



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

CONTROL ESTRUCTURAL DE LA MINERALIZACIÓN ARGENTO – AURÍFERA Y CRITERIOS DE EXPLORACIÓN EN EL DISTRITO CERRO BAYO, REGIÓN DE AYSÉN, CHILE.

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA
MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

MAGDALENA BOETSCH HEVIA

PROFESOR GUÍA:

DR. BRIAN K. TOWNLEY CALLEJAS

PROFESOR CO – GUÍA:

DR. DANIEL A. CARRIZO SANTIAGO

MIEMBROS COMISIÓN:

DR. CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

DR. ARIEL P. ROLANDO

SANTIAGO DE CHILE

ABRIL 2014

RESUMEN

Desde la década de 1940' se ha reconocido la importancia de los sistemas de fallas como estructuras que hospedan mineralización. Esta tesis busca establecer las relaciones estructurales entre los procesos de deformación y de mineralización de plata y oro, para determinar blancos de exploración en el Distrito Cerro Bayo (DCB), región de Aysén, Chile.

El área en estudio se ubica en el sector Laguna Verde del DCB, donde afloran las secuencias volcánicas del miembro inferior de la Formación Ibáñez de edad Jurásico (154 – 144 Ma). Éstas hospedan las vetas de cuarzo subverticales con mineralización de plata y oro (114 – 111 Ma), emplazadas en un ambiente epitermal de baja a intermedia sulfuración a través de sistemas de fracturas con orientación N – S a NO – SE. Sistemas de fallas con orientación NE – SO a E – O cortan las secuencias mineralizadas con desplazamientos principalmente normales, y menores componentes de rumbo, que habrían provocado una caída de los bloques occidentales al este de Laguna Verde.

En las inmediaciones de Laguna Verde se estima que la orientación del eje de apertura principal del sistema de vetas (T), equivalente el eje mínimo de deformación (σ_3), es horizontal y presenta una orientación de N57°E. Esta apertura fue definida según la actitud y potencia de las vetas. La orientación de apertura no habría variado para el sistema hidrotermal sincrónico y posterior a la mineralización de plata y oro. Esto permite determinar que las vetas principales presentan orientaciones de N33°O \pm 10°, y las vetas secundarias presentan orientaciones entre N69°O – N43°O y N23°O – N11°E.

Estas orientaciones permiten determinar siete zonas probablemente mineralizadas con plata y oro dentro del DCB, las que se establecen a partir de un análisis geométrico de fotolineamientos en las secuencias volcánicas de la Formación Ibáñez del DCB. Éstas se enumeran del 1 al 7, donde 1 corresponde a la que presenta una mayor frecuencia y largo de lineamientos asociados a la apertura principal. Estudios anteriores de inclusiones fluidas proponen que el sector Laguna Verde es el más erodado del distrito. Esto, junto al comportamiento de las fallas NE – SO, indica que al oeste de Laguna Verde la mineralización de plata y oro, debería encontrarse más somera.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a la empresa *Mandalay Resources Corporation* por su apoyo logístico y económico, que me permitió realizar este proyecto. Especialmente agradezco a los geólogos Ariel Pablo Rolando por su apoyo en terreno y en la realización de este documento, y a Richard Jeanne por su infinita disposición a compartir conmigo sus conocimientos, respondiendo todas mis preguntas durante todo el proceso. Por último, quiero agradecer a todo el equipo de geología quienes hicieron que el ambiente de trabajo y la estadía en Chile Chico fueran muy agradables.

En segundo lugar quiero agradecer al Proyecto Basal FB0809 financiado por el *Advance Mining Technology Center*, quienes apoyaron económicamente este estudio y me facilitaron un lugar de trabajo. También quiero agradecer a la Universidad de Chile y a su equipo de trabajo, especialmente a Maritza Acuña y Carlos Alvarado, que con muy buena voluntad me ayudaron a sacar adelante esta tesis.

Quiero darle las gracias a mi profe guía Brian Townley, que me apoyo y orientó durante todo este proceso, siempre dispuesto a discutir “para donde iba la micro”; a Daniel Carrizo, que leyó y corrigió a conciencia cada versión de esta tesis, ayudándome a mejorar enormemente este trabajo; y a César Arriagada que me enseñó la importancia de presentar bien los datos.

Quiero agradecer enormemente a mi familia, quienes me apoyaron incondicionalmente durante todo el proceso universitario. De forma especial, agradezco a mis papás por darme la oportunidad de estudiar, y porque con su ejemplo me enseñaron a ser perseverante y a hacer las cosas dando lo mejor de mí, teniendo presente que lo más importante es dejar tiempo para disfrutar en familia.

De forma especial, quiero agradecer infinitamente a Diego, que en mis periodos de mayor estrés supo apoyarme y subirme el ánimo, mostrándome lo positivo de esta etapa. Que con su frase “¿De qué te vas a acordar después?” siempre logró recordarme cual es el norte de estudiar.

Por último, y no menos importante, quiero agradecer a mis amigos geólogos y no geólogos quienes me han acompañado durante todos estos años de tesis. Especialmente quiero agradecer a quienes directamente formaron parte de ésta: Cata, Pipe, Coni, Feña y Susi, Muchas Gracias!!

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
TABLA DE CONTENIDO	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABLAS.....	xi
1. INTRODUCCIÓN.....	13
1.1. EL PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN	13
1.2. OBJETIVOS	14
1.3. HIPÓTESIS DE INVESTIGACIÓN.....	14
1.4. METODOLOGÍA.....	15
1.4.1. Análisis digital de información satelital y vectorial.	15
1.4.2. Documentación de estructuras en terreno.....	16
a) Estructuras que evidencian la deformación.....	16
b) Generación de bases de datos y su representación en el SIG.	17
1.4.3. Análisis geométrico – estructural entre la mineralización y la deformación.	18
a) Análisis cinemático de los planos de falla.....	19
b) Análisis de la apertura de las vetas.....	20
1.4.4. Búsqueda del patrón de deformación en el Distrito Cerro Bayo.....	22
1.5. MARCO TEÓRICO	23
2. MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL	25
2.1. CONTEXTO TECTÓNICO DE LOS ANDES PATAGÓNICOS AUSTRALES.....	25
2.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS ANDES PATAGÓNICOS AUSTRALES.....	31
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA EN ESTUDIO	37
3.1. ANTECEDENTES GENERALES.....	37
3.2. MODELO GEOLÓGICO DEL ÁREA EN ESTUDIO.....	39

3.2.1.	Modelo litológico.	39
a)	Rocas estratificadas.	39
b)	Intrusivos.	40
3.2.2.	Fallas principales.	46
3.2.1.	Alteración y mineralización del área en estudio.	48
3.2.2.	Profundidad del distrito.	49
4.	RESULTADOS: GEOMETRÍA DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DEL ÁREA EN ESTUDIO.	52
4.1.	ESTABLECER LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES Y SECUNDARIAS DENTRO DEL ÁREA EN ESTUDIO.	52
4.1.1.	Lineamientos del Distrito Cerro Bayo.	52
4.1.2.	Geometría del sistema de fallas.	55
a)	Fallas coetáneas al emplazamiento de las vetas epitermales.	58
b)	Fallas posteriores al emplazamientos de las vetas epitermales.	58
4.1.3.	Geometría de las vetas.	58
4.2.	ESTABLECER LAS FASES DE MINERALIZACIÓN.	63
4.3.	DETERMINAR LA RELACIÓN GEOMÉTRICA – CINEMÁTICA ENTRE LA DEFORMACIÓN Y LA MINERALIZACIÓN.	64
4.3.1.	Vetas sincrónicas con la mineralización de plata y oro.	69
a)	Estimación de la apertura local.	69
b)	Estimación de la apertura principal.	73
4.3.2.	Vetas posteriores a la mineralización de plata y oro.	74
a)	Estimación de la apertura local.	74
b)	Estimación de la apertura principal.	77
4.4.	CRITERIOS ESTRUCTURALES PARA LA EXPLORACIÓN DISTRITAL.	78
5.	DISCUSIONES.	81
5.1.	RÉGIMEN TECTÓNICO AL MOMENTO DEL EMPLAZAMIENTO DE LAS VETAS.	81
5.1.	IMPLICANCIAS EN LA EXPLORACIÓN DISTRITAL.	87

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	89
7. REFERENCIAS	91
ANEXO 1. MARCO TEÓRICO	I
1.1. RELACIÓN ENTRE LA DEFORMACIÓN Y LOS FLUIDOS.	I
1.2. ARQUITECTURA Y PERMEABILIDAD SECUNDARIA EN LA CORTEZA SUPERIOR.....	III
1.3. DEPÓSITOS EPITERMALES COMO ESCENARIOS PARA EL ESTUDIO DE LA RELACIÓN ENTRE DEFORMACIÓN Y MINERALIZACIÓN.	V
1.3.1. Procesos de mineralización y estilos de deformación en sistemas epitermales.	X
1.3.2. Geometría de las zonas de daño en sistemas epitermales.....	XI
ANEXO 2. ESTRUCTURAS PRINCIPALES DENTRO DEL ÁREA EN ESTUDIO	XV
ANEXO 3. SISTEMAS DE VETAS PRINCIPALES DENTRO DEL ÁREA EN ESTUDIO. XVIII	
ANEXO 4. VETAS DOCUMENTADAS EN TERRENO.....	XIX
ANEXO 5. ESTIMACIÓN DE APERTURA A PARTIR DE VETAS.....	LIII

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1. Objetivo general, objetivos específicos y la metodología propuesta para realizarlos en este estudio.15
- Figura 1.2. Veta de baritina con orientación N25°O (vista en planta). Se representan las direcciones de apertura local (T') y la dirección de máxima apertura (T) en la deformación. Donde T corresponde al promedio de T'17
- Figura 1.3. a) Geometría de la cinemática del desplazamiento de una falla inversa N30°E/30°SE representada por los ejes de deformación P - T, estimados a partir de la actitud de un plano de falla y de la orientación y sentido del desplazamiento (estría). b) Ejes cinemáticos representativos para una población de fallas, determinados a partir de la distribución de Bingham, donde 1 corresponde al eje de máxima tensión (T), 2 al eje medio del tensor de deformación y 3 al eje de máximo acortamiento (P). Las proyecciones se realizan en el hemisferio inferior de una red estereográfica equiareal (modificado de Marret y Allmendinger, 1990).20
- Figura 1.4. Relación entre los esfuerzos principales y la formación de una veta. Las líneas dentro de las vetas representan la orientación de crecimiento de los cristales. Modificado de Cox, 2005.21
- Figura 1.5. a) Flujo de fluidos y precipitación de minerales hidrotermales en la corteza superior asociados al mecanismo tipo “Bomba de Succión” (vista en planta) (modificado de Sibson, 1987). b) Interpretación de la fluctuación de la presión de fluidos en sistemas epitermales, debido a la generación de rupturas sísmicas y al cierre de los conductos por la precipitación de fluidos hidrotermales. Ph: presión hidrostática (modificado de Sibson *et al.*, 1988).24
- Figura 2.1. Mapa geológico regional de Sudamérica al sur de los 42°S. Se presenta la litología, estructuras principales y centros eruptivos. Donde, PT: Punto Triple, ZFLO: Zona de Falla Liquiñe - Ofqui, ZFM: Zona de Falla de Magallanes, FPCP: Faja Plegada y Corrida de la Patagonia CHN: Campos de Hielo Norte, CHS: Campos de Hielo Sur, CMO: Complejo Metamórfico Occidental, CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental, SVS: Secuencia Volcano – Sedimentaria, CO: Complejo de Ofiolitas, BP: Batolito Patagónico, PMCA: Provincia Magmática Chon Aike. Línea punteada blanca: límite político de Chile; círculos negros: localidades de Chile. Coordenadas en latitud y longitud Sur. Basado en DeMets *et al.*, 1994; Pankhurst *et al.*, 1998; Angermann *et al.*, 1999; Thomson *et al.*, 2001; Stern, 2004; Hervé *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2007; Vargas *et al.*, 2013.27
- Figura 2.2. Izquierda: Jurásico Temprano. Migración del magmatismo de intraplaca extensional (Batolito Central Patagónico (BCP), Riolitas Marifil, *Rift* El Tranquilo) hacia el margen occidental (Batolito Subcordillerano (BS)), junto con el desarrollo de una cuenca de intra – arco denominada Cuenca del Chubut. Centro: Jurásico Medio. Desarrollo de la Cuenca de cañadón Asfalto, la que presenta sistema de hemigrábenes en su interior. Simultáneamente se depositan rocas volcánicas de la Provincia Magmática Chon Aike (PMCA) y se genera una migración del volcanismo hacia el margen occidental (Secuencia Volcano Sedimentaria (SVS)). Derecha: Jurásico Tardío. Emplazamiento del Batolito Patagónico (BP) en el margen occidental de Sudamérica y desarrollo de las cuencas de tras – arco denominadas Cuenca Austral de Magallanes y Cuenca de Aysén. Coordenadas en latitud y longitud Sur. Modificado de Charrier *et al.* (2007); Mpodozis y Ramos (2008).30
- Figura 2.3. Mapa geológico estructural entre los 46°00'S – 47°00'S y 70°30'O – 73°00'O (modificado De la Cruz y Suárez, 2006, 2008; Quiroz y Belmar, 2010; Quiroz y Bruce, 2010; Escosteguy *et al.*, 2003; depósitos minerales modificados de rolando, 2001). Perfil esquemático interpretado a partir de la actitud y afloramiento de las unidades litológicas. El polígono rojo del mapa representa el Distrito Cerro Bayo. Coordenadas en latitud y longitud Sur.35
- Figura 2.4. a) Reconstrucción de la ubicación del Ridge de Chile en los últimos 18 Ma. Hace 14 Ma colisionó con el continente generando el Punto Triple (PT) que actualmente se encuentra a los 47°S en la península de Taitao (modificado de Cande y Leslie, 1986); b) Interpretación de la ubicación actual del Ridge de Chile y de las Zonas de Fractura (ZF) bajo Sudamérica y sus ventanas astenosféricas asociadas (modificado de Murdie *et al.*, 2000). Coordenadas en latitud y longitud Sur. Centros eruptivos modificados de Thomson *et al.*, 2001.36
- Figura 3.1. Área en estudio dentro del Distrito Cerro Bayo (polígono línea blanca), región de Aysén, Chile. JKi (1 a 4): miembros de la Fm. Ibáñez (Jurásico Superior), donde 1 corresponde a la base de la sucesión y 4 al techo; Kict: miembro inferior del Gr. Coyhaique (Cretácico Inferior); Kiv: Volcanitas Estero Los Burgos (finales del Cretácico Inferior); Kih: Hipabisales y domos Cerro Bayo (finales Cretácico Inferior); PaEb: Basaltos Inferiores de la Meseta Chile Chico (Eoceno); Pb: Basaltos Pico Sur (Plioceno); Plm: Depósitos morrénicos (Pleistoceno tardío); Plg: Depósitos glaciolacustres pleistocenos (Pleistoceno tardío); H: Depósitos sedimentarios holocenos (Holoceno).

Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19 S, en metros. Basado en De la Cruz y Suárez, 2008.	38
Figura 3.2. Unidades litológicas y fallas principales del área en estudio. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19 S, en metros. Zoom del recuadro rojo de la figura 3.1. Unidades descritas en la tabla 3.1. Modificado de archivos inédito de Jeanne (2011).	42
Figura 3.3. Sistemas de fallas y vetas dentro del área en estudio. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19S. Modificado de archivos inéditos de Jeanne (2011).	48
Figura 3.4. Erosión diferencial en el DCB, cuyas vetas se emplazaron entre 100 y 400 m bajo el paleo nivel freático (en metros). Líneas azules: fallas principales; líneas rojas: vetas principales; polígonos naranjos: domos dacíticos subvolcánicos (Cretácico Superior); polígonos rojos: domos riolíticos subvolcánicos (Jurásico Superior); líneas negras: carreteras. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19 Sur. Basado en Poblete (2011). Imagen facilitada por <i>Mandalay Resources Corporation</i>	51
Figura 4.1. Lineamientos (en amarillo, fucsia, naranja y negro) de las rocas de la Formación Ibáñez en el DCB. Recuadro blanco (doble línea): área en estudio; línea negra punteada: caminos/carreteras. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19S, en metros.	54
Figura 4.2. Orientación, frecuencia y largo de las trazas de las familias principales de lineamientos dentro del área en estudio.	55
Figura 4.3. Quebrada interpretada como falla, ya que pone en contacto 2 niveles estratigráficos dislocados, similares a simple vista. JKig: Unidad Guadal, JKirc: Unidad Riolita Costa.	56
Figura 4.4. Evidencias de fallas de tipo normal. Derecha: Plano de falla que pone en contacto las unidades Temer y Guadal. Izquierda: Desplazamiento de una veta. La ubicación de estas evidencias se presenta en el mapa estructural del anexo 2.	57
Figura 4.5. Orientación, manto, frecuencia y espesor de las familias principales de vetas que hospedan la mineralización de plata y oro dentro del área en estudio. Qz: cuarzo, cc: carbonato.	60
Figura 4.6. Orientación, manto, frecuencia y espesor de las familias principales de vetas posteriores a la mineralización de plata y oro dentro del área en estudio. Cc: carbonato, ba: baritina.	61
Figura 4.7. Morfologías más comunes de las vetas documentadas dentro del área en estudio. a) Veta sigmoidal, b) veta tabular. Las flechas indican la dirección de apertura de la roca caja, que permite su emplazamiento. Vista en planta.	62
Figura 4.8. Relaciones de corte entre fluidos hidrotermales, donde vetas de carbonato cortan a vetas de cuarzo sin mineralización de plata y oro, que a su vez cortan a brechas de cuarzo con mineralización de plata y oro.	63
Figura 4.9. Dominios Estructurales delimitados por fallas NE – SO a E – O. De norte a sur, se denominan Dominio Norte (DN), Centro (DC) y Sur (DS), cuyas vetas presentan orientaciones promedio de N8°O, N39°O y N59°O, respectivamente. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19 S, en metros.	65
Figura 4.10. Condiciones de análisis cinemático para vetas en un plano horizontal o vertical, Se representa el manto (μ) y rumbo (ρ) de un plano de falla asociado a una veta, la dirección, sentido y <i>rake</i> (r) del desplazamiento, y las estructuras asociadas a un plano de falla: cizalle (c), híbridas de extensión y cizalle ($e - c$), sólo extensión (e); y su relación con los esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) (basado en Sibson, 2003).	67
Figura 4.11. Estimación del <i>azimut</i> (ρ_T) y <i>manto</i> (μ_T) de la apertura (T), a partir la orientación ($DipDir_{veta}$) y manto (μ_{veta}) de un plano de una veta tabular y de una sigmoidal; donde en ambos casos, T es ortogonal al plano de veta.	68
Figura 4.12. Clasificación de apertura de vetas sincrónicas con la mineralización según orientación y espesor. a) Proyección estereográfica de la apertura (círculos rojos) y sus familias principales en un diagrama de contorno de polos, y orientación de los planos de vetas en un diagrama de roseta. b) Familias de apertura de vetas clasificadas según espesor de las vetas, cuyos valores corresponden a “frecuencia (n); porcentaje del total de datos”. c) Orientación de las familias principales de apertura según espesor de las vetas.	70
Figura 4.13. Familias principales de apertura (T) (diagrama de contorno) estimadas a partir de la orientación de vetas de cuarzo (qz) y cuarzo – carbonato ($qz - cc$) (diagrama de roseta) en cada dominio estructural; n : frecuencia.	71
Figura 4.14. Apertura principal de las vetas de cuarzo (qz) y cuarzo – carbonato (cc) (T). Izquierda: proyección estereográfica en una semiesfera inferior de datos de apertura de vetas (puntos rojos); la línea roja representa el plano	

promedio de vetas, y la cruz roja representa el promedio de apertura (T). Derecha: diagrama de roseta de planos de vetas, donde las flechas rojas indican la orientación promedio de la apertura máxima (T).....	74
Figura 4.15. Clasificación de apertura de vetas posteriores a la mineralización según orientación y espesor. a) Proyección estereográfica de la apertura (círculos rojos) y sus familias principales en un diagrama de contorno de polos, y orientación de los planos de vetas en un diagrama de roseta. b) Familias de apertura de vetas clasificadas según espesor, cuyos valores corresponden a “frecuencia (n); porcentaje del total de datos”. c) Orientación de las familias principales de apertura según espesor de las vetas.	75
Figura 4.16. Familias principales de apertura (T) (diagrama de contorno), estimadas a partir de la orientación de vetas de carbonato (cc) y baritina (ba) (diagrama de roseta); n: frecuencia.	76
Figura 4.17. Apertura principal de las vetas de carbonato (cc) y baritina (ba) (T'). Izquierda: proyección estereográfica en una semiesfera inferior de datos de apertura de vetas (puntos rojos); la línea roja representa el plano promedio de vetas, y la cruz roja representa el promedio de apertura (T'). Derecha: diagrama de roseta de planos de vetas, donde las flechas rojas indican la orientación promedio de la apertura máxima (T').	78
Figura 4.18. Orientación de las vetas documentadas dentro del área en estudio (diagrama de roseta), asociadas a las orientaciones de apertura principal (T) (sector amarillo) y secundaria (sector naranja).	79
Figura 4.19. Miembro inferior de la Formación Ibáñez en el Distrito Cerro Bayo (línea blanca). Donde, JKi (1): Formación Ibáñez, Rocas piroclásticas Chile Chico; Kih: Hipabisales y domos Cerro Bayo; Plm: Depósitos morrénicos pleistocenos; Plgl: Depósitos glaciolacustres pleistocenos; Hfa: Depósitos fluviales antiguos; Hl: Depósitos lacustres; Hf (a): Depósitos fluviales de llanura de inundación; Ha: Depósitos de abanicos aluviales. Modificado de De la Cruz y Suárez, 2008. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19S, en metros.	79
Figura 4.20. Lineamientos principales de las rocas del miembro inferior de la Formación Ibáñez en Distrito Cerro Bayo (delimitado por línea blanca). Se identifican los lineamientos asociados a la orientación de apertura principal (amarillo) y secundaria (naranja). Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19S, en metros.	80
Figura 4.21. Zonas propuestas a explorar en el Distrito Cerro Bayo (línea punteada), donde se representan las orientaciones de los lineamientos asociados a la apertura principal (amarillo) y los lineamientos asociados a la apertura secundaria (naranja). Las líneas negras representan lineamientos generales. Coordenadas en el sistema <i>Universal Transverse Mercator</i> (UTM) zona 19 S, en metros.	81
Figura 5.1. Veta de cuarzo con geometría de codo extensional que evidencia el sentido de desplazamiento relativo de sus bloques adyacentes (flechas blancas), donde σ_3 corresponde a la orientación de máxima apertura.	82
Figura 5.2. Orientación y sentido de desplazamiento de vetas sigmoidales syn (cuarzo y cuarzo - carbonato) y post mineralización (carbonato y baritina) de cada dominio estructural en diagramas de roseta. σ_m : esfuerzo máximo principal en el plano horizontal; n: frecuencia, qz: cuarzo, cc: carbonato. Flechas negras indican el sentido de desplazamiento relativo de los bloques adyacentes a la veta – falla; flechas azules indican la orientación de σ_m estimado a partir de la geometría de las vetas sigmoidales.	83
Figura 5.3. Orientación de los esfuerzos principales asociados a la generación de vetas producto del desplazamiento de un plano de falla en diferentes regímenes tectónicos (modificado de Cox <i>et al.</i> , 2001; Cox, 2005).	84
Figura 5.4. a) Ocurrencia de fallas inversas profundas y de fallas normales someras en los flancos de un pliegue anticlinal en el DCB. b) Esquema que indica la generación de zonas extensivas en regímenes de compresión, que permitiría explicar la ocurrencia de fallas inversas y normales asociadas a un mismo evento de compresión (modificado de Cox, 2005).	86
Figura 5.5. Desarrollo de fracturas extensivas en un régimen compresivo. Modelo empírico tomado de Chester <i>et al.</i> (1991); Cox (2005).	86
Figura 5.6. Variación de las leyes de plata y oro a lo largo de la profundidad de una veta de cuarzo. Modificado de Camus <i>et al.</i> (1991).	88
Figura A1.1. a) Condición de fracturamiento en una roca intacta en condiciones anhidras, representado en un diagrama de Mohr; b) Condición de hidro – fracturamiento en una roca intacta, donde la participación de fluidos se representa como presión de fluidos (Pf). Donde, t: esfuerzo de cizalle en un plano de falla; σ_n : esfuerzo normal en un plano de falla; T: resistencia a la tracción; σ_1 : esfuerzo principal mayor; σ_3 : esfuerzo principal menor; θ : ángulo	

entre el plano de falla generado y σ_1 ; C: cohesión de la roca; μ : coeficiente de fricción interna de la roca (modificado de Sibson, 1996).	II
Figura A1.2. Comportamiento de la permeabilidad según porcentaje de ocurrencia de las diferentes zonas de falla (modificado de Caine <i>et al.</i> , 1996).	V
Figura A1.3. Procesos asociados a la regeneración de la permeabilidad estructural de un sistema, que permiten formar yacimientos hidrotermales (basado en Micklethwaite <i>et al.</i> , 2010; Cox 2010).	V
Figura A1.4. Ambientes tectónicos de los diferentes sistemas asociados a cuerpos magmáticos: pórfido y epitermal de alta, intermedia y baja sulfuración. Se representa la ocurrencia de estructuras, mineralización principal y fluidos (modificado de Sillitoe y Hedenquist, 2003; Corbett, 2008).	VIII
Figura A1.5. Asociación entre composición de fluidos y zonación en la alteración de depósitos epitermales de baja y alta sulfuración (modificado de White y Hedenquist, 1995; Tosdal <i>et al.</i> , 2009). El recuadro rojo presenta la profundidad de los fluidos hidrotermales formadores de vetas y brechas de tipo epitermal de baja sulfuración del área en estudio (~ 180 a 310 m; Townley, 1996).	IX
Figura A1.6. Procesos cíclicos de precipitación mineral a partir de fluidos que circulan a través de fallas en la corteza (basado en Sibson, 1987, 1996).	X
Figura A1.7. Estructuras generadas en un sistema de <i>rift</i> . AZ: Zona de Acomodación; 1: cobertura, 2: basamento, 3: fallas normales en la cobertura, 4: fallas normales en el basamento, 5: codo extensional, 6: diques, 7: enrejado de fallas, 8: falla normal en la zona de transferencia, 9: diques en la AZ, 10: zona terminal de una falla en la AZ, 11: desplazamientos de rumbo en el bloque colgante y en el bloque fijo de una falla, 12: reactivación de estructuras oblicuas del basamento. Tomado de Rowland y Sibson (2004).	XII
Figura A1.8. Estructuras principales de las zonas de daño en un sistema de rumbo (modificado de Kim <i>et al.</i> , 2004).	XIII

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. Parámetros a documentar en terreno, con primera fila de ejemplo.....	17
Tabla 2.1. Relaciones crono - estratigráficas, estructuras principales e interpretación de la evolución tectónica en la región de Aysén. CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental; CMO: Complejo Metamórfico Occidental; ZFLO: Zona de Falla Liquiñe – Ofqui; FPCP: Faja Plegada y Corrida de la Patagonia; PT: Punto Triple; Mx: mineralización. Edades de Walker <i>et al.</i> , 2012. Basado en Suárez y Pettigrew, 1976; De Wit y Stern, 1981; Niemeyer <i>et al.</i> , 1984; Miller, 1984; Mpodozis y Kay, 1990; Rapela y Alonso, 1991; Ramos y Kay, 1992; Kay, 1993; Pankhurst y Rapela, 1995; Townley, 1996; Pankhurst <i>et al.</i> , 1998, 2000; Townley <i>et al.</i> , 2000; D’Orazio <i>et al.</i> , 2001; Kaplan <i>et al.</i> , 2004; Singer <i>et al.</i> , 2004; Rapela <i>et al.</i> , 2005; Charrier <i>et al.</i> , 2007; De la Cruz y Suárez, 2008; Mpodozis y Ramos, 2008; entre otros.	28
Tabla 2.2. Unidades estratificadas en la región de Aysén (Townley <i>et al.</i> , 2000).....	29
Tabla 3.1 Unidades litológicas estratificadas del área en estudio (reporte inédito de Jeanne, 2011).	43
Tabla 3.2. Depósitos Cuaternarios (Qt) dentro del área en estudio (De la Cruz y Suárez, 2008).....	44
Tabla 3.3. Intrusivos del área en estudio (reporte inédito Jeanne, 2011).....	45
Tabla 4.1. Vetas y brechas principales del área en estudio (reporte interno de <i>Mandalay Resources</i> realizado por S. Manske, 2011).....	64
Tabla 4.2. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización dentro del área en estudio. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.	72
Tabla 4.3. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización en cada dominio estructural. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.	72
Tabla 4.4. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización dentro del área en estudio. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor.....	72
Tabla 4.5. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización para cada dominio estructural. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor; la orientación de la familia corresponde a la orientación de la apertura.....	73
Tabla 4.6. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización dentro del área en estudio. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.	77
Tabla 4.7. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización en cada dominio estructural. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.	77
Tabla 4.8. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización dentro del área en estudio. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor.....	77
Tabla 4.9. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización para cada dominio estructural. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor; la orientación de la familia corresponde a la orientación de la apertura.....	77
Tabla A1.1. Estructuras más comunes encontradas en la zonas de daño (Kim <i>et al.</i> , 2004).	XIV
Tabla A2.1. Fallas documentadas en la zona 19S.....	XVI
Tabla A2.2. Fallas documentadas en la zona 18S.....	XVI
Tabla A2.3. Fallas asociadas a brechas 18S (Parte 1)	XVII
Tabla A2.4. Fallas asociadas a brechas 18S (Parte 2)	XVII

Tabla A4.1. Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1).....	XX
Tabla A4.2. Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2).....	XXVII
Tabla A4.3. Vetas Dominio Norte 18S (Parte 1).....	XXXV
Tabla A4.4. Vetas Dominio Norte 18S (Parte 2).....	XXXV
Tabla A4.5. Vetas Dominio Centro 19S (Parte 1).....	XXXVI
Tabla A4.6. Vetas Dominio Centro 19S (Parte 2).....	XL
Tabla A4.7. Vetas Dominio Centro 18S (Parte 1).....	XLV
Tabla A4.8. Vetas Dominio Centro 18S (Parte 2).....	XLV
Tabla A4.9. Vetas Dominio Sur 19S (Parte 1).....	XLVI
Tabla A4.10. Vetas Dominio Sur 19S (Parte 2).....	XLVI
Tabla A4.11. Vetas posteriores a la mineralización.....	XLVII
Tabla A4.12. Vetas sincrónicas con la mineralización.....	XLVIII
Tabla A5.1. Apertura de vetas de carbonato – baritina.....	LIII
Tabla A5.2. Apertura de vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato.....	LIV

1. INTRODUCCIÓN

1.1. EL PROBLEMA DE INVESTIGACIÓN

Desde la década de 1940' se ha reconocido la importancia de los sistemas de fallas y fracturas como estructuras que hospedan mineralización hidrotermal (Newhouse, 1942; McKinstry, 1948; Sibson *et al.*, 1988). Esta tesis atiende a establecer las relaciones estructurales entre la deformación, el transporte de fluidos y la precipitación de minerales de mena, para establecer criterios de exploración en el sistema epitermal argento – aurífero de baja sulfuración del Distrito Cerro Bayo (DCB), región de Aysén, Chile.

El DCB expone la mineralización en vetas de cuarzo y brechas hidrotermales argento – auríferas del Cretácico Temprano, que evidencian la circulación y precipitación de fluidos a través de fracturas anteriores, sincrónicas y posteriores con la mineralización (Sillitoe, 1991; Tippet *et al.*, 1991; De la Cruz y Suárez, 2008). Para establecer las relaciones estructurales entre los procesos de deformación y mineralización en el distrito, es necesario tener presente que la permeabilidad secundaria se considera como la principal condicionante para la circulación de fluidos hidrotermales y la subsecuente mineralización. Esta permeabilidad es definida principalmente por la geometría del sistema de fracturas en un macizo rocoso, que depende tanto de la orientación del sistema de esfuerzos principales como de la presencia de fluidos (Hubbert y Rubey 1959; Sibson, 1987, 1996; Sibson *et al.*, 1988; Sillitoe y Hedenquist. 2003; Cox, 2005, 2010; Simmons *et al.*, 2005; Zangh *et al.*, 2008).

Al estudiar la inter – relación entre los procesos de deformación y mineralización en la corteza superior es necesario realizar el camino inverso. En terreno es posible documentar la geometría de los sistemas de fracturas y vetas, la que permite determinar la orientación del sistema de esfuerzos principales al momento de emplazarse los fluidos. Sin embargo, actualmente existe un consenso sobre la arquitectura y características de la permeabilidad en las zonas de falla, y sobre los estilos de deformación comunes encontrados en estas zonas (McKinstry, 1948; Caine *et al.*, 1996; Sibson, 1987; Lee y Wiltschko, 2000; Kim *et al.*, 2004; Zangh *et al.*, 2008; entre otros), pero no existe un consenso sobre cómo se asocian la geometría (espaciamiento, orientación, espesor), desarrollo y mecánica de las diferentes zonas de falla y de sus respectivas fracturas, vetas y brechas, con los esfuerzos principales responsables de la deformación del sistema al

momento de ocurrir la mineralización (ej. Wilson *et al.*, 2003; Crider y Peacock, 2004; Anderson, 2006, Blenkinsop, 2008).

En particular, los sistemas epitermales representan un escenario ideal para explorar la relación entre procesos de deformación y mineralización, ya que es posible reconocer evidencias de fluidos hidrotermales que circularon y precipitaron a través de redes de fallas y fracturas activas en la corteza a profundidades menores a 1,5 km (Sibson, 1987; Sibson *et al.*, 1988; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005; Miclewaithe *et al.*, 2010). Entonces, este caso de estudio permitirá entender más en detalle esta relación, para mejorar las estrategias de exploración y explotación minera de plata, oro y metales base (Cu, Pb, Zn) (Hedenquist y Lowenstern, 1994; Simmons *et al.*, 2005; Micklethwaite *et al.*, 2010).

1.2. OBJETIVOS

El objetivo general de esta tesis es establecer el o los estilos de deformación asociados a la mineralización, y determinar criterios de exploración en el sistema epitermal argento – aurífero de baja sulfuración del Distrito Cerro Bayo, región de Aysén, Chile.

Para esto se plantean los siguientes objetivos específicos: (1) establecer las estructuras principales y secundarias en el sector; (2) establecer las fases de mineralización; (3) determinar la relación geométrica – cinemática entre la deformación y la mineralización; y (4) definir criterios de exploración en base a patrones estructurales.

1.3. HIPÓTESIS DE INVESTIGACIÓN

Las vetas epitermales en el Distrito Cerro Bayo se emplazaron en rocas volcánico – sedimentarias de edad Jurásico Tardío, a través de un sistema de fallas activo en un régimen de transtensión durante el Cretácico Temprano. Estas vetas conforman un yacimiento argento – aurífero, y constituyen la principal evidencia estructural entre los procesos de deformación y mineralización, lo que permiten establecer criterios estructurales de exploración en el distrito.

1.4. METODOLOGÍA

Para desarrollar los objetivos específicos antes propuestos se utilizará la estrategia metodológica presentada en la figura 1.1, lo que permitirá la realización del objetivo general de esta tesis.

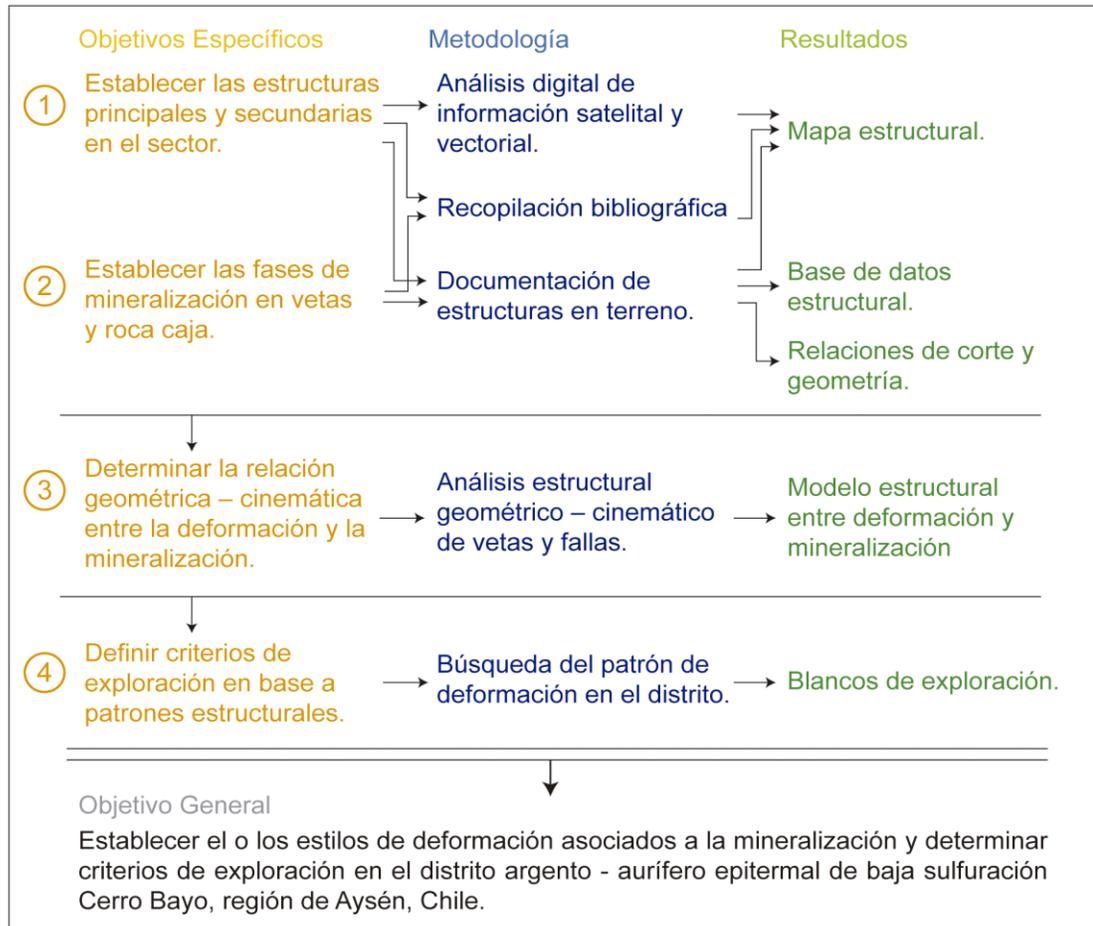


Figura 1.1. Objetivo general, objetivos específicos y la metodología propuesta para realizarlos en este estudio.

1.4.1. Análisis digital de información satelital y vectorial.

Previo al trabajo de campo es necesario caracterizar las estructuras principales del DCB, lo que permitirá determinar las zonas preferentes a visitar en terreno según afloramiento de estructuras en superficie y posibilidades de acceso. Para esto se realiza un análisis de lineamientos a partir de imágenes satelitales tipo *QuickBird*, facilitadas por la compañía *Mandalay Resources*, y de imágenes satelitales del programa *Google Earth* v. 7.1.2.2041. Conjuntamente, es necesario recopilar la información geológica básica del distrito constituida por vetas, fallas, diques y unidades litológicas, que fue generada por Jeanne (archivos inéditos, 2011).

Toda la información estructural se compila en un Sistema de Información Geográfico (SIG) con la proyección *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 Sur, utilizando el Datum Provisorio Sudamericano de 1969 (PSAD69). Dentro del área en estudio se encuentra el límite de las zonas 18 y 19 Sur, por lo a modo de convención, se utilizará la zona 19 Sur para trabajar en el SIG pero los datos se proyectan según las coordenadas de la zona en la que se ubican.

Entonces, mediante el programa *ArcGis 10* se genera una base vectorial con los elementos morfo – estructurales identificados, y en el programa *Dips v. 5.103* se desarrolla un análisis geométrico y se determinan las orientaciones de las familias principales de estructuras dentro del área en estudio.

1.4.2. Documentación de estructuras en terreno.

a) Estructuras que evidencian la deformación.

Durante 5 campañas de terreno, se realizan 35 días de documentación de información geológica – estructural de superficie. Las evidencias estructurales de deformación se documentan en planos de falla, vetas, brechas y diaclasas, cuya temporalidad relativa se determina a partir de relaciones de corte.

También se documentan las vetas con geometrías que evidencian su contemporaneidad con la deformación, que corresponden principalmente a codos extensionales y arreglos en escalón (Figura 1.2; ej., Rispoli 1981; Cox 1999; Nguyen *et al.* 1998; Lee y Wiltschko 2000; Cox y Ruming 2004; Zangh *et al.*, 2008; Kim *et al.*, 2004). Estas estructuras permiten determinar la dirección de máxima apertura al momento de ocurrir la deformación y establecer criterios para la exploración distrital.

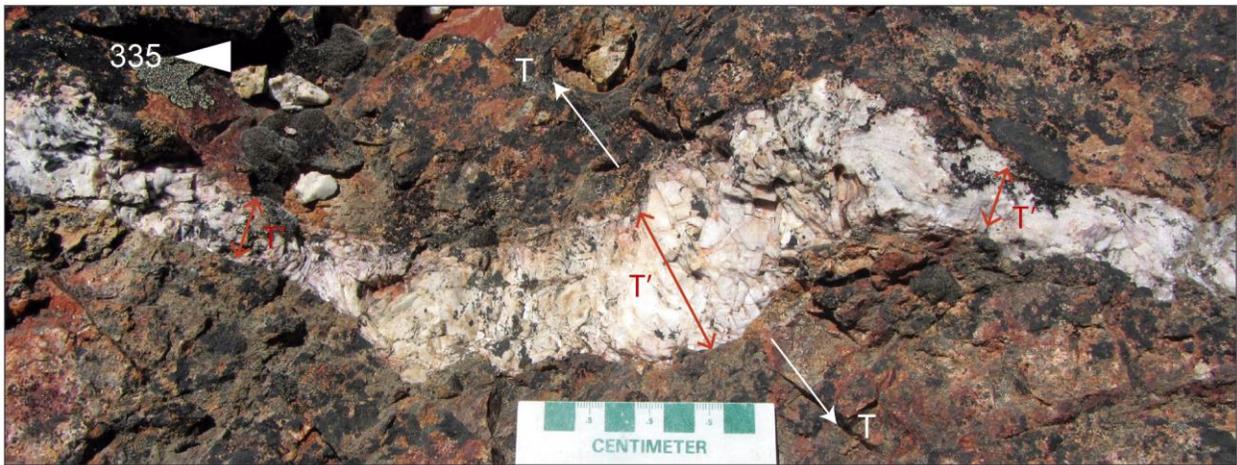


Figura 1.2. Veta de baritina con orientación N25°O (vista en planta). Se representan las direcciones de apertura local (T') y la dirección de máxima apertura (T) en la deformación. Donde T corresponde al promedio de T'.

Entonces, en terreno se documentan los siguientes parámetros: (1) rumbo, manteo, orientación y sentido del cizalle de planos de falla (2) rumbo, manteo, potencia, sinuosidad, frecuencia por metro, composición y textura de mineralización de vetas y vetillas; (3) rumbo, manteo, dirección y sentido de movimiento de indicadores cinemáticos; (4) ocurrencia de brechas y enrejados de vetas; (5) alteración y mineralización en roca caja; y (6) relaciones de corte entre las estructuras.

b) Generación de bases de datos y su representación en el SIG.

La información estructural se compila considerando sus coordenadas Norte, Este, altura y error de precisión. Como un sector del área en estudio se encuentra dentro de la zona 18 Sur y otro en la zona 19 Sur, se genera una base de datos para cada sistema de coordenadas. En la tabla 1.1 se presenta un ejemplo de los parámetros documentados para cada base de datos.

Luego, a partir de la información recopilada y documentada en terreno se genera un mapa del área en estudio, en el que se representan las unidades litológicas y los sistemas de fallas y vetas principales.

Tabla 1.1. Parámetros a documentar en terreno, con primera fila de ejemplo.

ID	Fecha	WP	E	N	Z	Error	Azimut	Dip	DipDir
291	09/11/2011	300	270100	4842000	400	6,2	40	80	130
Composición	Potencia	FF	Mx	Rx Caja	Fracturas	Nota	Observaciones		
Veta cuarzo	10	2	Sulfuros negros, pirita.	Levemente silicificada	-	Foto 1	Movimiento dextral		

Donde,

- ID: número referencial del dato, cada dato tiene un ID diferente.
- Fecha: día/mes/año en que se tomó el dato.
- WP: número asignado por el GPS para cada dato guardado.
- Este (E) [m]: parámetro Este de las coordenadas UTM, en metros.
- Norte (N) [m]: parámetro Norte de las coordenadas UTM, en metros.
- Altura (Z) [m]: altura sobre el nivel del mar, en metros.
- Error [m]: error de medición del GPS, en metros. Sólo se registraron los errores mayores o iguales a 5 m.
- Azimut [°]: ángulo respecto al Norte, medido en sentido horario, que forma la línea de intersección de un plano con un plano horizontal, en grados.
- Dip [°]: ángulo que forma una de las rectas de máxima pendiente del plano, respecto a un plano horizontal, en grados. También se conoce como manteo.
- DipDir [°]: ángulo que forma la dirección de máximo manteo de un plano respecto al Norte en sentido horario, en grados.
- Potencia [cm]: espesor de la estructura, medido de forma perpendicular a las paredes, en centímetros. Especialmente en vetas.
- FF: frecuencia por metro e intensidad de la estructura. Especialmente en fracturas.
- Composición: minerales de ganga principales en vetas, diques y brechas, y su hábito.
- Mineralización: minerales de mena principales y su hábito.
- Roca Caja: litología y minerales de mena y de alteración presentes en la roca caja.
- Diaclasas: direcciones de rumbo y manteo, frecuencia por metro y persistencia en la roca caja.
- Nota: número de muestra, número de foto, o relación con otro dato.
- Observaciones: Algún dato estructural importante no especificado anteriormente (ej. Sentido de desplazamiento, sinuosidad, continuidad espacial).

1.4.3. Análisis geométrico – estructural entre la mineralización y la deformación.

A continuación se expone la metodología necesaria para caracterizar la geometría y cinemática de fallas y vetas, que permite establecer las relaciones entre los procesos de deformación y de mineralización.

a) Análisis cinemático de los planos de falla.

El análisis cinemático de fallas documentadas en terreno permite determinar la orientación de los ejes principales de deformación. Para esto es necesario considerar que la deformación en un cuerpo consiste en la sumatoria de deformaciones pequeñas, lo que genera dificultades al momento de aplicar métodos de mecánica continua a este proceso discontinuo. Marret y Allmendinger (1990) proponen un método gráfico en 3 dimensiones para caracterizar la cinemática de una, o una población de fallas al momento del desplazamiento, mediante el cálculo de la deformación incremental desde un punto de vista sismológico (Kostrov, 1974; Molnar, 1983). Este método se aplica considerando que la orientación de los ejes principales de deformación y su variación con la magnitud de la falla, son más relevantes que la magnitud de los ejes.

El primer paso en un análisis cinemático es la construcción gráfica de los ejes principales del tensor de deformación incremental para una falla, llamados eje de máximo acortamiento (P) y eje de máxima extensión (T), ambos de naturaleza cinemática (no corresponden a los términos de esfuerzos presión y tensión). Para determinar la orientación de los ejes de deformación es necesario documentar la actitud del plano de falla, la orientación y sentido del desplazamiento. Los ejes P – T se encuentran en el plano de movimiento de la falla que contiene el vector de desplazamiento y el vector normal al plano de falla, con ángulos de 45° entre cada vector (Figura 1.3). El sentido de desplazamiento es necesario para distinguir los dos ejes (Marret y Allmendinger, 1990).

Una vez obtenidos los ejes P – T de una población de fallas, se determinan los ejes de deformación representativos mediante el procedimiento de contorno de Kamb (1959). Finalmente, se utiliza la distribución estadística de Bingham (Marret y Allmendinger, 1990), para determinar la dirección de los ejes máximos de acortamiento y extensión de un arreglo de fallas (Figura 1.3; Mardia, 1972). Tanto el procedimiento de contorno como la distribución de Bingham, no toman en cuenta la magnitud de la deformación, por lo que se pueden aplicar a la cinemática de un arreglo de fallas sólo si la cinemática de cada falla no varía con la escala (Marret y Allmendinger, 1990).

La principal ventaja de este método es que no se generan interpretaciones en el proceso para determinar los ejes de deformación, sólo se convierten los datos a un plano de falla, siendo una forma alternativa para presentar los datos obtenidos en terreno (Marret y Allmendinger, 1990).

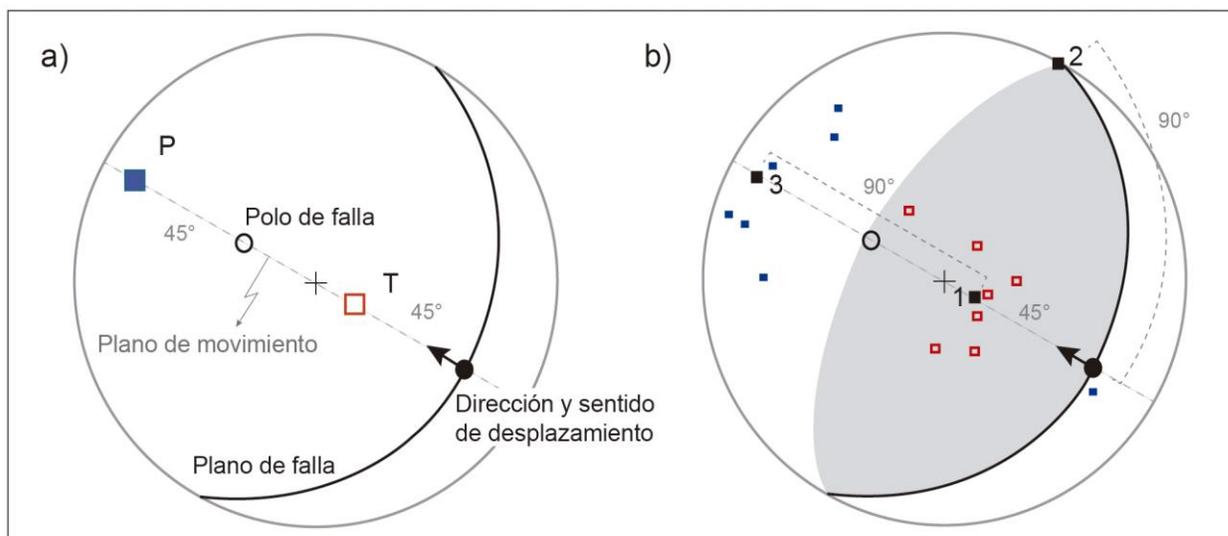


Figura 1.3. a) Geometría de la cinemática del desplazamiento de una falla inversa N30°E/30°SE representada por los ejes de deformación P - T, estimados a partir de la actitud de un plano de falla y de la orientación y sentido del desplazamiento (estría). b) Ejes cinemáticos representativos para una población de fallas, determinados a partir de la distribución de Bingham, donde 1 corresponde al eje de máxima tensión (T), 2 al eje medio del tensor de deformación y 3 al eje de máximo acortamiento (P). Las proyecciones se realizan en el hemisferio inferior de una red estereográfica equiareal (modificado de Marret y Allmendinger, 1990).

