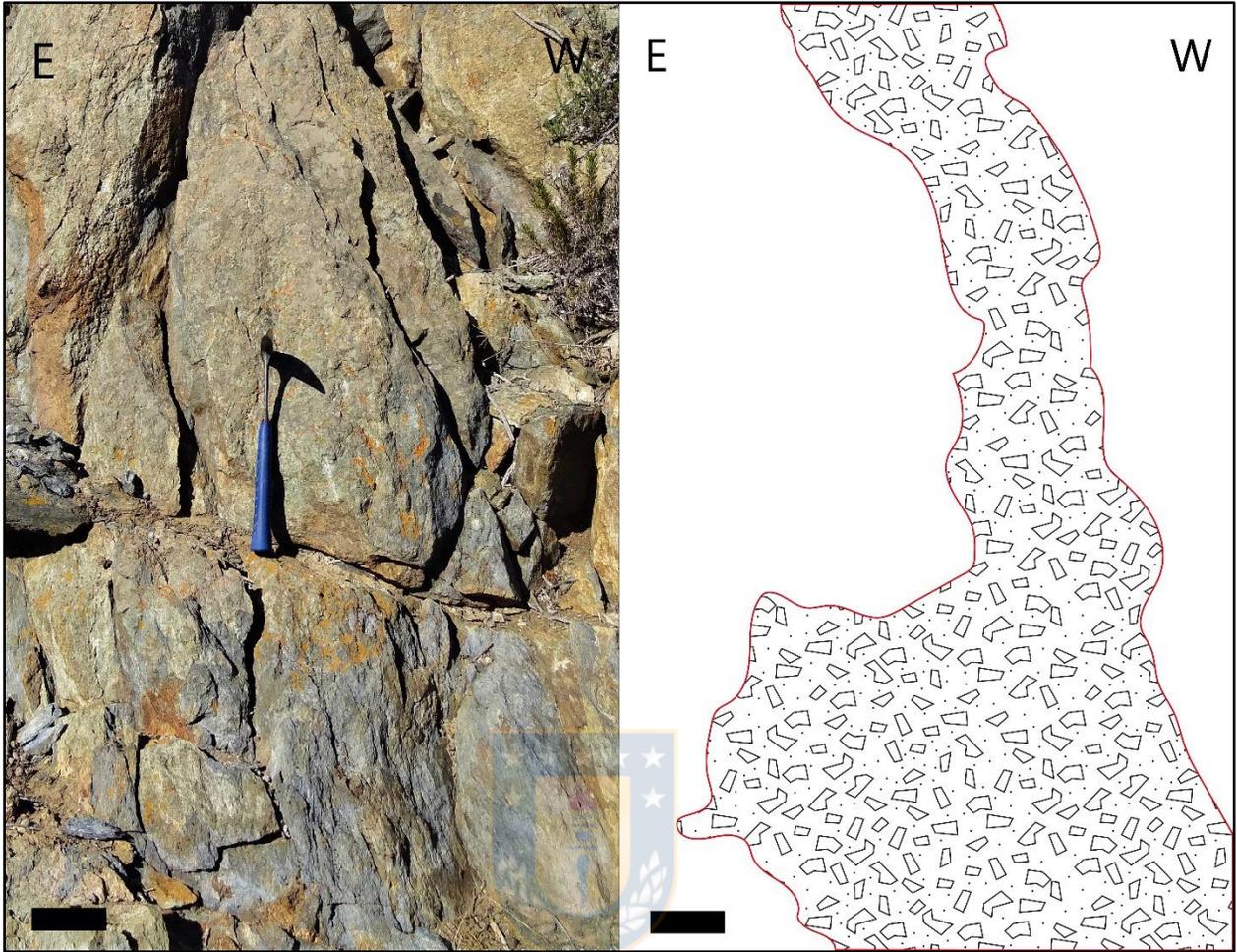


Figura 3.6. Brecha de *mélangé* y cataclasita en llano Choros. a) fotografía de dique de brecha tectónica inyectado en la roca de textura cataclástica, b) interpretación de la dimensión de la brecha (bordes rojos). Escala gráfica: 10 cm.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Los tres complejos metamórficos se diferencian, junto a su grado de metamorfismo, por el tipo de dinámica tectónica que los ha afectado. Mientras el Complejo Epimetamórfico Chañaral corresponde a rocas asociadas a procesos metamórficos del prisma de acreción frontal (Alarcón, 2015), el Complejo Metamórfico Punta de Choros presenta características de la zona de acreción basal (Navarro, 2013). Por su parte, los Estratos del Llano de Chocolate corresponden a una cuenca supracrecionaria con un metamorfismo de bajo grado (Creixell *et al.*, 2016). Las distintas estructuras, ya sean frágiles o dúctiles, pueden estar presentes en las distintas formaciones.

4.1 Estructuras dúctiles

4.1.1 Foliación

Corresponde a la estructura de fábrica planar de primer orden en rocas de metamorfismo regional, como resultante de los procesos de deformación, donde los minerales se ordenan a lo largo de un plano (Winter, 2010). La foliación es la primera característica morfológica que se observa a simple vista en muestras de mano, mientras que en corte transparente es identificable gracias a la alineación de las micas, en el caso de los esquistos (Figura 4.1) o de minerales prismáticos en el caso de rocas de más alto grado, como anfibolitas.



Figura 4.1. Foliación de primer orden (línea roja discontinua) en esquistos mica con *boudines* del Complejo Metamórfico Punta de Choros (CMPC), punta Ardiles. Escala gráfica: 10 cm.

4.1.1.1 Foliación secundaria S_1

Es el clivaje más penetrativo en las rocas estudiadas, presentándose de forma clara y uniforme en los afloramientos del Complejo Metamórfico Punta de Choros (Figura 4.2). Se asocia a procesos de acreción frontal (Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016). Se realizaron un total de 39 mediciones de S_1 en terreno en las localidades playa Las Ventanas, punta Ardiles y las caletas Apollillada, Chañaral de Aceituno y Panulcillo. Observando los polos de todas las mediciones (Figura 4.2), se denota una concentración de ellos en el cuarto cuadrante, con poca dispersión, lo que indica que la foliación fue uniforme y no seccionada en el área de estudio. La tendencia regional exhibe un rumbo de 45°NE y un manteo general de 39°NW .

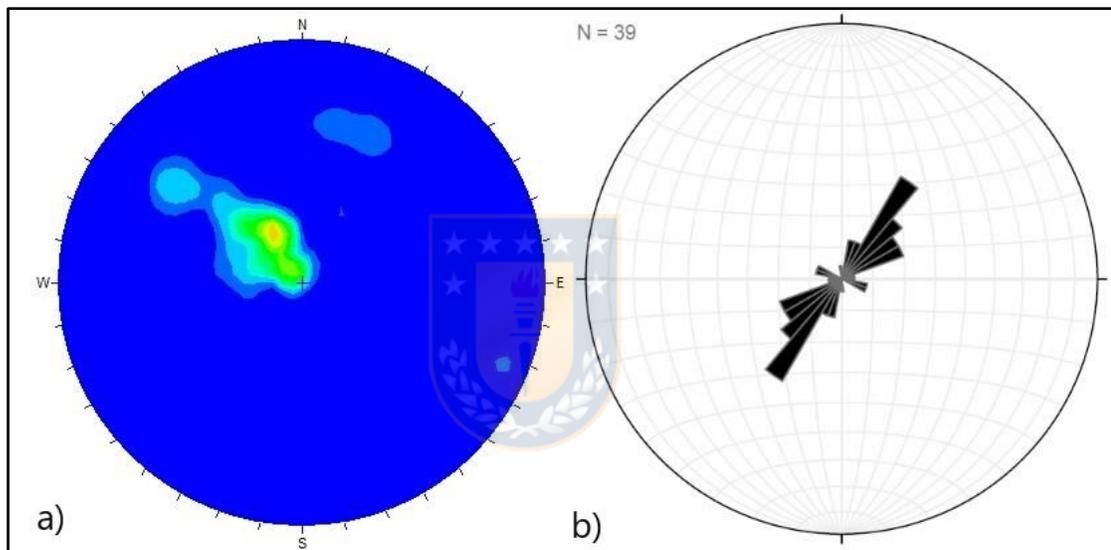


Figura 4.2. Diagramas de densidad de polos para S_1 . a) Diagrama de densidad de polos de foliación S_1 , con una concentración en el cuadrante NW. b) Diagrama de roseta de planos de *dip direction*, con tendencia de rumbo hacia el NE.

A nivel macroscópico se reconoce por la alineación de filosilicatos (muscovita, biotita, clorita, arcillas), ciertos cúmulos de granate y vetillas de cuarzo en los esquistos de mica y de mica y granate. A nivel microscópico es posible identificar capas de minerales alineados (Muestra ENC001, Anexo 1), como hojas de micas, paralelos a las vetillas de cuarzo de segregación en los esquistos, metaturbiditas y las anfibolitas.

La foliación S_1 se encuentra obliterada y deformada por una foliación posterior, aunque en diferentes grados: en caleta Apolillada, la foliación posterior es incipiente, mientras que tanto hacia el sur de este punto, en playa Las Ventanas y hacia el norte, en caleta Chañaral de Aceituno, es penetrativa (Figura 4.3).

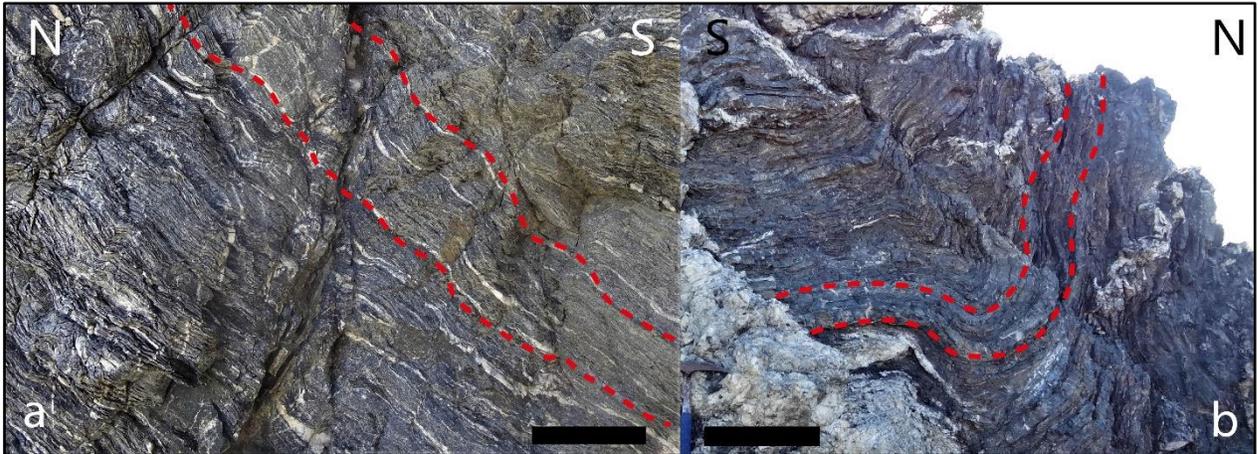


Figura 4.3. Diferencias de deformación de S_1 (línea roja discontinua). En a) deformación leve en esquistos de mica del CMPC en caleta Apolillada (escala gráfica: 5 cm). En b) deformación penetrativa en esquistos de mica del CMPC en caleta Chañaral de Aceituno (escala gráfica 20 cm.)

En las rocas del Complejo Epimetamórfico Chañaral y de los Estratos del Llano de Chocolate no es posible identificar claramente esta foliación, ya que no se estudiaron rocas metamórficas foliadas, aunque se podría establecer cierto alineamiento de los minerales, pero se describirán como lineaciones.

4.1.1.2 Foliación secundaria S_2

A diferencia de S_1 , la foliación secundaria S_2 presenta distintas direcciones de rumbo y manteo según la localidad, lo que podría deberse a distintos esfuerzos ejercidos sobre las rocas en diferentes momentos o por competencia diferentes de estas (Winter, 2001). Se asocia a procesos de acreción basal (Navarro, 2013; Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016). También hay ciertas zonas con diferente nivel de estrés tectónico, como la Zona de Cizalle Apolillado. Así, esta foliación ocurre de manera incipiente a moderada en la caleta Apolillada (Figura 4.3, a), y de manera pervasiva en playa Las Ventanas y caleta Leñadero (Figura 4.4), punta Ardiles (Muestra ENC004, Anexo 1) y en caleta Chañaral de Aceituno (Figura 4.3, b) y Panulcillo.

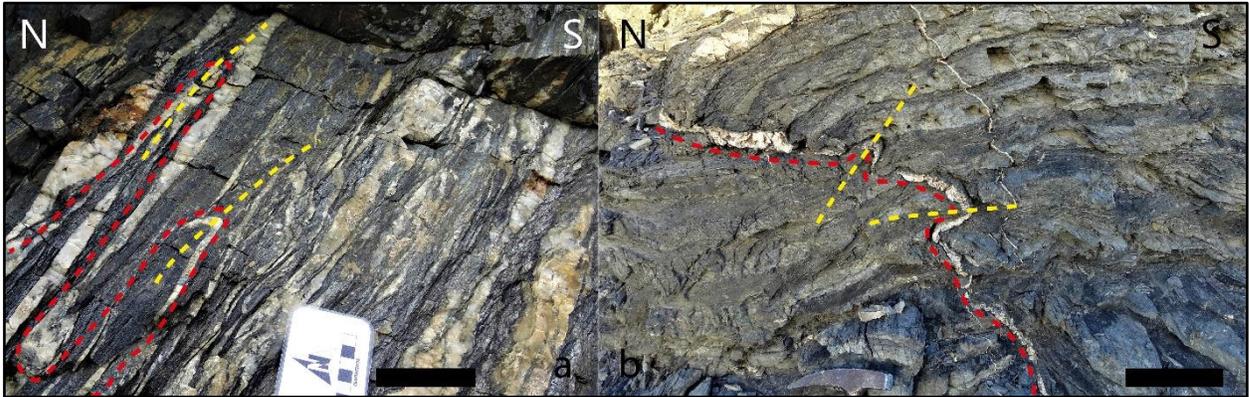


Figura 4.4. Diferencias de deformación de S_2 sobre S_1 . Foliación S_2 pervasiva (línea amarilla discontinua) sobre cuarzo de segregación asociado a S_1 (línea roja discontinua) en esquistos de mica del CMPC en caleta Leñadero (a, escala gráfica: 5 cm) y en metaturbiditas del CMPC en playa Las Ventanas (b, escala gráfica: 10 cm).

A nivel macroscópico es posible identificar la foliación en los pliegues que afectan a las rocas, vetillas y hojas formadas por S_1 , con una dirección subparalela al plano axial de estos pliegues, formando deformaciones tanto de bajo ángulo (Figura 4.5) como de alto ángulo de pliegues apretados. A nivel microscópico se observa deformando los minerales alineados a S_1 , principalmente filosilicatos (Muestra ENC004, Anexo 1).

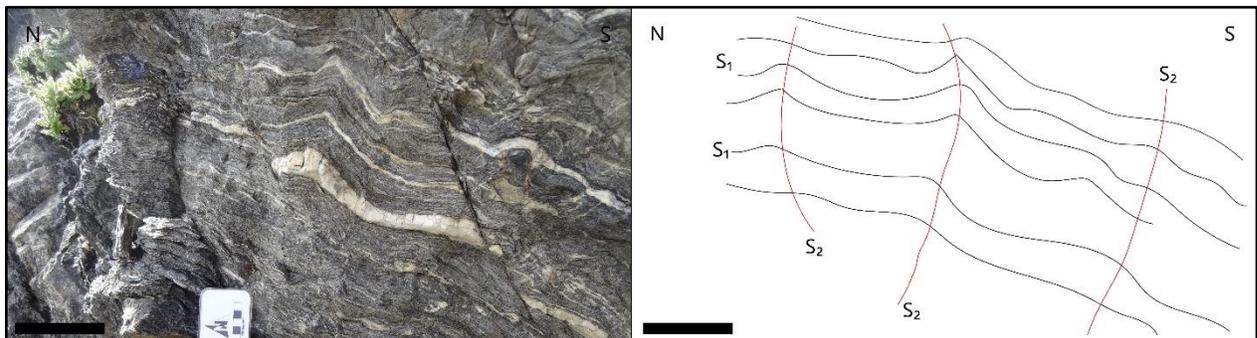


Figura 4.5. Planos de foliación S_1 y S_2 en esquistos de mica del CMPC en caleta Apollillado. Se observan vetillas de cuarzo de segregación subparalelas al plano S_1 , junto a planos perpendiculares que crean pliegues de bajo ángulo asociados a la deformación S_2 . Escala gráfica: 10 cm.

En punta Ardiles y playa Las Ventanas los polos se concentran en el primer cuadrante, aunque el diagrama de roseta muestra una dispersión en los rumbos, el promedio es de 12°NW , el manteo de 43°NE es similar en ambos lugares (Figura 4.6). La deformación se observa en esquistos de mica y metaturbiditas con vetillas y vetas de cuarzo de espesores decimétricos que, en ambos lugares, forman niveles abudados.

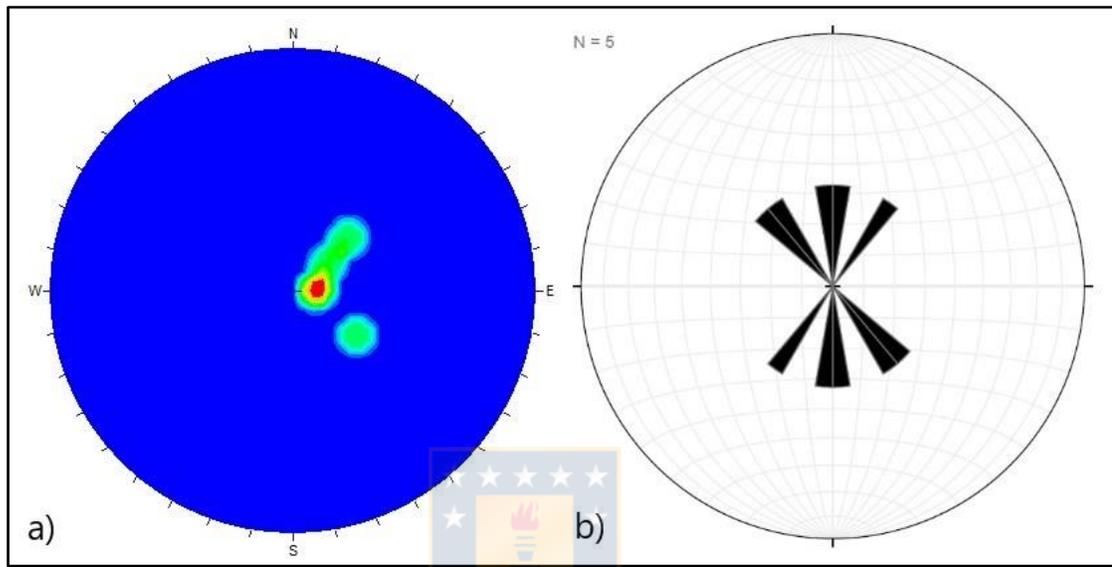


Figura 4.6. Diagrama de densidad de polos de S_2 de bajo ángulo de manteo. a) Diagrama de densidad de polos de foliación S_2 en punta Ardiles y playa Las Ventanas, con una concentración en el cuadrante NE. b) Diagrama de roseta de planos de *dip direction*, con tendencia de rumbo promedio pero dispersa hacia el NW.

En las caletas Apolillada y de Chañaral de Aceituno los polos se concentran en el segundo cuadrángulo y el diagrama de roseta muestra una concentración de rumbos con un promedio de 63°NE , con un manteo de alto ángulo de alrededor de 85°SE (Figura 4.7). A pesar de la similitud de las direcciones de rumbo y manteo de la foliación en ambas localidades, en caleta Apolillada solo se observan pliegues de bajo ángulo que afectan se manera incipiente a los esquistos de mica (Figura 4.5, Figura 4.4) y mica y granate y las anfibolitas, mientras alrededor de la caleta Chañaral de Aceituno se forman pliegues apretados de alto ángulo (Figura 4.3, b), incluso pliegues en *chevron* que, por la dirección del plano axial de estos, están asociados a la foliación S_2 (Figura 4.8).

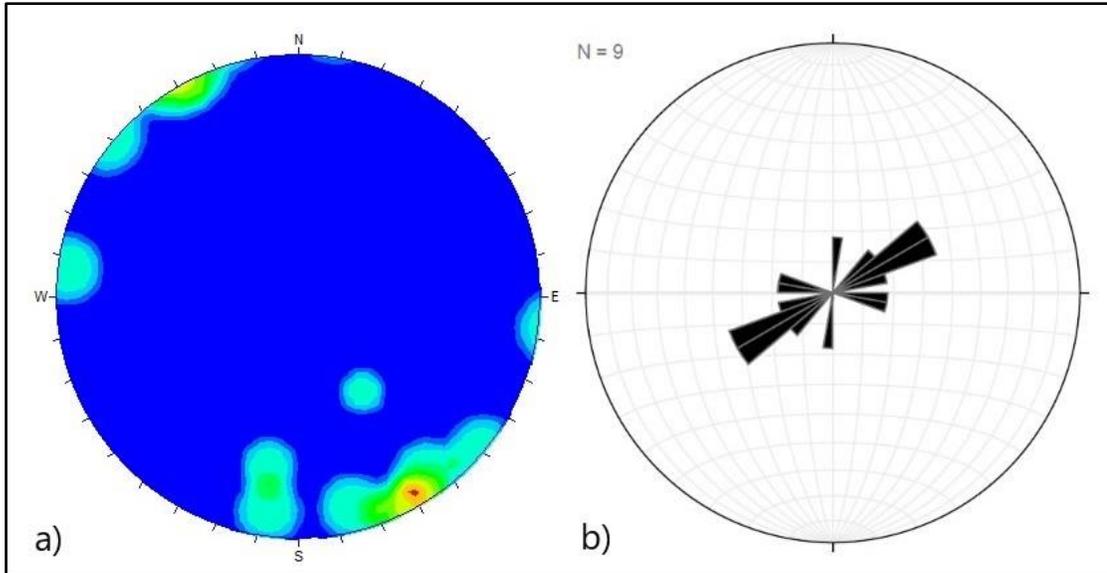


Figura 4.7. Diagrama de densidad de polos de S_2 de alto ángulo de manteo. a) Diagrama de densidad de polos de foliación S_2 en caleta Apollillada y Chañaral de Aceituno, con una concentración en el cuadrante SE. b) Diagrama de roseta de planos de *dip direction*, con tendencia de rumbo hacia el NW.

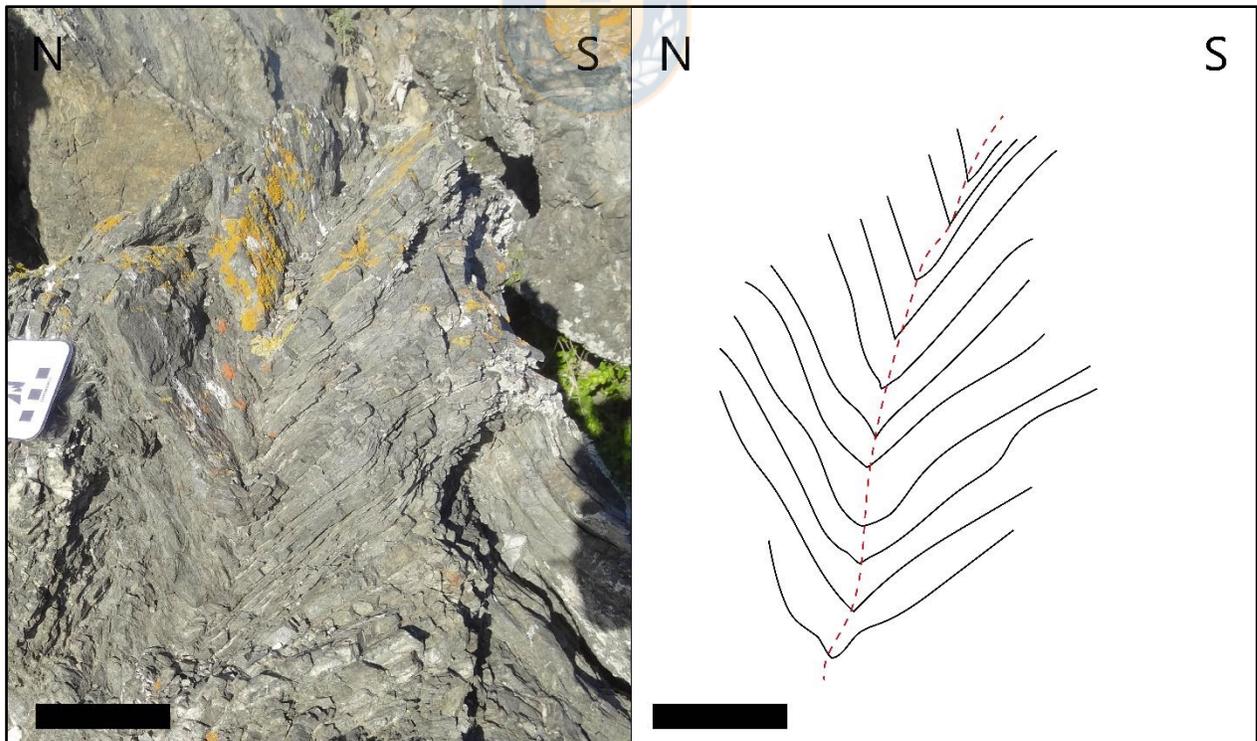


Figura 4.8. Pliegue en *chevron* en esquistos de mica del CMPC en caleta Chañaral de Aceituno. Escala gráfica: 10 cm.

Hacia el norte, alrededor de la caleta Panulcillo, la foliación S_2 posee un rumbo y manteo de $N52^\circ W/36SW$ en promedio según los diagramas de roseta y de densidad de polos (Figura 4.9), en la misma dirección que en Ardiles-Las Ventanas, pero con un manteo opuesto. Afecta a esquistos de mica de manera moderada a pervasiva, formando pliegues de ángulo medio a alto.

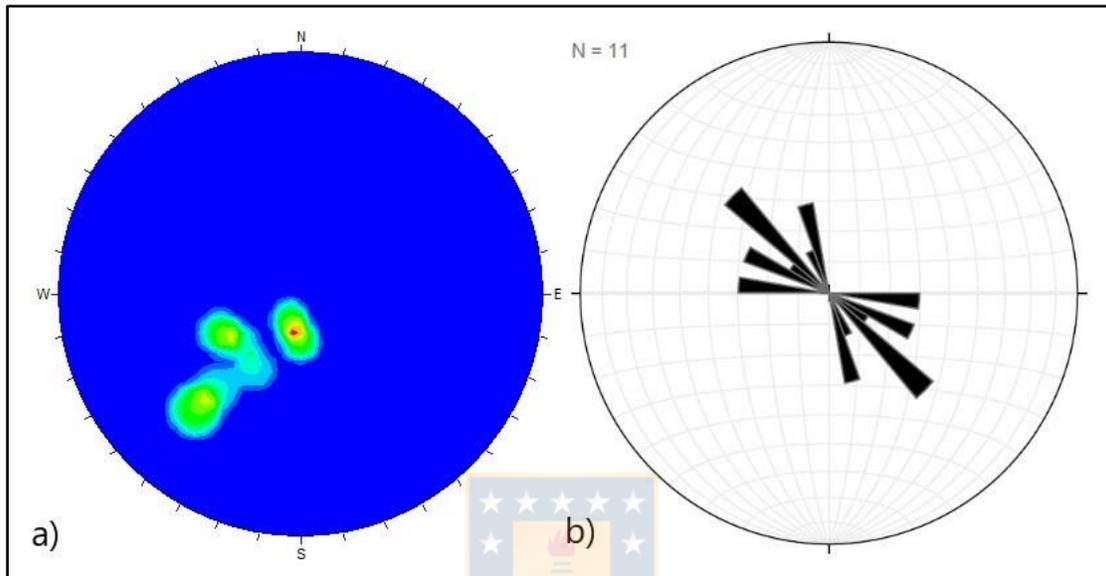


Figura 4.9. Diagramas de densidad de polos de S_2 muy bajo ángulo de manteo a) Diagrama de densidad de polos de foliación S_2 en caleta Panulcillo, con una concentración en el cuadrante SE. b) Diagrama de roseta de planos de *dip direction*, con tendencia de rumbo hacia el NE.

4.1.1.3 Foliación secundaria S_3

Asociada al clivaje de crenulación, es una foliación sobreimpuesta a las anteriores formando micropliegues en las charnelas formadas por la foliación S_2 y estos pueden ser simétricos o asimétricos, donde los granos de cuarzo se disuelven por presión en los flacos de estos pliegues, o en el pliegue de mayor ángulo en los asimétricos (Winter, 2001). Estos pliegues se presentan en los esquistos de mica en punta Ardiles (Figura 4.10) y playa Las Ventanas, con limbos asimétricos, formando irregularidades tipo *kink* de manteo NW.

