



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería
Chile

Herrera, Verónica; Cembrano, José; Olivares, Viviana; Kojima, Shoji; Arancibia, Gloria
Precipitación por despresurización y ebullición en vetas hospedadas en un dúplex de rumbo
extensional: evidencias microestructurales y microtermométricas
Andean Geology, vol. 32, núm. 2, julio, 2005, pp. 207-227
Servicio Nacional de Geología y Minería
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173920691003>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Precipitación por despresurización y ebullición en vetas hospedadas en un dúplex de rumbo extensional: evidencias microestructurales y microtermométricas

Verónica Herrera

Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Departamento Ciencias Geológicas,
Universidad Católica del Norte-MECE Educación Superior, Casilla 1280, Antofagasta, Chile
vtapia@ucn.cl

José Cembrano

Departamento Ciencias Geológicas,
Universidad Católica del Norte, Casilla 1280, Antofagasta, Chile
jcembrano@ucn.cl

Viviana Olivares

viviana@ucn.cl

Shoji Kojima

skojima@ucn.cl

Gloria Arancibia

Departamento de Laboratorios, Servicio Nacional de Geología y
Minería,
Avda. Tiltil 1993, Ñuñoa, Santiago, Chile
garancibia@sernageomin.cl

RESUMEN

La interacción entre transporte de fluidos y deformación cortical es relativamente bien conocida teóricamente, sin embargo, escasamente documentada en ejemplos reales. El examen estructural, microestructural y microtermométrico de redes de fracturas-vetas asociadas, en tiempo y espacio, al dúplex de rumbo extensional Caleta Coloso (125-118 Ma) en el Sistema de Falla Atacama, en el norte de Chile, entrega información clave sobre las condiciones termodinámicas (presión, temperatura y composición) de los fluidos responsables de la precipitación mineral, señalando evidencias de los mecanismos que la gatillaron. El análisis microestructural indica que los cristales de cuarzo, calcita y epidota crecieron en espacios abiertos, llenos de fluido y a presión subhidrostática. Las inclusiones fluidas primarias en cuarzo y calcita arrojaron temperaturas de homogenización entre 102 y 253°C, con un amplio rango de salinidades (3,5-23,7 % en peso de NaCl equivalente). Las presiones obtenidas varían entre 0,4 y 7,4 MPa, valores muy bajos para el contexto geológico de las vetas, el cual indica una profundidad de generación de al menos 3 km. Estos valores de presión documentan una drástica caída local de la presión de fluido que pudo haber generado ebullición y precipitación mineral en la corteza superior en sitios dilatacionales del Dúplex Caleta Coloso.

Palabras claves: Redes de fracturas-vetas, Sitios dilatacionales, Sistema de Falla Atacama, Presión de fluido, Andes de Chile.

ABSTRACT

Precipitation by depressurization and boiling in veins hosted in an extensional strike-slip duplex: microstructural and microthermometric evidence. The interplay between fluid transport and crustal deformation is fairly well known in theory; however, it has seldom been described in actual field examples. The structural, microstructural and microthermometric analysis of fault-vein networks spatially associated with the Caleta Coloso extensional strike-slip duplex (125-118 Ma) in the Atacama Fault System, in the north of Chile, provides key information

regarding the thermodynamics (pressure, temperature and composition) of the fluids responsible for mineral precipitation, giving insights into the triggering mechanisms. Microstructural analysis suggests that quartz, epidote and calcite crystals grew under subhydrostatic pressures in fluid-filled, open spaces. Primary fluid inclusions in quartz and calcite yield homogenization temperatures between 102 and 253°C, with a wide salinity range (3.5%-23.7% of NaCl equivalent weight). Calculated pressures range between 0.4 and 7.4 MPa, which are extremely low values considering the geologic setting of the veins suggesting depths of at least 3 km. These pressure values document a significant, local fluid pressure drop that may have triggered boiling and mineral precipitation in upper crustal dilational sites of the Caleta Coloso Duplex.

Key words: Fault-vein networks, Dilational sites, Atacama Fault System, Fluid pressure, Chilean Andes.

INTRODUCCIÓN

En la corteza superior, la circulación de fluidos hidrotermales se concentra en los sistemas de falla, siendo frecuente la precipitación de minerales y la generación de vetas. Las caídas de presión a causa del fracturamiento han sido invocadas como la principal responsable de la formación de vetas de minerales con una solubilidad dependiente de la presión. En fluidos complejos, la despresurización puede gatillar cambios significativos de fase en el fluido, produciendo inmiscibilidad o ebullición, lo cual puede causar precipitación instantánea y/o escape de los componentes más volátiles (e.g., Bowers, 1991; Robert *et al.*, 1995; Wilkinson y Johnston, 1996).

La combinación de estudios estructurales y microestructurales de las vetas y vetas-falla, con el análisis de inclusiones fluidas en los minerales hospedados en vetas permite establecer de manera más precisa la relación entre la deformación frágil y la evolución termodinámica de los fluidos.

En este trabajo se logra establecer la composición del fluido, presión y temperatura de formación de vetas sincinemáticas con fallas que componen un dúplex de rumbo extensional. Junto con establecer la relación genética entre la formación de vetas y la deformación frágil, se sugiere la eficiencia de la despresurización como mecanismo de precipitación de minerales hidrotermales.

El Dúplex Caleta Coloso (González, 1996; Scheuber y González, 1999), desarrollado en el arco magmático Jurásico-Cretácico inferior de la Cordillera de la Costa del norte de Chile (Fig. 1), corresponde a un buen ejemplo del desarrollo de fallas maestras y subsidiarias, asociadas a abundante mineralización hidrotermal que rellena fallas y fracturas de extensión, con una espectacular exhibición de estructuras internas bien preservadas (e.g. fibras minerales, planos estriados y bandeamiento) (Olivares, 2004; Cembrano *et al.*, 2005).

MARCO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL

El Dúplex Caleta Coloso constituye un arreglo estructural representativo del Sistema de Falla Atacama a lo largo de la Cordillera de la Costa, entre Paposo y Antofagasta (Fig. 1), el cual se habría formado durante los últimos estados de actividad de este sistema, entre los 125-118 Ma (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999; Cembrano *et al.*, 2005). Esta estructura de escala regional, se desarrolló principalmente sobre ortoanfibolitas y ortogranulitas del Complejo Metamórfico Bolfin (Jurásico Inferior) e

intrusivos granodioríticos (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) (Fig. 2), pertenecientes al Batolito de la Cordillera de la Costa (González, 1996; Scheuber y González, 1999). Ambas unidades se encuentran cortadas por un enjambre de diques microdioríticos de rumbo NW.

El Dúplex Caleta Coloso es definido geométricamente por dos fallas maestras subverticales de rumbo NNW, las fallas Jorgillo y Bolfin (Fig. 2), que se desarrollan desde la falla Coloso, una estructura mayor del Sistema de Falla Atacama,

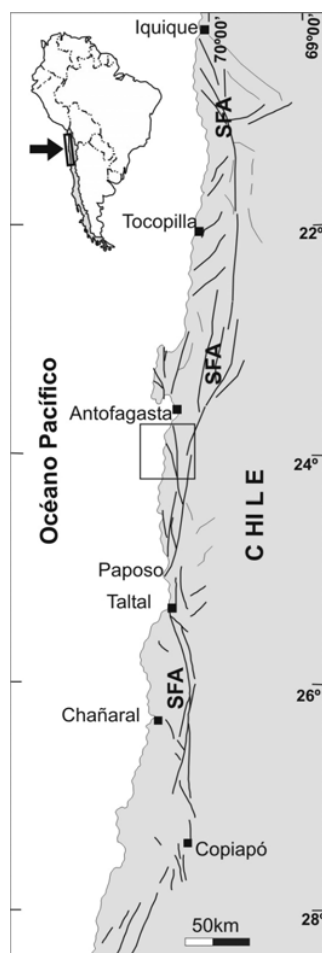


FIG. 1. Mapa de ubicación del Duplex Caleta Coloso en el marco del Sistema de Falla de Atacama, Cordillera de la Costa, norte de Chile.

unidas por un juego de fallas imbricadas, de rumbo NW a WNW y manteos subverticales al norte y al sur (Cembrano *et al.*, 2005). Tanto las fallas maestras como las subsidiarias hospedan vetas de epidota-clorita-cuarzo-calcita que se encuentran espacial y temporalmente relacionadas con estas estructuras,

lo cual sugiere una estrecha relación entre el transporte de fluidos y el desarrollo del dúplex.

La falla Coloso está evidenciada por una serie de zonas tabulares discontinuas de rumbo NNW, compuesta por ultracataclasita, cataclasita, salbanda y un enrejado de fallas mesoscópicas. La zona de cataclasitas posee un espesor de 500 m y contiene fallas de orientación aleatoria con buenas superficies estriadas. Las zonas de salbanda y ultracataclasita foliada (Fig. 3a), de espesor métrico, exhiben estrías subhorizontales e indicadores cinemáticos sinistresales como fábricas S-C (e.g., Chester y Logan, 1987; Petit, 1987).

La falla Jorgillo corresponde a una estructura NNW que se desprende de la falla Coloso y posee una estructura interna que cambia notoriamente a lo largo del rumbo. Cerca de la falla Coloso exhibe un núcleo de 30 cm de ancho compuesto por ultracataclasita foliada, mientras que hacia los extremos este núcleo está flanqueado por salbanda foliada (Cembrano *et al.*, 2005). Estrías subhorizontales sobre superficies subverticales indican un desplazamiento en el rumbo de carácter sinistral, confirmado por la separación de marcadores geológicos (Fig. 2).

En tanto, la falla Bolfin, de rumbo NNW, tiene una forma curva y consiste en una zona de ancho métrico de cataclasita y salbanda. La traza de esta falla está marcada por una zona de ultracataclasita y cataclasita, fracturada y alterada con asociaciones minerales que incluyen clorita, epidota, albita y calcita. Las superficies estriadas, fibras de crecimiento y escalones (Fig. 3b) presentes en fallas subsidiarias tipo cola de caballo (Fig. 2) en el extremo sur de la falla Bolfin, sugieren un movimiento sinistral para la falla maestra.

Los múltiples juegos de fallas subsidiarias, rumbo NW y manteos hacia el SW, que unen las fallas maestras del dúplex consisten en zonas métricas de fallas-fracturas que en su mayoría, presentan indicadores cinemáticos, superficies estriadas (Fig. 3c) y fábricas S-C' (Fig. 3d) que evidencian desplazamiento oblicuo sinistral-normal.

