



Andean Geology

ISSN: 0718-7092

revgeologica@sernageomin.cl

Servicio Nacional de Geología y Minería

Chile

Olivares, Viviana; Cembrano, José; Arancibia, Gloria; Reyes, Nicolás; Herrera, Verónica  
Significado tectónico y migración de fluidos hidrotermales en una red de fallas y vetas de un Dúplex de  
rumbo: un ejemplo del Sistema de Fallas de Atacama  
Andean Geology, vol. 37, núm. 2, julio, 2010, pp. 1-24  
Servicio Nacional de Geología y Minería  
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173916371012>

- 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

## Significado tectónico y migración de fluidos hidrotermales en una red de fallas y vetas de un Dúplex de rumbo: un ejemplo del Sistema de Fallas de Atacama

Viviana Olivares<sup>1</sup>, José Cembrano<sup>2</sup>, Gloria Arancibia<sup>2</sup>, Nicolás Reyes<sup>3</sup>, Verónica Herrera<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Programa de Doctorado en Ciencias Mención Geología, Departamento Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Casilla 1280, Antofagasta, Chile.

[vivianaoliv@gmail.com](mailto:vivianaoliv@gmail.com); [v.herrera@elbronce.com](mailto:v.herrera@elbronce.com)

<sup>2</sup> Departamento de Ingeniería Estructural y Geotécnica, Pontificia Universidad Católica de Chile, Avda. Vicuña Mackenna 4860, Macul, Santiago, Chile.

[jcembrano@ing.puc.cl](mailto:jcembrano@ing.puc.cl); [garancibia@ing.puc.cl](mailto:garancibia@ing.puc.cl)

<sup>3</sup> Compañía Minera Doña Inés de Collahuasi SCM, Avda. Baquedano 902, Iquique, Chile  
[nmreyes@collahuasi.cl](mailto:nmreyes@collahuasi.cl)

**RESUMEN.** El Dúplex Caleta Coloso es una estructura de rumbo desarrollado durante la deformación frágil del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) en el Cretácico Inferior. En su interior hay un sistema de vetas hidrotermales que documentan la naturaleza de la relación entre el transporte de fluidos y el desarrollo del dúplex. El sistema de vetas de orientación dominante NO se localiza en la roca de caja, adyacentes a las zonas de falla. Según su mineralogía dominante hay vetas de clorita, epidota-cuarzo y calcita-limonita, y según las relaciones de corte o su estructura interna se definieron vetas tempranas (clorita), intermedias (epidota-cuarzo) y tardías (calcita-limonita). Algunas vetas muestran cristales perpendiculares u oblicuos a sus paredes (vetas de extensión y de extensión oblicua) o fibras minerales orientadas paralelas a las estrías de las fallas (vetas-fallas). Estas últimas tienen indicadores cinemáticos compatibles con las fallas, evidenciando que fueron sincinemáticas con el desarrollo del dúplex. Según su microestructura, ellas se habrían formado en fracturas abiertas llenas de fluidos, bajo condiciones de presión inferior a la hidrostática lo cual indicaría que la precipitación mineral ocurrió por caídas abruptas de la presión en una corteza somera (<4 km), probablemente asistidas por el mecanismo de bomba de succión. Se entregan cinco edades <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar y K-Ar, entre 119 y 141 Ma. Considerando el contexto geológico y el error analítico asociado a la naturaleza de los minerales datados, estos valores se interpretan como edades aproximadas del desarrollo de las vetas, que son concordantes con los antecedentes geocronológicos existentes.

**Palabras clave:** Sistema de Fallas de Atacama, Deformación frágil, Sistemas de vetas-fallas, Dúplex Caleta Coloso.

**ABSTRACT.** Tectonic significance and hydrothermal fluid migration within a strike-slip duplex fault-vein network: an example from the Atacama Fault System. The Caleta Coloso Duplex is a brittle strike-slip structure developed along the Atacama Fault System during the Early Cretaceous. A hydrothermal vein system existing within the duplex documents the nature of the link between fluid transport and progressive structural development. The dominantly NW-striking vein system occurs near or at the damage zone of the duplex fault zones. Veins can be classified according to their composition and crosscutting relationships into early chlorite veins, intermediate epidote-quartz veins and late calcite-limonite veins. Some of them exhibit minerals with their long axes oriented orthogonally or obliquely with respect to the vein walls (extension veins and oblique-extension veins), whereas others show mineral fibers that are parallel to striae of the hosting faults (fault-veins). The latter show kinematic indicators that are compatible with those of the faults, suggesting they were synkinematic with strike-slip duplex development. The veins microstructure suggests that they form from fluid-filled open fractures under subhydrostatic pressures suggesting that mineral precipitation was triggered by pressure drops at shallow crustal levels (<4 km) consistent with the suction pump mechanism. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and K-Ar ages between 119 and 141 Ma are interpreted as the approximate time window within which the duplex and veins were developed.

**Keywords:** Atacama Fault System, Brittle deformation, Fault-veins systems, Caleta Coloso Duplex.

## 1. Introducción

Estudios anteriores han establecido que existe una interrelación entre transporte de fluidos, precipitación de minerales hidrotermales y sistemas de fallas transcurrentes (*e.g.*, Sibson, 1987, 1996). En estos sistemas de fallas, la precipitación y concentración de minerales hidrotermales ocurre en vetas que se localizan en zonas estructurales favorables como son segmentaciones de fallas, ramificaciones de fallas, 'jogs' dilatacionales y estructuras tipo dúplex (Sibson, 1987, 1996, 2001; Cox, *et al.*, 2001). La generación de espacios dentro de estas zonas estructurales no es homogénea y está distribuida en zonas discretas cuya arquitectura responde a la naturaleza del sistema de falla en que se desarrollan. Por lo tanto, el entendimiento de la relación entre los procesos de deformación y la generación de vetas continúa siendo una interrogante de investigación relevante, particularmente aplicada a la exploración de recursos minerales.

Este trabajo presenta los resultados del estudio de la relación geométrica-cinemática-temporal entre fallas y vetas en el sistema de fallas de rumbo de la porción sur del Dúplex Caleta Coloso (DCC) (González, 1996; Scheuber y González, 1999; Cembrano *et al.*, 2002). El DCC forma parte del dominio estructural del Sistema de Falla de Atacama (SFA, Arabasz, 1971), megaestructura que recorre la Cordillera de la Costa del Norte de Chile (Fig. 1). El dúplex se desarrolló en un margen convergente oblicuo en la etapa de deformación frágil de la SFA, entre los 118-125 Ma (Fig. 2a) (Scheuber y González, 1999; Cembrano *et al.*, 2002, 2003, 2005), afectando a rocas del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior. La etapa inicial de deformación del DCC ocurrió por la propagación de las fallas que lo limitan, es decir, las fallas Caleta Coloso y Bolfín (Cembrano *et al.*, 2005) (Figs. 2b, c). Su estructura interna se formó por el crecimiento progresivo de fallas de segundo orden NO y de tercer orden ONO donde el desarrollo secuencial se desarrolló desde el norte hacia el sur (Fig. 2c; Cembrano *et al.*, 2005). Durante la génesis del dúplex se generó un extenso sistema de vetas con relleno minerales de clorita, epidota, cuarzo, calcita y limonita.

No existen datos radiométricos precisos de la edad absoluta de la deformación frágil mesozoica del Sistema de Fallas de Atacama y tampoco de la evolución del dúplex. En particular, en el DCC los minerales dominantes en las rocas de fallas (clorita, epidota, calcita) generados durante la deformación, no son factibles de datar con los métodos radiométricos convencionales. Además, los minerales biotita y anfíbol presentes en la roca de caja, se encuentran alterados y cloritizados, lo que restringe la utilización del método de K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y en consecuencia dificulta la obtención de la edad máxima de la deformación. Como tentativa para resolver este problema, este estudio presenta 5 dataciones de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar: tres en la roca de caja y dos de rocas cataclásticas poco alteradas. Sin embargo, según el contexto geológico, los valores

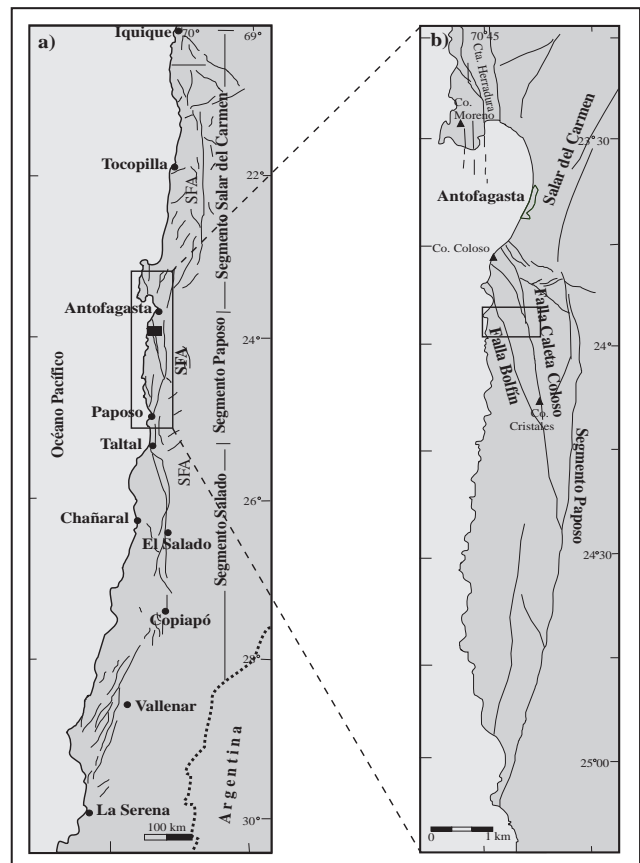


FIG. 1. El Sistema de Falla de Atacama. **a)** Contexto general de la SFA en el norte de Chile; **b)** El SFA al sur de Antofagasta (modificado de Scheuber y Andrienssen, 1990).

obtenidos sirven como edades de referencia y fueron comparados con edades ya publicadas, por lo cual la correlación estratigráfica es la herramienta más poderosa para constreñir la edad de la deformación frágil en que se desarrolló el dúplex.

## 2. Metodología

El estudio de la deformación frágil incluyó análisis meso y microestructural en las zonas de fallas y sistemas de vetas. El análisis mesoestructural se hizo a través de la descripción de la geometría y cinemática de las fallas (orientación del plano de falla, longitud, ancho y rocas de la zona de falla, ángulo de barrido de las estrías y sentido de movimiento).

Para determinar la cinemática y compatibilidad entre las fallas se utilizó el método de los diedros de acortamiento y extensión (P-T) incrementales discutido por Marrett y Allmendinger (1990). El método considera la obtención en terreno de la actitud del plano de falla, de la estría y sentido de movimiento de la falla. El método consiste en determinar la posición de los ejes principales del tensor de 'strain' incremental para una falla individual o una población de fallas. Para el cálculo de los ejes

máximos de una población de fallas, se utiliza el método estadístico de Bingham. En tanto que los diedros de acortamiento y extensión se construyen al bisectar los planos nodales ortogonales de la solución del plano de falla a 45° del plano de movimiento.

La cinemática de la región fue calculada al ingresar los datos de todas las fallas que integran el dúplex. Para ello se consideró sólo aquellas mediciones que son representativas del plano principal en cada una de las fallas mayores y secundarias. En la selección de datos se escogió solo aquellas orientaciones que, aparte de mostrar una buena calidad de estría, mostraron más de un indicador cinemático de movimiento, es decir datos con categoría A (*e.g.*, criterios de Petit, 1987 y marcadores geológicos desplazados por las fallas). Es por esta razón que de una población de 115 fallas, sólo se seleccionaron 37 (ver sección de análisis cinemático de las fallas; Tabla 1). Finalmente esta población de datos fue ponderada, según los criterios propuestos por Marrett y Allmendinger (1990, *e.g.*, longitud de la traza de la falla, el espesor de la salbanda, el desplazamiento o el momento sísmico). El ponderador utilizado fue la longitud y espesor de las fallas. Tanto el cálculo como el procesamiento estadístico

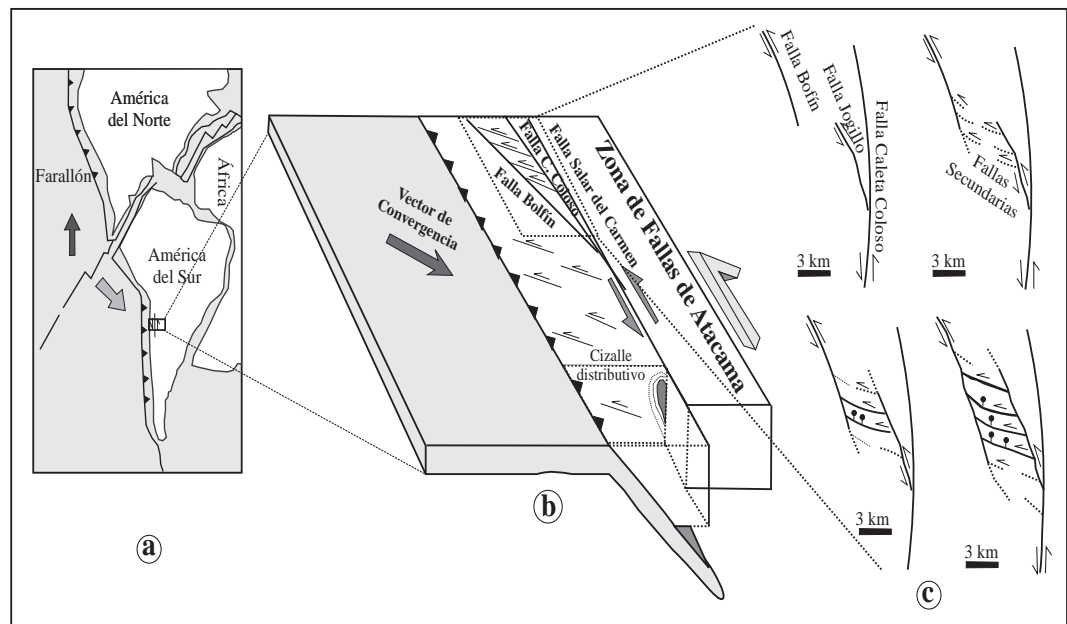


FIG 2. Marco Tectónico en el Cretácico Inferior. **a)** Configuración de las Placas Aluk y Suramericana (obtenido de Jaillard *et al.*, 1990); **b)** Bloque diagrama que muestra la estructura del dúplex con respecto al margen de subducción oblicua; **c)** Modelo conceptual de evolución del Dúplex Calera Coloso (modificado de Cembrano *et al.*, 2005).

de las poblaciones de datos se obtuvieron con el software FaultkinWin.