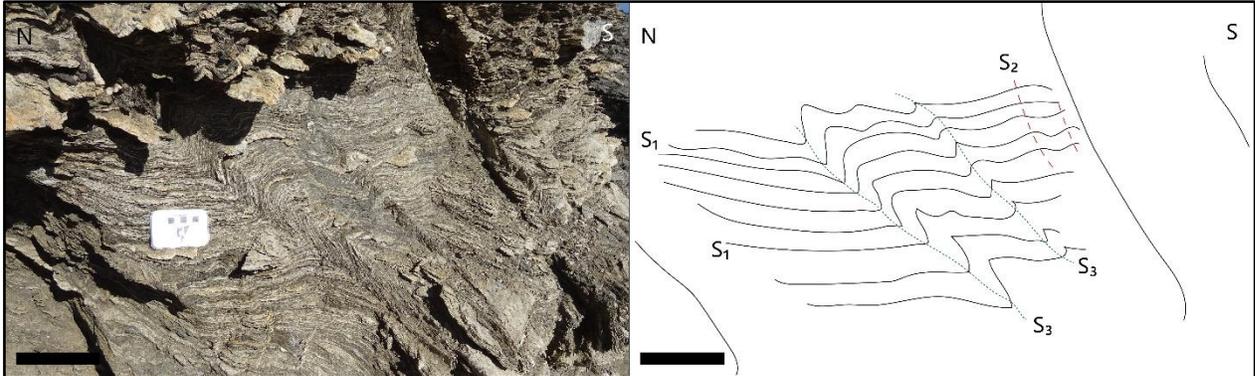


Figura 4.10. Pliegues de crenulación sobre S_2 en esquistos de mica en punta Ardiles parte del CMPC. Escala gráfica: 10 cm.

4.1.2 Boudinage

El *boudinage* se define como un proceso en el cual elementos tales como capas de roca o minerales elongados que son menos dúctiles que los de su entorno se separan y estiran formando capas, algunas con forma de “salchichas” (*boudin* en francés), así como el entorno de los minerales, que son deformados de manera dúctil (Winter, 2001). Afecta a las capas más competentes que están rodeadas de capas menos competentes. La extensión ocurre en el mismo plano de la estratificación (deformación coaxial), en el sentido del menor esfuerzo. Si el esfuerzo no es perpendicular a las capas, la deformación es no coaxial dando lugar a rotaciones y *boudines* asimétricos.

En el Complejo Epimetamórfico Chañaral se presenta en las capas de cuarzo y metareniscas de niveles centimétricos a decimétricos en quebrada Honda, con signos de rotación dextral en ciertas capas, en rumbos entre 12° a 54° NE y manteos NW de bajo ángulo (24° - 31°).

En el Complejo Metamórfico Punta de Choros se presentan niveles abudinados sin rotación en los esquistos de mica en punta Ardiles (Figura 4.11) y playa Las Ventanas. En las vetas de cuarzo de segregación alcanzan espesores de hasta 40 cm. Microscópicamente, estos *boudines* están formados por cuarzo recristalizado con puntos triples y cristales fracturados de plagioclasas, con niveles deformados de micas blancas en sus bordes.



Figura 4.11. *Boudines* subparalelos a la foliación S_1 en esquistos de mica en punta Ardiles del Complejo Metamórfico Punta de Choros. Escala gráfica: 10 cm.

4.1.3 Lineación

A diferencia de la foliación, la lineación corresponde a la fábrica lineal en las rocas de metamorfismo regional, es decir, la distribución de minerales a lo largo una línea (Winter, 2001).

Se observan lineamientos en los conglomerados de los Estratos del Llano de Chocolate sometidos a metamorfismo de bajo grado en quebrada Honda, aunque al observarse solo rodados no es posible medir una dirección. Tanto la matriz como los clastos se encuentran alineados en una dirección preferencial (Figura 4.12), junto a unas vetillas de color gris oscuro con metales diseminados en ellas. En la misma unidad, pero en el llano Choros, pueden identificarse las mismas estructuras en un metaconglomerado de rumbo $N70^\circ E$, con clastos alargados y alineados, así como los minerales de la matriz, aunque con la ausencia de vetillas de color gris oscuro (Muestra ENC010, Anexo 1).



Figura 4.12. Rodados de conglomerados con clastos alineados (flechas rosas), parte de los Estratos del Llano de Chocolate (ELC) en quebrada Honda. Escala gráfica: 10 cm.

4.2 Estructuras frágil-dúctil

4.2.1 Facies de *mélange* y brechas tectónicas

Definido como una mezcla de diferentes texturas y tipos de rocas (*mélange* viene del francés “mezcla”), se asocian a diferentes ambientes tectónicos, principalmente colisionales y convergentes, donde la estructura interna es consecuencia de diferentes procesos: interrupción tectónica, transporte masivo, diapirismo, expulsión de líquidos que ocurren por el exceso de presión del fluido intersticial a poca profundidad en la corteza, entre otros (Festa *et al.*, 2010). Esto último facilita la deformación frágil, mesoscópicamente dúctil asociado a hidrofracturamiento (Talbot y Von Brunn, 1989).

En el área de estudio, Alarcón (2015) asocia las facies al tipo *broken formations* o quiebres en las rocas, donde sus fragmentos están unidos en una matriz más fina. En la quebrada Honda, en la parte donde aflora el Complejo Epimetamórfico Chañaral se observa a nivel macroscópico una textura brechosa con rumbo NE, con clastos de agregados de cuarzo y plagioclasas de color blanco parduzco a amarillo oscuro, milimétricos a decimétricos (10 cm) que siguen la dirección de flujo, que pueden estar fracturados o alargados, rotados y deformados (algunos abudizados) en una matriz oscura (Figura 4.13). A nivel microscópico, se distinguen clastos fragmentados que están compuestos de cristales de cuarzo, filita, trozos de cuarzo recristalizado con puntos triples evidenciando su origen metamórfico, fragmentos de metarenisca cuarcífera con pequeñas vetillas de cuarzo recristalizado, y micas que pueden agruparse en vetillas, diseminadas o rodear algunos clastos. La matriz es de color oscuro y está compuesta por pequeños fragmentos de hasta 1 μm de cuarzo, micas, minerales metálicos escasos y diseminados e indeterminados (Muestras ENC005, ENC006, ENC007, ENC008, Anexo 1). En el llano Choros se describe una brecha que macroscópicamente presenta clastos alargados de color gris claro u oscuro, de entre 1 mm a 10 cm en una matriz oscura. A nivel microscópico los clastos se pueden presentar alineados, fracturados o no y están compuestos por micas, cuarzo y cuarzo recristalizado, con una matriz de micas, cuarzo y opacos indiferenciados. Las principales diferencias con las facies de quebrada Honda es la ausencia de metareniscas de cuarzo y de clastos abudizados y elongados. Más, también tienen un rumbo en dirección NE.

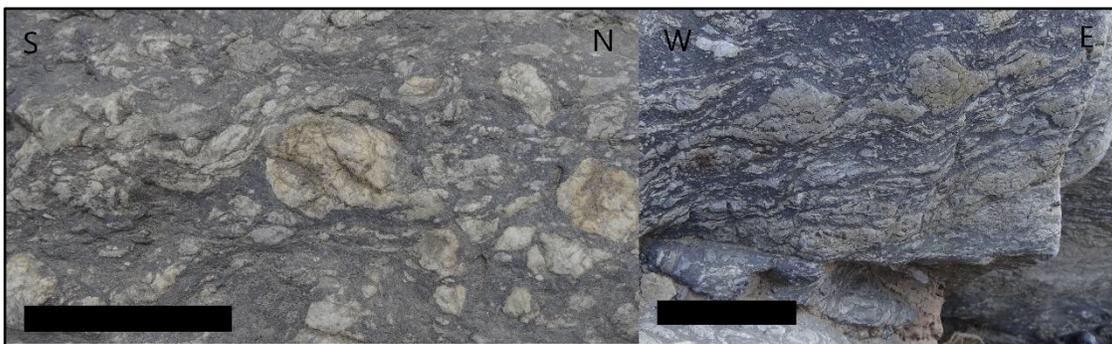


Figura 4.13. Facies de *mélange* en quebrada Honda del Complejo Epimetamórfico Chañaral. Izquierda: clasto rotado en sentido sinistral. Escala gráfica: 5 cm. Derecha: *boudines*. Escala gráfica: 10 cm.

4.3 Estructuras frágiles

No se midieron grandes fallas pero si fallas menores y locales, así como estructuras de tensión en régimen frágil como grietas de echelón

4.3.1 Fallas menores

En cada afloramiento se observaron fallas menores. En las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros las fallas se presentan paralelas a subparalelas a la deformación S_2 con rumbo NE en caleta Apollillada y Chañaral de Aceituno y NW en Las Ventanas, por lo que podrían guiarse por los planos de debilidad más reciente asociados a esta foliación. Aunque también el contacto entre las anfíbolitas y los esquistos de mica es por una falla (Figura 3.3) de rumbo y manto $N15^\circ E/34^\circ NW$, diferente al S_2 de la localidad ($N64^\circ E/85^\circ SE$)

En el llano Choros, parte de los Estratos del Llano de Chocolate, se observan fallas de orientación NE, en la misma dirección de las brechas de las facies de *mélange*.

4.3.2 Estructuras en echelón

Características de una zona de cizalle, las grietas en echelón se forman por extensión en un plano oblicuo de 45° en la dirección del cizalle. Aunque son formadas en un régimen frágil, si se observan rotadas en forma sigmoidal se evidencia una génesis en la transición frágil-dúctil. En playa Las Ventanas, en las metaturbiditas del CMPC se observan grietas rellenas de cuarzo en echelón tanto planas como sigmoidales en dirección dextral (Figura 4.14).

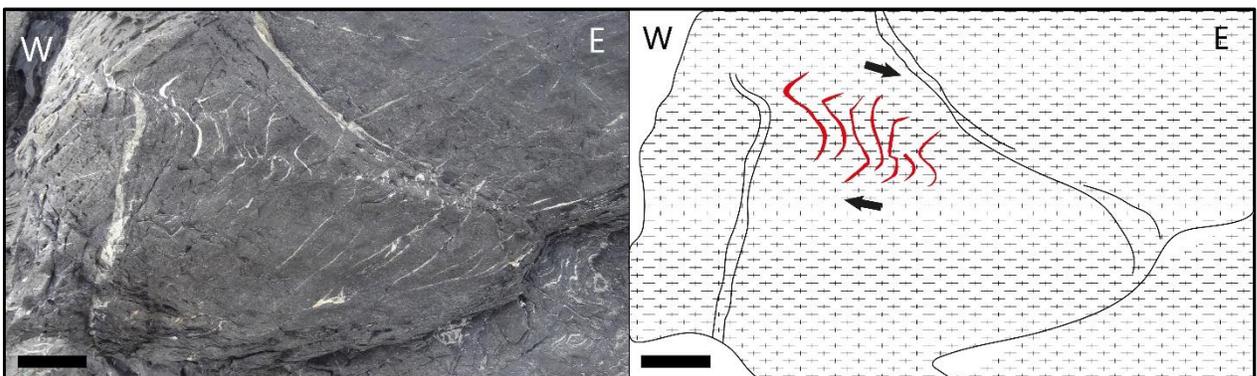


Figura 4.14. Grietas sigmoidales en echelón con rotación dextral en esquistos de mica en playa Las Ventanas del Complejo Metamórfico Punta de Choros. Escala gráfica: 10 cm.

5. INCLUSIONES FLUIDAS

Para el análisis de inclusiones fluidas se seleccionaron cristales de cuarzo metamórfico aislados, en vetillas o agregados, por ser el mineral transparente más abundante en los complejos metamórficos estudiados. Solo en una muestra se encontró calcita (ENC017) pero debido a su ocurrencia (diseminada entre los granos) no fue posible identificar inclusiones fluidas en sus cristales.

5.1 Petrografía de inclusiones fluidas

Se describen dos estructuras de cuarzo donde se encontraron inclusiones fluidas: 1) vetillas de cuarzo de segregación, con cuarzo recristalizado formando puntos triples en una roca caja de esquistos de mica (ENC001 y ENC004) y esquistos de mica y granate (ENC002) y 2) cristales o agregados de cristales de cuarzo como clastos en brecha metamórfica de origen tectónico (ENC006, ENC007, ENC012) o en roca con textura cataclástica (ENC012).

Se agruparon las inclusiones en 19 arreglos (FIA, *fluid inclusion assemblages*), nombradas en orden correlativo de definición y descritas de acuerdo a su orden espacial, número de fases y origen temporal (primario, secundario, pseudosecundario). Se describirán agrupados por muestras en orden correlativo (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Resumen de las características, de cada arreglo de inclusiones fluidas, con la muestra en la que se encuentra, las temporalidades, el tipo de inclusión, dominio morfológico y litología de cada asociación.

Muestra	Arreglo	Temporalidad	Tipo	Dominio	Litología
ENC001	FIA15	Primaria	Rica en L	Vetilla de cuarzo	Esquisto de mica
	FIA16	Secundaria			
ENC002	FIA13	Primaria	Rica en L	Vetilla de cuarzo	Esquisto de mica y granate
	FIA14	Secundaria			
ENC004	FIA1	Primaria	Rica en L	<i>Boudin</i> (agregado)	Esquisto de mica (<i>boudines</i>)
	FIA2	Secundaria	Rica en L		
	FIA8	Secundaria	Bifásica rica en V		
	FIA3	Secundaria	Rica en L		
ENC006	FIA17	Secundaria	Rica en L	Cristales aislados	Brecha tectónica
	FIA18	Secundaria			
	FIA19	Primaria			
ENC007	FIA12	Primaria	Rica en L	Agregados cristalinos	Brecha Tectónica
ENC012	FIA5	Secundaria	Rica en L	Cristales aislados	Veta rellena de Brecha tectónica
	FIA7	Primaria			

En la muestra ENC001, en vetillas de cuarzo de segregación asociadas a foliaciones secundarias S1 y S2 se definieron dos arreglos (Figura 5.1).

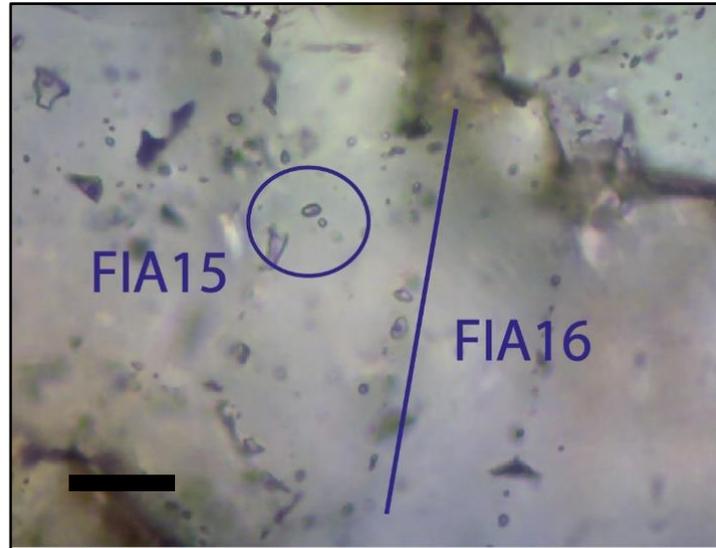


Figura 5.1. FIA 15, de temporalidad primaria, y FIA16 de temporalidad secundaria, de inclusiones fluidas en la muestra ENC001, en un esquistos de mica. Escala grafica de 50 μm .

FIA15: arreglos de inclusiones primarias, de 10 a 22 μm de diámetro, con moda alrededor de 18 μm . La proporción de vapor varía entre un 10 a un 20%, en general de forma prismática, aunque algunas son alargadas. Se observa decrepitación de manera puntual. Se presentan aisladas o en *clusters* dentro de los cristales

FIA16: inclusiones fluidas de origen secundario en arreglos lineales perpendiculares a la dirección de las vetillas. La proporción de vapor es de un 22 a un 30%. Prismáticas en su mayoría con un diámetro entre 1 a 32 μm , aunque la moda se sitúa alrededor de los 18 μm . Mayor presencia de decrepitación de forma alargada en la dirección del arreglo.

En la muestra ENC002 se presentan dos arreglos (Figura 5.2) en finas vetillas de cuarzo con características similares a la muestra ENC001.

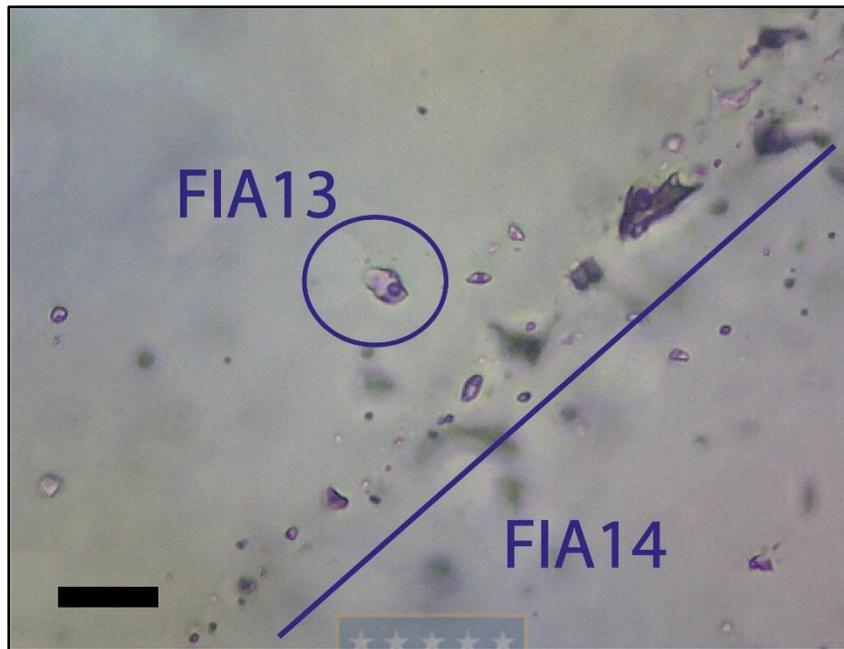


Figura 5.2. Arreglos primarios (FIA13) y secundarios (FIA14) en la muestra ENC002, en un esquistos de mica y granate. Obsérvese la presencia de inclusiones decrepitadas. Escala gráfica de 30 μm

FIA13: arreglo de origen primario que se presenta de forma aislada en el interior de los cristales de cuarzo, cercano a los arreglos secundarios y *clusters* de inclusiones fluidas ricas en vapor decrepitadas. De forma ovalada en su mayoría, puntualmente prismáticas, alcanzan tamaños de entre 10 a 27 μm , donde la mayoría se encuentra sobre los 20 μm . Bifásicas con una proporción de vapor entre 10 y 20%.

FIA14: de origen secundario, con 20% de vapor, aunque puedan llegar puntualmente a 30%, se agrupan en planos perpendiculares a las vetillas. Pueden alcanzar tamaños menores a 1 μm , aunque la mayoría se ubica entre los 18-20 μm . De forma ovalada más alargada que el arreglo anterior.

En la muestra ENC004 se definieron 4 arreglos de inclusiones fluidas (Figura 5.3) en un *boudin* asociado a una vetilla de cuarzo de segregación. Los cristales del *boudin* donde se definieron arreglos eran agregados cristalinos de cuarzo con puntos triples, sin que fuera posible encontrar inclusiones fluidas medibles en los cristales de cuarzo fracturados y plagioclasas.

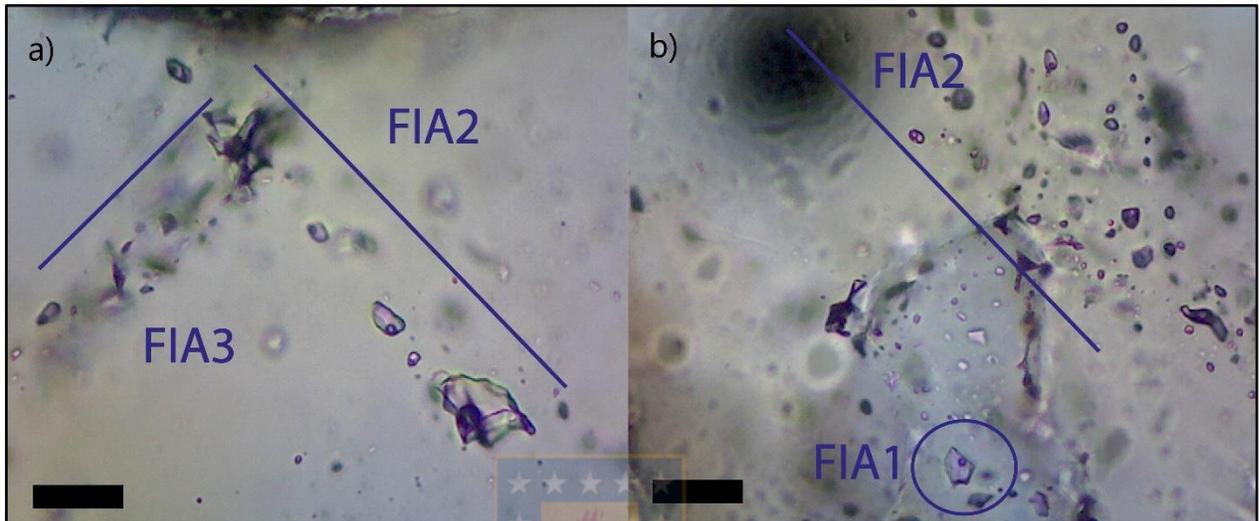


Figura 5.3. Arreglos de la muestra ENC004 en un *boudin* dentro de un esquistos de mica. En a) el FIA2 presenta grandes inclusiones decrepitadas, mientras que las inclusiones de FIA3 son de pequeño tamaño. En b) las inclusiones primarias son de mayor tamaño que las secundarias de FIA2. Escala gráfica en ambas imágenes de 30 μm

FIA1: inclusiones fluidas primarias que se pueden encontrar en el borde de crecimiento del cristal o *clusters*, aunque en su mayoría se presentan aisladas, con un tamaño entre 5-30 μm , con una moda alrededor de 19 μm . La proporción de vapor varía entre 10-20%, la mayoría posee entre 18-25% de vapor. Se pueden encontrar tanto de forma prismática o esférica a ovalada.

FIA2: inclusiones fluidas de origen secundario, los planos siguen la dirección de crecimiento del *boudin*, es decir, perpendicular a la vetilla de cuarzo. Prismáticas a ovaladas, siempre alargadas, presentan decrepitación. Varían entre 1 y 8 μm y poseen entre 10 y 15% de vapor.

FIA3: inclusiones fluidas de origen secundario y de características similares a FIA002, se diferencian en los planos son perpendiculares a los planos del arreglo anterior y paralelos a al crecimiento de la vetilla y la proporción de vapor es de 15% en promedio.

FIA8: de origen secundario, es un arreglo que se separó de FIA3 por la proporción de vapor (Figura 5.4) donde este superaba al de líquido, alcanzando hasta 60%. Sin tener diferencias significativas en cuanto al tamaño y la morfología, la ocurrencia es mucho menor y solo se encuentran en *clusters* y de forma aislada en ciertos cristales de cuarzo.

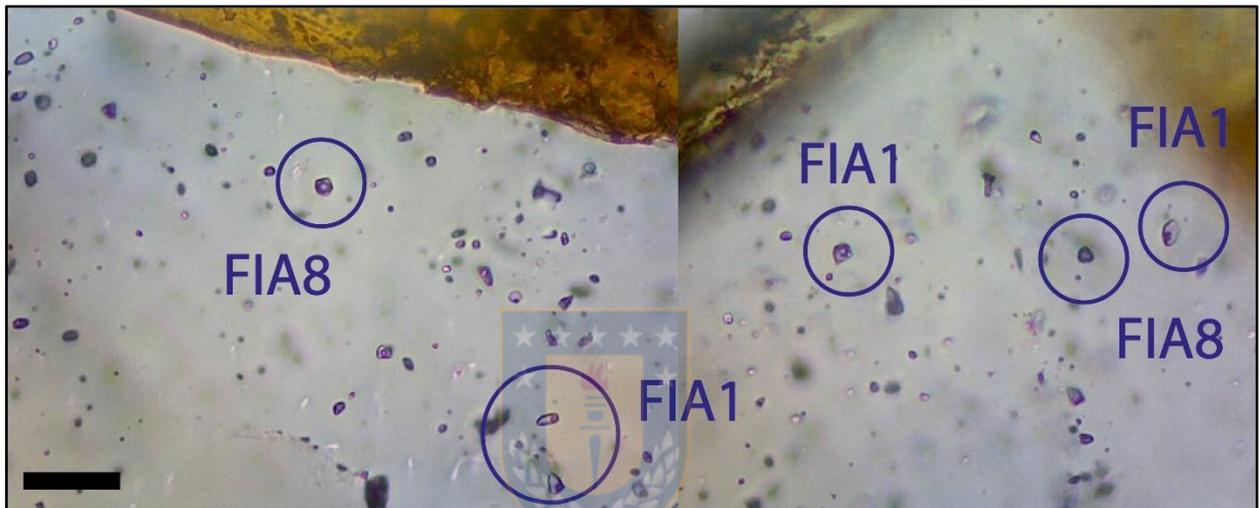


Figura 5.4. Arreglos primarios de la muestra ENC en el *boudin*. La proporción de vapor en las inclusiones de FIA8 supera el 60%. Escala gráfica de 50 μm

En la muestra ENC006 se definieron 3 arreglos de inclusiones fluidas en cristales aislados de cuarzo (Figura 5.5) y agregados de cuarzo recristalizado en la matriz de la brecha.

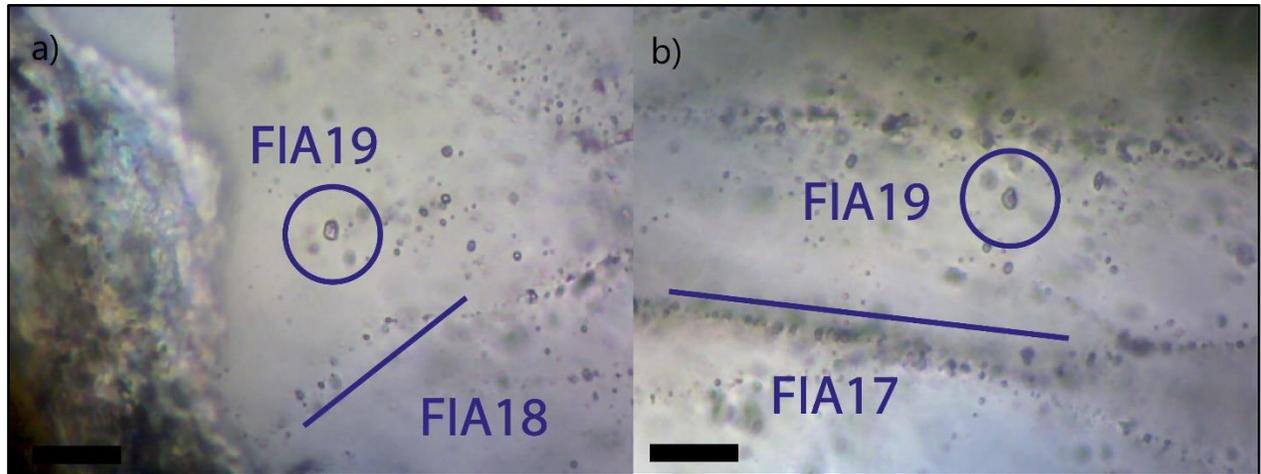


Figura 5.5. Arreglos de la muestra ENC007, correspondiente a una brecha de origen tectónico. a) FIA19, correspondiente a inclusiones primarias y FIA18, a secundarias. Nótese lo pequeñas y difusas de las inclusiones. b) el FIA17, se origen secundario, es más notorio que el arreglo secundario descrito anteriormente. Escala gráfica en ambas imágenes de 50 μm .

FIA17: arreglo de inclusiones fluidas de origen secundario alojadas en cristales aislados de cuarzo. Se presentan en planos que atraviesan todo el cristal. Al ser un cristal aislado en una brecha, no es posible establecer una dirección con respecto a la ruptura de la brecha por la rotación que sufren los cristales durante la formación de la roca. De entre 1 y 25 μm , presentan un 15% de vapor, siendo inclusiones prismáticas en su mayoría.

FIA18: similares a las anteriores, se diferencian en que fueron descritas en agregados de cuarzo recristalizado. No poseen diferencias significativas con las inclusiones asociadas al arreglo anterior tanto en la proporción de vapor, morfología o tamaño, mas si en la cantidad de ellas, siendo estas últimas (FIA17) más abundantes.

FIA19: de origen primario, muy abundantes, de tamaños que varían entre 8 y 30 μm , con una moda alrededor de los 28 μm . La proporción de vapor es de entre 20 y 25%. Tienden a ser más esféricas que las inclusiones secundarias.

En la muestra ENC007 se definieron 4 arreglos (Figura 5.6), todos en agregados de cuarzo recristalizado.