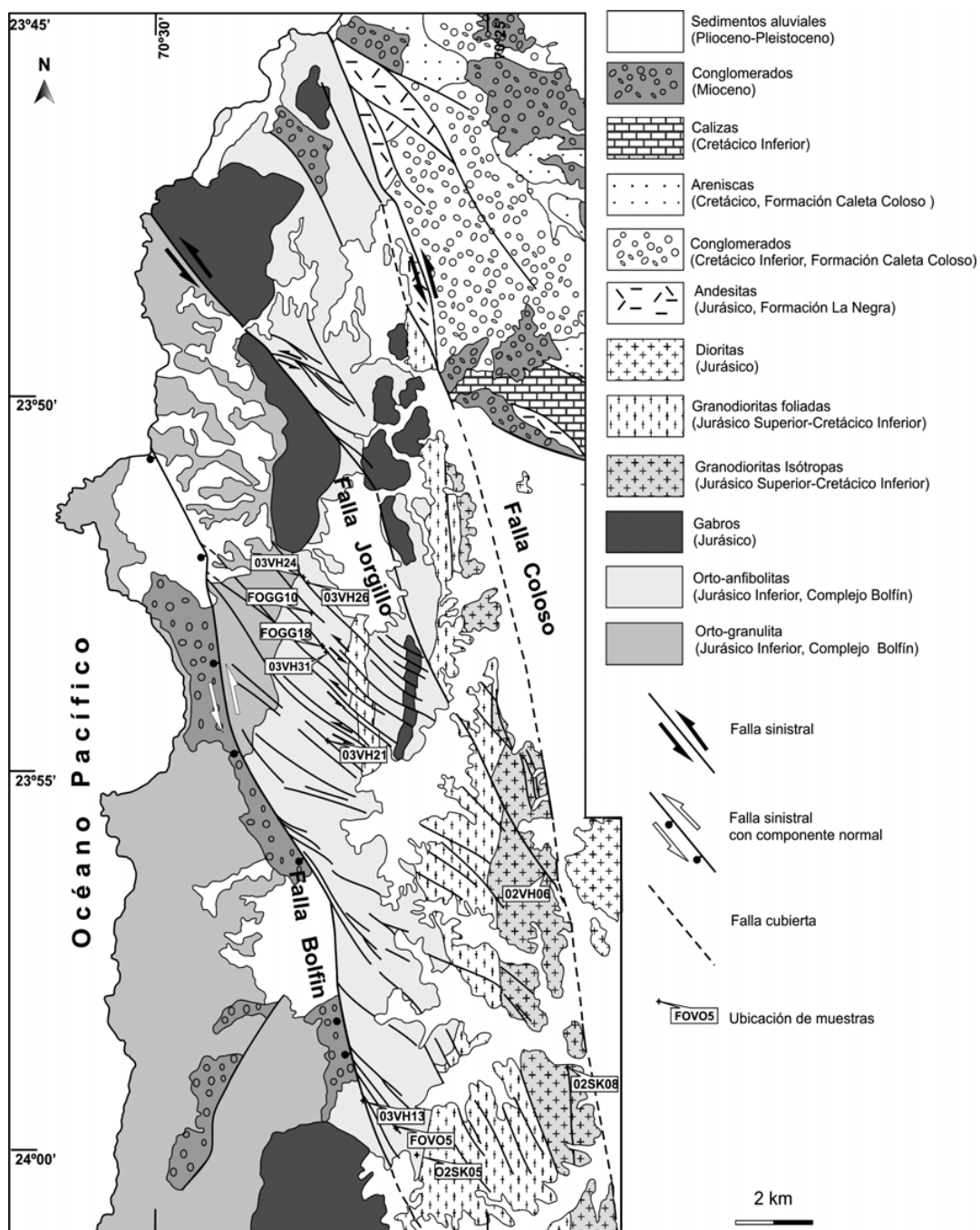


FIG. 2. Mapa geológico-estructural detallado del Dúplex Caleta Coloso. Se indica geometría y cinemática de fallas maestras y subsidiarias. Los recuadros pequeños señalan la localización de las muestras analizadas (modificado de González (1996); Scheuber y González (1999); Cembrano *et al.*, 2005).

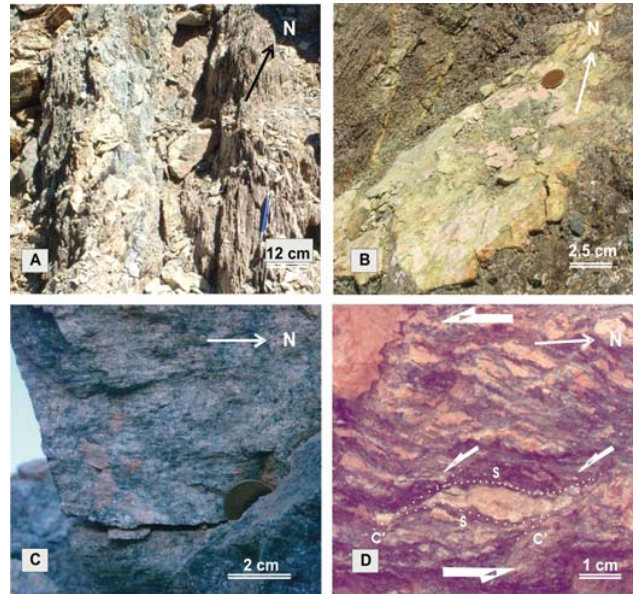


FIG. 3. Rocas de falla y estructuras mesoscópicas en fallas maestras, subsidiarias y vetas-fallas del Duplex Caleta Coloso. **A**- Ultracataclasita foliada en el núcleo de la falla Coloso; **B**- fibras de crecimiento de epidota y calcita en veta-falla de la cola de caballo de la falla Bolfin indicando precipitación mineral sincinemática a movimiento normal-sinistral; **C**- relleno de calcita detras de escalones de falla indicando movimiento sinistral; **D**- fábricas S-C desarrolladas en salbanda foliada de la falla Jorgillo. Las flechas indican desplazamiento sinistral. La flecha indica el norte (N).

SISTEMAS DE VETAS

Es preciso señalar que en esta investigación el término veta es usado en el sentido de designar el material hidrotermal que rellena un espacio entre las paredes de una fractura (e.g., Ramsay y Huber, 1987; Robert y Poulsen, 2001), independiente de las dimensiones de ésta.

En general, las vetas del Dúplex Caleta Coloso ocurren espacialmente asociadas tanto a las fallas maestras como a las subsidiarias, donde se disponen paralelas u oblicuas a las zonas de daño, formando un ángulo que varía entre 15 y 30° (Fig. 4). La orientación de las vetas varía en el rango N26°-46°W con manteos entre 65 y 80° SW, en menor proporción hacia el NE. El espesor varía entre 0,5 y 30 cm, con corridas del orden de decenas de metros (Tabla 1).

Según el modelo conceptual de dilatación de fracturas de Robert y Poulsen (2001) y en base a las observaciones de terreno que señalan la existencia de características estructurales y texturales tales como fibras minerales, bandea-

miento interno, superficies estriadas y minerales con hábito masivo (Olivares, 2004), las vetas han sido clasificadas como vetas de extensión y vetas fallas (Fig. 5). Las vetas de extensión se forman por la dilatación perpendicular a las paredes de las fracturas y se caracterizan por presentar cristales dispuestos en alto ángulo con respecto a las paredes de la veta. En tanto, las vetas fallas implican un desplazamiento por cizalle, observándose dilatación sólo en la curvatura de la fractura donde se forman codos. Estas vetas exhiben estriaciones, fibras minerales orientadas paralelas al plano de cizalle y, en algunos casos, desarrollo de brechas.

Morfológicamente, tanto las vetas de extensión como las vetas fallas, son tabulares o lenticulares y exhiben una relación de contacto neta con la roca de caja. Además, ambos tipos de vetas poseen similares asociaciones mineralógicas, las cuales corresponden a clorita-epidota, epidota-calcita±cuarzo, calcita-hematita-magnetita±limonita.

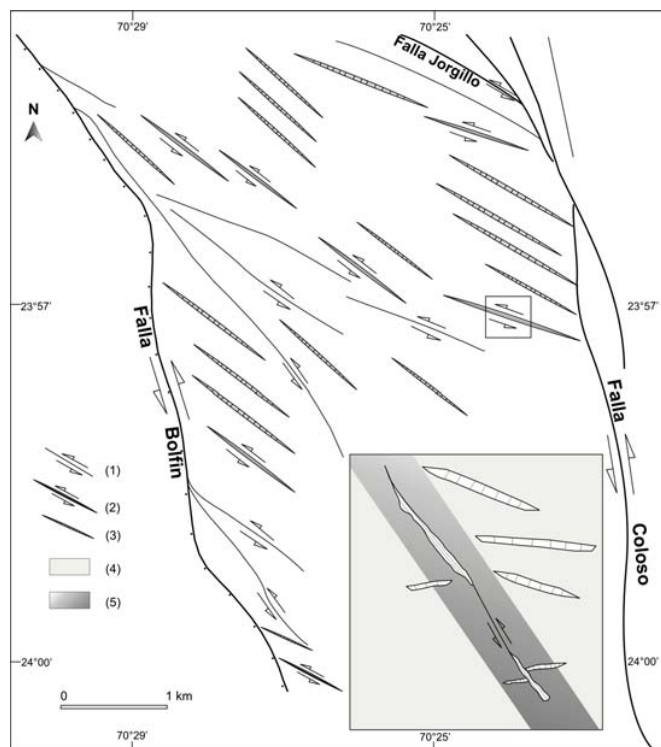


FIG. 4. Esquema de la relación geométrica entre las fallas (1) del Duplex Caleta Coloso, vetas-fallas (2) y vetas de extensión (3). En el recuadro se observa un detalle de la orientación de las vetas con respecto a la zona de daño (4) y núcleo (5) de una falla (modificado de Olivares, 2004). La compatibilidad entre la deformación y las vetas permite situarlas dentro del mismo intervalo de tiempo, estableciendo una relación genética asociada al proceso de construcción del duplex.

TABLA 1. UBICACIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS.