Por otra parte, al realizar un análisis cinemático para una población de fallas, es necesario establecer condiciones de análisis para los datos según: (1) grado de confianza: las fracturas secundarias y estructuras presentes en el plano de falla son ambiguas para determinar el sentido de cizalle (ej. Relativamente simétricas o cubiertas), por lo que deben ser clasificadas cualitativamente, donde 1 indica alta confianza y 2 indica menor confianza; (2) peso relativo: se debe realizar un análisis cinemático para cada familia de datos, según su longitud, espesor y composición; (3) dominios cinemáticos del área en estudio: es necesario analizar la cinemática de las diferentes zonas delimitadas tanto por estructuras mayores como por litología.

b) Análisis de la apertura de las vetas.

De acuerdo a lo anterior, a partir de la medición de la orientación, inclinación, dirección y sentido de desplazamiento de varios planos de falla, es posible determinar la orientación de los ejes de deformación principales del sistema. Sin embargo, esta tesis atiende a establecer la relación estructural entre la deformación y la mineralización; por lo que una vez definido el

comportamiento de las fallas, es necesario estudiar la geometría y cinemática de las vetas hidrotermales. A continuación se expone la metodología utilizada para estimar los esfuerzos principales en el sistema a partir de la geometría de vetas que representan la circulación de fluidos hidrotermales, ya que están emplazadas en sistemas de fracturas en la corteza superior.

En primer lugar, se considera que la orientación del mínimo esfuerzo principal (σ_3) es equivalente a la orientación de máxima apertura de la veta (T) al momento de su emplazamiento. Esta última se puede determinar a partir relaciones geométricas de las vetas, del crecimiento de los cristales, y de la presencia de evidencias de cizalle, entre otros (Figura 1.4; Cox, 2005).

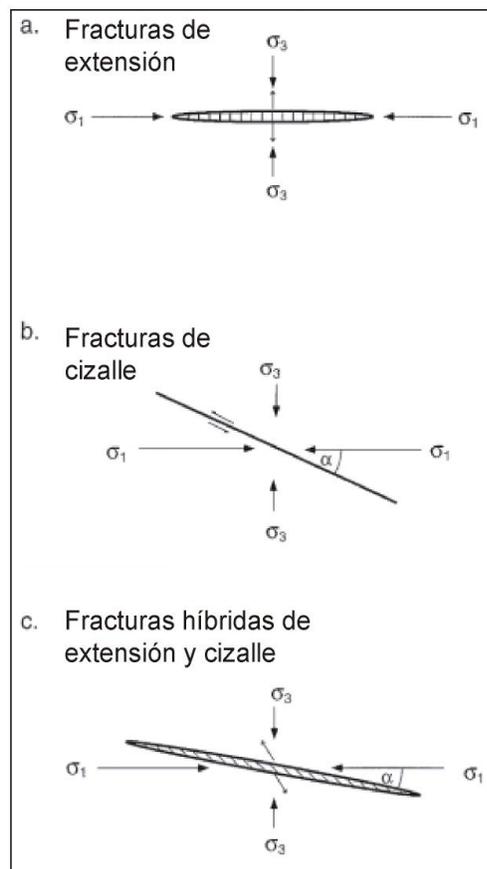


Figura 1.4. Relación entre los esfuerzos principales y la formación de una veta. Las líneas dentro de las vetas representan la orientación de crecimiento de los cristales. Modificado de Cox, 2005.

Para determinar la orientación de máxima apertura del sistema de vetas, se realizan dos pasos: (1) con el programa *Dips v. 5.103* se proyectan los datos de apertura en la semiesfera inferior de una red estereográfica y mediante un análisis estadístico se establecen las familias principales según la orientación e inclinación de los datos de apertura, y (2) mediante un análisis de

frecuencia de los espesores de cada familia se determina la orientación de apertura principal (T) y las orientaciones de apertura secundaria.

Por último, al igual que el análisis de los planos de falla, al realizar un análisis de la apertura del sistema de vetas se debe tener en consideración el grado de confianza de los datos, especialmente en las estructuras híbridas entre extensión y cizalle; el peso relativo, donde en el análisis de apertura es fundamental considerar el espesor de las vetas; los dominios estructurales, y los diferentes eventos de emplazamiento de fluidos hidrotermales.

1.4.4. Búsqueda del patrón de deformación en el Distrito Cerro Bayo.

La orientación de apertura principal y secundaria de los sistemas de vetas constituye el principal criterio de exploración para definir nuevas áreas de interés exploratorio en el Distrito Cerro Bayo, ya que estas orientaciones evidencian la orientación principal de las vetas hidrotermales que contienen la mineralización de plata y oro. Entonces, si la distribución de mineralización y alteración siguen los mismos patrones a escala local y distrital, se puede afirmar que: (1) existe un fuerte control estructural en el emplazamiento de fluidos mineralizadores; (2) evidencias locales de deformación son representativas de la deformación del sistema; y (3) a partir de evidencias locales de deformación en vetas se puede determinar la orientación de los ejes de deformación al momento de ocurrir la mineralización.

Entonces, la relación entre los procesos de mineralización y de deformación en el sistema permite definir un patrón geométrico – estructural que, junto a su relación con la distribución de la alteración y mineralización, permite establecer criterios estructurales de exploración en el distrito. Luego, mediante un análisis de lineamientos del distrito a partir de imágenes satelitales tipo *QuickBird* y de imágenes satelitales del programa *Google Earth* v. 7.1.2.2041, se determinan aquellos lineamientos que presentan geometrías coherentes al patrón estructural definido y se establecen potenciales áreas mineralizadas según la frecuencia y largo de sus trazas en superficie.

1.5. MARCO TEÓRICO

Para establecer las relaciones estructurales entre estos procesos a partir de la metodología propuesta, es necesario comprender los conceptos que se relacionan directa o indirectamente a inter – relación entre los procesos de deformación y mineralización a partir de fluidos hidrotermales.

En resumen¹, los fluidos hidrotermales se emplazan a través de la corteza a través de sistemas de fracturas generados producto del régimen de deformación y de la presión de fluidos. De esta forma, los yacimientos hidrotermales se forman en los sectores más permeables de los sistemas de falla, producto de eventos cíclicos de apertura y sellamiento de los conductos (Sibson, 1987). En los sistemas epitermales, este proceso cíclico es conocido como “Bomba de Succión” y es controlado principalmente por la presión hidrostática, la que disminuye abruptamente al generarse espacios en la corteza producto de movimientos sísmicos, y aumenta de forma gradual debido al cierre de estos espacios producto de la precipitación de minerales (Figura 1.5); y donde los cambios en las condiciones de presión y temperatura son los principales causantes de la precipitación de minerales con altos contenidos de plata y oro (Sibson, 1987; Sibson *et al.*, 1988). Entonces, para formar yacimientos epitermales es necesaria una deformación activa que permita varios ciclos de precipitación de minerales (Spurr, 1925; Hulin, 1929; Henley 1984; Sibson, 1986, 1987, 1996; Sibson *et al.*, 1988).

De esta forma, se considera que existe un control estructural en la circulación de fluidos y precipitación de minerales en los sistemas epitermales, lo que ha permitido establecer geometrías y estilos de deformación comúnmente observados para regímenes de rumbo, normales e inversos. Estudios anteriores proponen que las estructuras más comunes, tanto en regímenes de rumbo y extensivos, corresponden a los codos extensionales, donde los clavos mineralizados se forman perpendiculares al vector de desplazamiento de la falla (ej., McKinstry, 1948; Rispoli 1981; Sibson, 1987; Cox 1999; Nguyen *et al.* 1998; Lee y Wiltschko 2000; Cox y Ruming 2004; Kim *et al.*, 2004; Rowland y Sibson, 2004; Zangh *et al.*, 2008).

¹ Para un mayor detalle revisar el Anexo 1.

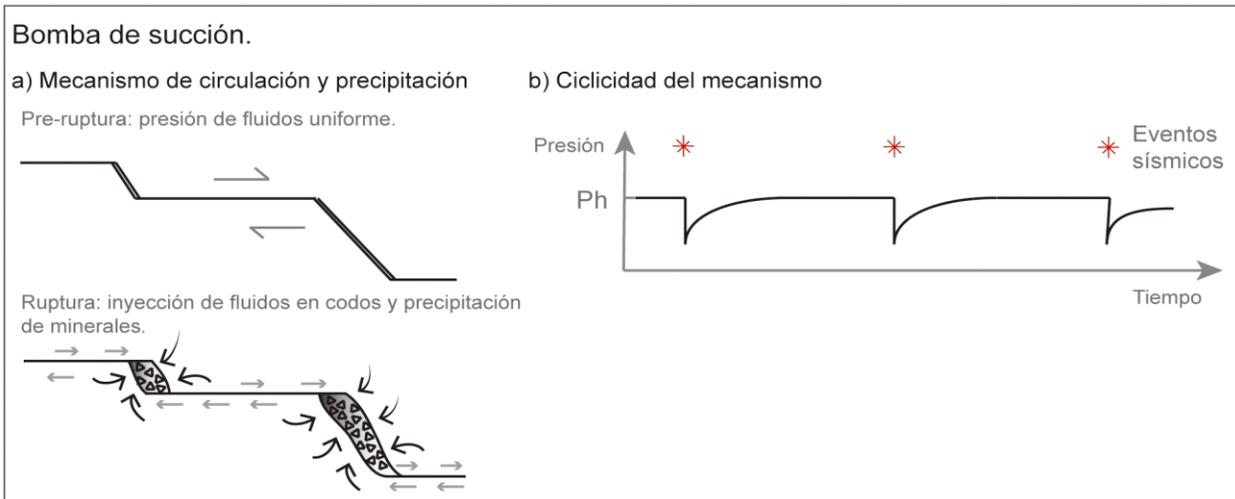


Figura 1.5. a) Flujo de fluidos y precipitación de minerales hidrotermales en la corteza superior asociados al mecanismo tipo “Bomba de Succión” (vista en planta) (modificado de Sibson, 1987). b) Interpretación de la fluctuación de la presión de fluidos en sistemas epitermales, debido a la generación de rupturas sísmicas y al cierre de los conductos por la precipitación de fluidos hidrotermales. Ph: presión hidrostática (modificado de Sibson *et al.*, 1988).

2. MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL

A continuación se describe de manera sintética los procesos que caracterizaron la evolución tectónica de los Andes Patagónicos Australes desde el Paleozoico al presente. Estos procesos son responsables de la secuencia estratigráfica, de los rasgos estructurales mayores y de la formación de yacimientos hidrotermales de plata, oro y metales base. Para una mejor comprensión, en primer lugar se caracteriza el contexto tectónico a escala continental en el cual se enmarca la geología de la región. En segundo lugar se describen los procesos asociados a la evolución tectónica interpretada a partir de evidencias estratigráficas, con especial énfasis en el periodo en que se emplazaron las vetas mineralizadoras del DCB.

2.1. CONTEXTO TECTÓNICO DE LOS ANDES PATAGÓNICOS AUSTRALES.

La evolución tectónica de los Andes Patagónicos Australes ha estado controlada, en primer orden, por una subducción activa desde el Jurásico al Reciente. En segundo orden, se destaca la presencia del *Ridge* de Chile que genera un Punto Triple (PT) entre las placas Nazca, Antártica y Sudamericana producto de la subducción (Figura 2.1).

El registro estratigráfico de la región comprende unidades de edades desde el Paleozoico al Reciente. El basamento metamórfico incluye al Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) de edad Paleozoico y al Complejo Metamórfico Occidental (CMO) de edad Jurásico (Hervé *et al.*, 2007). El basamento se encuentra cubierto discordantemente por una secuencia volcánico – sedimentaria de edad Jurásico Superior a Cretácico Superior conformada por la Fm. Ibáñez, el Gr. Coyhaique y la Fm. Divisadero (De la Cruz y Suárez, 2008). Estas secuencias forman parte de la cuenca marginal de tras – arco y del arco magmático Mesozoico, emplazado en el margen oeste de Sudamérica (Figura 2.1). Sobre esta secuencia afloran en discordancia las unidades del Cenozoico tardío que comprenden a los basaltos de intraplaca del *Plateau* Patagónico intercalados con depósitos sedimentarios continentales y marinos de las formaciones Guadal y Galera, y a la sucesión volcánico – sedimentaria de la Formación Traiguén (Townley *et al.*, 2000). Por último, en el techo de la secuencia se exponen depósitos asociados al volcanismo activo y reciente (Tabla 2.1; Tabla 2.2; Townley *et al.*, 2000). Emplazados en la secuencia estratigráfica se encuentran cuerpos intrusivos de edades entre Jurásico Inferior a Cretácico Inferior asociados al Batolito Central Patagónico (BCP), al Batolito Subcordillerano (BS), a la

Provincia Magmática Chon Aike (PMCA) y al Batolito Patagónico (BP) se emplazan en las secuencias estratificadas del Paleozoico al Cretácico Inferior (Figura 2.1 y 2.2).

Las unidades morfológicas principales de los Andes Patagónicos Australes corresponden, de oeste a este, al Archipiélago Patagónico, la Cordillera Patagónica, el Antepaís Andino y los macizos Nor y Sur Patagónico (Charrier *et al.*, 2007). Los rasgos estructurales principales, de oeste a este, corresponden a la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (ZFLO) y a la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (FPCP) (Figura 2.1).

La Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (ZFLO) se desarrolló desde el Mioceno Tardío al Reciente. Se ubica al oeste del Batolito Patagónico entre los 38 y 47°S, a lo largo de una traza de 1200 km con orientación N – S (Figura 2.1; Hervé, 1976; Charrier *et al.*, 2007). Presenta desplazamientos principalmente de rumbo dextral con orientación N - S y, de forma secundaria, desplazamientos oblicuos e inversos asociados a una deformación dúctil – frágil. Estos desplazamientos se han asociado a un régimen transpresional producto de la subducción oblicua de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Cembrano *et al.*, 1996, 2002; Lavenu y Cembrano, 1999; Angermann *et al.*, 1999; Arancibia *et al.*, 1999; Thomson, 2002; Rosenau *et al.*, 2006; Adriasola *et al.*, 2006; Vargas *et al.*, 2013). Varios autores proponen que este sistema estructural controla el emplazamiento de los centros eruptivos del Mioceno, siendo el foco principal para los estratovolcanes del Cenozoico tardío (Hervé, 1976, Stern *et al.*, 1976; 1994; Forsythe y Nelson, 1985; Cembrano *et al.*, 1996, 2002; Rosenau *et al.*, 2006; Vargas *et al.*, 2013).

La Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (FPCP) se desarrolló entre el Cretácico Superior y el Mioceno Superior (Kraemer, 1998; Coutand *et al.*, 1999; Kley *et al.*, 1999; D' Orazio *et al.*, 2001). Corresponde al frente orogénico de la Cordillera Patagónica caracterizado por una serie de fallas inversas de orientación N – S a E – O paralela al margen de subducción y vergencia principal este. Este sistema estructural alza las sucesiones estratigráficas cretácicas a neógenas por sobre el relleno actual de la cuenca de antepaís, y se asocia a un régimen tectónico compresivo activo desde finales del Cretácico Inferior al Reciente (Figura 2.1; Tabla 2.1; Biddle *et al.*, 1986; De la Cruz y Suárez, 2008).

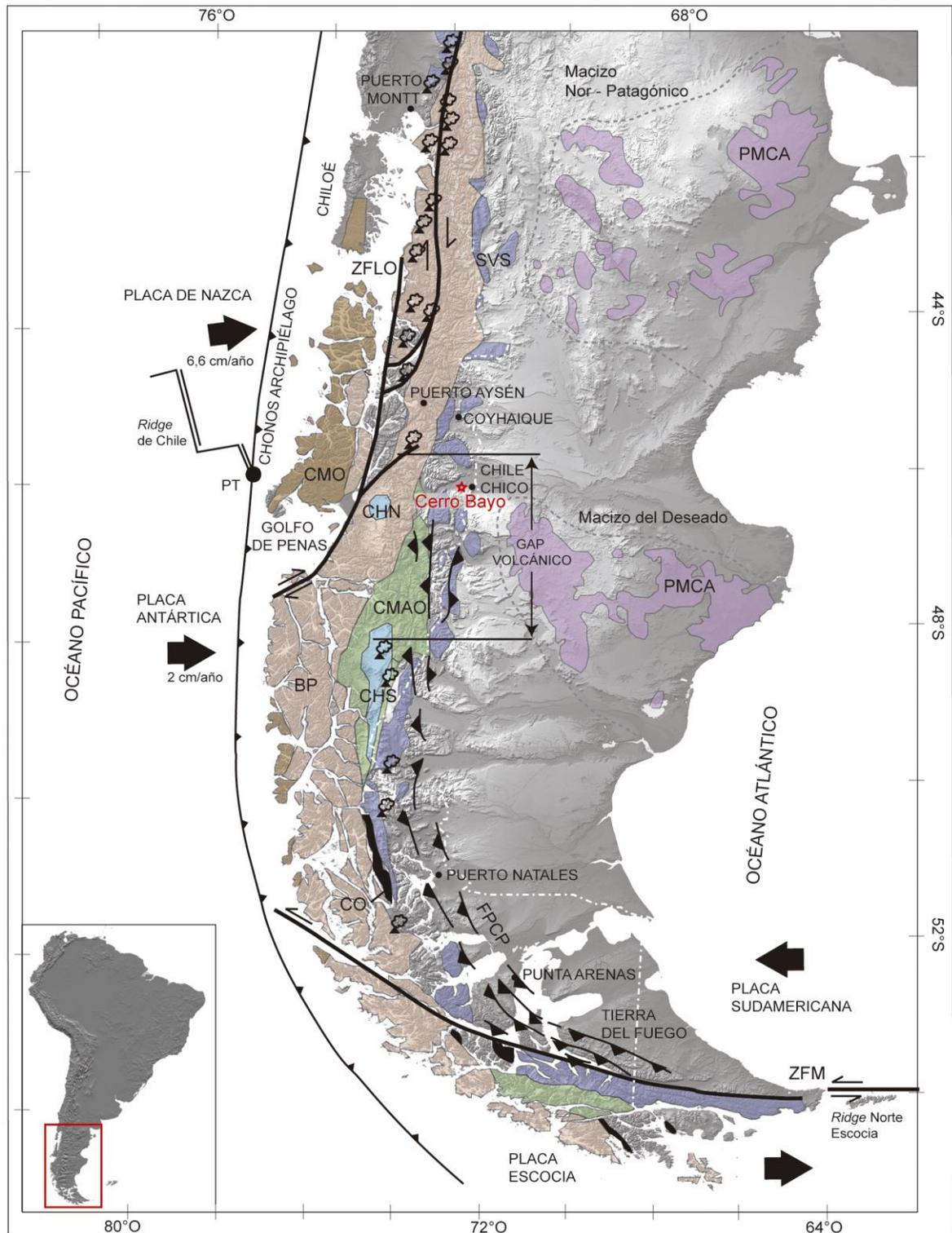


Figura 2.1. Mapa geológico regional de Sudamérica al sur de los 42°S. Se presenta la litología, estructuras principales y centros eruptivos. Donde, PT: Punto Triple, ZFLO: Zona de Falla Liquiñe - Ofqui, ZFM: Zona de Falla de Magallanes, FPCP: Faja Plegada y Corrida de la Patagonia CHN: Campos de Hielo Norte, CHS: Campos de Hielo Sur, CMO: Complejo Metamórfico Occidental, CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental, SVS: Secuencia Volcano - Sedimentaria, CO: Complejo de Ofiolitas, BP: Batolito Patagónico, PMCA: Provincia Magmática Chon Aike. Línea punteada blanca: límite político de Chile; círculos negros: localidades de Chile. Coordenadas en latitud y longitud Sur. Basado en DeMets *et al.*, 1994; Pankhurst *et al.*, 1998; Angermann *et al.*, 1999; Thomson *et al.*, 2001; Stern, 2004; Hervé *et al.*, 2007; Charrier *et al.*, 2007; Vargas *et al.*, 2013.

Tabla 2.1. Relaciones crono - estratigráficas, estructuras principales e interpretación de la evolución tectónica en la región de Aysén. CMAO: Complejo Metamórfico Andino Oriental; CMO: Complejo Metamórfico Occidental; ZFLO: Zona de Falla Liquiñe – Ofqui; FPCP: Faja Plegada y Corrida de la Patagonia; PT: Punto Triple; Mx: mineralización. Edades de Walker *et al.*, 2012. Basado en Suárez y Pettigrew, 1976; De Wit y Stern, 1981; Niemeyer *et al.*, 1984; Miller, 1984; Mpodozis y Kay, 1990; Rapela y Alonso, 1991; Ramos y Kay, 1992; Kay, 1993; Pankhurst y Rapela, 1995; Townley, 1996; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Townley *et al.*, 2000; D' Orazio *et al.*, 2001; Kaplan *et al.*, 2004; Singer *et al.*, 2004; Rapela *et al.*, 2005; Charrier *et al.*, 2007; De la Cruz y Suárez, 2008; Mpodozis y Ramos, 2008; entre otros.



Tabla 2.2. Unidades estratificadas en la región de Aysén (Townley *et al.*, 2000).

Unidad	Edad	Descripción
Fm. Traiguén	Neógeno	Tobas soldadas y brechas tobáceas intercaladas con basaltos, andesitas y rocas sedimentarias marinas.
Fm. Galera	Mioceno Temprano a Medio	Areniscas y conglomerados continentales intercalados con basaltos del <i>Plateau</i> Patagónico.
Fm. Guadal	Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano	Areniscas marinas y pizarras fosilíferas intercaladas con basaltos del <i>Plateau</i> Patagónico.
Basaltos del <i>Plateau</i> Patagónico	Cretácico Tardío al presente	Basaltos calcoalcalinos, principalmente toleíticos y basaltos andesíticos, y en menor medida, lavas y cuellos volcánicos (<i>plugs</i>) riolíticos asociados a intrusivos sub – volcánicos.
Fm. Divisadero	Cretácico Temprano a Tardío	Tobas soldadas, brechas tobáceas e intrusivos sub – volcánicos, principalmente dacíticos y, en menor medida, andesíticos.
Gr. Coyhaique	Cretácico Temprano	Sedimentos marinos, calizas fosilíferas, pizarras y areniscas, y ocasionales lavas andesíticas.
Fm. Ibáñez	Jurásico Tardío a Cretácico Temprano	Depósitos epiclásticos y lavas andesíticas, basáltica – andesíticas y, en menor medida, riolíticas.
Basamento metamórfico	Carbonífero a Triásico Tardío	Esquistos, filitas, cuarcitas, pizarras, mármol y rocas meta – volcánicas.

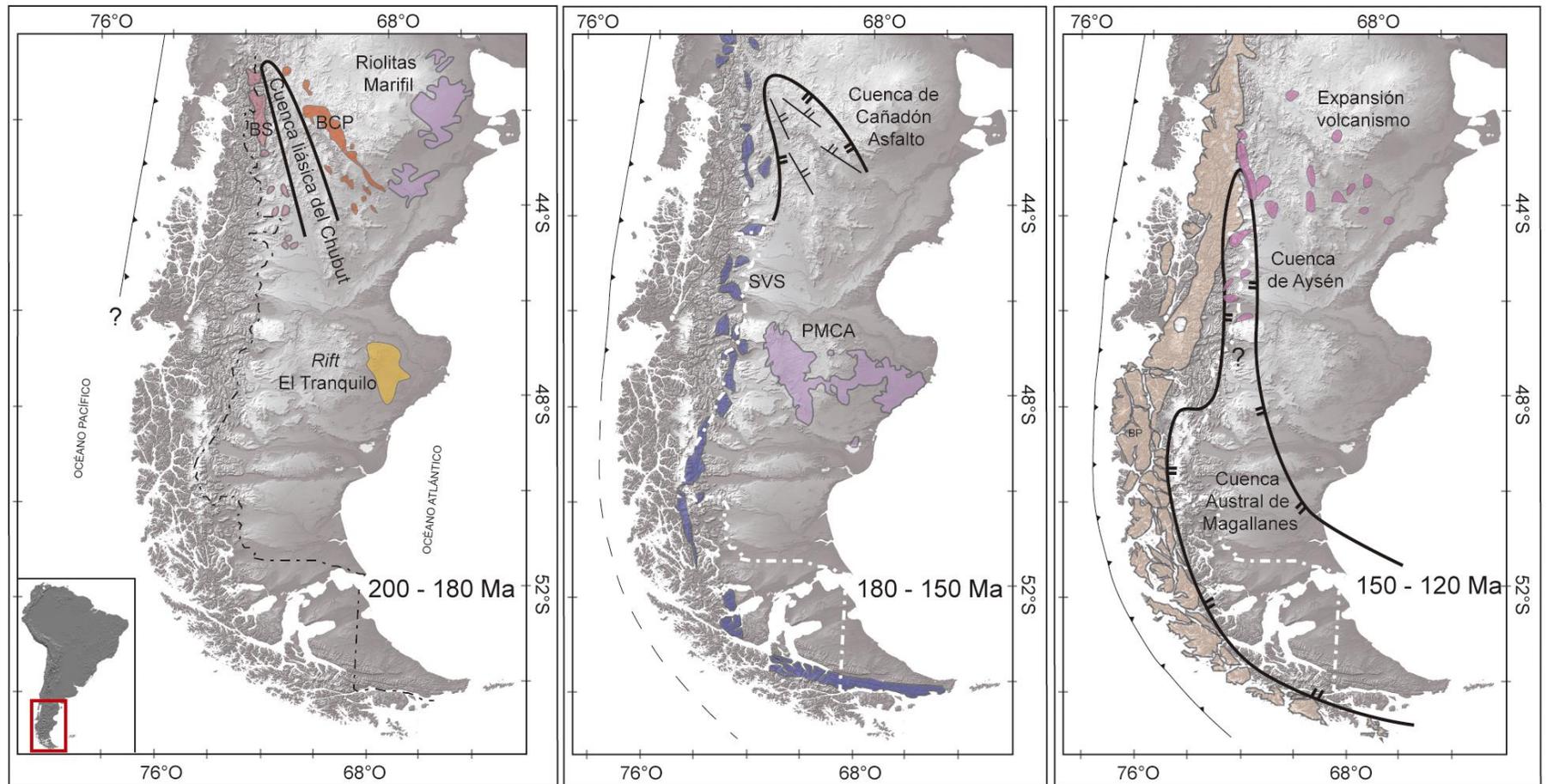


Figura 2.2. Izquierda: Jurásico Temprano. Migración del magmatismo de intraplaca extensional (Batolito Central Patagónico (BCP), Riolitas Marifil, *Rift* El Tranquilo) hacia el margen occidental (Batolito Subcordillerano (BS)), junto con el desarrollo de una cuenca de intra – arco denominada Cuenca del Chubut. Centro: Jurásico Medio. Desarrollo de la Cuenca de cañadón Asfalto, la que presenta sistema de hemigrábenes en su interior. Simultáneamente se depositan rocas volcánicas de la Provincia Magmática Chon Aike (PMCA) y se genera una migración del volcanismo hacia el margen occidental (Secuencia Volcano Sedimentaria (SVS)). Derecha: Jurásico Tardío. Emplazamiento del Batolito Patagónico (BP) en el margen occidental de Sudamérica y desarrollo de las cuencas de tras – arco denominadas Cuenca Austral de Magallanes y Cuenca de Aysén. Coordenadas en latitud y longitud Sur. Modificado de Charrier *et al.* (2007); Mpodozis y Ramos (2008).

2.2. EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS ANDES PATAGÓNICOS AUSTRALES.

La evolución tectónica de los Andes Patagónicos Australes se entiende actualmente como resultado de siete regímenes tectónicos que han ocurrido desde el Paleozoico al Reciente (Tabla 2.1). Estas etapas son descritas a continuación, con especial énfasis en el Cretácico Inferior, ya que durante este periodo se emplazaron las vetas epitermales argento – auríferas del DCB.

1. Durante el Paleozoico se desarrolló el basamento metamórfico compuesto por rocas meta – sedimentarias con facies de esquistos verdes pertenecientes al Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) (Figura 2.1 y 2.3; De la Cruz y Suárez, 2008), ubicado en la actual Cordillera Patagónica. Éste se habría generado producto de procesos de deformación, metamorfismo y plutonismo syn – tectónico asociados a la colisión y amalgamación de terrenos en el margen oeste de Sudamérica (Tabla 2.1; Miller, 1984; Townley *et al.*, 2000).
2. Durante el Triásico se emplazaron franjas de granitoides de intraplaca, que conforman el Batolito Central Patagónico con edades entre 223 y 201 Ma. Éste se ubica entre los 40 y 44°S en el margen este de la Cordillera Patagónica, con una traza de orientación NNO – SSE (Figura 2.2; Rapela y Alonso 1991; Rapela *et al.* 2005; Mpodozis y Ramos, 2008). Su signatura geoquímica presenta índices $\epsilon Nd < -2$ lo que indica una afinidad cortical (Rapela *et al.*, 2008). De forma coetánea se habrían emplazado sistemas de *rift* como El Tranquilo (Figura 2.2; Homovic y Constantini 2001) que fue interpretado por Kay (1993) como evidencia de un sistema regional de extensión durante este periodo (Tabla 2.1).
3. En el Jurásico Inferior se generaron meta – areniscas en el Archipiélago los Chonos (AC) que han sido interpretadas como un prisma de acreción (Davidson *et al.*, 1987; Mpodozis y Ramos, 2008) denominado Complejo Metamórfico Occidental (Figura 2.1; Hervé *et al.*, 2007). Más al este, en la Cordillera Patagónica, entre los 40 y 44°S, afloran franjas de granitoides del Batolito Subcordillerano (BS) de edades entre 187 y 178 Ma y orientación principal NNO – SSE (Figura 2.2). Su signatura geoquímica indica que son granitos tipo I, calcoalcalinos, con valores relativamente altos de ϵNd (Rapela *et al.* 2005, 2008). Estas características permiten suponer una subducción activa durante este periodo. De

forma coetánea se habría depositado una sucesión de pelitas negras y calizas (Vicente, 2005) intercaladas con rocas volcánicas y piroclásticas andesíticas (Nullo, 1983; Lizuaín y Silva Nieto, 1996; Vicente, 2005) interpretadas como la cuenca de tras – arco denominada Cuenca del Chubut (Figura 2.2; Mpodozis y Ramos, 2008). La región axial de la cuenca es intruida por diabasas y gabros de composición toleítica que indican un adelgazamiento de la corteza (Page y Page, 1994). Por último, en el borde oriental de la placa Sudamericana afloran secuencias de riolitas de edades entre 188 – 169 Ma (Riolitas Marifil) (Figura 2.2; Kay *et al.* 1989; Pankhurst y Rapela, 1995; Alric *et al.*, 1996). Este volcanismo ácido ha sido asociado a procesos de fusión cortical (Jourdan *et al.* 2005). Estos antecedentes permiten interpretar el desarrollo de una cuenca extensional de tras – arco asociada a una subducción activa en el margen occidental de Sudamérica (Tabla 2.1).

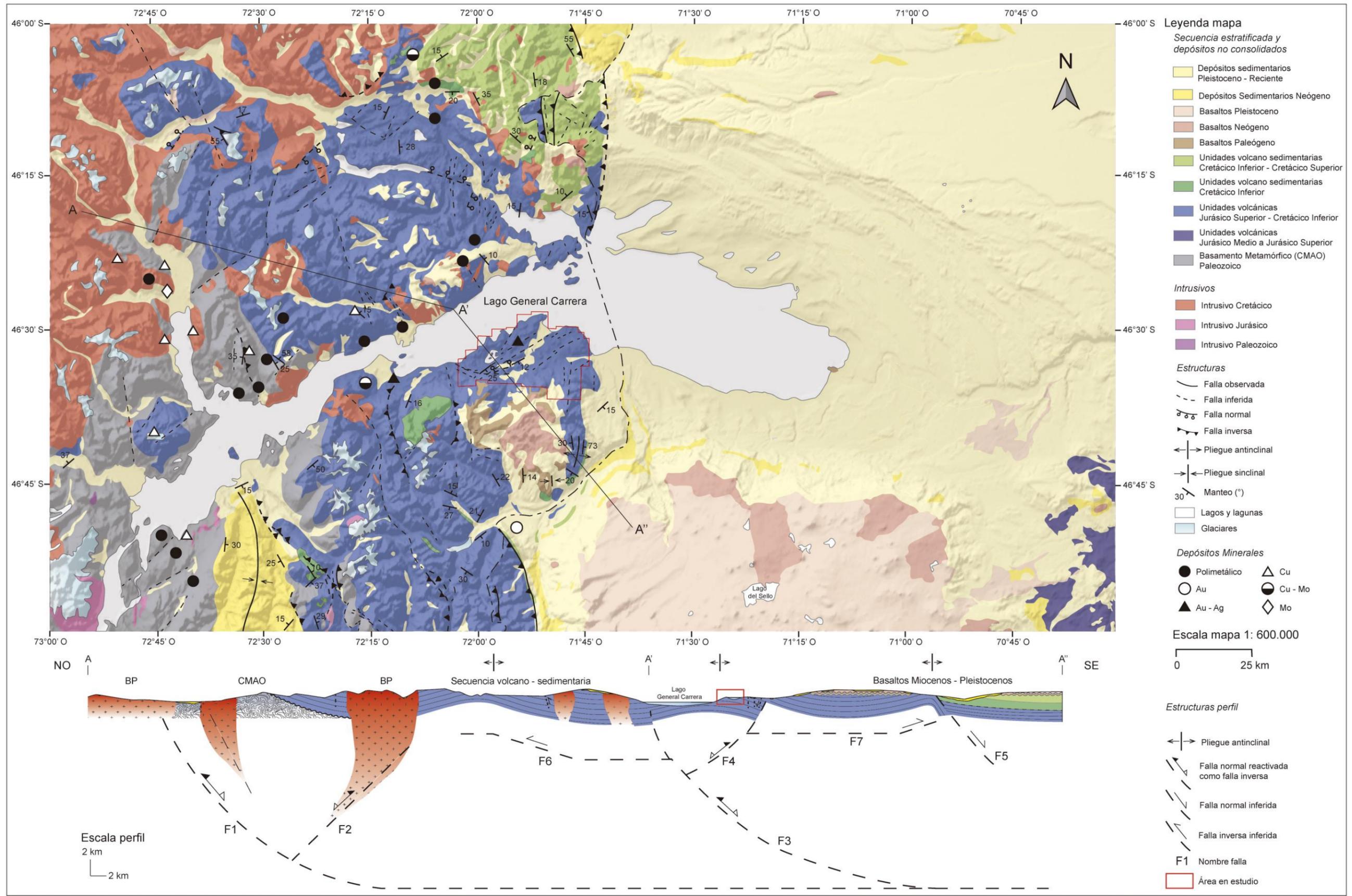
4. Durante el Jurásico Medio y Superior, entre 170 – 150 Ma, se depositó la Provincia Magmática Chon Aike (PMCA) (Figura 2.1 a 2.3) compuesta de mantos de ignimbritas félsicas y, en menor medida, basaltos alcalinos. Este carácter bimodal es principalmente ácido, por lo que la PMCA se habría generado producto de una fusión cortical. Estudios para la exploración petrolera indican que este volcanismo habría estado asociado a sistemas de hemigrábenes con orientación NNO a NO (Robbiano *et al.*, 1996). Simultáneamente se habrían desarrollado sistemas de *rift* con orientación NNO – SSE como los de la Cuenca de Cañadon Asfalto (Figura 2.2), donde se depositan conglomerados intercalados con basaltos alcalinos (Figari, 2005). El cese de la actividad del Batolito Subcordillerano (a los 178 Ma; Tabla 2.1), junto a la fusión cortical y al desarrollo de hemigrábenes y sistemas de *rift*, permiten interpretar una interrupción de la actividad magmática ligada a la subducción y un régimen de extensión durante este periodo (Tabla 2.1; Feruglio, 1949; Suárez y Pettigrew, 1976; Bruhn *et al.*, 1978; Riccardi y Rolleri, 1980; Baker *et al.*, 1981; Allen, 1982; Fuenzalida, 1984; Niemeyer *et al.*, 1984; Gust *et al.*, 1985; Uliana *et al.*, 1986; Mpodozis y Kay, 1990; De la Cruz *et al.*, 1996, 2003, 2004; Pankhurst *et al.*, 1998, 2000; Calderón, 2006; Charrier *et al.*, 2007).
5. Entre el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior se deposita la secuencia volcano – sedimentaria de la Formación Ibáñez (Figura 2.1 a 2.3; Niemeyer, 1975; Niemeyer *et al.*,

1984) que presenta edades entre 152 – 142 Ma (dataciones U – Pb en circones y K – Ar en biotita; De la Cruz y Suárez, 2008). La signatura geoquímica de lavas y domos de esta formación presenta una afinidad calcoalcalina (Baker *et al.*, 1981; Quiroz, 2000) que permite interpretar una subducción activa para este periodo. Durante el mismo periodo se emplazó el Batolito Patagónico (Figura 2.1 a 2.3) en el margen occidental de Sudamérica a lo largo de una traza N – S a E – O paralela al margen. Su signatura geoquímica indica afinidad calcoalcalina, que junto a su ubicación, evidencian una migración del arco al oeste entre los 150 – 110 Ma (Nelson *et al.*, 1988; Bruce *et al.*, 1991; Pankhurst *et al.*, 1999; Hervé *et al.*, 2007). Durante el Cretácico temprano se depositaron las rocas sedimentarias marinas del Grupo Coyhaique (Figura 2.3; Haller y Lapidó, 1980) en el sector de tras – arco con orientación N – S. El contenido faunístico permite establecer que esta sucesión se depositó desde el Titoniano al Aptiano temprano (Skarmeta, 1976; Niemeyer *et al.*, 1984; De la Cruz *et al.*, 1996; Bell y Suárez, 1997; Salgado *et al.*, 2008). Su ambiente depositacional se ha interpretado como transgresivo, lo que permite establecer que durante este período se desarrollaron las cuencas de tras – arco denominadas Cuenca de Austral de Magallanes y Cuenca de Aysén (Figura 2.2). Bell *et al.* (1999) proponen que las cuencas se habría desarrollado durante un régimen extensivo y su subsecuente subsidencia termal (Tabla 2.1). Por último, este período culmina con una alteración epitermal local (Suárez y Márquez, 2007; De la Cruz y Suárez, 2008). Estos antecedentes permiten interpretar que este periodo se caracterizó por una extensión de tras – arco asociada a un régimen de subducción (Tabla 2.1).

6. A fines del Cretácico Inferior (Aptiano), se depositaron andesitas intercaladas con sedimentos marinos en la Cuenca de Aysén. La signatura geoquímica de las andesitas presenta afinidad calcoalcalina, por lo que se ha interpretado que estos depósitos son producto de un alzamiento del área principal del arco volcánico que habría permitido la erosión y transporte de sedimentos hacia el este. Esto evidencia el cierre de la Cuenca de Aysén asociada a un régimen tectónico compresivo (Tabla 2.1). Por otra parte, en la zona sur de la Cuenca Austral de Magallanes se emplazaron rocas máficas a ultramáficas con afinidad de corteza oceánica, que conforman el Complejo de Ofiolitas (Figura 2.1), evidenciando una sutura continental en este sector (De Wit y Stern, 1981; Townley *et al.*, 2000). Durante el Albiano superior, se emplazan varios *stocks* intrusivos cortan las

secuencias volcánicas de la Formación Ibáñez y del Grupo Coyhaique, cuya ubicación evidencia una ligera migración del arco hacia el Este. Por último, en el techo de la sucesión se depositan rocas félsicas volcanoclásticas, piroclásticas y epiclásticas de la Formación Divisadero, (Tabla 2.1; Figura 2.3) que evidencian que el arco magmático se encuentra activo hasta el Cretácico Superior (Townley *et al.*, 2000).

7. Durante el Cenozoico, se depositan rocas volcánicas máficas de los Basaltos del *Plateau* Patagónico intercaladas con depósitos sedimentarios marinos y continentales (Tabla 2.1; Figura 2.3). Estas sucesiones se depositan en la región del tras – arco, evidenciando una migración del volcanismo hacia el Este. La signatura geoquímica de los basaltos es principalmente alcalina, típica de volcanismo de intraplaca. Por otra parte se observa una transición de afinidad subalcalina a alcalina cada vez más joven hacia el norte, que puede estar asociada a la subducción oblicua del *Ridge* de Chile bajo el continente (Tabla 2.1). El *ridge* habría colisionado con el continente hace 14 Ma, generando ventanas astenosféricas la corteza continental que van migrando de sur a norte a medida que continúa la subducción (Figura 2.4; Ramos y Kay, 1992; Gorrington *et al.*, 1997; Ton – That *et al.* 1999; D' Orazio *et al.*, 2000, 2001; Kaplan *et al.* 2004; Singer *et al.* 2004; Charrier *et al.*, 2007; De la Cruz y Suárez, 2008). Finalmente, desde el Plioceno al Holoceno ocurren glaciaciones intermitentes responsables de la topografía actual.



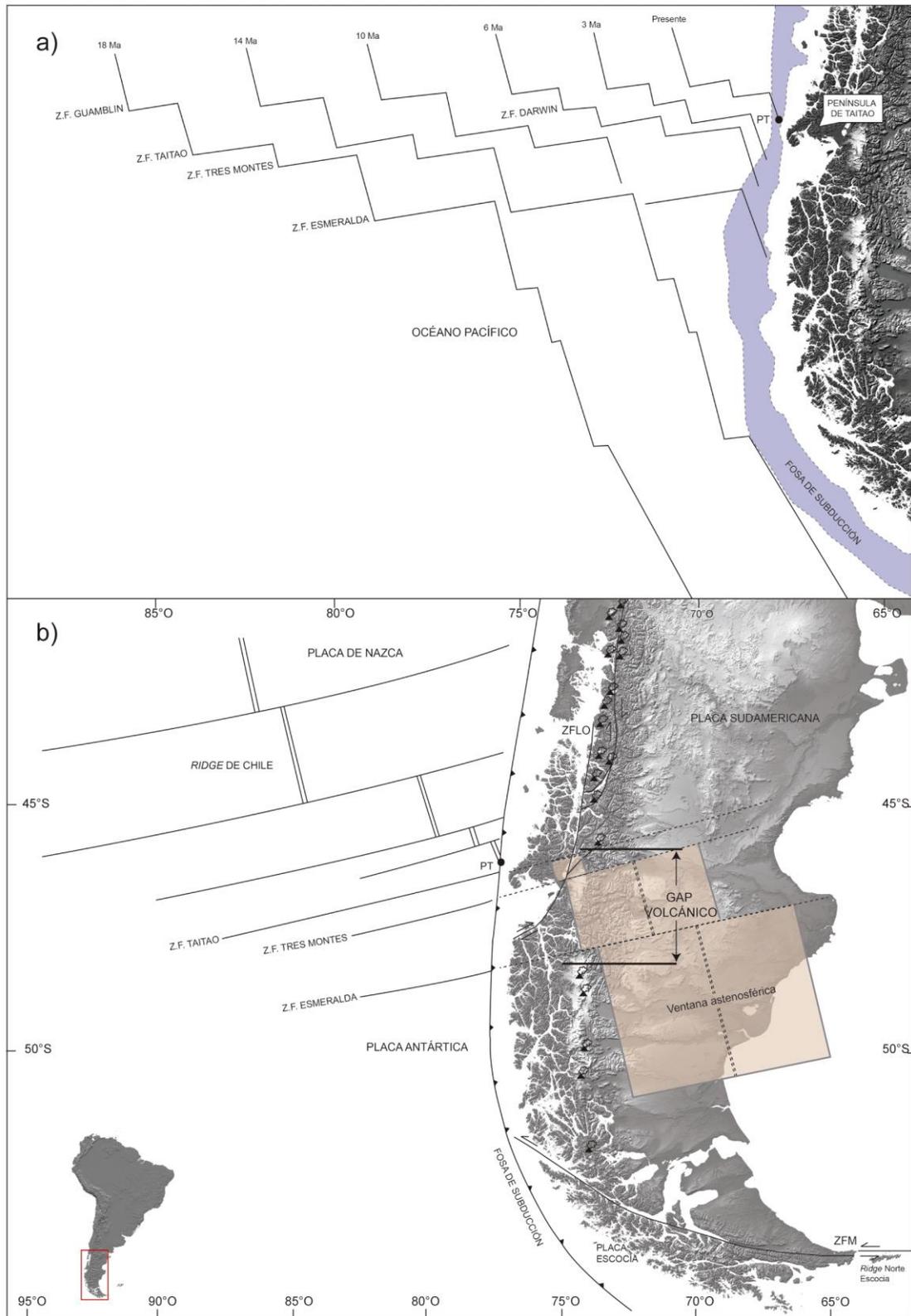


Figura 2.4. a) Reconstrucción de la ubicación del Ridge de Chile en los últimos 18 Ma. Hace 14 Ma colisionó con el continente generando el Punto Triple (PT) que actualmente se encuentra a los 47°S en la península de Taitao (modificado de Cande y Leslie, 1986); b) Interpretación de la ubicación actual del Ridge de Chile y de las Zonas de Fractura (ZF) bajo Sudamérica y sus ventanas astenosféricas asociadas (modificado de Murdie *et al.*, 2000). Coordenadas en latitud y longitud Sur. Centros eruptivos modificados de Thomson *et al.*, 2001.

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA EN ESTUDIO

3.1. ANTECEDENTES GENERALES.

El DCB se ubica en una franja volcánica mesozoica de 250 km de largo con orientación N – S, ubicada entre el cratón oriental representado por los Basaltos del *Plateau* Patagónico, y el arco magmático occidental representado por el Batolito Patagónico (Figura 2.3). El distrito comprende un área de ~ 230 km² y se encuentra ubicado ~ 110 km al sur de Coyhaique y ~ 12 km al oeste de Chile Chico. El área en estudio se ubica dentro del mismo, entre los 4.840.000 m – 4.844.000 m Sur y los 729.500 m (zona 18S) – 274.200 m Este (zona 19S) (coordenadas UTM), alrededor de Laguna Verde, al sur del lago General Carrera (Figura 3.1).

En las últimas décadas, el DCB ha sido explorado y explotado por sus altas concentraciones de plata y oro. *Freeport Chilean Exploration Company* identificó la mineralización epitermal de plata y oro en el año 1984 y exploró el distrito hasta 1989, año en que se lo vendió a *Coeur d'Alene Mines Corporation*. Esta compañía continuó la exploración, y explotó el distrito desde el año 1995 al 2000, y desde el 2002 al 2008. Posterior al cierre de las faenas, continuó explorando el distrito y descubrió las vetas Delia, Dagny y Fabiola en el sector Laguna Verde. Estas vetas constituyen las reservas por las que *Mandalay Resources* adquirió el 100% de la Compañía Minera Cerro Bayo (CMCB) el año 2010. La mina continúa en producción hasta el día de hoy (<http://www.mandalayresources.com>).

El último reporte publicado por *Mandalay Resources* en marzo del 2013 indica que los derechos mineros de la CMCB comprendían un bloque continuo de 23.106 hectáreas (ha) de concesiones de explotación (mensuras) y 6.610 ha de manifestaciones (concesiones de explotación en proceso). A diciembre del 2012, la CMCB extraía en promedio 1.200 toneladas por día (tpd), con leyes de 3,2 g/t Au (gramos/tonelada) y 367 g/t Ag (recursos medidos e indicados). Las reservas constituyen 1.889.000 t a 2,2 g/t Au y 241 g/t Ag (reservas probadas y probables), con lo que se estima una vida útil actual de ~ 5,5 años para el distrito (RPA, reporte interno 2013).

En este estudio se definirán criterios estructurales para determinar nuevos blancos de exploración en el DCB y, de esta forma, aumentar la vida útil del yacimiento. Esto se realizará a partir de la geometría de vetas epitermales con altos contenidos de plata y oro del sector Laguna Verde.

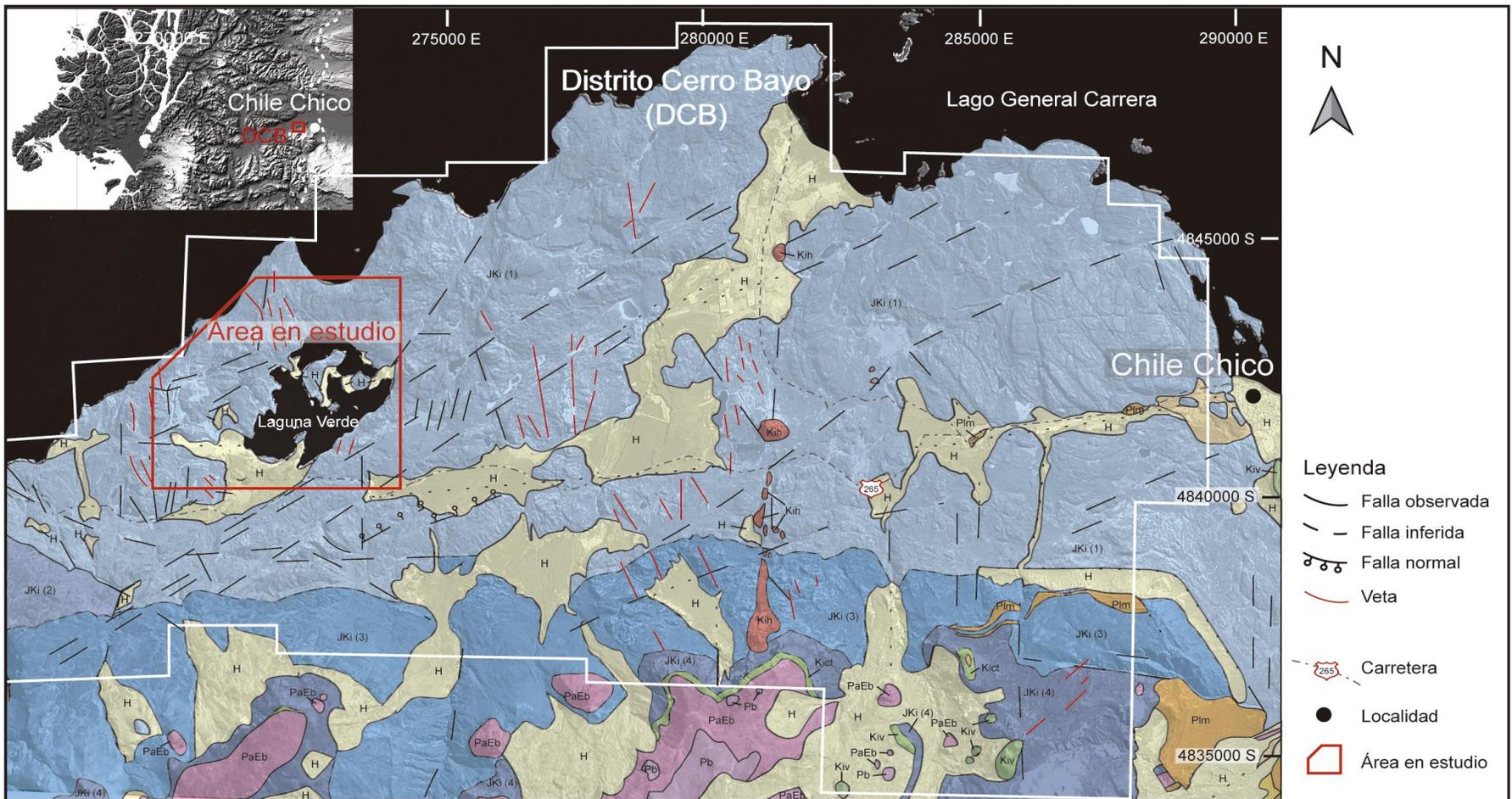


Figura 3.1. Área en estudio dentro del Distrito Cerro Bayo (polígono línea blanca), región de Aysén, Chile. JK1 (1 a 4): miembros de la Fm. Ibañez (Jurásico Superior), donde 1 corresponde a la base de la sucesión y 4 al techo; Kict: miembro inferior del Gr. Coyhaique (Cretácico Inferior); Kiv: Volcanitas Estero Los Burgos (finales del Cretácico Inferior); Kih: Hipabisales y domos Cerro Bayo (finales Cretácico Inferior); PaEb: Basaltos Inferiores de la Meseta Chile Chico (Eoceno); Pb: Basaltos Pico Sur (Plioceno); Plm: Depósitos morrénicos (Pleistoceno tardío); Plgl: Depósitos glaciolacustres pleistocenos (Pleistoceno tardío); H: Depósitos sedimentarios holocenos (Holoceno). Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 S, en metros. Basado en De la Cruz y Suárez, 2008.