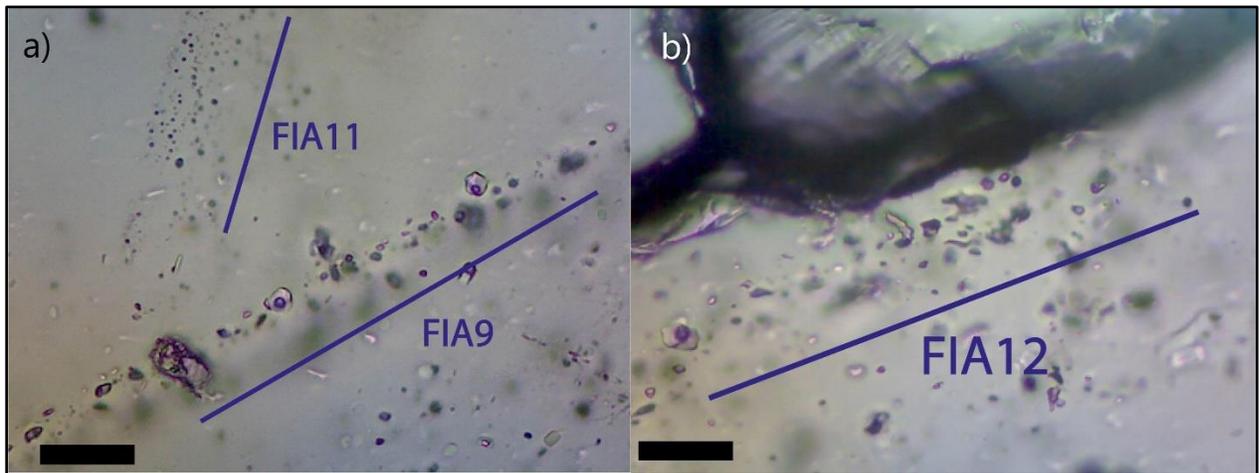


Figura 5.6. Inclusiones fluidas en la muestra ENC007, una brecha tectónica. En a) se aprecian los arreglos secundarios, donde las inclusiones fluidas de FIA 9, a pesar de ser pequeñas, son mayores que las de FIA 11. En b) arreglo primario en el borde de crecimiento del cristal con evidencia de decrepitación. Escala gráfica en ambos casos de 30 μm .

FIA9: compuesta por inclusiones de origen secundario redondeadas a prismáticas, en general no superan los 15 μm de diámetro, con una proporción de vapor de alrededor de 30%, forma largos planos que atraviesan varios cristales.

FIA10: clasificadas como inclusiones de origen pseudosecundario (Figura 5.7), fueron observadas en ciertos cristales en planos que no atravesaban el cristal en toda su longitud. De tamaño que no superaba los 4 μm , es difícil establecer una proporción de vapor confiable más allá de identificar dos fases en ellas. De forma esféricas, se presentan en planos con distribuciones densas.

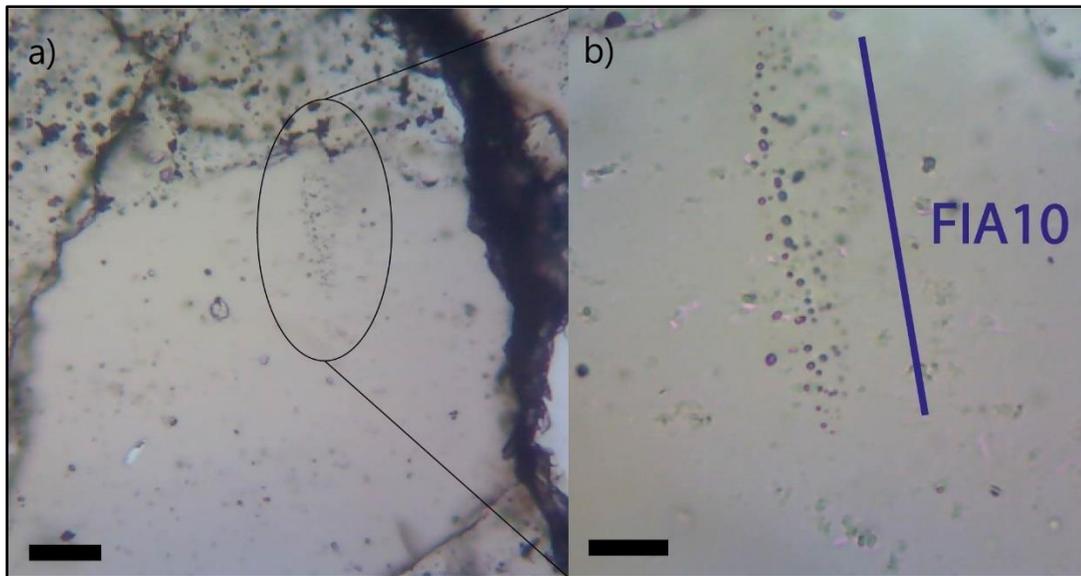


Figura 5.7. Inclusiones de origen pseudosecundario que no cruzan todo el cristal. Debido a su tamaño no es posible distinguir fases. Escala gráfica de 60 μm en a) y 30 μm en b).

FIA11: muy similares al arreglo anterior, del mismo tamaño y morfología, también presentan dificultades para calcular proporciones de fases. Se diferencia del FIA10 por ser de origen secundario al atravesar cristales enteros.

FIA12: de origen primario y bifásicas, son las más abundantes. Se presentan en *clusters*, aisladas o en el borde de los cristales, con gran cantidad de inclusiones con signos de decrepitación. Las inclusiones que no han sido alteradas son prismáticas u ovaladas, con un tamaño entre los 5 y 25 μm , aunque se concentran alrededor de los 12 μm . La proporción de vapor se encuentra alrededor del 14%, aunque puede variar entre el 10 y el 20%.

En la muestra ENC012 se agruparon las inclusiones fluidas en un arreglo primario y 3 secundarios según la dirección de intrusión de la veta de la brecha (Figura 5.8). Se presentan en cristales aislados de cuarzo tanto en la brecha como en la roca caja, no encontrándose diferencias morfológicas, de proporción de vapor o de tamaño importantes entre ellas, por lo que se agrupan en función de su origen y dirección del arreglo.

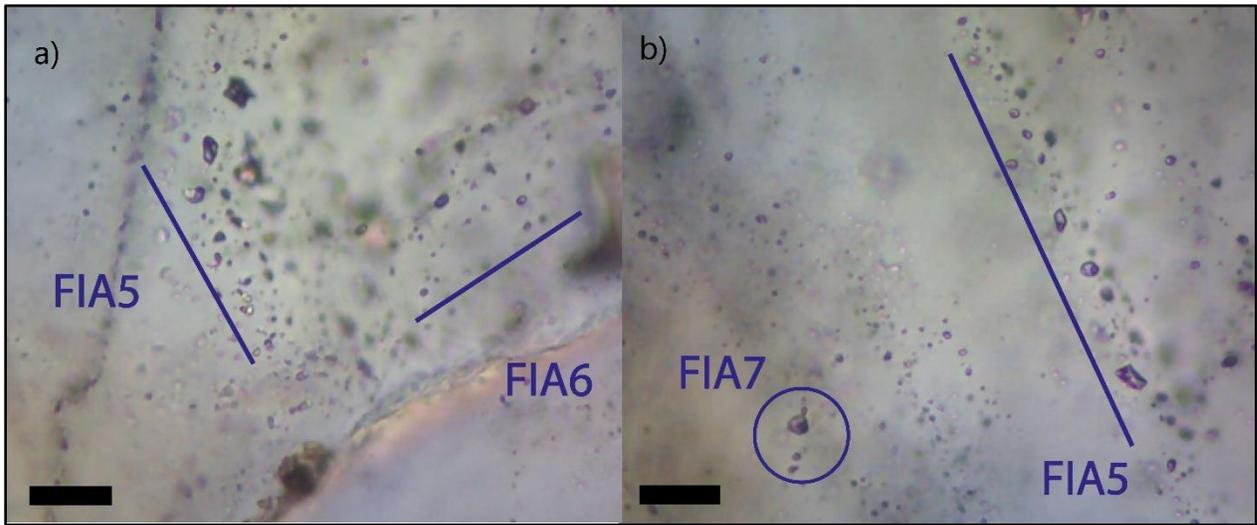


Figura 5.8. Inclusiones fluidas en la muestra ENC012, una veta de una brecha de origen tectónico, de arreglos secundarios. (a) el plano de FIA5 es paralelo a la intrusión de la veta y FIA 6 es perpendicular a este. (b) inclusiones fluidas de origen primario junto a secundarias de FIA5. Escala gráfica en ambas imágenes de 30 μm .

FIA4: inclusiones de origen secundario, muy pequeñas y redondeadas que no superan los 8 μm . Presentan dos fases donde el vapor se ocupa entre en 20 y el 30% del volumen total. Se agrupan en planos perpendiculares a la dirección de intrusión de la veta.

FIA5: ordenadas en planos paralelos a intrusión de la veta, son las más abundantes entre las secundarias. Bifásicas con una proporción de vapor variable entre los 20 y el 30% del volumen total. En su mayor parte tienen un diámetro alrededor de 8 μm , aunque hay algunas que alcanzan los 22 μm . Muchas de ellas se encuentran decrepitadas, el resto son alargadas ovaladas o prismáticas.

FIA6: de características similares al arreglo anterior, se diferencian por la dirección del plano donde se encuentran, siendo este oblicuo a los planos de los FIAs 4 y 5 y su tamaño reducido, que no supera los 15 μm . Algunas pueden alcanzar hasta 40% en la proporción del vapor.

FIA7: arreglo de origen primario, se presenta tanto en *clusters* como aisladas, siendo las más abundantes. Son de tamaños variados que van desde los 5 a los 30 μm de diámetro, con proporciones de vapor igual de variables entre el 20 y 28% del volumen total. Pueden ser prismáticas, ovaladas o esféricas.

5.2 Microtemometría

5.2.1 Consideraciones

Antes de realizar las mediciones, se midieron estándares sólidos y líquidos que luego servirían para corregir las temperaturas medidas. Para las mediciones de calentamiento se utilizó azobenceno, fenacetina, urea, ácido succínico, dicianidamida, sulfanilamida, fenolftaleína y nitrato de sodio. Para las mediciones de enfriamiento con nitrógeno líquido se midieron estándares de clorobenceno y agua bidestilada. Con esto datos se creó una curva de calibración, donde los datos se ajustaban a la línea de tendencia $y = 0,9983x - 2.6407$ con R^2 de 0,9992, donde y corresponde a las temperaturas teóricas de fusión de los estándares en °C, mientras x representa las temperaturas de fusión medidas (Anexo 2). Todas las mediciones subsiguientes se presentan corregidas a esta curva de calibración.

A partir de los 19 arreglos definidos, se localizaron 26 zonas de estudio en 6 muestras, donde se identificaron 103 inclusiones fluidas, en las que se realizaron 225 mediciones de 15 FIAs. No fue posible medir ninguna inclusión en 4 arreglos por el tamaño de las inclusiones, que no sobrepasaban los 5 μm (FIA2, FIA4, FIA10, FIA 11)

5.2.2 Resultados

Para cada arreglo se presenta el promedio corregido (°C) de las temperaturas del punto eutéctico (T_e), temperatura del último fundido (T_m) (Tabla 5.2) y temperaturas de homogenización (T_h), para cada arreglo (Anexo 2). Con el programa *BULK* (Bakker y Brown, 2003), que utiliza la T_h y T_m se obtiene la presión de homogenización (P_h) y densidad (g/cm^3) a partir de la ecuación de estado de las condiciones de homogenización de Duschek *et al.*, (1990) y la salinidad (wt% NaCl) a partir del modelo de interacción iónico de Bakker (1999) con coeficientes de salinidad de Cramer (1982), Stoessell y Byrne (1982) y Byrne y Stoessell (1982). Se asumió un sistema ternario $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$, descrito en su mayor parte para inclusiones fluidas en vetas de cuarzo de segregación en rocas metamórficas (Greenwood, 1962; Kerrick, 1974; Yardley y Graham 2002). Para cada set de datos se obtuvieron las desviaciones estándar, donde ningún dato sobrepasó las 2σ .

Tabla 5.2. Resumen de las temperaturas promedio del punto eutéctico (T_e) y del último fundido (T_m) junto a sus medidas máximas y mínimas.

Muestra	Arreglo	Temporalidad	N° IF medidas (enfriamiento-calentamiento)	$T_e \bar{x}$ (°C)	T_e mín (°C)	T_e máx (°C)	$T_m \bar{x}$ (°C)	T_m mín (°C)	T_m máx (°C)
ENC001	FIA15	Primaria	7 (10 – 8)	-44.8	-28.1	-58.6	-20.7	-18.1	-22.8
	FIA16	Secundaria	3 (6 – 3)	-22.6	-22.3	-23.0	-12.0	-11.7	-12.1
ENC002	FIA13	Primaria	4 (6 – 4)	-21.6	-12.4	-24.9	-10.6	-7.8	-13.4
	FIA14	Secundaria	5 (5 – 5)	-20.9	-16.9	-27.9	-11.2	-7.0	-14.2
ENC004	FIA1	Primaria	8 (8 – 15)	-32.6	-27.1	-40.2	-12.0	-9.7	-20.9
	FIA8	Secundaria	1 (1 – 1)				-2.7		
	FIA3	Secundaria	3 (3 – 8)	-17.4	-14.5	-19.2	-10.7	-10.3	-11.0
ENC006	FIA17	Secundaria	1 (1 – 1)	-21.9			-9.1		
	FIA18	Secundaria	2 (3 – 2)	-18.1	-15.3	-20.8	-7.0	-7.0	-7.0
	FIA19	Primaria	3 (6 – 3)	-27.1	-25.9	-28.7	-14.2	-13.5	-14.5
ENC007	FIA12	Primaria	2 (2 – 9)	-44.3	-42.9	-45.8	-18.0	-17.4	-18.6
ENC012	FIA5	Secundaria	3 (4 – 9)	-26.2	-21.3	-32.2	-8.3	-7.2	-9.2
	FIA6	Secundaria	1 (1 – 1)	-52.4			-6.1		
	FIA7	Primaria	3 (8 – 11)	-33.2	-21.9	-41.8	-15.5	-13.1	-20.2

Tabla 5.3. Resumen por arreglo de las temperaturas promedio de homogenización (T_h), así como su mínimo y su máximo, junto con las presiones de homogenización y salinidades y densidades promedio.

Muestra	Arreglo	Temporalidad	$T_h \bar{x}$ (°C)	T_h máx (°C)	T_h mín (°C)	P_h (bar)	NaCl \bar{x} (wt%)	$\rho \bar{x}$ (g/cm ³)
ENC001	FIA15	Primaria	185.8	202.4	171.9	772.3	23.1	1.1878
	FIA16	Secundaria	176.5	180.3	169.7	700.3	16.1	1.1344
ENC002	FIA13	Primaria	243.5	331.8	243.2	1576.0	14.7	1.1233
	FIA14	Secundaria	172.6	179.3	168.2	672.4	15.2	1.1550
ENC004	FIA1	Primaria	192.9	209.3	185.3	827.9	16.0	1.1336
	FIA8	Secundaria	154.3			548.2	4.5	1.0201
	FIA3	Secundaria	171.9	173.5	169.5	666.7	14.9	1.1251
ENC006	FIA17	Secundaria	182.3			743.0	13.2	1.1122
	FIA18	Secundaria	180.1	180.7	179.4	726.1	10.6	1.0936
	FIA19	Primaria	197.3	198.3	195.9	861.3	18.2	1.1496
ENC007	FIA12	Primaria	227.0	231.6	222.4	1125.5	21.1	1.1726
ENC012	FIA5	Secundaria	176.0	177.4	175.2	696.7	12.2	1.1014
	FIA6	Secundaria	200,1			884.7	9.5	1,1172
	FIA7	Primaria	201.2	207.3	193.3	887.5	19.0	1.1148

Para la muestra ENC001 se midieron inclusiones fluidas de las dos FIAs presentes.

FIA15: se midieron 7 inclusiones fluidas primarias con una T_e promedio de $-44,8^\circ\text{C}$ variando entre $-58,6$ y $-28,1^\circ\text{C}$. La T_m promedio es $-20,7^\circ\text{C}$ que varía entre $-18,1$ y $-22,8^\circ\text{C}$. La T_h promedio de $185,8^\circ\text{C}$. El promedio de salinidad es de $23,1\%$ y de densidad es de $1,1878\text{ g/cm}^3$, mientras la presión de homogenización es de $772,3\text{ bar}$.

FIA16: con mediciones de 3 inclusiones fluidas en, el promedio del eutéctico es de $-22,6^\circ\text{C}$ varían de $-22,3$ a $-23,0^\circ\text{C}$. Las temperaturas del último fundido tienen un promedio de $-12,0^\circ\text{C}$, que varía entre $-11,7$ y $-12,1^\circ\text{C}$. Las T_h tienen un promedio de $178,6^\circ\text{C}$ (varía de $169,7$ a $180,3$). La salinidad es de $16,1\text{ wt}\%$ promedio. La presión de homogenización y la densidad son en promedio de $70,3\text{ bar}$ y $1,1344\text{ g/cm}^3$ respectivamente.

En la muestra ENC002 se logró medir un arreglo primario (FIA13) y otro secundario (FIA14):

FIA13: con 4 inclusiones fluidas medidas en enfriamiento, la T_e promedio es de $-21,6^\circ\text{C}$, con dos datos que escapan del promedio ($-12,4$ y $-24,9^\circ\text{C}$). La T_m es de $-10,6^\circ\text{C}$ en promedio, nuevamente con dos datos que salen de la media ($-7,8$ y $-13,4^\circ\text{C}$) pero no coincidentes con los anteriores. La T_h promedio de las inclusiones fluidas medidas es de $243,3^\circ\text{C}$, aunque presenta grandes variaciones: desde $243,2$ hasta $331,8^\circ\text{C}$. La salinidad es de $14,7\%$ en promedio, la densidad de $1,1233\text{ g/cm}^3$ y la presión de homogenización alcanza los 1576 bar .

FIA14: con 5 inclusiones fluidas medidas, la T_e , T_m y T_h promedio son de $-20,9^\circ\text{C}$, $-11,2$ y $172,6^\circ\text{C}$ respectivamente, donde ninguna de estas mediciones se encuentra alejada del promedio. La presión de homogenización es de $672,4\text{ bar}$, salinidad alcanza el $15,2\%$ en promedio y la densidad tiene un $1,1550\text{ g/cm}^3$ en promedio.

Para la muestra ENC004 se lograron medir tres arreglos, dos secundarios, uno rico en líquido y otro rico en vapor y uno primario (FIA3, FIA 8 y FIA1 respectivamente). Las inclusiones fluidas del resto de arreglos no tenían el tamaño mínimo requerido para observar el cambio de fase.

FIA1: se realizaron 8 mediciones. La temperatura del eutéctico varía entre los $-27,1$ y $-40,2^\circ\text{C}$, con un promedio de $-32,6^\circ\text{C}$. La T_m promedio alcanza los -12°C (varía entre $-9,7$ y $-20,9^\circ\text{C}$) y la

temperatura de homogenización promedio es de 192,9°C, siendo 185,3 y 209,3°C sus datos extremos. La salinidad promedio es de 15,2% y la densidad de 1,1336 g/cm³. La presión de homogenización es de 827,9 bar.

FIA8: arreglo de temporalidad secundaria rica en vapor, se realizó una medición de enfriamiento y otra de calentamiento sobre la misma inclusión fluida, no fue posible distinguir el punto eutéctico, pero sí una T_m de -2,7 y T_h de 154,3. La presión de homogenización es de 548,1 bar, la salinidad de 4,5% y la densidad de 1,0201 g/cm³.

FIA3: con 3 inclusiones fluidas medidas, la T_e y T_m promedio es de -17,4 y -10,7°C respectivamente. La T_h es de 171,9°C en promedio (varían entre los 169,5 y 173,5°C) y la salinidad y densidad promedio son de 14,9% y 1,1251 g/cm³ respectivamente. La presión de homogenización es de 666,7 bar

En la muestra ENC006 se logró medir 6 inclusiones fluidas en 3 diferentes arreglos:

FIA17: con solo una medición de enfriamiento y una de calentamiento, el eutéctico es de -21,9°C y el último fundido aparece q los -9,1 °C. La única medida de homogenización fue de 182,3°C, la presión de homogenización es de 743 bar y el promedio de salinidad y densidad es de 13,2% y 1,1122 g/cm³ respectivamente

FIA18: con 3 mediciones de enfriamiento y 2 de calentamiento, la T_e en promedio es de -19,3°C, variando entre -15,3 y -21,9°C. La T_m y T_h promedio son de -7,4 y 180,1°C. La presión de homogenización es de 726,1 bar, la salinidad promedio es de 11% y la densidad de 1,0963 g/cm³. La variación de los datos de estos últimos cinco datos no es significativa.

FIA19: se realizaron 3 mediciones de enfriamiento y 3 de calentamiento, el eutéctico en promedio es de -21,1C, la temperatura del último fundido es de -14,2°C y de homogenización 197,3°C. La presión de homogenización alcanza los 861,3 bar, la salinidad tiene un 18,2% en promedio y la densidad de 1,1726 g/cm³. Los datos de temperatura presentan poca variación respecto a sus promedios, con una desviación estándar entre 0,8 y 1,5°C.

Para la muestra ENC007 solo se lograron realizar mediciones en dos arreglos, que en su mayoría fueron de calentamiento:

FIA9: en este arreglo secundario no se hicieron mediciones de enfriamiento, pero si 4 mediciones de calentamiento con un promedio de $189,7^{\circ}\text{C}$ que varía entre los $170,6$ y $215,5^{\circ}\text{C}$ con una salinidad en promedio de $1,1235\text{ g/cm}^3$ y una presión de homogenización de $807,3\text{ bar}$.

FIA12: arreglo de temporalidad primaria, se realizaron 2 mediciones de enfriamiento con T_e y T_m en promedio de $-44,3$ y -18°C . Para las mediciones de calentamiento, el promedio de la T_h es de $227,0^{\circ}\text{C}$, que varía entre los $222,4$ y $231,6^{\circ}\text{C}$. La salinidad y la densidad son de $21,1\%$ y $1,1726\text{ g/cm}^3$ en promedio respectivamente. La presión de homogenización es de $1125,5\text{ bar}$.

En la muestra ENC012 se midieron inclusiones fluidas de 3 arreglos diferentes, los dos primeros secundarios y el último primario:

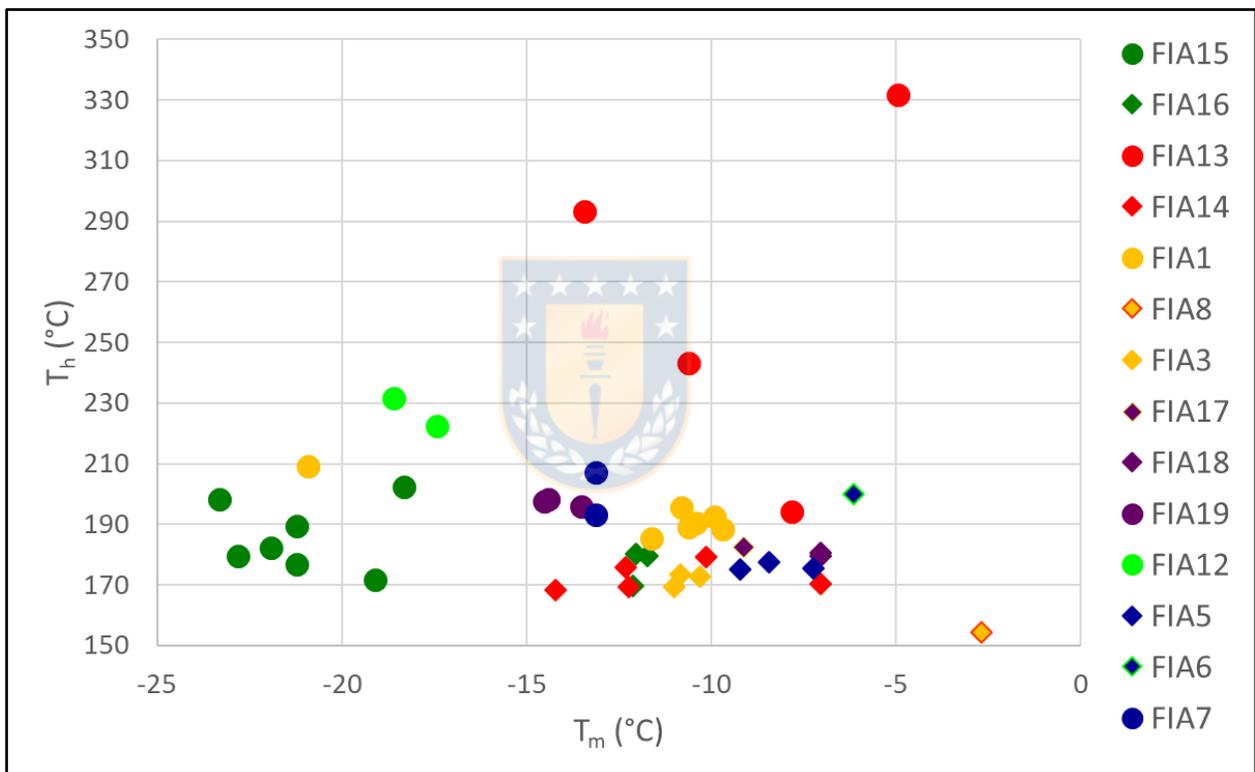
FIA5: con 3 mediciones de enfriamiento y calentamiento, la T_e en promedio es de $-26,2^{\circ}\text{C}$, varía entre los $-21,3$ y $-32,2^{\circ}\text{C}$. La T_m es de $-8,3^{\circ}\text{C}$, con una variación entre $-7,2$ y $-9,2^{\circ}\text{C}$. La T_h es de 176°C en promedio, con extremos de $177,4$ y $175,2^{\circ}\text{C}$. La presión de homogenización es de $696,7\text{ bar}$, la salinidad tiene un promedio de $12,2\%$ y la densidad de $1,1014\text{ g/cm}^3$ en promedio.

FIA6: se logró realizar 1 medición en una inclusión fluida con una temperatura del eutéctico y del último fundido de $-52,4^{\circ}\text{C}$ y $-6,1^{\circ}\text{C}$ respectivamente, de homogenización de $200,1^{\circ}\text{C}$, presión de homogenización de $884,7\text{ bar}$ y con una densidad de $1,1172\text{ g/cm}^3$.

FIA7: con mediciones en 3 inclusiones fluidas, el eutéctico mostró dos valores extremos de $-21,9$ y $-41,8^{\circ}\text{C}$, con un $-33,2^{\circ}\text{C}$ en promedio. El último fundido se midió entre los $-13,1$ y $-20,2^{\circ}\text{C}$, con un promedio de $-15,5^{\circ}\text{C}$. La homogenización de las fases ocurrió en promedio a los $201,2^{\circ}\text{C}$, variando entre $193,3$ y $207,43^{\circ}\text{C}$. La presión de homogenización es de $887,5\text{ bar}$, la salinidad es, en promedio, de 19% , mientras que la densidad promedio es de $1,1148\text{ g/cm}^3$.

Se pueden comparar la temperatura de homogenización y la del último fundido de cada inclusión fluida (Figura 5.9) o ver las diferencias del promedio de cada arreglo (Figura 5.10), así como la salinidad y densidad promedio de cada asociación (Figura 5.11).

A partir de la densidad, las temperaturas y presiones promedio de homogenización, así como las composiciones molares del sistema H_2O-CO_2-NaCl entregadas por el programa *BULK* de Bakker y Brown (2003) se construyeron isócoras con los algoritmos creados por McInnis (2018) para cada arreglo (Figura 5.12). También se grafican los arreglos secundarios del esquisto de mica con *boudines*, uno rico en líquido y en vapor (Figura 5.13).



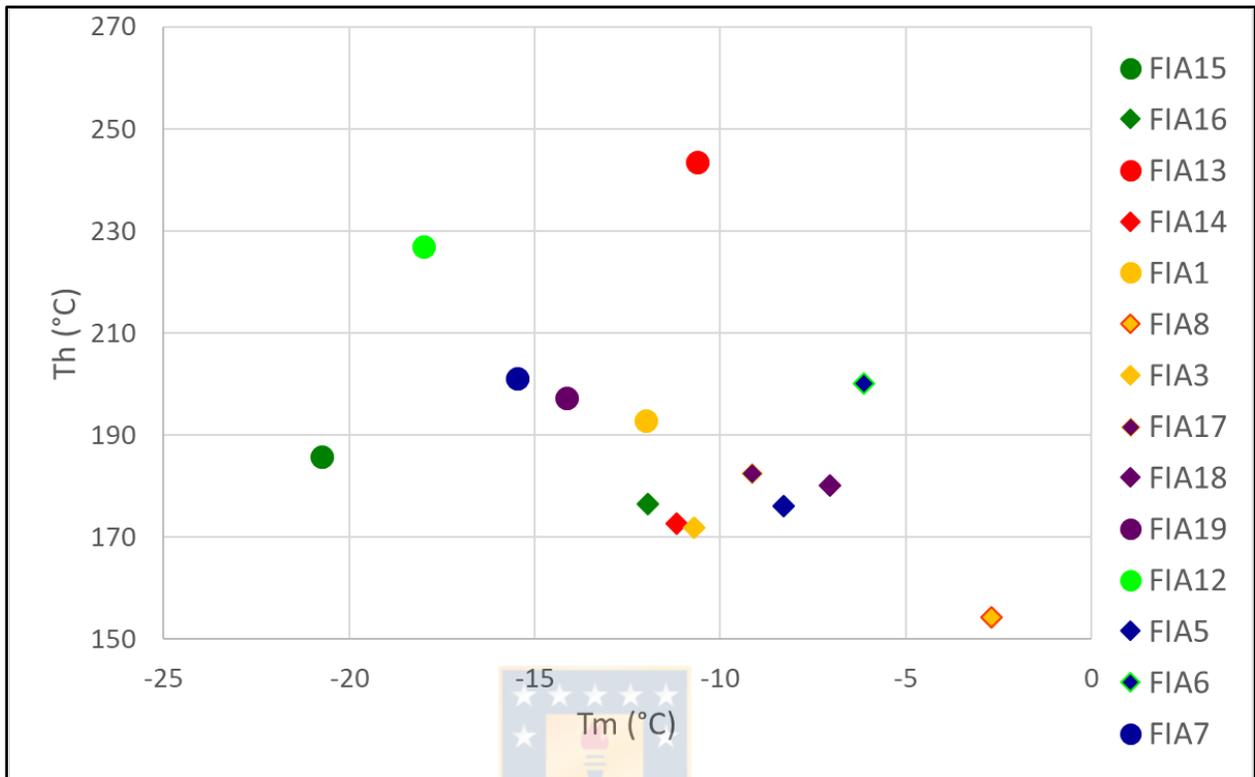


Figura 5.10. Gráfico con el promedio de la temperatura de homogenización (Th) versus temperatura del último fundido (Tm) de cada arreglo. Los arreglos de temporalidad primaria están representados por un círculo (○) y los de temporalidad secundaria por un diamante (◇). FIA15 y FIA16 (ENC001), FIA1, FIA8 y FIA3 (ENC004) fueron definidos de muestras de esquistos de mica; FIA13 y FIA14 (ENC002) en un esquisto de mica y granate; FIA 17, FIA18 y FIA 19 (ENC006) y FIA12 (ENC007) en clastos de brechas de origen tectónico y FIA5, FIA6 y FIA7 (ENC012) en una veta de brecha.