Muestra	Ubicación (Fig. 2)	Tipo de veta	Espesor promedio/corrida (m)	Análisis
02VH06	Centro duplex	Veta-falla	0,02/4,2	Microestructura
03VH13	Cola de caballo	Extensión	0,13/5,0	Microestructura
03VH21	Centro duplex	Extensión	0,24/5,0	Microestructura
03VH24	Centro duplex	Extensión	0,10/4,5	Inclusiones fluidas
03VH26	Centro duplex	Extensión	0,20/5,0	Microestructura/inclusiones fluidas
03VH31	Centro duplex	Veta-falla	0,12/12,5	Inclusiones fluidas
02SK05	Cola de caballo	Extensión	0,04/10,0	Inclusiones fluidas
02SK08	Centro duplex	Extensión	0,05/7,0	Inclusiones fluidas
FOVO-5	Cola de caballo	Veta-falla	0,15/6,5	Microestructura/inclusiones fluidas
FOGG-10	Centro duplex	Extensión	0,03/4,0	Inclusiones fluidas
FOGG-18	Centro duplex	Extensión	0,02/2,0	Microestructura/inclusiones fluidas

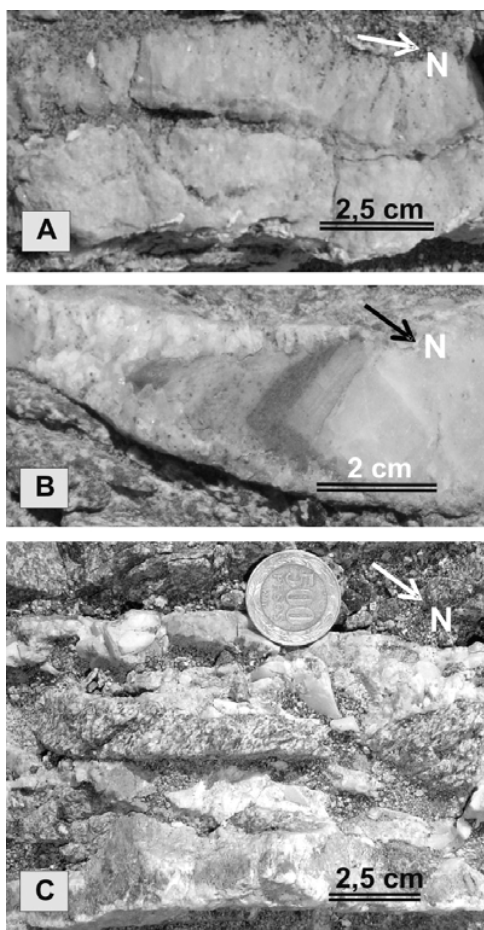


FIG. 5. Ejemplos de vetas del Duplex Caleta Coloso: vetas de extensión (A, B) y veta-falla (C). Las vetas ocurren oblicuas a las fallas maestras, y subparalelas a las fallas subsidiarias. Las vetas de extensión se caracterizan por cristales orientados con sus ejes mayores perpendiculares a las paredes de la veta; mientras que en las vetas-fallas predominan las zonas brechosas, superficies estriadas y fibras de crecimiento. La flecha indica el norte (N).

Aquellas de composición clorítica tienen estructura interna maciza y se exponen como un denso enrejado polidireccional adyacente a las zonas de falla. Las vetas de epidota-cuarzo exhiben distinta estructura interna, controlada por la proporción variable de epidota y cuarzo. La predominancia de epidota le otorga a la veta una estructura interna maciza, mientras que cuando la asociación es epidota±cuarzo ésta adopta un aspecto bandeado, denotado por la disposición generalmente central del cuarzo y epidota hacia las paredes.

En el área de estudio, las vetas de extensión (Fig. 5a, b) se caracterizan por exhibir cristales euhedrales de epidota, cuarzo y/o calcita que se disponen perpendiculares u oblicuos a las paredes de las vetas. En tanto, las vetas-fallas se caracterizan por presentar textura bandeada con desarrollo de una zona brechosa hacia las paredes (Fig. 5c) y, hacia el centro, ocurren superficies estriadas o fibras de crecimiento definidas por epidota, cuarzo, calcita y hematita, que indican cinemática sinistral, normal y sinistral-normal, consistentes en dirección y sentido con lo observado tanto en fallas maestras como subsidiarias.

De acuerdo a lo anterior, desde el punto de vista cinemático es posible establecer una compatibilidad entre las vetas de extensión y vetas fallas, y las zonas de daño de las fallas principales y secundarias. Las vetas de extensión poseen direcciones de dilatación relativamente perpendiculares a las paredes de las vetas, avalado por la disposición de los cristales (Fig. 5b). Lo anterior unido a que los indicadores cinemáticos de las vetas-fallas son congruentes con la cinemática de las zonas de fallas mayores (Olivares, 2004), determina el carácter sincinemático de las vetas y vetas-fallas del Dúplex Caleta Coloso.

MÉTODOS

ESTRATEGIA DE MUESTREO

Se obtuvieron muestras orientadas de vetas desde zonas de daño de fallas subsidiarias localizadas en el centro y sur del dúplex (Fig. 2). El criterio de selección se basó en la calidad de exposición, presencia de indicadores cinemáticos

(e.g., estrías, fibras de crecimiento y marcadores desplazados) que permitiera constreñir el contexto estructural de las vetas, y diversidad de asociaciones minerales a objeto de pesquisar variaciones en las condiciones de precipitación. En base a lo anterior y luego de un examen microscópico tendiente a reconocer poblaciones de inclusiones

fluidas con tamaño apropiado ($>5 \mu\text{m}$) para el estudio microtermométrico, del muestreo general en el área se escogieron 11 muestras (Tabla 1).

Para los estudios de laboratorio las secciones transparentes y pulidas se confeccionaron perpendiculares al plano de desarrollo principal de la veta y paralelas a la lineación mineral y/o estrías.

ANÁLISIS MICROESTRUCTURAL

El estudio microestructural de 6 secciones delgado-pulidas se realizó mediante microscopio óptico y electrónico de barrido (SEM). Este último posee herramientas que permiten observar la naturaleza de bordes entre fases, composición de estas y sus variaciones (imágenes de electrones retrodispersados, BSE), orientación de granos y subgranos (electrones prodispersados, FSE), información cualitativa acerca de la composición química de algunas fases (energía dispersiva de rayos X, EDX) y la identificación de patrones de crecimiento en cuarzo (catodoluminiscencia, CL), los cuales no son discernibles a través del uso de microscopía polarizada convencional.

El SEM-CL corresponde a un Philips XL30, con 'software' de operación versión 5.0, usando una aceleración de voltaje de 15 kV, corriente de 5 nA y una distancia de trabajo de 26 mm, para la obtención de imágenes BSE y FSE; y 10 kV con corriente de 7 nA en las imágenes de emisión de CL.

Dado que la luminiscencia observada en las imágenes SEM-CL depende de numerosas condiciones de operación, la intensidad de CL absoluta

no puede ser fácilmente cuantificada, por lo tanto en esta investigación se le denomina como CL brillante, gris oscuro y gris claro.

Previamente las muestras fueron pulidas con una solución de sílice coloidal (SYTON) y posteriormente cubiertas por una delgada capa (10-15 μm) de carbón con el objeto de evitar la carga electrónica y posibles interferencias en el análisis.

MICROTERMOMETRÍA

Los análisis microtermométricos se efectuaron sobre secciones doblemente pulidas de $\sim 0,1 \text{ mm}$ de espesor, aproximadamente; empleando una platina calentadora-enfriadora Linkam THMSG 600, conectada a un controlador programable TMS 93-LNP. Las razones de calentamiento utilizadas fueron $2-4^\circ\text{C}/\text{min}$ para temperatura de homogenización (Th) y $0,1-0,3^\circ\text{C}/\text{min}$ en el caso de la temperatura de fusión de hielo (Tfh). A bajas temperaturas las mediciones tienen una incertidumbre de $\pm 0,1^\circ\text{C}$, mientras que a altas temperaturas la precisión es $\pm 1^\circ\text{C}$.

La salinidad, equivalente al porcentaje de NaCl en peso, se obtuvo a partir de la Tfh y la ecuación de regresión de Bodnar (1993). En tanto, la presión de fluido se calculó en base a la temperatura de homogenización y salinidad usando las ecuaciones de Bodnar y Vityk (1994) a través del software LONER 32, versión 06/02 (Bakker, 1999).

Se midió un total de 184 inclusiones fluidas hospedadas en cuarzo y calcita en 8 muestras 3, de las cuales corresponden a la imagen especular de la sección estudiada en SEM (03VH26, FOVO-5 y FOGG-18).

RESULTADOS

MICROESTRUCTURA DE LAS VETAS

VETAS DE EXTENSIÓN (03VH13, 03VH21, 03VH26, FOGG-18)

Este tipo de vetas se compone de bandas con espesor variable (50-500 μm) de clorita-cuarzo-calcita, hacia la porción externa (Fig. 6a), y cuarzo-calcita \pm epidota en la región interna. La clorita de las bandas externas forma agregados fibrosos (2-25 μm) que rellenan cavidades y/o forman

inclusiones dentro del cuarzo y la calcita (Fig. 6b). En la región central, los cristales de cuarzo (2-100 μm) y calcita (50-300 μm), euhedrales a subhedrales, presentan bordes rectos (Fig. 7a).

Emisiones de CL en cuarzo indican un patrón de crecimiento idiomórfico concéntrico (Fig. 7b).

En otras muestras de este tipo, en la banda central, la calcita posee un tamaño de grano entre 150 y 300 μm , es euhedral a subhedral, y forma agregados con cristales limpios de bordes mayoritariamente lisos. En tanto, el cuarzo ocurre

con vetillas de espesor variable (90-800 μm) que cortan el agregado de calcita, evidenciando en imágenes de CL un complejo patrón de crecimiento (Fig. 8), dominado por emisiones de CL brillantes hacia el contacto con la calcita y luego cuarzo euهدral de CL gris oscuro con zonación concéntrica (Fig. 8a, región superior izquierda). Además, en la porción central de la vetilla de cuarzo se reconoce subvetillas de 7 a 50 μm de espesor e intensidad de CL gris claro, las que cortan diagonalmente a la vetilla principal (Fig. 8b) mediante contactos agudos y continuidad cristalográfica con el cuarzo de la vetilla.

En otro sector de la banda central de calcita, es posible reconocer dos tipos de cuarzo entrecrecidos

con ésta: cristales grandes (200- 500 μm), euهدrales hexagonales con hábito prismático, y un agregado más fino (10-50 μm) con inclusiones de calcita. En imágenes de CL de los cristales grandes, se observa un sobrecrecimiento regular de cuarzo euهدral.

Es también frecuente reconocer en el centro de algunas vetas de extensión, un entrecrecimiento de epidota y cuarzo microcristalino (<10 μm) de textura equigranular (Fig. 9a), y hacia el contacto con la roca de caja se observa grandes cristales euهدrales de epidota (~ 600 μm) que crecen perpendiculares a las paredes (Fig. 9a, b), sin evidencia de deformación intracristalina, ni cambios composicionales importantes.