3.2. MODELO GEOLÓGICO DEL ÁREA EN ESTUDIO.

El Distrito Cerro Bayo (DCB) se caracteriza presentar un enrejado de vetas argento – auríferas hospedadas en las rocas volcánicas de la Fm. Ibáñez. Estas vetas conforman un yacimiento de tipo epitermal de baja a intermedia sulfuración de edad Cretácico Inferior, que constituye un escenario ideal para estudiar las relaciones estructurales entre la deformación y la mineralización propuestas anteriormente (De la Cruz y Suárez, 2008; Poblete *et al.*, 2014; comunicación escrita Vaccaro, 2011). En este estudio se documentaron las estructuras en las inmediaciones de la Laguna Verde, donde afloran vetas con mineralización de plata y oro en superficie (Figura 3.1).

Previo a un análisis estructural del área en estudio, es necesario conocer el contexto geológico – estructural a escala distrital en el que se desarrolló el yacimiento, para determinar las unidades que hospedan las vetas mineralizadas, las estructuras que cortan o facilitan el emplazamiento de las mismas, y la profundidad a la que se encuentra actualmente la mineralización en el distrito. De esta forma, será posible establecer criterios de exploración distrital, en base a las relaciones estructurales establecidas dentro del área en estudio.

A continuación se presenta una recopilación de estudios geológicos realizados por varios autores en el DCB, que permiten establecer el modelo litológico, estructural y de mineralización utilizado para el desarrollo de este estudio.

3.2.1. Modelo litológico.

Tippet *et al.* (1991) determinaron que las vetas y brechas con mineralización de plata y oro se hospedan principalmente en la toba riolítica Temer (JKit) y, en menor medida, en la toba riodacítica Coigües (JKic). En ambas la disseminación de sulfuros entre diferentes sistemas de vetas es limitada, debido a la naturaleza impermeable de la roca caja primaria, especialmente de la toba soldada JKit. Entonces, la composición primaria de las rocas junto a la sucesión estratigráfica, permitirá delimitar las zonas de mayor probabilidad de mineralización.

a) Rocas estratificadas.

Dentro del DCB afloran las rocas del miembro inferior de la Fm. Ibáñez y, en menor medida, rocas de los miembros superiores de la misma unidad (Figura 3.1; De la Cruz y Suárez, 2008).

Las rocas comprenden flujos de ignimbritas mayores a 100 m de potencia, principalmente tobas y flujos piroclásticos riolíticos a riolíticos, con intercalaciones de sedimentos y niveles de ceniza delgados. Tippet *et al.* (1991) proponen que estas secuencias volcánicas, se habrían formado producto de la evolución de un ambiente volcánico tipo caldera, en cuyo centro afloran varios *stocks* intrusivos ubicados en las inmediaciones de Laguna Verde.

Dentro del área en estudio sólo afloran rocas del miembro inferior de la Fm Ibáñez, dentro de las que se distinguen 6 unidades litológicas con potencias que varían entre 20 y 400 m. Las unidades consisten principalmente en tobas de composición dacítica a riolítica, con intercalaciones menores de sedimentos, cuyos estratos son subhorizontales y presentan contactos generalmente concordantes y, en algunos casos, por falla. Desde la base al techo las unidades son las siguientes: Dacita Punta Redonda (JKipr), Riolita Costa (JKirc), Guadal (JKig), Temer (JKit), Coigües (JKic) y Secuencia Rodados Colorados (JKis) (Figura 3.2). La composición, potencia y contactos de cada una de las unidades y de sus miembros se describe en la tabla 3.1 (reporte inédito de Jeanne, 2011).

De acuerdo a Jeanne (archivos inéditos; 2011) la mineralización principal de plata y oro se concentra en la Unidad Temer (JKit) y, en menor medida, en la Unidad Coigües (JKic); mientras que las unidades que subyacen y sobreyacen a ambas son estériles.

Por otra parte, De la Cruz y Suárez (2008) identifican tres tipos de depósitos cuaternarios no consolidados dentro del área en estudio, los que corresponden a depósitos lacustres (Hl), depósitos fluviales (Hf) y depósitos de abanicos aluviales (Ha) (Tabla 3.2).

b) Intrusivos.

En el DCB, los intrusivos afloran como cuerpos aislados que consisten principalmente en pórfidos de grano fino, domos dacíticos y riolíticos de edad Jurásico Superior a Cretácico, cuyo emplazamiento es coetáneo a la depositación de las rocas volcánicas félsicas de la Fm. Ibáñez; y, subordinadamente, como pórfidos y cuellos volcánicos (*plugs*) basálticos del Terciario (Coeur, 2007). En la figura 3.1 se puede observar que los domos de edad Cretácico (Kih) se hospedan en las rocas volcánicas de la Fm. Ibáñez y se encuentran alineados con orientación N –

Se en el sector Cerro Bayo, lo que indica que probablemente su emplazamiento fue controlado por fracturas profundas con la misma orientación.

Dentro del área en estudio, se reconocen cuatro unidades de intrusivos: Unidades Máficas (JKim), Riolita de Flujo Bandeada (JKir), Domo Cañadón Verde (Kcvd) y Domo Laguna Verde (Klvd). Éstos presentan una variada composición desde rocas máficas a riolíticas, y cortan a las unidades JKit y a JKic (Figura 3.2; reporte inédito Jeanne, 2011). Poblete *et al.* (2014) presenta edades de $146,5 \pm 0,21$ y $146,3 \pm 0,2$ Ma (U – Pb en circones) para los domos riolíticos de Cerro Bayo, y de $83,0 \pm 0,21$ y $82,6 \pm 0,21$ (U – Pb en circones) para los domos dacíticos del sector Laguna Verde. Estos resultados indican que los cuerpos intrusivos fueron emplazados durante el Cretácico, donde los más jóvenes del distrito se encuentran dentro del área en estudio. La tabla 3.3 presenta una descripción más detallada de la composición, texturas y relaciones de corte de cada unidad intrusiva.

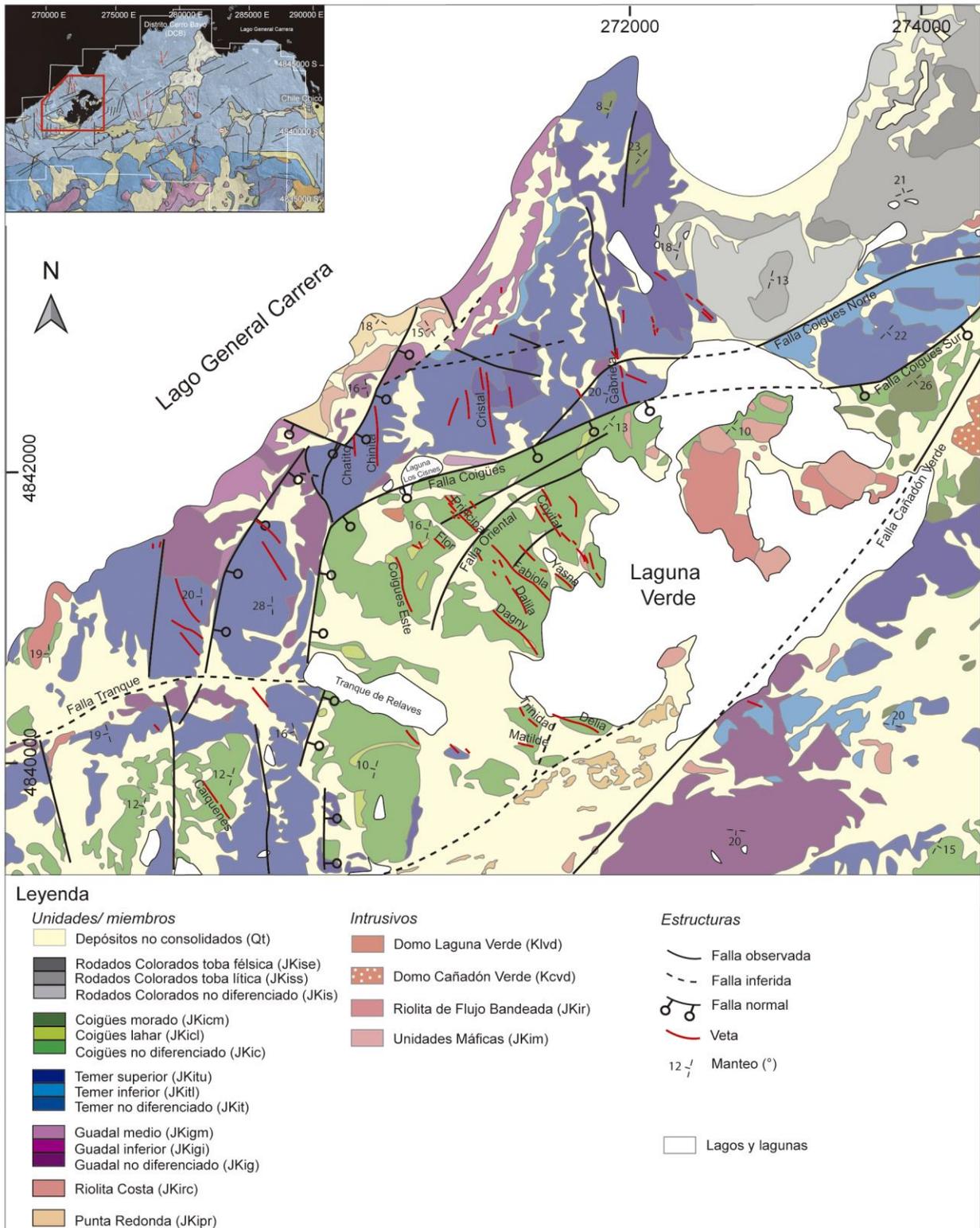


Figura 3.2. Unidades litológicas y fallas principales del área en estudio. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 S, en metros. Zoom del recuadro rojo de la figura 3.1. Unidades descritas en la tabla 3.1. Modificado de archivos inédito de Jeanne (2011).

Tabla 3.1 Unidades litológicas estratificadas del área en estudio (reporte inédito de Jeanne, 2011).

Unidad	Subunidad	Composición y Alteración	Espesor, Contactos y Distribución
Dacita Punta Redonda (JKipr)		Toba lítica dacítica de color gris claro a blanco, con tamaño de grano medio. Poca a nula presencia de cuarzo, 15 – 20% matriz soportado con feldespatos blancos translúcidos a opacos $\leq 2\text{mm}$ en una masa blanca pobre a moderadamente soldada. Localmente contiene fragmentos líticos. Presenta sobre un 30% de parches de limonita de 0,1 a 5 mm.	20 a 25 m de espesor, si se incluye la secuencia sedimentaria que la subyace, alcanza un espesor de ~ 85 m. Subyace a JKirc (ambas unidades mantean al noroeste). Extensión lateral > 1200 m.
Riolita Costa (JKirc)		Toba de pómez riolítica de color blanco a rosado y tamaño de grano fino a medio. Moderada a densamente soldada, rica en cuarzo. Contiene un 7 – 10% de cuarzo angular a sub-angular ≤ 4 mm; 15-20% de feldespatos de color blanco rosado a salmón y trazas de biotita. Los pómez son < 5 cm. Localmente se observan nódulos de limonita de ~ 10 cm.	~ 50 m de espesor. Sobreyace a JKipr y subyace JKigi.
Guadal (JKig)	Guadal no diferenciado (JKig)	Toba pobre en líticos, moteada de color gris claro a muy claro, granular. El cuarzo es escaso y $< 2\text{mm}$; 3 a 5% de feldespatos de ~ 1 mm. 5-10% de pómez ≤ 8 cm, y promedian entre 1-3 cm, con radios de aspecto mayores a 10:1. Afloramientos masivos y estratificados. Generalmente los fenocristales ricos en fierro y manganeso son reemplazados por un material ferroso, que también rellena sitios de pómez; $<$ arcillas framboidales de color crema.	< 400 m de espesor. Sobreyace a la unidad Riolita Costa, y subyace a la unidad Temer.
	Guadal Inferior (JKigi)	Sedimentos tobáceos de múltiples colores, de grano fino, que se intercalan con tobas félsicas rojizas ricas en líticos y de grano grueso. Localmente se observa una capa conglomerádica matriz soportada, con clastos monolíticos redondeados ≤ 20 cm, de 10 cm en promedio.	Entre 20 y 50 m de espesor.
	Guadal Medio (JKigm)	Toba félsica de grano fino y con textura uniforme. Aflora como una capa de flujo delgada.	Entre 0 a 10 m de espesor. Extensión lateral de ~ 400 m.
Temer (JKit)	No diferenciado (JKit)	Toba de pómez y líticos con flujo de cenizas. Contiene 3-10% de fragmentos de cuarzo angular a sub-redondeado que varían entre 1-8 mm; localmente presenta ojos de cuarzo redondeados. Los feldespatos son comúnmente anhedrales y blancos y, localmente, euhedrales y rosados. Alteración local de hematita en la masa fundamental, que da un brillo vítreo rojizo a los cristales de cuarzo rotos. Localmente se observan biotitas alteradas a arcillas micáceas blancas.	~ 200 m de espesor. Sobreyace a JKig y subyace a JKic. En la mayoría de los contactos con JKig se observan oncolitos en areniscas.
	Temer Inferior (JKitl)	Toba pobremente soldada de color verde pálido, similar a JKic, pero con más fenocristales de cuarzo. Contiene 3-7% de cuarzo y hasta un 15% de líticos y pómez pequeños.	En sectores presenta espesores de 30-40 m y en otros de 77 m.
	Temer Superior (JKitu)	Toba pobremente soldada, contiene clastos polimícticos de 2 a 10 cm, líticos generalmente angulares de grano fino y de color gris claro a muy oscuro, rocas volcánicas máficas moradas a café-rojizas y, escasas a localmente comunes, rocas volcánicas félsicas.	Se intercala con cuerpos irregulares de una toba densamente soldada.

Unidad	Subunidad	Composición y Alteración	Espesor, Contactos y Distribución
Coigües (JKic)	No diferenciado (JKic)	Depósitos estratificados de toba dacita a riódacítica de pómez y líticos. Pobre a moderadamente soldada de color verde, verde-azulado o morado; de grano fino a grueso. Contiene 5-7% de cuarzo. La masa fundamental es de color verde a blanca. Los pómez son abundantes y típicamente aplanados, con radios de aspecto de 6:1. Los líticos consisten en un conjunto heterolítico de rocas volcánicas félsicas y máficas. Los sitios de pómez son comúnmente alterados a clorita.	> 135 m de espesor (no se observa el techo de la unidad). En sondajes ~ 200 m de espesor. Sobreyace a JKit. Ha sido intruido por Kcvd y por JKir.
	JKicl	Lentes irregulares de fragmentos y clastos heterolíticos desordenados en una matriz de gravas y barro; típicamente discontinuos. Se interpretan como depósitos tipo lahar.	
	JKicm	Conjuntos estratificados de fragmentos de toba con abundantes fragmentos líticos polimícticos, incluyendo abundantes fragmentos metamórficos, Masa fundamental intermedia a félsica, de color rojo o morado a verde.	
Secuencia Rodados Colorados (JKis)	No diferenciado (JKis)	Serie intercalada de flujos de tobas y sedimentos volcanoclásticos afaníticos a porfíricos, de composición intermedia a félsica. Presenta un flujo de roca andesítica afanítica tabular de 1 km de ancho; masa fundamental de color verde oliva con textura arenosa, grano muy fino, vesículas locales, plagioclasas ≤ 1 mm, magnetita y minerales máficos.	No se han visto contactos estratigráficos.
	JKise	Toba piroclástica félsica de grano grueso, que forma acantilados. Esta unidad masiva contiene cerca de un 3% de cuarzo, ≤1% de líticos volcánicos ≤ 10 cm, y << pómez.	Sobreyace a los sedimentos que sobreyacen al flujo.
	JKiss	Toba de líticos y sedimentos.	Bajo el cuerpo tabular, se presenta en una ventana de erosión.

Tabla 3.2. Depósitos Cuaternarios (Qt) dentro del área en estudio (De la Cruz y Suárez, 2008).

Unidad	Miembro	Descripción
Depósitos lacustres (Hl)		Sedimentos bien seleccionados de limo y arcilla, con intercalaciones de arena y grava. Conforman las zonas de playa de lagos y lagunas.
Depósitos fluviales (Hf)		Grava clasto-soportada, imbricada, con intercalaciones de arena y limo, estratificación plana y cruzada. Conforman los rellenos de canal y barras.
	a) Depósitos de llanura de inundación.	Laminados, con limo, arcilla, materia orgánica y subordinadamente arena.
Depósitos de abanicos aluviales (Ha)		Sedimentos generados por cursos de agua y flujos de detritos. En el sector proximal están formados por gravas clasto- y matriz soportadas; en los sectores distales, por grava, arena y limo, con estratificación plana y cruzada. Se ubican a la base de cordones montañosos.

Tabla 3.3. Intrusivos del área en estudio (reporte inédito Jeanne, 2011).

Unidad	Subunidad	Composición y Alteración	Espesor, Contactos y Distribución
Unidades Máficas (JKim)		Complejo de rocas máficas de composición basáltica a andesítica, que varían en color desde negro a morado o gris, con textura afaníticas a tamaño de grano grueso y aglomerados o conglomerados, que pueden ser flujos bandeados.	15 m de espesor. Sobreyacen a JKic y son intruidas por JKir.
Riolita de Flujo Bandeada (JKir)	a)	Afanítica. Contiene xenolitos de rocas máficas.	Pareciera asociarse a una ventana, por lo que las mediciones de espesor serían irrelevantes. Sobreyace e intruye a JKic. Aflora en las islas de Laguna Verde.
	b)	Flujo bandeado muy marcado y vertical en algunos sectores. Textura de grano grueso.	Pareciera asociarse a una ventana, por lo que las mediciones de espesor serían irrelevantes. Intruye a JKit y a JKic. Aflora en las coordenadas 268000 W, 4841000 S.
Domo Cañadon Verde (Kcvd)		Pórfido traquiandesítico. Alta presencia de vesículas debido a la abundancia de fenocristales de feldespatos erosionados. Textura porfirítica moderada, 7-15% de feldespatos subhedrales a euhedrales, de color crema a salmón, > 1 cm; matriz-soportados en una masa fundamental de grano fino de color gris medio a oscuro. Anfíboles ≤ 7 mm y biotitas ≤ 1 mm. No se observa cuarzo. Localmente presenta diaclasas columnares. Datado en 83.0 ± 0.2 Ma (U – Pb) (Poblete <i>et al.</i> , 2014).	Intruye a JKic y a diques de la misma composición. Sobreyace a JKicm. Extensión lateral ~ 1400 m, con un ancho de ~100 m.
Domo Laguna Verde (Klvd)		Traquita de color gris claro y grano fino. Generalmente presenta un fuerte flujo bandeado y taludes planos. Datada en 82.6 ± 0.2 Ma (U – Pb) (Poblete <i>et al.</i> , 2011).	Intruye a JKic.

3.2.2. Fallas principales.

A partir de una compilación de las cartas geológicas chilenas y argentinas en los alrededores del área en estudio, se presentan las estructuras principales que afectan las rocas de la Formación Ibáñez (Figura 2.3). El perfil esquemático de la figura 2.3 presenta las estructuras principales que explican el afloramiento y la actitud de las diferentes unidades a escala regional. Las estructuras que se observan en el perfil corresponden a fallas de tipo normal, activas probablemente durante el régimen de extensión, generando la apertura de la cuenca de tras – arco conocida como Cuenca de Aysén (Tabla 2.1; Figura 2.2). Estas fallas generan una caída de los bloques orientales, donde el borde de cuenca habría desplazado a las rocas del CMAO en el sector oeste de la cuenca (Figura 2.3). Durante el régimen compresivo se habrían reactivado las fallas normales como fallas inversas y, junto a la generación de nuevas fallas inversas, forman la Faja Plegada y Corrida de la Patagonia (Tabla 2.1), cuyo frente orográfico se encuentra al oeste de Chile Chico (Figura 2.1 y 2.3). Estas fallas inversas habrían generado pliegues de amplia longitud de onda, alzando las sucesiones de edad Paleozoico, Jurásico y, en menor medida, Cretácico Temprano (Figura 2.3; de la Cruz y Suárez, 2008).

A continuación se destacan las fallas principales expuestas en el perfil de la figura 2.3, responsables de la geología a escala regional. En primer lugar destaca la presencia de la falla F1, que representa el borde occidental de la Cuenca de Aysén en la región (Figura 2.2). Durante la inversión tectónica (Tabla 2.1) la F1 se habría reactivado generando un basculamiento del basamento metamórfico y de la secuencia volcánico sedimentaria (Figura 2.3). La falla F2 es antitética a la F1, y habría permitido el emplazamiento del Batolito Patagónico entre las secuencias de la Formación Ibáñez. La falla F3, probablemente simultánea a las fallas F1 y F2, se habría reactivado como una falla inversa, lo que permite explicar el engrosamiento de los estratos al oeste de la misma, y la formación de un pliegue anticlinal (Figura 2.3). Además, su reactivación permite el desarrollo de una falla por flexura F6, que genera un pliegue anticlinal simétrico (Figura 2.3). La falla F4 es contemporánea a la falla F3, su inversión es mínima, pero permite el desarrollo de la falla por propagación F7. Ésta genera un pliegue anticlinal asimétrico con una caída más abrupta del flanco oriental. Por último, la falla de tipo normal F5 se habría generado durante las últimas etapas del régimen de extensión anterior a la compresión (Tabla 2.1), poniendo en contacto la Formación Ibáñez y el Grupo Coyhaique (Figura 2.3).

En el Distrito Cerro Bayo (DCB) se reconocen 4 sistemas de falla, todos principalmente de tipo normal, con menores desplazamientos de rumbo, que cortan las secuencias volcánicas de la Formación Ibáñez. El principal sistema de fallas presenta orientación NE – SO, es principalmente de tipo normal con caída de los bloques NO y corta las vetas mineralizadas en el sector de Cerro Bayo. En segundo lugar se reconoce el sistema de fallas con orientación N – S a NNE – SSO y manteos subverticales. Este sistema controla el emplazamiento de diques y domos anteriores a la mineralización en el sector de Cerro Bayo, y en el sector Laguna Verde controla el emplazamiento de vetas y brechas hidrotermales con mineralización de plata y oro y, menores, metales base (Mo – Pb – Zn). En tercer lugar se reconoce el sistema de fallas con orientación NO – SE y manteos mayores a 55°, principalmente con caída de los bloques orientales. Este sistema controla el emplazamiento de vetas con mineralización de plata y oro. Por último se reconoce el sistema de fallas con orientación E – O y manteos subverticales. Este sistema es el menos frecuente en el DCB y controla el emplazamiento de diques posteriores a la mineralización (Figura 3.1; Pizarro, 2000; De la Cruz y Suárez; 2008; Poblete, 2011).

Todos estos sistemas se pueden reconocer tanto en el DCB como en el área en estudio (Figura 3.3), donde se corrobora que las vetas han sido emplazadas en los sistemas de fracturas con orientación N – S y NO – SE, mientras que no se observan vetas con orientación NE – SO y E – O. Entonces, para establecer las relaciones estructurales entre la deformación y la mineralización, es fundamental entender el rol que cumplen tanto las estructuras sincrónicas como las posteriores a la mineralización, ya que éstas dislocan el yacimiento influyendo de forma directa en la exploración distrital.

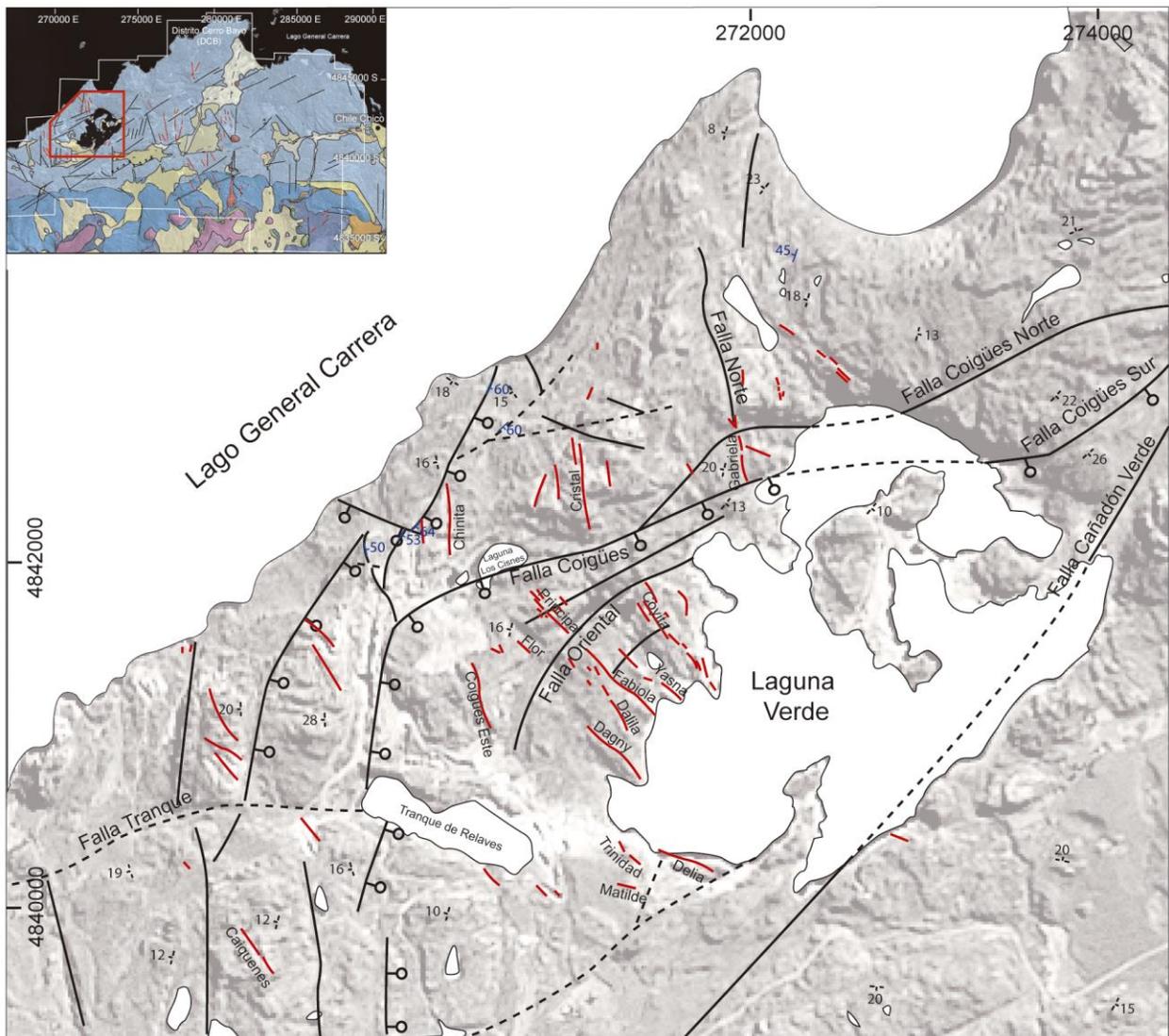


Figura 3.3. Sistemas de fallas y vetas dentro del área en estudio. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19S. Modificado de archivos inéditos de Jeanne (2011).

3.2.1. Alteración y mineralización del área en estudio.

El DCB se caracteriza por la ocurrencia de vetas y brechas de cuarzo hidrotermales con altos contenidos de plata, oro y, secundariamente, metales base (Pb – Zn – Mo) (Figura 2.3; Sillitoe, 1991). Las vetas presentan espesores que varían de 0,5 a 5 m, que localmente pueden alcanzar 6 a 7 m. Generalmente son continuas a lo largo de su rumbo y en profundidad, y se pueden trazar a lo largo de su rumbo por 300 m a 2,2 km; sumando al menos 20 km de largo (Coeur, 2007; Tippet *et al.*, 1991).

Por otra parte, dentro del área en estudio se observan enrejados de vetas de cuarzo con abundantes sulfuros, cuyos espesores van desde milímetros a 30 cm, con espaciamentos entre vetas y vetillas de centímetros a 2 m. En el DCB se ha observado que estos enrejados generalmente ocurren en el bloque colgante de los sistemas mayores de fallas y vetas con orientación N – S a NNE – SSO y NNO – SSE, donde alcanzan potencias de hasta 16 m. Entonces, éstos enrejados pueden contribuir a la formación de cuerpos mineralizados aptos para minería a rajo, especialmente en aquellos sectores donde se cruzan vetas con orientación N – S y NNO – SSE (Tippet *et al.*, 1991).

En el sector Laguna Verde, la adularia es el principal mineral de alteración reconocido, lo que es consistente con un sistema epitermal de baja sulfuración (Tippet *et al.*, 1991). Dataciones indican que la edad de alteración es de 114 – 111 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en adularia), por lo que la mineralización es posterior al emplazamiento de domos riolíticos de edad $146,5 \pm 0,21$ y $146,3 \pm 0,2$ Ma (U – Pb en circones) de Cerro Bayo, y previo al emplazamiento de domos dacíticos de edad $83,0 \pm 0,21$ y $82.6 \pm 0,21$ (U – Pb en circones) que estarían cortando las secuencias mineralizadas (Poblete *et al.*, 2011).

3.2.2. Profundidad del distrito.

Los fluidos hidrotermales se pueden caracterizar según su temperatura de homogenización (Th) y salinidad, lo que permite constreñir el ambiente y la profundidad de formación del sistema hidrotermal en los diferentes sectores del distrito. Estas determinaciones representan una herramienta clave para la búsqueda de nuevos blancos mineralizados en el distrito, ya que permite establecer la exhumación de las diferentes unidades en los diferentes sectores.

Los datos de inclusiones fluidas realizados en estudios anteriores corresponden a vetas que provienen de los sectores Laguna Verde (vetas Temer I, Temer Sur, Cóndor I, Taitao I y II, Cristal y Cristal III), Brillantes (veta Brillantes III), Bahía Jara (vetas Guanaco I y IV) y Mallines (vetas Madre y Guadalupe) (Figura 3.4). A partir de los datos de Th y salinidad obtenidos por Townley (1996), Pizarro (2000) y Hermosilla (comunicación escrita, 2009), Poblete (2011) concluyó lo siguiente:

1. En Laguna Verde las Th presentan un alto rango que varía de 123° a 327°C, y presentan los valores máximos de salinidad del DCB, con valores entre 1,22 a 4,29 wt% NaCl eq. Esto podría indicar una transición entre un ambiente epitermal y un ambiente mesotermal en este sector.
2. En Bahía Jara y Brillantes las Th presentan un bajo rango que varía entre 196,6° y 234°C, mientras que las salinidades presentan un alto rango, con valores entre 0,1 y 3.6 wt% NaCl eq. Sin embargo, en Brillantes la Th es de ~ 200°C, con una salinidad menor al 0,5 wt% NaCl eq. Lo anterior es consistente con un ambiente de tipo epitermal.
3. En Mallines se obtuvieron Th en un rango de 165,6° a 237°C, y salinidades entre 0 y 2,31 wt% NaCl eq. Esto es compatible con una mezcla entre baja y pura ebullición (Wilkinson, 2001).

Entonces, las mayoría de las vetas fueron emplazadas entre 100 y 400 m bajo el paleonivel freático (según el diagrama de Haas y asumiendo ebullición). Como no se distinguen diferencias relevantes entre los diferentes sectores, se interpreta que la mineralización se habría emplazado a una paleoprofundidad similar en el distrito.

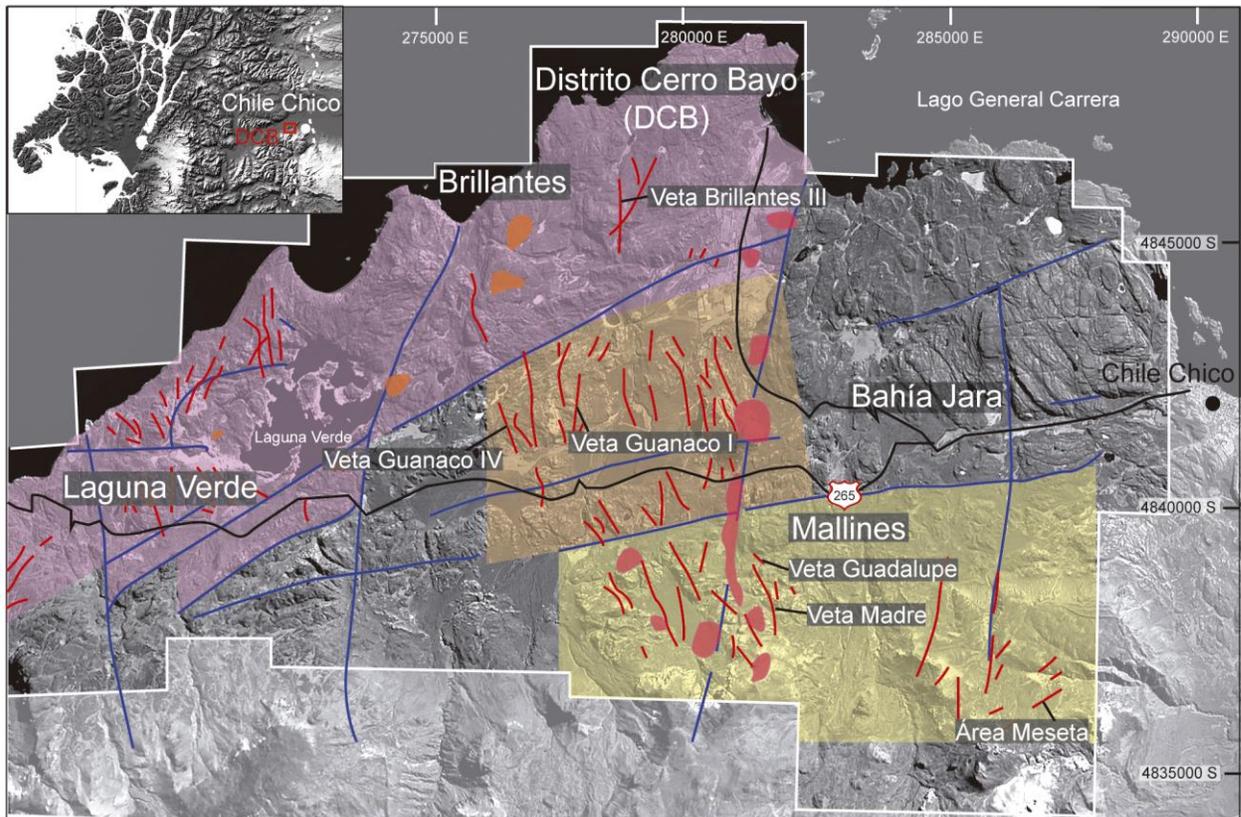


Figura 3.4. Erosión diferencial en el DCB, cuyas vetas se emplazaron entre 100 y 400 m bajo el paleo nivel freático (en metros). Líneas azules: fallas principales; líneas rojas: vetas principales; polígonos naranjos: domos dacíticos subvolcánicos (Cretácico Superior); polígonos rojos: domos riolíticos subvolcánicos (Jurásico Superior); líneas negras: carreteras. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 Sur. Basado en Poblete (2011). Imagen facilitada por *Mandalay Resources Corporation*.

Luego, Poblete (2011) determina el índice de cristalinidad de la illita a partir de 32 muestras de las rocas inmediatamente adyacentes a las vetas en diferentes sectores del DCB. Este índice se considera un indicador de la paleotemperatura de los fluidos hidrotermales que circularon durante los eventos de mineralización, la que se asocia directamente a la paleopropundidad (Buchanan, 1981). En promedio, Los valores más altos se obtuvieron en las vetas de Mallines (0,82), seguido de Bahía Jara (0,74), Brillantes (0,58) y Laguna Verde (0,55). Estos valores sugieren que las vetas de Mallines fueron las que se emplazaron a menor profundidad, mientras que las de Brillantes y Laguna Verde se habrían emplazado en el ambiente de mayor temperatura y profundidad; y en consecuencia, Laguna Verde es el sector con mayor erosión del DCB (Figura 3.4; Poblete, 2011).

4. RESULTADOS: GEOMETRÍA DE LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES DEL ÁREA EN ESTUDIO.

Hasta ahora se ha caracterizado el contexto geológico en el que se desarrolló el yacimiento argento – aurífero del Distrito Cerro Bayo (DCB), lo que permite establecer las condiciones de borde para un análisis geométrico – cinemático de las estructuras dentro del área en estudio. A continuación se presentan los resultados obtenidos al momento de establecer el o los estilos de deformación asociados a la mineralización y determinar nuevas áreas mineralizadas en el distrito. Para esto se plantearon las siguientes preguntas: ¿Cuáles son las estructuras principales y secundarias dentro del área en estudio? ¿Cuáles son las fases de mineralización de las vetas? ¿Cuál es la relación geométrica – cinemática entre la deformación y la mineralización? ¿Qué criterios permitirán establecer zonas potencialmente mineralizadas en el DCB?

4.1. ESTABLECER LAS ESTRUCTURAS PRINCIPALES Y SECUNDARIAS DENTRO DEL ÁREA EN ESTUDIO.

Dentro del área en estudio afloran fallas y vetas epitermales, que evidencian las relaciones estructurales entre la deformación y los fluidos mineralizadores de plata y oro. Estas estructuras se pueden reconocer a escala distrital como lineamientos en imágenes satelitales, cuya actitud se puede inferir a partir del comportamiento de estas estructuras dentro del área en estudio. A continuación se caracteriza la geometría de los fotolineamientos del DCB, y de los sistemas de fallas y vetas dentro del área en estudio.

4.1.1. Lineamientos del Distrito Cerro Bayo.

Los lineamientos reconocidos a partir de imágenes satelitales del DCB, se caracterizan según su orientación, frecuencia y largo de sus trazas (Figura 4.1). La orientación permite distinguir 3 familias principales dentro del distrito, las que se denominan Fmla. 1_L, Fmla. 2_L y Fmla. 3_L, cuya orientación promedio es de ~ N60°E, ~ N33°O y ~ N3°E, respectivamente (Figura 4.X).

Los lineamientos reconocidos presentan trazas entre 400 y 6500 m de largo. De las trazas que presentan entre 400 y 2500 m, la Fmla. 2_L presenta la mayor frecuencia de lineamientos, seguida de la Fmla. 3_L, mientras que la Fmla. 1_L presenta una débil expresión en superficie. Por otra parte, en las trazas de largos entre 2500 y 6500 m, la Fmla. 1_L presenta la mayor frecuencia de

lineamientos, mientras que las familias 2_L y 3_L presentan una débil expresión en superficie (Figura 4.2). De acuerdo a lo anterior, los lineamientos con orientación NE – SO presentan las mayores trazas, mientras que los lineamientos con orientación NO – SE y N – S presentan menores trazas y mayores frecuencias dentro del DCB.

A continuación se caracterizarán los sistemas de fallas y vetas del área en estudio, que a partir de las relaciones geométricas con los lineamientos del DCB, permitirán establecer las fallas mayores dentro del área en estudio y los criterios de exploración para los sistemas de vetas en el resto del distrito.

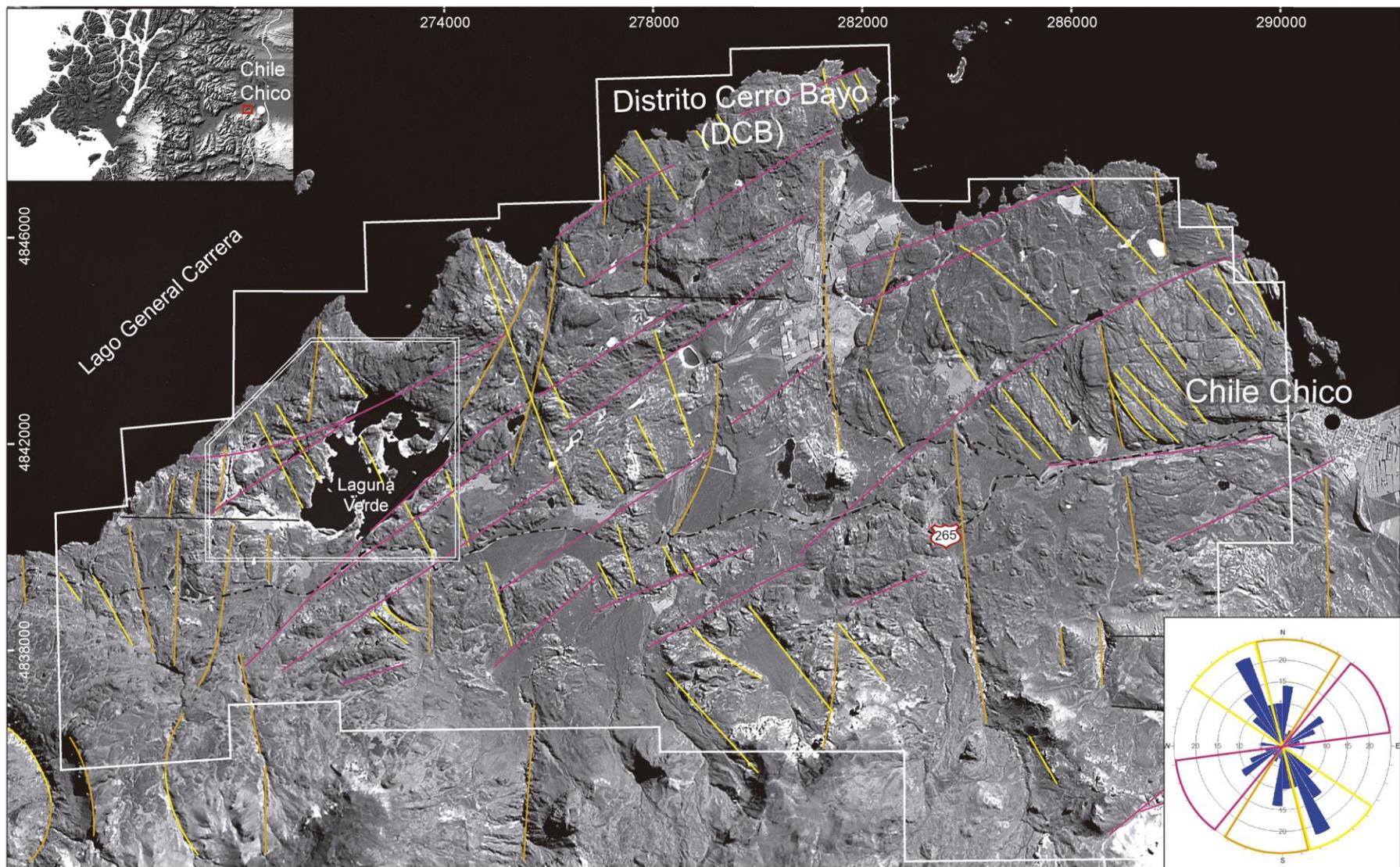
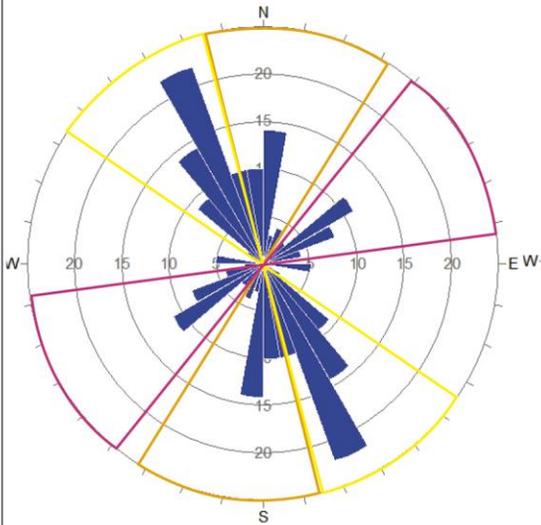


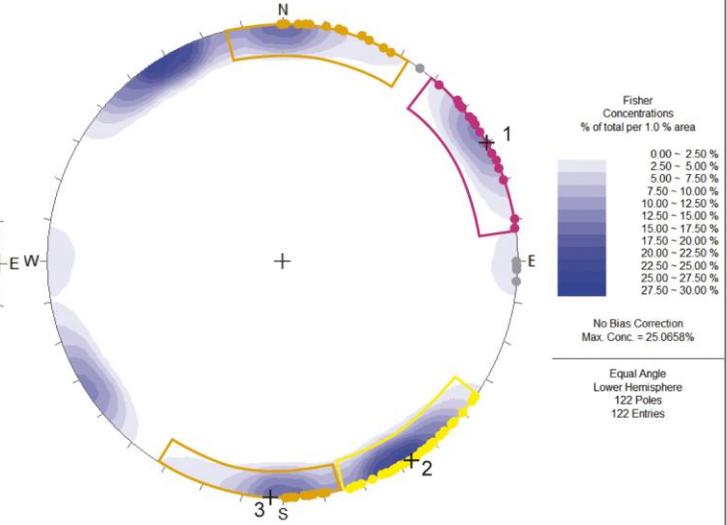
Figura 4.1. Lineamientos (en amarillo, fucsia, naranja y negro) de las rocas de la Formación Ibáñez en el DCB. Recuadro blanco (doble línea): área en estudio; línea negra punteada: caminos/carreteras. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19S, en metros.

Orientación de familias principales de lineamientos del DCB (n=122)

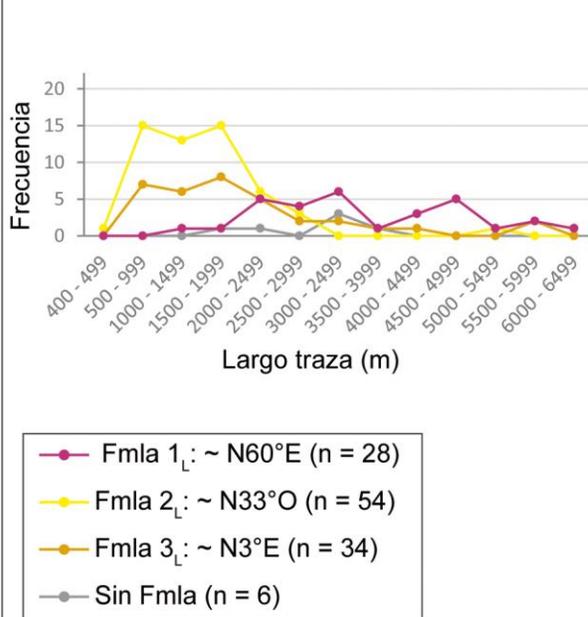
a) Diagrama de roseta.



b) Diagrama de contorno de azimut de lineamientos.



c) Frecuencia de las familias de lineamientos según largo de su traza.



d) Orientación de las familias de lineamientos según largo de su traza.

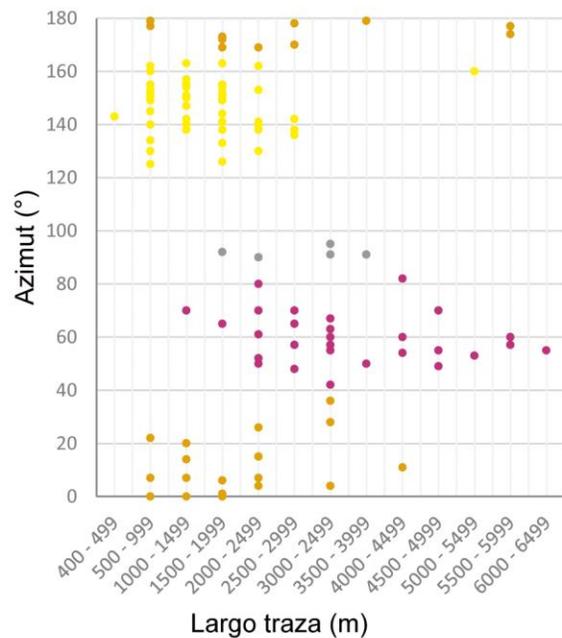


Figura 4.2. Orientación, frecuencia y largo de las trazas de las familias principales de lineamientos dentro del área en estudio.

4.1.2. Geometría del sistema de fallas.

Los sistemas de fallas principales se documentan en terreno a partir de planos de falla, desplazamiento de estructuras y quebradas que separan unidades estratificadas dislocadas; y la

traza de las fallas principales se identifica a partir de fotolineamientos asociados a la orientación de las fallas documentadas.

El área en estudio es una zona compleja al momento de determinar el comportamiento de sus fallas principales, ya que generalmente no están expuestas (corresponden a quebradas principalmente) y las secuencias volcano sedimentarias son similares a simple vista (Figura 4.3). Sin embargo, los planos de falla y el desplazamiento de otras estructuras documentados (como vetas por ejemplo) evidencian un comportamiento de tipo normal para las fallas principales (Figura 4.4).



Figura 4.3. Quebrada interpretada como falla, ya que pone en contacto 2 niveles estratigráficos dislocados, similares a simple vista. JKig: Unidad Guadal, JKirc: Unidad Riolita Costa.