La clasificación mesoscópica de los diferentes tipos de vetas se basa en la discriminación de la geometría del sistema, características mineralógicas y relleno dominante, relaciones de corte entre ellas y, en algunos casos, análisis cinemático, utilizando los criterios descritos por Ramsay y Huber (1987), Passchier y Trouw (1996), Bons (2000), Köhn (2000), Oliver y Bons (2001) y Robert y Poulsen (2001).

El análisis microestructural se realizó en secciones delgadas en rocas de fallas (muestras orientadas paralelas a las estrías y perpendiculares a la foliación) y/o vetas (muestras perpendiculares a las paredes de las vetas o paralelas a las fibras minerales).

La clasificación microestructural de las vetas se basó en la identificación de la morfología de los cristales (Bons, 2000) y en la identificación de la morfología de crecimiento de los cristales (Ramsay y Huber, 1987; Passchier y Trouw, 1996; Bons, 2000). La primera, considera la textura y arreglo de los cristales dentro de las vetas. Ellas son: **(i)** vetas con textura en bloque o mosaico ('blocky veins') (Fig. 3a), con cristales en arreglo equidimensional y sin una orientación preferencial; **(ii)** vetas con textura en bloques alargados ('elongate blocky veins') (Fig. 3b), con cristales que tienen una proporción largo/ancho moderado (~10), los ejes más largos están alineados y los cristales muestran evidencias de crecimiento competitivo; **(iii)** vetas con textura fibrosa ('fibrous veins') (Fig. 3c), donde los cristales tienen una proporción largo/ancho >10:1, éstos están alineados según el eje mayor y los cristales dentro de las vetas no tienen indicios de algún proceso de crecimiento competitivo; **(iv)** vetas con

textura de cristales estirados ('stretched veins') (Fig. 3d), los cristales tienen sus bordes o límites serrados ('radiator structure' de Bons, 2000) y el crecimiento de los neocristales ocurre dentro de los cristales existentes en microfracturas que los atraviesan; **(v)** vetas con textura compuesta, en las cuales se puede encontrar más de una de las texturas descritas. En la morfología de crecimiento considera la ubicación de la superficie de crecimiento de los cristales dentro de las vetas, definiendo las vetas sintaxiales, antitaxiales, compuestas y ataxiales; **(i)** en las vetas sintaxiales, el crecimiento de los minerales ocurre desde la roca de caja hacia el centro de la veta (Fig. 3e); **(ii)** en las vetas antitaxiales, el crecimiento de los cristales ocurre desde el centro de la veta hacia la roca de caja (Fig. 3f); **(iii)** en las vetas compuestas, el crecimiento de los cristales puede haber ocurrido desde una y después desde dos superficies de crecimiento (Fig. 3g), entonces se tendrá una veta compuesta con crecimiento de los cristales sintaxialmente y antitaxialmente; **(iv)** en las vetas ataxiales la superficie de crecimiento ocurre dentro de los cristales y sin una orientación preferencial (Fig. 3h).

El análisis radiométrico se realizó en separados minerales utilizando la metodología de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  con calentamiento por pasos en plagioclasa, en biotita y en anfíbola. En este estudio para considerar una edad 'plateau' se considera al menos tres pasos de calentamiento consecutivos que contengan sobre el 65% de gas  $^{39}\text{Ar}$  liberado, lo que permite tener una mayor confianza en el dato obtenido. Las isócronas fueron calculadas por el método de York (1969) y los errores calculados a  $2\sigma$ . Los 3 datos geocronológicos de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  están representados en los diagramas de espectro y/o de isocrona inversa. Se analizaron 2 muestras

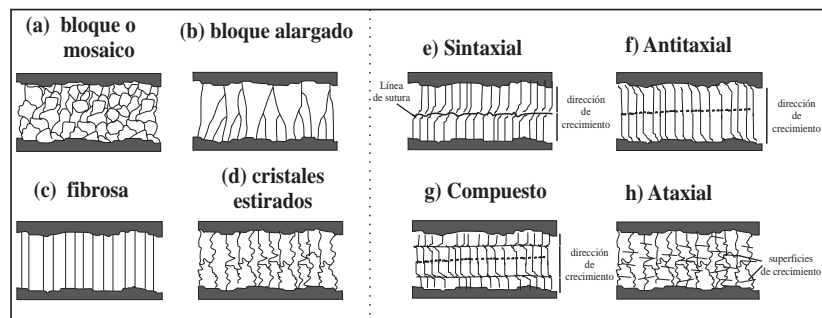


FIG. 3. Clasificación de vetas según la morfología de sus cristales (a, b, c, d; obtenido de Köhn, 2000) y vetas según la secuencia de crecimiento de los cristales (e, f, g, h; obtenido de Ramsay y Huber, 1987).

mediante K-Ar, una en roca total y la otra en anfíbol. Las determinaciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar se obtuvieron en el Laboratorio Geocronológico de SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería) según metodología de Arancibia *et al.* (2006).

### 3. El Dúplex Caleta Coloso

El Dúplex Caleta Coloso (DCC) se encuentra dentro del Segmento Paposo de la SFA, configurado por dos fallas principales de orientación NNO, subverticales, la Falla Caleta Coloso (FCC) y la Falla Bolfin (FB) (Figs. 4a, b). Entre estas

fallas se expone un sistema de fallas secundarias de orientación NNO, NO y ONO, las cuales están entre las fallas principales, surgen de ellas o las conectan espacialmente (Fig. 4a). Las estructuras que conforman el DCC cortan rocas metamórficas e intrusivas del arco magmático del Jurásico-Cretácico Inferior (Fig. 4a). Las rocas metamórficas son orto-anfibolitas y orto-granulitas del Complejo de Bolfin del Jurásico Inferior (Ferraris y DiBiase, 1978) y las rocas intrusivas forman parte del Batolito de la Costa del Jurásico Inferior al Cretácico Inferior, e incluye gabros, dioritas, granodioritas y tonalitas. En estas rocas hay bandas de deformación dúctil de orientación NS y NNE del Jurásico Superior y

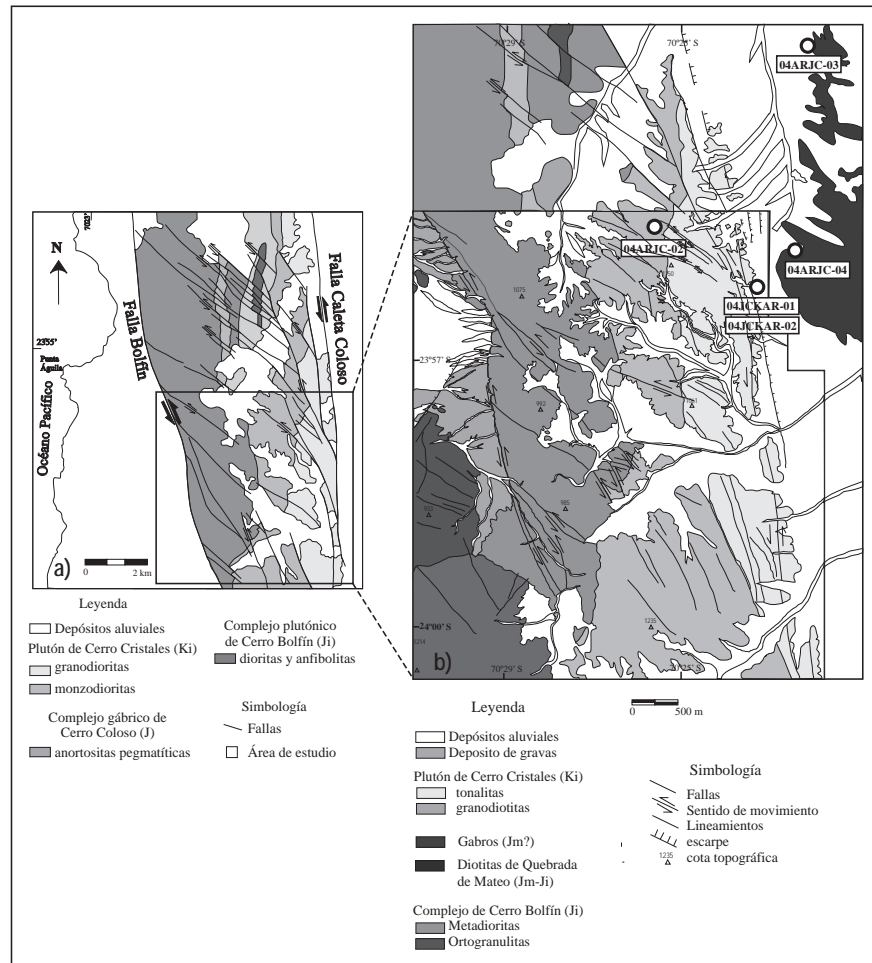


FIG. 4. Dúplex Caleta Coloso. **a)** Patrón geométrico del dúplex al sur de Antofagasta (obtenido de González, 1996); **b)** Geología y estructuras de la porción sur del Dúplex Caleta Coloso; con la ubicación de las muestras obtenidas para análisis geocronológico de K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ .



Cretácico Inferior (González, 1996, 1999; Scheuber y González, 1999) y son cortadas por un sistema de diques microdioríticos de dirección NE y NO del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Scheuber, 1994; Scheuber y González, 1999).

En la zona sur del DCC, entre las fallas principales FCC y FB, hay un conjunto de fallas secundarias de orientación NO, destacando las fallas Jorgillo, Quebrada Blanca, Mulato y Cristales (Fig. 4b). Por otra parte, en el segmento sur de la Falla Bolfín, aflora un sistema de fallas ramificadas en geometría de tipo abanico imbricado, denominado Abanico de Bolfín. Las rocas metamórficas e intrusivas están cortadas por bandas de cizalle dúctil NS y diques microdioríticos NO del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Fig. 4b). En algunos casos las fallas cortan y desplazan a las bandas de cizalle dúctil, a los diques microdioríticos y los contactos geológicos entre las rocas de caja, por lo que son excelentes marcadores hectométricos para determinar el sentido de movimiento de las fallas y calcular la magnitud del desplazamiento mínimo de ellas.