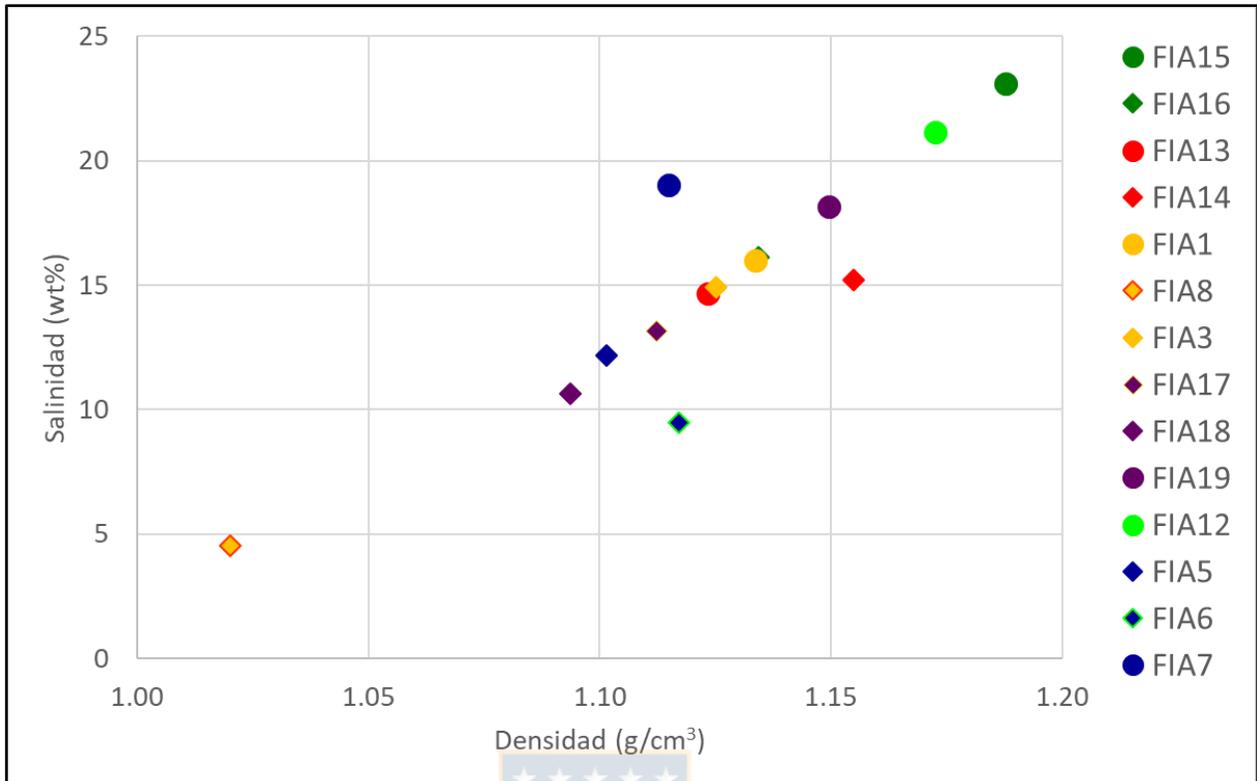


Figura 5.11. Gráfico de de densidad (g/cm³) versus salinidad (wt%) para cada inclusión fluida en cada arreglo. Los arreglos de temporalidad primaria están representados por un círculo (○) y los de temporalidad secundaria por un diamante (◇). FIA15 y FIA16 (ENC001), FIA1, FIA8 y FIA3 (ENC004) fueron definidos de muestras de esquistos de mica; FIA13 y FIA14 (ENC002) en un esquisto de mica y granate; FIA 17, FIA18 y FIA 19 (ENC006) y FIA12 (ENC007) en clastos de brechas de origen tectónico y FIA5, FIA6 y FIA7 (ENC012) en una veta de brecha.

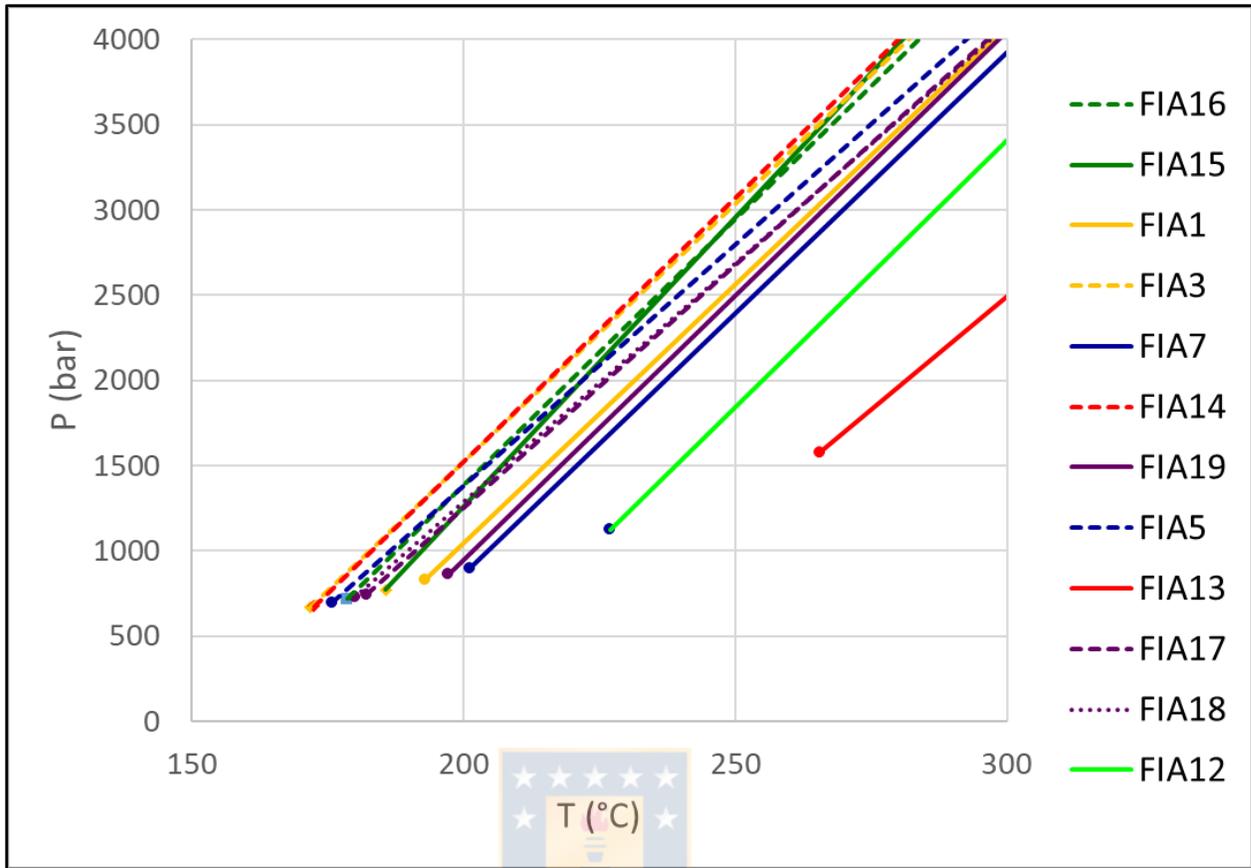


Figura 5.12. Isócoras construidas a partir de algoritmos de McInnis (2018) para el sistema H₂O-CO₂-NaCl en arreglos de inclusiones fluidas ricas en líquido de origen primario (línea continua) y secundario (línea segmentada). FIA15 y FIA16 (ENC001), FIA1 y FIA3 (ENC004) fueron definidos de muestras de esquistos de mica; FIA13 y FIA14 (ENC002) en un esquisto de mica y granate; FIA 17, FIA18 y FIA 19 (ENC006) y FIA12 (ENC007) en clastos de brechas de origen tectónico y FIA5 y FIA7 (ENC012) en una veta de brecha

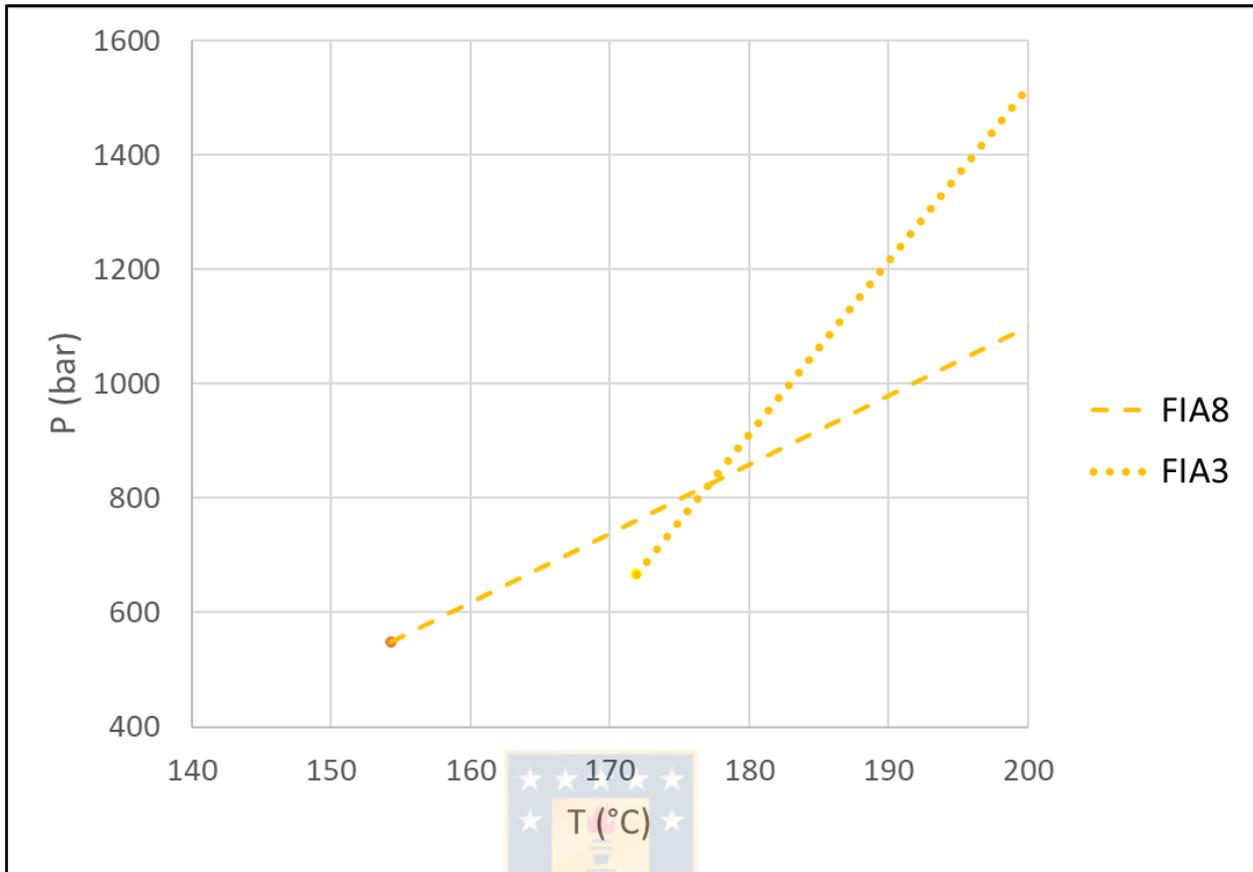


Figura 5.13. Isócoras construidas a partir de algoritmos de McInnis (2018) para el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ en arreglos de inclusiones fluidas de origen primario ricas en líquido (FIA1, línea continua) y ricas en vapor (FIA8, línea segmentada), alojadas en la muestra ENC002, un *boudin* de un esquistos de mica en punta Ardiles, parte del Complejo Metamórfico Punta de Choros

6. DISCUSIÓN

6.1 Caracterización de los fluidos

Si se comparan las temperaturas de homogenización de los arreglos de inclusiones primarias y secundarias (Tabla 5.1), se observan temperaturas más elevadas en las primeras, entre 185,8°C y 243,5°C con un promedio de 201,1°C, que en las segundas (154,3-188,1°C, promedio de 74,1). También poseen una mayor salinidad promedio, de 18,5 wt% NaCl *versus* 12,3 wt% NaCl, y mayor presión de homogenización, de 1001,4 bar contra 685,5 bar en promedio.

Tabla 6.1. Promedios de temperaturas (T_h) y presiones (P_h) de homogenización de las muestras estudiadas.

Litología	Temporalidad	T_h (°C)	P_h (bar)	Salinidad (wt% NaCl)
Esquistos de mica	Primaria	185,8	772,3	23,1
	Secundaria	176,5	700,3	16,1
Esquistos de mica y granate	Primaria	243,5	1576	14,7
	Secundaria	172,6	672,4	15,2
Esquistos de mica con boudines	Primaria	192,9	827,9	16
	Secundaria	171,9	666,7	14,9
	Secundaria rica en vapor	154,3	548,2	4,5
Brechas tectónicas de quebrada Honda	Primaria	212,1	993,4	19,7
	Secundaria	181,2	734,5	11,9
Veta de brecha tectónica del llano Choros	Primaria	201,2	887,5	19
	Secundaria	188,1	790,7	10,9
Promedio	Primaria	207,1	1011,4	18,5
	Secundaria	174,1	685,5	12,3

Los arreglos de inclusiones fluidas de origen primario de las muestras del Complejo Metamórfico Punta de Choros se encuentran en rangos similares de temperaturas de homogenización, pero se diferencian en su salinidad, donde los arreglos primarios de los esquistos de mica en contacto con las anfibolitas (FIA15 de ENC001) poseen salinidades mayores, 23,1 wt% NaCl, que las que se alojan en los *boudines*, que alcanzan en promedio un 15,9 wt% NaCl (FIA1 de ENC004). Los arreglos de origen primario de las vetillas de cuarzo de segregación en esquistos de mica y granate (FIA13 de ENC002) poseen menor salinidad que los esquistos, de 14,7 wt% NaCl, pero en rangos más altos de temperatura de homogenización (Figura 6.1).

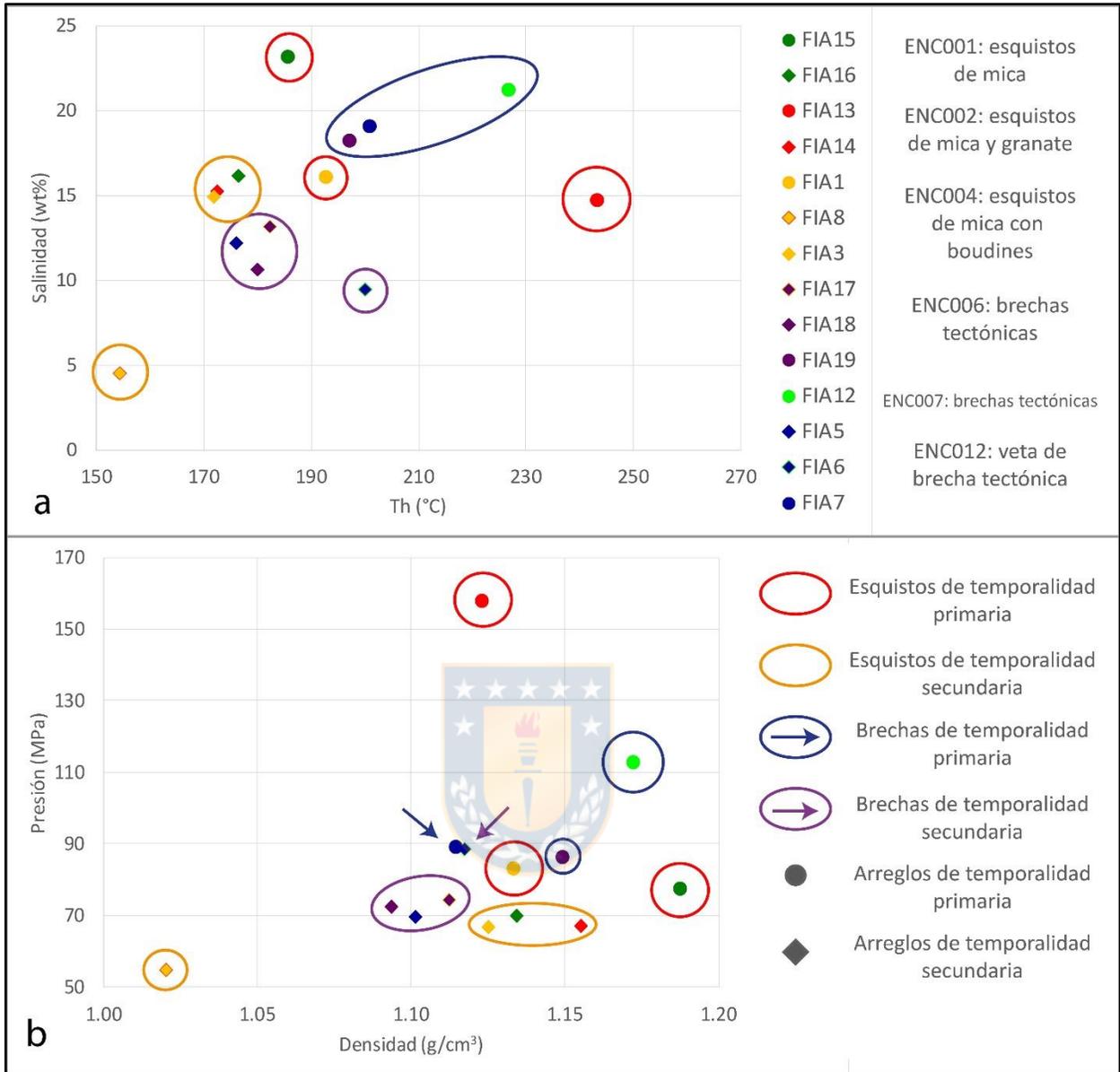


Figura 6.1. Promedios de temperaturas de homogenización *versus* promedios de salinidad (a) y promedios de densidad *versus* promedios de presión (b). Los arreglos de temporalidad primaria en esquistos de mica y mica y granate se enmarcan en círculos rojos (temporalidad primaria) y anaranjados (temporalidad secundaria). Los arreglos asociados a brechas de origen tectónico se enmarcan en círculos y flechas de color azul (temporalidad primaria) y morado (temporalidad secundaria). FIA15 y FIA16: Esquistos de mica (ENC001); FIA13 y FIA14: Esquistos de mica y granate (ENC002); FIA1, FIA8 y FIA 3: Esquistos de mica con *boudines* (ENC004); FIA17, FIA18 y FIA 19: Brecha tectónica (ENC006); FIA12: Brecha tectónica (ENC007); FIA5, FIA6 y FIA7: Veta de brecha tectónica (ENC012).

Ya que los arreglos de inclusiones fluidas de temporalidad primaria representan el evento de formación del cristal (Roedder, 1984), los arreglos primarios de los cuarzos provenientes de vetas de cuarzo de segregación podrían asociarse a los fluidos involucrados a esta génesis, generados durante la deformación asociada a la foliación secundaria S_1 , acaecida durante la acreción frontal del prisma del Carbonífero-Pérmico (Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016).

Los arreglos primarios alojadas en cuarzos dentro de las brechas de origen tectónico (FIA7 de ENC012, FIA12 de ENC006, FIA 19 de ENC007) presentan temperaturas de homogenización similares a las vetas alojadas en los esquistos de mica (ya sea en vetillas o en *boudines*), y salinidades intermedias entre estos (Figura 6.1). Es decir, el origen de los cuarzos alojados como clastos en las brechas podría ser similar a las vetas de cuarzo de segregación de las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Punta de Choros, con temperaturas de homogenización entre 180-200°C y salinidades entre 16-24 wt% NaCl, lo que reafirma la interrelación entre las unidades del prisma de acreción del Carbonífero-Pérmico propuesto por Navarro (2013), Alarcón (2015) y Creixell *et al.* (2016).

Los fluidos que interactúan en las génesis metamórficas pueden dividirse entre internos y externos (Kastner *et al.*, 1991; Moore y Vrolijk, 1992): los fluidos de origen interno pueden ser producto de los fluidos retenidos y concentrados por compactación porosa o la liberación de agua desde procesos metamórficos o diagenéticos (Kastner *et al.*, 1991; Moore y Saffer, 2001). En estos términos, Crawford y Hollister (1986) reportaron salinidades en rocas como esquistos pelíticos y gneises de 2 a 4 wt% NaCl y asocian las rocas con salinidades entre 20-25 wt% a protolitos calcáreos. Como fluidos externos, Kastner *et al.* (1991) proponen el aporte de aguas meteóricas o aguas oceánicas, puras o en mezcla; para salinidades sobre 35 wt% NaCl se considera que hubo un aporte externo hipersalino de rocas evaporíticas (Crawford y Hollister, 1986; Yarley y Graham, 2002; Dyja-Person *et al.*, 2018).

En cuanto a fluidos de orígenes marinos en complejos metamórficos, estos pueden representar el aporte principal en arreglos de inclusiones fluidas, alcanzando mediciones de salinidades similares a aguas oceánicas contemporáneas a su formación, como en el Complejo Metamórfico Franciscano de EE.UU. o los Alpes (Mullis *et al.*, 1994; Dalla Torre *et al.*, 1996; Sadofsky y Bebout, 2004) o con salinidades menores al agua marina, como en Barbados o Japón (Kastner *et al.*, 1993; Saffer y Tobbin, 2011; Raimboug *et al.*, 2015). En estos últimos casos, se

presume una mezcla del fluido salino marino, filtrado a través de rocas permeables o fracturas de falla asociada a movimiento sísmicos en el prisma de acreción o la corteza oceánica subductada (Raimboug *et al.*, 2015), con fluidos menos salinos provenientes de la deshidratación de la esmectita o de la reacción illita-esmectita entre 50-150°C (Kastner *et al.*, 1991) o la reacción de saponita a clorita en una corteza oceánica alterada entre 150-250°C (Kameda *et al.*, 2011).

Para las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros, se han definido edades de metamorfismo entre el Carbonífero y Pérmico (Willner *et al.*, 2012; Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016), para estas edades, se han estimado salinidades del agua de mar entre 42-48 wt% NaCl (Hay *et al.*, 2006). Como la salinidad de los arreglos primarios en las muestras del Complejo Metamórfico Punta de Choros varía entre 16-23,1 wt% NaCl (Tabla 6.1; Figura 6.1), se deduce un aporte de agua marina en mezcla con fluidos menos salinos a través del canal de subducción. La poca salinidad de la muestra rica en vapor (FIA8 de ENC004) se explicaría por la poca presencia de líquido, mientras el FIA13 de la muestra ENC004, de menor salinidad, está asociado a la génesis del granate, en condiciones de mayor presión y profundidad en el prisma comparado con el resto de muestras, por lo que un aporte de aguas ricas en sales sería importante, pero menor.

Crawford y Hollister (1986) denotan que los fluidos salinos están ligados a la formación de depósitos metálicos por su capacidad de disolver y transportar estos elementos, lo que también ocurre en formaciones metamórficas. La presencia de minerales de mena como pirita, hematita y magnetita en casi todas las muestras del CMPC, en quebrada Honda y llano Choros, confirmaría la alta salinidad de los fluidos. Mercogli (1979) apunta a que los fluidos salinos influirían en la inexistencia de asociaciones como calcita-tremolita o calcita-talco, lo que explicaría la casi nula presencia de minerales carbonatados en las muestras.

En cuanto a los fluidos asociados a los arreglos de origen secundario, se presentan en rangos acotados de temperaturas de homogenización (mayormente entre 170-190°C) y rangos variables de salinidad (Tabla 6.1; Figura 6.1). Los arreglos secundarios en esquistos de mica (FIA16 ENC001), esquisto de mica y granate (FIA14 de ENC002) y del *boudin* (FIA3 en ENC004) poseen salinidades similares entre sí (14,9-16,1 wt% NaCl). En el caso del arreglo secundario del esquisto de mica y granate, este presenta una salinidad levemente mayor que su contraparte primaria, por lo que se deduce una menor profundidad y mayor cercanía al canal de

subducción. Caso especial es el arreglo rico en vapor (FIA8 de ENC004) con una salinidad de 4,5 wt% NaCl, alejada de las poblaciones anteriores, debido, probablemente, a la disolución de los fluidos salinos en la fase gaseosa. Los arreglos de origen secundario en el Complejo Metamórfico Punta de Choros se podrían asociar al relleno de fracturas de las vetillas de cuarzo causado por la foliación secundaria S_2 acaecida durante la acreción basal (Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016),

En las muestras de brechas tectónicas, los fluidos de origen secundario pueden ser representativos de los eventos de deformación de los cuarzos *in situ*, es decir, si su origen corresponde a vetillas de cuarzo de segregación, corresponderían a las fracturas producidas por la foliación secundaria S_2 . Otra posibilidad es que los arreglos secundarios rellenen espacios creados por la intrusión de las brechas en las rocas y el movimiento de los clastos, con su consiguiente fractura. Los rangos de homogenización son similares a los fluidos de origen secundario de los esquistos descritos anteriormente, pero la salinidad es menor, entre 9,5 y 13,2 wt% NaCl (Tabla 6.1; Figura 6.1), por lo que esta última explicación sería más consistente. En cuanto a locaciones, no se observa una diferencia significativa entre las rocas, ya sea en las brechas de quebrada Honda como las del llano Choros, por lo que tendrían un origen común atribuible al proceso de intrusión y fractura.

Las salinidades, a pesar de ser inferiores a los arreglos primarios, siguen siendo altos para tener un origen exclusivo de fluidos producto de la deformación o las reacciones metamórficas según lo expuesto por Crawford y Hollister (1986) y Kastner *et al.* (1991), por lo que, al igual que los arreglos de temporalidad primaria, podrían estar involucrados fluidos externos, en especial de origen marino, en proporciones variables.

Al construirse las isócoras de cada arreglo a partir de las presiones de homogenización y la densidad para una composición dada, en casi todos los arreglos se observan trayectorias paralelas a subparalelas de evolución de las inclusiones, sin que se observen cambios fuertes de pendiente o una diferencia que se correlacione a la temporalidad de estas, aunque es necesario describir estos diagramas a una salinidad dada: las isócoras se construyen en gráficos de presión *versus* temperatura, por lo que la salinidad de la inclusión esta fija. (Figura 5.12).

Para obtener las condiciones de atrapamiento según el método de Kalyuhnyi y Koltrun (1953), se deben intersectar dos isócoras de distinta composición, una rica en vapor y otra en líquido, lo que evidencia una ebullición: como el único camino en el que puede seguir evolucionando una inclusión fluida es la isócora, en el caso de una ebullición solo podrán coexistir ambas fases en el punto donde se cruzan. Al ser el FIA3 de ENC004 rico en líquido y primario, alojarse en la misma roca y zona y tener densidades y características morfológicas similares al FIA8, se consideran como arreglos contemporáneos. Así, ambas rectas se intersectan a 177°C y 823 bar. Como FIA3 es un promedio de varias inclusiones, se puede obtener un campo de atrapamiento (Figura 6.2) entre los 173°C y 179°C y de 773 bar a 847 bar.