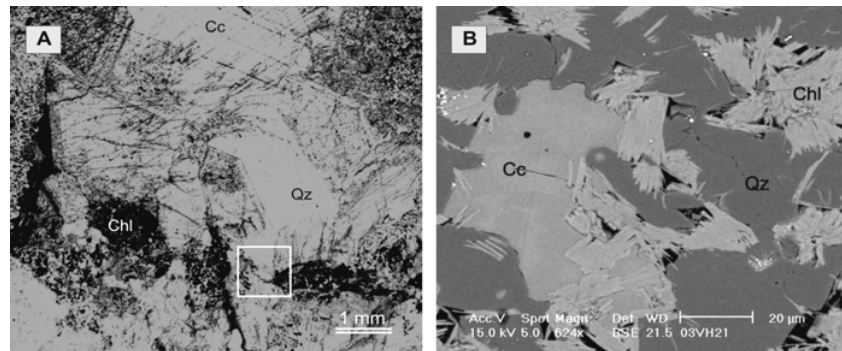


FIG. 6. **A**- Microfotografía de sección delgada, bajo luz polarizada plana que muestra cuarzo (Qz), calcita (Cc) y clorita (Chl). El recuadro indica el área de la imagen BSE ("Backscatter electron") en B; **B**- exhibe las relaciones de contacto entre calcita (Cc), cuarzo (Qz) y clorita (Chl).

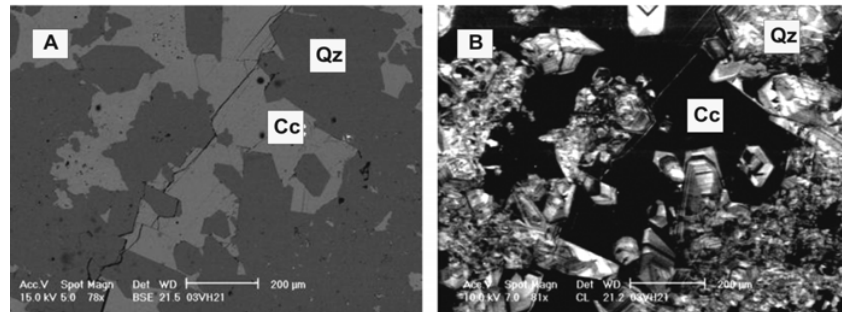


FIG. 7. Imágenes de BSE (A) y CL (B) en que se observa el sobrecrecimiento y zonación idiomórfica de los cristales de cuarzo (Qz) intercrecidos con calcita (Cc).

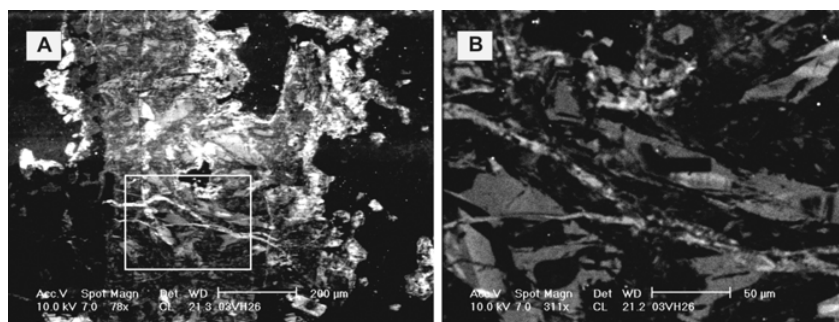


FIG. 8. Imágenes de catodoluminiscencia (CL) de una vetilla de cuarzo dentro de una veta de extensión. **A)** se observa un patrón irregular de CL con zonas de CL brillante, gris oscuro y gris claro. El recuadro indica el área de la imagen en **B)** detalle de imagen A evidenciando la existencia de una serie de subvetillas dentro de un cristal de cuarzo.

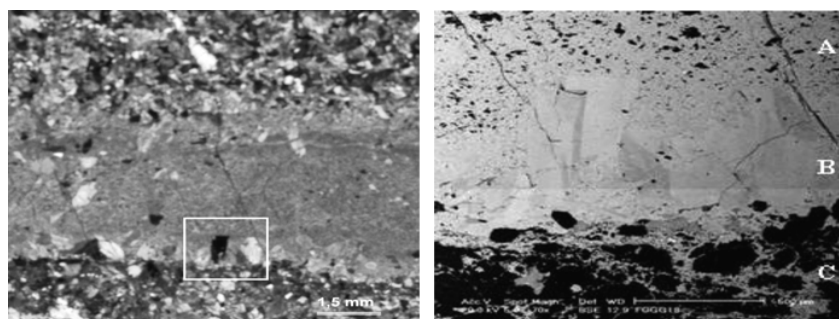


FIG. 9. Microfotografía de sección delgada a nicols cruzados (izquierda), el recuadro indica el sector de la imagen BSE (derecha). En el sector A se observa un agregado fino de epidota (gris claro) y cuarzo (gris oscuro); hacia la pared (B), los cristales exhiben un tamaño mayor y se disponen perpendicularmente a la pared de la veta; en tanto, en la zona de contacto con la granodiorita de la roca de caja (C) no se identifica un borde de reacción.

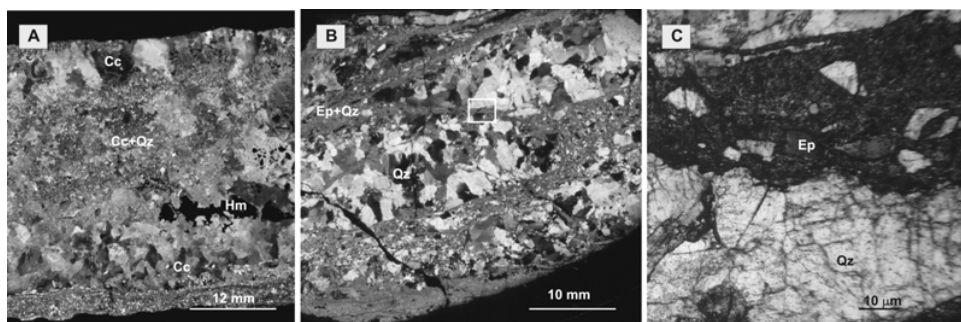


FIG. 10. Microfotografía de sección delgada vetas-fallas. **A-** desarrollo de grandes cristales de calcita (Cc) en las paredes y bandas centrales compuestas por intercrecimiento de cuarzo (Qz) y calcita, y pequeñas bandas de hematita (Hm) en la muestra 02VH06. **B-** textura cataclástica en la muestra FOVO5 representada por cristales fracturados de cuarzo en una matriz de epidota (Ep). En el recuadro; **C-** se observan las hileras de inclusiones fluidas en los cristales de cuarzo (Qz), evidenciando la existencia de fracturas selladas.

VETAS-FALLAS (02VH06 Y FOVO-5)

La muestra 02VH06 presenta un aspecto bandeado, y está constituida principalmente por grandes cristales euhedrales de calcita (100-500 μm) hacia las paredes de la veta (Fig. 10a), con desarrollo de maclas, algunas levemente deformadas y zonadas. Casi la totalidad de la región central de la veta se compone de un entrecrecimiento de cuarzo y calcita, con escasas diseminaciones de magnetita (Fig. 10a). Además, se identifica una banda discontinua de hematita, que a nivel mesoscópico corresponde a fibras de crecimiento.

En imágenes de SEM, los cristales de calcita poseen distinta orientación y el contacto entre los granos es sinuoso o lobulado y serrado. Al interior de los granos más grandes, se observan subgranos (50 a 100 μm) de formas romboédricas.

El cuarzo se presenta como un agregado de grano fino (<50 μm) aproximadamente equidimensional con granos euhedrales de forma poligonal y bordes rectos que tienen distinta orientación cristalográfica, los que en imágenes de CL muestran sobrecrecimiento euhedral concéntrico.

En tanto la muestra FOVO-5 posee un aspecto cataclástico, compuesto de agregados lenticulares policristalinos de 15 mm de largo en una matriz de epidota y cuarzo de grano fino (Fig. 10b y c). El cuarzo se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, equigranulares (130 μm). El contacto entre cristales es difuso, observándose formación de subgranos y numerosas hileras de inclusiones fluidas (Fig. 10c). La epidota ocurre como cristales euhedrales a subhedrales de 25 μm .

INCLUSIONES FLUIDAS

Las inclusiones fluidas poseen variadas formas, principalmente redondeadas, irregulares, rectangulares y elongadas con un tamaño general que oscila entre 5 y 22,5 μm , en promedio 7,5 μm . En cuanto a la ocurrencia de las inclusiones fluidas, tanto en cuarzo como en calcita, se reconocen cúmulos, ejemplares aislados e hileras transgranulares de inclusiones pseudosecundarias (Fig. 11a) predominantemente subparalelas a las paredes de las vetas. La mayoría de las inclusiones fluidas que conforman las hileras presentan bordes estirados, señal de estrangulamiento. En la muestra 03VH26 las inclusiones fluidas se concentran en las zonas de crecimiento de los cristales de calcita (Fig. 11b).

Es preciso señalar que en esta investigación sólo se consideró las inclusiones fluidas primarias, utilizado como criterio de reconocimiento el tamaño relativo, forma regular, posición de estas a lo largo de los distintos planos de crecimiento del cristal y la ausencia de relación geométrica aparente con otras inclusiones (Roedder, 1984).

De acuerdo con los criterios tradicionales (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985), que consideran los componentes presentes en la inclusión a temperatura normal, las inclusiones fluidas analizadas corresponden a los siguientes tipos:

Tipo I: bifásicas ricas en líquido (L+V): la fase líquida varía entre el 90 y 60% en volumen con relación a la fase gaseosa.

Tipo II: bifásicas ricas en vapor (V+L): en estas inclusiones domina la fase gaseosa, con un volu-

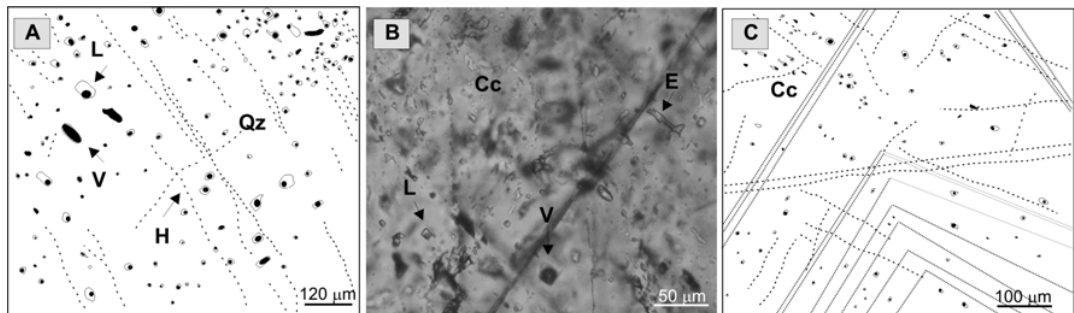


FIG. 11. Ocurrencia de las inclusiones fluidas en cuarzo (Qz) y calcita (Cc). En ambos minerales (A y B) se observan evidencias de ebullición, coexistencia de inclusiones ricas en vapor (V) y otras ricas en líquido (L). Además, se identifican numerosas hileras (H) de inclusiones fluidas que disponen subparalelas a las paredes de la veta, y algunos ejemplares exhiben bordes estirados lo cual refleja estrangulamiento (E). En los cristales zonados de calcita, las inclusiones fluidas se concentran en las zonas de crecimiento (línea segmentada).

men que varía entre el 80 y 70% con respecto a la fase líquida.