### 3.1. Geometría, sentido de movimiento de las fallas y cinemática de la zona sur del DCC

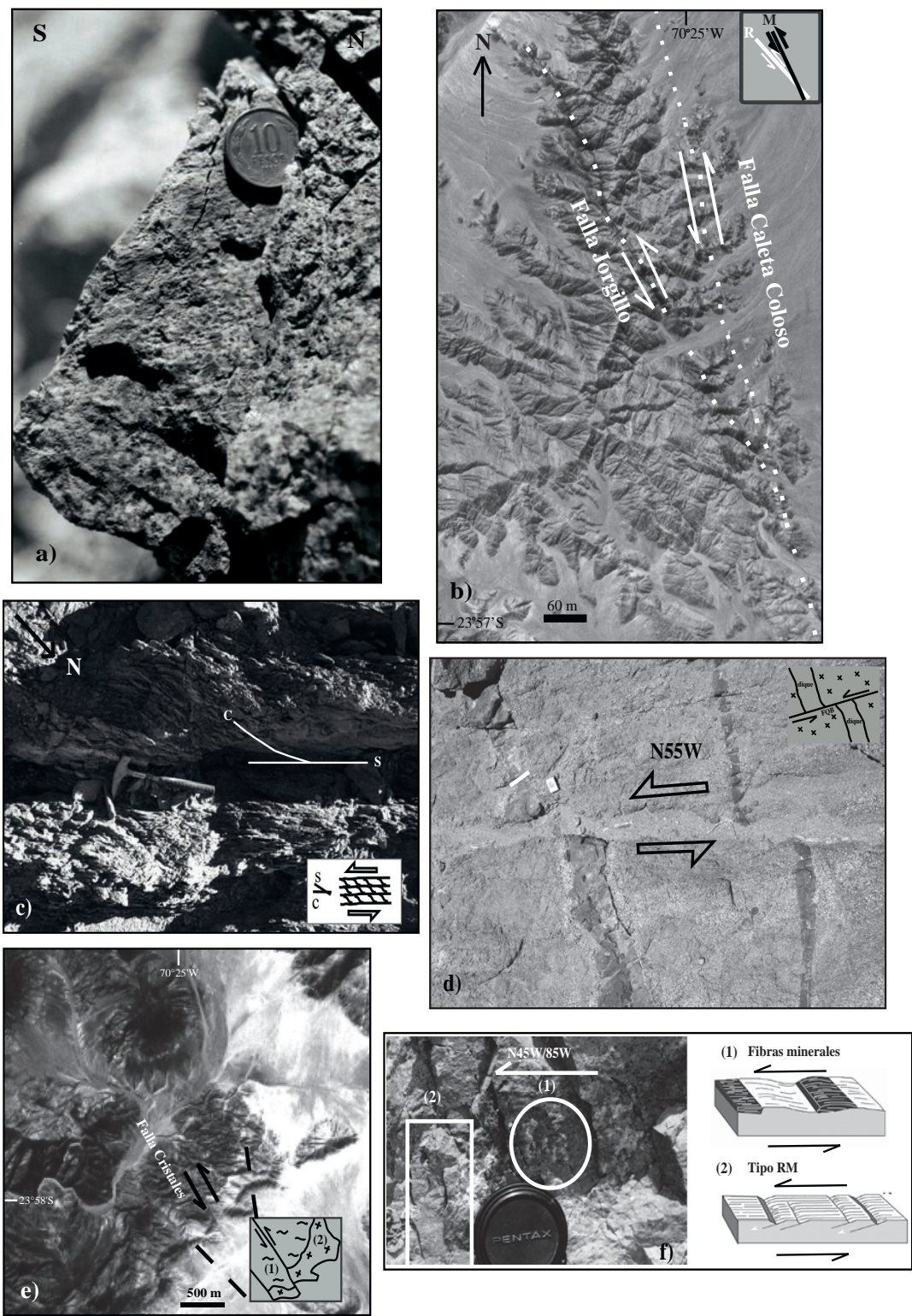
La Falla Caleta Coloso (FCC) tiene una orientación N5°-10°O, unos 1,2 km de longitud y manteo subvertical (Fig. 4b). El ancho de la zona de falla varía entre 200-600 m, exponiendo protocataclasitas, cataclasitas y en menor proporción ultracataclasitas. En los planos de fallas principales las estrías son paralelas a su rumbo con ángulos de barrido entre 0-20°N (Fig. 5a). El sentido de movimiento es indicado por fibras de crecimiento de calcita y estructuras de cizalle secundarias en la posición 'R' (*e.g.*, Petit, 1987) que sugieren sentido de movimiento sinistral. Uno de los ejemplos más ilustrativos de la geometría Riedel sintético sinistral se puede apreciar a gran escala entre la Falla Jorgillo y la FCC (Fig. 5b). La FCC desplaza la discordancia entre las formaciones La Negra y Caleta Coloso, con una separación horizontal relativa mínima de unos 5 km (González y Niemeyer,

2005) y aún se desconoce su desplazamiento máximo. Un movimiento vertical tardío está evidenciado por planos con estrías paralelas al manteo desarrolladas en salbanda y por la formación de pequeños escarpes que cortan a los depósitos aluviales, y que indican movimiento normal, el que habría ocurrido durante el Neógeno (González y Niemeyer, 2005).

La Falla Bolfín (FB) tiene una orientación N10°-20°O y un ángulo de manteo que varía entre 75-80°O, una traza curva de 9 km de longitud y un ancho promedio de 200 m. La porción oriental de la zona de falla está formada por rocas cataclásticas que se alternan con bandas centimétricas de ultracataclasitas y la porción occidental, por relleno de salbanda. En el plano de falla principal hay dos familias de estrías, subhorizontales y subverticales. Las estrías subhorizontales están en planos con rellenos de clorita, epidota y limonita, mientras que las subverticales se encuentran en planos con salbanda. Las primeras tienen ángulos de barrido entre los 20 y 26°S, con sentido de movimiento sinistral-normal, evidenciado por fibras de crecimiento de calcita y epidota y estructuras secundarias. Las segundas tienen un ángulo de barrido de 48°-78°N y sentido de movimiento normal-dextral. El movimiento en el manteo se sobreimpone al subhorizontal.

La Falla Jorgillo (FJ) tiene una orientación N15°-25°O, un manteo entre 75-80°O y una longitud de unos 3,3 km. Su traza cambia progresivamente de recta a cóncava hacia el oeste al unirse en forma asintótica con la FCC (Fig. 5b). La zona de falla de ancho variable entre 70-168 m está compuesta por una gradación, desde sus bordes hacia el centro de protocataclasitas, cataclasitas y ultracataclasitas foliadas. Las cataclasitas presentan planos estriados y fábricas aleatorias o foliadas, mientras que las ultracataclasitas muestran foliaciones del tipo S-C (Fig. 5c). Los planos de fallas principales estriados, de espesor milimétrico, están rellenos de clorita y tienen estrías con ángulos de barrido entre 0-20°N. El sentido de movimiento sinistral fue determinado por la foliación S-C en ultracataclasitas y por la geometría de fallas secundarias R y R'. La FJ, fuera del área

FIG. 5. Indicadores cinemáticos, estrías y/o sentido de movimiento de las fallas de la porción sur del DCC. **a)** Estrías subhorizontales en la Falla Caleta Coloso; **b)** Geometría tipo Riedel de la Falla Jorgillo con respecto a la Falla Caleta Coloso (aerofotografía IGM N°10079); **c)** Foliación S-C en ultracataclasita de la Falla Jorgillo (obtenido de Cembrano *et al.*, 2005); **d)** Desplazamiento sinistral de dique microdiorítico por la Falla Quebrada Blanca; **e)** Desplazamiento sinistral de la Falla Cristales, separación del contacto geológico entre: (1) Metadioritas de Bolfín y (2) granodioritas del Plutón de Cerro Cristales (Aerofotografía SAF81); **f)** Indicadores cinemáticos en la Falla Mulato. Zona (1) fibras minerales de calcita; Zona (2) cizalles riedeles secundarios (detalles en recuadro derecho).





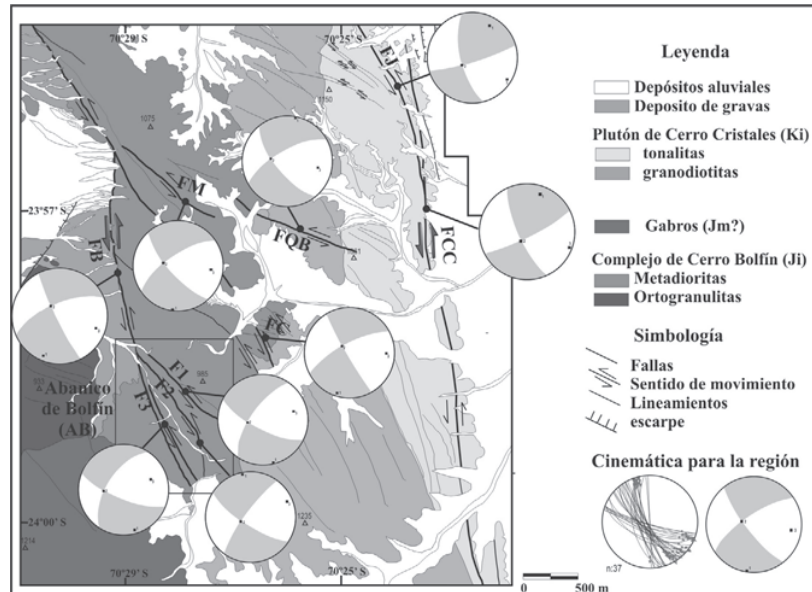


FIG. 6. Análisis cinemático de la porción sur del Dúplex Caleta Coloso. **FCC**: Falla Caleta Coloso; **FB**: Falla Bolfin; **FJ**: Falla Jorgillo; **FQB**: Falla Quebrada Blanca; **FM**: Falla Mulato; **FC**: Falla Cristales; **AB**: Abanico de Bolfin.

de estudio, presenta un desplazamiento horizontal relativo entre 3 a 3,8 Km al desplazar a un cuerpo gábrico del Jurásico Inferior (Díaz, 2002; González y Niemeyer, 2005).

La Falla Quebrada Blanca (FQB, Fig. 6) tiene una orientación N60°-70°O, un manteo entre 60°-80°O y una longitud aproximada de 2.4 km. La zona de falla está compuesta por cataclasitas y una parte central de salbanda de unos 20 cm. La FQB expone planos estriados en cataclasitas y diques microdioríticos, con ángulos de barrido entre 10-18°S y sentido de movimiento sinistral-normal, determinado por fibras de crecimiento y vetas-fallas con relleno de calcita-limonita. Las fallas secundarias, son del tipo 'R' con relleno de clorita y epidota-cuarzo. Tanto la magnitud del desplazamiento horizontal de la Falla Quebrada Blanca así como también de fallas secundarias, fue determinado por marcadores geológicos desplazados, tales como diques (Fig. 5d) y el contacto entre las rocas intrusivas y metamórficas, con una separación horizontal relativa del orden de los 14 m.

La Falla Cristales (FC, Fig. 6) tiene una orientación N30°-40°O y ángulo de manteo entre 75-80°O, de traza rectilínea y una extensión aproximada de 7.5 km. La zona de falla, de 4 m de espesor, está compuesta por rocas cataclásticas, ultracataclasitas y salbanda. Los planos de falla tienen estrías con ángulo de barrido entre los 12°-22°S, con sentido de movimiento sinistral, determinado por fibras

de crecimiento de calcita, por fábricas S-C en las ultracataclasitas y por estructuras geológicas desplazadas. Esta falla tiene una separación horizontal en sentido sinistral del orden de 227 m, determinado del desplazamiento del contacto geológico entre las rocas intrusivas y metamórficas (Fig. 5e).

La Falla Mulato (FM, Fig. 6) tiene orientación N40-50°O y manteo entre 75-80°O, de traza curva de unos 2.2 km de longitud. La zona de falla muestra un patrón anastomosado y alternante entre cataclasitas y ultracataclasitas y una zona central de salbanda de 50 cm de espesor. Los planos estriados en relleno de clorita, tienen ángulos de barrido entre 30°-40°S, con sentido de movimiento sinistral-normal, determinado por fibras de crecimiento de calcita (Fig. 5f). Las fallas secundarias, son del tipo 'R' (Fig. 5f), con planos estriados y vetas-falla con relleno de epidota-cuarzo.

El Abanico de Bolfin está formado por un arreglo de fallas ramificadas a partir de la Falla Bolfin, del tipo abanico imbricado (e.g., Woodcock y Fisher, 1986). Dentro de esta geometría se distinguen tres zonas de fallas subparalelas de trazas curvas que de norte a sur son: Falla 1 (F1); Falla 2 (F2) y Falla 3 (F3) (Figs. 4b y 6). La F1 tiene una orientación N60°-70°O, manteo 70°-85°O y extensión aproximada de 2.1 km, compuesta por una zona de falla de 10 m de ancho, con rocas cataclásticas, que en su parte central tiene ultracataclasitas (de 12 cm) y salbanda (entre 20 cm y 80 cm). Las estrías tienen ángulos

de barrido variable entre los 23°-31°S. La F2 tiene una orientación N30°-40°O, manteo 70°-76°O y extensión aproximada de 2.5 km y corresponde a una zona de falla de 5 m de ancho, de rocas cataclásticas con contacto recto y abrupto con la roca de caja. Los planos de falla presentan estrías con ángulo de barrido de 10°S. La F3 tiene una orientación N30°-40°O, manteo 70°-85°O y una extensión aproximada de 2.5 km. Esta zona de falla de ancho aproximado de 15 m, está compuesta por una parte externa con rocas cataclásticas y una parte central con salbanda de unos 80 cm. Los planos de falla contienen estrías con ángulos de barrido entre 17°-40°S.

En el análisis cinemático de las fallas que integran la porción sur del DCC (Tabla 1, Fig. 6), el eje de extensión incremental se ubica en la dirección NE-SO, mientras que el de acortamiento está en la dirección NO-SE. Las fallas maestras que limitan al dúplex corresponden a fallas de rumbo sinistral compatibles con la dirección de acortamiento incremental NO, mientras que las fallas secundarias poseen movimientos oblicuos sinistral-normales. Esto último se debe a que el sistema de fallas NO estaría en una posición más oblicua con respecto al eje de extensión infinitesimal que las fallas principales.

#### 4. Estructura y microestructura de las vetas

Las vetas, en la zona interna del dúplex, tienen una orientación dominante hacia el NO, con manteos

subverticales tanto hacia el SO como hacia el NE (Tabla 2), cortan a las rocas de caja y/o se concentran en los alrededores de las zonas de falla. Estas vetas tienen dimensión métrica y sus espesores no superan los 30 cm.

##### 4.1. Morfología y relleno mineral

Las vetas tienen formas tabulares, lenticulares, arreglos polidireccionales y terminaciones con relleno diseminado (Fig. 7). La forma tabular es la más común (Fig. 7a), las vetas lenticulares son lentes simétricos que ocurren principalmente dentro de las zonas de fallas (Fig. 7b) y excepcionalmente a partir de una veta tabular, ampliando su espesor y volumen de relleno. Las zonas de vetas polidireccionales tienen un ancho que varía desde centímetros a 1 m, localizándose siempre adyacentes a las zonas de falla (Fig. 7c). Asociadas a las diferentes morfologías de vetas se observó que en algunas terminaciones ocurren rellenos diseminados en la roca de caja, que alcanzan un radio de hasta 10 cm.

Según la asociación mineralógica dominante dentro de las vetas, se determinaron tres tipos de vetas: vetas de clorita, de epidota-cuarzo y de calcita con cantidades variables de limonita. Dichas asociaciones no sólo se presentan en forma aislada, comúnmente ellas ocurren dentro de una misma veta formando estructuras bandeadas (*e.g.*, clorita+epidota-cuarzo o clorita+epidota-cuarzo+calcita) (Tabla 2).