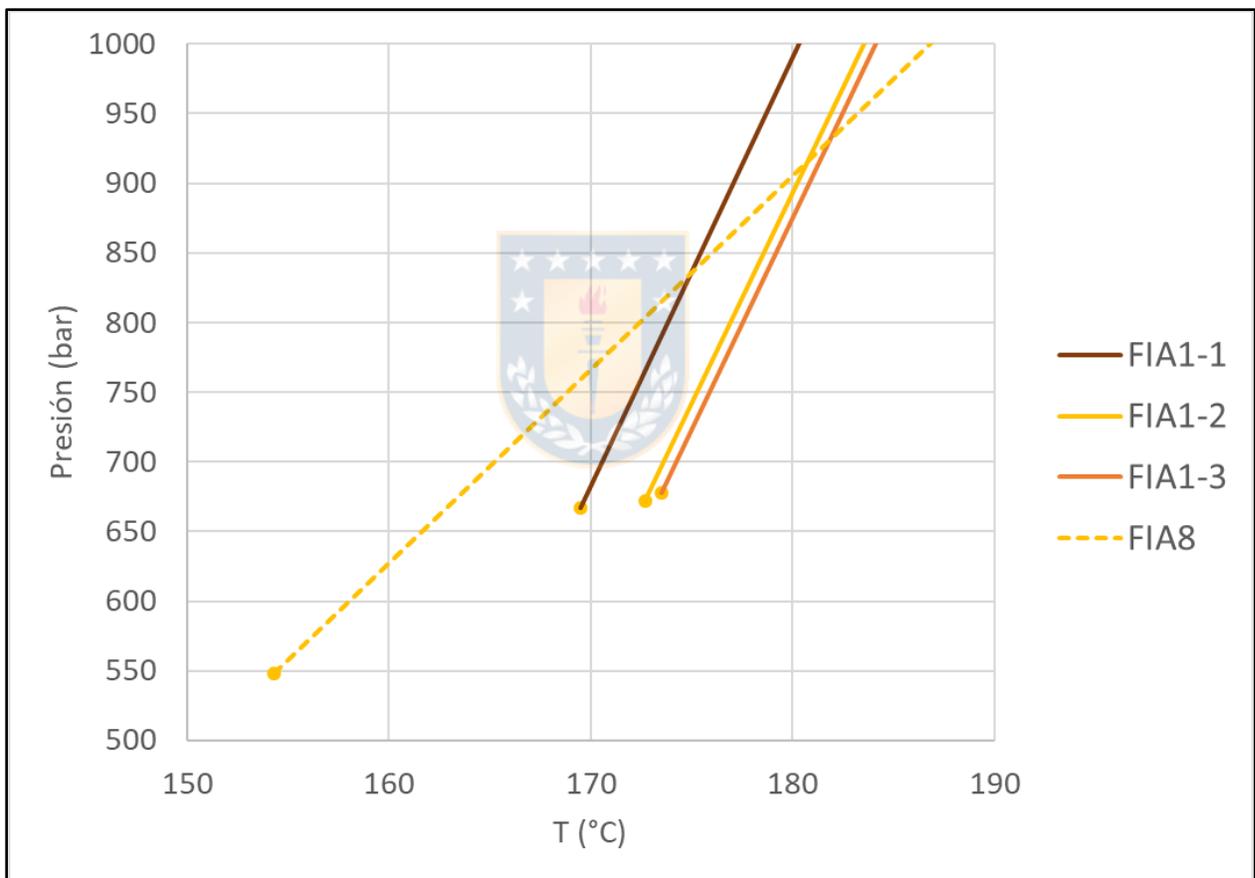


Figura 6.2. Isócoras de arreglos de temporalidad secundaria pertenecientes a esquistos de mica con *boudines*, caleta Carrizalillo, CMPC. La línea segmentada corresponde a FIA8, arreglo rico en vapor. Las líneas continuas representan inclusiones primarias ricas en líquido de FIA3. La isócora de color anaranjado corresponde a la inclusión de mayor densidad, mientras que la de color pardo representa la inclusión de menor densidad. Para obtener el campo de intersección se utilizaron ecuaciones de las líneas de tendencia y la herramienta *solver* de las hojas de cálculo *Excel*.

Las presiones de homogenización en rocas rígidas, como las de origen metamórfico, pueden alejarse varios kilobares de las presiones de atrapamiento, ya que la ocurrencia de fracturas que son rellenadas por cuarzo necesariamente debe ocurrir a una presión menor a la litostática (Roedder y Bodnar, 1980). Sólo FIA 13 de ENC002, con presiones de homogenización promedio de 1576 bar, se encuentra fuera del campo de homogenización general (Figura 6.1), lo que se explicaría porque es una inclusión primaria con génesis ligada a la formación de granate, mineral que cristaliza a grandes profundidades. Navarro (2013) definió la formación de este esquisto de mica y granate entre 4000 y 4200 bar, por lo que los datos de presión de homogenización serían consistentes. Marioth y Bahlburg (2003) propusieron *paths* de metamorfismo para el *mélange* de Chañaral de hasta 2400 bar, mientras que Navarro (2013) propuso *peaks* de metamorfismo para la facie de esquistos verdes de 4200 bar, por lo que estos serían los límites máximos de presión litostática a las que estuvieron expuestas las rocas.

6.2 Características petrológicas y tectónicas

Las muestras de esquistos de mica del Complejo Metamórfico Punta de Choros (Muestras ENC001; ENC002; ENC004, Anexo 1) presentan características comunes, como la textura de cuarzo recristalizado de baja temperatura (hasta 400 °C), caracterizado por la presencia de puntos triples y bordes serrados (Drury y Urai, 1990; Stipp *et al.*, 2002; Šachlová *et al.*, 2010). En cuanto a los arreglos de inclusiones fluidas de origen primario asociadas a estas muestras (FIA1 de ENC004, FIA13 de ENC002, FIA15 de ENC001), presentan proporciones de la fase vapor similares, que varía entre 20 y 30%, y tamaños de inclusiones fluidas con una moda común entre 18-20 μm , así como el predominio de una forma ovalada a prismática en las inclusiones. Sumado a las características de los fluidos primarios discutidos anteriormente, los cristales de cuarzo y los fluidos asociados a sus génesis presentarían orígenes similares y caracterizarían la formación de vetas de cuarzo de segregación durante el evento de foliación secundaria S₁, correspondiente al evento de acreción frontal en el prisma del Carbonífero-Pérmico identificado por Alarcón (2015) y Creixell *et al.* (2016).

Las muestras de brechas de origen tectónico (ENC006; ENC007; ENC012, Anexo 1) poseen cristales de cuarzo en forma de clastos aislados en la matriz o agregados de cuarzo recristalizado, los cuales presentan características similares al cuarzo de segregación de los esquistos de micas analizados anteriormente, como presencia de puntos triples, bordes serrados y

tamaños de los cristales comparables (Figura 6.3). Estas características comunes también se repiten al analizar los arreglos de origen primario en estos cristales (FIA7 de ENC012, FIA12 de ENC007, FIA19 de ENC006), los cuales poseen proporciones de vapor (10-20%), tamaños (12-17 μm) y formas ovaladas y prismáticas de las inclusiones comparables a sus contrapartes en esquistos, lo que sumado a la discusión de la sección anterior, se puede asumir que los cristales de cuarzo presentes en las brechas podrían tener un origen metamórfico, específicamente de las vetas de cuarzo de segregación provenientes de las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros.

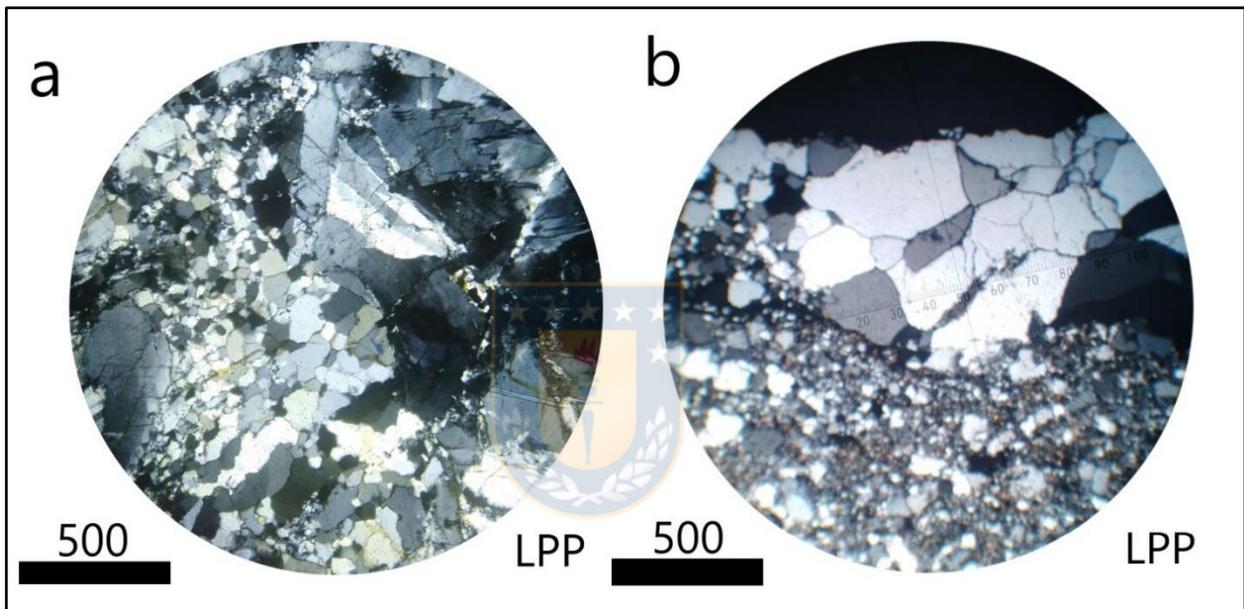


Figura 6.3. Sección de lámina delgada de cuarzo de segregación en *boudin* de un esquistos de mica del CMPC (a) y de clastos en una brecha de *mélange* en quebrada Honda (b). Se observan agregados de cuarzo con bordes serrados y puntos triples en ambas muestras.

En cuanto a los arreglos de origen secundario, las características de estos varían en cada muestra: en los esquistos de mica (FIA16 de ENC001) los arreglos secundarios, que atraviesan los cristales de cuarzo recristalizado, poseen fracciones de la fase vapor que varía entre 10 y 30%, con tamaños de las inclusiones fluidas entre 1 y 32 μm (moda en 18 μm) de forma prismática; en la muestra de esquistos de mica con *boudines* (FIA3 de ENC004), las inclusiones de origen secundario poseen una menor fracción de la fase vapor (5-15%), menor tamaño (8 μm) y formas ovaladas y prismáticas; mientras que en la muestra de esquistos de mica y granate (FIA14 de

ENC002) las inclusiones fluidas de origen secundario son más grandes (20-30 μm), con una fracción de vapor entre 20 y 30% y tamaño que varía entre 1 y 20 μm , pero con formas ovaladas.

En estas tres muestras los arreglos de origen secundario se asociarían al evento de foliación secundaria S_2 , acaecido durante la acreción basal del prisma de acreción (Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016), pero esta deformación afectaría a las muestras en distintas posiciones relativas del prisma. Ya que la salinidad promedio de los arreglos de origen secundario en el esquisto de mica y granate es similar a los arreglos secundarios del esquisto de mica con *boudines* (Tabla 5.1, Figura 6.1), pero con distintas proporciones de la fase vapor, la exhumación durante el proceso de acreción basal condujo a los esquistos de mica y granate a una menor distancia del canal de subducción que los esquistos de mica con *boudines*, probablemente la principal fuente del fluido salino. En el caso de los esquistos de mica la distancia al canal es aún menor, ya que posee proporciones de la fase vapor en los arreglos de origen secundario similares a los esquistos de mica y granate, pero con salinidades similares a arreglos primarios (Tabla 5.1, Figura 6.1).

En los arreglos de origen secundario de las muestras de quebrada Honda (FIA17 y FIA18 de ENC006) y del llano Choros (FIA5 de ENC012) se observa una similitud en proporción de la fase vapor (15-30%), morfología (arreglos asociados a fracturas), temperaturas (176-182,3°C) y presiones de homogenización (696-743 bar), salinidad (9,5-13,2 wt% NaCl), y densidad, aunque ambos afloramientos están distantes 40 km uno del otro (Figura 3.1). Esta coincidencia se repite al analizar las muestras a nivel macroscópico. Ambas muestras poseen una matriz de micas de granulometría muy fina, con micas de color amarillento que rodean los clastos más grandes de cuarzo (Figura 6.4).

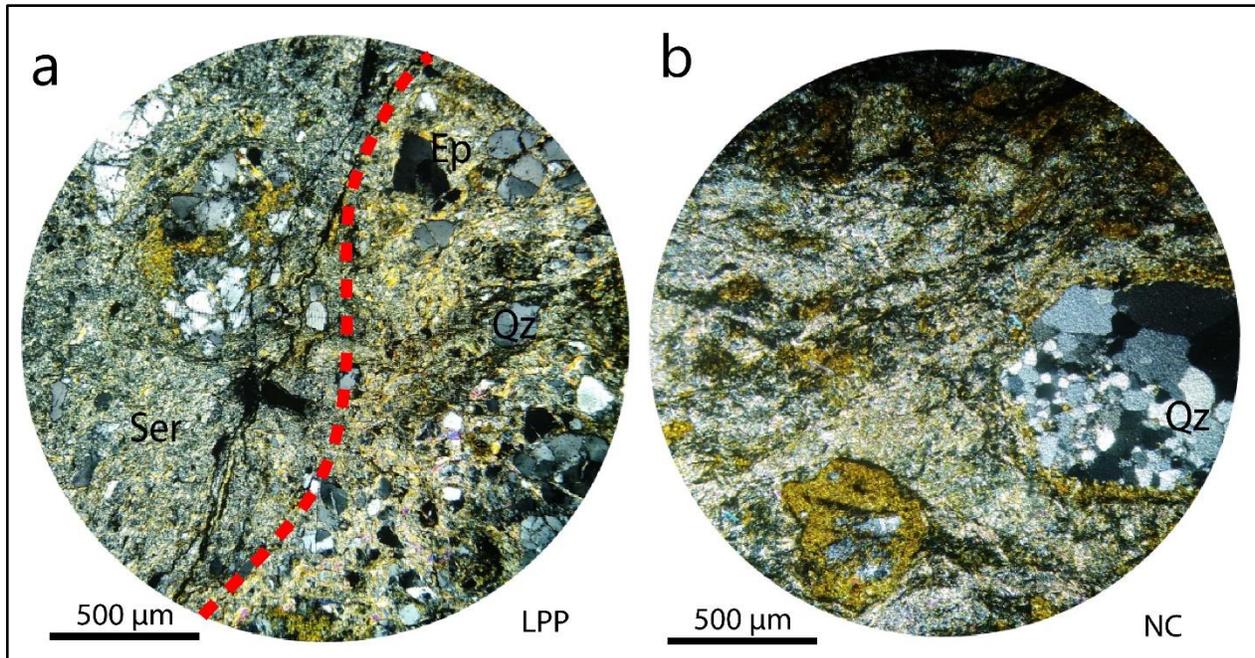


Figura 6.4. Veta con brecha de origen tectónico en llano Choros (a) y brecha tectónica en quebrada Honda (b). En (a), la parte izquierda de la imagen corresponde a la roca caja, una roca fracturada, descrita en la sección 3.3.2 de Rocas Metamórficas y en el Anexo 1, Muestra ENC012.

Como se discutió anteriormente, estos arreglos de origen secundario no se asocian al relleno de las fracturas provocadas por la deformación basal ya que, a pesar que el origen de estos cristales podría ser coincidente con los cristales de cuarzo de vetas de segregación del complejo Metamórfico Punta de Choros, los arreglos secundarios de las muestras de quebrada Honda y llano Choros poseen salinidades menores a sus contrapartes alojadas en esquistos, por lo que las fracturas no estarían asociadas a la foliación S_2 . Como los arreglos están alojados en clastos que son parte de la matriz de brechas de origen tectónico, estas fracturas podrían ser atribuibles a la rotación de estos durante el proceso de intrusión (Mitchell y Faulkner, 2009).

El FIA5 de ENC012 de llano Choros se describe en cristales de cuarzo caracterizados como clastos de una brecha tectónica, que intruye, con morfología de veta, a una roca caja de textura cataclástica. El arreglo mencionado sigue una dirección paralela a la intrusión de la brecha. Mitchell *et al.* (2017) describieron arreglos de inclusiones fluidas asociados a un evento sísmogénico en caleta Coloso, Antofagasta, relacionando la dirección de la ruptura a microfisuras de extensión perpendiculares al esfuerzo generado en los minerales asociados a la misma, aunque estas estructuras pueden rotar y quedar desalineadas con respecto a las

configuraciones geológicas actuales (Veloso *et al.*, 2015). Así, FIA5 podría caracterizar el evento deformativo que afectó a las rocas de llano Choros. Las muestras de quebrada Honda (ENC006, ENC007) provienen de afloramientos que no presentaban morfología de veta, aunque fue posible identificar una dirección preferente de deformación. A pesar de eso, los arreglos de origen secundario presentan distintas direcciones relativas al flujo, que podría deberse a la rotación de los clastos, por lo que no es posible asociarlo a una intrusión en particular, aunque las coincidencias tanto en la morfología de las inclusiones como en las características de los fluidos podrían apuntar a un origen común.

Así, las brechas de origen tectónico que afloran dentro del Complejo Metamórfico Chañaral (quebrada Honda) y en los Estratos del Llano de Chocolate (llano Choros), podrían contener clastos de cuarzo proveniente de vetas de cuarzo de segregación de esquistos del Complejo Metamórfico Punta de Choros (Figura 6.5). Esto sería posible por la contemporaneidad de la depositación en la cuenca antearco y el metamorfismo y exhumación del prisma de acreción del Paleozoico superior (Navarro, 2013; Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016) y el esfuerzo tectónico extensional que dominaba la zona en ese periodo (Charrier *et al.*, 2007).



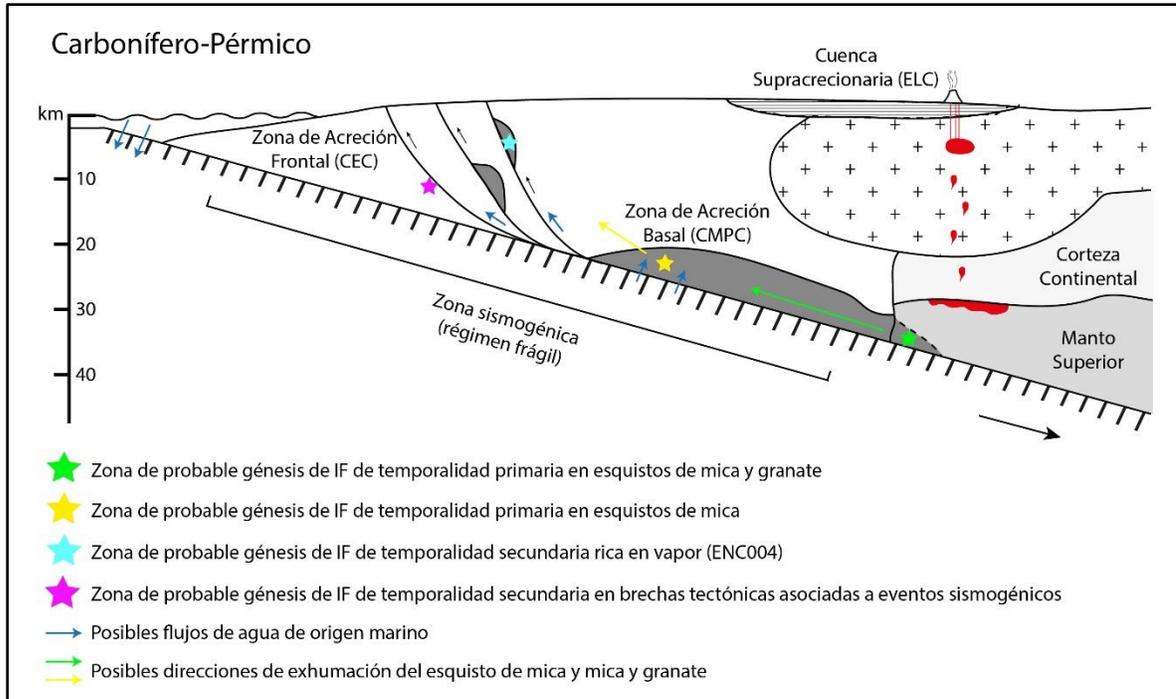


Figura 6.5. Esquema de distribución espacial de las zonas propuestas de la génesis de inclusiones fluidas en el prisma de acreción del Carbonífero-Pérmico alrededor de los 29° lat. S, Chile. CEC: Complejo Epimetamórfico Chañaral; CMPC: Complejo Metamórfico Punta de Choros; ELC: Estratos del Llano de Chocolate. Modificado de Kimura *et al.*, 2013; Raimbourg *et al.*, 2015; Alarcón, 2015; Creixell *et al.*, 2016.

El rumbo NE de la dirección preferencial de los clastos de las brechas es paralelo a la Zona de Cizalle Apollillado, continuación meridional del Sistema de Falla Atacama, activa a partir del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Welkner *et al.*, 2006; Creixell *et al.*, 2012; Seymour *et al.*, 2020), que se encuentra entre quebrada Honda y el llano Choros, por lo que la formación de estas brechas podría deberse a deformaciones de origen tectónico.

Las fracturas rellenas de brechas podrían corresponder a eventos sismogénicos de la corteza superior. Moore *et al.* (2007) caracterizan estas rupturas en el rango de 125-300°C, facilitadas por el cambio de régimen reológico entre la roca caja y las venas de cuarzo: al ser los esquistos más dúctiles que los cristales de cuarzo de segregación y al producirse esfuerzos de origen sismogénico, las vetas tienden a fragmentarse y movilizarse. Evidencias del relleno de estas fracturas es la formación de brechas caóticas en rangos de presiones menores a 10⁴ bar (Bjørnerud y Magloughlin, 2004), específicamente en la zona rígida relacionada a cataclitas (Lin, 2008), lo que es coincidente con las texturas de las muestras.

Las salinidades de los arreglos de origen secundario en las muestras de quebrada Honda y llano Choros apuntan, de igual manera, a un aporte de origen externo. Raimbourg *et al.* (2015) propusieron un mecanismo de intrusión de agua marina asociado al régimen extensional que domina al prisma de acreción durante el periodo cosísmico durante megaterremotos (~9.0 M_w), por lo que puede ser un mecanismo que podría aportar fluidos salinos de origen marino a estructuras de origen sismogénico.

Estos eventos podrían producir un flujo de agua hasta varios kilómetros de profundidad, alcanzando la zona de fusión o de pseudotaquilitas (Famin *et al.*, 2015). Gajardo y Oliveros (2018) describieron pseudotaquilitas en las muestras de brechas tectónicas, caracterizadas por presentar una textura ultracataclástica y la presencia de minerales formados por fusión friccional en la superficie de la falla (Bjørnerud y Magloughlin, 2004). La presencia de venas puntuales de biotita es evidencia de mineralogía de mayor temperatura que la roca caja y las texturas de flujo producto de la fusión friccional, con clastos redondeados, corroídos y recristalizados caracteriza la génesis friccional definida para las pseudotaquilitas (Gajardo y Oliveros, 2018). Así, los eventos sismogénicos y el rango de temperaturas (170-190°C) y presiones de formación (hasta 1600 bar) descritas para los arreglos de origen secundario en las muestras ENC006 y ENC007 correspondientes a brechas de origen tectónico de quebrada Honda son concordantes con las condiciones de formación de las pseudotaquilitas (Bjørnerud y Magloughlin, 2004; Moore *et al.*, 2007).

7. CONCLUSIONES

La caracterización de los fluidos metamórficos asociados a los eventos de deformación del prisma de acreción del Paleozoico superior alrededor de los 29° lat. S puede realizarse a través del análisis de inclusiones fluidas, alojadas en el cuarzo de segregación que rellena las vetas asociadas a eventos deformativos.

Los eventos de deformación observados en la zona tienen relación con la foliación esquistosa penetrativa S_1 asociada a la acreción frontal y una foliación deformativa secundaria perpendicular a la anterior S_2 , asociada a la acreción basal del prisma de acreción del Paleozoico superior. También se identificaron brecha de origen tectónico y vetas rellenas de estas brechas.

Los arreglos de inclusiones fluidas de origen primario podrían asociarse a la génesis de los cristales de cuarzo de segregación del Complejo Metamórfico Punta de Choros, alcanzando temperaturas de homogenización entre 185,8°C y 243,5°C (Tabla 6.1), salinidades medias a altas y presiones de homogenización entre 772 bar y 1576 bar.

Los arreglos de temporalidad secundaria presentan salinidades y temperaturas y presiones de homogenización más bajas que sus contrapartes primarias, con condiciones de atrapamiento y génesis mineral dentro de los *boudines* es entre 173°C y 179°C y de 773 bar a 847 bar, es decir, entre 4 a 5 km dentro de la corteza. (Figura 6.2). Dentro de los esquistos, estas condiciones están asociadas a la foliación secundaria S_2 , mientras que los eventos deformativos de las brechas tectónicas se relacionan a la formación de las brechas en sí.

El origen de los fluidos está relacionado, primariamente, a los fluidos provenientes de compactación porosa y/o reacciones metamórficas, pero las altas salinidades de los arreglos primarios indicarían un aporte de aguas enriquecidas en sales, por lo que se propone un origen marino contemporáneo al metamorfismo, a través de la percolación de las rocas del prisma por las fracturas y fallas alrededor del canal de subducción. Este mecanismo estaría asociado a eventos sismogénicos.

Los fluidos involucrados en la génesis de las vetas de cuarzo de segregación en las rocas del Complejo Metamórfico Punta de Choros poseen un aporte variable, pero importante, de fluidos salinos, por lo que su génesis ocurriría cerca del canal de subducción. En el caso del

cuarzo de segregación del esquistos de mica y granate, este posee salinidades menores a sus pares debido a las condiciones de mayor profundidad necesarias para la génesis del granate.

Los fluidos de los arreglos de origen secundario, asociados a deformaciones tectónicas, también presentan diferencias: los presentes en los esquistos del Complejo Metamórfico Punta de Choros, con salinidades menores, pueden tener un menor aporte de fluidos marinos externos y/o un mayor aporte de fluidos de reacciones metamórficas o compactación porosa, lo que indicaría una mayor distancia del canal de subducción. El caso del esquistos de mica y granate es opuesto: el arreglo secundario posee mayor salinidad que el primario, lo que verificaría esta hipótesis, ya que la génesis primaria ocurre a una mayor profundidad, alejándolo de la fuente primaria de agua marina. Los arreglos de origen secundario de las brechas de origen tectónico poseen la menor salinidad del grupo estudiando, lo que implicaría el menor aporte externo o que la fuente está más lejana, es decir, mayor distancia del canal de subducción (Figura 6.6).

La relación de las brechas de origen tectónico, donde los clastos de cuarzo provienen de las vetas de cuarzo de segregación del Complejo Metamórfico Punta de Choros, coincide con el modelo de Creixell *et al.* (2016) y Alarcón (2015), los cuales proponen la formación contemporánea de las unidades del prisma de acreción alrededor a los 29° lat. S de finales del Paleozoico.

Las condiciones de presión y temperaturas de las brechas de origen tectónico, junto con los procesos de intrusión propuestos de agua marina asociados a eventos sismogénicos post emplazamiento de las unidades metamórficas, son coincidente con las condiciones de formación de pseudotaquilitas. Se propone un estudio más acabado de texturas y presiones de estas.

También sería posible hacer un nuevo estudio de termometría, concentrado en arreglos ricos en vapor, para establecer con mayor certeza las condiciones de atrapamiento de los fluidos. Además, a través de la identificación de los elementos presentes en los fluidos, se podría conocer, con mayor evidencia, el origen de estos, ya sean producto de reacciones metamórficas o de origen marino, y sus proporciones.

8. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. 1967. Geología de las islas Choros y Damas y de Punta de Choros, Provincia de Coquimbo. *Minerales*, Vol. **22**, N° 96-97, p. 73-83.
- AGUIRRE, L., HERVÉ, F. Y GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, N°9, 7-19.
- ALARCÓN, M. 2015. Petrotectónica, deformación y grado de metamorfismo de las rocas del Carbonífero-Pérmico de la Cordillera de la Costa entre los 28°30' y 29°10' S, Región de Atacama y Región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito): 159 pp. Concepción.
- ÁLVAREZ, J.; MPODOZIS, C.; ARRIAGADA, C.; ASTINI, R.; MORATA, D.; SALAZAR, E. Y VALENCIA, V.A. 2011. Detrital zircons from late Paleozoic accretionary complexes in north-central Chile (28°-32° S); Possible fingerprints of the Chilenia terrane. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **32**: 460-476.
- ANDERSON, R.; GRAHAM, C.M.; BOYCE, A.J. Y FALLICK, A.E., 2004. Metamorphic and basin fluids in quartz-carbonate-sulphide veins in the SW Scottish Highlands: a stable isotope and fluid inclusion study. *Geofluids*. Vol. **4**: 169–185.
- ANTONIOLETTI, R.; BOSCORQUE, J. Y ZÁRATE, E. 1972. Características climáticas del Norte Chico, 26° a 33° Latitud Sur. V. 2: Planos. Plano 16: Isotermas mensuales: octubre. *Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales* N° 6 Vol. **2**: 16 pp. Santiago
- ARANOVICH, L.Y. Y NEWTON, R.C. 1996. H₂O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **125**: 200-212.
- ARÉVALO, C Y WELKNER D. 2008. Geología del Área Carrizal Bajo-Chacritas, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, N° **111**: 67 pp. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- BAHLBURG, H. Y HERVÉ, F. 1997. Geodynamic evolution and tectonostratigraphic terranes of northwestern Argentina and northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **109**, N°7: 869- 884.
- BAHLBURG, H. BREIKREUTZ, C. Y ZEIL, W. 1986. Paleozoische Sedimente Nordchile. *Berliner Geowiss.* N° **66**: 147-168.
- BAHLBURG, H.; VERVOOT, J.D; DU FRANE, S.A.; BOCK, B.; AUGUSTSSON, C. Y REIMANN, C. 2010. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth-Science Reviews*. N° **97**: 227-253.