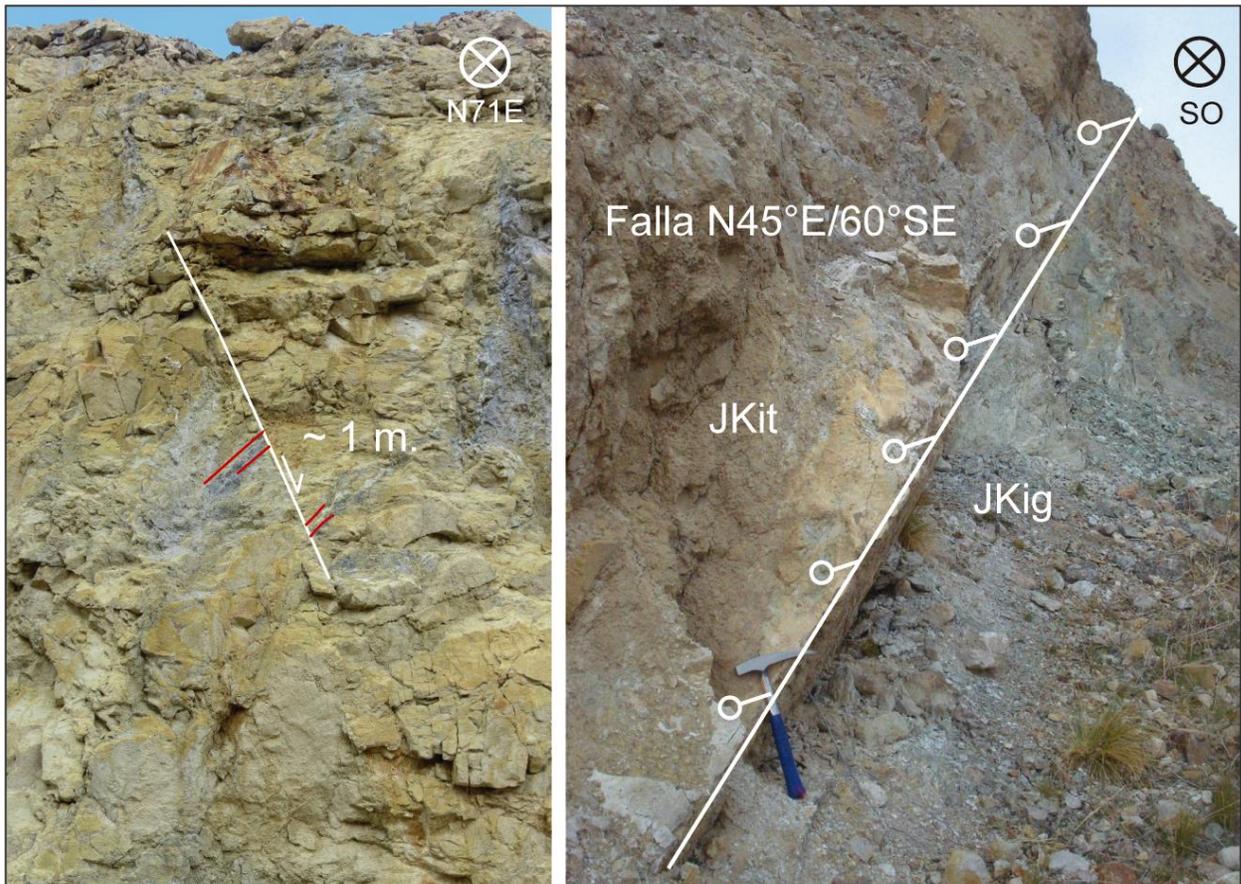


Figura 4.4. Evidencias de fallas de tipo normal. Derecha: Plano de falla que pone en contacto las unidades Temer y Guadal. Izquierda: Desplazamiento de una veta. La ubicación de estas evidencias se presenta en el mapa estructural del anexo 2.

Dentro del área en estudio se reconocen 4 sistemas de fallas según su orientación: (1) Sistema NE – SO, arqueado con orientación N – S en el sector occidental del área en estudio, comprende las fallas Coigües, Oriental, y Cañadón Verde; (2) Sistema N – S, asociado al emplazamiento de vetas principalmente al norte de la falla Coigües, comprende la Falla Norte y las vetas Chinita, Cristal y Gabriela; (3) Sistema NO – SE, asociado al emplazamiento de vetas principalmente al sur de la falla Coigües, comprende las vetas Coigües Este, Flor, Principal, Dagny, Dalila, Fabiola, Yasna, Coyita, Matilde, Trinidad, Delia y Caiquenes ; y (4) Sistema E – O, que está débilmente desarrollado dentro del área en estudio, comprende la Falla Tranque (mapa estructural Anexo 2).

De acuerdo a lo anterior, los sistemas de fallas se pueden clasificar en dos grupos de acuerdo a su contemporaneidad con la mineralización; donde los sistemas con orientación N – S y NO – SE facilitan el emplazamiento de vetas de cuarzo, mientras que los sistemas NE – SO y E – O cortan las secuencias mineralizadas.

a) Fallas coetáneas al emplazamiento de las vetas epitermales.

Los sistemas con orientación N – S y NO – SE facilitan el emplazamiento de vetas epitermales con mineralización de plata y oro dentro del área en estudio. En terreno se documenta la actitud de estos planos de falla, pero no es posible determinar el desplazamiento relativo de las fallas (Anexo 2).

En el sector con orientación N – S de la falla Coigües (Anexo 2) se observan rajos que fueron explotados anteriormente. Éstos evidencian el emplazamiento de vetas mineralizadas con la misma orientación. Además, en el mismo sector se observa que las fallas N – S cortan las secuencias mineralizadas con desplazamientos principalmente de tipo normal con una caída de los bloques orientales, y con desplazamientos de rumbo locales. Lo anterior indica que los tramos N – S del sistema arqueado NE – SO a N – S, habrían sido activos durante y posterior a la mineralización.

b) Fallas posteriores al emplazamientos de las vetas epitermales.

El sistema de fallas arqueado con orientación NE – SO a N – S es el sistema con las trazas más largas y continuas dentro del área en estudio. Las fallas Coigües y Coigües Sur definen los límites principales entre las unidades Temer y Coigües, y la Falla Coigües Norte define el límite entre las unidades Temer y Secuencia Rodados Colorados (Anexo 2). Dentro del área en estudio generalmente no es posible determinar la orientación y manteo a partir de la medición de planos *in situ*. Sin embargo, el plano de falla documentado en el punto 5 del anexo 2 (fotografía de la derecha de la figura 4.4) corrobora que al noroeste de la Laguna Verde las fallas NE – SO son principalmente normales con manteos hacia el Sur.

Por último, el sistema de fallas E – O es el de menor ocurrencia dentro del área en estudio. En éste sólo se distingue la Falla Tranque que pone en contacto las unidades Guadal y Temer (Figura 3.2).

4.1.3. Geometría de las vetas.

Los sistemas de vetas epitermales se separan en dos grupos de acuerdo su contemporaneidad con la mineralización de plata y oro, la que se hospeda en las vetas de cuarzo y de cuarzo – carbonato,

mientras que las vetas de carbonatos – baritina (– fluorita) son posteriores a la misma. A continuación se caracteriza la geometría de los sistemas de vetas de cada grupo dentro del área en estudio, lo que permitirá establecer los criterios de exploración y determinar potenciales zonas mineralizadas en el DCB.

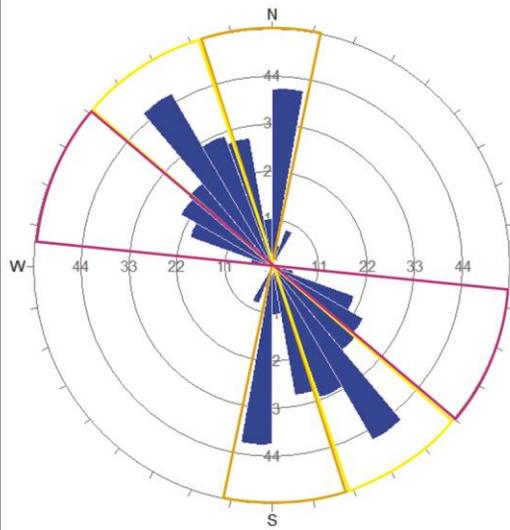
En primer lugar se presenta las orientaciones, frecuencias y espesores de las familias principales de las vetas de cada grupo documentadas en terreno. Luego se presentan los tipos de vetas documentados según la forma de las mismas, que permitirán determinar las orientaciones de apertura en los diferentes sistemas. El mapa del anexo 3 presenta las orientaciones y manteos de las vetas sincrónicas y posteriores a la mineralización documentadas en terreno.

Las vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato presentan tres familias de orientaciones principales llamadas Fmla 1_v, Fmla 2_v y Fmla 3_v, cuya orientación promedio es N61°O/85°NE, N33°O/89°NE y N4°O/89°E, respectivamente. Las vetas documentadas presentan espesores entre 0,1 y 500 cm, donde en todos los rangos de espesor la Fmla. 2_v presenta la mayor frecuencia de vetas, seguida de las familias 1_v y 3_v en las vetas menores a 10 cm de espesor, y de la Fmla 3_v en las vetas mayores a 10 cm de espesor; mientras que la Fmla 1_v presenta un débil desarrollo en las vetas mayores a 10 cm de espesor (Figura 4.5). De acuerdo a lo anterior, las vetas que hospedan la mineralización de plata y oro con orientación NO – SE presentan los mayores espesores y frecuencias, seguido de forma estrecha por las vetas con orientación N – S; mientras que las vetas con orientación NNO – SSE presentan un débil desarrollo dentro del área en estudio. El anexo 4 presenta la base de datos con los datos de vetas utilizadas en este análisis.

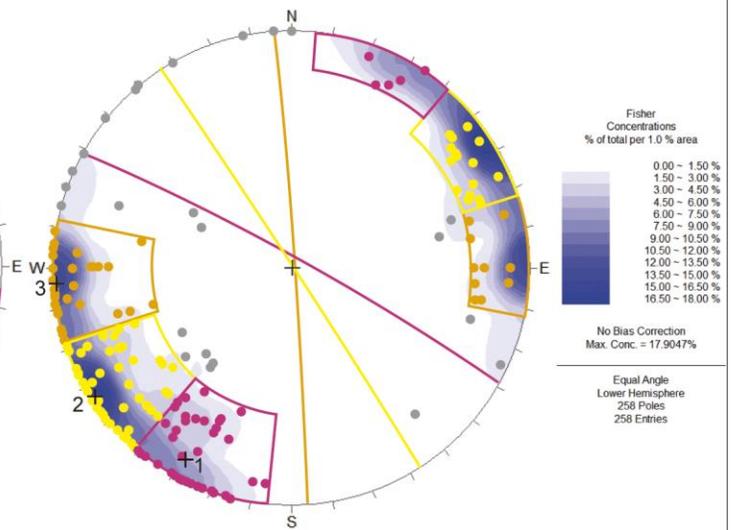
Las vetas de carbonato – baritina presentan dos familias de orientaciones principales llamadas Fmla 1'_v y Fmla 2'_v, cuya orientación promedio es N35°O/88°NE y N79°E/89°S, respectivamente (Anexo 4). Las vetas documentadas presentan espesores entre 0,1 y 500 cm, donde la Fmla 1'_v es la que presenta los mayores espesores en las vetas mayores a 10 cm, con una veta mayor a 100 cm de espesor. Sin embargo, la mayoría de las vetas presentan espesores entre 1 y 10 cm, donde la Fmla 2'_v es la que presenta un mayor desarrollo (Figura 4.6). De acuerdo a lo anterior, las vetas posteriores a la mineralización de plata y oro con orientación NO – SE presentan los mayores espesores, mientras que las vetas con orientación NE – SE presentan espesores entre 1 y 10 cm dentro del área en estudio.

Orientación de familias principales de vetas de qz y qz-cc dentro del área en estudio (n=258)

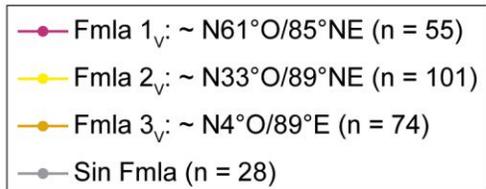
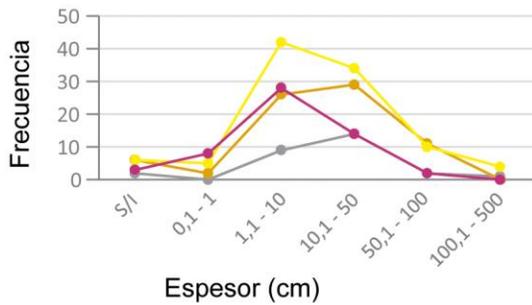
a) Diagrama de roseta.



b) Diagrama de contorno de polos.



c) Frecuencia de las familias de vetas de qz y qz - cc según su espesor.



d) Orientación de las familias de vetas de qz y qz - cc según su espesor.

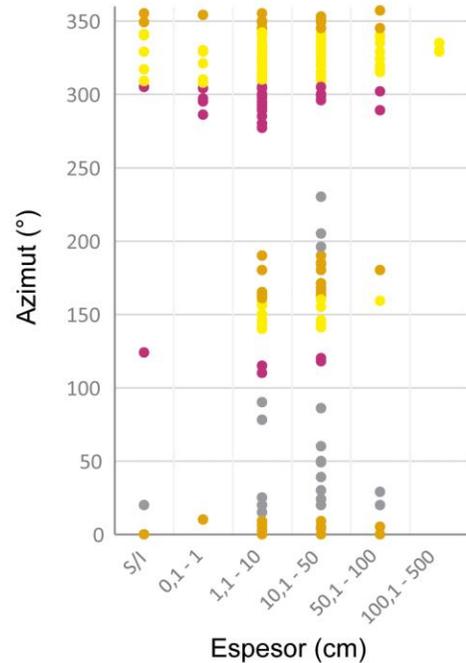
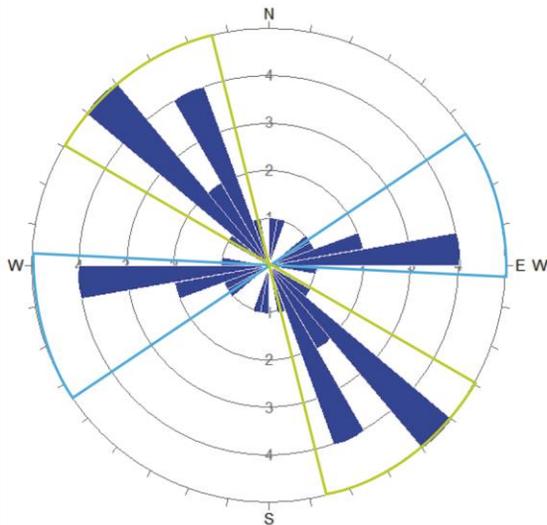


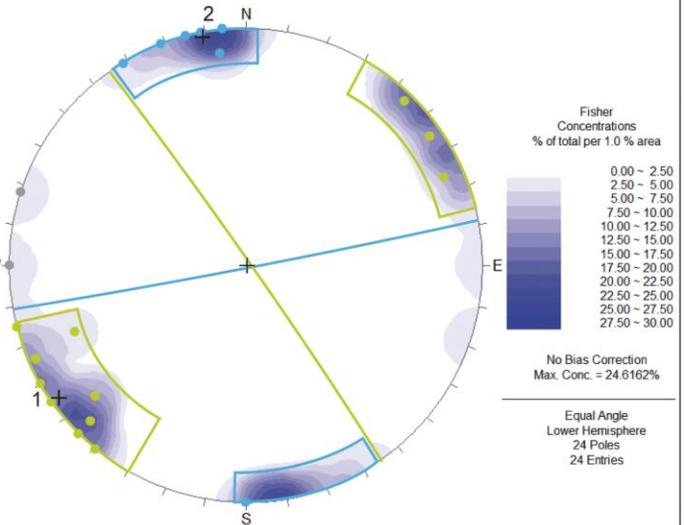
Figura 4.5. Orientación, manteo, frecuencia y espesor de las familias principales de vetas que hospedan la mineralización de plata y oro dentro del área en estudio. Qz: cuarzo, cc: carbonato.

Orientación de familias principales de vetas de cc - ba dentro del área en estudio (n= 24)

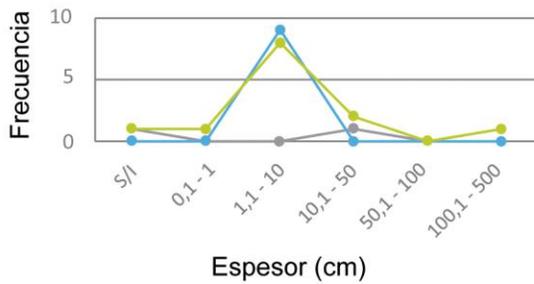
a) Diagrama de roseta.



b) Diagrama de contorno de polos.



c) Frecuencia de las familias de vetas de cc - ba según su espesor.



- Fmla 1_v: ~ N79°E/89°S (n = 9)
- Fmla 2_v: ~ N35°O/88°NE (n = 13)
- Sin Fmla (n = 2)

d) Orientación de las familias de vetas de cc - ba según su espesor.

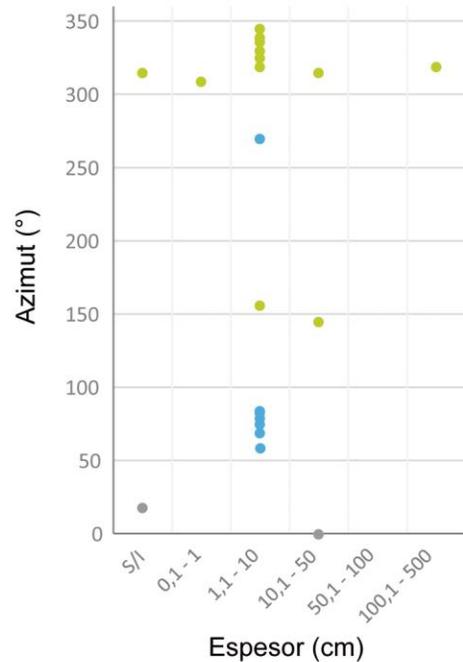


Figura 4.6. Orientación, manto, frecuencia y espesor de las familias principales de vetas posteriores a la mineralización de plata y oro dentro del área en estudio. Cc: carbonato, ba: baritina.

Por otra parte, tanto en las vetas coetáneas como posteriores a la mineralización de plata y oro dentro del área en estudio, es posible distinguir dos tipos de vetas de acuerdo a su forma (Figura 4.7): (1) vetas tabulares: son vetas de espesor similar a lo largo de su rumbo (Olivares *et al.*, 2010), y son las más comunes dentro del área en estudio (245 vetas syn mineralización, y

22 post mineralización); y (2) vetas sigmoidales²: estructuras asimétricas cuyos cambios en el rumbo y espesor permiten distinguir las colas y el centro, siendo similares a las estructuras tipo codo extensional documentadas por Poblete (2011) en Mallines, y dentro del área en estudio son menos comunes que las vetas tabulares (13 vetas syn mineralización, y 2 post mineralización).

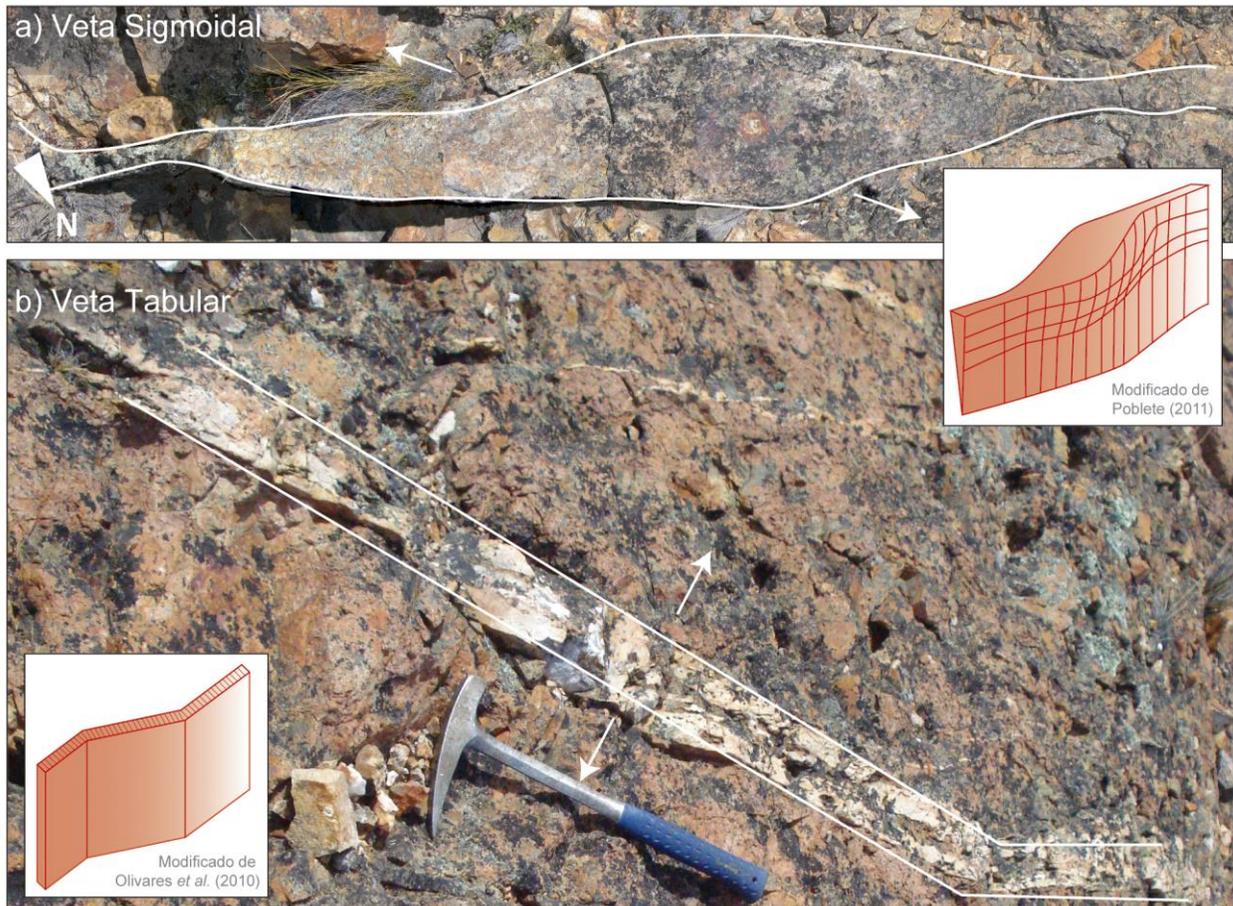


Figura 4.7. Morfologías más comunes de las vetas documentadas dentro del área en estudio. a) Veta sigmoidal, b) veta tabular. Las flechas indican la dirección de apertura de la roca caja, que permite su emplazamiento. Vista en planta.

Esta diferenciación es relevante para determinar la orientación de apertura al momento de ocurrir la mineralización dentro del área en estudio, que permitirá establecer potenciales zonas mineralizadas dentro del DCB.

² A partir de ahora, es necesario identificar el tipo de veta al que se hace referencia. Si se utiliza el término general “veta”, se asume que se incluyen ambos tipos (tabulares, sigmoidales y lenticulares).

4.2. ESTABLECER LAS FASES DE MINERALIZACIÓN.

Para establecer las relaciones entre los procesos de mineralización y deformación, es necesario establecer las diferentes fases minerales de vetas y brechas, y determinar la cantidad de eventos en que éstas fueron emplazadas. Las relaciones de corte entre diferentes pulsos hidrotermales, permiten determinar los eventos responsables de la mineralización de plata y oro en el DCB; y las relaciones geométricas entre los diferentes sistemas de falla y las vetas mineralizadoras, permiten establecer un patrón de deformación de los eventos asociados a la mineralización, para definir nuevos criterios de exploración en el distrito.

Dentro del área en estudio se reconocen seis tipos de vetas y brechas principales según su mineralización (Tabla 4.1), las que normalmente presentan enrejados de vetas asociados. Relaciones de corte entre los diferentes pulsos hidrotermales de vetas y brechas, permiten determinar la temporalidad relativa de los eventos hidrotermales. Manske (reporte interno, 2011) identifica tres eventos de mineralización principales: (1) Brecha de cuarzo negra (es brechizada por cuarzo lechoso blanco); (2) Vetas de cuarzo blanco (son cortadas por vetillas de carbonato); y (3) Vetas de carbonatos, baritina o fluorita (cortan a vetillas de cuarzo blanco) (Figura 4.8).

Entonces, se distinguen 3 eventos principales de emplazamiento de fluidos hidrotermales, donde la mineralización de plata y oro ocurre durante el primero, asociada a las vetas y brechas de cuarzo negras y bandeadas; luego precipitan las vetas de cuarzo blanco, y finalmente ocurre la precipitación de vetas y vetillas de carbonatos.

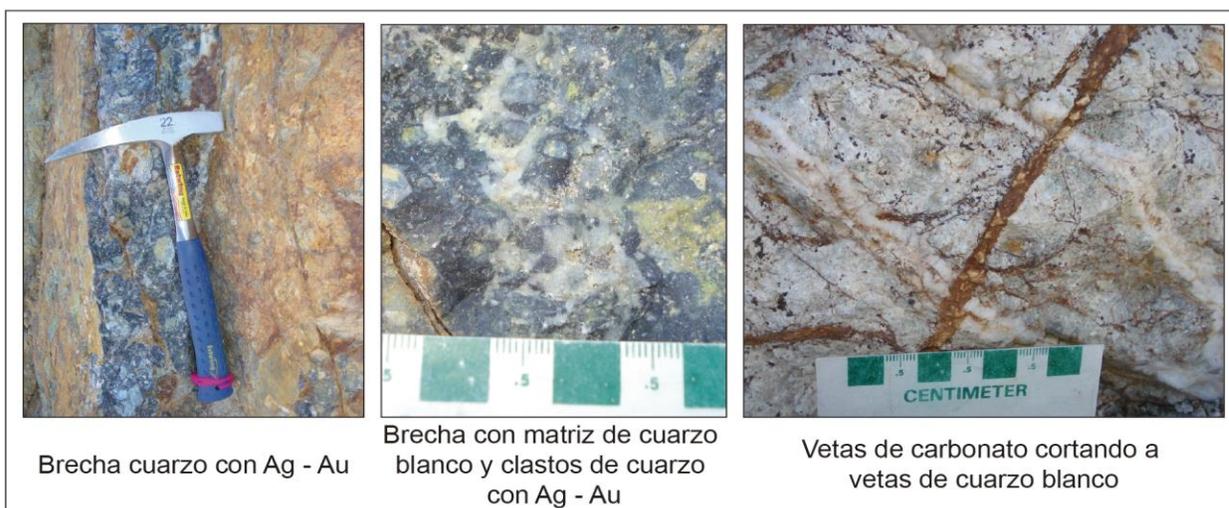


Figura 4.8. Relaciones de corte entre fluidos hidrotermales, donde vetas de carbonato cortan a vetas de cuarzo sin mineralización de plata y oro, que a su vez cortan a brechas de cuarzo con mineralización de plata y oro.

Tabla 4.1. Vetas y brechas principales del área en estudio (reporte interno de *Mandalay Resources* realizado por S. Manske, 2011).

Estructura	Descripción	Distribución
Vetas		
Vetas de cuarzo negro	Vetas con mayor contenido de Ag y Au. Representan una etapa temprana de la mineralización. Ocurren asociadas a las brechas negras.	Taitao
Vetas de cuarzo bandeadas	Mineralización de Ag y Au. Color blanco grisáceo a gris debido al contenido de sulfuros; se pueden distinguir bandas de mineralización. Ocurren asociadas a las vetas de cuarzo lechoso.	Principalmente en Chatito, Fabiola y Dagny.
Vetas de cuarzo lechoso	No presentan minerales de mena. Ocurren asociadas a las vetas de cuarzo bandeadas.	Distribuidas en toda el área en estudio.
Vetas de carbonatos	Principalmente ankerita, dolomita, fluorita y baritina. No presentan minerales de mena. Cortan a vetas y brechas de cuarzo, representando la etapa más tardía de la mineralización.	Distribuidas en toda el área en estudio.
Brechas		
Brecha de cuarzo negro	Matriz de cuarzo color negro en muestra de mano, debido al pequeño tamaño de los cristales. Contiene altos contenidos de Ag y Au en sulfuros, principalmente pirita y proustita. Ocurre asociada a fallas N – S, con espesores de ~ 1 m; y a fallas NO – SE, pero con menores espesores. Representa una etapa temprana de la mineralización; en algunas zonas es brechizada por cuarzo blanco lechoso.	Taitao
<i>Pebble</i> brecha	Bordes regulares y clastos metamórficos e intrusivos evidencian su origen profundo y rápido ascenso. Corta a vetas de cuarzo negro, y es cortada por vetas de cuarzo y fluorita.	Taitao

4.3. DETERMINAR LA RELACIÓN GEOMÉTRICA – CINEMÁTICA ENTRE LA DEFORMACIÓN Y LA MINERALIZACIÓN.

La orientación de apertura de una veta representa una asociación directa entre la deformación en un sistema y la mineralización del mismo. Entonces, la relación geométrica – cinemática entre vetas y fallas permitirá establecer la orientación de apertura principal y secundaria del sistema, al momento de ocurrir la mineralización de plata y oro dentro del área en estudio, lo que permitirá establecer criterios de exploración para el DCB.

Por otra parte, a partir de la orientación de las vetas mayores mapeadas en estudios anteriores, junto a la orientación de las vetas documentadas en este estudio (Anexo 3), permiten determinar tres dominios estructurales delimitados por el sistema de fallas NE – SO a E – O. Estos dominios

son llamados Dominio Norte (DN), Centro (DC) y Sur (DS), y sus vetas presentan orientaciones promedio de N8°O, N39°O y N59°O, respectivamente (Figura 4.9).

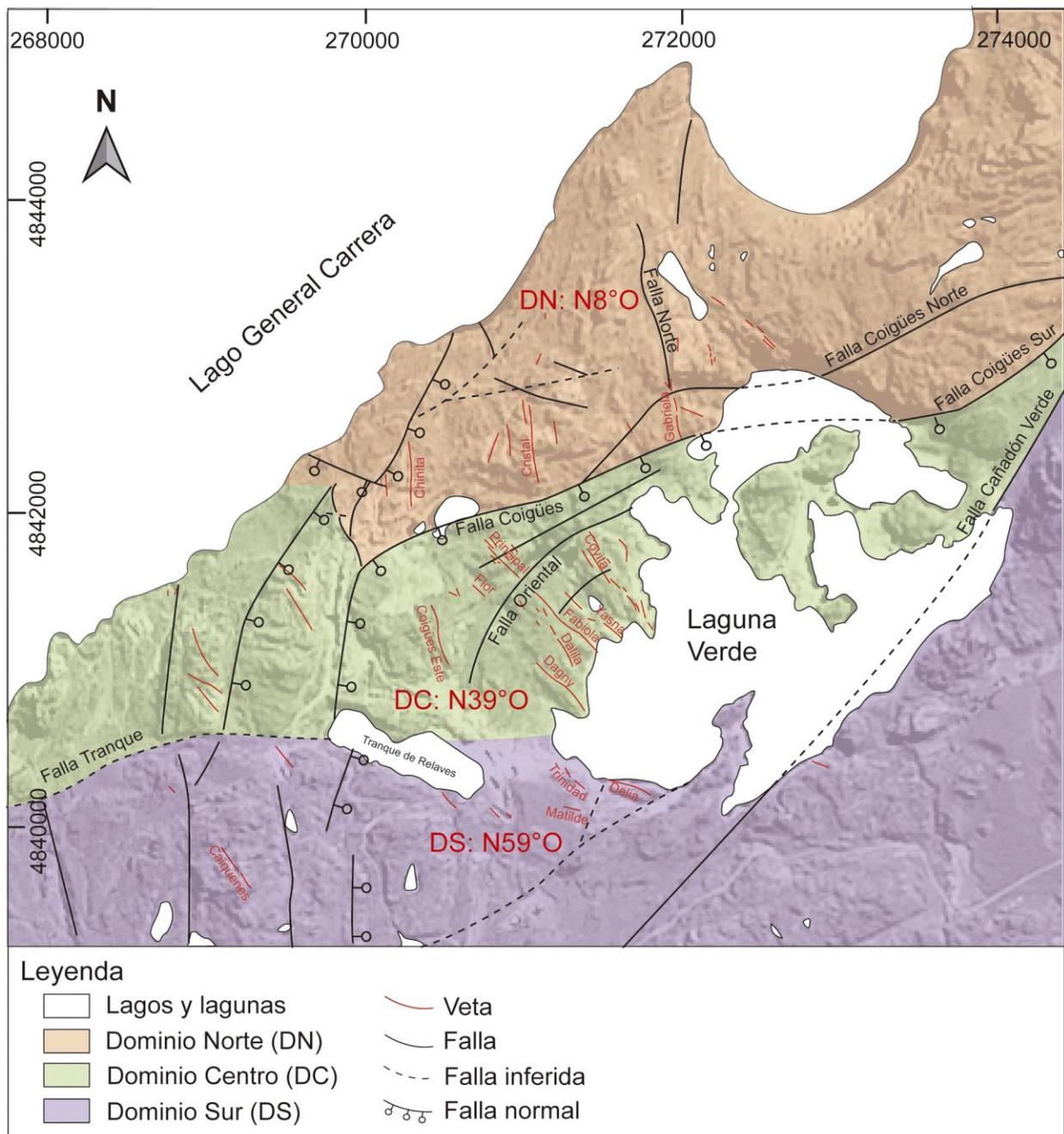


Figura 4.9. Dominios Estructurales delimitados por fallas NE – SO a E – O. De norte a sur, se denominan Dominio Norte (DN), Centro (DC) y Sur (DS), cuyas vetas presentan orientaciones promedio de N8°O, N39°O y N59°O, respectivamente. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 S, en metros.

Además, dentro del área en estudio se reconocen vetas tabulares y sigmoidales cuya geometría permite determinar la orientación local de apertura al momento de su emplazamiento. Para determinar la orientación de apertura a partir de las vetas tabulares, se considera que éstas

corresponden a estructuras generadas puramente por extensión, donde el esfuerzo principal mínimo (σ_3) es equivalente a la orientación apertura (T), siendo la apertura perpendicular al plano de la veta (Sibson, 2003). Mientras que las vetas sigmoidales se consideran como estructuras híbridas entre extensión y cizalle (son cuerpos mineralizados con evidencias de cizalle³), que pueden estar orientadas dentro del rango delimitado por las estructuras de pura extensión y de puro cizalle (Figura 4.10; Sibson, 2003), por lo que la orientación de apertura se determina a partir de las relaciones de orientación y espesor entre las colas y el centro (Figura 4.11).

Finalmente, para estimar la orientación de apertura principal es necesario considerar que la magnitud de la apertura se asocia directamente al espesor de las vetas, lo que permitirá distinguir entre la orientación de máxima apertura del sistema (T) y las orientaciones de apertura secundarias. Entonces, para estimar la orientación de apertura principal en el sistema al momento de ocurrir la mineralización, los datos de apertura se clasifican según dominio estructural, contemporaneidad con la mineralización y espesor (Anexo 5).

³ Las evidencias de cizalle de las vetas sigmoidales documentadas dentro del área en estudio son netamente morfológicas, ya que macroscópicamente no es posible identificar evidencias de desplazamiento, ni de la dirección de crecimiento de los cristales en las mismas.

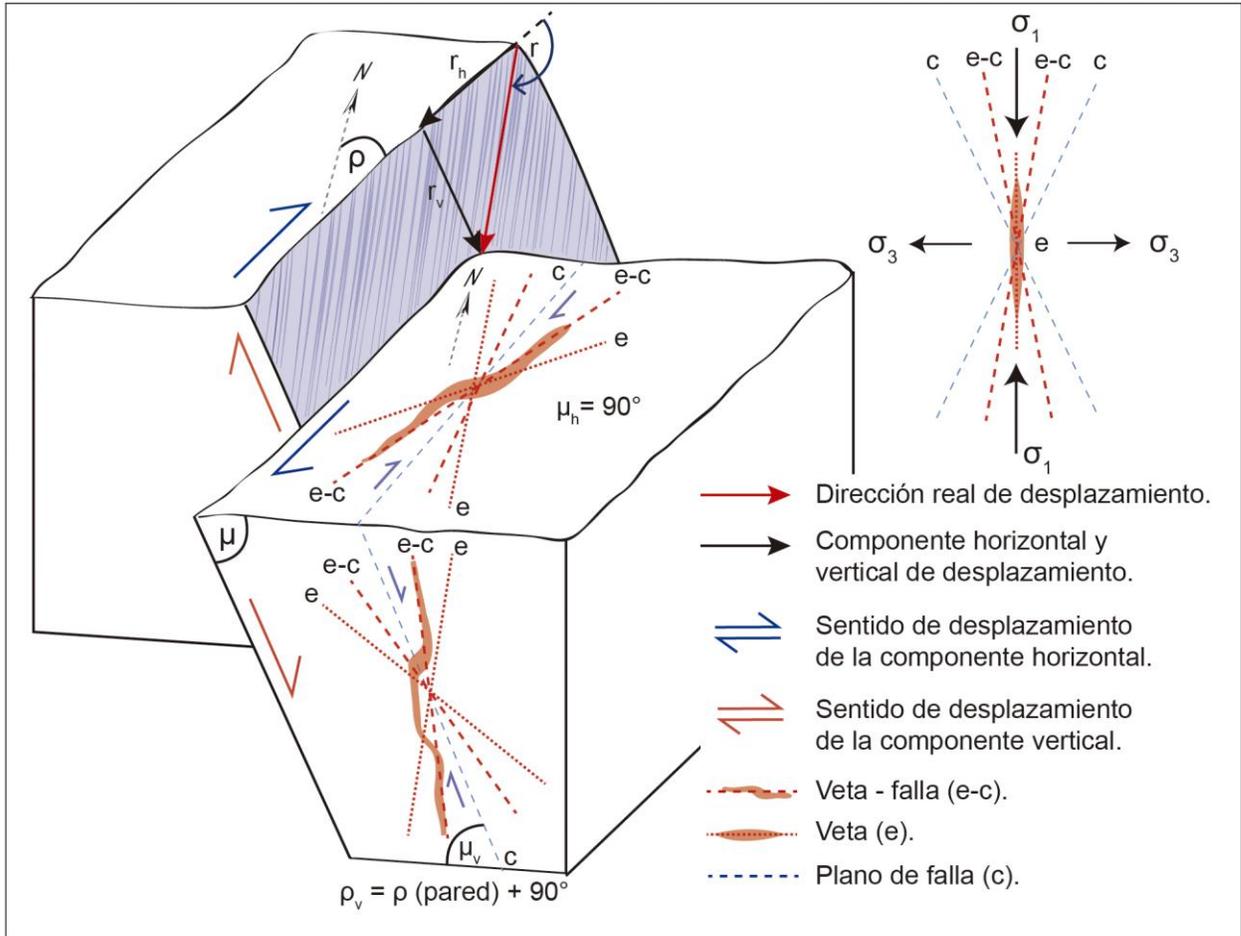


Figura 4.10. Condiciones de análisis cinemático para vetas en un plano horizontal o vertical, Se representa el manto (μ) y rumbo (ρ) de un plano de falla asociado a una veta, la dirección, sentido y *rake* (r) del desplazamiento, y las estructuras asociadas a un plano de falla: cizalle (c), híbridas de extensión y cizalle (e - c), sólo extensión (e); y su relación con los esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) (basado en Sibson, 2003).

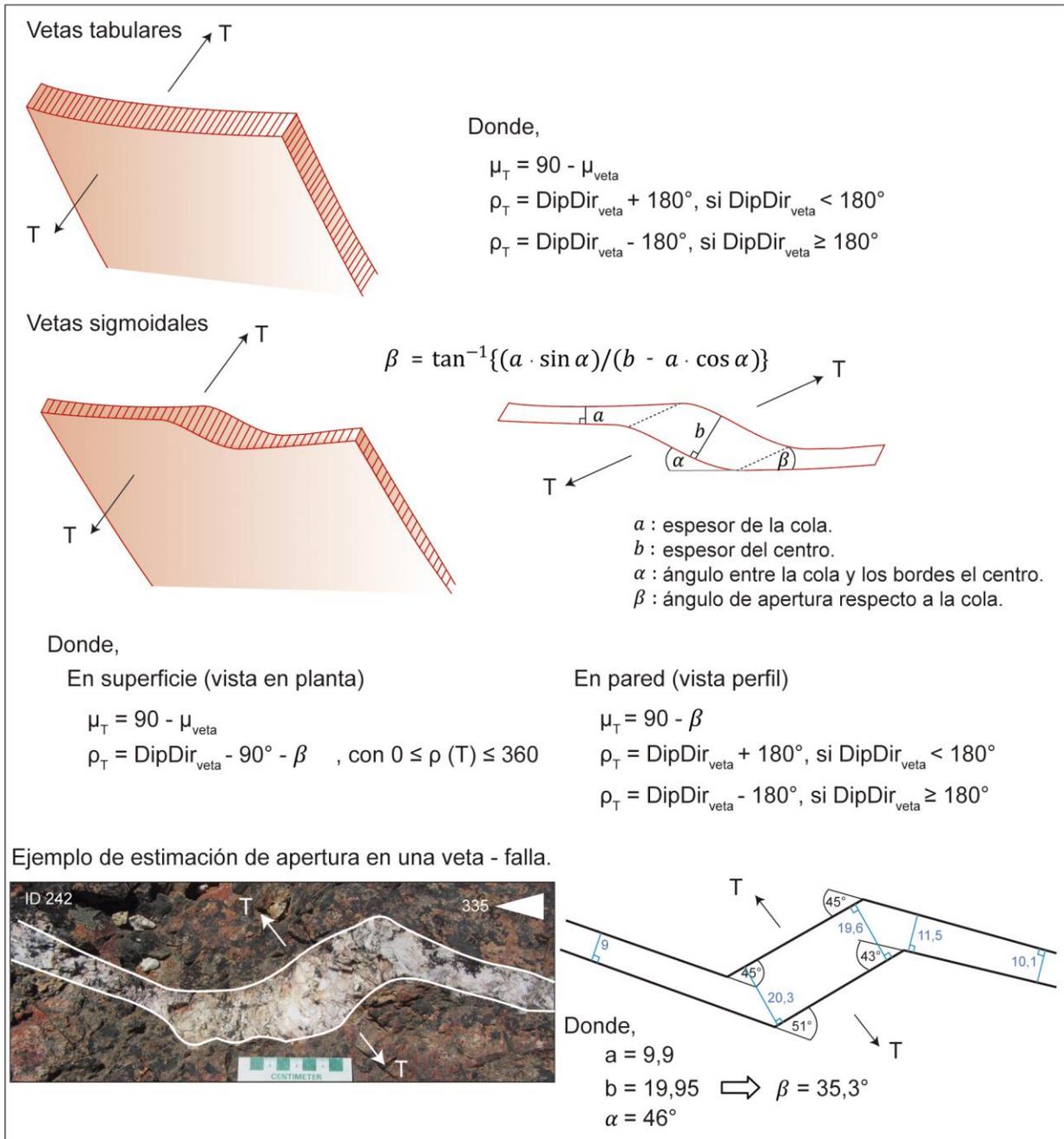


Figura 4.11. Estimación del *azimut* (ρ_T) y *manteo* (μ_T) de la apertura (T), a partir la orientación (DipDir_{veta}) y *manteo* (μ_{veta}) de un plano de una veta tabular y de una sigmoidal; donde en ambos casos, T es ortogonal al plano de veta.

A continuación se presentan las orientaciones de apertura local para los sistemas de vetas sincrónicas y posteriores a la mineralización de plata y oro en cada dominio estructural; lo que permite determinar la apertura máxima del sistema al momento del emplazamiento de las vetas, que habría ocurrido con orientación N57°E en el plano horizontal.

4.3.1. Vetas sincrónicas con la mineralización de plata y oro.

a) *Estimación de la apertura local.*

Las vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato presentan 3 familias principales de apertura dentro del área en estudio denominadas Fmla 1_A, Fmla 2_A y Fmla 3_A, con orientaciones de apertura promedio⁴ de N31°E/5°SO, N57°E/2°SO y N86°E/1°E, respectivamente (Figura 4.12). Estas familias se distinguen en los dominios estructurales, donde son llamadas Fmla 1_{A_DN}, Fmla 1_{A_DC}, Fmla 2_{A_DN}, Fmla 2_{A_DC}, Fmla 2_{A_DS} y Fmla 3_{A_DN}. Además el Dominio Sur presenta una cuarta familia llamada Fmla 4_{A_DS}, con una orientación de apertura promedio de N37°O/4°SE (Figura 4.13).

En el Dominio Norte, las familias 2_{A_DN} y 3_{A_DN} presentan las mayores frecuencias en todos los rangos de espesor, mientras que la familia 1_{A_DN} presenta un débil desarrollo. En cambio, en el Dominio Centro la familia 1_{A_DC} es la que presenta las mayores frecuencias para todos los rangos de espesor, seguida estrechamente de la familia 2_{A_DC}, mientras que la familia 3_A no se desarrolla en este dominio. Por otra parte, en el Dominio Sur no se distinguen las familias 1_A y 3_A, y la familia 4_{A_DS} presenta mayores espesores que la familia 2_{A_DS} (Figura 4.13).

En las tablas 4.2 y 4.3 se presenta cada familia de datos según su actitud, y en las tablas 4.4 y 4.5 según la frecuencia de sus espesores.

⁴ La apertura se representa como una línea en el espacio, y no como un plano. Los planos asociados a cada familia de apertura corresponden a la orientación del plano de veta asociado a esa apertura.

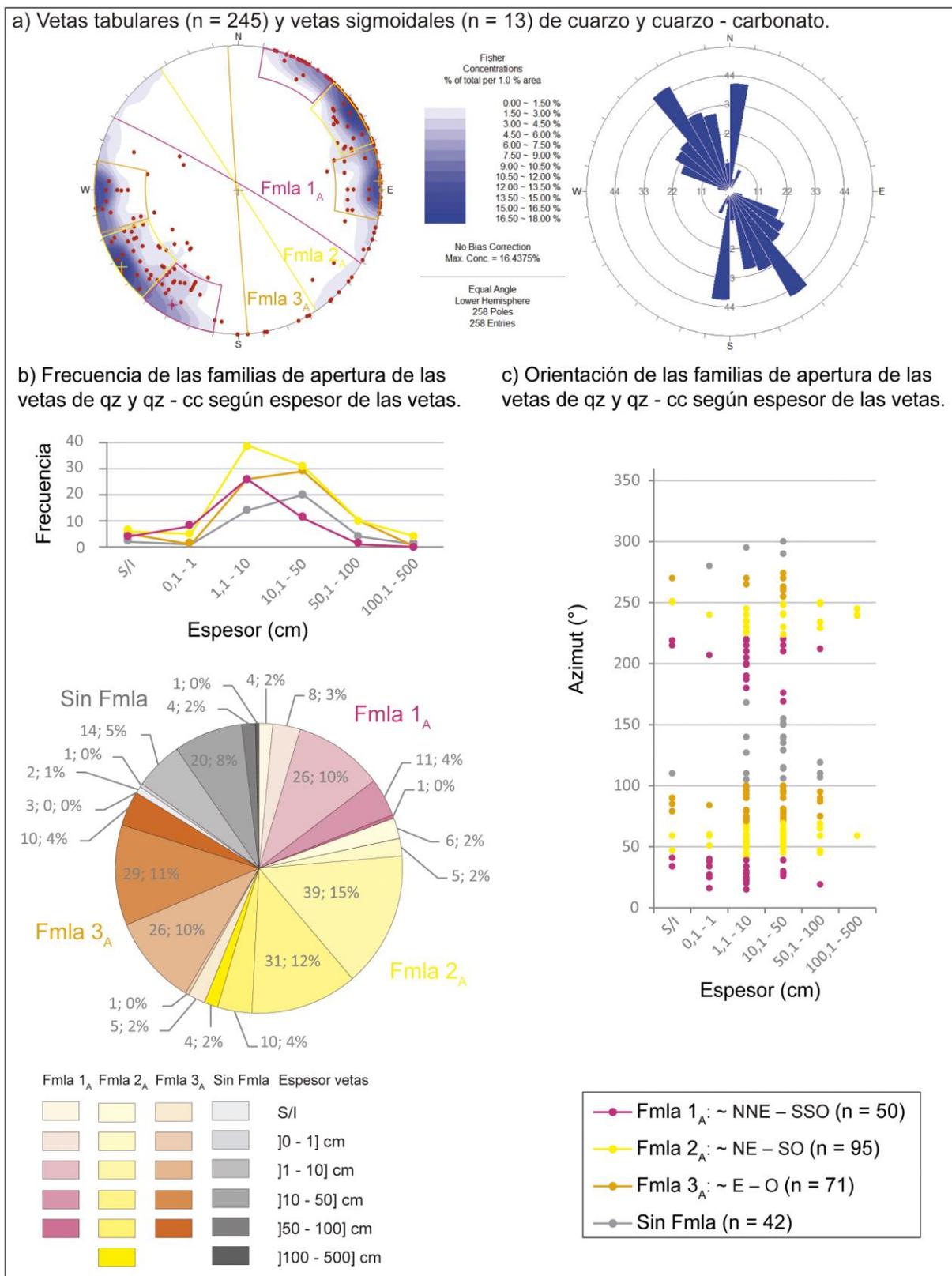
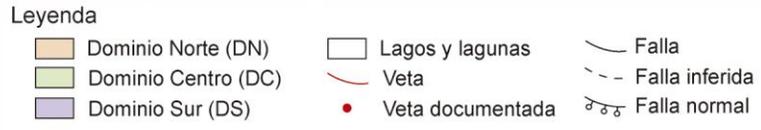
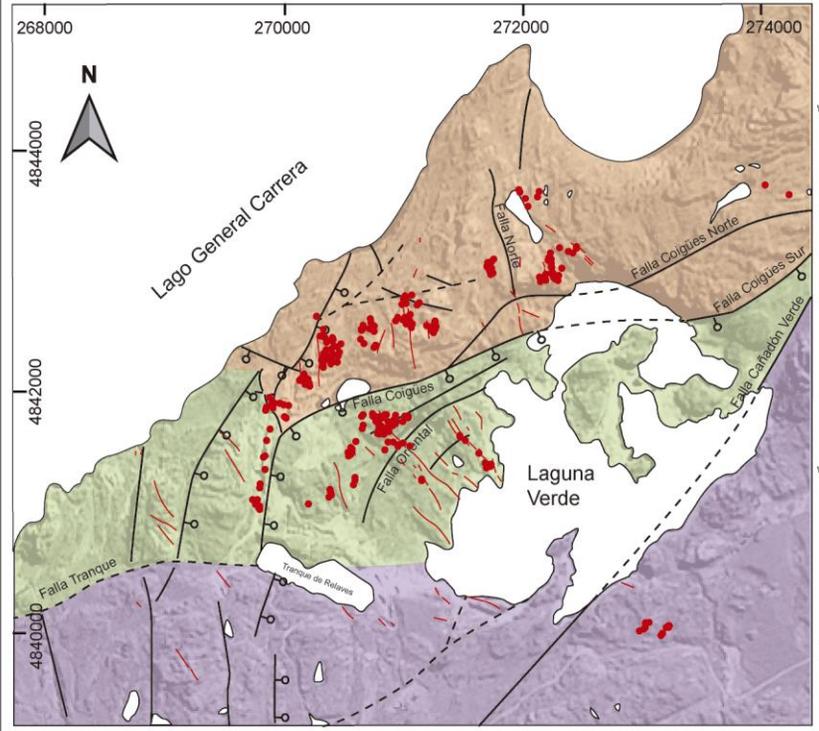
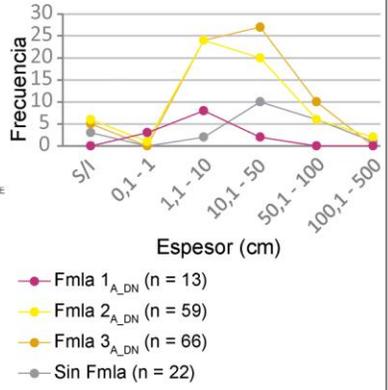
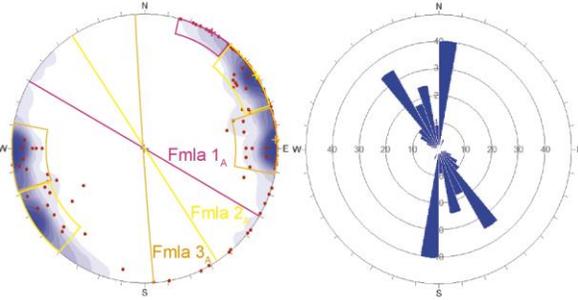


Figura 4.12. Clasificación de apertura de vetas sincrónicas con la mineralización según orientación y espesor. a) Proyección estereográfica de la apertura (círculos rojos) y sus familias principales en un diagrama de contorno de polos, y orientación de los planos de vetas en un diagrama de roseta. b) Familias de apertura de vetas clasificadas según espesor de las vetas, cuyos valores corresponden a “frecuencia (n); porcentaje del total de datos”. c) Orientación de las familias principales de apertura según espesor de las vetas.