TABLA 1. EJE DE ACORTAMIENTO Y EXTENSIÓN DE CADA FALLA DE LA PORCIÓN SUR DEL DÚPLEX CALETA COLOSO.

Falla	N° de fallas	Eje de acortamiento		Eje de extensión	
		Dir Buz	Buz	Dir Buz	Buz
Caleta Coloso	22	109	5	19	13
Bolfín	5	108	20	202	11
Jorgillo	20	122	10	28	20
Qda. Blanca	20	101	31	10	1
Mulato	11	96	28	187	2
Cristales	22	107	16	197	9
Abanico	7	75	29	166	3
Abanico	2	80	19	349	3
Abanico	6	68	35	165	10
Total región	37	98	22	189	3

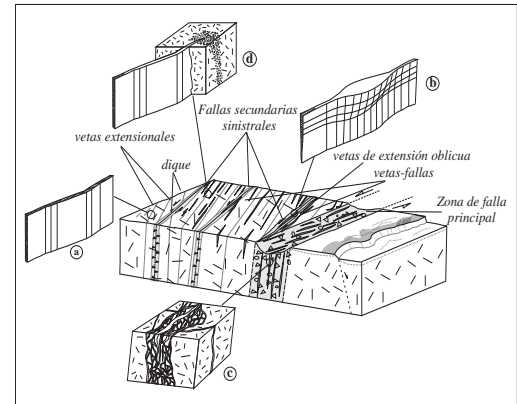


FIG. 7. Morfología de las vetas en la porción sur del DCC. a) veta tabular; b) veta lenticular; c) vetas polidireccionales; d) veta tabular con terminación de relleno diseminado en la roca de caja.

TABLA 2. ORIENTACIÓN PREFERENCIAL DE VETAS EN LA PORCIÓN SUR DEL DÚPLEX CALETA COLOSO.

Falla	Orientación Preferencial	Tipo veta	Composición	Estructura	n
FCC	N31W/77SW	veta	cc, lim	m	11
		-	-	b	2
		veta	ep, chl	m	5
		-	-	b	3
		veta	ep, qz	m	2
		-	-	b	4
		veta	ep	m	1
		veta	chl	m	1
	NE/SE	veta	cc, lim	b	6
		veta	-	b	1
	N18W/77SW	veta-falla	lim, cc, chl	b	1
		veta-falla	cc, lim	b	5
		veta-falla	ep, chl	l	1
		-	-	b	2
	N30W/67NE	veta	cc, lim	m	7
		-	-	b	2
		veta	ep, chl	m	3
		-	-	b	1
		veta	ep, qz	m	3
		veta	ep	m	2
		veta	ep, qz, chl	m	1
		veta	chl	m	3
	N18W/77SW	veta-falla	cc, lim	m	1
		veta-falla	ep, chl	b	1
		veta-falla	ep	m	2
		veta-falla	chl	m	6
		veta-falla	chl	m	4
	NE/SE	veta-falla	chl	m	1
FB	N37W/78SW	veta	ep, chl	b	9
		veta	ep, qz	m	2
		veta	chl	m	4
		veta	cc, lim	m	8
		-	-	b	6
		veta	ep, chl	m	10

continuación tabla 2.

Falla	Orientación Preferencial	Tipo veta	Composición	Estructura	n
FB	N43W/65NE	veta	cc, lim	m	4
		-	-	b	3
		-	-	l	1
		veta	ep, chl	m	4
		veta	ep, chl	b	1
		veta	ep, qz	m	9
		veta	ep	m	3
		veta	chl	m	1
	N35W/77SW	veta-falla	cc, lim	b	1
		-	-	l	6
		veta-falla	ep	m	1
		-	-	l	6
		veta-falla	ep, chl	m	1
	N35W/77SW	veta-falla	ep, chl	b	2
FJ	N35W/77SW	veta	cc, lim	m	8
		-	-	b	3
		veta	ep, chl	m	3
		-	-	b	8
		veta	ep, qz	l	1
		veta	ep	m	3
		-	-	l	1
		veta	chl	m	1
	NW/NE	veta	cc, lim	m	10
		-	-	b	1
		veta	ep, chl	m	3
		veta	ep, qz	m	1
		-	-	b	1
		veta	ep	m	1
		veta	ep, qz, chl	b	1
		veta	chl	m	1
	NE/SE	veta	ep, qz	b	1
	NW/SW	veta-falla	cc, lim	l	5
		veta-falla	ep	m	2
		veta-falla	chl	m	5
FQB	N34W/75SW	veta	cc, lim	m	11
		-	-	b	4

continuación tabla 2.

Falla	Orientación Preferencial	Tipo veta	Composición	Estructura	n	
FQB		veta	ep	m	1	
		-	-	b	1	
		veta	ep, qz	m	4	
		-	-	b	8	
		veta	chl	m	6	
	NW/NE	veta	cc, lim	m	1	
		-	-	b	2	
		veta	ep, chl	b	1	
	N31W/70SW	veta-falla	cc, lim	m	2	
		-	-	l	1	
		veta-falla	chl	m	1	
		veta-falla	ep, qz	m	4	
		-	-	b	3	
		-	-	l	5	
		FC	N37W/78SW	veta	ep, qz	b
	veta			chl	m	4
	veta			ep	m	5
	veta			cc, lim	m	4
	-			-	b	2
	veta			ep, chl	m	1
-	-			b	1	
veta	ep, qz			m	4	
N43W/65NE	veta		cc, lim	m	10	
	veta		ep, chl	b	2	
	veta		ep	m	7	
	-		-	b	2	
	veta		chl	m	2	
N35W/77SW	veta-falla		cc, lim	m	2	
	-		-	l	1	
	veta-falla		ep	m	3	
	veta-falla		ep, chl	l	2	
	-		-	b	14	
	veta-falla		chl	m	3	
	veta-falla		ep, qz, chl	m	1	
	-	-	b	2		
NE/NW	veta-falla	ep	m	1		

continuación tabla 2.

Falla	Orientación Preferencial	Tipo veta	Composición	Estructura	n	
FM	N44W/74SW	veta	cc, lim	m	6	
		-	-	b	1	
		veta	cc, chl	b	1	
		veta	cc, lim, chl	b	6	
		veta	ep, chl	b	2	
		veta	ep	m	2	
		veta	ep, qz	m	4	
		-	-	b	8	
		-	-	l	1	
		veta	ep, qz, chl	b	2	
		veta	chl	m	2	
		N43W/55NE	veta	cc, lim, chl	b	3
			veta	ep, qz	m	3
			veta	ep, qz	b	1
			veta	ep	m	1
			-	-	b	1
			veta	cc, lim	m	2
	-		-	b	1	
	N44W/71SW	veta-falla	ep, qz, chl	b	3	
		veta-falla	ep, qz	m	2	
		-	-	b	1	
	AB	N62W/80SW	veta	cc, lim	m	7
			veta	cc, lim, chl	b	1
			veta	ep, chl	b	1
			veta	ep	m	5
			veta	ep, qz	m	2
			-	-	b	3
			veta	chl	m	4
			veta	cc, lim	m	9
			veta	ep, chl	b	1
			veta	ep	m	18
			-	-	b	6
			veta	ep, qz	b	6
			veta	chl	m	2
veta			cc, lim	m	6	
-			-	l	1	
veta			ep	m	17	



continuación tabla 2.

Falla	Orientación Preferencial	Tipo veta	Composición	Estructura	n
AB	N62W/80SW	-	-	b	0
		-	-	l	1
		veta	ep, qz	b	10
		-	-	l	1
	N71W/78NE	veta	cc, lim	m	10
		veta	cc, lim, chl	b	1
		veta	ep	m	3
		veta	cc, lim	b	3
		veta	cc, ep, qz	b	2
		veta	ep, chl	b	2
		veta	ep, qz	m	11
		-	-	b	17
		veta	ep	m	8
		-	-	l	1
		veta	ep, qz, chl	b	4
		veta	cc, ep, qz	b	2
		-	-	b	4
		-	-	l	1
		veta	ep	m	8
		-	-	l	1
		veta	ep, qz, chl	b	1
		veta	chl	m	1
	NE/NW	veta	ep	m	7
		veta	ep, chl	b	3
	NE/SE	veta	ep, qz	b	9
		veta	ep	m	9
		veta	chl	m	1
		veta	ep, qz	m	2
		veta	ep	m	4
		veta	ep, qz	m	1
	N60W/89NW	veta-falla	lim, cc, chl	b	3
		-	-	l	2
		-	-	l	1
		veta-falla	ep	m	3
		-	-	l	1
		veta-falla	ep, chl	l	3
		-	-	b	11
		veta-falla	chl	m	1

continuación tabla 2.

Falla	Orientación Preferencial	Tipo veta	Composición	Estructura	n
AB	N60W/89NW	veta-falla	ep, qz	b	2
		veta-falla	ep, qz	l	1
		veta-falla	cc, lim	m	2
		veta-falla	ep	m	4
		-	-	l	1
		veta-falla	ep, chl	b	2
		veta-falla	ep, qz	m	2
		-	-	b	10
		-	-	l	4
	NW/NE	veta-falla	ep, qz	m	2
		veta-falla	ep	m	5
		veta-falla	ep, qz	b	1
	NE/SE	veta-falla	ep	b	1

m: microcristalina; b: bandeada; l: lenticular.

Las vetas de clorita tienen una orientación preferencial N25°-38°O, manteo hacia el NE y SO y espesores no superior a 3 cm, excepcionalmente se encuentran espesores de hasta 5 cm. Tienen morfología predominantemente tabular y localmente morfología lenticular. En las cercanías de las zonas de falla ocurren como un denso enrejado poldireccional.

Las vetas de epidota-cuarzo tienen una orientación dominante N42°-52°O, manteo hacia el NE y SO y espesores menores a 15 cm. Tienen forma tabular y lenticular y, en algunos casos, estas vetas presentan un halo albítico en el límite con la roca de caja. Ellas se encuentran dentro de las zonas de falla con la epidota en forma de lentes o como vetas milimétricas.

Las vetas de calcita ± limonita tienen una orientación preferencial N31°-51°O, manteo hacia el NE y SO y espesores variables entre 0.1 cm. hasta los 30 cm. Tienen morfología tabular (Fig. 8a) y lenticular (Fig. 8b) distribuidas en los bloques limitados por las fallas y en las cercanías de las zonas de falla, se exponen como vetas poldireccionales (Fig. 8c). Asociado a este relleno mineral se observó cantidades menores de cuarzo y/o magnetita.

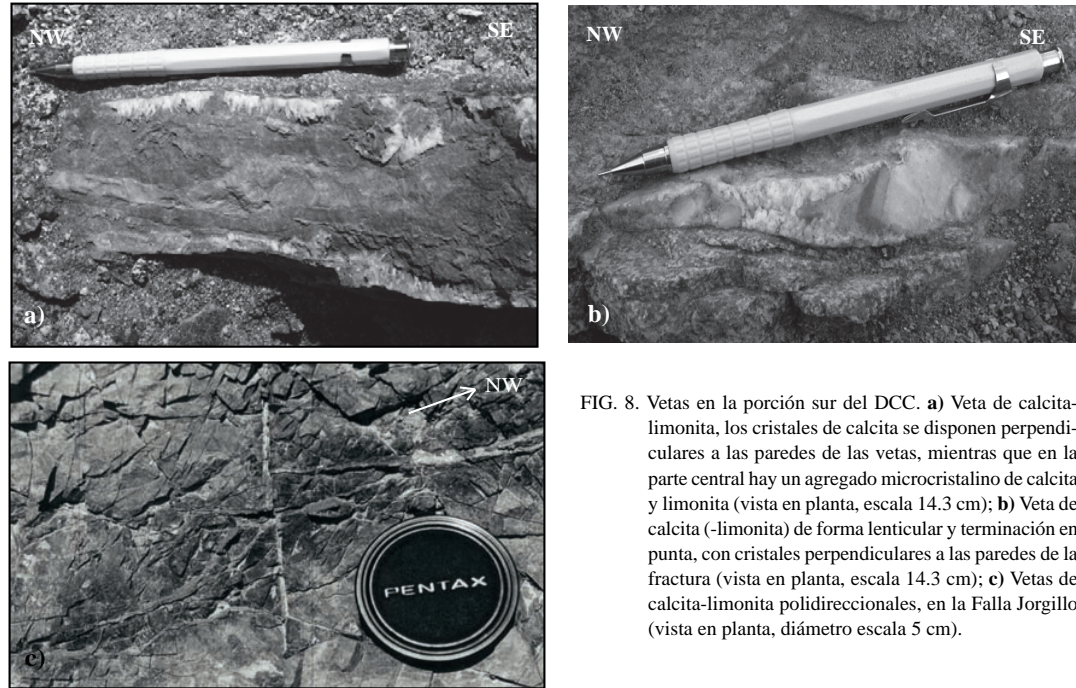


FIG. 8. Vetas en la porción sur del DCC. **a)** Veta de calcita-limonita, los cristales de calcita se disponen perpendiculares a las paredes de las vetas, mientras que en la parte central hay un agregado microcristalino de calcita y limonita (vista en planta, escala 14.3 cm); **b)** Veta de calcita (-limonita) de forma lenticular y terminación en punta, con cristales perpendiculares a las paredes de la fractura (vista en planta, escala 14.3 cm); **c)** Vetas de calcita-limonita polidireccionales, en la Falla Jorgillo (vista en planta, diámetro escala 5 cm).