La coexistencia de inclusiones ricas en líquido y en vapor constituye la evidencia más común de ebullición en un sistema (Fig. 11c). Roedder (1984) señaló que las inclusiones de vapor son raras, luego su presencia es suficiente para soportar la ebullición.

Los datos microtermométricos de las inclusiones primarias en cuarzo y calcita de las vetas analizadas son reportados en la tabla 2. Histogramas de las temperaturas de homogenización (Th) y salinidad son exhibidos en la figura 12 para cada una de las muestras analizadas. Las inclusiones fluidas exhiben una distribución unimodal con un amplio rango de temperaturas de homogenización, entre 101,3°C y 252,6°C, con un valor modal de 182°C, distribución que es especialmente visible en las muestras 03VH24, 02SK08 y FOGG-18 (Fig. 12). El resto de las muestras están caracterizadas por un rango más

estrecho y predominio de temperaturas más bajas (Fig. 12).

Las temperaturas de la primera fusión del hielo indican valores entre varía entre -12,8 y -31,6°C, datos que permiten una estimación de salinidad de los fluidos como una solución del tipo NaCl-H₂O (Shepherd *et al.*, 1985). El rango de salinidad calculado presenta una amplia distribución, entre 3,5 y 23,7% en peso NaCl equivalente, los valores más altos se registran en las muestras 03VH24, FOVO-5 y FOGG-10 (Fig. 12).

La proyección de los datos de inclusiones fluidas sobre un gráfico de dispersión temperatura de homogenización versus salinidad permite la identificación de dos poblaciones (Fig. 13):

- Rango de temperatura 101 y 229 °C y salinidad entre 16,4 y 23,6% en peso NaCl equivalente.
- Temperaturas entre 123-253°C con salinidades que oscilan entre 15,1 y 3,5% en peso NaCl equivalente.

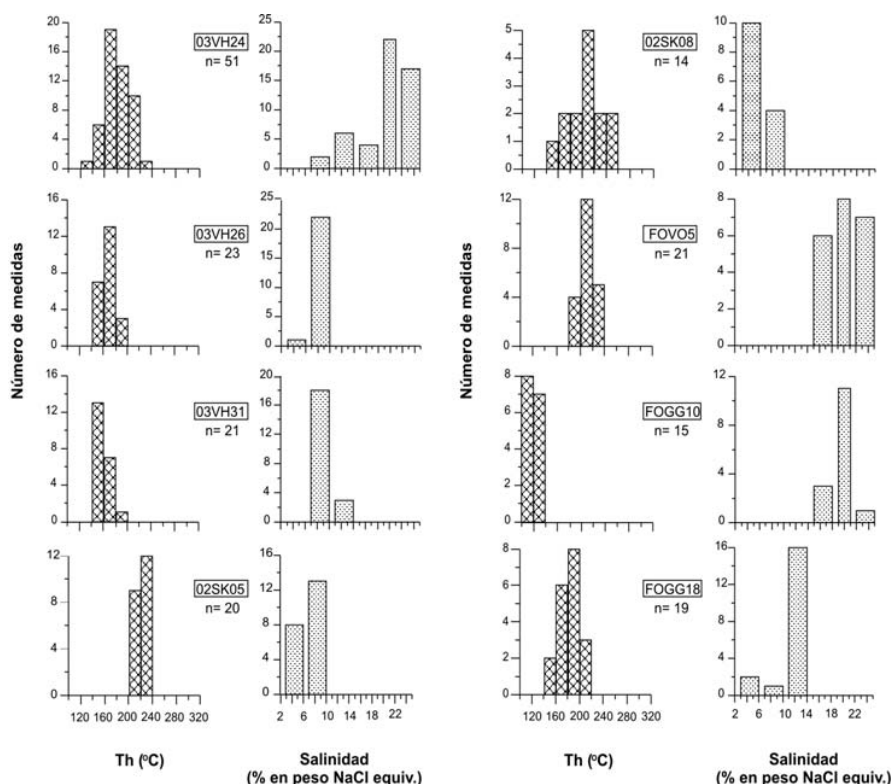


FIG. 12. Histogramas de las temperaturas de homogenización (Th) y salinidades de las inclusiones fluidas para cada una de las muestras analizadas, señalado número de medidas realizadas (n).

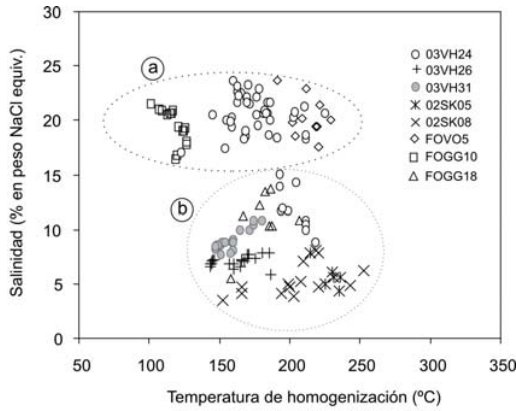


FIG. 13. Gráfico de dispersión para las temperaturas de homogenización (Th) versus la salinidad de las vetas del Duplex Caleta Coloso, identificando dos poblaciones de datos (a y b) definidas en el texto.

Estas poblaciones podrían señalar la existencia de dos fluidos con similares temperaturas pero con variaciones en la salinidad, lo cual es común durante los procesos de fraccionamiento composicional

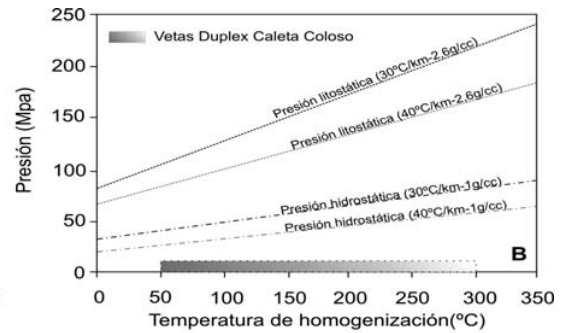
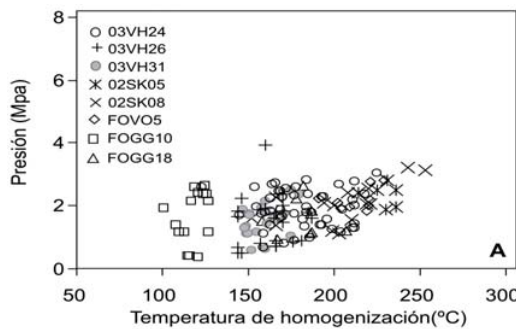


FIG. 14. **A)** Presión de fluido y temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas en muestras de vetas del Duplex Caleta Coloso. Las presiones de fluido han sido obtenidas usando las ecuaciones de Bodnar y Vityk (1994); **B)** Localización de los datos obtenidos en el contexto de los gradientes de presión lito e hidrostáticos presuimos para el ambiente geotectónico en el que se desarrollo de duplex.

DISCUSIÓN

INTERPRETACIÓN MICROESTRUCTURAL DE LAS VETAS Y POSIBLES MECANISMOS DE CRECIMIENTO CRISTALINO

El estudio microestructural reveló la existencia de al menos dos familias de tamaño de cristal en calcita, cuarzo y epidota. Un posible escenario

que genera la ebullición de los fluidos. Sin embargo, esta diferencia también podría obedecer a una mezcla de un fluido de alta salinidad con otro de baja salinidad, tal vez por infiltración de agua meteórica en la zona de daño de las fallas. Esto ocurriría con posterioridad al fracturamiento hidráulico cuando la presión de fluido estuvo temporalmente reducida, o durante la dilatación pre-ruptura caracterizada por una alta permeabilidad (O'Hara y Haak, 1992; Boiron *et al.*, 2003).

La presión de fluido oscila en el rango de 0,4 a 7,4 MPa (Tabla 2), registrándose variaciones de ± 2 MPa a temperatura constante en las distintas muestras (Fig. 14a). Al considerar condiciones litostáticas e hidrostáticas utilizando gradientes geotérmicos de 30 y 40°C/km (Fig. 14b), consistentes con el gradiente geotermal característico del ambiente geotectónico del Dúplex Caleta Coloso en el Cretácico (*e.g.*, Blackwell *et al.*, 1982; Morgan, 1984; Chapman, 1986; Rothstein y Manning, 2003) se evidencia que los datos corresponden a presiones subhidrostáticas (ver discusión).

para la generación de estas diferencias de tamaño son cambios en la velocidad de saturación del fluido y la cantidad de núcleos cristalinos generados dependiendo de la tasa de crecimiento. Por ejemplo, una saturación rápida del fluido con muchos núcleos creciendo juntos y de manera rápida produce gran competencia y genera una textura compuesta por

TABLA 2. RESUMEN DE LOS DATOS MICROTERMOMÉTRICOS.

Muestra	Mineral	Th (°C)	Salinidad (% en peso NaCl equivalente)	Presión (MPa)	n	
03VH24	Calcita	Mín./máx.	123,0-225,1	8,9 -23,6	0,7-3,0	51
		Media	181,1	18,9	1,9	
03VH26	Calcita	Mín./máx.	143,8-186,5	5,9-7,9	0,5-3,9	23
		Media	163,1	7,1	1,5	
03VH31	Calcita	Mín./Máx.	147,2-180,7	7,7-10,8	0,6-2,5	21
		Media	158,3	9,0	1,5	
02SK05	Cuarzo	Mín./máx.	208,7-235,9	4,4-7,8	1,9-7,4	20
		Media	220,4	6,3	1,9	
02SK08	Calcita	Mín./máx.	152,3-252,6	3,5-8,1	1,1-3,2	14
		Media	203,8	5,3	2,0	
FOVO-5	Cuarzo	Mín./máx.	191,4-229,3	17,4-23,7	1,3-3,1	21
		Media	209,5	20,1	2,3	
FOGG-10	Cuarzo calcita	Mín./Máx.	101,3-127,2	16,4-21,5	0,4-2,6	15
		Media	117,9	19,5	1,6	
FOGG-18	Calcita	Mín./máx.	158,4-206,9	5,0-13,7	0,9-2,6	19
		Media	180,5	11,1	1,7	

muchos granos finos (Klein y Hurlbut, 1996). Al contrario, cuando la saturación es lenta el número y velocidad de crecimiento de los núcleos disminuye, originando una textura gruesa, compuesta de grandes cristales (Pina *et al.*, 2000).

El entrecrecimiento de cuarzo euhedral de gran tamaño (~200 μm) y calcita fina (10-20 μm) en algunas vetas de extensión, podría ser interpretado como que el crecimiento del cuarzo no fue controlado por la presencia de otros cristales y crece en forma libre, es decir cristaliza antes que la calcita. Esto también ha sido documentado en terreno (Fig. 5b) donde es común apreciar un espectacular desarrollo de cuarzo prismático desde la pared de la veta, y en el centro de esta grandes cristales de calcita (~ 2 cm).