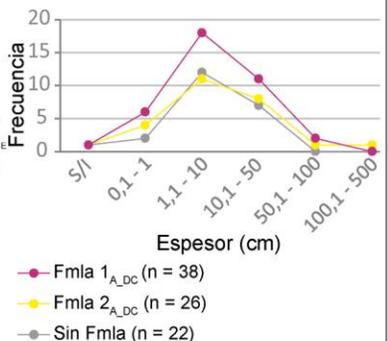
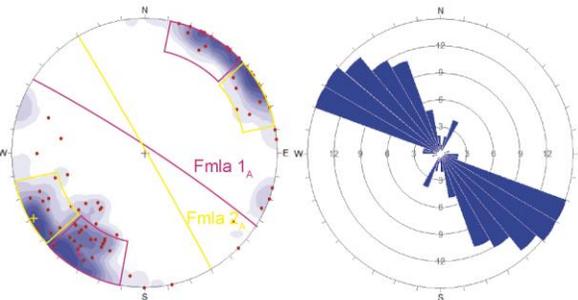
Apertura de vetas de qz y qz - cc



DN (n = 160)



DC (n = 86)



DS (n = 12)

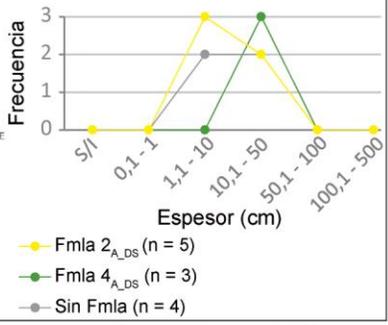
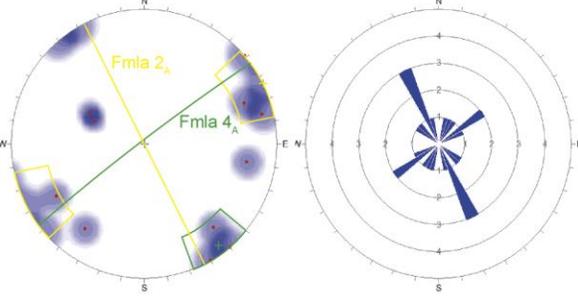


Figura 4.13. Familias principales de apertura (T) (diagrama de contorno) estimadas a partir de la orientación de vetas de cuarzo (qz) y cuarzo - carbonato (qz - cc) (diagrama de roseta) en cada dominio estructural; n: frecuencia.

Tabla 4.2. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización dentro del área en estudio. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.

Familias principales de apertura de vetas de qz y qz – cc del área en estudio.			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	n
~ NNE – SSO	1 _A	210,5/4,6	50
~ NE – SO	2 _A	237,4/1,6	72
~ E – O	3 _A	86,3/0,8	95

Tabla 4.3. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización en cada dominio estructural. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.

Familias principales de apertura de vetas de qz y qz – cc en cada dominio estructural.			
Dominio Norte			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	n
~ NNE – SSO	1 _A	29,8/0,0	13
~ NE – SO	2 _A	57,0/0,1	59
~ E – O	3 _A	86,3/1,0	67
Dominio Centro			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	n
~ NNE – SSO	1 _A	212,7/6,4	38
~ NE – SO	2 _A	240,2/2,4	26
Dominio Sur			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	N
~ NE – SO	2 _A	63,2/0,4	5
~ NO - SE	4 _A	143,4/4,0	3

Tabla 4.4. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización dentro del área en estudio. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor.

Espesor de vetas qz y qz – cc (n = 258)							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NNE – SSO	1 _A	3	9	25	12	1	0
~ NE – SO	2 _A	7	5	39	31	10	3
~ E – O	3 _A	5	1	26	29	11	0
Sin Fmla.	-	2	1	14	20	3	1

Tabla 4.5. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales sincrónicas con la mineralización para cada dominio estructural. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor; la orientación de la familia corresponde a la orientación de la apertura.

Espesor de vetas qz y qz – cc							
Dominio Norte (n = 160).							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NNE – SSO	1 _A	0	3	8	2	0	0
~ NE – SO	2 _A	6	1	24	20	6	2
~ E – O	3 _A	5	0	24	27	11	0
Sin Fmla.	-	3	0	2	10	5	1
Dominio Centro (n = 86).							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NNE – SSO	1 _A	1	6	18	11	2	0
~ NE – SO	2 _A	1	4	11	8	1	1
Sin Fmla.	-	1	2	12	7	0	0
Dominio Sur (n = 12).							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NE – SO	2 _A	0	0	3	2	0	0
~ NO – SE	4 _A	0	0	0	3	0	0
Sin Fmla.	-	0	0	2	2	0	0

b) Estimación de la apertura principal.

En el Dominio Norte (DN), la familia que presenta las vetas de mayores espesores, y en consecuencia una mayor apertura, es la familia 2_{A_DN} de orientación ~ NE – SO (vetas >100 cm), seguida estrechamente de la familia 3_{A_DN} de orientación ~ E – O, la que presenta la mayor frecuencia de vetas menores a 100 cm; mientras que la familia 1_{A_DN} de orientación ~ NNE – SSO es la que presenta el menor desarrollo (Figura 4.13). Entonces, las familias 2_{A_DN} y 3_{A_DN} son bastante similares en cuanto a la frecuencia de sus vetas en todos los rangos de espesor, mientras que la familia 1_{A_DN} presenta un débil desarrollo en este dominio.

En cambio, en el Dominio Centro (DC) la familia 2_{A_DC} es la que presenta las vetas de mayores espesores (vetas > 100 cm), seguida estrechamente por la familia 1_{A_DC}, la que presenta una mayor frecuencia en las vetas < 100 cm; sin embargo ambas familias presentan un desarrollo de vetas bastante similar en todos los rangos de espesor (Figura 4.13).

De acuerdo a lo anterior, la familia que presenta mayores espesores en ambos dominios es la familia 2_A por lo que la máxima apertura sincrónica con la mineralización (T) presenta una orientación de N57°E dentro del área en estudio (Figura 4.14).

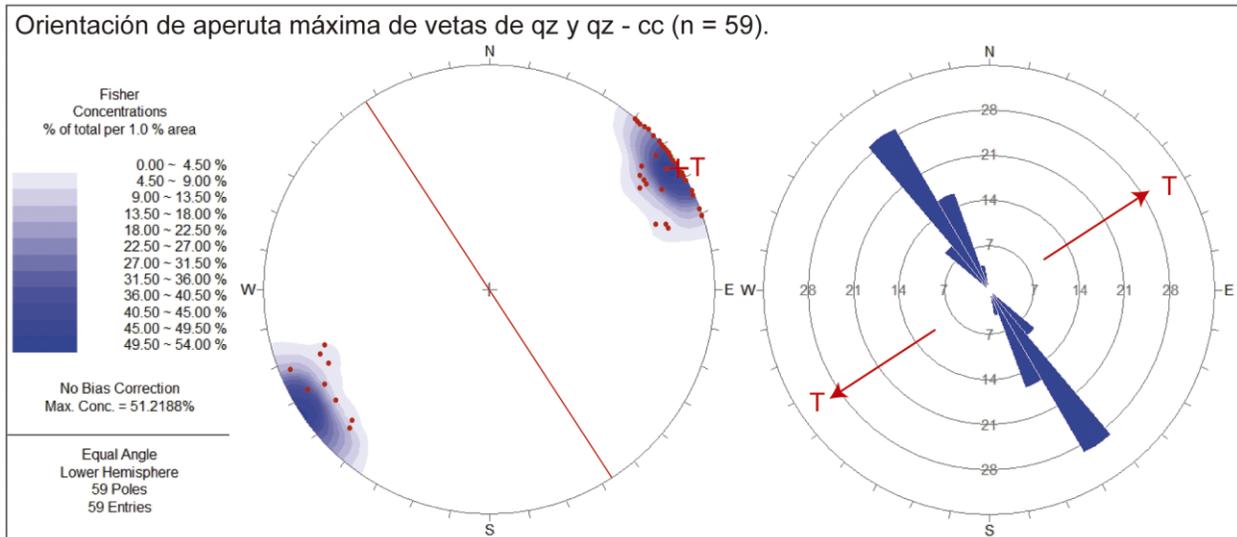


Figura 4.14. Apertura principal de las vetas de cuarzo (qz) y cuarzo – carbonato (cc) (T). Izquierda: proyección estereográfica en una semiesfera inferior de datos de apertura de vetas (puntos rojos); la línea roja representa el plano promedio de vetas, y la cruz roja representa el promedio de apertura (T). Derecha: diagrama de roseta de planos de vetas, donde las flechas rojas indican la orientación promedio de la apertura máxima (T).

4.3.2. Vetas posteriores a la mineralización de plata y oro.

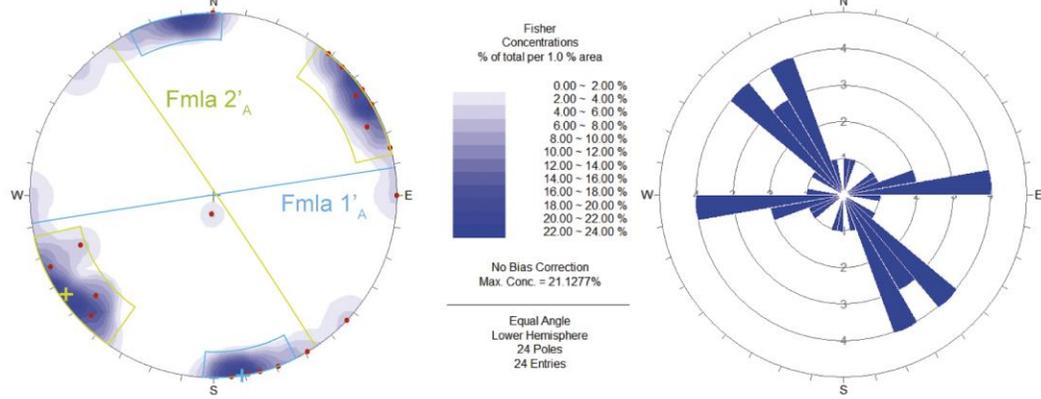
a) Estimación de la apertura local.

Las vetas de carbonato – baritina presentan 2 familias principales de apertura dentro del área en estudio denominadas Fmla 1_A' y Fmla 2_A', con orientaciones de apertura promedio de N9°O/0° y N56°E/2°SO respectivamente (Figura 4.15). Estas familias se distinguen en los dominios estructurales, donde son llamadas Fmla 1_A'_{DN}, Fmla 2_A'_{DN} y Fmla 2_A'_{DC} (Figura 4.X).

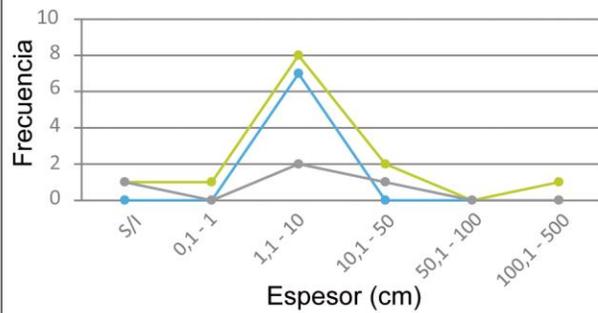
En el Dominio Norte, la familia 2_A'_{DN} es la que presenta los mayores espesores, mientras que la familia 1_A'_{DN} presenta las mayores frecuencias en las vetas menores a 10 cm. En cambio, en el Dominio Centro no se distingue la familia 1_A', si no se sólo se documentan vetas que pertenecen a la familia 2_A'_{DC} con espesores menores a 10 cm (Figura 4.16).

En las tablas 4.6 y 4.7 se presenta cada familia de datos según su actitud, y en las tablas 4.8 y 4.9 según la frecuencia de sus espesores.

a) Vetas tabulares (n = 22) y vetas sigmoidales (n = 2) de carbonato - baritina.



b) Frecuencia de las familias de apertura de las vetas de cc - ba según espesor de las vetas.



c) Orientación de las familias de apertura de las vetas de cc - ba según espesor de las vetas.

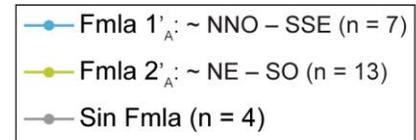
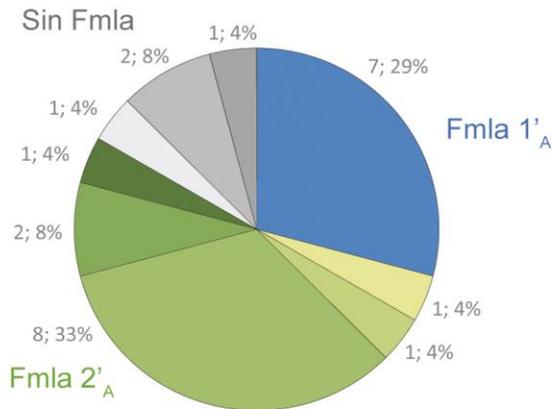
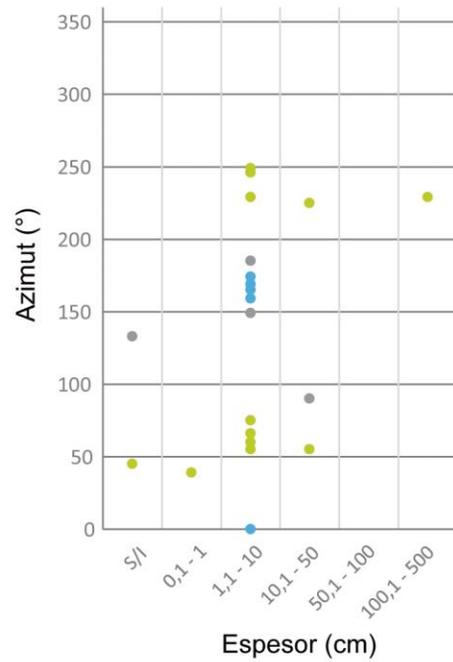
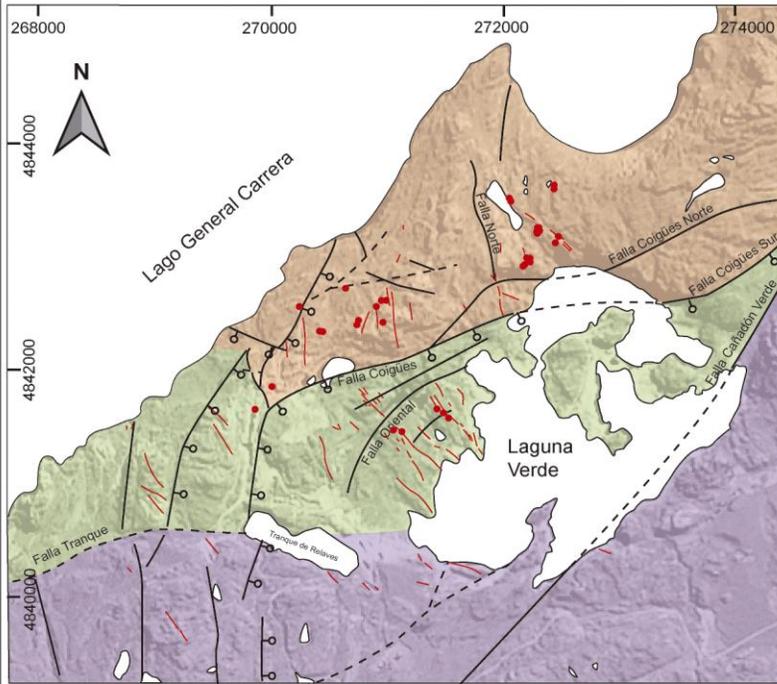


Figura 4.15. Clasificación de apertura de vetas posteriores a la mineralización según orientación y espesor. a) Proyección estereográfica de la apertura (círculos rojos) y sus familias principales en un diagrama de contorno de polos, y orientación de los planos de vetas en un diagrama de roseta. b) Familias de apertura de vetas clasificadas según espesor, cuyos valores corresponden a “frecuencia (n); porcentaje del total de datos”. c) Orientación de las familias principales de apertura según espesor de las vetas.

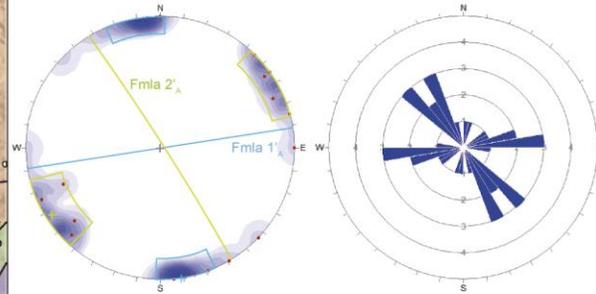
Apertura de vetas de cc - ba



Leyenda



DN (n = 19)



DC (n = 5)

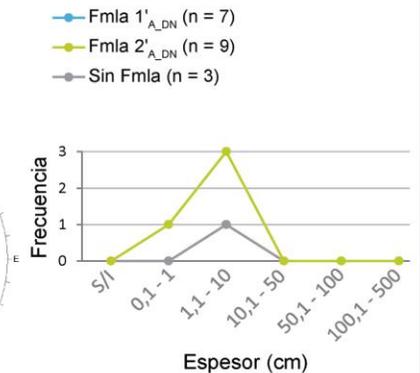
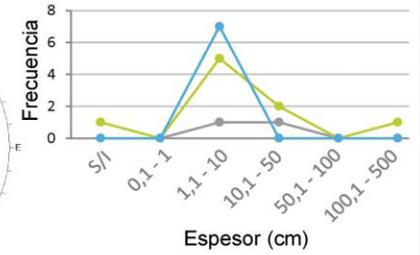
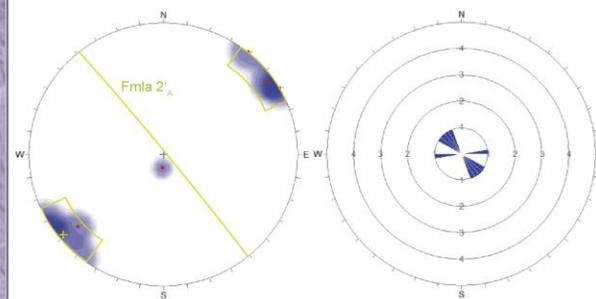


Figura 4.16. Familias principales de apertura (T) (diagrama de contorno), estimadas a partir de la orientación de vetas de carbonato (cc) y baritina (ba) (diagrama de roseta); n: frecuencia.

Tabla 4.6. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización dentro del área en estudio. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.

Familias principales de apertura de vetas de cc – ba del área en estudio.			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	n
~ NE – SO	1 ['] _A	236,0/2,3	13
~ NNO – SSE	1 ['] _A	170,7/0	7

Tabla 4.7. Orientación promedio de las familias principales de apertura de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización en cada dominio estructural. Notación en azimut (ρ)/manteo (μ); n: frecuencia; qz: cuarzo; cc: carbonato.

Familias principales de apertura de vetas cc - ba			
Dominio Norte			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	n
~ NE – SO	1 ['] _A	238,3/2,6	9
~ NNO – SSE	2 ['] _A	170,7/0,0	7
Dominio Centro			
Orientación	Fmla.	ρ/μ	N
~ NE – SO	1 ['] _A	230,8/1,8	4

Tabla 4.8. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización dentro del área en estudio. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor.

Espesor de vetas de cc – ba (n = 24)							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NE – SO	1 ['] _A	1	1	8	2	0	1
~ NNO – SSE	2 ['] _A	0	0	7	0	0	0
Sin Fmla.	-	0	0	3	1	0	0

Tabla 4.9. Apertura según espesor de vetas tabulares y sigmoidales posteriores a la mineralización para cada dominio estructural. Datos corresponden a la frecuencia (n) de apertura en cada rango de espesor; S/I: sin información de espesor; la orientación de la familia corresponde a la orientación de la apertura.

Espesor de vetas de cc - ba							
Dominio Norte (n = 19).							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NE – SO	1 ['] _A	1	0	5	2	0	1
~ NNO – SSE	2 ['] _A	0	0	7	0	0	0
Sin Fmla	-	0	0	2	1	0	0
Dominio Centro (n = 5).							
Orientación	Fmla.	S/I]0 – 1] cm]1 – 10] cm]10 – 50] cm]50 – 100] cm]100 – 500] cm
~ NE – SO	1 ['] _A	0	1	3	0	0	0
Sin Fmla	-	0	0	1	0	0	0

b) Estimación de la apertura principal.

En el Dominio Norte (DN), la familia que presenta las vetas de mayores espesores, y en consecuencia una mayor apertura, es la familia 2[']_{A_DN} de orientación ~ NE – SO (vetas > 100 cm), seguida de la familia 1[']_{A_DN} de orientación ~ NNO – SSE (vetas ≤ 10 cm). En cambio, en el Dominio Centro sólo se distingue la familia 2[']_{A_DC} de orientación ~ NE – SO con espesores menores a la familia 2[']_{A_DN} (vetas ≤ 10 cm) (Figura 4.16).

Entonces, la familia que presenta mayores espesores en ambos dominios es la familia $2'_{A_DN}$, por lo que la máxima apertura posterior a la mineralización (T') presenta una orientación de $\sim N58^\circ E$, en el plano horizontal (Figura 4.17).

De esta forma, la apertura principal en las vetas posteriores a la mineralización ocurre a $1,3^\circ$ de la orientación de apertura principal sincrónica con la mineralización; por lo que se considera que la orientación de apertura máxima es la misma para ambos sistemas de vetas.

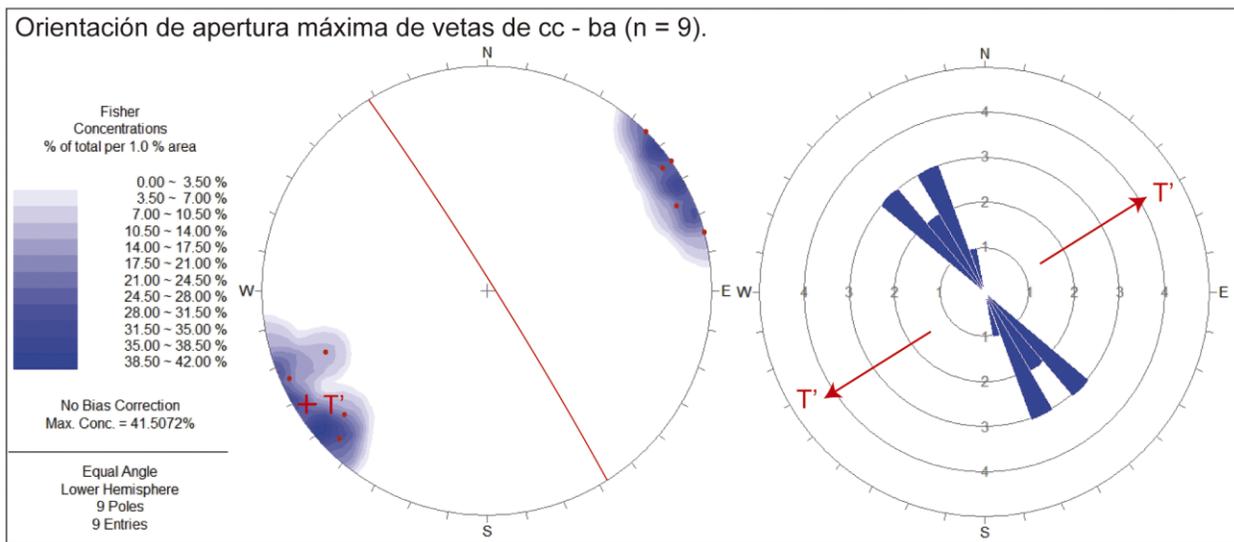


Figura 4.17. Apertura principal de las vetas de carbonato (cc) y baritina (ba) (T'). Izquierda: proyección estereográfica en una semiesfera inferior de datos de apertura de vetas (puntos rojos); la línea roja representa el plano promedio de vetas, y la cruz roja representa el promedio de apertura (T'). Derecha: diagrama de roseta de planos de vetas, donde las flechas rojas indican la orientación promedio de la apertura máxima (T').

4.4. CRITERIOS ESTRUCTURALES PARA LA EXPLORACIÓN DISTRITAL.

Las vetas sincrónicas y posteriores a la mineralización asociadas a la apertura principal, presentan una orientación de $N33^\circ O \pm 10^\circ$ dentro del área en estudio. Las vetas que se encuentran fuera de ese rango se consideran asociadas a la apertura secundaria, y presentan orientaciones que van desde $N69^\circ O$ a $N23^\circ O$ y desde $N43^\circ O$ a $N11^\circ E$ (Figura 4.18).

Para determinar zonas potencialmente mineralizadas en el Distrito Cerro Bayo, es necesario analizar los lineamientos las rocas del miembro inferior de la Fm. Ibáñez (Figura 4.19), ya que las vetas del área en estudio se hospedan en la misma unidad. Luego estos lineamientos se asocian a las orientaciones de apertura principal y secundaria en el DCB (Figura 4.20).

Orientación de apertura principal y secundaria.

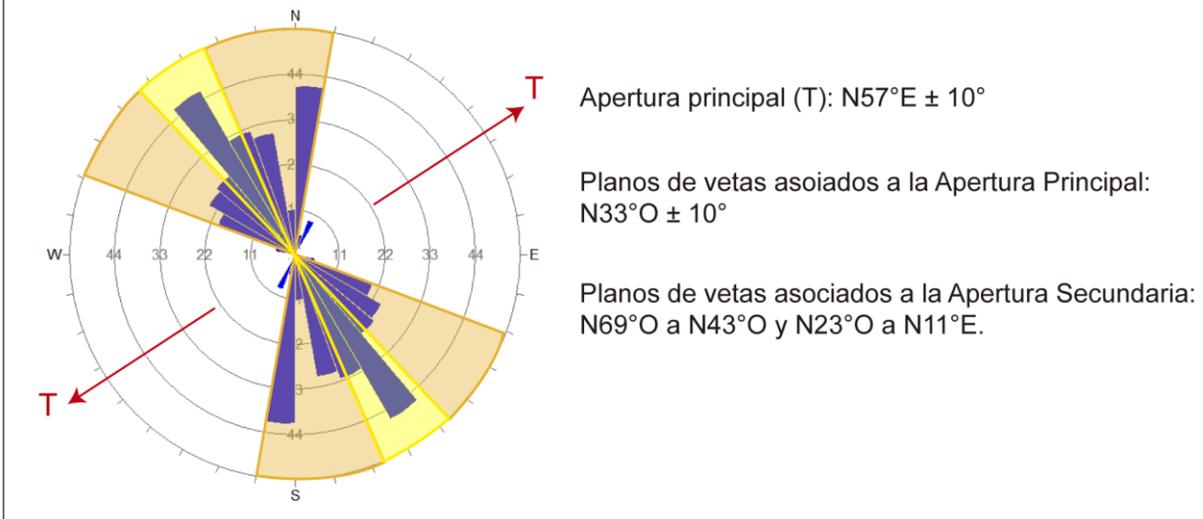


Figura 4.18. Orientación de las vetas documentadas dentro del área en estudio (diagrama de roseta), asociadas a las orientaciones de apertura principal (T) (sector amarillo) y secundaria (sector naranja).

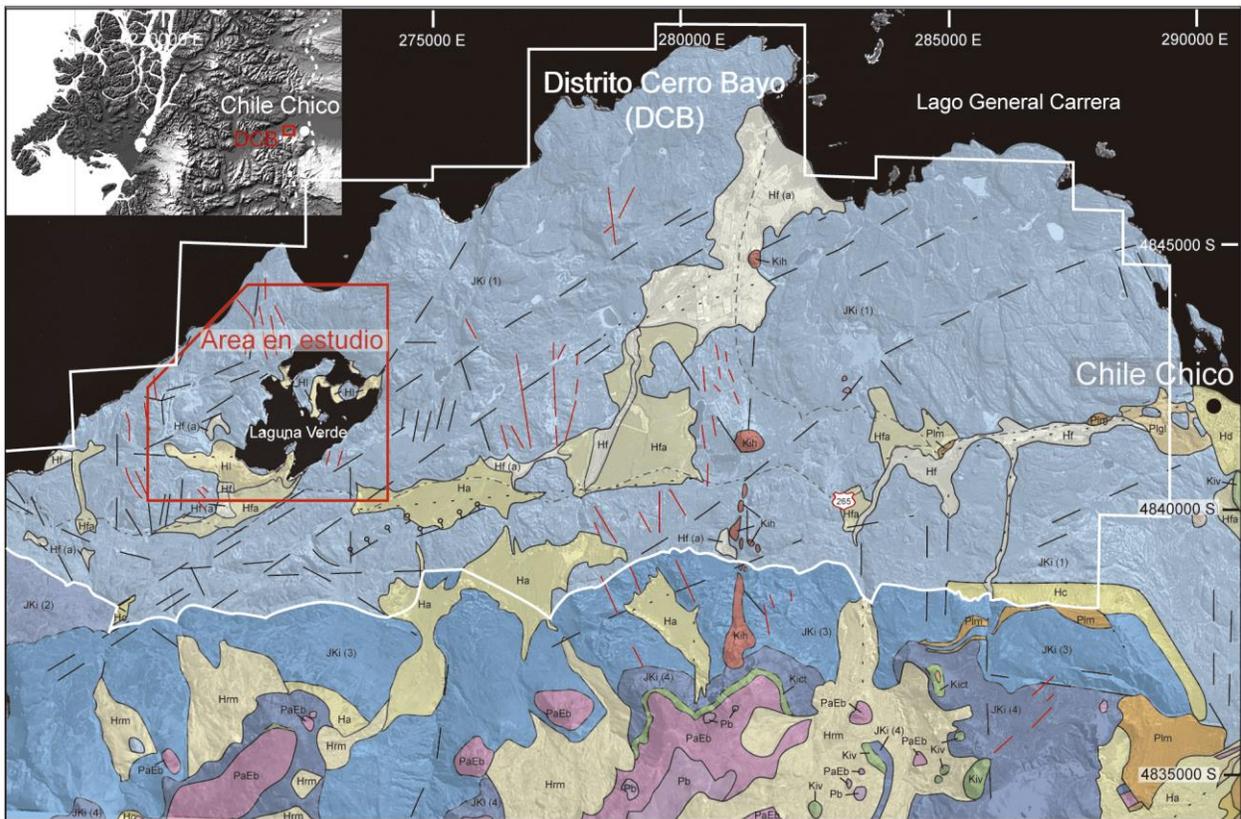


Figura 4.19. Miembro inferior de la Formación Ibáñez en el Distrito Cerro Bayo (línea blanca). Donde, JKí (1): Formación Ibáñez, Rocas piroclásticas Chile Chico; Kih: Hipabisales y domos Cerro Bayo; Pim: Depósitos morrénicos pleistocenos; Plg: Depósitos glaciolacustres pleistocenos; Hfa: Depósitos fluviales antiguos; Hl: Depósitos lacustres; Hf (a): Depósitos fluviales de llanura de inundación; Ha: Depósitos de abanicos aluviales. Modificado de De la Cruz y Suárez, 2008. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19S, en metros.

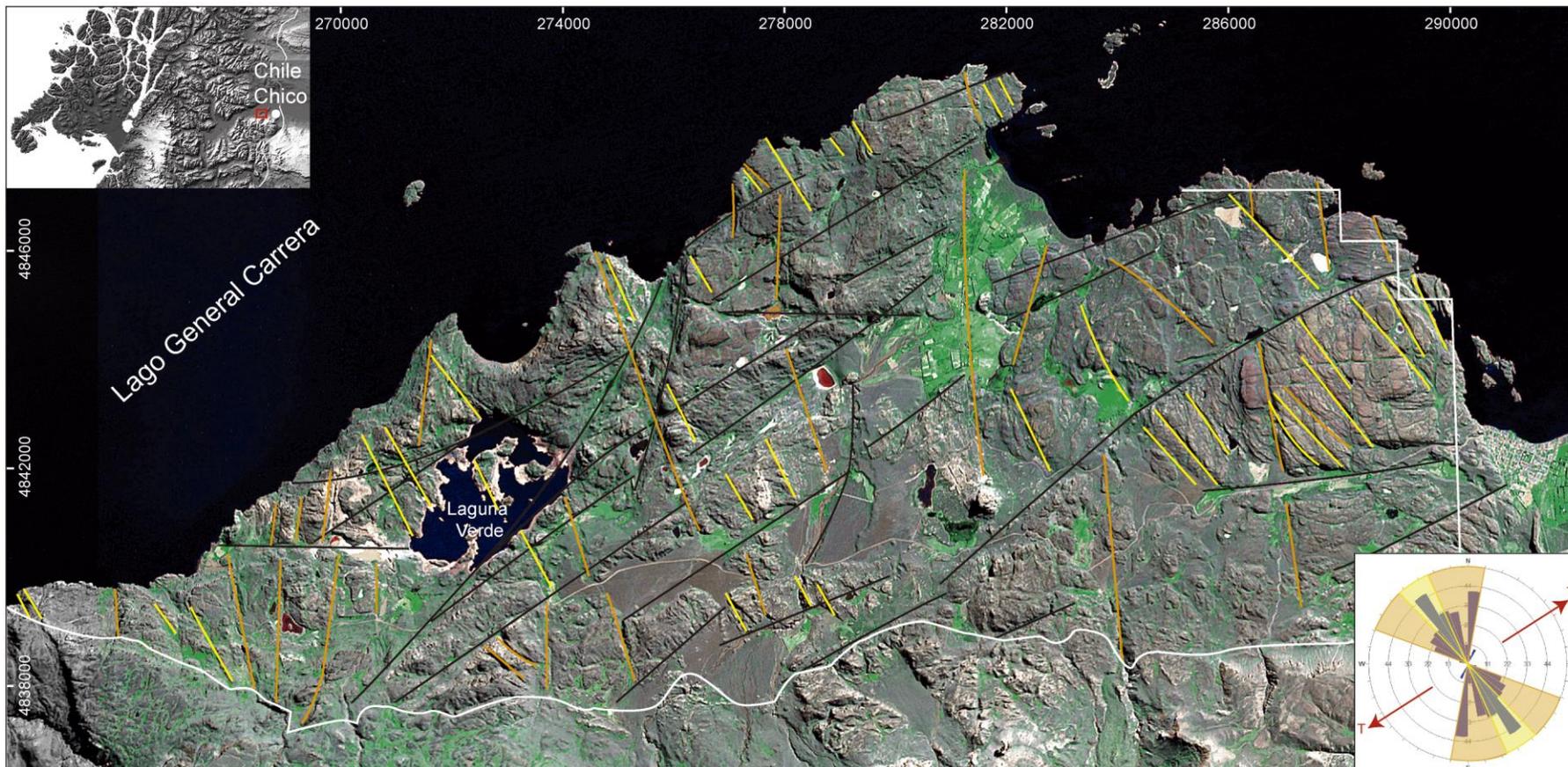


Figura 4.20. Lineamientos principales de las rocas del miembro inferior de la Formación Ibáñez en Distrito Cerro Bayo (delimitado por línea blanca). Se identifican los lineamientos asociados a la orientación de apertura principal (amarillo) y secundaria (naranja). Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19S, en metros.

De acuerdo a la frecuencia y largo de las trazas de lineamientos principales, se establecen 7 zonas potencialmente mineralizadas en el distrito, las que se enumeran del uno al siete considerando en primer lugar la frecuencia, y luego el largo (Figura 4.21).

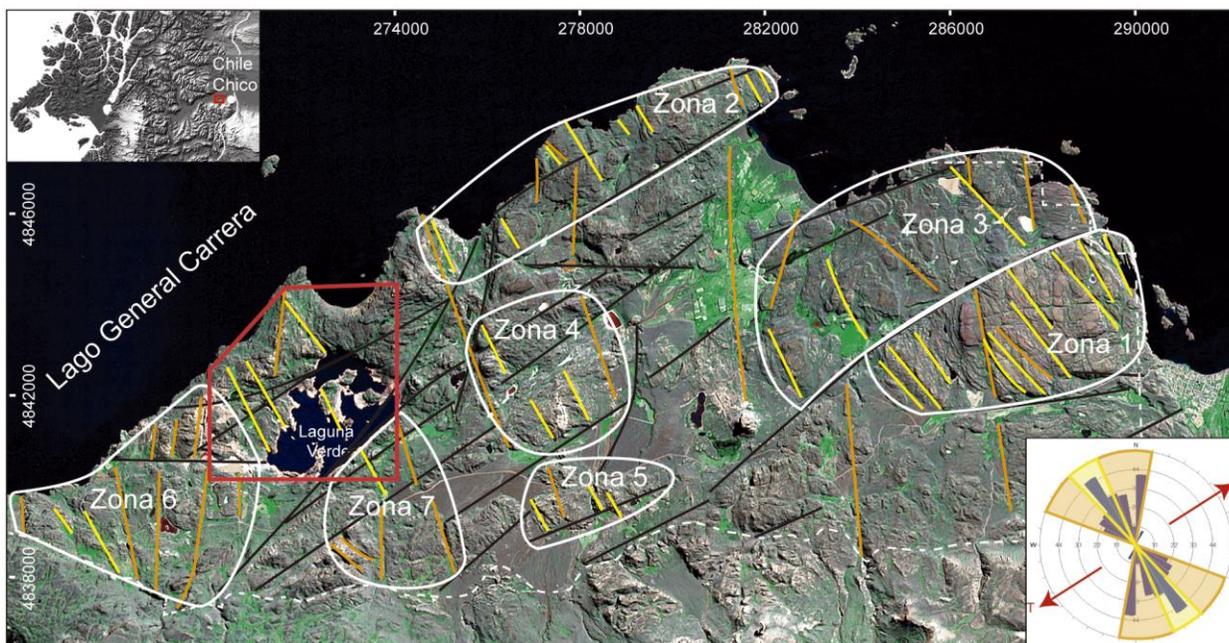


Figura 4.21. Zonas propuestas a explorar en el Distrito Cerro Bayo (línea punteada), donde se representan las orientaciones de los lineamientos asociados a la apertura principal (amarillo) y los lineamientos asociados a la apertura secundaria (naranja). Las líneas negras representan lineamientos generales. Coordenadas en el sistema *Universal Transverse Mercator* (UTM) zona 19 S, en metros.

5. DISCUSIONES

Esta sección espera integrar los resultados obtenidos en la tesis y los estudios anteriores que permitieron establecer el contexto regional en el que se desarrolló el yacimiento argento – aurífero epitermal del Distrito Cerro Bayo, y las implicancias de los resultados en la exploración distrital.

5.1. RÉGIMEN TECTÓNICO AL MOMENTO DEL EMPLAZAMIENTO DE LAS VETAS.

A partir del análisis geométrico de las vetas tabulares y sigmoidales se estimó que la orientación de apertura principal, equivalente al esfuerzo mínimo principal (σ_3), es horizontal al momento de ocurrir el emplazamiento del sistema de vetas sincrónicas y posteriores a la mineralización de plata y oro en el Distrito Cerro Bayo. Sin embargo, a partir de la orientación de apertura no es posible definir la orientación del esfuerzo principal máximo (σ_1) (Figura 4.10; Sibson, 2003).

Entonces, para estimar el régimen tectónico al momento de ocurrir el emplazamiento de las vetas, se realiza un análisis cinemático de las vetas sigmoidales, ya que éstas se consideran estructuras híbridas entre extensión y cizalle, delimitadas por estructuras de cizalle y cuya bisectriz corresponde al esfuerzo principal máximo σ_1 (Figura 4.10; Sibson, 2003).

A continuación se estima la orientación del máximo esfuerzo en el plano horizontal (σ_m), el que se asocia al esfuerzo principal máximo (σ_1) o al esfuerzo principal medio (σ_2), dependiendo si es de compresión o tracción, respectivamente. Cabe destacar que el análisis se realiza a partir de las vetas tabulares documentadas en el plano horizontal, ya que las verticales pueden formarse por colapsos gravitacionales en todos los ambientes tectónicos.

Entonces, la orientación de σ_m se estima como la bisectriz del ángulo formado por las orientaciones límite del rango de orientaciones de vetas sigmoidales (en terreno no es posible identificar las estructuras de cizalle que deberían delimitar las estructuras híbridas), donde el sentido de σ_m debe ser consistente al sentido de desplazamiento relativo de las mismas vetas (Figura 5.2 y 5.3).



Figura 5.1. Veta de cuarzo con geometría de codo extensional que evidencia el sentido de desplazamiento relativo de sus bloques adyacentes (flechas blancas), donde σ_3 corresponde a la orientación de máxima apertura.

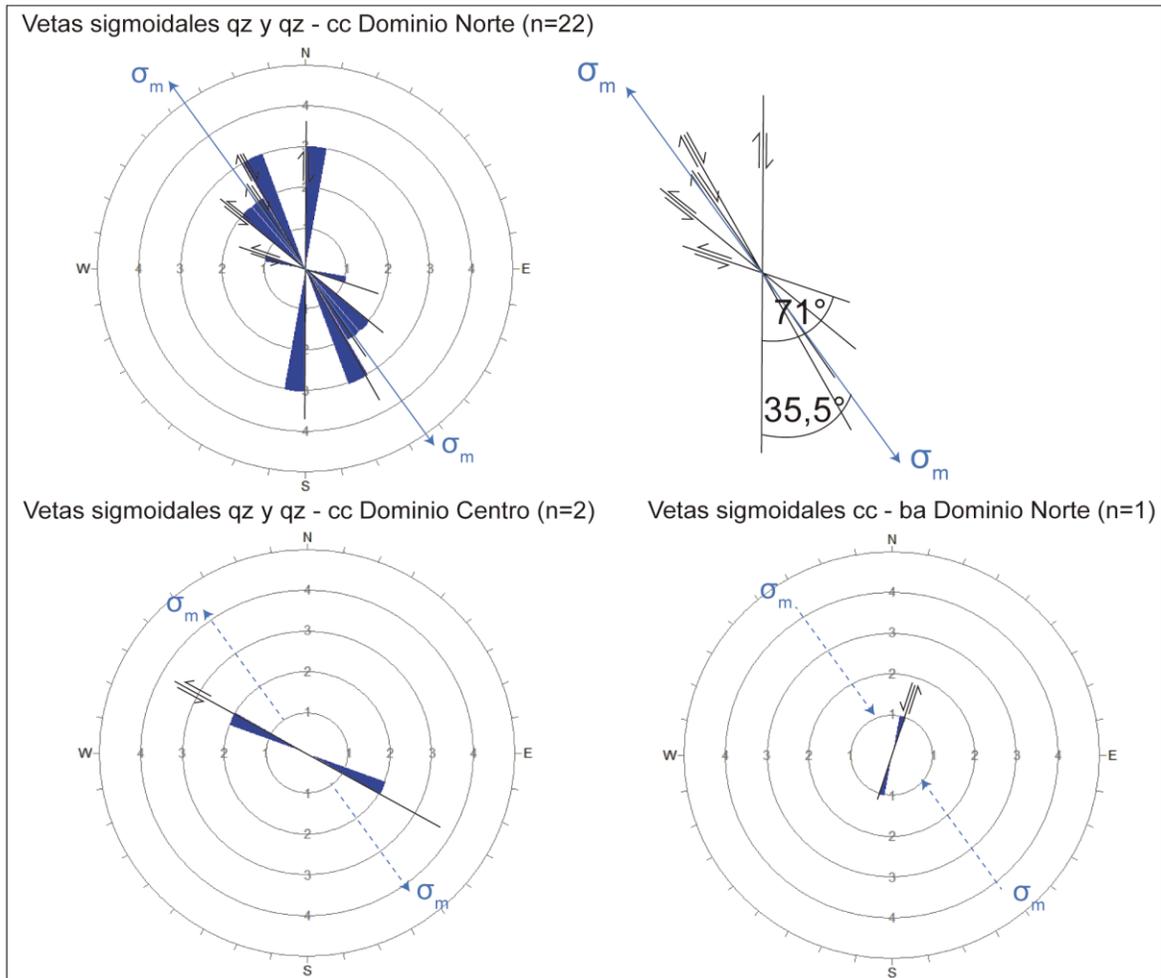


Figura 5.2. Orientación y sentido de desplazamiento de vetas sigmoidales syn (cuarzo y cuarzo - carbonato) y post mineralización (carbonato y baritina) de cada dominio estructural en diagramas de roseta. σ_m : esfuerzo máximo principal en el plano horizontal; n: frecuencia, qz: cuarzo, cc: carbonato. Flechas negras indican el sentido de desplazamiento relativo de los bloques adyacentes a la veta - falla; flechas azules indican la orientación de σ_m estimado a partir de la geometría de las vetas sigmoidales.

De esta forma, la vetas sigmoidales sincrónicas con la mineralización en el Dominio Norte evidencian un desplazamiento de tipo tracción para σ_m (Figura 5.2), lo que se asocia a un esfuerzo principal máximo (σ_1) vertical, coherente con un sistema local de tipo normal al momento de ocurrir la mineralización (Figura 5.3).

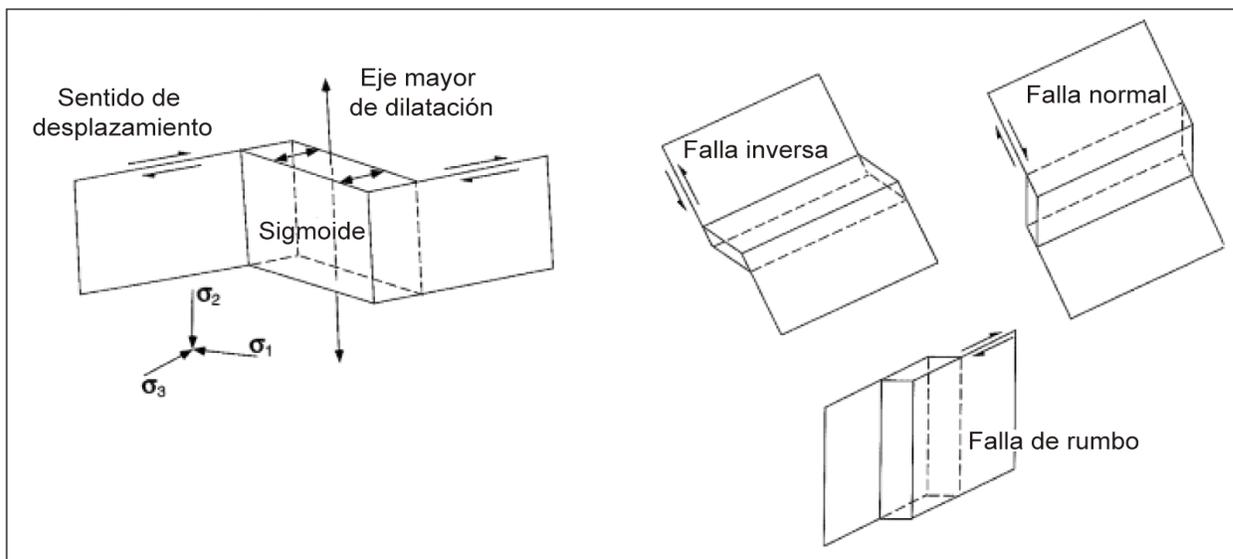


Figura 5.3. Orientación de los esfuerzos principales asociados a la generación de vetas producto del desplazamiento de un plano de falla en diferentes regímenes tectónicos (modificado de Cox *et al.*, 2001; Cox, 2005).

En cambio, el Dominio Centro no presenta datos suficientes para determinar la orientación de σ_m . Sin embargo, si se mantiene la orientación del Dominio Norte, el sentido de desplazamiento de la veta sigmoidal documentada es coherente con un esfuerzo de tracción para σ_m (Figura 5.2). Incluso si se considera la variación de la orientación de las estructuras de $\sim 25^\circ$ en sentido antihorario del Dominio Centro respecto al Dominio Norte (Figura 4.9), σ_m presentaría la misma orientación de la veta sigmoidal del Dominio Centro y podría ser tanto de tracción como de compresión. De lo anterior se determina que no es posible estimar con precisión el régimen tectónico local para este dominio.

De acuerdo a las vetas sigmoidales sincrónicas con la mineralización del Dominio Norte, σ_m es un esfuerzo de tracción con orientación $324,5^\circ/0^\circ$ (notación azimut/manteo) (Figura 5.2), equivalente al esfuerzo medio de deformación (σ_2). Éste forma un ángulo de $92,5^\circ$ con el esfuerzo mínimo de deformación (σ_3) equivalente a la máxima apertura (T), lo que es consistente ya que σ_2 y σ_3 deben ser ortogonales.

Lo anterior indica que la deformación sincrónica con la precipitación de vetas mineralizadoras de plata y oro presenta su eje principal mayor (σ_1) vertical, y los esfuerzos de deformación medio (σ_2) y mínimo (σ_3) horizontales, lo que es coherente con un régimen local extensivo para su emplazamiento (Figura 5.3). Sin embargo, es importante tener en cuenta que la ocurrencia de

vetas sigmoidales en el plano horizontal evidencia el régimen local no es puramente normal, sino que de transtensión.