#### 4.2. Temporalidad relativa entre las vetas

En terreno se observaron claras y consistentes relaciones espaciales entre los diferentes tipos de relleno mineral, que permitió establecer la relación temporal relativa entre ellos. Se observaron estructuras bandeadas dentro de una misma veta y relaciones de corte oblicuo entre ellas. Las vetas de calcita-limonita cortan a las vetas de epidota-cuarzo y a las vetas de clorita. Vetas de epidota sólo cortan a las vetas con rellenos cloríticos. Por otro lado, en las estructuras bandeadas el relleno de calcita-limonita se localiza en el centro de la veta, en tanto que en los bordes se presentan rellenos de epidota-cuarzo y/o clorita. Esta misma relación se observó en vetas con centros de epidota-cuarzo y bordes de clorita. Por lo tanto, se determinó vetas tempranas de clorita, vetas intermedias de epidota-cuarzo y vetas tardías de calcita-limonita.

Estas relaciones de corte temporal, se puede observar también en las rocas cataclásticas de las zonas de fallas, a la escala macroscópica y microscópica, donde la clorita constituye la matriz de las rocas cataclásticas, mientras que la epidota constituye el material de relleno secundario y formando vetas dentro de ellas. Los rellenos de calcita ocupan sólo

los lugares intersticiales dentro de la roca o en forma de vetas cortando a las vetas de epidota-cuarzo.

#### 4.3. Estructura interna

Los cristales de las vetas, independientemente del tipo de relleno mineral, presentan un tamaño microcristalino que en términos descriptivos macroscópicos forman un agregado mineral relativamente uniforme. Aquellos ejemplares en donde se observó cristales de mayor tamaño que tienen una orientación particular con respecto a las paredes de las vetas, pudieron ser clasificados como vetas de extensión, vetas de extensión oblicua y vetas-fallas, incluyendo aquellas vetas-fallas con textura brechosa (Robert y Paulsen, 2001).

Las vetas de extensión son de clorita, epidota-cuarzo o calcita-limonita, o están rellenas con más de una asociación mineralógica. En ellas los cristales se disponen perpendiculares a las paredes de las vetas o las fracturas terminan en punta (Fig. 8a, b). También es común encontrar en este tipo de vetas estructuras bandeadas, en las cuales el material de relleno más tardío se encuentra en la parte central de la veta.

Las vetas de extensión-oblicua son de clorita, epidota-cuarzo, calcita-limonita o están rellenas

con más de una asociación mineralógica. En ellas los cristales se disponen oblicuos a las paredes de la veta, reconocibles a su vez por la ocurrencia de marcadores geológicos desplazados. Una particularidad de estas vetas es el no tener planos estriados en sus paredes. También es común encontrar estructuras bandeadas con material de relleno más tardío en la parte central de la veta.

Las vetas-fallas son de clorita, epidota-cuarzo o calcita-limonita. Se caracterizan por presentar planos estriados (Fig. 9a) con minerales que forman fibras orientadas paralelas al plano de falla y por el desplazamiento de elementos geológicos (Fig. 9b). Algunas de estas vetas presentan una textura brechosa o presentan formas lenticulares. Aquellas vetas-fallas con indicadores cinemáticos fueron utilizadas para determinar el sentido de movimiento de las fallas.

#### 4.4. Microestructura

La descripción microscópica tiene como objeto precisar el tipo de relleno mineral que ya ha sido definido macroscópicamente, el arreglo entre los cristales y la microestructura dentro de las vetas. Por lo tanto, las vetas pueden ser clasificadas según la morfología de los cristales y según la morfología de crecimiento según los criterios de Ramsay y Huber (1987), Passchier y Trouw (1996), Bons (2000), descritos en la parte de metodología.

Las vetas de clorita están compuestas por cristales subhedrales, cloritas con hábito fibroso, con un eje mayor que varía desde  $<0,01$ -20 mm. Los

cristales son equigranulares y en algunos casos forman rellenos criptocristalinos. Estas vetas están cortadas por vetas de epidota y vetas de calcita de espesores milimétricos ( $<0,5$  mm). Según la morfología de los cristales estas vetas corresponden a vetas de clorita fibrosas, en tanto que no fueron reconocidas morfologías de crecimiento en las secciones delgadas estudiadas.

En las vetas de epidota-cuarzo, el cuarzo se presenta como cristales subhedrales a anhedrales con extinción ondulante, con tamaño promedio 1.3 mm. No obstante, localmente alcanzan tamaños de hasta 3.2 mm. La proporción largo ancho de los cristales es del orden 10:1. En estas vetas se observó texturas brechosas (Fig. 10a), con cristales de cuarzo fracturados; estructuras bandeadas, con un borde clorítico de espesor entre 1 y 6 mm, que separa a la veta de epidota con la roca de caja. La epidota se dispone perpendicular al borde clorítico a ambos lados de la veta, que es interpretado como crecimiento sintaxial simétrico. Los cristales de epidota muestran evidencias de crecimiento competitivo desde los bordes hacia el centro de la veta. Según la morfología de los cristales corresponden a vetas de epidota-cuarzo de bloques alargados y según la morfología de crecimiento corresponden a vetas sintaxiales (Fig. 10b).

Las vetas de calcita-limonita, tienen cristales con texturas equigranular y fibrosa y formas subhedrales. En algunos casos se observó proporciones menores y variables de cuarzo. Las fibras de cal-

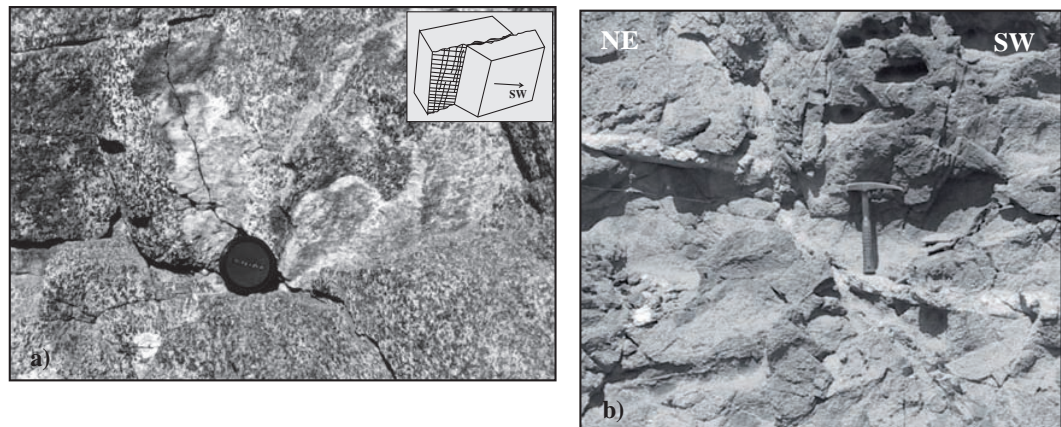


FIG. 9. Vetos-Fallas. **a)** Veta falla con fibras minerales paralelas al plano de falla. Sentido de movimiento de la falla denotada por el bloque diagrama ubicado en la parte superior derecha (vista en perfil, diámetro escala 5 cm); **b)** veta de epidota-cuarzo, con desplazamiento sinistral-normal a veta de cuarzo feldespato subhorizontal.



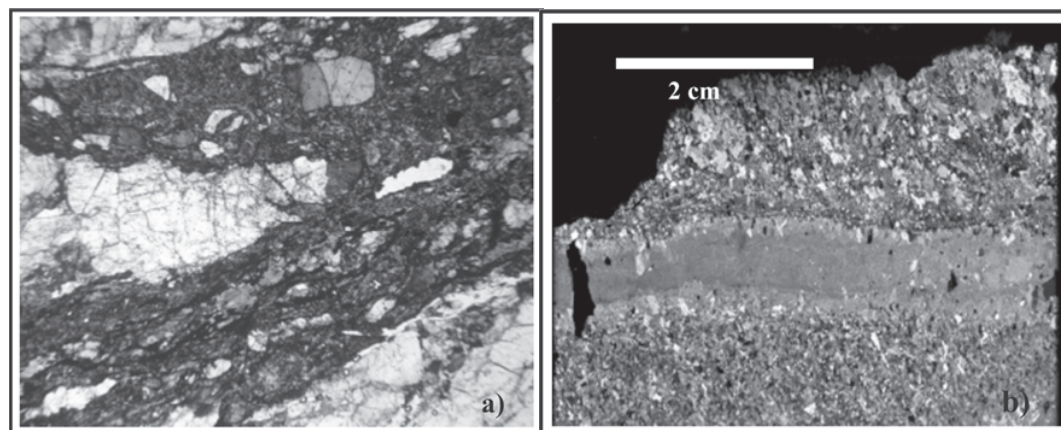


FIG. 10. Microfotografías a vetas de epidota-cuarzo. **a)** veta-falla con textura brechosa con cristales fracturados en la matriz de epidota; **b)** veta de extensión, con disposición de los cristales de epidota perpendiculares a las paredes de la veta (syntaxial), centro agregado policristalino de epidota-cuarzo.

cita tienen una proporción largo/ancho moderada (largo/ancho  $\sim 5$ ), alcanzando tamaños hasta de 1,7 mm. Se observó vetas que presentan los cristales de calcita y cuarzo perpendiculares a las paredes de las vetas y con evidencias de sobrecrecimiento. Según la morfología de los cristales estas vetas corresponden a vetas de calcita-limonita-cuarzo de bloques alargados y según la morfología de crecimiento corresponden a vetas syntaxiales. También se reconoció una textura brechosa siendo la matriz un relleno criptocristalino.

## 5. Discusión

Uno de los objetivos de exploración de yacimientos minerales hidrotermales, que se desarrollan en sistemas estructurales favorables, es encontrar aquella(s) orientación(es) de mayor concentración de relleno hidrotermal. Esta orientación tiene una estrecha relación con la deformación en que se genera el sistema estructural, situándose siempre en aquellas zonas de dilatación dentro de éste, las cuales pueden ubicarse en sitios estructurales específicos dentro de las zonas de falla (e.g., Sibson, 1987) o en la roca de caja adyacente a ellas. Para determinar la orientación de estas zonas de dilatación dentro del dúplex, se determinó las orientaciones preferenciales de las vetas, sobre la base de mediciones *in situ* tanto en los bloques limitados por las fallas como en las cercanías de ellas.

### 5.1. Relación geométrico-cinemática-temporal entre vetas y fallas

En la figura 11 se sintetiza el análisis geométrico de las vetas según las localidades de medición asociadas a cada zona de falla principal (Tabla 2). Cabe señalar que en muchos casos no fue posible discriminar en terreno si las vetas correspondían a vetas de extensión o extensión oblicua, debido a que los rellenos eran de tipo microcristalino. Por otra parte, las vetas-fallas fueron individualizadas con el objeto de evaluar su compatibilidad cinemática con respecto a las zonas de cizalle principal.

Las vetas de extensión se distribuyen principalmente en el interior de los bloques limitados por las fallas mayores; en tanto que las vetas de extensión oblicua se presentan en las cercanías de las zonas de falla y en algunos casos en el interior de los bloques limitados por fallas. Las vetas-falla se orientan de manera subparalela y/o levemente oblicuas a las zonas de falla principal y se ubican en las partes centrales de las zonas de fallas principales y secundarias. Estas estructuras fueron interpretadas como fracturas de cizalle subsidiarias y/o secundarias a cada zona de falla. Un caso particular de orientación de las vetas ocurre en el Abanico de Bolfin, con una orientación dominante de las vetas de  $N60^{\circ}O/89^{\circ}NE$ ; debido a que las vetas-fallas que se midieron, fueron obtenidas en planos de falla subsidiarios, adyacentes a la zona de falla principal, que estarían en la posición de Riedel (según la geometría propuesta por Petit, 1987).



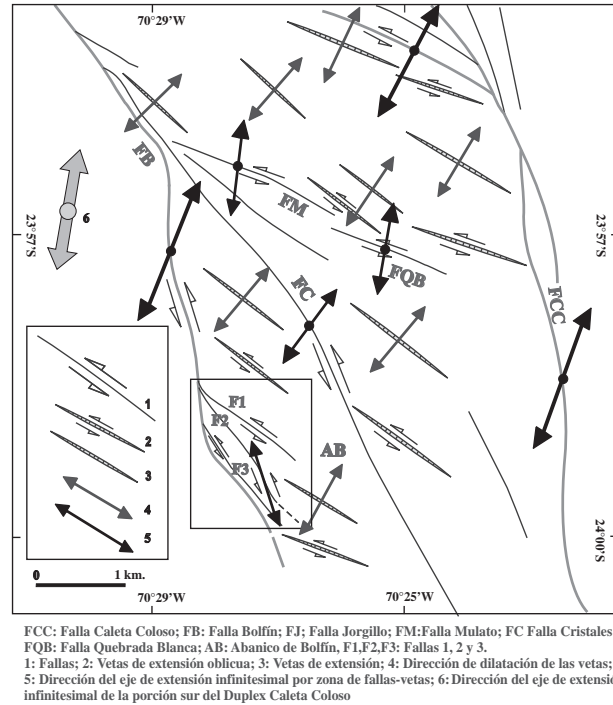


FIG. 11. Esquema de la relación geométrica-cinémática entre vetas y fallas de la porción sur del Dúplex Caleta Coloso.

Al relacionar la cinemática de las fallas del DCC con la geometría-estructura de las vetas es posible establecer una clara compatibilidad entre las vetas y las zonas de falla principales y secundarias. Es decir, la orientación local del eje de dilatación de las vetas de extensión es paralela al eje de extensión infinitesimal de las fallas deducido del análisis cinemático de las fallas que configuran el DCC (Fig. 11).