- BAKKER, R.J. 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*. Vol. **194**: 3-23.
- BAKKER, R. J. Y BROWN, P. E. 2003. Computer modelling in fluid inclusion research. In *Fluid inclusions: Analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada. Vol. **32**: 175-212. Ontario.
- BELL, C.M. 1982. The lower Paleozoic metasedimentary basement of the Coastal Ranges of Chile between 25°30' and 27° S. *Revista Geológica de Chile*. N° **17**: 21-29. Santiago.
- BELL, C.M. 1987. The origin of the Upper Palaeozoic Chañaral *mélange* of N de Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **144**: 599-610. Londres.
- BJØRNERUD, M. Y MAGLOUGHLIN, J. F. 2004. Pressure-related feedback processes in the generation of pseudotachylytes. *Journal of Structural Geology*. Vol. **26**. N°12: 2317-2323.
- BODNAR, R. J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**. N°3: 683-684.
- BODNAR, R.J. 2007. Edwin Woods Roedder July 30, 1919-August 1, 2006. *Chemical Geology*. Vol. **237**: 236-239.
- BODNAR, R.; BURNHAM, C. Y STERNER, S. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. - III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000°C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **49**: 1861-1873.
- BÖRGEL, J. 1983. Geomorfología. Colección Geografía de Chile. Ediciones Instituto Geográfico Militar: 182 pp. Santiago.
- BOWERS, T.S. Y HELGESON, H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O -CO₂-NaCl on phase relations in geological systems. *American Mineralogist*. Vol. 68: 1059-1075.
- BREEDING, C.M. Y AGUE, J.J. 2002. Slab-derived fluids and quartz-vein formation in an accretionary prism, Otago Schist, New Zealand. *Geological Society of America*. N°6: 499-502.
- CANTARERO, I.; ALÍAS, G.; CRUSET, D.; CAROLA, E.; LANARI, P. Y TRAVÉ, A. 2018. Fluid composition changes in crystalline basement rocks from ductile to brittle regimes. *Global and planetary change*. Vol. **171**: 273-292.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile. Moreno, T y Gibbons, W. (eds). The Geological Society: Capítulo 3: 21-114. Londres.
- COLOMA, F.; VALIN, X.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; SALAZAR, E. Y DUCEA, M.N., 2017. Geochemistry of permian to triassic igneous rocks from northern Chile

(28°- 30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology* Vol. **44**: 147–148.

CONNOLLY, J.A.D., 1997. Devolatilization-generated fluid pressure and deformation-propagated fluid flow during prograde regional metamorphism. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **102**: 18149–18173.

CRAWFORD, M. L. Y HOLLISTER, L. S. 1986. Metamorphic fluids: the evidence from fluid inclusions. In *Fluid—Rock Interactions during Metamorphism*, Springer: 1-35. Nueva York.

CREIXELL, C.; ORTIZ, M. Y ARÉVALO, C. 2012. Geología del Área Carrizalillo-El Tofo, Regiones de Atacama y Coquimbo. Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, N° **133-134**: 85 pp. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.

CREIXELL, C.; OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; NAVARRO, J.; VALLEJOS, D.; VALIN, X.; GODOY, E. Y DUCEA, M. 2016. Geodynamics of Late Carboniferous-Early Permian forearc in north Chile (28°30'-29°30' S). *Journal of Geological Society*. Vol.: **173**: 757-772. Londres.

DALLA TORRE, M., DE CAPITANI, C., FREY, M., B. UNDERWOOD, M., MULLIS, J., Y COX, R. 1996. Very low-temperature metamorphism of shales from the Diablo Range, Franciscan Complex, California: New constraints on the exhumation path. *Geological Society of America Bulletin* N° **108(5)**: 578-601.

DAVIDSON, J., MPODOZIS, C., GODOY, E., HERVÉ, F., PANKHURST, R.J. Y BROOK, M. 1987. Late accretionary complexes on the Gondwana margin of southern Chile: evidence from the Chonos Archipelago. In: McKenzie, G.D. (Ed.), *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. Geophysical Monographs 40, pp. 221–227.

DECKART, K.; HERVÉ, F.; FANNING, C.M.; RAMÍREZ, V.; CALDERÓN, M. Y GODOY, E. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith. South-Central Chile. *Andean Geology*. Vol. **41**: 49–82.

DIAMOND, L. W. 2001. Review of the systematics of CO₂–H₂O fluid inclusions. *Lithos*. Vol. **55**. N°1-4: 69-99.

DIAMOND, L. W. Y TARANTOLA, A. 2015. Interpretation of fluid inclusions in quartz deformed by weak ductile shearing: Reconstruction of differential stress magnitudes and pre-deformation fluid properties. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **417**: 107-119.

DRURY, M. R., Y URAI, J. L. 1990. Deformation-related recrystallization processes. *Tectonophysics*. N° **172(3-4)**: 235-253.

DYJA-PERSON, V.; TARANTOLA, A.; RICHARD, A.; HIBSCH, C.; SIEBENALLER, L.; BOIRON, M. C.; CATHELINÉAU, M. Y BOULVAIS, P. 2018. Metamorphic brines and no surficial fluids trapped in the detachment footwall of a Metamorphic Core Complex (Nevado-Filábride units, Betics, Spain). *Tectonophysics*. Vol. **727**: 56-72.

- ESPINOZA, M.; MONTECINO, D.; OLIVEROS, V.; ASTUDILLO, N.; VÁSQUEZ, P.; REYES, R.; CELIS, C.; GONZÁLEZ, R.; CONTRERAS, J.; CREIXELL, C. Y MARTÍNEZ, A., 2019. The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): sedimentary, volcanic and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research*. Vol. **31**: 4–32.
- FAMIN, V., NAKASHIMA, S., BOULLIER, A. M., FUJIMOTO, K., Y HIRONO, T. 2008. Earthquakes produce carbon dioxide in crustal faults. *Earth and Planetary Science Letters* N°**265(3-4)**: 487-497.
- FESTA, A.; PINI, G.A.; DILEK, Y. Y CODEGONE, G. 2010. *Mélanges* and *mélanges*-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review*. Vol. 52. N° **10-12**: 1040-1105.
- FYFE, W.S.; PRICE, N.J. Y THOMPSON, A.B. 1978. Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, Amsterdam. 401 pp.
- GAJARDO, L. Y OLIVEROS, V. 2008. Evidencias de pseudotaquilas en un prisma de acreción. Congreso Geológico de Chile N°15. Póster.
- GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. Y FIGUEROA, O. 2008) Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°S – 40°S) – The Lanahue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**. N°4: 397-411.
- GODOY, E. 1985. Nuevos antecedentes sobre el basamento metamórfico y la fase tectónica infraneocomiana en la costa del Norte Chico, Chile. Congreso Geológico Chileno N°4. Actas 1: 370-384. Antofagasta.
- GODOY, E. Y LARA, L. 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Mapas 122 Geológicos N°5. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- GODOY, E. Y WELKNER, D. 2003. El basamento de la costa del Norte Chico, Chile, 20 años después. Congreso Geológico Chileno N°10. Actas 1. Concepción.
- GOLDSTEIN, R. 2003. Petrographic analysis of fluid inclusions. Mineralogical Association of Canada, *Short Course* **32**: 9-53.
- GOLDSTEIN, R. Y REYNOLDS, T. 1994. Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals. Society for Sedimentary Geology. *Short Course* **31**. 199 pp.
- GONZÁLEZ, J.; OLIVEROS, V.; CREIXELL, C.; VELÁSQUEZ, R.; VÁSQUEZ, P. Y LUCASSEN, F., 2018. The Triassic magmatism and its relation with the Pre-Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north Central Chile (29°30' - 30°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **87**: 95–112.

- GREENWOOD, H.J. .1962. Metamorphic reactions involving two volatile components. Annual Report Director Geophysical Laboratory, Carnegie Institution Washington Year Book 61: 82-85.
- HAY, W. W., MIGDISOV, A., BALUKHOVSKY, A. N., WOLD, C. N., FLÖGEL, S., Y SÖDING, E. 2006. Evaporites and the salinity of the ocean during the Phanerozoic: Implications for climate, ocean circulation and life. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. N°**240(1-2)**: 3-46.
- HERVÉ, F. 1977. Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta mountains, south-central Chile. *Comparative studies on the geology of the Circum Pacific orogenic belt in Japan and Chile*. Ishikawa, T. y Aguirre, L. (editores). Japanese Society for the Promotion of Sciences: 1-51.
- HERVÉ, F.; FAUNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H.J. Y WILLNER, A.P. 2007. Metamorphic and plutonic complexes. The Geology of Chile. Moreno, T. y Gibbons, W. (eds). The Geological Society: Capítulo 2: 5-19. Londres.
- HERVÉ, F; FANNING C.M.; CALDERÓN, M. Y MPODOZIS, C. 2014. Early Permian to late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* Vol. **184–187**: 436–446.
- HOLMES, H. F.; SIMONSON, J. M. Y MESMER, R. E. 1997. Aqueous solutions of the alkaline earth metal chlorides. Corrected constants for the ion-interaction model (Vol. **26**: 271, 1994). *Journal of Chemical Thermodynamics*. Vol. **29**. N°11: 1363-1373.
- KALYUZHNYI, V. Y KOLTRUN, L. 1953. Some data on pressure and temperatures during formation of minerals in Nagol'nyz Kryozh Donest Basin. *Mineralogicheskii Sbornik*. Vol. **7**: 67-74.
- KAMEDA, J., YAMAGUCHI, A., SAITO, S., SAKUMA, H., KAWAMURA, K., Y KIMURA, G. 2011. A new source of water in seismogenic subduction zones. *Geophysical research letters*. N°**38(22)**.
- KASTNER, M., ELDERFIELD, H., Y MARTIN, J. B. 1991. Fluids in convergent margins: what do we know about their composition, origin, role in diagenesis and importance for oceanic chemical fluxes? *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*. N° **335(1638)**: 243-259.
- KASTNER, M., ELDERFIELD, H., JENKINS, W. J., GIESKES, J. M., Y GAMO, T. 1993. 32. Geochemical and isotopic evidence for fluid flow in the western Nankai subduction zone Japan. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Sci Results*. Vol. **131**: 397-413.
- KATO, T.T., 1976. The Relationship Between Low-Grade Metamorphism and Tectonics in the Coast Range of Central Chile. Dissertation, University of California, Los Angeles, p. 238.

- KERRICH, R. 1976. Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz. *Contributions to Mineral Petrology*. Vol. **59**: 195-202.
- KIMURA, G., HAMAHASHI, M., OKAMOTO, S. Y., YAMAGUCHI, A., KAMEDA, J., RAIMBOURG, H., HAMADA, Y., YAMAGUCHI, H. Y SHIBATA, T. 2013. Hanging wall deformation of a seismogenic megasplay fault in an accretionary prism: The Nobeoka Thrust in southwestern Japan. *Journal of Structural Geology*. N°**52**: 136-147.
- LIN, A. 2008. Fossil earthquakes: The formation and preservation of pseudotachylytes. Springer. *Lecture Notes in Earth Science*. Vol. **111**. 350 pp. Nueva York
- MARIOTH, R. Y BAHLBURG, H. 2003. Characterization and quantification of thermal and diagenetic processes in the Carboniferous accretionary prism (Chañaral *Mélange*) in Northern Chile. X Congreso Geológico Chileno. Actas, CD Room. Concepción
- MERCOLLI, I. 1979. Le inclusioni fluide nei noduli di quarzo dei marmi dolomitici della regione del Campo lungo (Tieino). Eid. Techn. Hochschule, Zurich.
- MILLER, H. 1970. Vergleichende Studien an prämesozoischen Gesteinen Chiles unter besonderer Berücksichtigung ihrer Kleintektonik. *Geotektonische Forschungen*, Vol. **36**: 64 p.
- MITCHELL, T. M. Y FAULKNER, D. R. 2009. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile. *Journal of Structural Geology*. Vol. **31**. N°8: 802-816.
- MITCHELL, T. M.; CEMBRANO, J. M.; FUJITA, K.; HOSHINO, K.; FAULKNER, D. R.; PEREZ-FLORES, P.; ARANCIBIA, G.; REMPE, M. Y GOMILA, R. 2017. Fluid inclusion evidence of coseismic fluid flow induced by dynamic rupture. American Geophysical Union. John Wiley & Sons. *Fault Zone Dynamic Processes: Evolution of Fault Properties During Seismic Rupture, Geophysical Monograph 227*: 37-45. Nueva York.
- MIYASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* 2, 277– 311.
- MÖLLER, P.; WEISE, S.M.; ALTHAUS, E.; BACH, W.; BEHR, H.J.; BORCHARDT, R.; BRAUER, K.; DRESCHER, J.; ERZINGER, J.; FABER, E.; HANSEN, B.T.; HORN, E.E.; HUENGES, E.; KAMPF, H.; KESSELS, W.; KIRSTEN, T.; LANDWEHR, D.; LODEMANN, M.; MACHON, L.; PEKDEGER, A.; PIELOW, H.-U.; REUTEL, C.; SIMON, K.; WALTHER, J.; WEINLICH, F.H. Y ZIMMER, M. 1997. Palaeofluids and recent fluids in the upper continental crust: results from the German Continental Deep Drilling Program (KTB). *Journal of Geophysical Research*. Vol. **102**: 18233-18254.
- MOORE, J.C.; WATKINS, J.S. Y SHIPLEY, T.H. 1981. Summary of accretionary processes, Deep Sea Drilling Project Leg 66: offscraping, underplating and deformation of the slope apron. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project N°66*: 825-836.

- MOORE, J. C. Y VROLIJK, P. 1992. Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics*, N° **30 (2)**: 113-135.
- MOORE, J. C., Y SAFFER, D. 2001. Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress. *Geology* N° **29(2)**: 183-186.
- MOORE, J. C.; ROWE, C. Y MENEGHINI, F. 2007. How Accretionary Prisms Elucidate Seismogenesis in Subduction Zones. In *The seismogenic zone of subduction thrust faults*. 288 pp.
- MOSCOSO, R. 1979. Geología de una franja transversal a la Cordillera de la Costa y Cordillera de los 124 Andes a la latitud de Domeyko (29°S), Región de Atacama. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 166 pp. Santiago.
- MOSCOSO, R.; NASI, C. Y SALINAS, P. 1982. Hoja Vallenar y parte Norte de La Serena. Carta Geológica de Chile N°55. Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- MPODOZIS, C. Y KAY, S.M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*. N° **104**: 999-1014.
- MPODOZIS, C. Y RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Ericksen, G.E; Cañas, M.T. y Reinemund, J. (eds.). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series*. Vol. **11**: 59-90.
- MULLIS, J., DUBESSY, J., POTY, B., Y O'NEIL, J. 1994. Fluid regimes during late stages of a continental collision: Physical, chemical, and stable isotope measurements of fluid inclusions in fissure quartz from a geotraverse through the Central Alps, Switzerland. *Geochimica et cosmochimica*. Acta N°**58(10)**: 2239-2267.
- NAVARRO, J. 2013. Petrotectónica del Complejo Metamórfico Punta de Choros, III y IV Región, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 101 pp. Santiago.
- OLIVEROS, V.; VÁSQUEZ, P.; CREIXELL, C.; LUCASSEN, F.; DUCEA, M.; CIOCCA, I.; GONZÁLEZ, J.; ESPINOZA, M.; SALAZAR, E.; COLOMA, F. Y KASEMANN, S. 2020. Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*. Vol. **30**: 202-227.
- RAIMBOURG, H., VACELET, M., RAMBOZ, C., FAMIN, V., AUGIER, R., PALAZZIN, G., YAMAGUCHI, A. Y KIMURA, G. 2015. Fluid circulation in the depths of accretionary prisms: an example of the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonophysics*. N°**655**: 161-176.

- RAMOS, V. 1994. Terranes of Southern Gondwanaland and their Control in the Andean Structure (30°-33° S Latitude). *Tectonics South. Cent. Andes*, 249–261.
- RAMOS, V.A. Y FOLGUERA, A. 2000. Andean flat-slab subduction through time. *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Murphy, J.B.; Keppie, J.D. y Hynea, A.J. (eds). Geological Society, Special Publications **327**: 31-54. Londres.
- RAPALINI, A.E. Y ASTINI, R.A. 2005. La remagnetización sanrafaélica de la Precordillera en el Pérmico: nuevas evidencias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **60**: 290-300.
- RICHTER, P.P., RING, U., WILLNER, A.P. Y LEISS, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: The Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*. N°**164**, 203-214.
- RIMSTIDT, J. 1997. Gangue mineral transport and deposition. In: Barnes, H.L. (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3rd edition). John Wiley: 487-516. Nueva York.
- ROEDDER, E. 1984. Fluid Inclusions: review. Mineralogical Society of America. *Mineralogy*. Vol. **12**. 644 p.
- ROEDDER, E. Y BODNAR, R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **8**: 263-301.
- SACHAN, H.K.; KHARYA, A.; CHANDRA SINGH, P.; ROLFO, F.; GROppo, C. Y TIWARI, S.K. 2017. A Fluid Inclusions study of blueschist-facies lithologies from the Indus suture zone, Ladakh (India): Implications for the exhumation of the subduction related Sapi-Shergl ophiolitic mélange. *Journal of Asian Sciencies*. Vol. **146**: 185-195.
- ŠACHLOVÁ, Š., SCHENK, V., Y SCHENKOVÁ, Z. 2010. Microstructure of selected metamorphic rock types—application of petrographic image analysis. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*. N°**7(4)**: 160.
- SADOFISKY, S. J., Y BEBOUT, G. E. 2004. Field and isotopic evidence for fluid mobility in the Franciscan Complex: forearc paleohydrogeology to depths of 30 kilometers. *International Geology Review*. N°**46(12)**: 1053-1088.
- SAFFER, D. M., Y TOBIN, H. J. 2011. Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* N°**39**: 157-186.
- SEYMOUR, N. M.; SINGLETON, J. S.; MAVOR, S. P.; GOMILA, R.; STOCKLI, D. F.; HEUSER, G. Y ARANCIBIA, G. 2020. The relationship between magmatism and deformation along the intra-arc strike-slip Atacama fault system, northern Chile. *Tectonics*. Vol. 39. N°3. e2019TC005702.

- SCHMIDT, C. Y BODNAR, R.J. 2000. Synthetic fluid inclusions: XVI. PVTX properties in the system H₂O-NaCl-CO₂ at elevated temperatures, pressures, and salinities. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **64**: 3853-3869.
- SORBY, H.C. 1858. On the microscopical structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*. Vol. **14**: 453- 60.
- SPENCER, R. J.; MØLLER, N. Y WEARE, J. H. 1990. The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄-H₂O system at temperatures below 25° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **54**. N° 3: 575-590.
- STEELE-MACINNIS; M., HAN, L.; LOWELL, R.P.; RIMSTIDT, J.D. Y BODNAR, R.J. 2012. The role of fluid phase immiscibility in quartz dissolution and precipitation in sub-seafloor hydrothermal systems. *Earth Planetary Science Letters*. Vol. **321-322**: 139-151.
- STIPP, M., STUÈNITZ, H., HEILBRONNER, R., Y SCHMID, S. M. 2002. The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *Journal of structural geology*. N°**24(12)**: 1861-1884.
- TALBOT, C. J. Y BRUNN, V. V. 1989. *Mélanges*, intrusive and extrusive sediments, and hydraulic arcs. *Geology*. Vol. **17**. N°5: 446-448.
- TOMMILSON, A.J.; BLANCO, N.; GARCÍA, M.; BAEZA, L.; ALCOTA, H.; LADINO, M.; PÉREZ DE ARCE, C.; FANNING, C.M. Y MARTIN, M.W., 2012. Permian exhumation of metamorphic complexes in the Calama area: evidence for flat-slab subduction in northern Chile during the San Rafael tectonic phase and origin of the Central Andean Gravity High. XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Abstracts 1, 209–211.
- TOURET, J.L.R. 1981. Fluid inclusions in high grade metamorphic rocks. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. (Eds.) Fluid inclusions: Applications to petrology. Mineralogical Association of Canada Short Course Series: 182–208.
- VALLEJOS, D. 2014. Ambiente sedimentario y proveniencia de las secuencias triásicas de Canto del Agua y San Félix, región de Atacama, Chile (28°00'-29°30'S.). Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito): 161 pp. Concepción.
- VAN NOTEN, K.; MUCHEZ, P. Y SINTUBIN, M., 2011. Stress-state evolution of the brittle upper crust during compressional tectonic inversion as defined by successive quartz vein types (High-Ardenne slate belt, Germany). *Journal of the Geological Society of London*. Vol. **168**. N°2: 407–422.
- VÁSQUEZ P.; GLODNY, J.; FRANZ, G.; FREI, D. Y ROMER, R.L., 2011. Early Mesozoic plutonism of the Cordillera de la Costa (34°–37°S), Chile: constraints on the onset of the Andean Orogeny. *Journal of Geology*. Vol. **119**: 159–184.

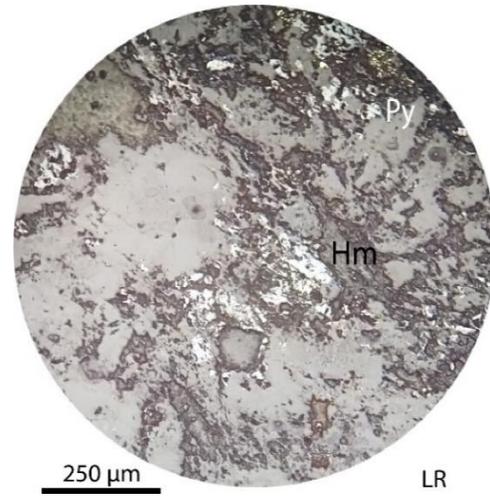
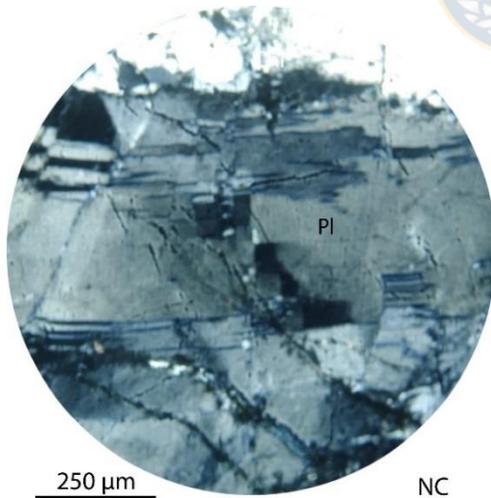
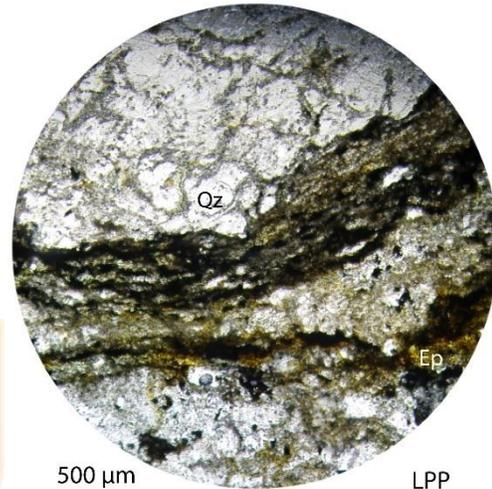
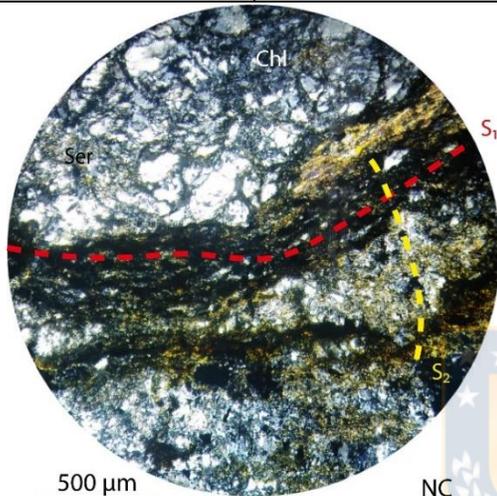
- VELOSO, E.; GOMILA, R.; GONZÁLEZ, R.; CEMBRANO, J.; JENSEN, E. Y ARANCIBIA, G. 2015. Stress fields recorded on large-scale strike-slip fault systems: effects on the tectonic evolution of crustal slivers during oblique subduction. *Tectonophysics*. Vol. **664**: 244-255
- WALTHER, J.V. Y ORVILLE, P.M. .1983. The extraction quench technique for determination of the thermodynamic properties of solute complexes: application to quartz solubility in fluid mixtures. *American Mineralogist*. Vol. **68**: 731-741.
- WELKNER, D.; ARÉVALO, C. Y GODOY, E. 2006. Geología del área Freirina-El Morado, Región de Atacama. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°**100**: 52 pp. Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago.
- 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*. Vol. **46**, N°9: 1805-1803.
- WILLNER, A.P.; MASSONE, H.J.; RING, U.; SUDO, M. Y THOMSON, S.N. 2012. P-T evolution and timing of a late Paleozoic fore-arc system and its heterogeneous Mesozoic overprint in north-central Chile (latitudes 31-32° S). *Geological Magazine*. N° **149**: 177-207.
- WINSLOW, D.M.; ZEITLER, P.K.; CHAMBERLAIN, C.P. Y HOLLISTER, L.S. 1994. Direct evidence for a steep geotherm under conditions of rapid denudation, western Himalaya, Pakistan. *Geology* Vol. **22**: 1075-1078.
- WINTER, J.D. 2010. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall: 702 pp.
- YARDLEY, B. 1986. Fluid migration and veining in the Connemara Schists, Ireland. In: Walther, J.V., Wood, B.J. (Eds.) *Advances in Physical Geochemistry* 5. Springer-Verlag: 109-131. Nueva York.
- YARDLEY, B Y BODNAR, R. 2014. Fluid in the Continental Crust. *Geochemical Perspectives*. Vol. **3**. N°1. 136 pp.
- YARDLEY, B. Y GRAHAM, J.T. 2002. Origins of salinity in metamorphic fluids. *Geofluids* Vol. **2**: 249-256.

ANEXOS



Muestras Petrológicas

Muestra ENC001		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	257310 E 6771385 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Caleta Apolillada	Biotita	Epidota
Clasificación	Esquisto de Mica	Clorita	Plagioclasa
Textura	Nematolepidoblástica	Titanita	Sericita
Protolito	Pelítico, máfico	Arcilla	Hematita
		Pirita	Magnetita
		Rutilo	

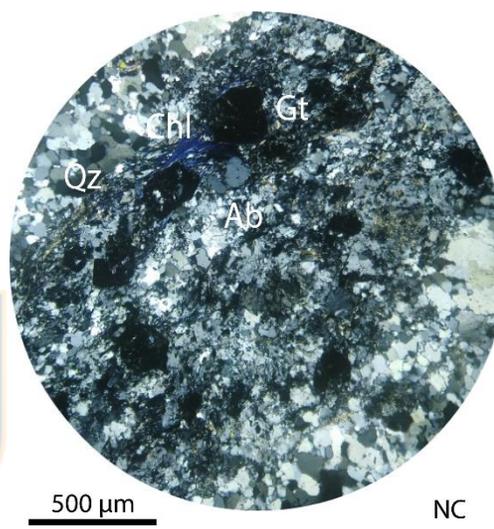
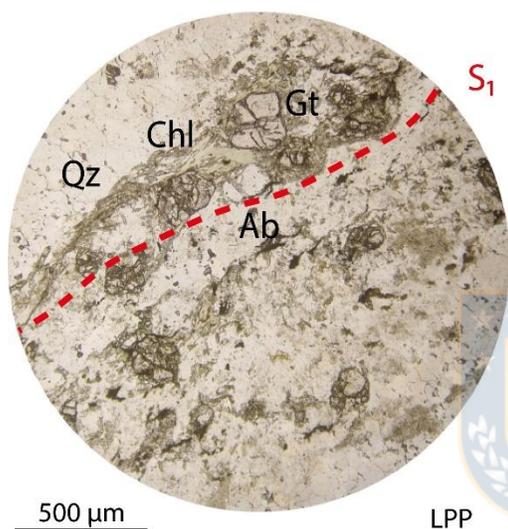


Observaciones

Vetillas de cuarzo de segregación que siguen la dirección de deformación S_1 , al igual que las micas y clorita. Levemente deformada, se evidencia en minerales máficos la dirección de deformación de S_2 , en plagioclasas y venas fracturadas. Alteración a arcillas y sericita, metales se encuentran asociados a ellas en forma diseminada.