Para las vetas posteriores a la mineralización no es posible definir la orientación y sentido de σ_m debido a que sólo fue posible documentar una veta sigmoidal. Sin embargo, la orientación de apertura máxima evidencia que no existe variación en los esfuerzos principales sincrónicos y posteriores mineralización, por lo que la única veta sigmoidal documentada indica que σ_m es un esfuerzo compresivo (Figura 5.2), por lo que el sistema debe ser principalmente de rumbo (Figura 5.3).

De lo anterior es posible determinar que el régimen local de deformación dentro del área en estudio es coherente con el régimen de extensión regional propuesto por varios autores para el periodo de emplazamiento de las vetas dentro del área en estudio (Tabla 2.1).

Es relevante destacar que los datos documentados dentro del área en estudio reflejan el régimen local de deformación, y pueden extrapolarse a escala distrital, pero no permiten, por si solos, realizar conclusiones a escala regional. De hecho, los sistemas de falla mapeados a escala regional son principalmente inversos debido al régimen tectónico compresivo posterior al régimen de extensión. Entonces, ¿Por qué la inversión no se observa en el Distrito Cerro Bayo?

En general se tiende a asociar las fallas de tipo normal a regímenes de extensión. Según esto, las fallas del DCB, generalmente de tipo normal, se habrían generado inmediatamente posteriores a las rocas de la Fm. Ibáñez, durante el régimen de extensión (De Wit y Stern, 1981; Baker *et al.*, 1981; Townley *et al.*, 2000). Sin embargo, Cox (2005) propone que es bastante común que se desarrollen estructuras extensivas en regímenes de compresión, especialmente en la parte superior de pliegues anticlinales (Figura 5.4). La figura 5.5 presenta un ejemplo del desarrollo de fracturas extensivas en un régimen compresivo (Chester, 1991; Cox, 2005).

Lo anterior explicaría la ausencia de estructuras inversas dentro del área en estudio, donde probablemente se habrían desarrollado fallas de tipo normal durante la inversión, ya que se encuentra en la parte superior de un pliegue anticlinal (Figura 5.4). Esto corrobora que los

resultados obtenidos en esta tesis son extrapolables a escala distrital, pero no permiten obtener conclusiones a escala regional.

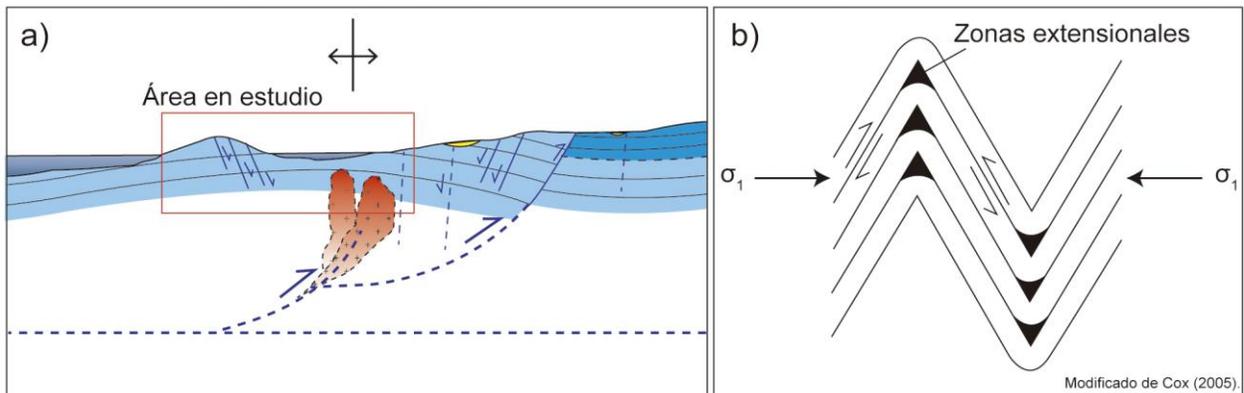


Figura 5.4. a) Ocurrencia de fallas inversas profundas y de fallas normales someras en los flancos de un pliegue anticlinal en el DCB. b) Esquema que indica la generación de zonas extensivas en regímenes de compresión, que permitiría explicar la ocurrencia de fallas inversas y normales asociadas a un mismo evento de compresión (modificado de Cox, 2005).

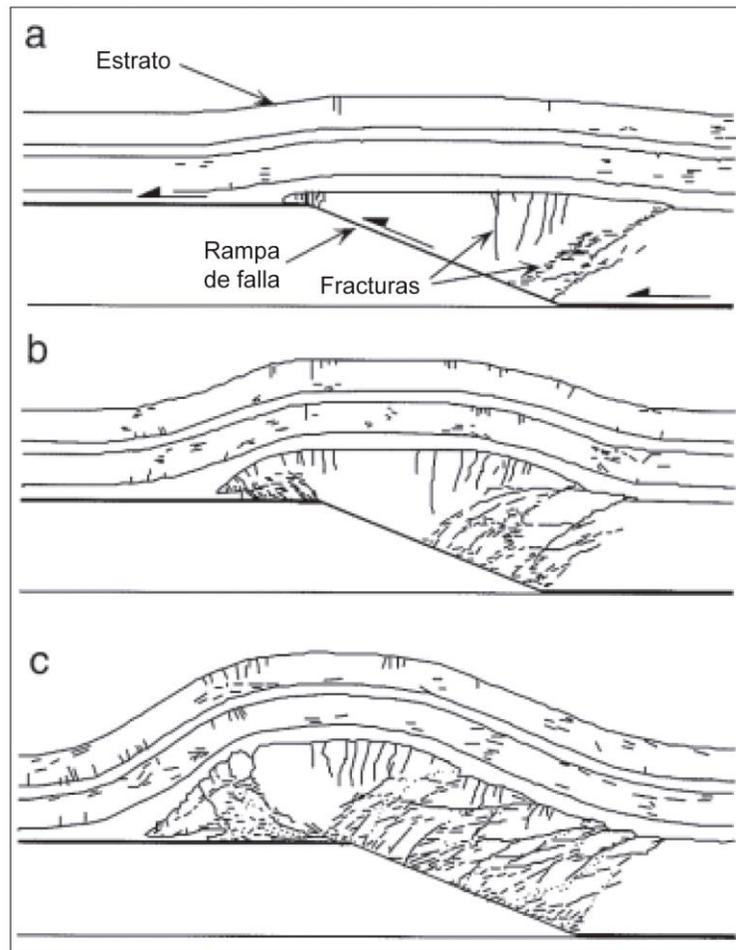


Figura 5.5. Desarrollo de fracturas extensivas en un régimen compresivo. Modelo empírico tomado de Chester *et al.* (1991); Cox (2005).

5.1. IMPLICANCIAS EN LA EXPLORACIÓN DISTRITAL.

A partir de los resultados se determinó que la apertura principal del sistema ocurre con orientación $N57^{\circ}E \pm 10^{\circ}$, y se establecieron 7 zonas a explorar según la orientación, frecuencia y largo de los lineamientos. Sin embargo es necesario tener en cuenta los siguientes factores al momento de explorar las zonas propuestas:

En primer lugar, dentro del área en estudio la mineralización se concentra principalmente en la Unidad Temer, y en menor medida, en la Unidad Coigües; mientras que las unidades que las subyacen y sobreyacen son estériles. Sin embargo, en el distrito no se han identificado las unidades del área en estudio, por lo que no es posible determinar la profundidad a la que se hospeda la mineralización.

Para determinar la profundidad relativa de la mineralización en el resto del distrito respecto al área en estudio, es necesario considerar que las fallas posteriores a la mineralización con orientación NE – SO al oeste de Laguna Verde son de tipo normal con caída de los bloques occidentales, por lo que la mineralización debiera estar más somera en el resto del distrito. Sin embargo, estudios de inclusiones fluidas en las vetas de cuarzo indican que el sector Laguna Verde es el más erodado del distrito, por lo que la mineralización debiera encontrarse bajo superficie en el resto del distrito.

En segundo lugar es necesario destacar que la apertura principal se determinó según la frecuencia de los espesores. Aún no se ha demostrado si existe una relación directa entre el espesor y la ley de plata y oro en las vetas, por lo que las vetas asociadas a la apertura secundaria podrían ser económicamente más relevantes que las vetas asociadas a la apertura principal. Además es necesario considerar que las leyes de las vetas varían con la profundidad, por lo que se recomienda analizar las leyes en función del espesor tanto en el plano vertical, como en el plano horizontal.

Un ejemplo de la variación de las leyes a lo largo de la profundidad en una veta epitermal con mineralización de plata y oro se expone en el estudio realizado en el Distrito El Bronce de Petorca (Figura 5.6; Camus *et al.*, 1991). En este es posible observar que la ley no se concentra en el sector de mayor espesor de la veta.

En el caso en estudio la apertura principal se define en función al espesor de las vetas, y luego en función de la frecuencia y largo de las trazas de lineamientos en el distrito, fueron identificadas siete áreas posiblemente mineralizadas (Figura 4.21; sección 4.4). Como la magnitud de las fallas no presenta necesariamente una relación directa con ley de las vetas, es necesario considerar que los lineamientos asociados a la apertura secundaria podrían ser económicamente más relevantes que los lineamientos asociados a la apertura principal.

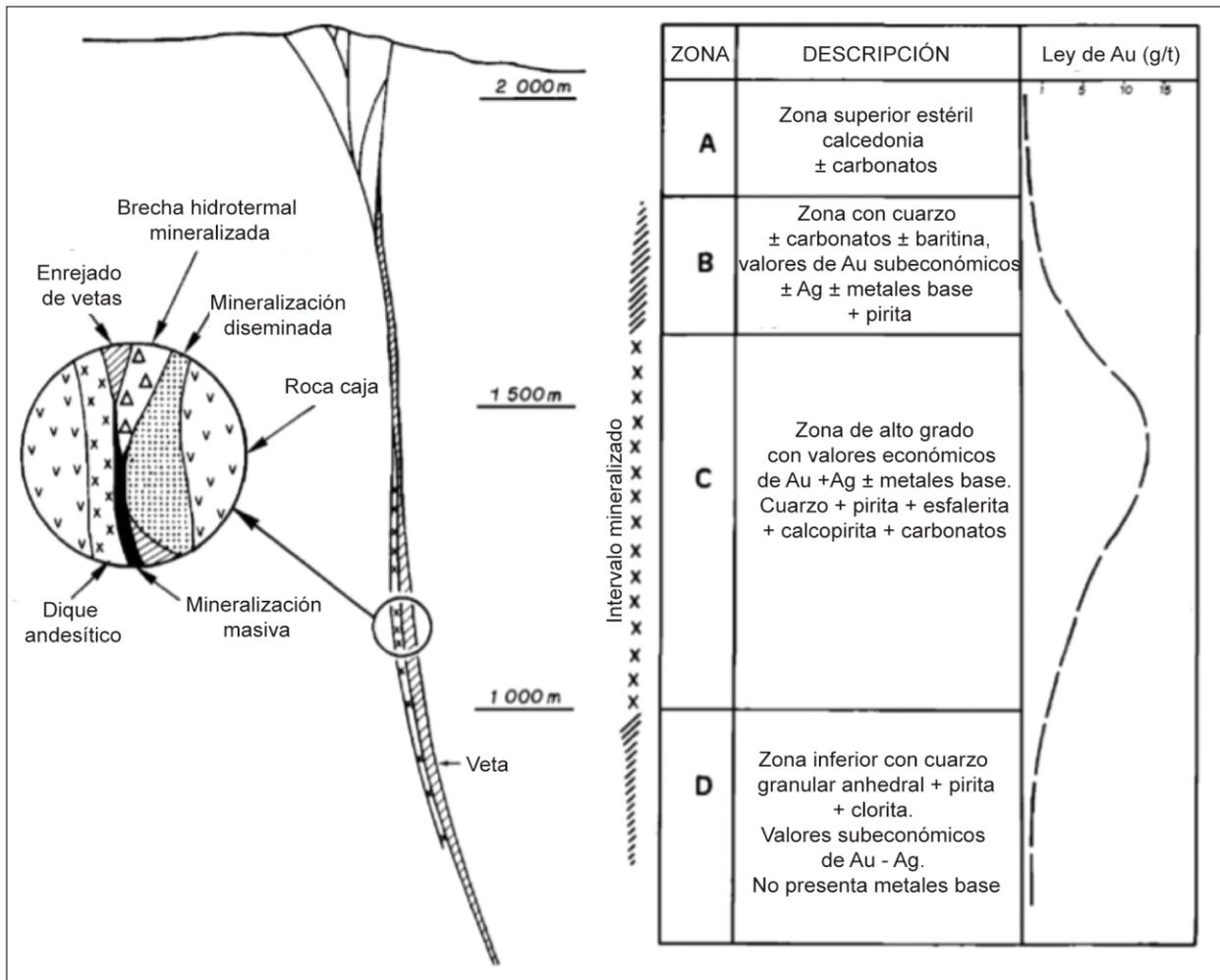


Figura 5.6. Variación de las leyes de plata y oro a lo largo de la profundidad de una veta de cuarzo. Modificado de Camus *et al.* (1991).

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De acuerdo a los resultados obtenidos en este estudio, es posible concluir que la mineralización de plata y oro en las vetas de edad Cretácico Temprano hospedadas en las rocas volcano – sedimentarias de edad Jurásico Tardío en el DCB, presenta un fuerte control estructural al momento de ocurrir su emplazamiento.

Mediante un análisis geométrico – cinemático de las vetas sigmoidales se determinó que el régimen local de deformación es de tipo extensional, siendo consistente con el régimen de deformación a escala continental durante el periodo de emplazamiento de las vetas (Tabla 2.1).

Las relaciones geométricas de las vetas sincrónicas y posteriores a la mineralización permiten determinar que la apertura principal del sistema (T), equivalente al esfuerzo mínimo de deformación (σ_3), no varía entre ambos sistemas. Los resultados obtenidos indican que la apertura principal es horizontal con orientación N57°E, por lo que los planos de vetas de mayores espesores son subverticales con orientaciones de N33°O \pm 10°. Por otra parte, los planos de vetas asociados a la apertura secundaria presentan orientaciones dentro del rango N69°O a N43°O y N53°O a N11°E (Figura 4.18).

Las orientaciones de apertura principal (T) se buscaron en un análisis de fotolineamientos en el DCB, y se determinaron siete zonas posiblemente mineralizadas dentro del distrito (Figura 4.21). Estas zonas se enumeran del 1 al 7, donde 1 corresponde a la zona de mayor probabilidad de mineralización según la frecuencia y largo de las trazas, y 7 la de menor. Sin embargo, es relevante destacar que estas zonas se asocian a la mayor apertura en el sistema, y la prioridad exploratoria podría cambiar si las vetas asociadas a la apertura secundaria fueran económicamente más interesantes que las vetas asociadas a la apertura principal.

Por otra parte, las unidades litológicas documentadas dentro del área en estudio no se pueden extrapolar al resto del distrito. Esto junto al desconocimiento de la magnitud de las fallas posteriores a la mineralización con orientación NE – SO y caída de los bloques occidentales al este de Laguna Verde, generan incertidumbre en cuanto a la profundidad de la mineralización en el resto del distrito. Sin embargo, los estudios de inclusiones fluidas y de la cristalinidad de la

illita realizados en estudios anteriores (Figura 3.4) permiten determinar que el sector Laguna Verde es el que presenta la mineralización más profunda dentro del distrito.

Entonces, previo a la exploración de las zonas propuestas se recomienda: (1) realizar un análisis geoquímico de elementos traza (ej. arsénico: evidencia la presencia de oro), para cada familia de vetas. Esto permitirá determinar si efectivamente las vetas de mayor apertura representan o no la mayor mineralización. (2) Determinar la profundidad a la cual se encontraría la mineralización, mediante un estudio geológico – estructural más detallado que asocie la litología de las rocas del distrito a las unidades descritas para el área en estudio, y que determine la magnitud del desplazamiento de las fallas posteriores a la mineralización.

7. REFERENCIAS

- Adriasola, A., Thomson, S., Brix, M., Hervé, F., y Stöckhert, B. (2006). Postmagmatic cooling and late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos region of Chile, 41°-42°15'S. *In International Journal of Earth Sciences*, 95(3), 504-528.
- Allen, R. B. (1982). Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes patagónicos entre los 51°00' y 52°15' lat. Sur, Maghallas, Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Boletín 38*.
- Alric, V., Haller, M., Féraud, G., Bertrand, H., y Zubia, M. (1996). Geocronología 40Ar/39Ar del volcanismo jurásico de la Patagonia Extrandina. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 243-250, Buenos Aires*.
- Anderson, E. I. (2006). Analytical solutions for flow to a well through a fault. *Advances in Water Resources*, 29, 1790-1803.
- Anderson, E. M. (1951). The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain (2nd edn). *Oliver and Boyd, Edinburgh*.
- Angermann, D., Klotz, J., y Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329-334.
- Arancibia, G., Cembrano, J., y Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista Geológica de Chile*, 26(1), 3-22.
- Arthaud, F., y Mattauer, M. (1972). Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles a la stratification; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 14, 12-17.
- Aubouin, J., Borrello, A., Cecione, G., Charrier, R., Chotin, P., Frutos, J., . . . Vicente, J. (1973). Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. *Revue de Géographie Physique et de Geologie Dynamique*, 15 (1-2), 11-71.
- Aydin, A., y Nur, A. (1982). Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91-105.
- Aydin, A., y Nur, A. (1985). The types and role of stepovers in strike-slip tectonics. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 37*, 35-44.
- Baker, P., Rea, W., y Skarmeta, J. (1981). Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46°S. *Philos. Trans. R. Soc. London, A* 303, 105-149.
- Bartholomew, D., y Tarney, J. (1984). Geochemical characteristics of magmatism in the southern Andes (45°-46° S). In: Harmon, R.S., Barreiro, B.A. (Eds.), *Andean Magmatism: Chemical Isotopic Constraints, Shiva Publications, Cheshire, U.K.*, 220-229.
- Barton, C. C., Samuel, J. K., y Page, W. R. (1988). Fractal sealing of fracture networks, trace lengths, and apertures (abs.). *Geol. Mag. Abs. w. Prog.* 20, A 299.
- Beach, A. (1975). The geometry of en-échelon vein arrays. *Tectonophysics*, 28, 245-263.
- Bell, C. M., De la Cruz, R., y Suárez, M. (1999). The tectonic evolution of the Mesozoic and Cenozoic Austral Basin in Southern America. *En International Symposium of Andean Geodynamics*, 4, 289-292. Editions de l'Orstrom, Gottingen.
- Bell, C., y Suárez, M. (1997). The Lower Cretaceous Apeleg Formation of the Aisén basin, Southern Chile. Tidal sandbar deposits of an epicontinental sea. *Revista Geológica de Chile*, 24 (2), 203-225. .

- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum Jr., R., Fitzgerald, M., y Wright, R. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. *En Allen, P.A. y Hoober, P.Z (eds.) International Association of Sedimentologists, Special Publication, 8*, 41-61.
- Blanpied, M. L., Lockner, D. A., y Byerlee, J. D. (1992). An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults. *Nature*, 358, 574-576.
- Blenkinsop, T. G. (2008). Relationships between faults, extension fractures and veins, and stress. *Journal of Structural Geology*, 30, 622-632.
- Boyer, S., y Elliott, D. (1982). Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 1196-1230.
- Bruce, R., Weaver, S., y Lux, D. (1991). Temporal and spatial variations in the southern Patagonian Batholith; Constraints on magmatic arc development. *En Andean magmatism and its tectonic setting (Harmon, R.; Rapela, C.; editors). Geological Society of America Special paper, 256*, 1-12.
- Bruhn, R., Stern, C., y De Wit, M. (1978). Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano tectonic and back arc basin in Southernmost South America. *Earth Planetary Science Letters*, 41, 32-46.
- Bürgmann, R., y Pollard, D. (1994). Strain accommodation about strike-slip fault discontinuities in granitic rock under brittle-to-ductile conditions. *Journal of Structural Geology*, 16, 1655-1674.
- Caine, J. S., Evans, J. P., y Forster, C. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. *Geology*, 24, 1025-1028.
- Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C., Weislogel, A., y Cordani, U. (2007). Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes Basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society, London*, 164, 1011-1022.
- Camus, F., Boric, R., Skewes, M. A., Castelli, J. C., Reichhard, E., y Mestre, A. (1991). Geologic, Structural, and Fluid Inclusion Studies of El Bronce Epithermal Vein System, Petorca, Central Chile. *Economic Geology*, 86, 1317-1345.
- Cande, S. C., y Leslie, R. B. (January de 1986). Late cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1), 471-496.
- Cartwright, J., Mansfield, C., y Trudgill, B. (1996). Fault growth by segment linkage. In: Buchanan, P.C., Nieuwland, D.A. (Eds.), *Modern Developments in Structural Interpretation. Special Publication of the Geological Society, London*, 99, 163-177.
- Cartwright, J., Trudgill, B., y Mansfield, C. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, 17, 1319-1326.
- Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. (1996). The Lliquiñe - Ofqui fault zone: A long lived intra-arc fault system southern Chile. *Tectonophysics*, 259, 55-66.
- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., y Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354, 289-314.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *En Moreno, T. y Gibbons, W. (eds.) The Geology of Chile. The Geological Society, London.*, 21-114.
- Chester, F. M., y Logan, J. M. (1987). Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California. *Journal of Structural Geology*, 10, 413-430.

- Chester, J., Logan, J. M., y Spang, J. H. (1991). Influence of layerin and boundary conditions on fault-bend and fault-propagation folding. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1059-1072.
- Chinnery, M. (1966a). Secondary faulting: I. Theoretical aspects. *Canadian Journal of Earth Science*, 3, 163-174.
- Chinnery, M. (1966b). Secondary faulting: II. Geological aspects. *Canadian Journal of Earth Science*, 3, 175-190.
- Coeur. (2007). The precious metals company website, copyright 2007 . *Coeur d' Alene Mines Corporation*, http://www.coeur.com/expl_cerro_bayo.html, 05/03/2008.
- Corbett, G. J. (2008). Influence of magmatic arc geothermal systems on porphyry-epithermal Au-Cu-Ag exploration models. *Terry Leach Symposium, Australian Institute of Geoscientists, Bulletin 48*, 25-43.
- Coutand, I., Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., y Miller, M. (1999). Structure and kinematics of a foothills transect, Lago Viedma, southern Andes. *J. South Am. Earth Sci.*, 12, 1-15.
- Cowie, P., y Scholz, C. (1992). Physical explanation for the displacement-length relationship of faults, using a post-yield fracture mechanics model. *Journal of Structural Geology*, 14, 1133-1148.
- Cox, S. F. (1999). Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold systems. In: McCaffrey, K. J. W., Lonergan, L. y Wilkinson, J.J. (eds) *Fractures, Fluid Flow and Mineralization. Geological Society, London, Special Publications*, 155, 123-140.
- Cox, S. F. (2005). Coupling between deformation, fluid pressures and fluid flow in ore-producing hydrothermal environments. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, 39-75.
- Cox, S. F. (2010). The application of failure mode diagrams for exploring the roles of fluid pressure and stress states in controlling styles of fracture-controlled permeability enhancement in faults and shear zones. *Geofluids*, 10, 217-133.
- Cox, S. F., y Ruming, K. (2004). The St Ives Mesothermal Gold System, Western Australia – a case of golden aftershocks? *Journal of Structural Geology*, 26, 1109-1125.
- Cox, S., y Scholz, C. (1988b). On the formation and growth offaults: an experimental study. *Journal of Structural Geology*, 10, 413-430.
- Crider, J. G., y Peacock, D. C. (2004). Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of fields observations. *Journal of Structural Geology*, 26, 691-707.
- Cruikshank, K., Zhao, G., y Johnson, A. (1991a). Analysis of minor fractures associated with joints and faulted joints. *Journal of Structural Geology*, 13, 865-886.
- Cruikshank, K., Zhao, G., y Johnson, A. (1991b). Duplex structures connecting fault segments in Entrada Sandstone. *Journal of Structural Geology*, 13, 1185-1196.
- D' Orazio, M., Agostini, S., Innocenti, F., Haller, M. J., Manetti, P., y Mazzarini, F. (2001). Slab window - related magmatism from southernmost South America: the Late Miocene mafic volcanics from the Estancia Glencross Area (~ 52°S, Argentina - Chile). *Lithos*, 57, 67-89.
- D' Orazio, M., Agostini, S., Mazzarini, F., Innocenti, F., Manetti, P., Haller, M. J., y Lahsen, A. (2000). The Pali Aike Volcanic Field, Partagonia: slab-window magmatism near the tip of South America. *Tectonophysics*, 321, 407-427.
- Dalziel, I. (1981). Back-arc basin in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions, Royal Society of London*, A300, 319-335.
- Davidson, J., Mpodozis, C., Godoy, E., Hervé, F., R., P., y Brook, M. (1987). Late Paleozoic Accretionary Complexes on the Gondwana Margin of Southern Chile: Evidences from the

- Chonos Archipiélago. Gondwana Six: Structure. *Tectonics and Geophysics*, G. D. McKenzie, Ed., American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, Washington, 40, 221-228.
- De la Cruz, R., y Suárez, M. (2006). Geología del área Puerto Guadal - Puerto Sánchez, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 95, 1 mapa escala 1:100.000.*
- De la Cruz, R., y Suárez, M. (2008). Geología del área Chile Chico - Río de las Nieves, región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 112, 1 mapa escala 1:100.000*(112).
- De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D., y Bell, M. (2003). Geología del área Coyhaique-Balmaceda, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Carta Geológica de Chile no. 80.*
- De la Cruz, R., Suárez, M., Covacevich, V., y Quiroz, D. (1996). Estratigrafía de la zona de Palena y Futaleufú (43°15'–43°45' latitud S), X Region, Chile. *Proceedings 13th Congreso Geológico Argentino and 3rd Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1*, 417–424.
- De la Cruz, R., Welkner, D., Suárez, M., y Quiroz, D. (2004). Geología del área oriental de las Hojas Cochrane y Villa O'Higgins, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Carta Geológica de Chile no. 85.*
- De Wit, M., y Stern, C. (1981). Variations in the degree of crustal extension during formation of a back arc basin. *Tectonophysics*, 72, 229–260.
- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191-2194.
- Dewey, J. (1966). Kink-bands in Lower Carboniferous slates of Rush, Co. Dublin. *Geological Magazine*, 103, 138-142.
- Dibblee, T. (1977). Strike-slip tectonics of the San Andreas Fault and its role in Cenozoic basin evolution. *Wrench Fault Tectonics. American Association of Petroleum Geologists Reprint*, 28, 159–172.
- Dobbin, C. E. (1955). Structure contour map of the Montana plains. *United States Geological Survey Oil and Gas Investment Map OM 178A, scale 1:500,000.*
- Dreier, J. E. (2005). The environment of vein formation and ore deposition in the Purisima - Colon vein system, Pachuca Real del Monte District, Hidalgo, Mexico. *Economic Geology*, 100, 1325-1347.
- Einaudi, M., Hedenquist, J., y Inan, E. (2002). Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, 000.
- Erdogan, F., y Sih, G. (1963). On crack extension in plates under plane loading and transverse shear. *Journal of Basic Engineering*, 85, 519-527.
- Escosteguy, L., Dal Molín, C., Franchi, M., Geuna, S., Lapido, O., y Genini, A. (2003). Hoja Geológica 4772-II, Lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 339: 80 p., Buenos Aires.*
- Feruglio, E. (1949). Descripción Geológica de la Patagonia. *Dirección General, Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF), Buenos Aires.*

- Fígari, E. (2005). Estructura y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, provincia del Chubut. *Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita)*, 177 p., Buenos Aires.
- Forsythe, R., y Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, southern Chile. *Tectonics*, 4, 477-495.
- Fossen, H., y Hesthammer, J. (1997). Geometric analysis and scaling relations of deformation bands in porous sandstone. *Journal of Structural Geology*, 19, 1479-1493.
- Fuenzalida, R. (1984). Nuevas ideas sobre la geología de los Andes Magallánicos. In: *Seminario de Actualización. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago*, Q2-Q9.
- Gamond, J. F. (1987). Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones. *Journal of Structural Geology*, 9, 609-620.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., Zeitler, P. K., Ramos, V. A., Rubiolo, D., Fernández, M. I., y Panza, J. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16, 1-17.
- Granier, T. (1985). Origin, damping and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, 4, 721-737.
- Graybeal, F., y Vikre, P. (2010). A review of Silver-rich Mineral Deposits and their Metallogeny. *Society of Economic Geologists, Special Publication*, 15, 85-117.
- Gross, M., Gutiérrez-Alonso, G., Bai, T., Wacker, M., Collinsworth, K., y Behl, R. (1997). Influence of mechanical stratigraphy and kinematics on fault scaling relations. *Journal of Structural Geology*, 19, 171-183.
- Gust, D., Biddle, K., Phelps, D., y Uliana, M. (1985). Associate middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, 84, 4207-4222.
- Haas, J. (1971). The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure. *Economic Geology*, 66, 940 - 946.
- Haller, M., y Lapido, O. (1980). El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2), 230-247 .
- Harding, T., Vierbuchen, R., y Christie-Blick, N. (1985). Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (trans-tensional) wrench faults. In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 51-77.
- Heald, P., Hayba, D., y Foley, N. (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and adularia-sericite types. *ECONOMIC GEOLOGY*, 82, 1-26.
- Hedenquist, J. W., y Lowenstern, J. (1994). The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370, 519-527.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A. J., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13, 245-277.
- Hedenquist, J., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N., Giggenbach, W., y Aoki, M. (1994). Geology, geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralisation in the Nansatsu district, Japan. *ECONOMIC GEOLOGY*, 89, 1-30.
- Henley, R. W. (1984). The geothermal framework of epithermal deposits. In: *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems (edited by Berger, B. R. y Bethke, P. M.)*. *Sot. Econ. Geol. Rev. Econ. Geol.*, 2, 1-24.
- Henley, R., y Ellis, A. (1983). Geothermal systems, ancient and modern. *Earth Science Reviews*, 19, 1-50.
- Hervé, F. (1994). The Southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. In *Tectonics of the Southern Central Andes (Reutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.J.; editors)*. Springer Verlag, 243-248.

- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, C., Calderón, M., y Yaxley, G. (2007). The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97, 373-394.
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe- Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia deValdivia). In *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas 1: B39- B56. Santiago.* .
- Homocv, J., y Constantini, L. (2001). Hydro- carbon exploration potential within intraplate shear-related depocenters, Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 85 (10), 1795-1816.
- Hubbert, M. K., y Rubey, W. W. (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. Part 1. *Geological Society of America Bulletin*, 62, 355-372.
- Hulin, C. D. (1929). Structural control of ore deposition: Economic Geology. 82, 15-49.
- Jeanne, R. (2011). Reports (January, July, August, October) (inéditos). *Mandalay Resources Company.*
- Jolley, S. J., Freeman, S. R., y al., e. (2004). Structural controls on Witwatersrand gold mineralisation. *Journal of Structural Geology*, 26, 1067–1086.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A. B., Tshoso, G., Watkeys, M. K., y Le Gall, B. (2005). Karoo large igneous province: Brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age data. *Geology*, 33(9), 745-748.
- Kamb, W. B. (1959). Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington in relation to theory and experiment. *Journal of Geophysical Research*, 64, 1891-1909.
- Kaplan, M., Ackert, R., Singer, B., Douglass, D., y Kurz, M. (2004). Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 308-321.
- Kay, S. (1993). Late Paleozoic tectonics in Southern South America:a global perspective. *Douzième Congrès International de la strati- graphie et Géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus, Buenos Aires, I*, 109-122.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C., y Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17(4), 324-328.
- Kim, Y.-S., Andrews, J., y Sanderson, D. (2000). Damage zones around strike-slip fault systems and strike-slip fault evolution, Crackington Haven, southwest England. *Geoscience Journal*, 4, 53-72.
- Kim, Y.-S., Andrews, J., y Sanderson, D. (2001a). Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics*, 340, 173-194.
- Kim, Y.-S., Andrews, J., y Sanderson, D. (2001b). Secondary faults and segment linkage in strike-slip fault systems at Rame Head, southern Cornwall. *Geoscience in South-West England*, 10, 123-133.
- Kim, Y.-S., Peacock, D. C., y Sanderson, D. J. (2004). Fault damage zones. *Journal of Structural Geology*, 26, 503-517.
- Kim, Y.-S., Peacock, D., y Sanderson, D. (2003). Strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *Journal of Structural Geology*, 25, 793-812.
- King, G. C. (1983). The acommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self.similar fault systems: the geometrical origin if b-value. *Pure and Appl. Geophysics*, 121, 761-815.
- Kley, J., Monaldi, C. R., y Salfity, J. A. (1999). Along - strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics*, 301, 75-94.
- Knipe, R. J. (1993). The influence of fault zone processes and diagenesis on fluid flow. In: *Horbury, A. D. y Robinson, A. G. (eds) Diagenesis and Basin Devel- opment. American*

- Association of Petroleum Geologists (AAPG) Studies in Geology, Tulsa, OK, 36, 135–154.*
- Kostrov, B. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. *Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, 1, 23-44.*
- Kraemer, P. E. (1998). Structure of the Patagonian Andes: regional balanced cross section at 50°S, Argentina. *Int. Geol. Rev., 40, 896-915.*
- Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M., y De la Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics, 385, 211-241.*
- Lavenu, A., y Cembrano, J. (1999). Compressional- and transpressional- stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology, 21, 1669-1691.*
- Lecuyer, N. L., y Cárdenas, R. J. (2013). *Technical report on the Cerro Bayo Project, Region XI (Aisén), Chile. NI 43-101 Report.*
- Lee, Y. J., y Wiltchko, D. V. (2000). Fault controlled sequential vein dilation: competition between slip and precipitation rates in the Austin Chalk, Texas. *Journal of Structural Geology, 22, 1247–1260.*
- Lizuain, A., y Silva Nieto, D. (1996). Estratigrafía Mesozoica del Río Chubut Medio (Sierra de Taquetrén), Provincia del Chubut. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1, 479- 494, Buenos Aires.*
- Manske, S. (2011). *Notes on Geology and Mineralization, Sector Laguna Verde. Cerro Bayo, Chile: reporte inédito.*
- Mardia, K. V. (1972). Statistics of Directional Data. *Academic Press, London, U. K.*
- Margolis, J., Reed, M., y Albino, G. (1991). A process-oriented classification of epithermal systems: Magmatic volatile-rich versus volatile- poor paths. [abst.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs, 23(5), A230.*
- Marret, R., y Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault slip data. *Journal of Structural Geology, 12(8), 973-986.*
- Martel, S., y Boger, W. (1998). Geometry and mechanics of secondary fracturing around small three-dimensional faults in granitic rock. *Journal of Geophysical Research, 103, 21299-21314.*
- McGrath, A., y Davison, I. (1995). Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology, 17, 1011-1024.*
- McKinstry, H. (1953). Shears of the second order. *American Journal of Science, 251, 401-414.*
- McKinstry, H. E. (1948). Mining Geology. *Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. .*
- Means, W. D. (1987). A newly recongnized type of slickenside striation. *Journal of Structural Geology, 9, 585-590.*
- Micklethwaite, S., y Cox, S. F. (2004). Fault-segment rupture, aftershock-zone fluid flow, and mineralization. *Geology, 32, 813-816.*
- Micklethwaite, S., Sheldon, H. A., y Baker, T. (2010). Active fault and shear processes and their implications for mineral deposit formation and discovery. *Journal of Structural Geology, 32, 151-165.*
- Miller, H. (1984). Orogenic development of the Argentinean/Chilean Andes during the Paleozoic. *J. Geol. Soc. London, 141, 885–892.*
- Miller, S. A., Nur, A., y Olgaard, D. (1996). Earthquakes as a coupled shear stress high pore fluid pressure dynamical system. *Geophysical Research Letters, 23, 197-200.*
- Mollema, P., y Antonellini, M. (1999). Development of strike-slip faults in the dolomites of the Sella Group, Northern Italy. *Journal of Structural Geology, 21, 273-292.*

- Molnar, P. (1983). Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientation. *Journal of Geophysical Research*, 88, 6430-6432.
- Mpodozis, C., y Kay, S. M. (1990). Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28–31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17, 153–180.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1990). The Andes of Chile and Argentina. En *Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, 11*, 59-90.
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 481-497.
- Murdie, R. E., Styles, P., Prior, D. J., y Daniel, A. J. (2000). A new gravity map of southern Chile and its preliminary interpretation. *Revista Geológica de Chile*, 27(1), 49-63.
- Naylor, M., Mandl, G., y Sijpesteijn, C. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8, 737-752.
- Nelson, E. P., Bruce, R., Elthon, D., Krammer, D., y Weaver, S. (1988). Regional lithological variations in the Patagonian batholith. *Journal of South American Geology*, 1 (3), 239–247.
- Newhouse, W. H. (1942). Ore Deposits as Related to Structural Features. *Princeton University Press, Princeton, New Jersey*.
- Nguyen, P., Cox, S. F., Harris, L. B., y Powell, C. M. (1998). Fault-value behaviour in optimally oriented shear zones: an example at the Revenge gold mine, Kambalda, Western Australia. *Journal of Structural Geology*, 20, 1625–1640.
- Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P., y Sykes, L. (1986). Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. *Tectonics*, 5, 629-648.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R., y Espinoza, W. (1984). Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén. Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Nos. 60-61, escala 1:500.000*.
- Nullo, F. (1983). Descripción geológica de la Hoja 45c Pampa de Agnia, provincia del Chubut. *Servicio Geológico Nacional, Boletín 199*, 1-94, Buenos Aires.
- Olivares, V., Cembrano, J., Arancibia, G., Reyes, N., Herrera, V., y Faulkner, D. (2010). Significado tectónico y migración de fluidos hidrotermales en una red de fallas y vetas de un Dúplex de rumbo: un ejemplo del Sistema de Falla Atacama. *Andean Geology*, 37(2), 473-497.
- Olsen, J., y Pollard, D. (1991). The initiation and growth of en échelon veins. *Journal of Structural Geology*, 13, 595–608.
- Page, R. y. (1994). Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1), 41-58.
- Pankhurst, R. J., y Rapela, C. W. (1995). Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134, 23-26.
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M., y Kelley, S. P. (2000). Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.*, 41, 605-625.
- Pankhurst, R., Leat, P. T., Sruoga, P., Rapela, C. W., Márquez, M., Storey, B. C., y Ryley, T. R. (1998). The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 113-136.

- Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F., y Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of Geological Society of London*, 165, 673-694.
- Peacock, D., y Sanderson, D. (1991). Displacement, segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13, 721-733.
- Peacock, D., y Sanderson, D. (1994a). Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78, 147-165.
- Peacock, D., y Sanderson, D. (1995a). Strike-slip relay ramps. *Journal of Structural Geology*, 17, 1351-1360.
- Peacock, D., y Sanderson, D. (1995b). Pull-aparts, shear fractures and pressure solution. *Tectonophysics*, 241, 1-13.
- Petit, J., y Barquins, M. (1988). Can natural faults propagate under mode-II conditions? *Tectonics*, 7, 1243-1256.
- Pizarro, L. (2000). Alteración, Mineralización e Inclusiones Fluidas en vetas del distrito Fachinal, XI Región de Aysén, Chile. *Undergrad Thesis of the Universidad de Chile*.
- Poblete, J. (2011). Geology, geochronology and structural reconstruction of the Cerro Bayo epithermal District, Chilean Patagonia. *Master of Science Thesis, University of British Columbia*.
- Poblete, J. A., Bissig, T., Mortensen, J. K., Gabites, J., Friedman, R., y Rodriguez, M. (2014). The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology*, 109, 487-502.
- Pollard, D., y Segall, P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dykes and solution surfaces. In: Atkinson, B.K., (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*, Academic Press, London, 277-349.
- Power, W. L., Tullis, T. E., Brown, S. R., Boitnott, G. N., y Scholz, C. H. (1987). Roughness of natural fault surfaces. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 29-32.
- Quensel, P. D. (1913). Die Quarzporphyr und Porphyroid formation in Südpatagonien und Feuerland. *Bulletin of the Geological Institute, Upsala*, 9.
- Quiroz, D. (2000). Geología y Geoquímica de la Formación Ibáñez y Batolito Patagónico al norte del lago General Carrera (entre los 46°00'-46°30'S y los 72°00'-72°20'W), XI Región, Chile. *Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra: 159 p. Concepción*.
- Quiroz, D., y Belmar, M. (2010). Geología del área bahía Murta - Cerro Sin Nombre, región de Aysén del general carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 125, 1 mapa escala 1:100.000*.
- Quiroz, D., y Bruce, Z. (2010). Geología del área Puerto Ingeniero Ibáñez - Villa Cerro Castillo, región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 124: 48 p., 1 mapa escala 1:100.000*.
- Ramos, V. (1989). Andean foothills structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 73, 887-903.
- Ramos, V. (1999a). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22 (3), 183-190.
- Ramos, V. (1999b). Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales, Buenos Aires*, 29, 715-784.
- Ramos, V. A., y Kay, S. M. (1992). Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205, 261-282.

- Ramsay, J., y Huber, M. (1983). *The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1, Strain Analysis, Academic Press, London, 307pp.* .
- Ransome, F. (1907). The association of alunite with gold in the Goldfield district, Nevada. *ECONOMIC GEOLOGY*, 2, 667–692.
- Rapela, C., y Alonso, G. (1991). Composición litológica y geoquímica de la Patagonia Central. *6° Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Santiago, Actas 5*, 236.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Dahlquist, J., Baldo, E., Casquet, C., y Galindo, C. (2008). Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: Time variation of "typical Andean granites". *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts*, 427-430.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Fanning, C., y Hervé, F. (2005). Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia. *En Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) Terrane Accretion Processes at the Pacific Margin of Gondwana. The Geological Society, Special Publication, London, 246*, 217-239.
- Riccardi, A., y Roller, E. (1980). Cordillera Patagónica Austral. *En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina, Segundo Simposio, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 2*, 1173-1306.
- Rispoli, R. (1981). Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes. *Tectonophysics*, 75, T29–T36.
- Robbiano, J., Arbe, H., y Gangui, A. (1996). Cuenca Austral marina. *En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo*, 323-341, Buenos Aires.
- Rolando, A. P. (2001). Metalogenia de metales base y evolución crustal en los Andes patagónicos, Argentina. *Tesis de doctorado, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Brasil*.
- Ron, H., Aydin, A., y Nur, A. (1986). Strike-slip faulting and block rotation in the Lake Mead fault system. *Geology*, 14, 1020–1023.
- Rosenau, M., Melnick, D., y Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*, 25, (TC4013) doi:10.1029/2005TC001943.
- Rowland, J. V., y Sibson, R. H. (2004). Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geofluids*, 4, 259-283.
- Royden, L. (1985). The Vienna basin: a thin-skinned pull-apart basin. In Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 37, 319–338.
- Salgado, L., De la Cruz, R., Suárez, M., Fernández, M., Gasparini, Z., Palma - Heldt, S., y Fanning, M. (2008). First Late Jurassic dinosaur bones from Chile. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28 (2), 529-534.
- Sammis, C., King, G. C., y Biegel, R. (1987). Kinematics of gouge formation. *Pure y Appl. Geophys.*, 125, 777-812.
- Sanderson, D. J., y Zhang, X. (2004). Stress-controlled localization of deformation and fluid flow in fractured rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 231, 299-314.
- Schaubs, P. M., y Wilson, C. J. (2002). The relative roles of folding and faulting in controlling gold mineralization along the Deborah anticline, Bendigo, Victoria, Australia. *Economic Geology*, 97, 351–370.

- Scholz, C. H. (1990). The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge, Cambridge University Press*, 439.
- Scholz, C. H., y Aviles, C. A. (1986). The fractal geometry of faults and faulting. *In: Earthquakes Source Mechanics (edited by Das, S.; Boatwright, J. y Scholz, C.)*. *Am. Geophys. Un. Geophys. Monogr.*, 37, 147-156.
- Secor, D. T. (1965). Role of fluid pressure in jointing. *American Journal of Science*, 263, 633-646.
- Segall, P., y Pollard, D. (1980). The mechanics of discontinuous faults. *The mechanics of discontinuous faults*, 85, 4337-4350.
- Segall, P., y Pollard, D. (1983). Nucleation and growth of strike slip faults in granite. *Journal of Geophysical Research*, 88, 555-568.
- Sibson, R. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18, 1031-1042.
- Sibson, R. H. (1986). Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure and Applied Geophysics*, 124, 159-175.
- Sibson, R. H. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems. *Geology*, 15, 701-704.
- Sibson, R. H. (1994). Crustal stress, faulting, and fluid flow. *In: Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins (edited by Parnell, J.)*. *Spec. Publ. geol. Soc. Lond.*, 78, 69-84.
- Sibson, R. H. (2003). Brittle-failure controls on maximum sustainable overpressure in different tectonic regimes. *AAPG Bulletin*, 87(6), 901-908.
- Sibson, R. H. (2007). An episode of fault-valve behaviour during compressional inversion? – The 2004 Mj 6.8 mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 188-199.
- Sibson, R. H., Moore, J., y Rankin, A. H. (1975). Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society of London*, 131, 653-659.
- Sibson, R., Robert, F., y Poulsen, K. H. (1988). High-angle reverse faults, fluid-pressure cycling, and mesothermal gold-quartz deposits. *Geology*, 16, 551-555.
- Sillitoe. (1999a). Styles of high-sulphidation gold, silver and copper mineralization in the porphyry and epithermal environments. *en Weber, G., ed., Pacrim '99 Congress, Bali, Indonesia, 1999, Proceedings: Parkville, Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 29-44.
- Sillitoe, R. H. (1991). Gold Metallogeny of Chile - an Introduction. *Economic Geology*, 86, 1187-1205.
- Sillitoe, R., y Hedenquist, J. (2003). Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Society of Economic Geologists Special Publication*, 10, 315-343.
- Simmons, S. F., White, N. C., y John, D. A. (2005). Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology, 100th Anniversary Volume*, 485-522.
- Singer, B., Ackert, R. J., y Guillou, H. (2004). ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 434-450.
- Skarmeta, J. (1976). Evolución tectónica y paleogeográfica de los Andes Patagónicos de Aysén (Chile), durante el Neocomiano. . *En Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas 1: B1-B15. Santiago*.
- Spurr, J. E. (1925). The Camp Bird compound vein. *Economic Geology*, 20, 115-152.
- Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402, 605-609.

- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Stern, C., Skewes, M. A., y Duran, M. (1976). Volcanismo orogenico en Chile austral. Santiago, Chile.
- Suárez, M., y De la Cruz, R. (2000). Tectonics in the Eastern central Patagonian Cordillera (45°39'-47°30'S). *Journal of Geological Society*, 157, 995-1001, London.
- Suárez, M., y Márquez, M. (2007). Cuenca de retro- arco toarciana en Patagonia central (Chubut), Argentina: cierre, migración del arco y ambiente tectónico durante el Jurásico Medio. *Revista Geológica de Chile*, 34(1), 63-79.
- Suárez, M., y Petigrew, T. (1976). An upper Mesozoic island-arc-back-arc basin system in the Southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113, 305-328.
- Swanson, M. (1988). Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology*, 10, 813-828.
- Swanson, M. (1989). Sidewall ripouts in strike-slip faults. *Journal of Structural Geology*, 11, 933-948.
- Tchalenko, J. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 1625-1640.
- Terres, R., y Sylvester, A. (1981). Kinematic analysis of rotated fractures and blocks in simple shear. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 1593-1605.
- Thomson, S. (2002). Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra- arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*, 114(9), 1159-1173.
- Thomson, S. N., Hervé, N., y Stöckhert. (2001). Mesozoic-Cenozoic denudation history of the Patagonian Andes (southern Chile) and its correlation to different subduction processes. *TECTONICS*, 20(5), 693-711.
- Tippet, M., Cruzat, A., y Nasi, C. (1991). The Fachinal district, Aysén province, Chile. *93rd Annual Meeting of CIM-1991, Vancouver*, 23 pp.
- Ton-That, R., Singer, B., Mörner, N., y Rabassa, J. (1999). Datación de lavas basálticas por ⁴⁰Ar/³⁹Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(4), 333-352.
- Tosdal, R., Dilles, J., y Cooke, D. (2009). From Source to Sinks in Auriferous Magmatic-Hydrothermal Porphyry and Epithermal Deposits. *Elements*, 5, 289-295.
- Townley, B. K. (1996). Ore Deposits, Tectonics and Metallogenesis of the continental Aysén Region, Chile. *Ph.D. Thesis. Queens University, Kingston, Ontario, Canada*, 246 p.
- Townley, B. K., Maksaev, V., Palacios, C., Lahsen, A., y Parada, M. A. (2000). Base and precious metals geochemistry of rock units of the mainland Aysén region, Chilean Patagonia. *Journal of Geochemical Exploration*, 68, 21-46.
- Turcotte, D. L. (1986). A fractal model for crustal deformation. *Tectonophysics*, 132, 261-269.
- Ugarte, F. (1966). La cuenca carbonífera-jurásica de la Patagonia meridional. *Universidad de la Patagonia, San Juan Bosco*, 2, *Ciencias Geológicas, Comodoro Rivadavia*, 1(1), 37-68.
- Uliana, M. A., Biddle, K. T., Phelps, D. W., y Gust, D. A. (1986). Significado del volcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4), 231-253.
- Uliana, M., y Biddle, K. (1987). Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. *En McKenzie, G.D. (ed.) Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics. American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 40, 271-286.

- Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., . . . Lara, M. (2013). Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Revista Geológica de Chile*, 40(1), 141-171.
- Vermilye, J., y Scholz, C. (1998). The process zone: a microstructural view of fault growth. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12223–12237.
- Vermilye, J., y Scholz, C. (1999). Fault propagation and segmentation: insight from the microstructural examination of a small fault. *Journal of Structural Geology*, 21, 1623–1636.
- Vicente, J. (2005). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1), 221-250.
- Walker, J., Geissman, J., Bowring, S., y Babcock, L. (2012). Geologic Time Scale v. 4.0. *Geological Society of America*, doi: 10.1130/2012.CTS004R3C.
- Watterson, J., Childs, C., y Walsh, J. (1998). Widening of fault zones by erosion of asperities formed by bed-parallel slip. *Geology*, 26, 71-74.
- White, N. C., y Hedenquist, J. W. (1995). Epithermal Gold Deposits: Styles, Characteristics and Exploration. *SEG Newsletter*, 23, 9-13.
- Wilcox, R., Harding, T., y Seely, D. (1973). Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 57, 74–96.
- Wilkinson, J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55, 229 – 272.
- Willemsse, E., Peacock, D., y Aydin, A. (1997). Nucleation and growth of strike-slip faults in limestones from Somerset, UK. *Journal of Structural Geology*, 19, 1461–1477.
- Wilson, J. E., Chester, J. S., y Chester, F. M. (2003). Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas system, California. *Journal of Structural Geology*, 25, 1855-1873.
- Woodcock, N., y Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725–735.
- Zangh, Y., Schaub, P., Zhao, C., Ord, A., Hobbs, B. E., y Barnicoat, A. C. (2008). Fault-related dilation, permeability enhancement, fluid flow and mineral precipitation patterns: numerical models. *Geological Society, London, Special Publications*, 299, 239-255.