Finalmente, la relación temporal entre vetas y fallas y su origen genético asociado al proceso de construcción del dúplex, está soportado por las siguientes evidencias: (i) las superficies estriadas observadas en las zonas de falla que integran la porción sur del DCC, tienen planos rellenos con clorita y fibras de crecimiento de cuarzo y calcita, minerales hidrotermales que son observados también en las vetas; (ii) los indicadores cinemáticos encontrados en las vetas-fallas, independientemente del tipo de relleno mineral y temporalidad relativa entre estos rellenos, son compatibles en dirección y sentido con el observado en las zonas de fallas del dúplex, lo que indica que la precipitación de minerales hidrotermales fue acompañada por movimientos a lo largo de las vetas y (iii) los rellenos de las vetas a su vez forman

los rellenos de la matriz de las rocas de falla y además forman vetas milimétricas a micrométricas dentro de ellas.

## 5.2. Interpretación del mecanismo de deposición de los rellenos minerales en las vetas

Para interpretar el mecanismo de deposición de los rellenos de las vetas se debe considerar varios aspectos teóricos relacionados a procesos de deformación responsables tanto de la formación de las vetas como de las fallas. Los enrejados de fracturas-fallas se forman en rocas de baja permeabilidad, donde la circulación de fluidos ocurre a través de las fracturas (Cox *et al.*, 2001). En esta relación 'fluido-fractura', en los niveles corticales superficiales, la migración de fluidos ocurre a través de fallas sísmicamente activas, donde la ruptura, que se genera a partir de un sismo, induce la circulación de fluidos por gradientes de presión. Así, cada vez que ocurre fallamiento sísmico, hay un aumento de la permeabilidad en las fallas y sus alrededores y los fluidos son inyectados dentro de las zonas de dilatación de las zonas de fallas debido

a la abrupta disminución de la presión dentro de la fractura (Sibson *et al.*, 1975; Sibson, 2001; Cox *et al.*, 2001). Por otra parte, tanto la distribución de la permeabilidad como la geometría de los enrejados de fracturas fallas, dependen directamente del estilo y geometría de la deformación, junto al estado de la presión de fluidos. El balance entre estado de esfuerzo y presión de fluidos, indica que las fracturas frágiles (fracturas de extensión, extensión-cizalle y cizalle) se desarrollan en roca isotrópica, intacta y homogénea. Un caso particular lo constituyen aquellas rocas que contienen anisotropías planares que pueden ser reactivadas por deslizamiento friccional. Desde el punto de vista de migración de fluidos, estas anisotropías no deben estar en una orientación óptima para la reactivación friccional dentro del campo de esfuerzos de la región, debido a que si lo están, entonces inhibirán cualquier otra forma de fracturamiento frágil (principalmente fracturas de extensionales), dentro de la roca intacta adyacente. En concordancia con lo anterior, para que se formen los enrejados de fracturas-fallas que albergan mineralizaciones hidrotermales, es necesario que

la roca se comporte como isotrópica e intacta, o con anisotropías planares que no estén favorablemente orientadas para la reactivación friccional. En este contexto, hay sólo tres circunstancias en que esto se cumple: (1) en corteza recientemente reconstruida a través del metamorfismo; (2) zonas donde las anisotropías planares no estén favorablemente orientadas para la reactivación bajo el campo de esfuerzos y (3) zonas donde las fallas existentes adquieran fuerza de cohesión por cementación hidrotermal, entre los sucesivos incrementos del movimiento de la falla (Cox *et al.*, 2001; Sibson, 2001). En consecuencia, en la porción sur del DCC, el sustrato rocoso de tipo ígneo-metamórfico caracterizado por una permeabilidad baja estuvo sometido a un metamorfismo localizado de alto 'strain' de facies esquistos verdes durante el Cretácico Inferior (*ca.* ~126 Ma) (Naranjo *et al.*, 1984; Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber *et al.*, 1995; Scheuber y González, 1999). A pesar que el proceso metamórfico pudo haber reconstituido la corteza, como resultado de los mecanismos de deformación mineral que contribuyen a un rápido sellamiento de cualquier anisotropía preexistente en la roca, éste tiene una extensión limitada, restringida a franjas miloníticas de orientación ~NS de hasta 2 km de extensión oeste-este (Brown *et al.*, 1991; Scheuber y González, 1999). Lo anterior sugiere que las discontinuidades preexistentes en el macizo rocoso podrían representar un antecedente importante.

Una discontinuidad preexistente corresponde a la foliación magmática de orientación NS-NNE que tienen las rocas del Plutón de Cerro Cristales, la cual se formó producto de la intrusión forzada del cuerpo plutónico (González, 1996), y a excepción de su borde occidental, no estaría afectada por el metamorfismo dinámico. Tanto la orientación de las zonas miloníticas como de la foliación magmática (~NS-NNE), son consideradas como una anisotropía planar que no está óptimamente orientada para la reactivación friccional asociada a las condiciones dinámicas expuestas anteriormente. Esto último es soportado por el hecho que no se observó ningún sistema de vetas paralelas a dichas discontinuidades.

Otra anisotropía planar preexistente en esta porción del sustrato rocoso, la constituyen los diques microdioríticos y graníticos de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, cuya orientación preferencial es NNO a NO y NE (Scheuber, 1994; Scheuber y González, 1999). Se observó sólo excepcionalmente que algunos de estos diques presentan evidencias de cizalle a lo largo de sus bordes, mientras que

gran parte de ellos están cortados por las fallas. Lo anterior permite concluir que el sustrato rocoso se comportó como un macizo rocoso virtualmente intacto, cuyas anisotropías planares importantes no estaban óptimamente orientadas para su reactivación durante la formación del DCC.

Por otra parte, sobre la base de las características microestructurales de las vetas se deduce que el agregado fibroso de la clorita se habría formado como resultado de una tasa de dilatación menor a la tasa de crecimiento mineral, mientras que los agregados policristalinos y uniformes se habrían desarrollado a una tasa constante de dilatación-crecimiento de la fractura. Los cristales alargados y las texturas de sobrecrecimiento y crecimiento competitivo de los cristales de epidota-cuarzo y calcita, son el resultado del crecimiento de los cristales con una tasa de dilatación mayor a la tasa de crecimiento mineral. Estos antecedentes convergen a soportar que los cristales dentro de las vetas crecieron en condiciones de presión y temperatura relativamente constantes, lo suficiente para permitir el desarrollo de texturas de sobrecrecimiento.

Los estudios microestructurales (SEM), microtermométricos y geobarométricos publicados por Herrera y otros (2005), evidencian que: (1) el cuarzo a pesar de mostrar un patrón de cristalización complejo, habría precipitado antes que la calcita; (2) las salinidades estimadas de las inclusiones fluidas (IF), indicarían que probablemente ocurrió mezcla de fluidos; (3) los bajos valores en las presiones de fluidos indicarían que los minerales precipitaron a presiones infrahidroestáticas (0.4-7.4 MPa), pero estos valores no son decisivos para explicar la profundidad de formación de las vetas, sobre todo si se considera el contexto geológico en que ellas se forman (~3 km) y (4) a pesar del amplio rango de temperaturas de homogenización (101°C-252°C), no fue posible detectar un patrón de precipitación mineral o una sucesión de eventos de precipitación mineral, como lo sugiere las relaciones de corte entre las vetas. Esto se debe principalmente a que no se puede medir IF en clorita (en este caso el mineral de más alta temperatura) y que no se encontraron IF secundarias, como muestran otros trabajos (*e.g.*, Robert y Poulsen, 2001).

En consecuencia, la migración de fluidos hacia las zonas de discontinuidades estaría gatillada por el fracturamiento de la roca asociado a la actividad de las fallas y no por sobrepresión de fluidos (Herrera *et al.*, 2005). En particular, una vez que se genera

el espacio en la fractura, las condiciones de presión dentro de la discontinuidad sería muy baja, lo que induce el inmediato relleno de la fractura por fluidos provenientes de zonas de mayor presión (gradientes de presión). A pesar que el fluido rellena este espacio, la presión en este medio es aún muy baja lo que gatillaría la precipitación de minerales. Por otra parte, las estructuras bandeadas, formadas por diferentes tipos de rellenos minerales, evidencian que las vetas continúan abriéndose abruptamente como resultado de incrementos discontinuos del 'strain', en dirección normal u oblicua a sus paredes, dependiendo de la elipse de deformación (Ramsay y Huber, 1987). Esto último sugiere: (1) que el transporte de fluidos habría ocurrido bajo el mecanismo de bomba de succión ('suction-pump mechanism') desarrollado en los niveles corticales superficiales, en condiciones de fluido hidrostáticas y como consecuencia del fracturamiento sísmico, donde el área adyacente a las zonas de fallas se dilata, ocurriendo fracturamiento frágil (Sibson, 1987, 2001); (2) que los fluidos habrían precipitado según el mecanismo de sello y apertura ('crack-seal mechanism', Cox y Etheridge, 1983; Ramsay y Huber, 1987), donde el material que rellena a las vetas se desarrolla por repetidos incrementos de fracturamiento, seguido por el sellamiento de la fractura debido a la precipitación mineral.

Las características meso-microestructurales de las vetas y de sus relaciones de corte permiten obtener información sobre la deformación de la roca de caja así como también de la evolución progresiva de los fluidos que rellenan a las fracturas (Ramsay y Huber, 1987; Bons, 2000). De acuerdo a esto los fluidos dentro del DCC tuvieron una etapa inicial de composición clorítica, la cual se infiltró posterior al fracturamiento mecánico de las rocas en las zonas de fallas (cataclasis) (Fig. 12). Estos fluidos precipitaron preferentemente dentro de las zonas de fallas, donde constituyen la matriz de las rocas cataclásticas y en menor proporción en la roca de caja dentro del dúplex, donde forman vetas milimétricas (Fig. 12b). Posterior y probablemente asistido por el ciclo

sísmico, se produjo la infiltración de epidota-cuarzo, que se alojó preferentemente en vetas centimétricas NO, mientras que en las zonas de fallas sólo ocurre como mineral secundario (Fig. 12c). Finalmente ocurre la precipitación de calcita-limonita que, al igual que el relleno anterior, se localizó preferentemente en vetas NO centimétricas dentro del dúplex, ocupando sólo espacios intersticiales dentro de las rocas cataclásticas (Figs. 12d). Todo esto a la escala de observación señala una sobreimposición de eventos de cataclasis-precipitación mineral en el sistema fallas-vetas, que probablemente ocurrieron en ciclos episódicos y concomitantes con la evolución del DCC.

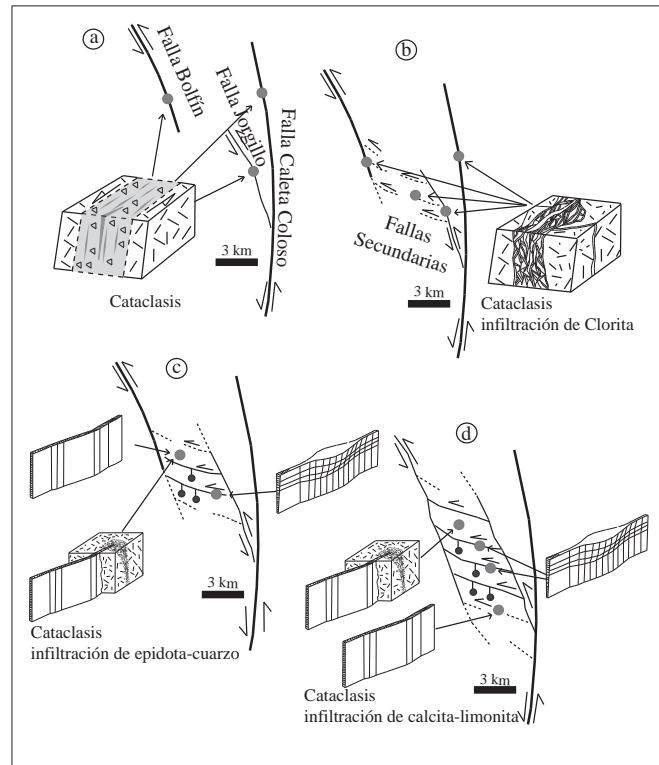


FIG. 12. Esquema de la relación entre vetas y fallas durante la evolución del DCC.

**a)** Etapa inicial de cataclasis con fracturamiento mecánico de las rocas en las zonas de fallas; **b)** Propagación de fallas secundarias, cataclasis e infiltración-precipitación de clorita en la matriz de las rocas de falla y vetas polidireccionales adyacentes a ellas; **c)** Etapa intermedia de propagación de fallas secundarias, cataclasis e infiltración-precipitación de epidota-cuarzo que ocurre principalmente como vetas en la roca de caja dentro del dúplex y como mineral secundario en las rocas de fallas; **d)** Etapa tardía de propagación de fallas secundarias, cataclasis e infiltración-precipitación de calcita-limonita que ocurre principalmente como vetas en la roca de caja dentro del dúplex y como mineral intersticial en las rocas de fallas.

Con todos los antecedentes expuestos, las vetas dentro del Dúplex Caleta Coloso, serían entonces el resultado de un proceso de deformación ocurrido en la corteza superior somera, con presiones de fluidos cercanas o inferiores a las hidrostáticas ( $\lambda \leq 0.4$ ) (Herrera *et al.*, 2005), el cual puede ser explicado teóricamente por el mecanismo de bomba de succión (Sibson, 2001). En este mecanismo, cuando ocurre fallamiento sísmico, hay un aumento drástico de la permeabilidad en las fallas y en sus alrededores ocurre fracturamiento frágil, con caídas abruptas de la presión y los fluidos son succionados rápidamente hacia las fracturas. Luego la fractura es sellada por la precipitación mineral hasta la nueva ruptura sísmica. Este mecanismo entrega una interpretación de la migración intermitente y episódica de los fluidos en las fallas y sus alrededores, como en el caso de la porción sur del Dúplex Caleta Coloso.