Las observaciones detalladas de CL se han convertido en prerrequisito esencial en el establecimiento de las interrelaciones entre posibles regímenes de fluido, estructuras y mecanismos de deformación en zonas de cizalle. La ausencia de conocimiento acerca de una estrecha correlación entre las intensidades de las bandas de CL y las

concentraciones de defectos o elementos trazas específicos, produce que su interpretación sea difícil. Además la posición de las bandas de emisiones luminiscentes puede variar dependiendo de la estructura particular de un polimorfo de SiO_2 y las condiciones experimentales (Götze *et al.*, 2001). Sin embargo, los efectos que causan las distintas emisiones de CL en el cuarzo reflejan específicas condiciones físico-químicas del crecimiento del cristal y por lo tanto puede ser usada como una señal de las condiciones genéticas (Ramseyer *et al.*, 1988; Götze, 1996)

Las imágenes de CL en los cristales de cuarzo de las vetas del Dúplex Caleta Coloso evidencian complejos patrones de zonación y presencia de microvetillas. La sustitución de aluminio por silicio en el tetraedro ha sido señalada como la principal responsable de la zonación SEM-CL registrada en varios cristales de cuarzo (Griffiths *et al.*, 1954).

El patrón de CL que exhibe la vetilla de cuarzo de la Fig. 8a, evidencia una compleja historia de crecimiento, revelada por la existencia de dos generaciones de cuarzo: cuarzo-CL gris brillante,

localizado en las paredes de la vetilla, y cuarzo-CL gris oscuro con crecimiento euhedral hacia el interior de ésta. El cuarzo-CL brillante posee un límite difuso y discontinuo con el cuarzo-CL gris oscuro, lo cual sugiere que se formó primero, para posteriormente sufrir disolución (Rusk y Reed, 2002). A partir de este nuevo fluido que permaneció en la fractura, evidenciado por el desarrollo de zonación euhedral concéntrica, habría precipitado cuarzo-CL gris. Además, esta vetilla se encuentra cortada por una serie de subvetillas (Fig. 8b), que podrían ser el resultado de fracturamiento, seguido por dilatación, infiltración de fluido y precipitación de cuarzo (Rusk y Reed, 2002). En consistencia con Sibson (1990), la causa probable para el microfracturamiento sería la caída en la presión desde valores hidrostáticos a subhidrostáticos.

En algunos estudios (Boiron *et al.*, 1992; Montomoli *et al.*, 2001) las subvetillas con intensidad de CL gris oscuro han sido interpretadas como fracturas selladas mientras que las de CL gris claro aún permanecen abiertas, ambas producto de la progresiva recristalización de cuarzo desde la fractura hacia la matriz o crecimiento cristalino durante la abertura de la microfractura (Montomoli *et al.*, 2001).

En tanto las fluctuaciones rítmicas de la intensidad de CL en algunos cristales euhedrales de cuarzo ejemplifican el crecimiento de sucesivas bandas, que son típicas de los cristales que crecen libres en fracturas abiertas (Boiron *et al.*, 1992). La preservación de este patrón zonal puede reflejar un largo periodo de cristalización controlado por difusión, mientras que el paralelismo de la zonación de catodoluminiscencia con las caras cristalográficas descarta la existencia de dislocaciones inducidas por 'strain' sino que quizá sugiere una sustitución química (Götze *et al.*, 2001). Mientras que el sobrecrecimiento, caracterizado por la continuidad óptica tanto del núcleo como de los bordes, podría ser el resultado de un crecimiento lento comparado con la difusión, tal vez controlado por el mecanismo de nucleación (Talanquer y Oxtoby, 1998).

CAÍDAS DE PRESIÓN Y SU COMPATIBILIDAD CON LA NATURALEZA DEL FRACTURAMIENTO

Aparte de las inclusiones fluidas, existen otros métodos alternativos para calcular las presiones geológicas, los cuales se basan en asociaciones

minerales específicas y el conocimiento de la influencia de la presión en el equilibrio mineral (Vaughan y Craig, 1978). Sin embargo, estos minerales geobarómetros, en su mayoría escasos, se aproximan a la sensibilidad de las inclusiones fluidas, pese a que a éstas se les discute la representatividad de una medida para una población total, por esta razón en este estudio se ha tomado un promedio de los valores por muestra analizada.

Dado que el sistema muestra evidencias de estar en ebullición, coexistencia de inclusiones ricas en gas y líquido que homogenizan a temperaturas similares (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985), los valores de presión obtenidos pueden ser considerados como presión de fluido al momento del atrapamiento de la inclusión fluida en el cristal, entonces representa la presión de formación de la veta. Además, la existencia de ebullición evita las correcciones por presión, que en la mayoría de los casos induce a errores (Roedder y Bodnar, 1980).

Debido a que estas presiones son extraordinariamente bajas (Fig. 14), se requiere de una explicación adicional si se considera el contexto geológico- estructural de las vetas. El mapeo de unidades plutónicas y volcánicas del arco magmático Jurásico Superior-Cretácico Inferior indica que, al sur de la Falla Caleta Coloso, al interior del dúplex, la cobertura volcánica de la Formación La Negra está ausente (Flint y Turner, 1988; González y Niemeyer, en prensa). Dado que se exponen rocas plutónicas de edad 'pos-La Negra' en el sector del dúplex, es evidente que falta dicha cobertura. Más aún, la vecina Formación Caleta Coloso del Cretácico Inferior, constituida casi exclusivamente por conglomerados y brechas continentales de clastos andesíticos, sugiere un rápido período de levantamiento y erosión de la Formación La Negra. Los sentidos de aporte, medidos en la Formación Caleta Coloso, indican que la fuente de sedimentos provino desde el suroeste (Flint y Turner, 1988; González y Niemeyer, en prensa). Tomando en cuenta que la Formación La Negra expone espesores kilométricos al noreste de la Falla Coloso, y el sentido del aporte de los sedimentos de la Formación Caleta Coloso, es posible estimar que las vetas hidrotermales estudiadas se habrían formado a una profundidad de al menos 3 km. Esta estimación es consistente con análisis de trazas de fisión (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999)

disponibles en las rocas que albergan las vetas, que indican que desde el Cretácico Inferior (~118 Ma) se han removido 3 km de roca, aproximadamente.

La profundidad de generación de las vetas podría ser estimada teóricamente a partir de la ecuación que relaciona la presión con la profundidad (1), analizando dos posibles escenarios, el modelo hidrostático ($\rho = 1 \text{ g/cm}^3$), asumiendo un sistema hidrológico conectado con la superficie; o una condición litostática ($\rho = 2,7 \text{ g/cm}^3$), la cual considera una columna de roca sellando el sistema. En el caso hidrostático, considerando una presión de 1,8 MPa, que corresponde a la media de los valores obtenidos en el análisis microtermométrico (Tabla 2), la profundidad de atrapamiento de las inclusiones fluidas, interpretada como la profundidad de generación de las vetas, corresponde a 184 m. Mientras que en el caso litostático este valor disminuye a 68 m. Luego, en ambos casos los valores de profundidad resultan ser, por lo menos, un orden de magnitud menor que a aquel señalado por el contexto estructural de las vetas (~3 km=100 MPa).

$$P = h\rho g \quad (1),$$

donde,

P: presión: 1,8 MPa
 h: profundidad
 ρ : densidad: 2,7 gcm^{-3} (corteza superior) o 1,0 gcm^{-3} (agua)
 g: aceleración de gravedad: 980 cmseg^{-2}

Tradicionalmente se ha relacionado el desarrollo de fracturas de extensión bajo condiciones de alta presión de fluido (P_f) generando el descenso en el estrés efectivo (σ_3), de acuerdo a la expresión (2) donde S_3 corresponde al estrés aplicado.

$$\sigma_3 = S_3 - P_f \quad (2)$$

Considerando que $\sigma_3 = -T$ (Secor, 1965) y sustituyéndolo en la ecuación 2, se obtiene que:

$$S_3 = P_f - T \quad (3)$$

Además, el estrés diferencial debe ser menor a 4 veces la resistencia a la tensión uniaxial de la roca (T) (4), propiedad que para la mayoría de las rocas sedimentarias varía en el rango 1-10 MPa valor que puede superar los 20 MPa para rocas cristalinas (Lockner, 1995), y que, por lo general, se considera un valor que fluctúa entre 10 y 25 MPa

(D. Faulkner, comunicación oral, 2004).

$$(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T \quad (4)$$

Entonces, si se reemplaza el rango de presión (P_f) obtenido en este estudio (0,4-7 MPa) y los valores de T (10-25 Mpa) en la ecuación (3) para obtener el valor de S_3 :

$$S_3 = (0,4 \text{ a } 7 \text{ Mpa}) - (10 \text{ a } 25 \text{ Mpa}) = -24,6 \text{ MPa} \\ \leq S_3 \leq -3 \text{ MPa}$$

Así, el valor máximo para S_3 (-3 MPa) se obtiene con la presión de fluido máxima (7 MPa) menos la resistencia a la tensión uniaxial mínima (10 MPa). Análogamente, el valor mínimo para S_3 (-24,6 MPa) resulta de la resta entre la presión de fluido mínima (0,4 MPa) y la resistencia a la tensión uniaxial máxima (25 MPa).

Luego, σ_3 (ecuación 2) corresponde a un valor negativo (tensional) y, por lo tanto, no siempre se requiere sobrepresión de fluido para producir la ruptura extensional de la roca. Estos resultados están avalados por investigaciones microtermométricas que calculan la densidad y presión del fluido en minerales que sellan fracturas de extensión (e.g., Parry y Bruhn, 1990; O'Hara y Haak, 1992; Meere, 1995) señalando que estos fluidos son a menudo atrapados bajo condiciones hidrostáticas desestimando la acción del fracturamiento hidráulico.

En cuanto a la profundidad (h) crítica a la cual se pueden generar fracturas de extensión Secor (1965) señala que ésta sería controlada por el esfuerzo vertical efectivo (σ_v) y la resistencia a la tensión uniaxial de la roca a través de la relación (5).

$$h = \sigma_v / (\rho g (1 - \lambda)) \quad (5)$$

siendo ρ la densidad de la roca (2,7 g/cm^3), g aceleración de gravedad y λ es la relación poro-fluido, dada por la razón $\rho_{\text{fluido}} / \rho_{\text{roca}}$, que varía entre 1 y 0,4 bajo condición litostática o hidrostática, respectivamente (Sibson, 2001).