ANEXO 1. MARCO TEÓRICO

A continuación se presenta una compilación de los principales estudios que abarcan directa o indirectamente la inter – relación entre los procesos de deformación y mineralización. En primer lugar se expone la relación que existe entre la deformación y los fluidos responsables de generar fracturas en la corteza superior (ej. Secor, 1965; Cox, 2010); luego se describe la relación entre la arquitectura de los sistemas de fracturas y la permeabilidad secundaria, donde esta última se considera como la principal condicionante para la circulación de fluidos hidrotermales y la subsecuente mineralización (Caine *et al.*, 1996); y en tercer lugar se presenta una aproximación de los procesos de mineralización, los estilos de deformación y las geometrías comúnmente observadas en yacimientos epitermales (ej. Kim *et al.*, 2004; Rowland y Sibson, 2004).

1.1. RELACIÓN ENTRE LA DEFORMACIÓN Y LOS FLUIDOS.

En la corteza superior existe una inter – relación entre los procesos de transporte y precipitación de fluidos, y los procesos de deformación; donde la ruptura de las rocas está controlada por la evolución de los esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) y de la presión de fluidos (P_f) (Figura A1.1; ej. Secor, 1965; Cox, 2010).

La ruptura de una roca generalmente se representa mediante diagramas de Mohr, donde el criterio lineal de Coulomb indica que el fracturamiento de una roca ocurre cuando el esfuerzo de cizalle (τ) es igual a la cohesión de la roca (C) más el esfuerzo normal efectivo (σ_n') multiplicado por el coeficiente de fricción interna de la roca (μ) (Ecuación 1; Figura A1.1; Cox, 2010).

$$\tau = C + \mu \cdot \sigma_n' \quad (1)$$

Donde el esfuerzo normal efectivo corresponde al esfuerzo normal disminuido por la presión de fluidos (Ecuación 2), ya que en una roca saturada con un fluido, todos los esfuerzos se reducen por la presión de fluidos (Figura A1.1).

$$\sigma_n' = \sigma_n - P_f \quad (2)$$

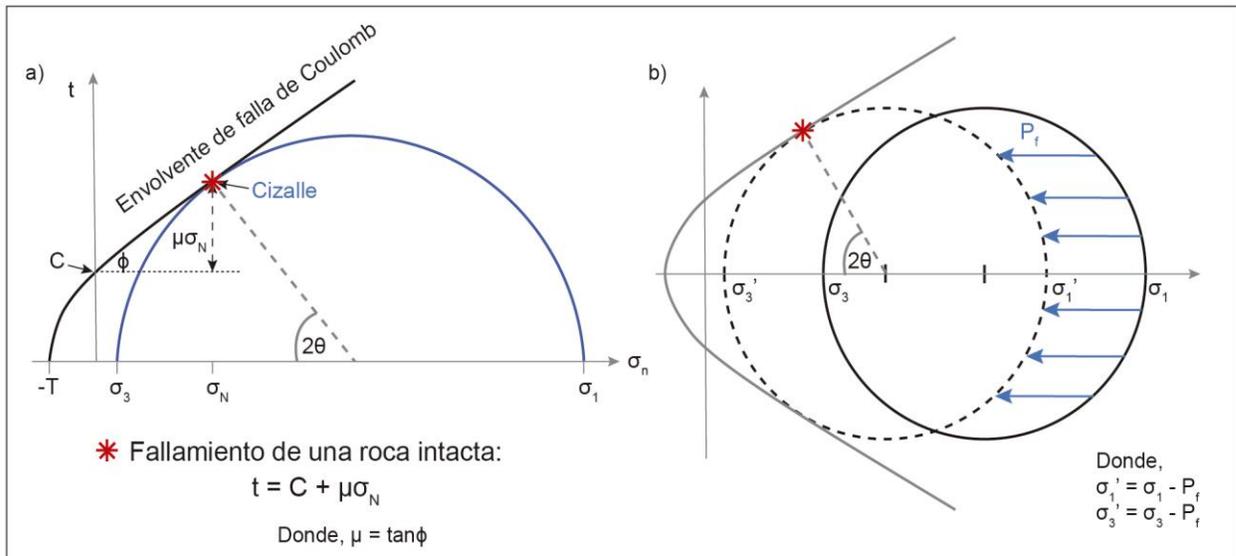


Figura A1.1. a) Condición de fracturamiento en una roca intacta en condiciones anhidras, representado en un diagrama de Mohr; b) Condición de hidro – fracturamiento en una roca intacta, donde la participación de fluidos se representa como presión de fluidos (P_f). Donde, t : esfuerzo de cizalle en un plano de falla; σ_n : esfuerzo normal en un plano de falla; T : resistencia a la tracción; σ_1 : esfuerzo principal mayor; σ_3 : esfuerzo principal menor; θ : ángulo entre el plano de falla generado y σ_1 ; C : cohesión de la roca; μ : coeficiente de fricción interna de la roca (modificado de Sibson, 1996).

Por otra parte, el fracturamiento de un macizo puede ocurrir por extensión y/o por cizalle. El primero genera fracturas paralelas a la orientación de σ_1 , mientras que el segundo involucra desplazamientos paralelos a la superficie de cizalla; y también se puede tener un comportamiento mixto con componentes de extensión y de cizalle. El modo de fracturamiento dependerá de los valores relativos del diferencial de esfuerzos ($\sigma_1 - \sigma_3$) y de la resistencia a la tracción (T) (Figura A1.1; Secor, 1965; Cox, 2010).

Además, es necesario tener en cuenta que la carga tectónica generalmente conduce a un incremento progresivo en el esfuerzo de cizalle sobre las fallas (Scholz, 1990; Cox, 2010), por lo que repentinos y pequeños cambios de esfuerzos (aumento o disminución) pueden ocurrir en fallas producto del movimiento en fallas cercanas (Stein, 1999; Cox, 2010). De esta forma, cambios acoplados en los estados de esfuerzos y de presión de fluidos pueden desestabilizar el sistema y ser significativos en la generación de terremotos (Miller *et al.*, 1996; Sanderson y Zhang, 2004; Sibson, 2007; Cox, 2010).

Finalmente, es necesario considerar que la presión de fluidos en zonas de falla puede variar durante un ciclo sísmico de las siguientes maneras: (1) disminución de la presión de fluidos producto de un fallamiento en zonas de cizalle permeables, asociadas a reservorios sobre –

presurizados; (2) aumento de la presión y del transporte de fluidos en la parte baja de un segmento de falla que corta un reservorio sobre – presurizado; y (3) aumento de la presión de fluidos entre núcleos de fallas debido a una destrucción y compactación progresiva de la porosidad intersísmica (ej. Blanpied *et al.*, 1992; Cox, 2010).

1.2. ARQUITECTURA Y PERMEABILIDAD SECUNDARIA EN LA CORTEZA SUPERIOR.

Una roca saturada en fluidos presenta mayores probabilidades de fracturamiento que una roca en condiciones anhidras, pero, ¿Qué factores influyen en que una roca se encuentre o no saturada en fluidos? ¿Qué relevancia tienen las estructuras en la circulación de fluidos?

En muchos yacimientos del mundo se observan patrones estructurales en la corteza superior, que permiten reconocer a los sistemas de fracturas como estructuras que controlan el emplazamiento de la mineralización hidrotermal. Esta mineralización es posible debido a que grandes desplazamientos generan zonas de daño que aumentan la permeabilidad de la roca, permitiendo el paso de fluidos hidrotermales (ej. Newhouse, 1942; McKinsty, 1948; Sibson *et al.* 1975; Sibson *et al.*, 1988; Knipe 1993; Sibson 1994; Nguyen *et al.* 1998; Schaub y Wilson 2002; Cox y Ruming 2004; Jolley *et al.* 2004; Micklethwaite y Cox, 2004; Zangh *et al.*, 2008; Micklethwaite *et al.*, 2010; entre otros).

Actualmente se considera que la arquitectura del sistema de fallas y la permeabilidad secundaria en un macizo rocoso son los principales condicionantes de la circulación de los fluidos hidrotermales en la corteza superior. La arquitectura de estos sistemas determina si éstas actúan como barreras o conductos para los fluidos. Entonces, para entender de qué depende el tipo de comportamiento de una falla, es necesario tener presente las diferentes zonas de falla (Figura A1.2; Caine *et al.*, 1996): (1) núcleo de falla: tiene baja permeabilidad y es donde se genera la mayor cantidad de desplazamiento, se caracteriza por la presencia de brechas, cataclasitas y/o salbanda; (2) zona de daño: rodea al núcleo y se caracteriza por un aumento de la permeabilidad debido a la alta densidad de fracturas; y (3) protolito o roca huésped: la permeabilidad no se altera por la falla, pero puede tener diferentes propiedades a los distintos lados de ésta debido al desplazamiento de la roca o debido a las características litológicas.

De acuerdo a lo anterior, Caine *et al.* (1996) proponen que la permeabilidad relativa entre las distintas zonas de falla, es clave para explicar si ésta actuará como barrera o como conducto para el transporte de fluidos (Figura A1.2). En el núcleo de falla es tan alta la densidad de fracturas que, contrario a una primera intuición, la permeabilidad se encuentra influenciada principalmente por el tamaño de grano: la roca se encuentra muy molida y hay una cantidad importante de arcillas que generan impermeabilidad, por lo que una zona de falla con un núcleo altamente desarrollado actuará como una barrera localizada si su zona de daño se encuentra débilmente desarrollada, o como conducto – barrera si su zona de daño está altamente desarrollada. En cambio, la zona de daño presenta una densidad de fracturas significativamente menor que el núcleo, y la permeabilidad depende principalmente de las propiedades hidráulicas de la red de fracturas, por lo que una zona de falla con un núcleo débilmente desarrollado actuará como un conducto localizado si su zona de daño se encuentra poco desarrollada, o como conductos distribuidos si presenta una zona de daño fuertemente desarrollada.

De esta forma, como la permeabilidad es controlada principalmente por el sistema de fracturas debe ser regenerada continuamente, ya que puede decrecer rápidamente después del fallamiento y puede ser destruida en cortos periodos de tiempo (relativo al periodo de vida de los sistemas hidrotermales) producto de procesos de compactación y cementación de poros inter – granulares y de sellado de fracturas (vetas), en regímenes de fluidos activos que alcanzan temperaturas de hasta 200 – 300°C (ej. Cox, 2005; Cox 2010). Sin embargo, la permeabilidad también puede aumentar por muchos órdenes de magnitud producto de la deformación del sistema, por lo que la repetición de eventos sísmicos es clave para los procesos de generación y destrucción de la permeabilidad, dando como resultado una circulación de fluidos cíclica (Figura A1.3; Cox, 2010). Entonces, para poder formar yacimientos hidrotermales asociados a fallas, se requiere una deformación activa que permita sostener elevados valores de permeabilidad para que sea sustentable el transporte de fluidos en la corteza (Figura A1.3; Miclethwaite *et al.*, 2010).

Finalmente, es necesario tener presente que también existen otros factores secundarios que afectan la permeabilidad de un macizo tales como la litología, la química de fluidos y la historia de presión – temperatura del sistema, entre otros; que generan direcciones preferenciales para el transporte de fluidos dentro de la roca (Caine *et al.*, 1996; Sillitoe y Hedenquist, 2003; Cox, 2005; Simmons *et al.*, 2005, entre otros).

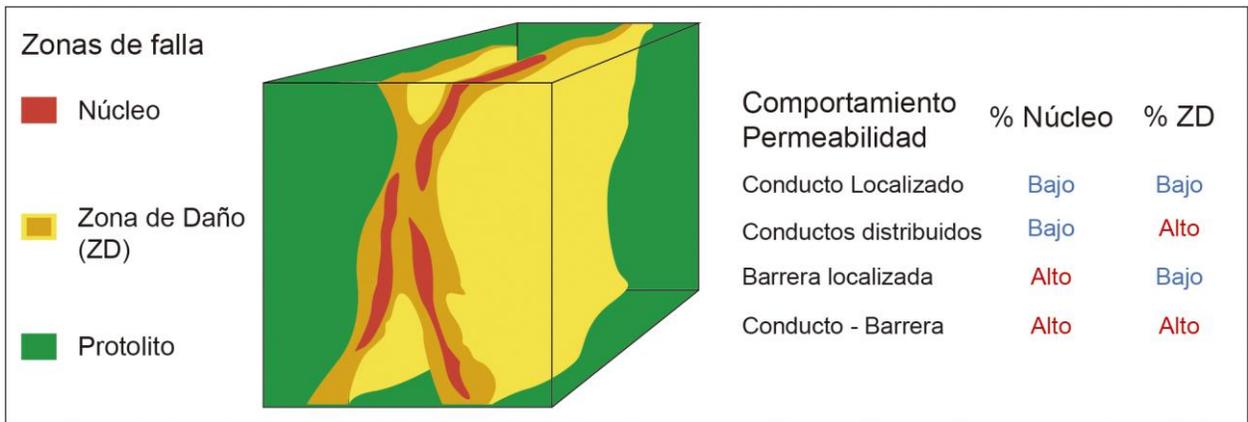


Figura A1.2. Comportamiento de la permeabilidad según porcentaje de ocurrencia de las diferentes zonas de falla (modificado de Caine *et al.*, 1996).

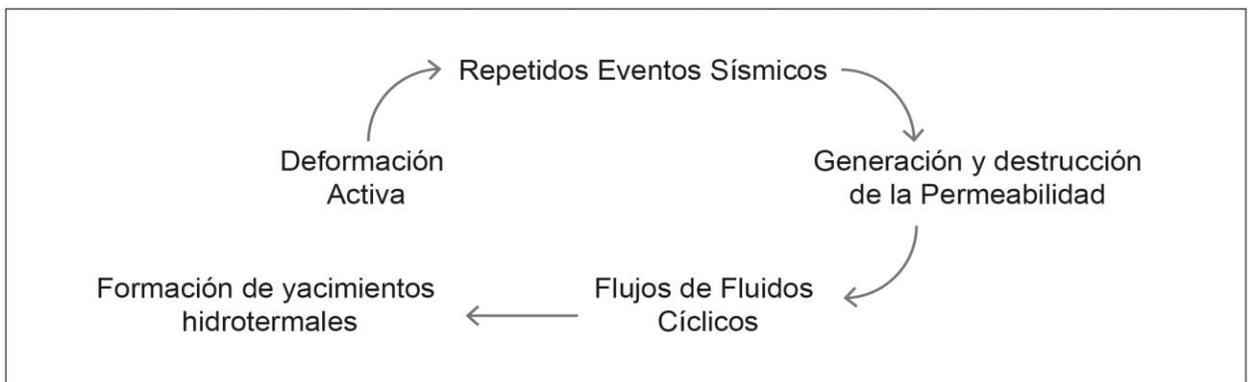


Figura A1.3. Procesos asociados a la regeneración de la permeabilidad estructural de un sistema, que permiten formar yacimientos hidrotermales (basado en Micklethwaite *et al.*, 2010; Cox 2010).

1.3. DEPÓSITOS EPITERMALES COMO ESCENARIOS PARA EL ESTUDIO DE LA RELACIÓN ENTRE DEFORMACIÓN Y MINERALIZACIÓN.

Los depósitos epitermales presentan el escenario ideal para entender los procesos de transporte y mineralización asociados a una red de fracturas, que permitirán establecer posibles áreas mineralizadas, ya que consisten principalmente en vetas que evidencian la circulación y precipitación de fluidos de un sistema magmático hidrotermal a través de sistemas de fracturas en la corteza superior (Sillitoe, 1991).

Hedenquist *et al.* (2000) proponen que los depósitos epitermales se pueden clasificar en depósitos de alta, baja e intermedia sulfuración (Figura A1.4), donde los de alta sulfuración también son llamados depósitos ácido sulfatados, y los de baja sulfuración son llamados depósitos de adularia – sericita (Heald *et al.*, 1987). Éstos se pueden diferenciar a partir de las asociaciones minerales de alteración hipógena características: (1) alunita, caolinita (diquita), pirofilita y cuarzo

oqueroso residual en los de alta sulfuración, y (2) cuarzo – adularia ± illita, calcita en los de baja sulfuración (Simmons, 2005).

Los depósitos epitermales de alta sulfuración se forman a partir de fluidos ácidos relativamente oxidados (SO₂) (Figura A1.5), y ocurren principalmente en ambientes de tipo magmático – hidrotermal adyacentes a centros volcánicos activos (Figura A1.4; Ransome, 1907; Hedenquist *et al.*, 1994; White y Hedenquist, 1995). En cambio, los de baja sulfuración se forman a partir de fluidos reducidos (H₂S) con pH cercano a neutro (Figura A1.5), y ocurren principalmente como vetas de alto ángulo en sistemas extensivos, en los sectores distales de los centros volcánicos (Figura A1.4; Barton y Skinner, 1979; Henley y Ellis, 1983; White y Hedenquist, 1995; Graybeal y Vikre, 2010). Por último, los sistemas de sulfuración intermedia generalmente se desarrollan espacial y temporalmente adyacentes a sistemas de alta sulfuración, cuya asociación se puede explicar bajo 2 puntos de vista: (1) los fluidos profundos traspasan el “*litocap*”, para generar vetas de sulfuración intermedia en varias posiciones distales; (2) un fluido profundo de sulfuración intermedia evoluciona a condiciones de alta sulfuración al entrar al “*litocap*” no alterado (*unbuffered*), y seguido de la suficiente neutralización y reducción de fluidos durante su salida debido a la reacción roca – caja, en la estabilidad de sulfuración intermedia (Margolis *et al.*, 1991; Sillitoe, 1999a; Einaudi *et al.*, 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Por otra parte, es necesario considerar que en el Distrito Cerro Bayo la mineralización es consistente con un sistema epitermal de baja a intermedia sulfuración (Figura A1.5; comunicación escrita Vaccaro, 2011), por lo que es necesario destacar que los sistemas de baja sulfuración se caracterizan por presentar minerales de cuarzo – adularia ± illita, calcita (Simmons, 2005). Estos sistemas se hospedan en vetas hidrotermales de alto ángulo emplazadas generalmente en sistemas extensivos en los sectores más distales de los centros volcánicos (Figura A1.4; Barton y Skinner, 1979; Henley y Ellis, 1983; White y Hedenquist, 1995; Graybeal y Vikre, 2010); donde el oro generalmente ocurre como granos microscópicos en electrum y, raramente, en telúridos, y la plata generalmente ocurre en electrum, acantita, sulfosales (ej. pirargirita – proustita, tetraedrita) y en selénidos de plata. Ambos metales se presentan asociados con metales base en sulfuros, como esfalerita, galena y menor calcopirita (Dreier, 2005; Simmons *et al.*, 2005; Graybeal y Vikre, 2010).

Además, los depósitos epitermales constituyen la principal fuente de extracción de plata del mundo, y junto a los depósitos tipo pórfido, permitieron que los Andes chilenos alcanzaran un gran estatus como provincia aurífera en la década de los 80's. La importancia económica de los depósitos epitermales ha permitido el desarrollo de diversos estudios que describen detalladamente los procesos de mineralización y la geometría de las estructuras encontradas en las zonas de daño (Sillitoe, 1991; Hedenquist y Lowenstern, 1994; Graybeal y Vikre, 2010). Sin embargo, aún no existe un consenso sobre las relaciones estructurales entre la geometría de las estructuras desarrolladas y el sistema de esfuerzos principales al momento de ocurrir la mineralización (ej. Wilson *et al.*, 2003; Crider y Peacock, 2004; Anderson, 2006, Blenkinsop, 2008).

A continuación se exponen las ideas principales de varios estudios, que constituyen la base para la toma e interpretación de datos en el Distrito Cerro Bayo. Esto permitirá definir criterios estructurales para establecer nuevas áreas de exploración en el sistema epitermal en estudio.

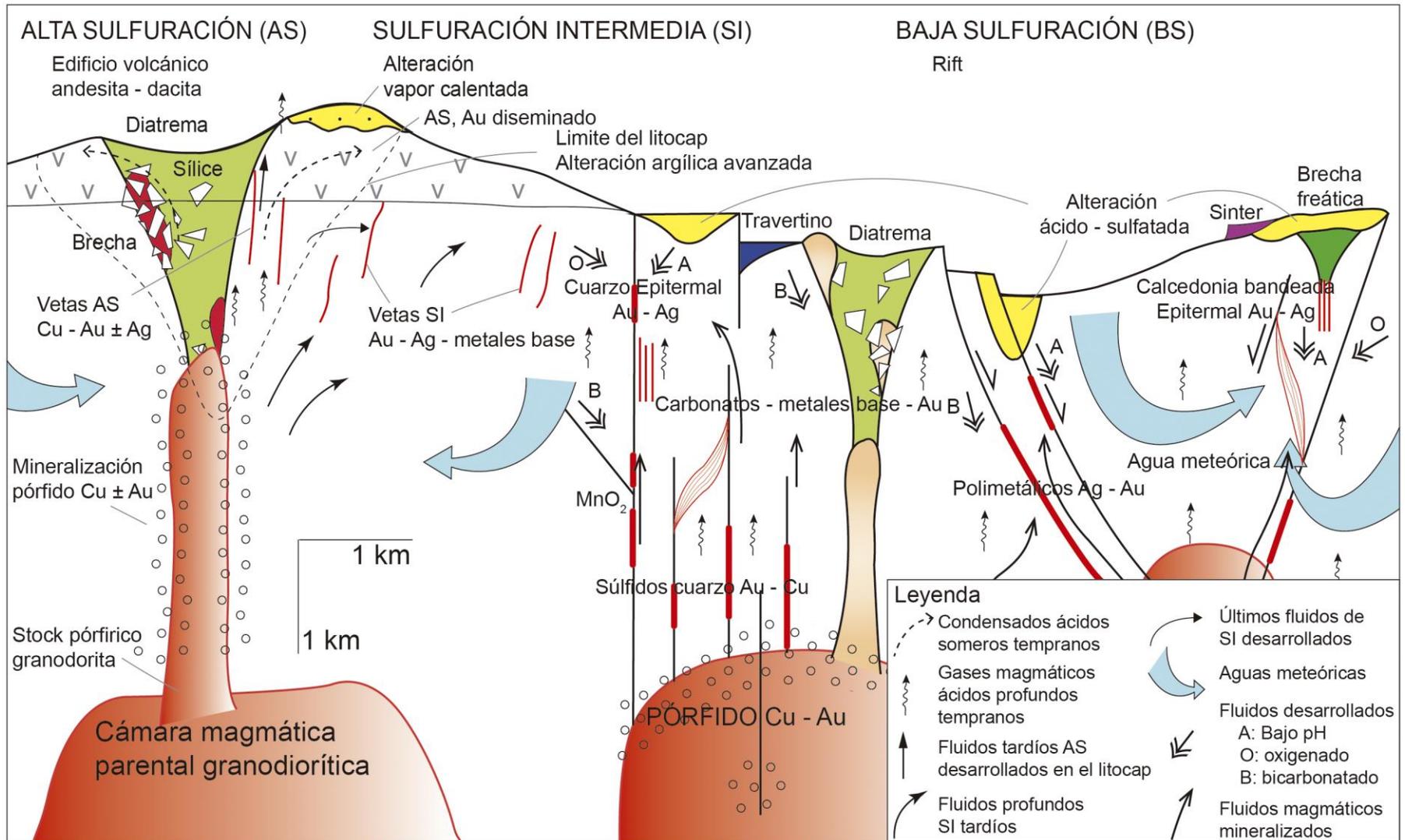


Figura A1.4. Ambientes tectónicos de los diferentes sistemas asociados a cuerpos magmáticos: pórfido y epitermal de alta, intermedia y baja sulfuración. Se representa la ocurrencia de estructuras, mineralización principal y fluidos (modificado de Sillitoe y Hedenquist, 2003; Corbett, 2008).

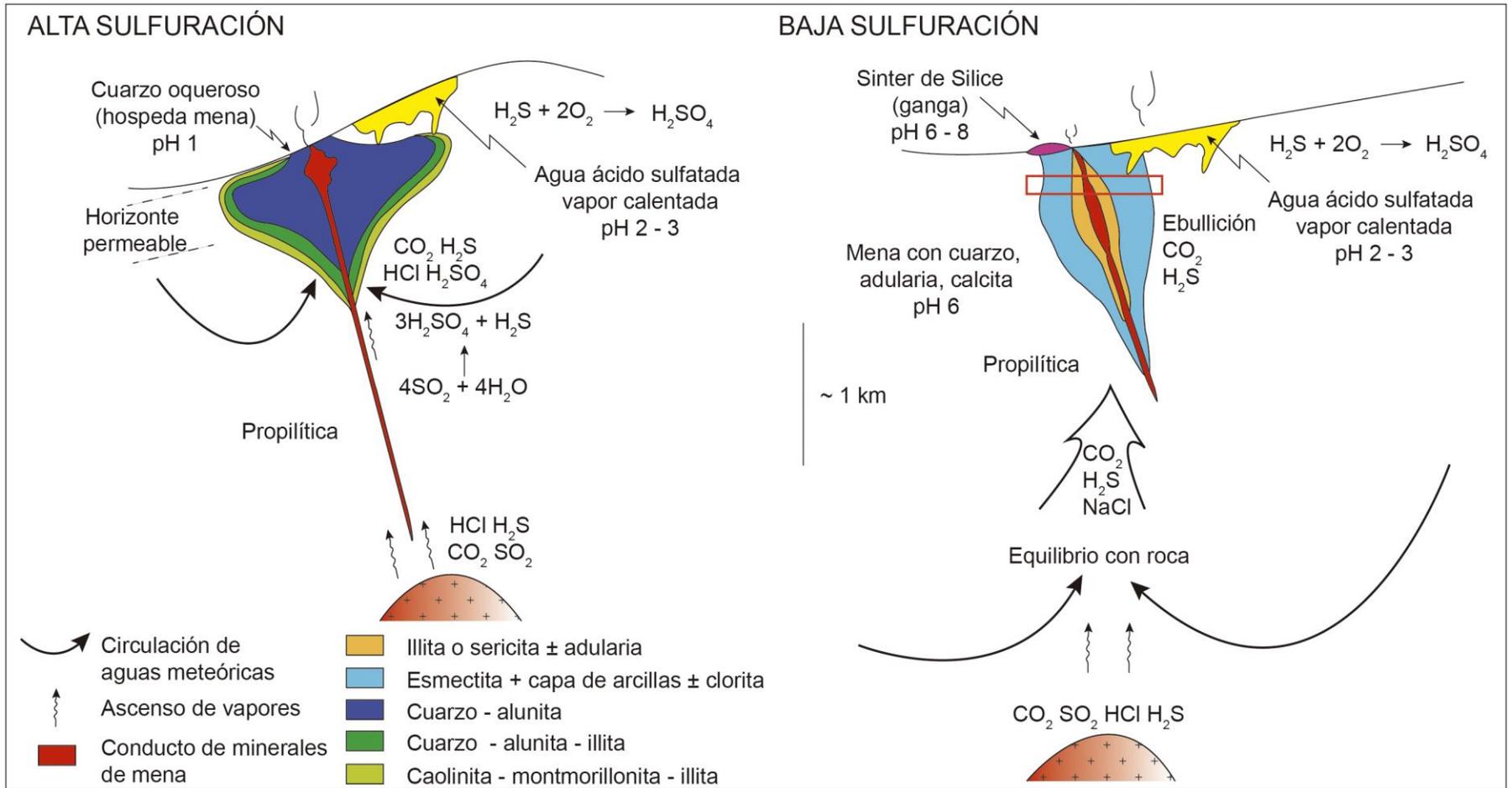


Figura A1.5. Asociación entre composición de fluidos y zonación en la alteración de depósitos epitermales de baja y alta sulfuración (modificado de White y Hedenquist, 1995; Tosdal *et al.*, 2009). El recuadro rojo presenta la profundidad de los fluidos hidrotermales formadores de vetas y brechas de tipo epitermal de baja sulfuración del área en estudio (~ 180 a 310 m; Townley, 1996).

1.3.1. Procesos de mineralización y estilos de deformación en sistemas epitermales.

Para establecer las relaciones estructurales entre los procesos de mineralización y deformación en un sistema epitermal, es necesario comprender la evolución de los sistemas de falla que permiten la circulación y precipitación de fluidos mineralizadores. A continuación se exponen las principales ideas sobre el mecanismo de emplazamiento de fluidos en los sistemas someros de la corteza superior postulados por varios autores.

Sibson (1987) postula que el mecanismo de mineralización en sistemas epitermales es de tipo “Bomba de Succión”, el que es controlado principalmente por la presión hidrostática, debido a que ocurre a profundidades menores a 1 km (Figura 1.5; sección 1.5). Este mecanismo propone que los movimientos tectónicos generan espacios en la corteza que permiten el transporte de fluidos sobrepresurizados a zonas de menor presión. Esta despresurización provoca cambios en las condiciones de presión y temperatura del sistema, que permiten la precipitación de minerales con altos contenidos de plata y oro, generando vetas epitermales con formas irregulares, sinuosas y de espesores variables. Eventualmente los minerales precipitados cerrarán los conductos y el sistema se volverá a sobrepresurizar, por lo que este mecanismo de circulación y precipitación de fluidos es de carácter cíclico (Figura A1.6).



Figura A1.6. Procesos cíclicos de precipitación mineral a partir de fluidos que circulan a través de fallas en la corteza (basado en Sibson, 1987, 1996).

Este estudio en particular, se enfocará en las geometrías generadas en los depósitos de tipo epitermal de baja sulfuración, que generalmente se asocian a sistemas volcánicos y fallas

normales de alto ángulo, por las que se produce el transporte de fluidos hidrotermales en sistemas someros (Sillitoe y Hedenquist, 2003; Simmons *et al.*, 2005).

1.3.2. Geometría de las zonas de daño en sistemas epitermales.

En los últimos años se han descrito las geometrías encontradas en los sectores más someros de la corteza, principalmente para fallas de rumbo y sus zonas de daño (ej. Segall y Pollard, 1983; Cruikshank *et al.*, 1991a, b; Kim *et al.*, 2004; entre otros), donde las estructuras más comunes corresponden a codos extensionales en sistemas de rumbo y de fallas normales curvas o segmentadas en escalón, donde se forman clavos mineralizados perpendiculares al vector de desplazamiento de la falla (ej., McKinstrey, 1948; Rispoli 1981; Sibson, 1987; Cox 1999; Nguyen *et al.* 1998; Lee y Wiltschko 2000; Cox y Ruming 2004; Zangh *et al.*, 2008).

De hecho, Rowland y Sibson (2004) proponen que en un sistema extensional se generan sistemas de *rift* en los que se generan codos extensionales en el plano vertical y pliegues anticlinales, asociados al desplazamiento de tipo normal de los estratos (Figura A1.7). Por otra parte, Kim *et al.* (2004) proponen una mayor variedad de estructuras para los sistemas de rumbo, en las que también se consideran codos extensionales (Figura A1.8); y postulan que las zonas de daño presentan geometrías muy similares a lo largo de un amplio rango de escalas y en los diferentes tipos de falla (rumbo, normales e inversas). La tabla A1.1 expone las estructuras más comunes encontradas en las fallas de rumbo, donde se observa una mayor variedad de estructuras en superficie que en el sistema extensional.

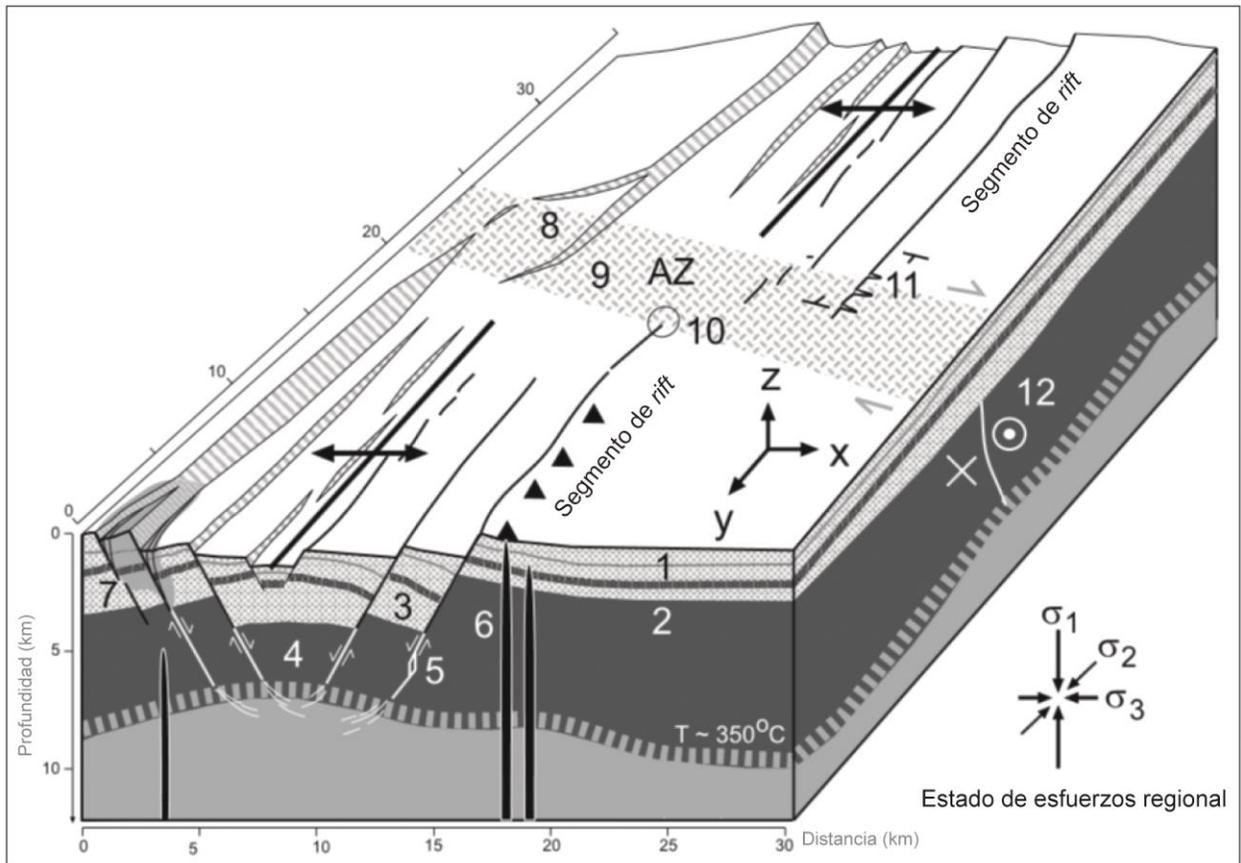


Figura A1.7. Estructuras generadas en un sistema de *rift*. AZ: Zona de Acomodación; 1: cobertura, 2: basamento, 3: fallas normales en la cobertura, 4: fallas normales en el basamento, 5: codo extensional, 6: diques, 7: enrejado de fallas, 8: falla normal en la zona de transferencia, 9: diques en la AZ, 10: zona terminal de una falla en la AZ, 11: desplazamientos de rumbo en el bloque colgante y en el bloque fijo de una falla, 12: reactivación de estructuras oblicuas del basamento. Tomado de Rowland y Sibson (2004).

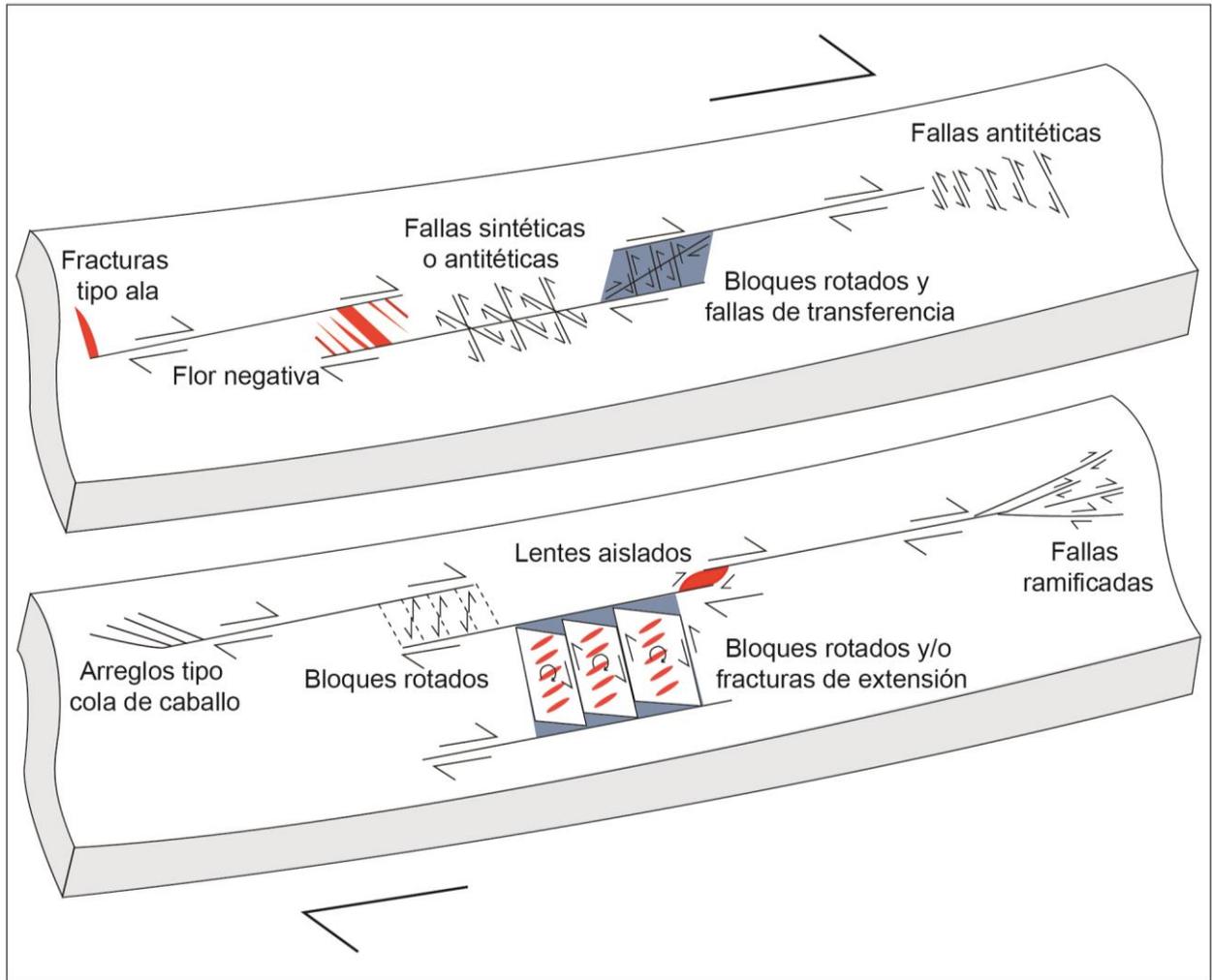


Figura A1.8. Estructuras principales de las zonas de daño en un sistema de rumbo (modificado de Kim *et al.*, 2004).

Tabla A1.1. Estructuras más comunes encontradas en la zonas de daño (Kim *et al.*, 2004).

Estructura	Referencias	Descripción
Fracturas tipo ala	Ej. Rispoli, 1981.	Estas estructuras pueden formarse a presiones diferenciales o de confinamiento bajas (Petit y Barquins, 1988), o a bajos esfuerzos efectivos (Kim, 2000).
Fracturas tipo cola de caballo	Granier, 1985; Petit y Barquins, 1988; ej. Erdogan y Sih, 1963; Pollard y Segall, 1987; entre otros.	Geométrica y mecánicamente similares a las fracturas tipo ala, pero más angostas y en espacios más cerrados, con bajos ángulos respecto a la falla maestra. Producto de la generación de fracturas tipo ala y cola de caballo, la falla tiende a desarrollarse con una forma curva en los sectores terminales, siendo localmente paralela al esfuerzo máximo compresivo inferido (σ_1) al momento de fallarse.
Fracturas de extensión	Ej. Segall y Pollard, 1983; Peacock y Sanderson, 1995a.	Subparalelas a la orientación del σ_1 local y desarrolladas principalmente en el cuadrante extensional de la falla.
Fracturas en escalón		Fallas antitéticas primarias o fracturas de extensión que han sido reactivadas (McGrath y Davison, 1995) como fallas antitéticas, lo que queda evidenciado por la presencia de fracturas tipo ala que se ramifican a partir de la terminación de la falla (<i>wing cracks breaching off from their tips</i>) y por altos ángulos entre las fracturas en escalón y las fallas maestras (Kim, 2000)
Fallas sintéticas ramificadas	Chinnery, 1966a, b.	Tienen el mismo sentido de movimiento que la falla principal. Estructuras similares son llamadas fallas ramificadas (<i>splay faults</i>) (Anderson, 1951) y cizalles de segundo orden (McKinstry, 1953).
Fallas antitéticas	Ej. McGrath y Davison, 1995; Kim <i>et al.</i> , 2003.	Tienen mayor longitud a medida que se alejan del término de la falla principal; ángulo de $\sim 30^\circ$ respecto al esfuerzo principal inferido σ_1 .
Flor negativa	Ej. Aydin y Nur, 1982; Royden, 1985; Peacock y Sanderson, 1995b; ej. Segall y Pollard, 1983.	Fracturas de extensión generan la apertura de un espacio entre dos segmentos de falla, el que aumenta a medida que continúa el desplazamiento de las fallas principales. La forma de esta estructura depende de las estructuras que definen sus bordes, tales como codos y vetas, fallas antitéticas y fallas sintéticas (Kim <i>et al.</i> , 2003).
Bloques rotados	(Martel <i>et al.</i> , 1988; Gross <i>et al.</i> , 1997)	Las fallas entre dos fallas maestras son antitéticas y alrededor de los bloques se generan fracturas de extensión. En la intersección de los bloques con las fallas maestras se generan aperturas triangulares. El ángulo de rotación aumenta con el desplazamiento de las fallas principales y rota sintéticamente a las fallas maestras en regímenes extensivos (en un régimen compresivo sería antitético).
Dúplex en fallas de rumbo o lentes aislados	Woodcock y Fischer, 1986; Swanson, 1988; Kim <i>et al.</i> , 2001b.	Similares a <i>tosidewall ripouts</i> (Swanson, 1989) y a estructuras de ojos abiertos (<i>open eye</i>) (Fossen y Hesthammer, 1997). En ambientes extensionales se forman vacíos o áreas de extensión alrededor de bloques delimitados por fallas, que son rellenados por vetas o sedimentos (Aydin y Nur, 1985). Los dúplex son comúnmente brechizados por fallas que conectan las fallas mayores (ej. Cruikshank <i>et al.</i> , 1991b)
Combinaciones de estructuras		Generan sistemas complejos, donde las combinaciones más comunes son fracturas sintéticas con fracturas cola de caballo, o fallas sintéticas ramificadas con fallas antitéticas.

ANEXO 2. ESTRUCTURAS PRINCIPALES DENTRO DEL ÁREA EN ESTUDIO

El mapa titulado “Estructuras Principales dentro del área en estudio, escala 1:10.000” presenta una compilación de las unidades litológicas, fallas y vetas mapeadas en estudio anteriores (archivos inéditos de Jeanne, 2011), y presenta la ubicación y fotografía de las fallas documentadas en terreno. Las tablas A2.1 a A2.4 presentan una descripción de las fallas documentadas en terreno, donde se distinguen las fallas asociadas al emplazamiento de brechas de cuarzo negras con mineralización de plata y oro.

Las bases de datos se separan en dos partes debido al ancho de las tablas, donde el ID se repiten en la parte 1 y en la parte 2, lo que permite identificar el dato en ambas bases.

Tabla A2.1. Fallas documentadas en la zona 19S.

ID	Grado Confianza	Fecha	WP	E	N	Altura	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	Composición	Nota	Observaciones
106	2	21/10/2011	139	270670	4842739	416		77	80	167	Falla E-W?	Foto 15 IMG_0161	Falla 137. Datos Dip/DipDir estimados a partir de mapa, se asume un manteo de 80 al S.
132	2	21/10/2011	167	271035	4842751	465		114	80	204	Falla E-W?	Foto 20 IMG_0175. Sondaje CRH-13	Datos Dip/DipDir estimados a partir de mapa, se asume un manteo de 80 al S.
143	2	21/10/2011	178	271038	4842802	462		77	80	167	Falla	Foto 23 IMG_0180	Datos Dip/DipDir estimados a partir de mapa, se asume un manteo de 80 al S.
148	2	21/10/2011	182	271220	4842850	520		77	80	167	Falla		Cont. De la falla N. Datos Dip/DipDir estimados a partir de mapa, se asume un manteo de 80 al S.
264	1	21/11/2011	303	271054	4842633	502		86	90	176	Falla rumbo dextral	Cont. Wp 302. Fotos 1-53.	Desplazamiento hacia el E de 1,5m aprox. de Veta NS a N15W. Mov. Dextral
291		22/11/2011	340	270108	4842048	412	7,8				Falla desplaza a dique latítico	Foto 234	Falla: dique al otro lado del dique wp 339, pero corrido.

Tabla A2.2. Fallas documentadas en la zona 18S.

ID	Grado Confianza	Fecha	WP	E	N	Altura	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	Composición	Rx Caja	Nota	Observaciones
1	2	07/09/2011	190	729945	4841854	401	8	282	55	12	Falla normal?		Foto 1 DSC05202	Apertura de espacio. Datos de rumbo y manteo aprox.
2	2	07/09/2011	191	729965	4841860	399	8,0	0	56	90	Zona de falla		Foto 2 DSC05203	Datos de dos fallas maestras
3	2	07/09/2011	192	729940	4841805	401	11,0	240	65	330	Falla normal? Flor?		Foto 3 DSC05204	Datos de falla base.
8	1	07/09/2011	197	729884	4841519	400		71	75	161	Falla normal		Foto 8. Fotos 123-135 (23-11)	Desplazamiento de 1m.
30	2	22/11/2011	367	729909	4841791	416	7	274	55	4	Falla	Stockwork y vetillas	Fotos 361-377: pared	Falla N86W/55N, salbanda N75W/sv

Tabla A2.3. Fallas asociadas a brechas 18S (Parte 1)

ID	Grado Confianza	Fecha	WP	E	N	Altura	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	Composición
9		07/09/2011	204	729932	4841977	414					Falla con brecha qz negra
25	2	22/11/2011	361	729927	4841971	421	6,2	348	56	78	Falla con brecha qz negra
32	2	23/11/2011	378	729938	4841820	398	9,8	8	64	98	Falla con brecha qz negra, luego qz blanco
49	1	25/11/2011	402	729826	4841371	367	12,4	205	65	295	Falla y brecha qz negro.

Tabla A2.4. Fallas asociadas a brechas 18S (Parte 2)

ID	Potencia bx [cm]	Mx	Rx Caja	Nota	Observaciones
9	100			4-5m de brecha. Continuación de brecha negra asociada a falla principal.	
25				Cercano a plano de falla. Fotos 340-342	
32	100, 20 cm sólo qz negro	Qz negro con mucha py	Stockwork de vetillas de qz blanco y qz negro, >6m	Fotos 46-50	
49	De N a S: rx caja silicificada-1m brecha negra-1m veta qz blanco a gris-zona molida rx caja con vetillas de arcilla blanca.	Brecha: py y sulfuros, qz blanco a gris: sulfuros. Alteración amarilla superficial sobre la brecha, veta qz sin alteración amarilla.		Fotos 39-65; fotos 66-71 misma falla al otro lado; N71W/sv (fotos 66-71).	Falla inversa? JKig sobre JKilj.

ANEXO 3. SISTEMAS DE VETAS PRINCIPALES DENTRO DEL ÁREA EN ESTUDIO.

El mapa titulado “Sistemas de vetas principales dentro del área en estudio, escala 1:10.000” presenta la ubicación de las vetas documentadas dentro del área en estudio, distinguiendo entre las vetas sincrónicas (cuarzo y cuarzo – carbonato) y posteriores (carbonato – baritina) a la mineralización de plata y oro. Además se presentan las familias principales de vetas en diferentes sectores según su orientación y manteo. Por último, este mapa presenta la ubicación y fotografías de las vetas sigmoidales documentadas en terreno. En éstas se representa con flechas blancas la orientación del eje de apertura estimado para cada veta.

A partir de los diagramas es posible observar que para las vetas sincrónicas con la mineralización los sectores “a y c” presentan orientaciones similares. Lo mismo ocurre con los sectores “b y d”, mientras que el sector “f” no se puede asociar a ningún otro sector. En cambio, para las vetas posteriores a la mineralización no es posible establecer correlaciones entre los diferentes sectores, debido a la menor ocurrencia de estas estructuras.

La correlación entre los diferentes sectores permite establecer dominios estructurales delimitados por las fallas con orientación NE – SO (Figura 4.9; sección 4.3), donde el Dominio Norte incluye a los sectores “b, d y e”, el Dominio Centro incluye los sectores “a y c” y el Dominio Sur incluye al sector “f”.

Una descripción detallada de las vetas documentadas en terreno se presenta en los anexos 4 y 5. En el primero se presentan las orientaciones de las familias principales de vetas dentro del área en estudio (Figura 4.5; sección 4.1.3), y en el segundo se presenta los datos documentados en terreno y la orientación de apertura estimada para cada veta en cada uno de los dominios estructurales.

ANEXO 4. VETAS DOCUMENTADAS EN TERRENO.

A continuación se exponen la información documentada en terreno y la actitud del eje de apertura estimado de los datos utilizados para caracterizar la geometría de las vetas en cada dominio estructural dentro del área en estudio (Tablas A4.1 a A4.10). Cada base de datos presenta los parámetros definidos en la sección 1.4.2 (Tabla 1.1).

Las tablas A4.11 y A4.12 presentan la actitud y espesor de las sincrónicas y posteriores a la mineralización, donde en cada base de datos la columna “Familia” hace referencia a las familias de vetas presentadas en las figuras 4.5 y 4.6 de la sección 4.1.3.

Las bases de datos se separan en dos partes debido al ancho de las tablas, donde el ID se repiten en la parte 1 y en la parte 2, lo que permite identificar el dato en ambas bases.

Tabla A4.1. Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1).