### 5.3. Temporalidad de la deformación Frágil y el Desarrollo del Dúplex

La deformación del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) se desarrolló, en parte, sincrónico con el desarrollo del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior, constituyendo la zona de debilitamiento termal del arco que además contribuyó y favoreció el emplazamiento plutónico (González, 1996, 1999). La deformación inicial de la SFA fue predominantemente dúctil, de cinemática sinistral y edad Cretácico Inferior la que ha sido bien documentada en diferentes puntos a lo largo de su traza (Fig. 13) (Naranjo *et al.*, 1984; Hervé, 1987; Scheuber y Andriessen, 1990; Brown *et al.*, 1993; Andriessen y Reutter, 1994; Scheuber *et al.*, 1995; Kurth *et al.*, 1996; González, 1996, 1999). Posterior a la deformación dúctil, se superimpuso la deformación frágil, que está evidenciada por franjas

de cataclasitas y ultracataclasitas (González y Figueroa, 1991; Brown *et al.*, 1993; González, 1996) que se habría desarrollado durante la etapa de enfriamiento y exhumación tectónica del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior.

La deformación frágil del DCC se desarrolló posterior a la deformación dúctil inicial de la SFA, asociada a la etapa de enfriamiento y exhumación tectónica del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior (Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y González, 1999).

En este estudio se realizaron dataciones K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en rocas que son cortadas por las fallas del dúplex, cuya ubicación se muestra en la figura 4b. Los datos son presentados en las tablas 3 y 4, y en la figura 14. La primera muestra corresponde a una protocataclasita, cuyos minerales fracturados no están fuertemente cloritizados ni deformados plásticamente. La edad K-Ar realizada en el concentrado de biotita entrega una edad de  $119 \pm 25$  Ma (Tabla 3).

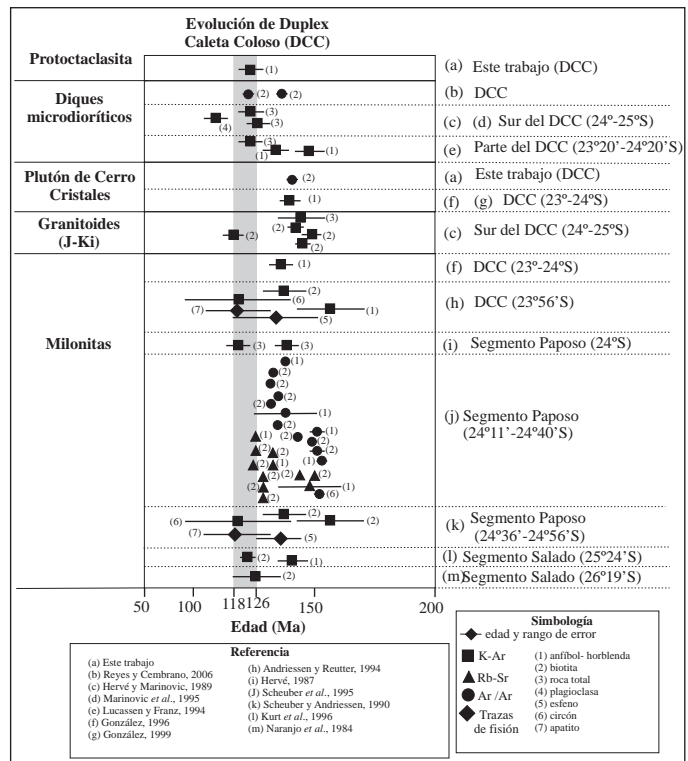


FIG. 13. Gráfico de las determinaciones radiométricas de rocas deformadas de la Zona de Fallas de Atacama y de las unidades litológicas que son cortadas por las fallas, al sur de Antofagasta. El recuadro en gris muestra el intervalo de tiempo en que se habría formado el dúplex.



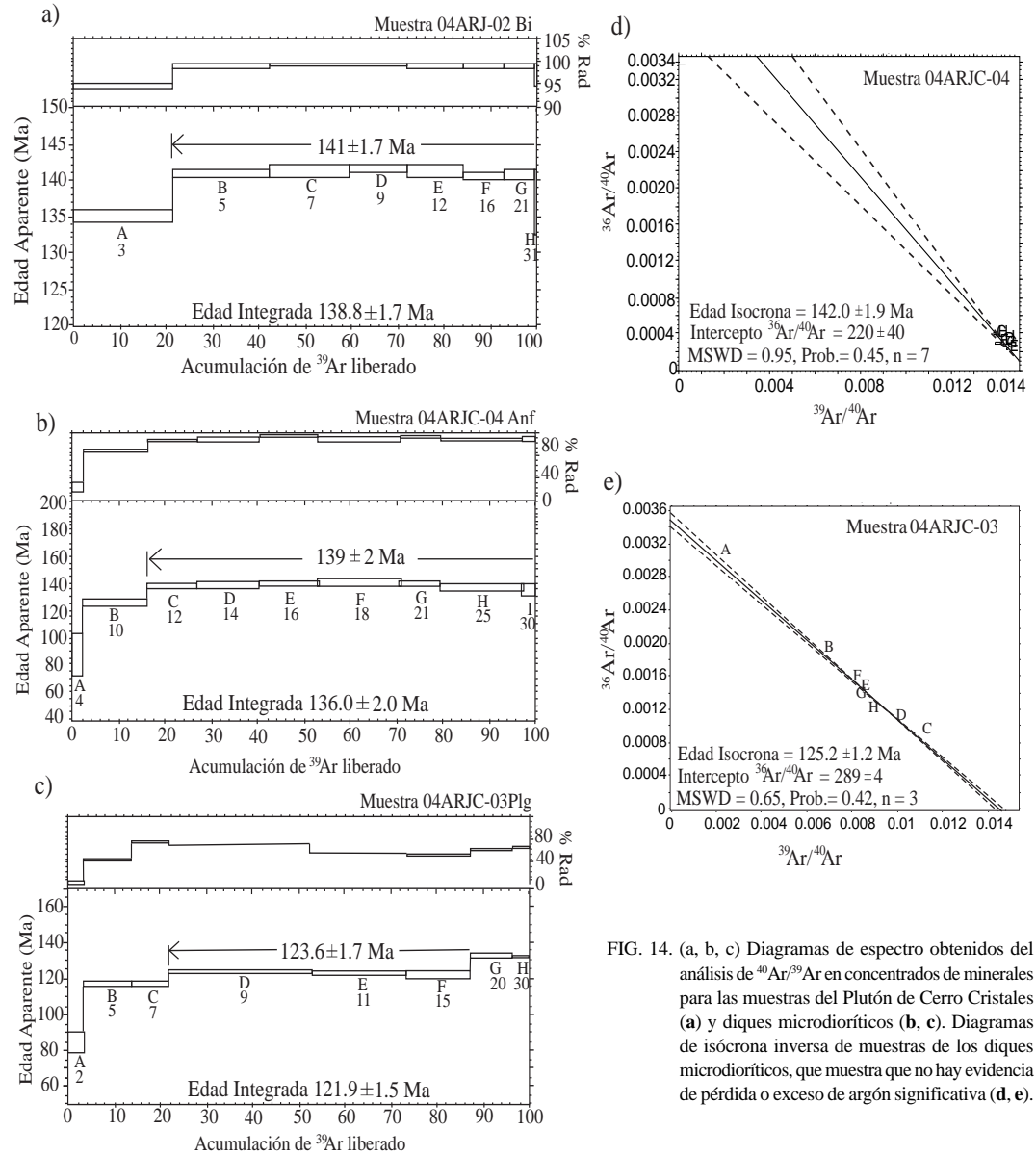


FIG. 14. (a, b, c) Diagramas de espectro obtenidos del análisis de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en concentrados de minerales para las muestras del Plutón de Cerro Cristales (a) y diques microdioríticos (b, c). Diagramas de isócrona inversa de muestras de los diques microdioríticos, que muestra que no hay evidencia de pérdida o exceso de argón significativa (d, e).

El error analítico grande estaría asociado, aparentemente, a un intercrecimiento sub-microscópico de biotita-clorita, lo que no permite entregar un significado geológico. Por el contrario, una edad K-Ar en roca total de esta muestra con valor de  $124 \pm 4$  Ma (Tabla 3), minimizaría el efecto que tiene la cloritización en la biotita y entregaría una edad interpretada como máxima de referencia para la deformación cataclástica.

TABLA 3. RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE K-Ar EN ROCA TOTAL Y BIOTITA DE PROTOCATACASITA DEL DÚPLEX CALETA COLOSO.

Muestra	Mineral	Latitud	Longitud	% K	Ar rad nl/g	% Ar atm.	Edad	± (2σ)
04JCKAR01	Biotita cloritizada	23°56'	70°24'	0.054	-	-	119	25
04JCKAR02	Roca total	23°56'	70°24'	0.768	-	-	124	4

**TABLA 4. RESULTADOS ANALÍTICOS DE  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  OBTENIDOS DE SEPARADOS DE PLAGIOCLASA, BIOTITA Y ANFÍBOL DE DIQUES MICRODIO-RÍTICOS (MUESTRAS 04ARJC03 Y ARJC04) Y GRANODIORITA DEL PLUTÓN CERRO CRISTALES (MUESTRA 04ARJC02) DEL DÚPLEX CALETA COLOSO.**

Step	Laser Pwr	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Mol $^{39}\text{Ar}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	Edad (Ma)	$\pm$ (2 $\sigma$ )
<b>04ARJC03, plagioclase (23°53'S, 70°23'O)</b>									
A	2	1,512	6,809	0,129	46,060	0,011	9,300	84,84	2,89
B	5	0,291	8,382	0,064	64,024	0,031	42,700	116,88	0,55
C	7	0,087	4,523	0,051	64,362	0,024	71,700	117,48	0,74
D	9	0,111	3,467	0,058	67,991	0,091	67,500	123,88	0,27
E	11	0,176	7,673	0,056	67,646	0,062	56,700	123,28	0,34
F	15	0,196	12,591	0,054	67,111	0,042	53,900	122,33	0,84
G	20	0,170	15,627	0,054	72,771	0,026	59,400	132,28	0,63
H	30	0,143	13,357	0,054	72,734	0,012	63,500	132,22	0,61
Edad Integrada = 121.9 $\pm$ 1.5 Ma; J = 0.0010429 $\pm$ 0.0000065									
Edad Plateau = 123.6 $\pm$ 1.7 Ma (65% released gas)									
Edad Isocrona Inversa = 125.0 $\pm$ 1.2 Ma, n = 3, MSWD = 0.65									
<b>04ARJC02, biotite (23°55'S, 70°25'O)</b>									
A	3	0,014	0,027	0,050	72,632	0,103	94,70	135,09	0,31
B	5	0,002	0,010	0,050	75,916	0,101	99,20	140,97	0,22
C	7	0,001	0,010	0,047	76,084	0,084	99,40	141,27	0,31
D	9	0,002	0,012	0,050	76,214	0,061	99,40	141,50	0,19
E	12	0,002	0,011	0,049	76,074	0,059	99,30	141,25	0,37
F	16	0,002	0,006	0,049	75,734	0,043	99,10	140,64	0,24
G	21	0,002	0,012	0,051	75,804	0,031	99,20	140,77	0,27
H	30	0,007	0,040	0,057	73,680	0,003	97,30	136,97	2,15
Edad Integrada = 139.8 $\pm$ 1.7 Ma; J = 0.001068 $\pm$ 0.0000067									
Edad Plateau = 141.1 $\pm$ 1.7 Ma (79% released gas)									
<b>04ARJC04, hornblende (23°56'S, 70°16'O)</b>									
A	4	0,570	6,602	0,148	39,995	0,000	19,20	88,35	7,74
B	10	0,072	9,294	0,093	57,763	0,009	73,60	126,25	1,16
C	12	0,031	14,105	0,141	63,271	0,007	88,30	137,84	0,91
D	14	0,025	16,081	0,157	63,640	0,008	90,80	138,62	0,83
E	16	0,019	16,669	0,152	64,142	0,008	92,90	139,67	0,77
F	18	0,024	16,096	0,151	64,697	0,011	91,10	140,83	1,57
G	21	0,022	17,902	0,153	63,885	0,005	91,90	139,13	0,88
H	25	0,031	18,443	0,159	63,124	0,011	88,50	137,54	0,98
I	30	0,026	17,350	0,154	62,017	0,002	90,20	135,21	2,40
Edad Integrada = 136.0 $\pm$ 2.0 Ma; J = 0.0012519 $\pm$ 0.0000084									
Edad Plateau = 139 $\pm$ 2 Ma (84% released gas)									
Edad Isocrona Inversa = 142.0 $\pm$ 1.9 Ma, n = 7, MSWD = 0.95									

Las otras tres muestras provienen de rocas mesozoicas que son cortadas y desplazadas por las fallas del dúplex y que corresponden a una roca granítica del Plutón de Cerro Cristales (PCC) y a dos diques microdioríticos desplazados por las fallas.

El análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotita (Tabla 4) proveniente del PCC entrega un espectro que muestra una edad plateau bien definida de 141.0 $\pm$ 1.7 Ma (Fig. 14a), interpretada como edad de enfriamiento del plutón. Para los efectos de este estudio esta edad corresponde a una edad máxima de la deformación frágil.