Considerando que el Dúplex Caleta Coloso corresponde a un sistema de desplazamiento en el rumbo (González, 1996; Cembrano *et al.*, 2005), el esfuerzo vertical efectivo corresponde al esfuerzo principal intermedio (σ_2), el cual de acuerdo a Griffith puede corresponder a cualquier valor entre -T (σ_3) y 3T (σ_1). Entonces, si se considera que σ_2

corresponde a $2T$, y se reemplaza en la ecuación 5, la profundidad crítica a la cual se podría generar una fractura de extensión, en estas condiciones, es de 1.260 m para $T=10$ MPa y 3.150 m en el caso de 25 MPa.

Las fluctuaciones de presión no son fáciles de demostrar y están escasamente documentadas. Sin embargo, el descenso en la presión de fluido desde valores litostáticos a infralitostáticos ha sido interpretado, en formaciones metamórficas, como resultado de la acción del mecanismo de falla válvula, que opera en los niveles profundos de la corteza (> 4 km) (e.g., Parry y Bruhn, 1990; Sibson, 1990; Henderson y Mac Caig, 1996; Montomoli *et al.*, 2001).

Sin embargo, dado que las vetas se formaron en la corteza superior, es preciso identificar el mecanismo capaz de promover migraciones de fluidos a través de este nivel de la corteza (< 4 km) mediante rupturas geológicamente instantáneas de las rocas. El mecanismo de bomba de succión (Scholz *et al.*, 1973; Sibson *et al.*, 1975; Sibson, 1990) produce una reducción sustancial y repentina en la presión local de fluido en ciertos sitios estructurales, de preferencia en codos dilatacionales (Fig. 15). Este mecanismo opera antes y después de un evento sísmico relacionado a deslizamientos de rumbo en una de las dos fallas maestras del sistema. Las fracturas preexistentes que enfrentan al esfuerzo principal mínimo se abren de manera instantánea produciendo una drástica caída de la presión en su interior. Esto induce al bombeo de los fluidos circundantes hacia el interior

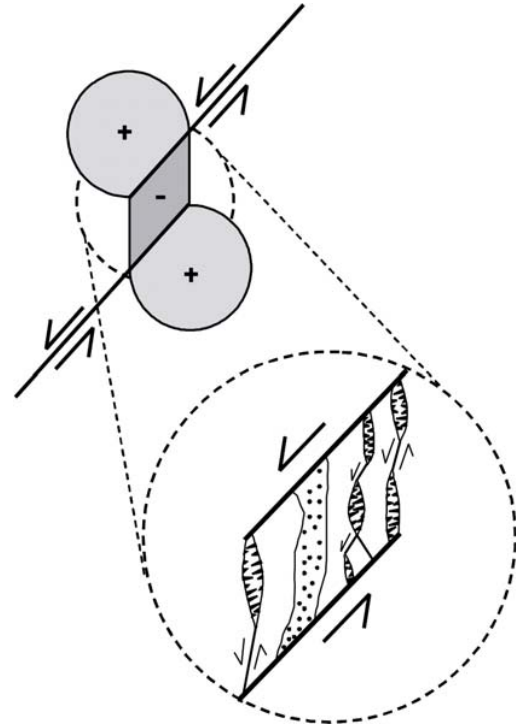


FIG. 15. Esquema de un codo dilatacional (modificado de Sibson, 2001) con detalle de la estructura interna caracterizada por desarrollo de brechas y vetas con crecimiento cristalino perpendicular y oblicuo a la pared de estas. La transferencia del desplazamiento a través de un codo dilatacional incrementa el 'stress' principal hacia la parte externa produciendo compresión (+), mientras que en la región de 'stepover' éste disminuye favoreciendo la extensión (-) y facilitando la precipitación mineral en estos sitios estructurales.

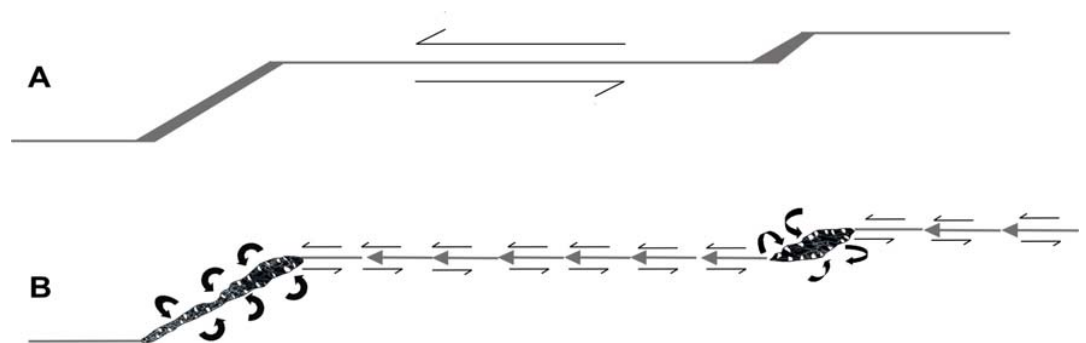


FIG. 16. Acción del mecanismo de bomba de succión en un codo dilatacional. Antes de la ruptura (A) la presión de fluido es uniforme; luego, producto del desplazamiento en el rumbo de las fallas maestras, las fracturas (B) se abren espontáneamente produciendo drásticas caídas de presión y gatillando la migración de fluidos hacia el 'stepover' (Sibson, 1987).

de la estructura con la consiguiente migración o precipitación de estos fluidos (Fig. 16), gatillando en ellos ebullición y mezcla, procesos que han sido detectados en las inclusiones fluidas analizadas durante esta investigación.

RELACIÓN DE LA MIGRACIÓN DE FLUIDOS, CONDICIONES DE PRECIPITACIÓN Y TIEMPO

Durante un sismo, los fluidos son transportados por periodos de días o meses a través de ambientes con diferentes condiciones fisicoquímicas (Sibson *et al.*, 1975), lo cual afecta la estabilidad termodinámica de los minerales que precipitan en las vetas y vetas-fallas. La precipitación o disolución de la mayoría de los minerales se produce por cambios en la temperatura, presión y salinidad, los cuales pueden ser representados en función de la solubilidad.

La solubilidad de los minerales en las vetas depende de la temperatura, presión y composición de los fluidos. La caída de la temperatura provoca un aumento en la solubilidad del cuarzo y un descenso de ésta en la calcita (Fournier, 1985), mientras que caídas en la presión generan una disminución en la solubilidad del cuarzo y la calcita (Parry, 1998); en tanto, la salinidad sólo influye en la calcita ya que datos experimentales (Ellis, 1963) indican que al aumentar la salinidad se incrementa su solubilidad.

Por ejemplo, la descompresión de los fluidos desde presiones litostáticas a hidrostática a 300°C decrece la solubilidad del cuarzo desde 1250 a 800 mg/kg. La precipitación de 450 mg de cuarzo podría sellar 0,17 cm³ de fractura por kg de fluido. Por ende, la descompresión del fluido resulta en la precipitación de significativas cantidades de cuarzo (Parry, 1998).

El descenso en la presión desde 10 a 1 MPa induce la precipitación de 0,62 cm³ de calcita por 1kg de solución, lo cual podría llenar 5,1 cm³ de la fractura descrita arriba, requiriendo 1,6x10⁴ kg de fluido para su completo sellado.

Los antecedentes microestructurales señalan que el crecimiento cristalino ocurrió en fracturas abiertas y rellenas de fluido, y que el tiempo de permanencia de estas condiciones estaría relacionado a la ocurrencia de los sismos precursores y réplicas que activan el mecanismo de bomba de succión (Sibson *et al.*, 1975). Además,

influyó la química del fluido ya que la velocidad de sellado de fracturas es directamente proporcional a su salinidad (Kotelnikova, 2000).

El tiempo de sellado de fracturas es más corto para grados de saturación más altos, y para fracturas poco profundas (Bruhn *et al.*, 1990). La reducción de presión de 200 a 100 MPa a 300°C (Parry *et al.*, 1988) genera el sellado de una fractura de 0,01 a 1 mm de ancho en 1 a 100 años. Este cálculo asume un grado de saturación constante durante el sellado, es decir, que existe un reservorio de solución supersaturada y flujo rápido a través de la fractura.

Las franjas de inclusiones fluidas que se observan en las vetas de cuarzo (Figs. 10 y 11) y las imágenes de catodoluminiscencia indican que hubo sellado de fracturas por transporte difusivo de masa.

También se han reportado tiempos de sellado experimentales (Smith y Evans, 1984) tan cortos como 1 día para microfracturas en cuarzo con presencia de agua a 400°C.

La dependencia del tiempo de estos procesos cobra importancia al momento de relacionarlos con los terremotos, en base a la ocurrencia de múltiples eventos de dilatación y réplicas (Das y Scholz, 1981). La historia de ruptura en una zona de falla que contiene fluidos químicamente reactivos puede estar parcialmente controlada por el tiempo de crecimiento o sellado de una fractura.

Tras producirse un terremoto, las tasas de fracturamiento y sellado estarán relacionadas a pérdida de equilibrio en el sistema y probablemente a la tasa de ingreso de fluido, variaciones locales en la presión de fluido y temperatura. Los modelos de infiltración de fluido, combinados con desequilibrio isotópico observado en rocas de falla, indican que el tiempo infiltración de fluido puede ser menor a 10⁴ años (Bowman *et al.*, 1988). Sin embargo, la mayoría de las zonas de falla han estado activas por grandes períodos de tiempo, sugiriendo que el influjo fue episódico, tal vez asociado a la generación de fracturas y permeabilidad durante el evento sísmico. En el cosísmico decrece la presión de fluido a raíz de la caída en el estrés local generando fracturamiento extensional en codos dilatacionales (Sibson, 1987). Después del sellado de las fracturas habría largos períodos de escasa o nula alteración asociada al descenso en la tasa de flujo y equilibrio local del fluido durante el pos-sísmico.

CONCLUSIONES

- Los cristales de las vetas del Dúplex Caleta Coloso crecieron libremente, en espacios abiertos y bajo presiones subhidrostática, controlados por la competencia y nucleación cristalina, fuertemente influenciadas por cambios en el fluido (temperatura, presión y composición química).
- El rango de presión de fluido (0,4-7,4 MPa) es compatible con valores negativos de 'stress' principal mínimo efectivo (σ_3), por lo que el fracturamiento extensional de las rocas obedecería a la acción del campo de estrés local en un codo dilatacional y no a la sobrepresión de fluido.
- Las características estructurales y microtermométricas de los fluidos en las vetas hospedadas en las zonas de daño de las fallas del Dúplex Caleta Coloso, consistentes con descompresión episódica, precipitación de calcita y cuarzo en fracturas con repetidas rupturas, soportan el modelo de la bomba de succión (Scholz *et al.*, 1973; Sibson *et al.*, 1975; Sibson, 1990).
- La alternancia entre fracturamiento, sellado y crecimiento euهدral se evidencia por desarrollo

de cristales euهدrales hacia las paredes, drusas en cavidades irregulares y bandas hacia el centro. La terminación prismática de los cuarzos en estas zonas indicaría el crecimiento en una fractura por un tiempo prolongado y sin una alta frecuencia de eventos de sellado. Luego, la evolución observada desde un fracturamiento-sellado continuo hasta el desarrollo de textura de espacio abierto podría reflejar un incremento en el tiempo durante el cual la fractura permaneció abierta.