Qz: Cuarzo Gt: Granate Chl: Clorita Ab: Albita

Muestra ENC002		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	257321 E 6771438 S	Cuarzo	Granate
Localidad	Caleta Apolillada	Biotita	Muscovita
Clasificación	Esquisto de mica y granate	Clorita	Epidota
Textura	Pórfirolepidoblástica	Titanita	Albita
Protolito	Pelítico	Arcilla	Sericita
		Hematita	Magnetita
		Ilmenita	

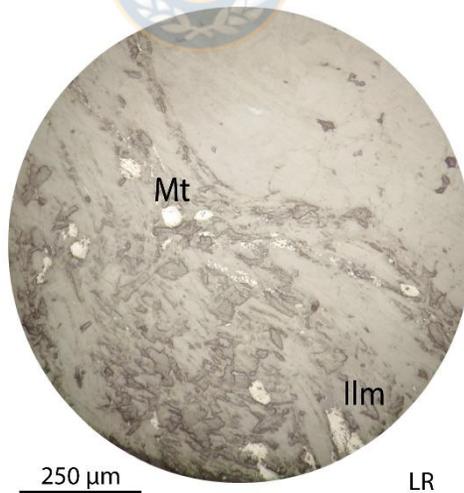
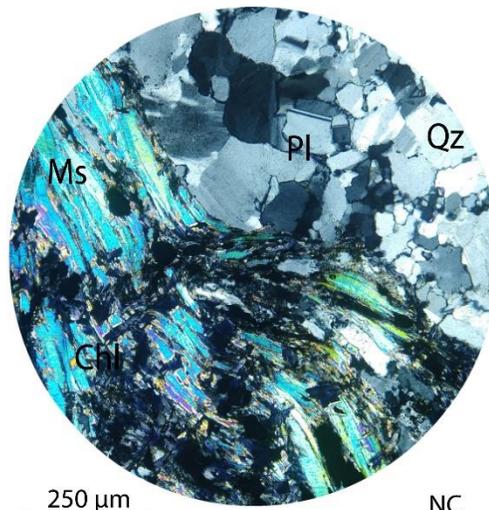
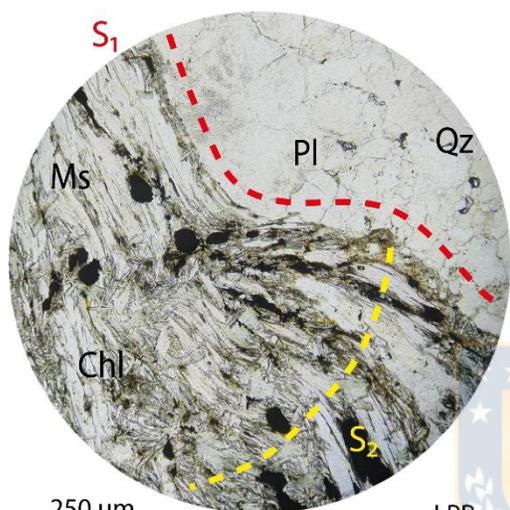


Observaciones

Porfiroblastos de granate y albita fracturados y alterados principalmente a arcilla, sin orientación preferencial, y ocurrencia de forma diseminada. Intercalación de micas y vetillas de cuarzo de segregación que siguen la dirección de deformación S_1 . Matriz de micas alterada de forma moderada a pervasiva a clorita y levemente deformadas en la dirección de S_2 . Metales escasos de forma diseminada.

Qz: Cuarzo Gt: Granate Chl: Clorita Ab: Albita

Muestra ENC004		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	259235 E 6776366 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Punta Ardiles	Biotita	Epidota
Clasificación	Esquisto de Mica	Clorita	Plagioclasa
Textura	Nematolepidoblástica	Arcilla	Sericita
Protolito	Pelítico	Magnetita	Hematita
		Rutilo	Ilmenita

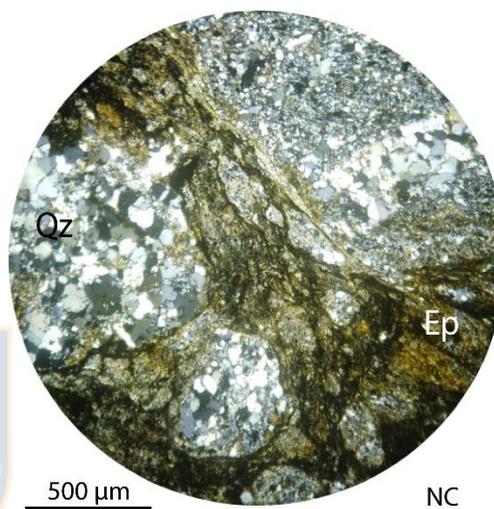
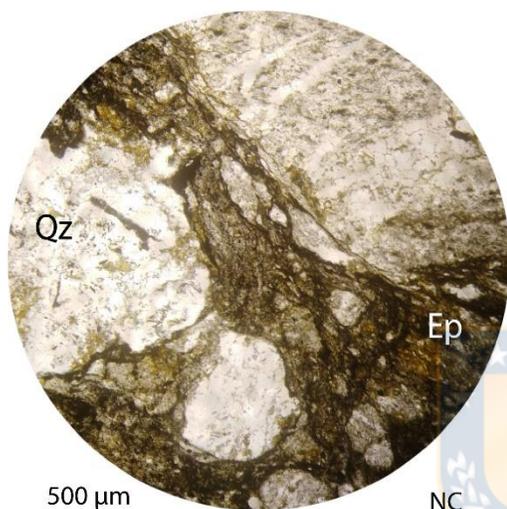


Observaciones

Vetillas de cuarzo en la dirección de deformación de S₁ con clastos fracturados evidenciando *microboudinage* producto de la deformación, al igual que las bandas de muscovita y relictos de plagioclasas. Clorita en disposición concordante a la dirección de deformación S₂. Metales diseminados en las bandas de micas.

Qz: Cuarzo Pl: Plagioclasa Chl: Clorita Ms: Muscovita Mt: Magnetita Ilm: Ilmenita

Muestra ENC005		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	275471 E 6808123 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Quebrada Honda	Biotita	Clorita
Clasificación	Brecha de <i>mélange</i>	Epidota	Titanita
Textura	Brechosa	Arcilla	Magnetita
Protolito	Arenisca	Ilmenita	

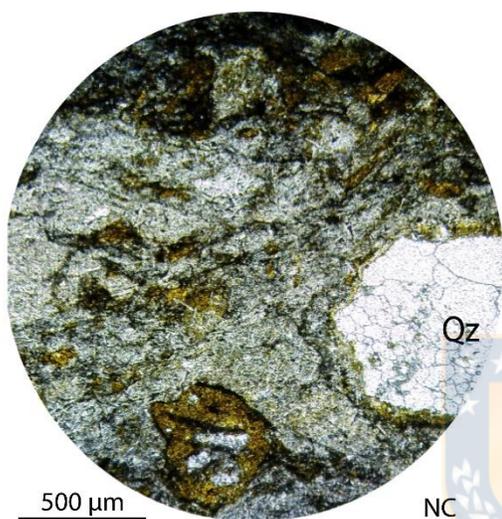


Observaciones

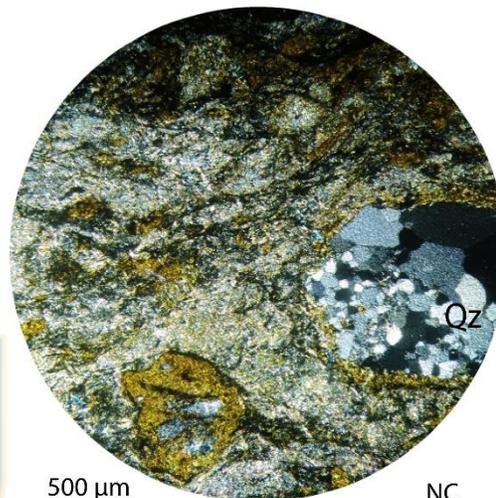
Textura evidencia una brecha tectónica de facies de *mélange*: clastos de metareniscas con vetillas y cristales de cuarzo recrystalizado deformado se encuentran rodeados de micas sin dirección preferencial, micas en cúmulos y micas en vetillas que siguen la dirección del flujo. Metálicos escasos diseminados en la matriz.

Qz: Cuarzo Ep: Epidota

Muestra ENC007		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	275465 E 6807887 S	Cuarzo	Hematita
Localidad	Quebrada Honda	Biotita	Muscovita
Clasificación	Brecha de <i>mélange</i>	Clorita	Epidota
Textura	Brechosa	Arcilla	Magnetita
Protolito	Arenisca		



NC



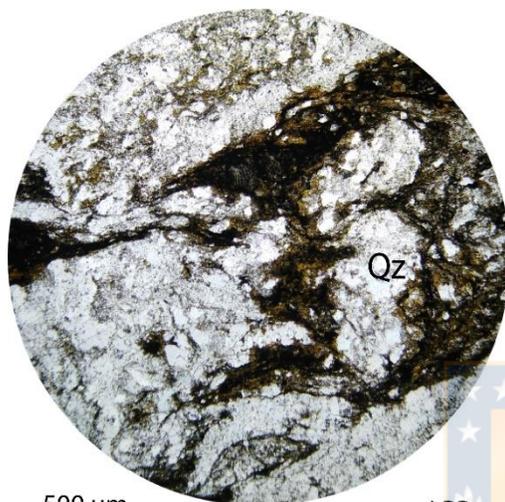
NC

Observaciones

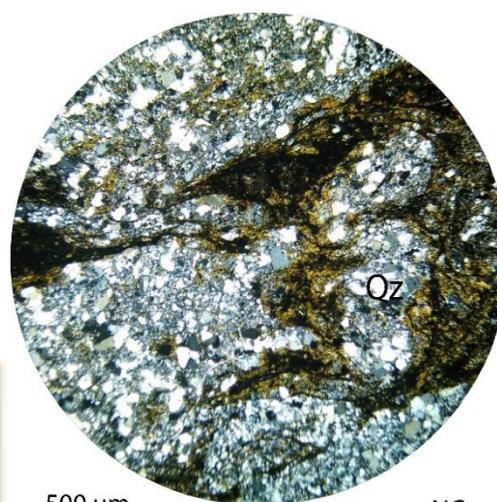
Clastos de cuarzo recristalizado rodeados de micas y epidota sin dirección preferencial. Matriz de micas, epidota, biotita y muscovita en la dirección del flujo de color oscuro, en cúmulos y vetillas. Metales escasos diseminados en la matriz. Se caracteriza como pseudotaquilitas (Guajardo y Oliveros, 2008).

Qz: Cuarzo

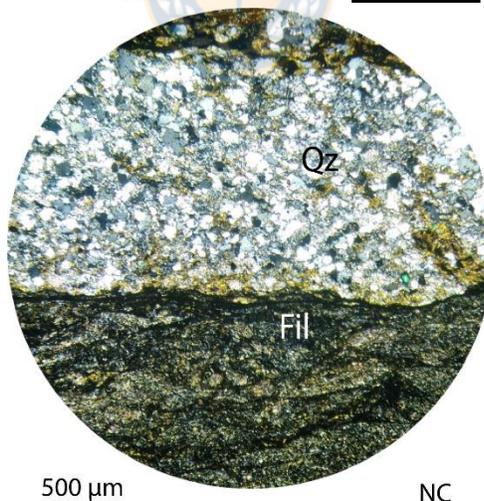
Muestra ENC008		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	275444 E 6807968 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Quebrada Honda	Biotita	Epidota
Clasificación	Brecha de <i>mélange</i>	Clorita	Arcilla
Textura	Brechosa	Sericita	Magnetita
Protolito	Pelita		



LPP



NC



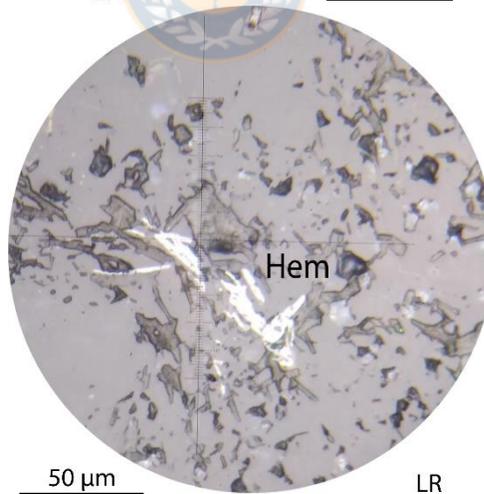
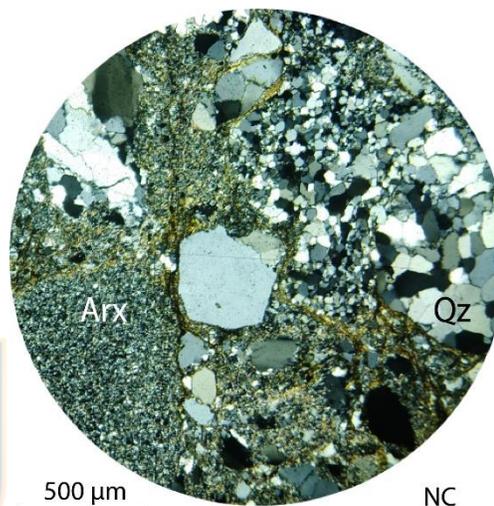
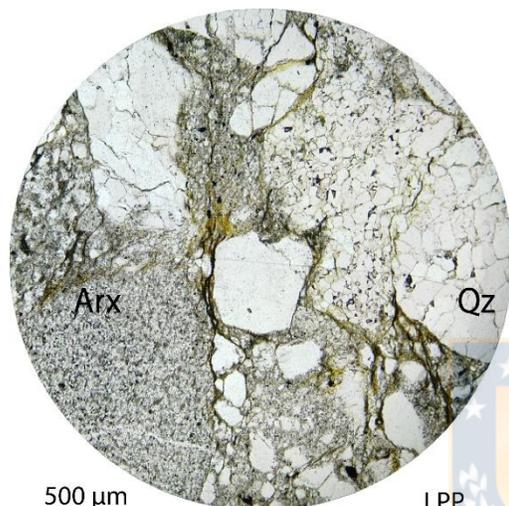
NC

Observaciones

Clastos de metarenisca con vetas de cuarzo recristalizado sin orientación preferencial con inyección de matriz negra rodeada de micas, epidota y biotita en menor cantidad que en muestras anteriores. Filita correspondiente a la roca caja de brecha. Metales escasos diseminados en matriz negra. Es posible definirla como pseudotaquilita (Guajardo y Oliveros, 2018).

Qz: Cuarzo Fil: Filita

Muestra ENC010		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	276628 E 6807279 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Quebrada Honda	Biotita	Clorita
Clasificación	Metaconglomerado	Arcilla	Sericita
Textura	Granolepidoblástica	Hematita	Magnetita
Protolito	Conglomerado		

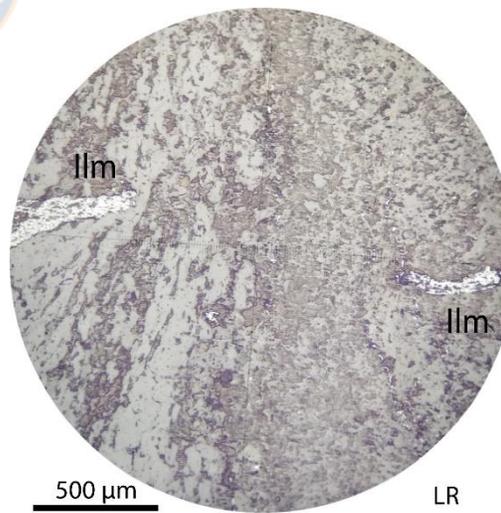
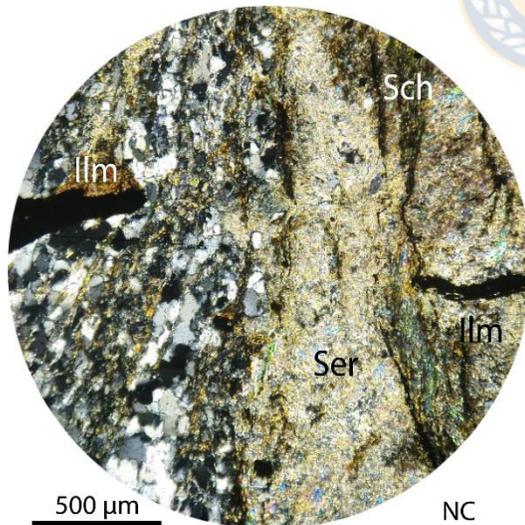
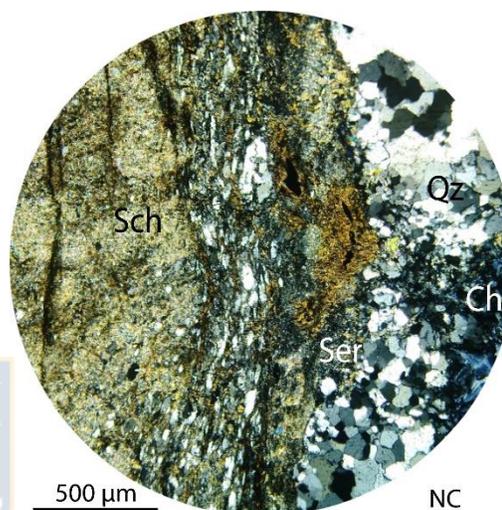
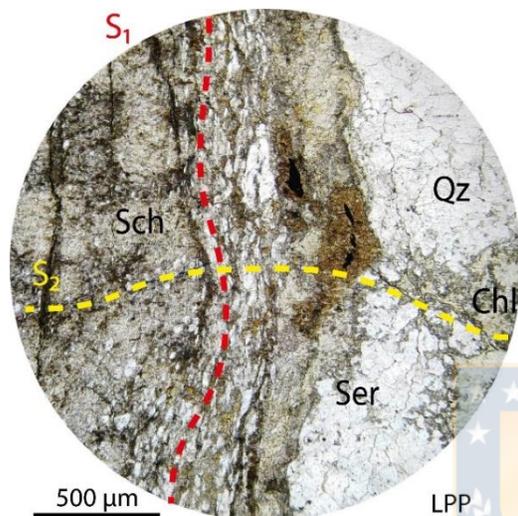


Observaciones

Rodado de metaconglomerado, con clastos de cuarzo recristalizado, metarenisca, filita, esquisto, volcánicos indeterminados levemente deformados con cierta dirección de deformación, con matriz de cuarzo, micas y minerales indeterminados alterados a arcilla, sericita y clorita. Entre la matriz y los clastos se inyecta una matriz negra que sigue la dirección preferencial de deformación. Metales escasos diseminados en la matriz negra.

Qz: Cuarzo Arx: Arenisca Hem: Hematita

Muestra ENC011		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	257816 E 6785466 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Caleta Panulcillo	Biotita	Epidota
Clasificación	Esquisto de mica	Clorita	Arcilla
Textura	Nematolepidoblástica	Sericita	Magnetita
Protolito	Pelítico	Hematita	Ilmenita

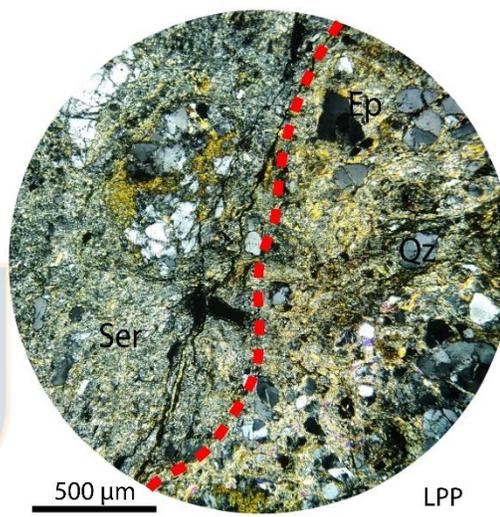
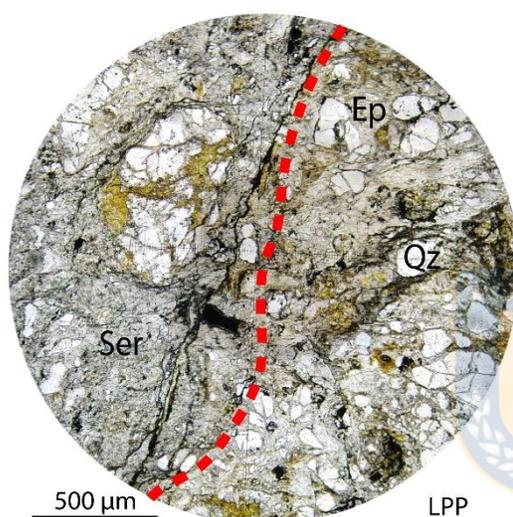


Observaciones

Esquisto de mica con vetillas de cuarzo de segregación recrystalizado con dirección de deformación de S_1 . Esquisto alterado a arcilla y sericitas, cúmulos de clorita tanto en el esquisto como en las venas de cuarzo, éstas deformadas en la dirección de S_2 , al igual que metales aislados en la matriz que siguen dicha dirección discordante.

Qz: Cuarzo Sch: Esquisto Chl: Clorita Ser: Sericita Ilm: Ilmenita

Muestra ENC012		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	267498 E 6764626 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Llano Choros	Biotita	Epidota
Clasificación	Cataclasita con veta de brecha de <i>mélange</i>	Clorita	Plagioclasa
Textura	Cataclástica, Brechosa	Titanita	Arcilla
Protolito	Pelítico, máfico	Sericita	Magnetita
		Hematita	Rutilo

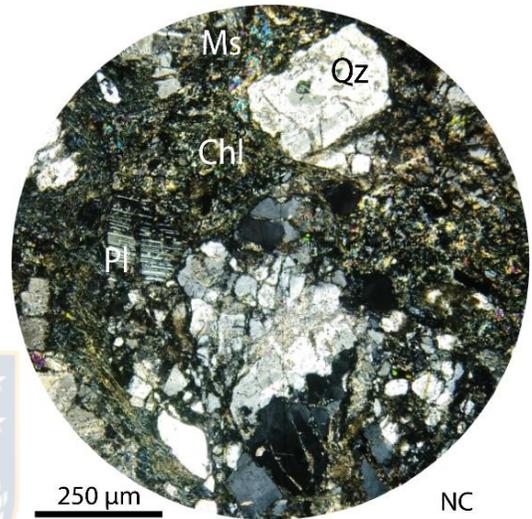
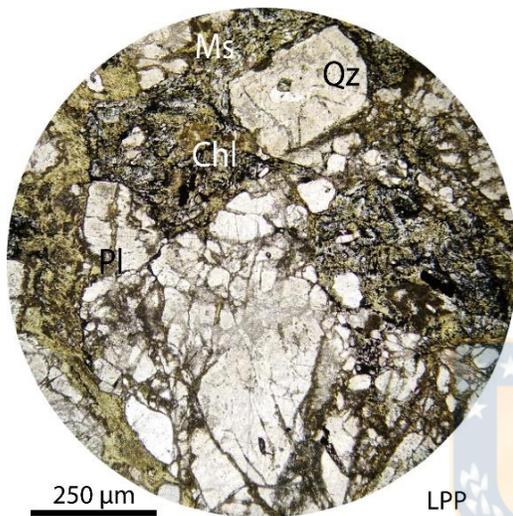


Observaciones

Roca de textura cataclástica con clastos de cuarzo recrystalizado y plagioclasas fracturados y micas con matriz de micas, cuarzo y arcillas deformados en la dirección de inyección de la brecha tectónica; esta con clastos de cuarzo fracturados y micas, con epidota, biotita y micas indeterminadas rodeando los clastos, en cúmulos y vetillas. Metales escasos en la matriz tanto de la brecha como de la cataclasita.

Qz: Cuarzo Ep: Epidota Ser: Sericita

Muestra ENC014		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	267498 E 6767626 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Llano Choros	Biotita	Plagioclasa
Clasificación	Cataclasita	Clorita	Arcilla
Textura	Cataclástica	Sericita	Hematita
Protolito	Pelítico/máfico		

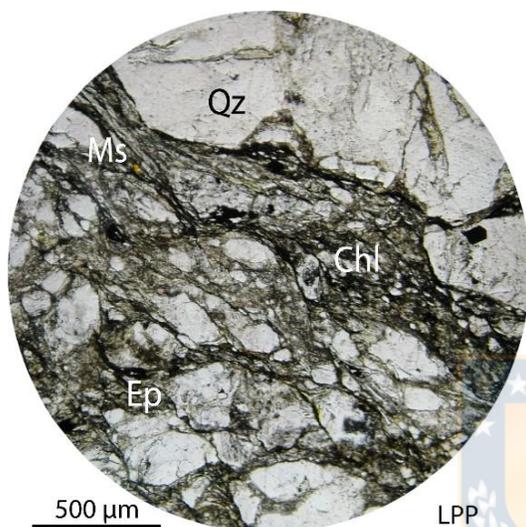


Observaciones

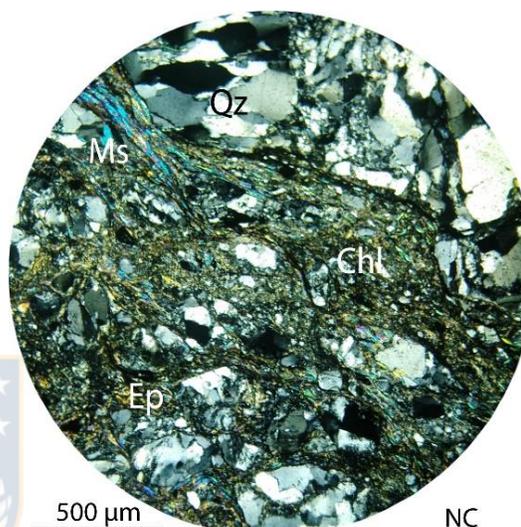
Plagioclasas, cuarzos y micas fracturados sin dirección preferencial, con matriz de cuarzo, plagioclasas, micas e indiferenciados de color oscuro alterados a clorita, arcilla y sericita. Metales escasos y diseminados en la matriz.

Qz: Cuarzo Ms: Muscovita Chl: Clorita Pl: Plagioclasa

Muestra ENC015		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	267612 E 6767665 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Llano Choros	Biotita	Epidota
Clasificación	Brecha de <i>mélange</i>	Clorita	Arcilla
Textura	Brechosa	Sericita	Hematita
Protolito	Esquisto		



LPP



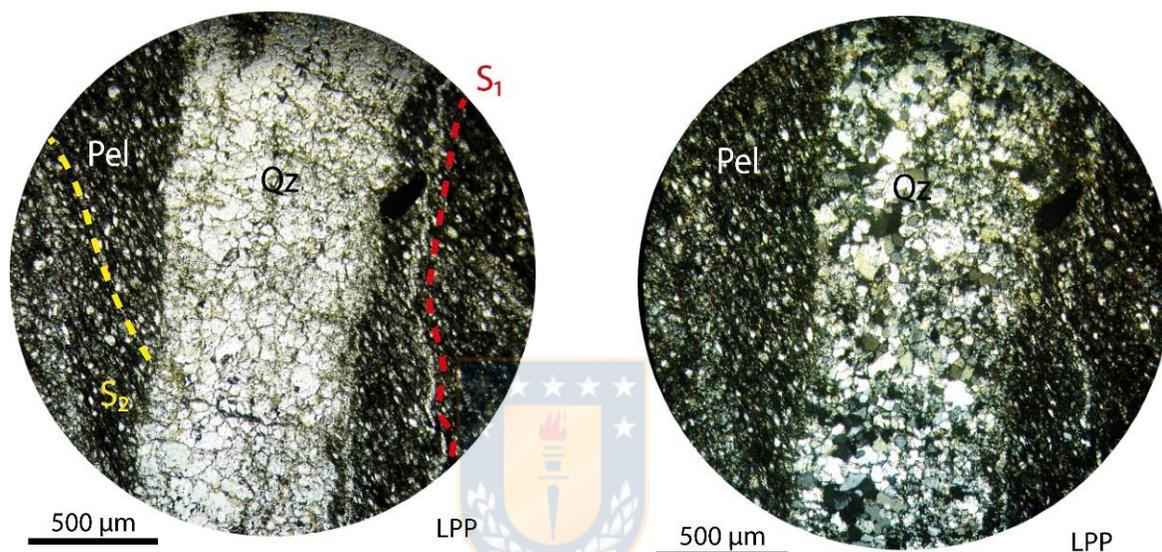
NC

Observaciones

Clastos cuarzo recristalizados y fracturados, micas e minerales indiferenciados oscuros deformados en la dirección de flujo de la brecha. Metales escasos diseminados y diseminados en cúmulos en la matriz.

Qz: Cuarzo Ms: Muscovita Chl: Clorita Ep: Epidota

Muestra ENC016		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	258298 E 6766589 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Playa Las Ventanas	Biotita	Clorita
Clasificación	Metaturbidita	Arcilla	Sericita
Textura	Nematolepidoblástica	Magnetita	
Protolito	Pelítico		

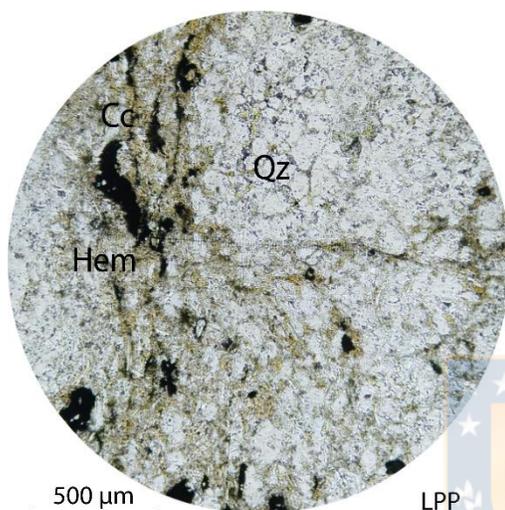


Observaciones

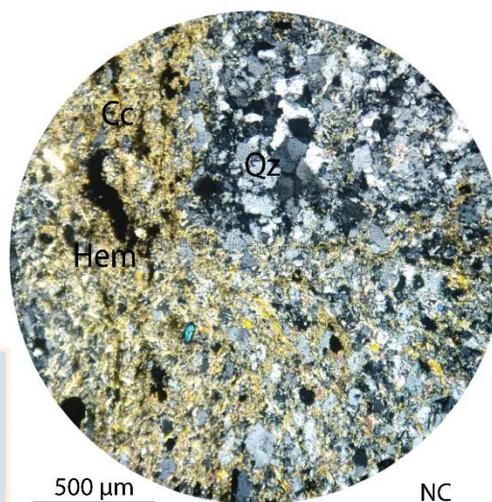
Sección pelítica oscura de cuarzo con textura clástica y micas en una orientación preferencial; sección psamita con abundante cuarzo recristalizado. Fracturas, vetas oscuras con metales diseminados y de cuarzo recristalizado discordantes a S_0 y la foliación principal S_2 , notoria en la parte pelítica, sin dirección preferencial.