El análisis  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en separados de anfíbola y plagioclase de los diques microdioríticos (Tabla 4), entregan espectros que muestran edades plateau de 139 $\pm$ 2 Ma (hornblenda) y 123.6 $\pm$ 1.7 Ma (plagioclase) (Figs. 14b, c). Se observa una leve pérdida de argón detectado en los pasos de baja temperatura de ambas muestras, asociado a la liberación del gas desde la estructura externa de los minerales. El análisis de isocrona inversa en ambas muestras sugiere que no ocurre pérdida o ganancia de argón significativa a nivel general (Figs. 14d, e). En consecuencia, estas edades son interpretadas como cercanas a la edad de cristalización de los diques (139 $\pm$ 2 Ma, hornblenda) y a una edad de enfriamiento o rejuvenecida (123.6 $\pm$ 1.7 Ma, plagioclase) que podría estar asociado al efecto termal generado por la actividad hidrotermal que generó el sistema de vetas. Ambos datos acotan una edad máxima para la deformación frágil.

Sin embargo, considerando la mineralogía asociada a las zonas de falla (principalmente clorita $\pm$ epidota-calcita) y la alteración y/o deformación de los minerales derivados de la roca de caja (anfíbola deformada en las metadioritas y biotita cloritizada en rocas graníticas), los datos cronológicos presentados son consideran-

dos como edades de referencia, constituyendo un antecedente más a las edades ya publicadas.

En consideración con lo anterior, la edad de 125 Ma de rocas miloníticas cerca del Cerro Paranal ubicado 100 km al sur del área de estudio (Scheuber y Andriessen, 1990) (Fig. 13), sería la edad máxima del dúplex. Por otra parte, edades de trazas de fisión en apatito de rocas que son cortadas por las fallas del dúplex, indican, asumiendo un gradiente geotérmico normal, que ellas estuvieron bajo la isoterma de los 100°C alrededor de los 118 Ma (Fig. 13). Debido a que los minerales hidrotermales presentes tanto en la matriz de las rocas de fallas como en el relleno de las vetas, descritas en este trabajo, habrían precipitado a una temperatura cercana o inferiores a los 250°C-300°C (microestructura de las rocas de falla y datos de inclusiones fluidas de Herrera *et al.*, 2005), entonces la edad de 118 Ma correspondería a una edad mínima de formación del dúplex. En consecuencia, las edades obtenidas en este estudio son consistentes con el rango de edad de la deformación frágil, de acuerdo a edades publicadas en otras localidades del Sistema de Fallas de Atacama (Fig. 13).

#### 5.4. Evolución del Dúplex en el contexto tectónico

El hecho que la deformación dentro del dúplex esté acomodada a través de movimientos de rumbo en las fallas mayores y movimientos oblicuos NO y ONO, conlleva a la conclusión de que todo el proceso de formación y propagación de fracturas en el dúplex estuvo acompañado por partición de la deformación. Además, la geometría de la configuración entre las placas y las direcciones de paleoesfuerzos para la región indican, sobre la base de la consistencia en la orientación de diques (Scheuber, 1994), que el 'stress' compresivo coincidiría con la orientación del 'stress' horizontal mayor (Scheuber y González, 1999), según la dirección NNO-SSE y además coincidiría en dirección con el eje de acortamiento determinado para el área de estudio. Esto sugiere que la geometría y cinemática de esta porción de dúplex sería compatible con la orientación del campo de esfuerzos establecido para la SFA, durante este período.

#### 6. Conclusión

Las vetas, en el interior del dúplex, tienen una orientación dominante hacia el NO, con manteos

subverticales hacia el NE y SO. Se localizan entre los bloques limitados por las fallas, cortando a las rocas de caja o se concentran alrededores de las zonas de fallas.

Según la relación de corte entre las vetas y su mineralogía dominante, se determinaron vetas tempranas de clorita, intermedias de epidota-cuarzo y tardías de calcita-limonita. En su estructura interna ellas son, en general, vetas con textura microcristalina, en algunas de las cuales se distinguió cristales que se disponen perpendiculares u oblicuos a las paredes de ellas, las que fueron clasificadas como vetas de extensión y extensión oblicua. En particular, los cristales perpendiculares en las vetas de extensión indica la dirección de dilatación de las vetas, la cual coincide con la dirección de extensión infinitesimal obtenido de las fallas.

Las vetas que tienen las fibras minerales paralelas a sus paredes o contienen estrías fueron clasificadas como vetas-fallas. En ellas los indicadores cinemáticos son consistentes con los observados dentro de las zonas de falla.

Del análisis microestructural de las vetas se definieron vetas con cristales fibrosos (vetas de clorita), con textura de bloques alargados (vetas de epidota-cuarzo y calcita-limonita), estas últimas muestran crecimiento sintaxial y antitaxial y crecimiento competitivo de los cristales.

Considerando las relaciones de corte entre las vetas y su estructura interna se propone el mecanismo de sello y apertura para el llenado de las fracturas.

Tanto los indicadores cinemáticos como la dirección de dilatación obtenidos de las vetas, coinciden con el análisis cinemático del DCC, esto indica que la formación de las vetas fue sincinemático y contemporáneo con la evolución del dúplex. Además, la geometría y cinemática de las vetas tienen una orientación preferencial hacia el NO, sin mostrar rotaciones significativas entre ellas. Entonces, su orientación coincidiría con los ejes principales de 'strain' calculados para el área en estudio. Es decir, gran parte de estas vetas estarían orientadas paralelas o subparalelas al eje de máximo acortamiento y perpendiculares-subperpendiculares al eje de máxima extensión. Otro hecho importante es que las vetas-fallas son menos numerosas que las vetas en general, lo cual indicaría que gran parte de los fluidos que rellenan estas vetas, fueron transportados por las fracturas secundarias (vetas de extensión y extensión oblicua) en la parte interna de esta porción del dúplex.

### Agradecimientos

Este trabajo se realizó en el marco del proyecto FONDECYT N°1020436. Se agradece al Programa de Becas de Doctorado Nacionales, Convenio BIRF/Gobierno de Chile, CONICYT por la beca de Doctorado D-21064484 de V. Olivares. Las revisiones del manuscrito por E. Nelson, J. Skármeta y A. Amilibia ayudaron a mejorar sustancialmente el contenido y alcance del trabajo.

### Referencias

- Andriessen, P.A.M.; Reutter, K.-J. 1994. K-Ar and fission track mineral age determination of igneous rocks related to multiple magmatic arc systems along the 23°S Latitude of Chile and NW Argentina. *In* Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K.-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). Springer-Verlag: 141-153. Berlin.
- Arabasz, W.J. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), California Institute of Technology, Pasadena: 264 p.
- Arancibia, G.; Matthews, S.J.; Pérez de Arce, C. 2006. K-Ar and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of supergene processes in the Atacama Desert northern Chile; tectonic and climatic relations. *Journal of the Geological Society of London* 163: 107-118.
- Bons, P. 2000. The formation of veins and their microstructures. *In* Stress, Strain and Structure (Means, W.D.; Jessell, M.W.; Urai, J.L.; editors), *Journal of the Virtual Explorer* 2: 42 p.
- Brown, M.; Díaz, F.; Grocott, J. 1991. Atacama Fault System: History of displacement and tectonic significance for the Mesozoic-Recent evolution of northern Chile. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas: 129-132. Concepción, Chile.
- Brown, M.; Díaz, F.; Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama Fault System 25°00'-27°00' S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* 105: 1165-1174.
- Cembrano, J.; González, G.; Ahumada, I.; Arancibia, G. 2002. Brittle deformation and fluid transport in magmatic arcs: a case study from Atacama Fault Zone. *International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 5. Université Paul Sabatier: 129-132. Toulouse, France.
- Cembrano, J.; González, G.; Ahumada, I.; Olivares, V.; Herrera, V. 2003. Fault fracture network development in upper-crustal, strike-slip settings: A case study from the Atacama Fault System. *Archivo digital del Congreso Geológico Chileno*, No. 10, Concepción.
- Cembrano, J.; González, G.; Arancibia, G.; Olivares, V.; Herrera, V. 2005. Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama Fault System, Northern Chile. *Tectonophysics* 400: 105-125.
- Cox, S.; Etheridge, M. 1983. Crack-Seal fibre growth mechanisms and their significance in the development of oriented layer silicate microstructures. *Tectonophysics* 92: 147-170.
- Cox, S.F.; Knackstedt, M.A.; Braun, J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Society of Economic Geologists Reviews* 14: 1-24.
- Díaz, C. 2002. Geología Regional del Sector Coloso-Los Nidos. Caracterización estructural del Sistema de Fallas de Atacama, Cordillera de la Costa, al sur de Antofagasta, Chile. Memoria de Título (Inédito). Universidad Católica del Norte: 130 p. Antofagasta.
- Ferraris, F.; DiBiase, F. 1978. Hoja Antofagasta, Región de Antofagasta. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 30: 48 p.
- González, G.; Figueroa, O. 1991. Análisis tectónico de la zona de falla de Caleta Coloso, sur de Antofagasta, Chile: Una zona de cizalle de domino dúctil y rígido. *In* Congreso Geológico Chileno, No. 6, Actas: 693-696. Viña del Mar, Chile.
- González, G. 1996. Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Chile): Con especial referencia en las deformaciones sinmagmáticas del Jurásico-Cretácico Inferior. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe A. Band 181*: 111p.
- González, G. 1999. Mecanismo y profundidad de emplazamiento del Plutón Cerro Cristales, Cordillera de la Costa, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26: 43-66.
- González, G.; Niemeyer, H. 2005. Cartas Antofagasta y Punta Tetras, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 89: 35 p., 1 mapa 1:100.000.
- Herrera, V.; Cembrano, J.; Olivares, V.; Kojima, S. 2005. Precipitación por despresurización y ebullición en vetas hospedadas en un dúplex de rumbo extensional: Evidencias microestructurales y microtermométricas. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 207-227.
- Hervé, M. 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico inferior de la Zona de Falla de Atacama al norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 3: 37-42.
- Hervé, M.; Marinovic, N. 1989. Geocronología y evolución del Batolito Vicuña Mackenna, Cordillera de la Costa,



- sur de Antofagasta (24°-25°S). *Revista Geológica de Chile* 16 (1): 31-49.
- Jaillard, E.; Soler, P.; Carlier, G.; Mourier, T. 1990. Geodynamic evolution of northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: A Thetyan model. *Journal of Geological Society of London*, No. 147: 1009-1022.
- Kurth, D.; Scheuber, E.; Reutter, K. 1996. The Jurassic-Early Cretaceous arc of the Chilean coastal Cordillera near Taltal: an assemblage of crustal slivers. *In International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG)*, No. 3, St. Malo: 129-132. France.
- Köhn, D. 2000. Kinematics of fibrous aggregates. *Fachbereich Geowissenschaften. Universidad de Gutenberg, Mainz*: 131 p.
- Lucassen, F.; Franz, G. 1994. Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of Northern Chile, Region Antofagasta. *Lithos* 32 (3-4): 273-298.
- Marinovic, N.; Smonje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 70: 150 p. escala 1:250.000.
- Marret, R.; Allmendinger, R. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12 (8): 973-986.
- Naranjo, J.A.; Hervé, F.; Prieto, X.; Munizaga, F. 1984. Actividad cretácica de la Falla de Atacama al este de Chañaral: Milonitización y plutonismo. *Comunicaciones* 34: 57-66.
- Oliver, N.; Bons, P. 2001. Mechanisms of fluid flow and fluid-rock interaction in fossil metamorphic hydrothermal systems inferred from vein-wallrock patterns, geometry and microstructure. *Geofluids* 1: 137-162.
- Passchier, C.; Trouw, R. 1996. Dilatation Sites: Fibrous Veins, Strain Shadows, Strain Fringes and Boudins. *In Micro-Tectonics* (Passchier, C.; Trouw, R.; editors). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg: 131-151. Germany.
- 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.
- Ramsay, J.; Huber, M. 1987. Mechanical Analysis of Fractures. *In The Techniques of Modern Structural Geology* 2: Folds and Fractures (Ramsay, J.; Huber, M.; editors). Academic Press: 561-594. London.
- Reyes, N.; Cembrano, J. 2006. Geometría, litología y edad del sistema de diques de Caleta Coloso. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 11, Archivo digital. Antofagasta.
- Robert, F.; Poulsen, H. 2001. Vein formation and deformation in Greenstone gold deposit. *Society of Economic Geologist. Reviews* 14: 111-155.
- Scheuber, E.; Andriessen, P.A.M. 1990. The kinematics and geodynamics significance of the Atacama Fault Zone, Northern Chile. *Journal of Structural Geology* 12 (2): 243-257.
- Scheuber, E. 1994. Jurassic-Early Cretaceous mafic dikes from north Chilean Coastal Cordillera (23°-25°S): indicators for extension and paleostress. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas: 1205-1208. Concepción, Chile.
- Scheuber, E.; Hammerschmidt, K.; Friedrichsen, H. 1995. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, northern Chile: The age of deformation. *Tectonophysics* No. 250: 61-87.
- Scheuber, E.; González, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics* 18 (5): 895-910.
- Sibson, R.; Moore, J.; Rankin, A. 1975. Seismic pumping a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society of London* 131: 653-659.
- Sibson, R. 1987. Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology* 15: 701-704.
- Sibson, R. 1996. Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology* 18: 1031-1042.
- Sibson, R. 2001. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition. *Society of Economic Geologists Reviews* 14: 25-50.
- Woodcock, N.H.; Fisher, M. 1986. Strike-Slip Duplexes. *Journal of Structural Geology* 8 (7): 725-735.
- York, D. 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Sciences Letters* 5: 320-324.