- El amplio rango de temperatura de homogenización (101,3-252,6°C) no puede ser provocado sólo por un cambio en la presión ya que la salinidad no es constante e indica que ha ocurrido un proceso de mezcla. La circulación de fluidos en las fallas culmina con fluidos de baja salinidad, los cuales corresponden a los últimos estados de microfracturamiento, luego, la existencia de bajas salinidades sugiere repetidas reaberturas de las fracturas. Lo anterior podría ser comprobado a través del estudio de inclusiones fluidas secundarias.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el proyecto FONDECYT 1020436 (JC) y Beca Doctorado Mecsup (VH). El estudio con microscopio electrónico de barrido fue realizado en la Universidad de Liverpool, Inglaterra con la colaboración del Dr. D. Prior quien, además, discutió y aportó en la interpretación microestructural, y el Sr. K. Veltkamp (Universidad de Liverpool, Inglaterra), quien

colaboró activamente en la obtención de las imágenes de emisiones de CL.

Los autores agradecen a J. Skármeta (Codelco, Chile), B. Townley (Universidad de Chile) y R. Trouw (Universidad Federal de Río de Janeiro, Brasil) por sus exhaustivas revisiones y valiosos comentarios de este trabajo.

REFERENCIAS

- Bakker, R. 1999. Optimal Interpretation of Microthermometrical Data from Fluid Inclusions: Thermodynamic Modelling and Computer Programming. *Habilitation, Ruprecht-Karls-University*: 50 p. Heidelberg, Germany.
- Blackwell, D.D.; Bowen, R.G.; Hull, D.A.; Riccio, J.; Steele, J.L. 1982. Heat flow, arc volcanism, and subduction in northern Oregon. *Journal of Geophysical Research* **87**: 8735-8754.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **57**: 683-684.
- Bodnar, R.J.; Vityk, M.O. 1994. Interpretation of

- microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. In *Fluid Inclusions in Minerals: Methods and Applications to Extrapolation* (De Vivo, B. y Frezzotti, M.L.; editors). Blacksburg, Virginia Polytechnic Institute and State University: 117-130.
- Boiron, M.C.; Essarraj, E.; Sellier, F.; Cathelineau, M.; Lespinasse, M.; Poty, B. 1992. Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**: 175-185.
- Boiron, M.-C.; Cathelineau, M.; Banks, D.A.; Fourcade, S.; Vallance, J. 2003. Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chemical Geology* **194**: 119-141.
- Bowers, T.S. 1991. The deposition of gold and the other metals: Pressure-induced immiscibility and associated stable isotope signatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **55**: 2417-2434.
- Bowman, J.R.; Bromley, K.S.; Cook, S.J. 1988. Disequilibrium ¹⁸O exchange resulting from fluid-rock interaction during development of the Corral Canyon shear zone, Utah. *Geological Society American, Abstract Programs* **20**: A45.
- Bruhn, R.L.; Yonkee, W.A.; Parry, W.T. 1990. Structural and fluid-chemical properties of seismogenic normal faults. *Tectonophysics* **175**: 139-157.
- Cembrano, J., González, G.; Arancibia, G.; Ahumada, I.; Olivares, V.; Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: a case study from the Atacama Fault System, northern Chile. *Tectonophysics* **400**: 105-125.
- Chapman D.S. 1986. Thermal gradients in the continental crust. In *The nature of the lower continental crust* (Dawson, J.B; editor). *Geological Society of London, Special Publication* **24**: 63-70.
- Chester, F.M.; Logan, J.M. 1987. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology* **9**: 621-634.
- Das, S.; Scholz, C.H. 1981. Theory of time-dependant rupture in the earth. *Journal of Geophysical Research* **86**: 6039-6051.
- Ellis, A.J. 1963. The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. *American Journal of Science* (261): 259-267.
- Flint, S.; Turner, P. 1988. Alluvial sedimentation in a forearc extensional setting: the Cretaceous Coloso Basin of Northern Chile. In *Fan deltas* (Nemec, W.; Steele, R.J.; editors). *Blackie and Sons*: 387-399.
- Fournier, R.O. 1985. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology* **2**: 45-61.
- González, G.; Niemeyer, H. (En prensa). Geología de la Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*. Santiago, Chile.
- González, G. 1996. Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Chile): con especial referencia a las deformaciones sinmagmáticas del Jurásico-Cretácico Inferior. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Series A* **181**: 1-111.
- Götze, J. 1996. Kathodolumineszenz von Quarz-Gundlagen und Anwendung in den Geowissenschaften. *Aufschluß* **47**: 145-164.
- Götze, J.; Plotze, M.; Habermann, D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz -a review. *Mineralogy and Petrology* **71**: 225-250.
- Griffiths, J.; Owen, J.; Ward, I. 1954. Paramagnetic resonante in neutron-irradiated diamond and smoky quartz. *Nature* **173**: 439-442.
- Henderson, I.H.C.; Mac Caig, A.M. 1996. Fluid pressure and salinity variations in shear zone-related veins, central Pyrenees, France: implications for the fault-valve model. *Tectonophysics* **262**: 321-348.
- Kotelnikova, Z.A. 2000. Healing of cracks in quartz. *Experiment in Geosciences* **9** (1): 59-60.
- Klein, C.; Hurlbut, C. 1996. Manual of Mineralogy. *John Wiley and Sons, Ed.*; 756 p. New York,
- Lockner, D.A. 1995. Rock failure. *American Geophysical Union Reference Shelf* **3**: 127-147.
- Meere, P. 1995. High and low density fluids in a quartz vein from the Irish Variscides. *Journal of Structural Geology* **17** (3): 435-446.
- Montomoli, C.; Ruggieri, G.; Boiron, M.C.; Cathelineau, M. 2001. Pressure fluctuation during uplift of the Northern Apennines (Italy): a fluid inclusions study. *Tectonophysics* **341**: 121-139.
- Morgan, P. 1984. The thermal structure and thermal evolution of the continental lithosphere. In *Structure and evolution of the continental lithosphere* (Pollack, H.N.; editor). *Physics and Chemistry of the Earth* **15**: 107-193.
- O'Hara, K.; Haak, A. 1992. A fluid inclusion study of fluid pressure and salinity variations in the footwall of the Rector Branch thrust, North Carolina, U.S.A. *Journal of Structural Geology* **14** (5): 579-589.
- Olivares, V., 2004. Geometría y cinemática del sistema de fallas y vetas de la porción sur del Duplex Caleta Coloso, región de Antofagasta. Memoria de Título (Inédito), *Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas*: 141 p.
- Parry, W.T. 1998. Fault-fluid compositions from fluid-inclusion observations and solubilities of fracture-sealing minerals. *Tectonophysics* **290**: 1-26.
- Parry, W.T.; Wilson, P.N.; Bruhn, R.L. 1988. Pore-fluid chemistry and chemical reactions on the Wasatch normal fault, Utah. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**: 2053-2063.
- Parry, W.T.; Bruhn, R.L. 1990. Fluid pressure transients on seismogenic normal faults. *Tectonophysics* **179**: 335-344.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* **9** (5-6): 597-608.

- Pina, C.M.; Fernández-Díaz, L.; Astilleros, J.M. 2000. Nucleation and Growth of Scheelite in Diffusing-Reacting System. *Crystal Research Technology* **35** (9): 1015-1022.
- Ramsay, J.; Huber, M. 1987. Mechanical analysis of fractures. In *The Techniques of Modern Structural Geology: Vol. 2: folds and fractures* (Ramsay, J. Huber, M.; editors). *Academic Press*: 561-594. London.
- Ramseyer, K.; Baumann, J.; Matter, A.; Mullis, J. 1988. Cathodoluminescence colours of alpha-quartz. *Mineral Magazine* **52**: 669-677.
- Robert, F.; Poulsen, K.H. 2001. Vein formation and deformation in Greenstone Gold deposit. *Reviews in Economic Geology* **14**: 111-155.
- Robert, F.; Boullier, A.; Firdaus, K. 1995. Gold-quartz veins in metamorphic terranes and their bearing on the role of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research* **100**: 12861-12879.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* **12**: 644 p.
- Roedder, E.; Bodnar, R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Reviews Planetary Science* **8**: 263-301.
- Rothstein, D.A.; Manning, C.E. 2003. Geothermal gradients in continental magmatic arcs: constraints from the eastern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Geological Society of America Special Paper* **374**: 337-354.
- Rusk, B.; Reed, M. 2002. Scanning electron microscope-cathodoluminescence analysis of quartz reveals complex growth histories in veins from the Butte porphyry copper deposit, Montana. *Geology* **30** (8): 727-730.
- Secor, D.T. 1965. Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science* **263**: 633-646.
- Scheuber, E.; Andriessen, P.M.A. 1990. The kinematic significance of the Atacama Fault Zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology* **12**: 243-257.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°). *Tectonics* **18**: 895-910.
- Scholz, C.H.; Sykes, L.R.; Aggarwal, Y.P. 1973. Earthquake prediction: a physical basis. *Science* **181**: 803-810.
- Shepherd, T.; Rankin, A.; Alderton, D. 1985. *A Practical Guide to Fluid Inclusions Studies*. *Blackie*: 239 p. Glasgow.
- Sibson, R. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* **15**: 701-704.
- Sibson, R.H. 1990. Conditions for fault-valve behaviour. In *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (Knipe, E.H.; Rutter, E.H.; editors). *Geological Society* **54**: 15-28.
- Sibson, R.H. 2001. Seismogenic Framework for Hydrothermal Transport and Ore Deposition. *Reviews in Economic Geology* **14**: 25-50.
- Sibson, R.H.; Moore, J.; Rankin, A. 1975. Seismic pumping-a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of Geological Society of London* **131**: 653-659.
- Smith, R.B.; Evans, B. 1984. Diffusional crack healing in quartz. *Journal of Geophysical Research* **89**: 4125-4135.
- Talanquer, V.; Oxtoby, D. 1998. Crystal nucleation in the presence of a metastable critical point. *Journal of Chemical Physics* **109** (11): 223-227.
- Vaughan, D.J.; Craig, J.R. 1978. *Mineral Chemistry of Metal Sulfides*. *Cambridge University Press*: 250 p.
- Wilkinson, J.J.; Johnston, J.D. 1996. Pressure fluctuations, phase separation, and gold precipitation during seismic fracture propagation. *Geology* **24** (5): 395-398.