Qz: Cuarzo Pel: Pelita

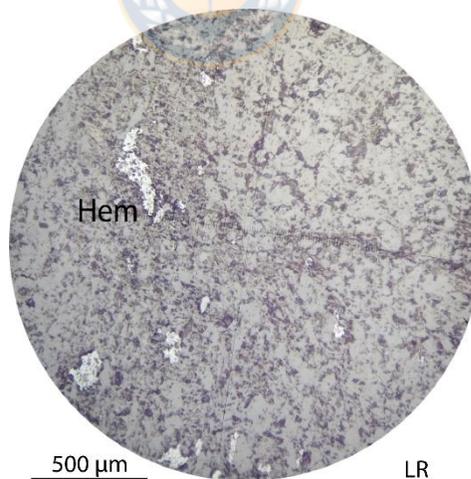
Muestra ENC007		Mineralogía	
Coordenadas 19J WGS 89	257757 E 6767871 S	Cuarzo	Muscovita
Localidad	Playa Las Ventanas	Biotita	Epidota
Clasificación	Veta de cuarzo	Clorita	Calcita
Textura	Nematolepidoblástica	Arcilla	Sericita
Protolito	Pelítico	Hematita	



LPP



NC



LR

Observaciones

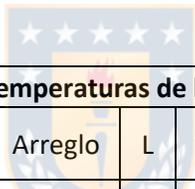
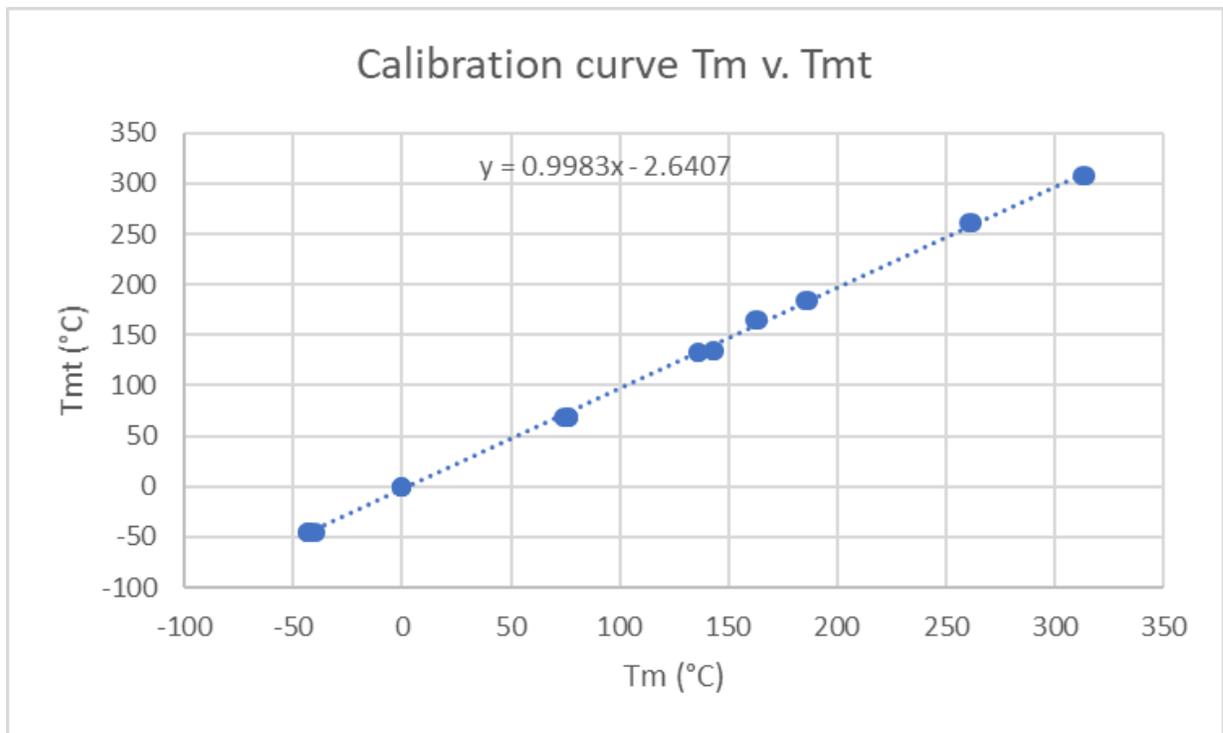
Compuesta principalmente por clastos de cuarzo con cemento silíceo y arcilloso y cúmulos de cuarzo recristalizados con micas levemente orientadas. Alteración diseminada y localizada de calcita, clorita, arcilla y sericita. Metales escasos y diseminados, concentrados alrededor de las zonas de alteración.

Qz: Cuarzo Pl: Plagioclasa Chl: Clorita Ms: Muscovita Mt: Magnetita Ilm: Ilmenita

Mediciones Termométricas

Mediciones de estándares						
Fecha medición	Compuesto	N° Medición	T° fusión	T° fusión teórica	ΔT_m	Observación
30-08-2019	Azobenceno	1	76.4	68.4-69.0°	7.4	Frasco estándares japonés
		2	76.6	68.4-69.0°	7.6	Frasco estándares japonés
		3	74.2	68.4-69.0°	5.2	Frasco estándares japonés
	Fenacetina	1	142.8	133-135°	7.8	Frasco estándares japonés
		2	143.2	133-135°	8.2	Frasco estándares japonés
02-09-2019	Urea	1	136	133°	3	Frasco donación FCQ 2019 (Hector Mansilla (04/06/2019)) cristales pequeños
		2	136.2	133°	3.2	Frasco donación FCQ 2019 (Hector Mansilla (04/06/2019)) cristales pequeños
	Ácido succinico	1	186.9	184°	2.9	Frasco estándares japonés (cristal grande funde a 229)
		2	185.5	184°	1.5	Frasco estándares japonés (cristal grande funde a 229)
	Diciandiamida	1	>220	209.5-209.6°	-3	Frasco estándares japonés

05-09-2019	Sulfanilamida	1	162.5	165.5°	-2.1	Frasco estándares japonés
		2	163.4	165.5°	0.5	Frasco estándares japonés
	Fenolftaleina	1	262.4	261.4-261.9°	-1.1	Frasco estándares japonés
		2	260.8	261.4-261.9°	4.9	Frasco estándares japonés
	Nitrato de sodio	1	312.9	308°	6	Frasco donación FCQ 2017.
		2	314	308°	2.85	Frasco donación FCQ 2017.
16-12-2019	Clorobenceno	1	-42.3	-45.15	5.55	Frasco estándares japonés
		2	-39.6	-45.15	-0.3	Frasco estándares japonés
17-12-2019	Agua bidestilada	1	-0.3	0°	-0.2	Muestra de laboratorio de Cs Químicas
		2	-0.2	0°	-0.4	Muestra de laboratorio de Cs Químicas
		3	-0.4	0°	2.05	Muestra de laboratorio de Cs Químicas
07-12-2019	Clorobenceno	1	-43.1	-45.15	1.75	Frasco estándares japonés
		2	-43.4	-45.15	1.55	Frasco estándares japonés
		3	-43.6	-45.15		Frasco estándares japonés



Mediciones de temperaturas de homogenización (Th)								
Fecha	Muestra	Código IF	Arreglo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Th corregida
11-09-2019	ENC012	ENC012-01	ENC012	70	30	6	Primaria	192.33
12-09-2019	ENC012	ENC012-02	ENC012	85	15	7	Primaria	190.33
12-09-2019	ENC012	ENC012-03	ENC012	75	25	6	Primaria	206.40
12-09-2019	ENC012	ENC012-04	ENC012	60	40	6	Secundaria	180.65
12-09-2019	ENC012	ENC012-05	ENC012	90	10	6	Secundaria	128.04
12-09-2019	ENC012	ENC012-06	ENC012	90	10	8	Secundaria	169.37
12-09-2019	ENC012	ENC012-07	ENC012	90	10	8	Secundaria	175.86
12-09-2019	ENC012	ENC012-08	ENC012	90	10	8	Secundaria	176.35
25-09-2018	ENC012	ENC012-09	ENC012	90	10	10	Secundaria	182.74
25-09-2018	ENC012	ENC012-10	ENC012	80	20	15	Primaria	198.22
25-09-2018	ENC012	ENC012-11	ENC012	85	15	10	Primaria	216.89
15-10-2019	ENC012	ENC012-12	ENC012	75	25	6	Primaria	199.12
15-10-2019	ENC012	ENC012-13	ENC012	90	10	6	Primaria	176.15
15-10-2019	ENC012	ENC012-14	ENC012	75	25	8	Primaria	247.43
16-10-2019	ENC007	ENC007-01	ENC007	88	12	12	Primaria	168.67
16-10-2019	ENC007	ENC007-02	ENC007	95	5	15	Primaria	219.98
16-10-2019	ENC007	ENC007-03	ENC007	85	15	16	Primaria	268.40
16-10-2019	ENC007	ENC007-04	ENC007	80	20	8	Secundaria	176.25
16-10-2019	ENC007	ENC007-05	ENC007	72	28	8	Secundaria	170.56

Fecha	Muestra	Código IF	Arreglo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Th corregida
16-10-2019	ENC007	ENC007-06	ENC007	78	22	8	Secundaria	196.52
17-10-2019	ENC007	ENC007-07	ENC007	90	10	7	Secundaria	215.49
17-10-2019	ENC007	ENC007-08	ENC007	90	10	8	Primaria	258.41
17-10-2019	ENC007	ENC007-09	ENC007	85	15	8	Primaria	268.40
17-10-2019	ENC007	ENC007-10	ENC007	90	10	9	Primaria	280.88
17-10-2019	ENC007	ENC007-11	ENC007	78	22	6	Primaria	306.33
05-11-2019	ENC004	ENC004-01	FIA 3	85	15	21	Secundaria	174.56
05-11-2019	ENC004	ENC004-02	FIA 3	85	15	14	Secundaria	151.60
05-11-2019	ENC004	ENC004-03	FIA 3	85	15	14	Secundaria	146.11
05-11-2019	ENC004	ENC004-04	FIA 1	85	15	15	Primaria	184.24
05-11-2019	ENC004	ENC004-05	FIA 1	70	30	16	Primaria	182.14
05-11-2019	ENC004	ENC004-06	FIA 1	72	28	15	Primaria	191.63
05-11-2019	ENC004	ENC004-07	FIA8	40	60	12	Primaria	154.29
06-11-2019	ENC004	ENC004-08	FIA 3	78	22	8	Secundaria	170.46
06-11-2019	ENC004	ENC004-09	FIA 3	85	15	7	Secundaria	176.45
06-11-2019	ENC004	ENC004-10	FIA 1	75	25	9	Primaria	232.46
06-11-2019	ENC004	ENC004-11	FIA 1	80	20	10	Primaria	299.35
06-11-2019	ENC004	ENC004-12	FIA 1	92	8	26	Primaria	161.08
06-11-2019	ENC004	ENC004-13	FIA 1	80	20	6	Primaria	180.05
06-11-2019	ENC004	ENC004-14	FIA 1	82	18	12	Primaria	189.03
06-01-2020	ENC002	ENC002-01	FIA14	80	20	18	Primaria	179.25
06-01-2020	ENC002	ENC002-01	FIA14	80	20	18	Primaria	179.35
06-01-2020	ENC002	ENC002-11	FIA13	85	15	24	Secundaria	194.12
06-01-2020	ENC002	ENC002-05	FIA14	70	30	20	Secundaria	169.37
06-01-2020	ENC002	ENC002-02	FIA14	80	20	19	Secundaria	168.17
06-01-2020	ENC002	ENC002-03	FIA14	80	20	18	Secundaria	170.46
06-01-2020	ENC002	ENC002-04	FIA14	78	22	18	Secundaria	175.86
06-01-2020	ENC002	ENC002-07	FIA13	82	18	22	Primaria	243.24
06-01-2020	ENC002	ENC002-08	FIA13	82	18	17	Primaria	293.16
06-01-2020	ENC002	ENC002-06	FIA13	80	20	23	Primaria	331.79
07-01-2020	ENC001	ENC001-08	FIA16	70	30	17	Secundaria	189.53
07-01-2020	ENC001	ENC001-09	FIA15	90	10	22	Primaria	198.32
07-01-2020	ENC001	ENC001-10	FIA16	75	25	15	Secundaria	182.24
07-01-2020	ENC001	ENC001-11	FIA16	90	10	20	Secundaria	179.55
07-01-2020	ENC001	ENC001-15	FIA16	80	20	22	Secundaria	171.86
07-01-2020	ENC001	ENC001-01	FIA15	67	33	18	Primaria	202.41
07-01-2020	ENC001	ENC001-07	FIA16	78	22	13	Secundaria	169.07
07-01-2020	ENC001	ENC001-07	FIA16	78	22	13	Secundaria	170.17
07-01-2020	ENC001	ENC001-14	FIA16	82	18	26	Secundaria	176.85
07-01-2020	ENC001	ENC001-05	FIA16	78	22	14	Secundaria	180.35

Fecha	Muestra	Código IF	Arreglo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Th corregida
09-01-2020	ENC006	ENC006-09	FIA19	78	22	18	Primaria	195.92
09-01-2020	ENC006	ENC006-10	FIA19	75	15	17	Primaria	198.32
09-01-2020	ENC006	ENC006-11	FIA19	72	18	18	Primaria	197.62
09-01-2020	ENC006	ENC006-01	FIA17	80	20	18	Secundaria	182.34
09-01-2020	ENC006	ENC006-05	FIA18	80	20	18	Secundaria	179.45
09-01-2020	ENC006	ENC006-04	FIA18	85	15	26	Secundaria	180.75
13-01-2020	ENC012	ENC012-21	FIA5	72	28	20	Secundaria	177.35
13-01-2020	ENC012	ENC012-17	FIA7	77	23	18	Primaria	193.33
13-01-2020	ENC012	ENC012-22	FIA7	67	33	22	Secundaria	200.11
13-01-2020	ENC012	ENC012-26	FIA7	75	25	28	Primaria	202.91
13-01-2020	ENC012	ENC012-19	FIA5	60	40	13	Secundaria	175.16
13-01-2020	ENC012	ENC012-20	FIA5	80	20	15	Secundaria	175.56
13-01-2020	ENC012	ENC012-25	FIA7	80	20	20	Primaria	207.30
14-01-2020	ENC004	ENC004-17	FIA 1	77	23	30	Primaria	209.30
14-01-2020	ENC004	ENC004-22	FIA 1	90	10	20	Primaria	192.43
14-01-2020	ENC004	ENC004-23	FIA 1	82	18	18	Primaria	195.72
14-01-2020	ENC004	ENC004-24	FIA 1	82	18	16	Primaria	189.13
14-01-2020	ENC004	ENC004-25	FIA 1	85	15	20	Primaria	185.34
14-01-2020	ENC004	ENC004-15	FIA 3	75	25	25	Secundaria	169.27
14-01-2020	ENC004	ENC004-15	FIA 3	75	25	25	Secundaria	169.57
14-01-2020	ENC004	ENC004-18	FIA 1	82	18	25	Primaria	188.33
14-01-2020	ENC004	ENC004-19	FIA 1	72	28	15	Primaria	190.33
14-01-2020	ENC004	ENC004-20	FIA 3	95	5	13	Secundaria	172.66
14-01-2020	ENC004	ENC004-21	FIA 3	90	10	15	Secundaria	173.46
16-01-2020	ENC007	ENC007-14	FIA12	70	30	11	Primaria	222.38
16-01-2020	ENC007	ENC007-12	FIA12	80	20	22	Primaria	231.56

Mediciones de temperaturas del punto eutéctico (Te)								
Fecha	Muestra	Código IF	Tipo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Te corregida
11-12-2019	ENC004	ENC004-15	FIA 3	75	25	25	S	-14.72
11-12-2019	ENC004	ENC004-15	FIA 3	75	25	25	S	-14.32
11-12-2019	ENC004	ENC004-16	FIA 1	70	30	20	P	-21.51
11-12-2019	ENC004	ENC004-17	FIA 1	77	23	30	P	-27.10
11-12-2019	ENC004	ENC004-18	FIA 1	82	18	25	P	-31.69
11-12-2019	ENC004	ENC004-18	FIA 1	82	18	25	P	-28.70
11-12-2019	ENC004	ENC004-19	FIA 1	72	28	15	P	-29.89
11-12-2019	ENC004	ENC004-20	FIA 3	95	5	13	S	-19.41
11-12-2019	ENC004	ENC004-21	FIA 3	90	10	15	S	-18.21

Fecha	Muestra	Código IF	Tipo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Te corregida
12-12-2019	ENC004	ENC004-22	FIA 1	90	10	20	P	-27.20
12-12-2019	ENC004	ENC004-23	FIA 1	82	18	18	P	-36.08
12-12-2019	ENC004	ENC004-24	FIA 1	82	18	16	P	-40.18
12-12-2019	ENC004	ENC004-25	FIA 1	85	15	20	P	-37.68
12-12-2019	ENC007	ENC007-12	FIA12	80	20	22	P	-44.57
12-12-2019	ENC007	ENC007-12	FIA12	80	20	22	P	-47.07
13-12-2019	ENC012	ENC012-15	FIA7	75	15	15	P	-41.77
13-12-2019	ENC012	ENC012-16	FIA7	70	30	14	P	-14.92
13-12-2019	ENC012	ENC012-17	FIA7	77	23	18	P	-13.02
13-12-2019	ENC012	ENC012-18	FIA7	75	25	17	P	-36.28
16-12-2019	ENC012	ENC012-19	FIA5	60	40	13	S	-32.19
16-12-2019	ENC012	ENC012-20	FIA5	80	20	15	S	-52.36
16-12-2019	ENC012	ENC012-21	FIA5	72	28	20	S	-25.00
16-12-2019	ENC012	ENC012-22	FIA7	67	33	22	S	-21.31
17-12-2019	ENC012	ENC012-23	FIA7	72	28	22	P	-29.89
17-12-2019	ENC012	ENC012-24	FIA7	95	5	18	P	-30.59
17-12-2019	ENC012	ENC012-25	FIA7	80	20	20	P	-21.91
17-12-2019	ENC012	ENC012-26	FIA7	75	25	28	P	-35.78
17-12-2019	ENC006	ENC006-01	FIA17	80	20	18	S	-21.91
17-12-2019	ENC006	ENC006-02	FIA17	70	30	19	S	-13.72
17-12-2019	ENC006	ENC006-03	FIA18	85	15	25	S	-21.91
17-12-2019	ENC006	ENC006-04	FIA18	85	15	26	S	-20.81
17-12-2019	ENC006	ENC006-05	FIA18	80	20	18	S	-15.32
17-12-2019	ENC006	ENC006-06	FIA19	70	30	28	P	-27.90
17-12-2019	ENC006	ENC006-07	FIA19	65	35	28	P	-25.70
17-12-2019	ENC006	ENC006-08	FIA19	67	33	28	P	-24.50
18-12-2019	ENC002	ENC002-01	FIA14	80	20	18	S	-16.92
18-12-2019	ENC002	ENC002-02	FIA14	80	20	19	S	-20.81
18-12-2019	ENC002	ENC002-03	FIA14	80	20	18	S	-17.81
18-12-2019	ENC002	ENC002-04	FIA14	78	22	18	S	-21.01
18-12-2019	ENC002	ENC002-05	FIA14	70	30	20	S	-27.90
18-12-2019	ENC002	ENC002-06	FIA13	80	20	23	P	-12.42
18-12-2019	ENC002	ENC002-07	FIA13	82	18	22	P	-24.90
18-12-2019	ENC002	ENC002-08	FIA13	82	18	17	P	-19.21
18-12-2019	ENC002	ENC002-09	FIA13	90	10	21	P	-21.21
18-12-2019	ENC002	ENC002-10	FIA13	80	20	22	P	-22.61
18-12-2019	ENC002	ENC002-11	FIA13	85	15	24	P	-20.81
19-12-2019	ENC001	ENC001-01	FIA15	67	33	18	P	-28.10
19-12-2019	ENC001	ENC001-02	FIA16	80	20	15	S	-22.81
19-12-2019	ENC001	ENC001-03	FIA16	78	28	14	S	-21.51

Fecha	Muestra	Código IF	Tipo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Te corregida
19-12-2019	ENC001	ENC001-04	FIA16	80	20	32	S	-23.31
19-12-2019	ENC001	ENC001-05	FIA16	78	22	14	S	-22.31
19-12-2019	ENC001	ENC001-06	FIA16	70	30	14	S	-23.01
19-12-2019	ENC001	ENC001-07	FIA16	78	22	13	S	-22.41
19-12-2019	ENC001	ENC001-08	FIA16	70	30	17	S	-52.36
19-12-2019	ENC001	ENC001-09	FIA15	90	10	22	P	-43.87
19-12-2019	ENC001	ENC001-10	FIA16	75	25	15	S	-52.86
19-12-2019	ENC001	ENC001-11	FIA16	90	10	20	S	-58.65
19-12-2019	ENC001	ENC001-12	FIA15	82	18	18	P	-38.08
19-12-2019	ENC001	ENC001-13	FIA16	85	15	19	S	-56.15
19-12-2019	ENC001	ENC001-14	FIA16	82	18	26	S	-50.86
19-12-2019	ENC001	ENC001-15	FIA16	80	20	22	S	-33.89
19-12-2019	ENC001	ENC001-16	FIA16	85	15	20	S	-37.68
20-12-2019	ENC007	ENC007-14	FIA12	70	30	11	P	-40.30
20-12-2019	ENC006	ENC006-09	FIA19	78	22	18	P	-24.20
20-12-2019	ENC006	ENC006-10	FIA19	75	15	17	P	-26.10
20-12-2019	ENC006	ENC006-11	FIA19	72	18	18	P	-23.30

Mediciones de temperaturas del último fundido (Tm)

Fecha	Muestra	Código IF	Tipo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Tm corregida
11-12-2019	ENC004	ENC004-07	FIA8	40	60	12	P	-2.74
11-12-2019	ENC004	ENC004-15	FIA 3	75	25	25	S	-10.73
11-12-2019	ENC004	ENC004-15	FIA 3	75	25	25	S	-11.33
11-12-2019	ENC004	ENC004-16	FIA 1	70	30	20	P	-12.42
11-12-2019	ENC004	ENC004-17	FIA 1	77	23	30	P	-20.91
11-12-2019	ENC004	ENC004-18	FIA 1	82	18	25	P	-9.23
11-12-2019	ENC004	ENC004-18	FIA 1	82	18	25	P	-10.23
11-12-2019	ENC004	ENC004-19	FIA 1	72	28	15	P	-10.43
11-12-2019	ENC004	ENC004-20	FIA 3	95	5	13	S	-10.23
11-12-2019	ENC004	ENC004-20	FIA 3	95	5	13	S	-10.43
11-12-2019	ENC004	ENC004-21	FIA 3	90	10	15	S	-10.83
11-12-2019	ENC004	ENC004-21	FIA 3	90	10	15	S	-10.73
12-12-2019	ENC004	ENC004-22	FIA 1	90	10	20	P	-9.93
12-12-2019	ENC004	ENC004-23	FIA 1	82	18	18	P	-10.83
12-12-2019	ENC004	ENC004-24	FIA 1	82	18	16	P	-10.63
12-12-2019	ENC004	ENC004-25	FIA 1	85	15	20	P	-11.63
12-12-2019	ENC007	ENC007-12	FIA12	80	20	22	P	-19.01
12-12-2019	ENC007	ENC007-12	FIA12	80	20	22	P	-18.31

Fecha	Muestra	Código IF	Tipo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Tm corregida
13-12-2019	ENC012	ENC012-15	FIA7	75	15	15	P	-13.12
13-12-2019	ENC012	ENC012-16	FIA7	70	30	14	P	-5.94
13-12-2019	ENC012	ENC012-17	FIA7	77	23	18	P	-6.33
13-12-2019	ENC012	ENC012-18	FIA7	75	25	17	P	-20.21
16-12-2019	ENC012	ENC012-19	FIA5	60	40	13	S	-9.23
16-12-2019	ENC012	ENC012-20	FIA5	80	20	15	S	-6.13
16-12-2019	ENC012	ENC012-21	FIA5	72	28	20	S	-8.43
16-12-2019	ENC012	ENC012-22	FIA7	67	33	22	S	-7.23
17-12-2019	ENC012	ENC012-23	FIA7	72	28	22	P	-13.52
17-12-2019	ENC012	ENC012-24	FIA7	95	5	18	P	-15.62
17-12-2019	ENC012	ENC012-25	FIA7	80	20	20	P	-13.12
17-12-2019	ENC012	ENC012-26	FIA7	75	25	28	P	-20.21
17-12-2019	ENC006	ENC006-01	FIA17	80	20	18	S	-9.13
17-12-2019	ENC006	ENC006-02	FIA17	70	30	19	S	-7.83
17-12-2019	ENC006	ENC006-03	FIA18	85	15	25	S	-8.03
17-12-2019	ENC006	ENC006-04	FIA18	85	15	26	S	-7.03
17-12-2019	ENC006	ENC006-05	FIA18	80	20	18	S	-7.03
17-12-2019	ENC006	ENC006-06	FIA19	70	30	28	P	-13.92
17-12-2019	ENC006	ENC006-07	FIA19	65	35	28	P	-14.52
17-12-2019	ENC006	ENC006-08	FIA19	67	33	28	P	-12.52
18-12-2019	ENC002	ENC002-01	FIA14	80	20	18	S	-10.13
18-12-2019	ENC002	ENC002-02	FIA14	80	20	19	S	-14.22
18-12-2019	ENC002	ENC002-03	FIA14	80	20	18	S	-7.03
18-12-2019	ENC002	ENC002-04	FIA14	78	22	18	S	-12.32
18-12-2019	ENC002	ENC002-05	FIA14	70	30	20	S	-12.22
18-12-2019	ENC002	ENC002-06	FIA13	80	20	23	P	-4.94
18-12-2019	ENC002	ENC002-07	FIA13	82	18	22	P	-10.63
18-12-2019	ENC002	ENC002-08	FIA13	82	18	17	P	-13.42
18-12-2019	ENC002	ENC002-09	FIA13	90	10	21	P	-10.43
18-12-2019	ENC002	ENC002-10	FIA13	80	20	22	P	-10.33
18-12-2019	ENC002	ENC002-11	FIA13	85	15	24	P	-7.83
19-12-2019	ENC001	ENC001-01	FIA15	67	33	18	P	-18.31
19-12-2019	ENC001	ENC001-02	FIA16	80	20	15	S	-11.92
19-12-2019	ENC001	ENC001-03	FIA16	78	28	14	S	-11.63
19-12-2019	ENC001	ENC001-04	FIA16	80	20	32	S	-11.73
19-12-2019	ENC001	ENC001-05	FIA16	78	22	14	S	-12.02
19-12-2019	ENC001	ENC001-06	FIA16	70	30	14	S	-11.73
19-12-2019	ENC001	ENC001-07	FIA16	78	22	13	S	-12.12
19-12-2019	ENC001	ENC001-08	FIA16	70	30	17	S	-21.21
19-12-2019	ENC001	ENC001-09	FIA15	90	10	22	P	-23.31

Fecha	Muestra	Código IF	Tipo	L	V	Tamaño (μ)	Temporalidad	Tm corregida
19-12-2019	ENC001	ENC001-10	FIA16	75	25	15	S	-21.91
19-12-2019	ENC001	ENC001-11	FIA16	90	10	20	S	-22.81
19-12-2019	ENC001	ENC001-12	FIA15	82	18	18	P	-18.11
19-12-2019	ENC001	ENC001-13	FIA16	85	15	19	S	-24.50
19-12-2019	ENC001	ENC001-14	FIA16	82	18	26	S	-21.21
19-12-2019	ENC001	ENC001-15	FIA16	80	20	22	S	-19.11
19-12-2019	ENC001	ENC001-16	FIA16	85	15	20	S	-21.11
20-12-2019	ENC007	ENC007-14	FIA12	70	30	11	P	-17.42
20-12-2019	ENC006	ENC006-09	FIA19	78	22	18	P	-13.52
20-12-2019	ENC006	ENC006-10	FIA19	75	15	17	P	-14.42
20-12-2019	ENC006	ENC006-11	FIA19	72	18	18	P	-14.52