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
2	qz	03/09/2011	130	270477	4842414	407	4,0	0	75	90	270	15	Veta qz bg a bl	15
3	qz	03/09/2011	131	270467	4842346	404	9,0	180	75	270	90	15	Veta qz bl a bg	10
4	qz	03/09/2011	132	270444	4842354	420		0	80	90	270	10	Veta qz bl a bg	20
5	cc-ba	03/09/2011	133	270442	4842354	428		336	88	66	246	2	Veta cc	7
6	cc-ba	03/09/2011	134	270412	4842360	427		145	87	235	55	3	Veta cc	15
7	qz	03/09/2011	135	270415	4842379	418		185	75	275	95	15	Veta qz bl	20
8	qz	03/09/2011	136	270359	4842442	407		196	76	286	106	14	Veta qz bl	15
9	qz	03/09/2011	137	270356	4842442	410		150	83	240	60	7	Veta qz bl	8
12	qz	03/09/2011	140	270303	4842480	390		331	85	61	241	5	Veta qz bl	20
13	qz	03/09/2011	141	270328	4842536	396		338	87	68	248	3	Veta qz bl	20
14	qz	03/09/2011	142	270411	4842448	417		146	78	236	56	12	Veta qz bl	15
15	qz	03/09/2011	143	270408	4842442	416							Vetas qz bl	15 y 5
16	qz	03/09/2011	144	270435	4842407	414		326	90	56	56	0	Vetas qz bl	5
17	qz	03/09/2011	145	270440	4842390	412		326	90	56	56	0	Vetas qz bl	30
18	qz	03/09/2011	146	270443	4842378	411							Vetas qz bl a bg	
19	qz	05/09/2011	147	270421	4842393	423		171	74	261	81	16	Veta qz bg a bl	30
20	qz	05/09/2011	148	270415	4842353	431		161	80	251	71	10	Veta qz bl	10
21	qz	05/09/2011	149	270418	4842337	434							Veta qz bl	10
22	qz	05/09/2011	150	270411	4842335	431		316	80	46	226	10	Vetilla qz bl	7
23	cc-ba	05/09/2011	151	270441	4842349	426		156	85	246	66	5	Vetillas cc	7
25	qz	05/09/2011	153	270382	4842361	432		141	82	231	51	8	Vetillas qz bl	2
26	qz	05/09/2011	154	270367	4842360	429		311	90	41	41	0	Veta qz bl	6
27	qz	05/09/2011	155	270353	4842364	426		355	85	85	265	5	Vetillas qz bl a bg	5
28	qz	05/09/2011	156	270349	4842337	432		321	90	51	51	0	Vetillas qz bl a bg	1
29	qz	05/09/2011	157	270327	4842329	430		326	90	56	56	0	Veta qz bl	8
30	qz	05/09/2011	158	270318	4842292	430		4	84	94	274	6	Veta qz bl	20
31	qz	05/09/2011	159	270314	4842285	430							Veta	
32	qz	05/09/2011	160	270322	4842277	430		323	90	53	53	0	Veta qz bl	10
33	qz	05/09/2011	161	270324	4842237	440		324	90	54	54	0	Vetillas qz bl a bg	10
34	qz	05/09/2011	162	270388	4842253	426	6,0	352	87	82	262	3	Veta qz bl a bg	40
35	qz	05/09/2011	163	270393	4842284	430		184	85	274	94	5	Veta qz bl	20
36	qz	05/09/2011	164	270388	4842279	433		146	80	236	56	10	Veta qz bl	6
37	qz	05/09/2011	165	270365	4842278	433		6	90	96	96	0	Veta qz bl	5
38	qz	05/09/2011	166	270377	4842313	426		141	87	231	51	3	Veta qz bl	12
39	qz	05/09/2011	167	270391	4842335	422		321	90	51	51	0	Veta qz bl	8
40	qz	05/09/2011	168	270400	4842321	427							Veta qz bl	8

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimet	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
41	qz	05/09/2011	169	270450	4842312	406		350	84	80	260	6	Veta qz bl	40
42	qz	05/09/2011	170	270444	4842262	399							Veta qz bl	100
43	qz	05/09/2011	171	270316	4842475	394	7,0	331	90	61	61	0	Veta qz bl	20
44	qz	05/09/2011	172	270320	4842483	396	6,0	146	87	236	56	3	Veta qz bl	20
45	qz	05/09/2011	173	270311	4842477	395	4,0	86	90	176	176	0	Veta qz bl	*[10, 50[
46	cc-ba	05/09/2011	174	270241	4842574	381							Vetillas cc	0,7
47	qz	05/09/2011	175	270271	4842643	367		286	90	16	16	0	Vetilla qz bl	1
52	cc-ba	06/09/2011	183	270960	4842435	460							Veta cc	*[1, 10[
60	qz	07/09/2011	199	270164	4842162	426		317	90	47	47	0	Vetas qz bl	S/I
61	qz	07/09/2011	200	270138	4842124	425		305	76	35	215	14	Vetas qz bl	S/I
62	qz	07/09/2011	201	270128	4842114	430		341	75	71	251	15	Veta qz bl	S/I
65	qz-cc	20/10/2011	95	270950	4842638	468		349	90	79	79	0	Veta cc siderita y vetillas qz bl	cc 12 y qz 8
67	cc-ba	20/10/2011	97	270941	4842630	467		315	86	45	225	4	Veta cc siderita, vetillas qz microcx y cc	Veta 50, vetillas 3
68	cc-ba	20/10/2011	98	270987	4842626	476		325	90	55	55	0	Veta cc siderita y vetillas qz bl	*[10, 50[
69	qz-cc	20/10/2011	99	270990	4842614	482		324	68	54	234	22	Veta qz masivo, en cavidades cx, y veta cc siderita y cc blanco cx	qz 100, cc 30
70	qz	20/10/2011	100	271001	4842611	488		329	90	59	59	0	2 vetas qz bl y opalino	100
71	qz-cc	20/10/2011	101	271016	4842606	487		329	90	59	59	0	Veta qz y cc (qz masivo blanco, opalino y en drusas; cc siderita principalmente)	S/I
72	qz	20/10/2011	102	271018	4842585	494		329	90	59	59	0	Veta qz bl	100
76	qz	20/10/2011	105	271055	4842575	499		329	56	59	239	34	Veta qz opalino, en cavidades cx	250
77	qz	20/10/2011	106	271064	4842550	508		335	76	65	245	14	Veta qz opalino, en cavidades cx	150
78	qz	20/10/2011	107	271073	4842578	509							Veta	S/I
80	qz-cc	20/10/2011	109	271197	4842564	502		357	90	87	87	0	Veta qz masivo y qz oqueroso relleno con cc	100
81	qz	20/10/2011	112	271232	4842525	493		349	90	79	79	0	Veta qz masivo, en cavidades cx	30
82	qz	20/10/2011	113	271254	4842534	492		168	65	258	78	25	Veta qz bl y qz botroidal	30
83	qz	20/10/2011	114	271249	4842511	483		0	90	90	90	0	Veta qz bl	40
84	qz	20/10/2011	115	271251	4842515	481		9	90	99	99	0	Veta qz bl	30
85	qz	20/10/2011	116	271255	4842531	483							Veta qz bl y qz botroidal	
86	qz	20/10/2011	118	271267	4842542	486		0	90	90	90	0	Vetilla qz bl	S/I
87	qz-cc	20/10/2011	119	271266	4842540	490		329	90	59	59	0	Veta qz bl, y al sur: cc y restos de qz	S/I
88	qz	20/10/2011	120	271267	4842532	487							Veta	*[10, 50[
89	qz	20/10/2011	121	271269	4842559	503		351	90	81	81	0	Veta qz bl masivo, en cavidades cx	30
90	qz	20/10/2011	122	271255	4842569	509		329	90	59	59	0	Veta qz bl botroidal	S/I

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
91	qz	20/10/2011	123	271261	4842594	510							Veta qz	S/I
92	qz	20/10/2011	124	271258	4842605	517		319	90	49	49	0	Veta qz bl	20
93	qz	20/10/2011	125	271262	4842606	516		341	90	71	71	0	Veta qz bl	20
99	qz-cc	21/10/2011	131	270646	4842536	415		0	90	90	90	0	Veta de qz y veta de siderita, subparalelas	cc 15
101	qz	21/10/2011	133	270657	4842560	419		345	90	75	75	0	Veta qz bl	5
104	cc-ba	21/10/2011	137	270641	4842733	418		59	90	149	149	0	Vetilla cc cx	7
109	qz	21/10/2011	142	270754	4842565	444		0	90	90	90	0	Veta qz bl	15
110	qz	21/10/2011	143	270724	4842595	445		0	90	90	90	0	Veta qz bl	8
111	qz	21/10/2011	144	270719	4842622	447		344	90	74	74	0	2 vetas qz bl subparalelas	20 y 8
113	qz	21/10/2011	146	270750	4842517	434		0	90	90	90	0	Veta qz bl	8
114	cc-ba	21/10/2011	147	270752	4842453	438		0	90	90	90	0	Vetilla baritina	<18
116	qz	21/10/2011	149	270751	4842387	452		0	90	90	90	0	Veta qz bl	7
117	qz	21/10/2011	150	270751	4842395	452		0	90	90	90	0	Veta qz bl	10
118	qz	21/10/2011	151	270761	4842403	455		0	90	90	90	0	Veta qz masivo, en cavidades cx	10
119	cc-ba	21/10/2011	152	270738	4842414	447		345	90	75	75	0	Veta baritina	10
120	qz-cc	21/10/2011	153	270666	4842418	426	7,0	49	90	139	139	0	Veta qz bl y veta siderita y cc blancos, subparalelas	40 cada veta
121	qz	21/10/2011	154	270638	4842450	407		349	90	79	79	0	Veta qz bl	S/I
122	qz	21/10/2011	155	270931	4842606	444		345	90	75	75	0	Veta qz bl	100
124	qz	21/10/2011	159	270904	4842573	457		329	90	59	59	0	3 vetas qz bl	S/I
125	cc-ba	21/10/2011	160	270905	4842573	461							Vetilla fluorita	S/I
129	qz	21/10/2011	164	270988	4842738	465		39	90	129	129	0	Veta qz bl	30
130	qz	21/10/2011	165	271008	4842750	462		20	90	110	110	0	Veta qz bl, en cavidades qz cx y fluorita	60
131	qz	21/10/2011	166	271016	4842753	474		349	90	79	79	0	Veta qz masivo, en cavidades cx	40
133	qz	21/10/2011	168	271009	4842761	470	13,4						Veta qz bl	100
134	qz	21/10/2011	169	271008	4842759	464	6,7	24	90	114	114	0	Veta qz bl	30
135	qz	21/10/2011	170	271010	4842764	463		9	90	99	99	0	Vetilla qz bl	8
136	qz	21/10/2011	171	271008	4842773	464							Vetillas qz bl	*[10, 50[
137	qz	21/10/2011	172	271004	4842785	471		345	74	75	255	16	Veta qz bl	15
138	qz	21/10/2011	173	271016	4842784	467		5	90	95	95	0	Veta qz bl	100
139	qz	21/10/2011	174	271021	4842792	469		355	90	85	85	0	Veta qz bl	S/I
140	qz	21/10/2011	175	271024	4842792	469		20	90	110	110	0	Veta qz bl	S/I
141	qz	21/10/2011	176	271016	4842799	466		29	90	119	119	0	Veta qz bl	70
142	qz	21/10/2011	177	271012	4842804	463							Vetillas qz bl y rx caja	150-200
145	qz	21/10/2011	179	271067	4842816	459	19,8						Veta qz opalino y bl	500-600

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
149	qz	21/10/2011	183	271130	4842757	505		295	90	25	25	0	Vetilla qz bl	4
150	qz-cc	21/10/2011	184	271108	4842737	498		324	90	54	54	0	Veta qz y cc siderita	10
151	qz	22/10/2011	186	272118	4843628	390	7,0	0	90	90	90	0	Veta qz bl	S/I
152	qz	22/10/2011	187	272130	4843673	387		0	90	90	90	0	Veta qz bl	60
157	cc-ba	22/10/2011	192	272436	4843647	415	9,0						Vetillas cc cx	S/I
158	cc-ba	22/10/2011	193	272432	4843608	436	11,0	315	90	45	45	0	Vetillas cc	S/I
160	qz	22/10/2011	-	274023	4843730	437		309	90	39	39	0	Vetas qz masivo, en cavidades cx	20
161	qz	22/10/2011	-	274023	4843730	437		334	90	64	64	0	Vetas qz	10
162	qz	22/10/2011	-	274221	4843649	463		322	90	52	52	0	Veta qz	50
163	qz	24/10/2011	195	272325	4843039	390		0	90	90	90	0	Veta qz cx	10
165	qz-cc	24/10/2011	197	272297	4842981	396							Vetillas qz baritina	<5cm
166	qz	24/10/2011	198	272287	4842962	394		309	90	39	39	0	Veta qz bl	10
168	qz	24/10/2011	200	272292	4842940	377		0	85	90	270	5	Veta qz en cavidades cx (drusas), qz masivo sacaroidal, y <qz colofome (vetilla 3mm)	20
169	qz	24/10/2011	201	272275	4842953	378		0	90	90	90	0	Veta qz masivo blanco y en cavidades cx	30
170	qz	24/10/2011	202	272256	4842961	376		159	77	249	69	13	Veta qz sacaroidal, en cavidades cx	80
171	qz	24/10/2011	203	272258	4842969	393							Veta qz sacaroidal, en cavidades cx	20
172	qz	24/10/2011	204	272250	4842988	391							Veta qz masivo	15
173	qz	24/10/2011	205	272250	4842996	386		143	80	233	53	10	Veta	20
174	qz	24/10/2011	206	272241	4842997	385							Vetillas qz	
175	cc-ba	24/10/2011	207	272233	4842996	382		69	90	159	159	0	Vetilla cc	5
176	qz	24/10/2011	208	272243	4843038	386		180	85	270	90	5	Veta qz sacaroidal	80
177	qz	24/10/2011	209	272231	4843049	389		180	85	270	90	5	Veta qz sacaroidal	100
178	qz	24/10/2011	210	272231	4843077	392		0	90	90	90	0	Veta qz sacaroidal y en cavidades cx	*>100
179	qz	24/10/2011	211	272234	4843109	391	7,4	180	85	270	90	5	Veta qz masivo cx	20
180	qz	24/10/2011	212	272212	4843123	384		190	78	280	100	12	Veta qz masivo	15
181	qz	24/10/2011	213	272210	4843105	391		180	78	270	90	12	Veta qz bl a masivo	30
182	qz	24/10/2011	214	272229	4843167	384		0	90	90	90	0	Veta qz masivo a sacaroidal	<80
184	cc-ba	25/10/2011	216	272286	4843269	393	6,4	79	90	169	169	0	3 vetillas cc blanco cx	2
185	cc-ba	25/10/2011	217	272299	4843268	393	6,4	84	90	174	174	0	Vetillas cc blanco cx	2
186	cc-ba	25/10/2011	218	272291	4843263	400	6,8	84	90	174	174	0	Vetillas cc blanco cx	6
187	cc-ba	25/10/2011	219	272316	4843239	420		84	90	174	174	0	Vetillas cc blanco	3
191	qz	25/10/2011	223	272307	4843210	422		0	78	90	270	12	Vetilla qz en drusas y masivo	S/I
192	cc-ba	25/10/2011	224	272292	4843219	413							Vetillas cc blanco	5

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
193	cc-ba	25/10/2011	225	272284	4843231	393		270	90	0	0	0	Vetillas cc blanco	<10
196	qz	25/10/2011	228	272377	4843182	430	6,4	345	90	75	75	0	Veta qz sacaroidal, en cavidades cx	10
197	qz	25/10/2011	229	272417	4843164	433		345	90	75	75	0	Veta qz masivo y en drusas	10
198	cc-ba	25/10/2011	230	272444	4843135	438		339	75	69	249	15	Vetilla cc blanco	5
199	cc-ba	25/10/2011	231	272469	4843189	432	6,4	319	80	49	229	10	Veta cc siderita en el centro, bordes: vetas qz blanco y gris y cc	150
200	qz	25/10/2011	232	272447	4843204	446	5,6	299	90	29	29	0	Veta qz sacaroidal masivo a bl y qz gris, en cavidades cx, levemente bandeado (cavidades alargadas subparalelas).	<20
201	qz	25/10/2011	233	272447	4843211	437		329	90	59	59	0	Veta qz	10
211	cc-ba	25/10/2011	243	272061	4843504	393		75	90	165	165	0	2 vetillas subparalelas cc	5
212	cc-ba	25/10/2011	244	272044	4843524	386	5,9						Vetillas cc blanco	1 a 2
213	qz	25/10/2011	245	272038	4843549	382	7,0	335	90	65	65	0	Veta qz bl	80
214	qz	25/10/2011	246	272017	4843614	381		329	90	59	59	0	Veta qz masivo	30
215	qz	25/10/2011	247	271971	4843669	378		339	90	69	69	0	Veta qz bl a masivo, en cavidades cx	20
216	qz	25/10/2011	248	271966	4843690	372		329	90	59	59	0	Veta qz bl a masivo, en cavidades cx	15
219	qz	25/10/2011	252	271752	4843114	417		345	90	75	75	0	8 vetillas qz masivo a sacaroidal, subparalelas	6
220	qz	25/10/2011	253	271736	4843102	426		3	90	93	93	0	Veta qz opalino	10
221	qz	25/10/2011	254	271722	4843089	422		0	90	90	90	0	Veta qz opalino, sacaroidal y en cavidades cx	80
222	qz	25/10/2011	255	271735	4843092	430		5	90	95	95	0	Veta qz sacaroidal, en cavidades cx	20
223	qz	25/10/2011	256	271707	4843076	427							Veta	
224	qz	25/10/2011	257	271712	4843084	402		329	90	59	59	0	2 vetas qz sacaroidal y en drusas, subparalelas	30
225	qz	25/10/2011	258	271706	4843064	418		350	90	80	80	0	Veta qz sacaroidal y en drusas	20
226	qz	25/10/2011	259	271714	4843071	423							Veta qz	300
227	qz	25/10/2011	260	271699	4843052	423							Zona de vetas qz opalino, sacaroidal, muy blanco.	10m
228	qz	25/10/2011	262	271716	4843031	420	5,0	329	90	59	59	0	Veta qz sacaroidal y en drusas	150
229	qz	25/10/2011	263	271724	4843009	420							Veta qz sacaroidal y en drusas	100
230	qz	25/10/2011	264	271732	4842990	418							Veta qz sacaroidal y en drusas	100
231	qz	25/10/2011	265	271747	4843000	427		330	90	60	60	0	Veta qz	15
232	qz	25/10/2011	266	271751	4843004	419		0	90	90	90	0	Veta qz sacaroidal	8
233	qz	25/10/2011	267	271741	4843035	426		345	90	75	75	0	Vetilla qz gris, blanco masivo	2
235	qz	26/10/2011	269	272265	4842952	379	7,3	163	70	253	73	20	Veta qz sacaroidal blanco y gris	8

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
236	qz	26/10/2011	270	272264	4842953	380	7,5	163	70	253	73	20	Veta qz sacaroidal blanco y gris	15
237	cc-ba	26/10/2011	272	272227	4842963	395	6,4		90				Veta cc blanco	8
238	qz	26/10/2011	273	272231	4842978	390	6,2	339	90	69	69	0	Vetilla qz masivo blanco	5
239	qz	26/10/2011	274	272224	4842989	378		165	75	255	75	15	3 Vetillas qz sacaroidal blanco (1 con qz gris), subparalelas	2 a 3
243	qz	26/10/2011	278	272189	4842990	413		349	90	79	79	0	Veta qz masivo a sacaroidal y en drusas, vetilla qz subparalela 2cm	8
244	qz	26/10/2011	279	272190	4842973	409		0	90	90	90	0	Veta qz masivo gris y blanco, qz sacaroidal blanco	100
245	qz	26/10/2011	280	272183	4842971	408		160	80	250	70	10	2 vetas qz sacaroidal blanco y qz masivo gris subparalelas	15
246	qz	26/10/2011	281	272185	4842961	414							Veta qz masivo gris y blanco, qz sacaroidal blanco	
247	qz-cc	26/10/2011	282	272184	4842939	419							Veta qz y veta baritina subparalelas.	S/I
248	cc-ba	26/10/2011	283	272168	4842934	423							Vetillas de baritina o cc?	<2cm
249	qz	26/10/2011	284	272156	4842927	421		342	90	72	72	0	Veta qz sacaroidal con sistema de vetillas qz subparalelas	8 y <1
250	qz	26/10/2011	285	272146	4842930	418		0	90	90	90	0	Veta qz sacaroidal, en cavidades cx	10
251	qz	26/10/2011	286	272136	4842962	416		345	90	75	75	0	Veta qz sacaroidal con sistema de vetillas qz subparalelas	<20
254	qz	20/11/2011	289	270346	4842461	408		330	80	60	240	10	Veta qz masivo a sacaroidal, en cavidades cx	*[10, 50[
255	qz	20/11/2011	290	270410	4842453	417							Veta qz masivo a sacaroidal, en cavidades cx	*[10, 50[
258	qz	20/11/2011	295	270391	4842255	427	5,9	335	90	65	65	0	Veta qz	25
259	qz	20/11/2011	296	270403	4842263	432	5,8						Vetilla qz blanco	S/I
260	qz	20/11/2011	297	270326	4842226	435	6,0						Vetillas qz	*[1, 10[
262	qz	21/11/2011	301	271055	4842596	500		339	77	69	249	13	Veta	100
263	qz	21/11/2011	302	271055	4842601	496							Veta	200
264	qz	21/11/2011	303	271054	4842633	502		353	90	83	263	0	Veta qz opalino, en cavidades cx	*[10, 50[
265	qz	21/11/2011	306	271056	4842655	501		340	70	70	250	20	Veta	100
266	qz	21/11/2011	307	271038	4842580	495							Veta qz bl	*[10, 50[
267	qz	21/11/2011	310	271025	4842593	495							Veta	*[10, 50[
269	qz	21/11/2011	312	271028	4842605	481	5,3						Veta	
270	qz	21/11/2011	313	271014	4842629	488							Veta	
271	qz	21/11/2011	314	271018	4842621	489							Veta	

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
276	qz	21/11/2011	320	270652	4842534	422							Veta	*[10, 50[
278	qz	22/11/2011	323	270170	4842145	432		317	90	47	47	0	Veta qz blanco masivo	80
279	qz	22/11/2011	324	270177	4842132	444							Vetas qz	*[10, 50[
280	qz	22/11/2011	325	270181	4842120	454		304	90	34	34	0	Vetillas qz	*<10
281	qz	22/11/2011	326	270192	4842117	464							Sistema vetillas	2mm
282	qz	22/11/2011	327	270209	4842083	465		289	90	19	19	0	Veta qz blanco a gris masivo	<80
283	qz	22/11/2011	330	270174	4842081	451		314	90	44	44	0	Veta qz bl a masivo	10
284	qz	22/11/2011	331	270210	4842067	443		330	90	60	60	0	Veta qz oqueroso y vetilla qz bl subparalela	veta 8, vetilla <1
286	SV qz	22/11/2011	334	270234	4842064	443	6,0	280	85	10	190	5	Veta qz	S/I
296	qz	22/11/2011	368	269964	4841930	415							Vetillas qz bl	*<3
297	qz	22/11/2011	369	269995	4841914	409	8,0	145	80	235	55	10	Vetillas	*<10
298	qz	23/11/2011	370	270037	4841903	408							Vetillas	*<2
299	cc-ba	23/11/2011	371	270004	4841872	401							Vetillas de cc y brecha con matriz de cc	*0,2
301	qz-cc	23/11/2011	374	270003	4841811	396		325	90	55	55	0	Vetillas de cc y de qz blanco	cc 1mm, qz 1-5cm
303	qz	23/11/2011	377	270017	4841803	393							Veta qz	4

Tabla A4.2. Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2).

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
2	15,00					Localmente: Brecha con qz y cc.
3	10,00		Sulfuros negros		M1	Continuación de wp.130
4	20,00					Hasta 1m de pot. con rx caja.
5	7,00					1,5m de pot. con rx caja.
6	15,00					
7	20,00					
8	15,00					
9	8,00	2			Punto 2 mapa	
12	20,00				Foto 4	Al N cambia su rumbo (más NS) y se adelgaza. No se puede determinar dirección de movimiento
13	20,00					
14	15,00				Foto 5	Potencia máx: 40 cm
15	10,00				Foto 6	Intersección vetas pot. 15cm y 5cm. Veta mayor: cambio de N39W/sv a N20W/80W; veta menor: N30E/sv. No se puede determinar dirección de movimiento
16	5,00				Foto 7	Potencia máx: 7 cm.
17	30,00					Continuación de wp.144
18	30,00		Sulfuros negros, fluorita?		Foto 8	Continuación de wp.145 (rumbo similar, sv.), falla entre medio?
19	30,00					Al N se angosta a 10cm
20	10,00				M2a y b	Continuación WP 147
21	10,00					Continuación WP 148
22	7,00					Intersección cubierta
23	7,00				Fotos 1, 2 y 3	Sistema vetillas de cc y brecha cc. Rx caja muy fracturada y alterada
25	2,00	2				
26	6,00				M3	
27	5,00	2			M4	
28	1,00	3				Mismo sistema que WP 155
29	8,00				Foto 5 y 6	Mismo sistema que WP 156 con la veta descrita
30	20,00				M5	Al sur se adelgaza
31	6,00				Foto 6	La veta del WP 158 se termina (5cm) y es cortada por otra 90/51 de 7cm
32	10,00					A ambos lados vetillas <1cm FF4
33	10,00				Foto 7	Punto 4 mapa.
34	40,00				M6	Se observa pot. de hasta 5cm
35	20,00					
36	6,00					Otra veta paralela de 3 cm. Intersección con 163; 163 continua, 164 no
37	5,00					Al W veta qz bl 87/244 de 8cm.

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
38	12,00					
39	8,00					
40	8,00					Continuación WP 167. Muchas vetillas qz bl de 0,5cm
41	40,00					
42	100,00				Foto 8	Continuación WP 169. Bifurcación de veta 30-40cm por lado
43	20,00					Al N cambia su rumbo a 90/70. No se puede determinar dirección de movimiento.
44	20,00					
45	30,00				Foto 9	Cortada por veta qz bl 90/50 de 8cm
46	0,70		Py oxidadas		Foto 10 y M7	Rx caja Jkig (M7)
47	1,00					No hay nada!
52	5,00				Foto 6	Textura de espadas: ebullición.
60						Chatito: enjambre de vetas separadas por 1 a 2m
61						Espacios con qz en drusas. Otra veta a 1.5m 78/61
62						Fin zanja Chatito
65	10,00			Goethita, sulfuros negros y <i>boxworks</i> . Ojos de qz angulosos. Rx caja Jkit, según mapa Jkic.	Punto de partida	Qz masivo y en cavidades cx. En contacto con rx caja- veta cc
67	50,00		<i>Boxworks</i> y goethita	Silicificación leve		Orilla W veta: cc blanco. Vetilla 4cm cc cx. Orilla W veta de cc: cavidades con cc cx.
68	10,00		<i>Boxworks</i>		Foto 1	Las vetillas de qz son más resistentes. Vetilla qz: borde: bl 5cm, dentro: 1mm
69	99,00		Veta qz: Sulfuros negros y goethita	20cm <i>stockwork</i> vetillas cc, <1% sulfuros negros disem. Al E de la veta de cc. Ojos de qz sub-angulosos.		Lente de cc cx 10 cm. Al E de la veta de qz.
70	100,00					30cm se abre a 1m y se vuelve a cerrar. Separadas por 1m. Rx caja silic. leve
71			<i>boxworks</i> , <goeth., <sulfuros negros		Foto 9 (foto 142)	Al E: brecha matriz siderita. Cambio rumbo: Movimiento sinestral (N31W a NS a N31W, en NS se angosta). Vetillas de qz en drusas dentro de veta de cc.
72	100,00					
76	250,00		Goethita.		Foto 3. Muestras 198828, 198829	En sectores bandas de ox. de Fe.

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
77	150,00				Continuación 105.	
78	1,00				Zanja veta 90/90, altura 4-5m.	
80	100,00				Foto 4. Muestra 222067	Brillo grasoso, brechizado por cc.
81	30,00		Goethita, jarosita y arcillas (caolinita?)		M11	Cavidades de 2mm
82	30,00		Baritina en algunas zonas.		Foto 5 y 6	Cavidades con qz cx grasoso subhedral perpendicular a la pared.
83	40,00				Cont. 113	
84	30,00				Cont. 114	
85	30,00				Igual a 113	
86						
87						
88	10,00				Foto 7	119 converge con sistema NS y quedan con N21W.
89	30,00		Goethita			
90			Baritina		M12	
91	1,00					
92	20,00				Cont. 123	
93	20,00				Cont.124. Foto 8: falla?	
99	15,00					Se angosta la veta qz del 130
101	5,00				Cont. 132	
104	7,00					Cambia su rumbo a EW y luego desaparece. Cañón Falla E-W?
109	15,00					
110	8,00					
111	10,00					Se cierran hacia el N. Separadas por 1m
113	8,00					1m de largo
114	18,00				Foto 18	
116	7,00					
117	10,00				Cont. 149	
118	10,00		Goethita			Subparalela a 149
119	10,00					
120	40,00			Rx caja entre medio de veta de cc		Vetillas <8cm, algunas NS.
121						

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
122	100,00					
124			<i>Boxworks</i>		Muestras 22257, 22252 y 22253	No atraviesan el dique, cambian su rumbo y continúan subparalelas al mismo?
125	1,00					En la rx caja del dique.
129	30,00					Otra veta qz bl subparalela 7cm.
130	60,00		Goethita		M15. Cont. 164. Muestras veta: 222616, rx caja: 222615 y 222617	
131	40,00		Goethita y mx rojo intenso?		M16	
133	100,00					Fracturamiento 90/169.
134	30,00					
135	8,00					Subparalela a 169.
136	10,00			<i>Stockwork</i> en rx caja.	Foto 21	Bloque entre 2 fallas, cara N falla S.
137	15,00					Se proyecta hacia veta en el bloque del N.
138	100,00			Al E veta: <i>Stockwork</i> 1m		
139						
140						Entre esta y la veta 174: vetillas cc 90/90 10cm con rx caja entre medio.
141	70,00				Cont. 173	
142	175,00				Foto 22	Contacto rx caja-zona molida 84/50
145	500,00				Muestras 222624 a 222638	Potencia incluye rx caja. A ambos lados de la falla. Qz opalino: blanco, rojo, negro.
149	4,00				Foto 27	Corta a otra NS 2cm.
150	10,00					El cc rellena la veta alrededor del qz bl.
151						
152	60,00					
157	1,00					Rx caja: lava
158						Se ramifican hacia arriba
160	20,00		Sulfuros negros, goethita, hematita, especularita, galena?			2 vetas separadas por un metro. Rx caja alterada.
161	10,00		Hematita, goethita, especularita, sulfuros negros.			2m al E de vetas anteriores: 2 vetas separadas por 2 m.
162	50,00		Goeth, hem, py, crisocola y otros mx de Cu verdes.			50 cm alteración, vetillas 5cm.
163	10,00			Hematita, goethita, jarosita en ojos de qz		

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
165	5,00	2				Polidireccionales
166	10,00		<<1% sulfuros negros			
168	20,00		Goethita			
169	30,00					Vetilla de cc perpendicular corta a veta de qz
170	80,00		Goethita, <1% sulfuros negros	Goethita		Estructura principal
171	20,00		> sulfuros negros, goethita, hem, baritina		Rama de 202	Más alterada que 202
172	15,00		> sulfuros negros		Rama de 202	
173	20,00				Rama de 202	
174	80,00				Cont. 202	Hay vetillas de cc EW
175	5,00					
176	80,00					
177	100,00		<1% sulfuros negros			
178	100,00		< goethita		Cont. 209	
179	20,00					
180	15,00		<<1% sulfuros negros			
181	30,00		<<1% sulfuros negros		Cont. 212	
182	80,00		Sulfuros negros			Borde veta: qz gris
184	2,00	3				
185	2,00					
186	6,00					
187	3,00	2				Se ramifican, relleno de fracturas. Sinuosas.
191			Goeth, hem, <i>boxworks</i> de py	Silicificada y brechizada, py en qz gris	M19	
192	5,00					Polidireccionales
193	9,00	2			Igual a 224	
196	10,00		1% py, <1% hem			
197	10,00		Goeth, jarosita, <i>boxworks</i> , <1% sulfuros negros			Veta con fragmentos de roca caja
198	5,00			Con vetillas de qz bl y en cavidades cx, goeth		Sistema 20 cm
199	150,00				Gaby? Foto 1	Muy alterado!
200	20,00					
201	10,00				Cont. 232	
211	5,00					
212	1,00	2				Polidireccionales
213	80,00		Goeth, <1% sulfuros negros			

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
214	30,00		Goeth, hem, < jarosita		Cont. 245	
215	20,00		< goethita			
216	15,00				Igual a 247	
219	6,00	<1				1 vetilla de 4cm. Vetillas rectas.
220	10,00					
221	80,00		Goeth, <1% sulfuros negros	Silicificada con py en qz gris, goethita		A 80cm otra veta igual subparalela.
222	20,00		<<1% sulfuros negros			
223	80,00				Cont. 254	No es recta, se disemina en la rx caja: 1m (mezcla de veta y caja en bordes)
224	30,00		Goethita			Separadas por 60cm. Variaciones de espesor, en sectores se unen. Otra veta subparalela de 15cm. Potencia sistema: 2m
225	20,00					Entre 257 y 258: veta qz sacaroidal y en drusas 90/110 8cm
226	300,00					Zona de intersección vetas.
227	100,00		< goeth, <<1% sulfuros negros	Muy silicificada. Fílica-argílica, muy blanca.	Hay 2 zanjas de muestreo	Potencia incluye a poca rx caja entre vetas.
228	150,00					
229	100,00				Cont. 262	
230	100,00			Silicificada, con py.	Cont. 263	Variaciones de espesor
231	15,00		Py en qz gris, goeth, <hem			
232	8,00					
233	2,00		<1% sulfuros negros			Vetilla qz subparalela <1cm sinuosa
235	8,00		<1% sulfuros negros			
236	15,00		Goethita, <1% sulfuros negros			
237	8,00			Con vetillas de cc disem. <1cm		Discontinua, no se distingue bien el rumbo.
238	5,00					Al N se ramifica en vetillas <2cm
239	2,00	2	1% sulfuros negros, < goeth			Entre 2 vetillas hay una veta de cc 90/39 10cm: No corta a las vetillas, está limitada por ellas.
243	8,00			5m de rx caja con vetas qz ff1		
244	100,00		Goethita, <hem, <1% sulfuros negros		2 zanjas de muestreo	En contacto con rx caja sistema de vetillas qz 1cm subparalelas
245	15,00		<1% sulfuros negros			En contacto con rx caja vetilla de baritina 3cm
246	100,00				Cont. 279. Foto 2	Se puede ver la continuidad de la veta hacia el N

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
247	1,00				Cont. 281. M21a y b	
248	2,00					Polidireccionales.
249	8,00	7				
250	10,00		Goethita			Rumbo entre N10E y N10W, sinuosa.
251	20,00		1% sulfuros negros, < goethita			Vetas en el contacto con la rx caja: qz- baritina-caja
254	30,00				Fotos 1 a 23	
255	10,00				Misma veta WP 142 03-09. Fotos 24 a 64	
258	25,00				Fotos 87 a 90	
259	1				Fotos 91 a 100	Sigmoide vertical
260	1,00				Fotos 101 a 126. Foto 6 de la selección a revisar	Sistema <i>riedel</i> ?
262	100,00				Cont. Wp 300 (wp 300 = wp 105 20-10)	Al N N30W
263	200,00				Cont. Wp 301	
264	30,00				Cont. Wp 302. Fotos 1-53.	Corrimiento hacia el E de 1,5m aprox.
265	100,00				Cont. Wp 303	
266	30,00				Mismo wp 104 (20-10). Fotos 54-78.	
267	30,00				Fotos 79-83: brecha-veta-rx caja. Misma veta wp 101 (20-10)	
269	30,00				Fotos 89-91: veta wp 310	
270	30,00				Fotos 92-93: cont. Veta wp 312	
271	30,00				Misma veta wp 313. Fotos 94-168. Muestras 222228 a 222230.	
276	20,00				Mismo wp 132 (21-10). Fotos 43-81	
278	80,00		<1% sulfuros negros, < goethita	Vetillas qz <1cm N55W/sv FF4, ojos qz subangulosos, no muy alterada.	Muestras veta 252795 y 252794, rx caja 252797, 252793 y 252792	
279	20,00				Cerca de wp 202 (07-09). Fotos 1-146.	
280	9,90				Fotos 147-166	Sistema subparalelo al del wp 324.
281	0,20				Foto 166-167. Muestras 252555 a 252563; cerro muestreado hasta 252682.	
282	80		Goethita		Fotos 168-179	Se considera una veta tabular, ya que presenta leves cambios de rumbo y espesor. De foto: mov. Sinistral N20W aprox
283	10,00				Muestras 252719 a 252724	

Continuación “Vetas Dominio Norte 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
284	8,00				Fotos 180-185	Se mapeará con el promedio de los rumbos.
286					Al N de wp 333 (mismo afloramiento). Fotos 201-203	Sigmoide vertical normal. Datos azimut y Dip aprox. a partir de foto.
296	3,00				Fotos 378-379	
297	9,90				Fotos 380-383	
298	2,00				Fotos 4-5 y 6-12	Sistema de vetillas N51W, N45W, N75E, N70E, N15E, N10E
299	0,20				Fotos 13-16	Sistema de vetillas N41W, N35W, N60W, N76W, N72W
301	2,00				Fotos 24-31	Sistema de vetillas N35W, N32W, N30E, N70E. Datos Azim/Dip corresponden a vetillas de qz.
303	4,00				Fotos 41-45	Asociado a sistema <i>en</i> escalón de vetillas de cc

Tabla A4.3. Vetas Dominio Norte 18S (Parte 1).

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
10	qz	22/11/2011	346	729968	4841958	434		304	90	34	34	0	Veta qz masivo blanco, muy duro	S/I
11	qz	22/11/2011	347	729975	4841956	428	5,3	324	80	54	234	10	Vetillas qz	<2
14	qz	22/11/2011	350	729983	4841940	429		298	90	28	28	0	Vetilla qz bl masivo	3
15	qz	22/11/2011	351	729987	4841933	415		312	90	42	42	0	Vetilla qz bl masivo	8
16	qz	22/11/2011	352	729986	4841922	420	6,3	304	90	34	34	0	Vetilla qz bl masivo	5
17	qz	22/11/2011	353	729973	4841918	427	6,3	315	90	45	45	0	Vetilla qz bl masivo	4
18	qz	22/11/2011	354	729970	4841918	437	5,2	320	90	50	50	0	Vetillas qz	*<10
19	qz	22/11/2011	355	729967	4841912	438	6,1	300	90	30	30	0	Vetilla qz bl	<2
20	qz	22/11/2011	356	729964	4841916	435							Vetillas qz bl	*<10
22	qz	22/11/2011	358	729958	4841969	427	6,1	292	90	22	22	0	Veta qz masivo blanco, opalino y en cavidades cx.	8
27	qz	22/11/2011	364	729976	4841891	426	6,1	293	90	23	23	0	Vetillas qz	*<10
28	qz	22/11/2011	365	729918	4841892	423	5,9	304	90	34	34	0	Vetillas qz	<2mm
29	qz	22/11/2011	366	729912	4841878	419	5,7						Cruce de vetillas	*2

Tabla A4.4. Vetas Dominio Norte 18S (Parte 2).

ID	Prom. Potencia	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
10	1,0	Goethita en fracturas			
11	2,0		<i>Stockwork</i> vetillas qz 0,5cm	Fotos 277-283	
14	3,0				
15	8,0				Se pierde en la rx caja.
16	5,0				
17	4,0				
18	10,0			Fotos 297-305	Se bifurca en dos vetillas de rumbo N56W y N36W. También se observa un sistema de rumbo N60E
19	2,0				
20	9,0			Fotos 306-314	
22	8,0		<i>Stockwork</i>	Fotos 316-324	Bordes veta: vetillas baritina, luego qz-baritina
27	10,0			Fotos 343 a 345	Rumbo promedio, ya que vetillas tienen de N75W a N60W
28	0,2			Fotos 346-350	En el suelo, algo?
29	2,0			Fotos 351-360	

Tabla A4.5. Vetas Dominio Centro 19S (Parte 1).

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
55	qz	07/09/2011	186	271711	4841407	305		315	90	45	45	0	Veta qz bl	100
56	qz	07/09/2011	187	271148	4841298	335		296	90	26	26	0	Veta qz bl	20
318	qz	25/11/2011	435	270201	4841096	410		325	89	55	235	1	Veta qz	8
320	qz	26/11/2011	438	270659	4841832	362		308	90	38	38	0	Vetillas qz	0,2
323	qz	26/11/2011	441	270647	4841817	370		330	90	60	60	0	Vetilla qz	0,1
330	qz	26/11/2011	450	270657	4841743	380		297	82	27	207	8	Vetilla qz masivo a sacaroidal blanco y qz gris en bordes, en cavidades cx	0,7
331	qz	26/11/2011	451	270658	4841742	383		295	73	25	205	17	Veta qz gris claro masivo levemente sinuosa, bien definida	3
332	qz	26/11/2011	452	270653	4841718	382		295	90	25	25	0	Vetilla qz gris masivo	1
341	qz	26/11/2011	462	270540	4841487	425		289	65	19	199	25	Vetilla qz masivo blanco grisáceo	7
343	qz	26/11/2011	464	270537	4841517	420	6,0	309	90	39	39	0	Veta	*[10, 50[
344	qz	26/11/2011	465	270554	4841511	422	6,1						Veta qz masivo a sacaroidal y cx	*[1, 20[
345	qz-cc	26/11/2011	466	270569	4841526	419		319	80	49	229	10	Veta qz masivo a sacaroidal, difusa	
346	qz	26/11/2011	467	270569	4841542	406							Veta qz masivo a sacaroidal	20
347	qz	26/11/2011	468	270567	4841535	417							Veta	
348	qz	26/11/2011	469	270558	4841552	410		310	90	40	40	0	Veta qz masivo	5
352	qz	26/11/2011	473	270596	4841610	412		320	66	50	230	24	Veta qz masivo a cx	15
353	qz	27/11/2011	1	270775	4841675	397	5,8						2 vetillas qz masivo blanco y masivo gris oscuro, subparalelas	
354	qz	27/11/2011	2	270798	4841669	393	6,0	309	56	39	219	34	Vetillas qz masivo blanco a gris	3
355	qz	27/11/2011	3	270808	4841679	401		325	89	55	235	1	Vetilla qz blanco masivo	2
356	qz	27/11/2011	4	270807	4841688	406		305	82	35	215	8	2 vetillas qz masivo blanco subparalelas	2
357	qz	27/11/2011	5	270787	4841703	401		295	75	25	205	15	Vetilla qz masivo blanco, sinuosa	3
358	qz	27/11/2011	6	270781	4841706	390		285	90	15	15	0	Veta	4
359	qz	27/11/2011	7	270799	4841711	400		15	90	105	105	0	2 vetas separadas por 15cm, qz masivo blanco.	7, máx 15
360	qz	27/11/2011	8	270802	4841715	399							Veta	*2
361	qz	27/11/2011	9	270800	4841721	402		20	75	110	290	15	Veta y rx caja muy silicificada, qz opalino a masivo blanco, en cavidades cx	20

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimet	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
362	qz	27/11/2011	11	270808	4841724	413		290	75	20	200	15	Vetillas qz blanco a gris, subparalelas y sinuosas.	3, máx 8
363	qz	27/11/2011	12	270813	4841735	406		295	70	25	205	20	Veta qz blanco masivo, sinuosa	<5
365	qz	27/11/2011	14	270869	4841771	413	5,1	205	88	295	115	2	Veta qz blanco masivo a sacaroidal, en cavidades cx.	15
366	qz	27/11/2011	15	270906	4841780	413	5,1	320	60	50	230	30	Veta qz masivo blanco, difusa	8
367	qz	27/11/2011	16	270918	4841787	410		339	85	69	249	5	Veta qz masivo blanco a gris claro	20
369	qz	27/11/2011	18	270791	4841748	417		118	82	208	28	8	Vetilla qz masivo a sacaroidal blanco, gris claro y gris oscuro	<20
370	qz	27/11/2011	19	270803	4841742	417							Veta	
371	qz	27/11/2011	20	270808	4841732	413	5,9	300	73	30	210	17	Vetilla qz masivo blanco y < gris	6
374	qz	27/11/2011	23	270842	4841539	363	5,3	140	82	230	50	8	Veta qz masivo blanco	2
379	qz	27/11/2011	29	270377	4841149	411	5,4	310	90	40	40	0	Vetilla qz blanco	1
381	qz	27/11/2011	31	270391	4841173	410	6,5	0	78	90	270	12	Veta qz masivo blanco, sinuosa	8
382	qz	27/11/2011	32	270389	4841180	411	6,6	325	68	55	235	22	Veta qz	6
383	qz	27/11/2011	35	270389	4841194	411	6,4	320	85	50	230	5	Veta qz masivo a sacaroidal blanco, en sectores gris.	20
384	qz	27/11/2011	36	270387	4841200	410	6,3	309	55	39	219	35	Vetillas qz masivo blanco	2,5
385	qz	27/11/2011	37	270378	4841210	420	6,2	315	88	45	225	2	Veta	10
387	qz	27/11/2011	40	270578	4841245	420		145	80	235	55	10	Vetilla qz masivo blanco, sinuosa	3
388	qz	27/11/2011	41	270595	4841290	418		354	90	84	84	0	Vetilla qz masivo a opalino	1
389	qz	27/11/2011	42	270591	4841312	430		325	90	55	55	0	Veta qz sinuosa	*[10, 50[
392	qz	28/11/2011	45	270739	4841834	367		156	87	246	66	3	Veta qz masivo blanco, en cavidades cx, sinuosa	2
393	qz	28/11/2011	46	270744	4841830	379							Veta qz masivo gris a blanco	S/I
394	qz	28/11/2011	47	270745	4841823	374							Veta qz	150
395	qz	28/11/2011	48	270747	4841818	371	5,3	155	75	245	65	15	Veta qz	50
396	qz	28/11/2011	49	270757	4841822	391	5,6						Veta qz. No es recta.	200
397	qz	28/11/2011	50	270759	4841816	391							Veta	200
398	qz	28/11/2011	51	270763	4841811	397	5,4						Veta	
399	qz	28/11/2011	52	270768	4841806	401	5,5	310	75	40	220	15	Veta qz	30
400	qz	28/11/2011	54	270771	4841792	406	5,6						Vetillas qz	<3
401	qz	28/11/2011	55	270777	4841785	408	5,8	302	74	32	212	16	Veta	80

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
402	qz	28/11/2011	56	270769	4841773	408							Veta qz masivo a opalino gris y masivo blanco	20
403	qz	28/11/2011	57	270780	4841760	411	5,7	314	73	44	224	17	Veta qz masivo a sacaroidal blanco y gris, en cavidades cx	25
404	qz	28/11/2011	58	270786	4841756	412	5,1						Veta qz masivo a sacaroidal blanco y gris, en cavidades cx	
405	qz	28/11/2011	59	270811	4841734	417		300	90	30	30	0	Vetillas qz masivo gris, en cavidades cx	30
406	qz	28/11/2011	60	270814	4841808	412		329	90	59	59	0	Vetillas qz sinuosas	prom. 0,5; máx. 1,5
407	qz	28/11/2011	61	270804	4841816	406		160	80	250	70	10	Veta qz masivo a sacaroidal blanco, en cavidades cx.	18
408	qz	28/11/2011	63	270838	4841824	395		330	88	60	240	2	3 vetillas qz blanco	0,5
409	qz	28/11/2011	64	270857	4841829	401		330	90	60	60	0	Vetillas qz	3cm a 1mm
411	qz	28/11/2011	66	270932	4841821	408	5,6	290	90	20	20	0	Vetillas qz blanco	<1,5
413	qz	29/11/2011	68	271014	4841816	378							Vetillas qz	Varios espesores
414	qz	29/11/2011	69	271021	4841816	377	6,2	309	70	39	219	20	Veta qz masivo gris y blanco	4
416	qz	29/11/2011	72	271038	4841820	364	5,2	309	80	39	219	10	Vetilla qz masivo gris	S/I
417	qz	29/11/2011	73	271038	4841806	367	5,2						2 vetas qz masivo blanco a gris, subparalelas	25, 40 y vetillas <6
419	qz	29/11/2011	76	270989	4841769	385		277	85	7	187	5	Veta qz masivo blanco a gris	10
420	qz	29/11/2011	80	270937	4841762	402							Veta qz masivo blanco a gris	
421	qz	29/11/2011	81	270943	4841766	406		295	71	25	205	19	Veta qz masivo blanco a gris	8
422	qz	29/11/2011	82	270930	4841765	407		310	73	40	220	17	Veta qz masivo blanco a gris	10
423	qz	29/11/2011	86	270905	4841738	404		315	73	45	225	17	Vetilla qz	2
424	qz	29/11/2011	87	270897	4841743	397		290	90	20	20	0	Vetilla qz	*<10cm
425	qz	29/11/2011	88	270873	4841726	413		110	87	200	20	3	Veta qz masivo blanco a gris	10
426	qz	29/11/2011	89	270876	4841689	414							Veta qz masivo gris	S/I
427	qz	29/11/2011	90	270839	4841713	409		314	54	44	224	36	Veta y vetillas qz masivo gris y blanco	80, qz: 30
429	qz	29/11/2011	92	270832	4841670	403		312	80	42	222	10	Veta qz masivo blanco	20
430	qz	29/11/2011	93	270829	4841670	403		305	65	35	215	25	Veta qz masivo blanco, en cavidades cx.	20
431	qz	29/11/2011	94	270835	4841667	392	5,2	320	90	50	50	0	Veta qz	20
435	qz	29/11/2011	101	270867	4841600	355	5,2	323	90	53	53	0	Veta qz masivo blanco, en cavidades cx.	10

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 1)”

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
436	qz	29/11/2011	102	270864	4841599	353	5,3	305	80	35	215	10	Vetilla qz masivo blanco y gris	5
437	qz	29/11/2011	104	270908	4841599	352							2 vetillas qz masivo gris, subparalelas	6 y 2
439	qz-cc	29/11/2011	107	270948	4841580	342	6,3	330	80	60	240	10	Veta qz masivo a sacaroidal blanco a gris, cavidades qz cx (paredes) rellenas con cc.	sistema 200
440	qz-cc	29/11/2011	108	270950	4841569	342	6,3						Veta qz masivo a sacaroidal blanco a gris, cavidades qz cx (paredes) rellenas con cc.	S/I
443	qz	29/11/2011	111	270995	4841594	349	5,9	335	77	65	245	13	Vetillas qz masivo blanco	3
445	qz	29/11/2011	113	271051	4841567	363	6,0	340	90	70	70	0	Vetilla qz masivo blanco a gris	<4
447	cc-ba	29/11/2011	117	271052	4841486	354		309	90	39	39	0	Vetillas baritina	1
448	cc-ba	29/11/2011	118	271123	4841473	361		330	90	60	60	0	Vetillas baritina	<3
456	qz	29/11/2011	126	271147	4841292	333		300	90	30	30	0	Veta qz sinuosa	15
501	cc-ba	01/12/2011	173	271422	4841674	352							Vetillas baritina	
504	qz	01/12/2011	176	271454	4841656	354		340	80	70	250	10	Rx caja y veta qz masivo a opalino, en cavidades cx, color gris claro.	
505	qz	01/12/2011	177	271470	4841651	353		300	85	30	210	5	Veta qz blanco sinuosa	20
506	qz	01/12/2011	178	271476	4841643	352		120	85	210	30	5	Veta qz blanco sinuosa	13
507	cc-ba	01/12/2011	180	271485	4841637	347		145	87	235	55	3	Vetillas baritina	
511	qz	01/12/2011	184	271516	4841612	339		20	90	110	110	0	Veta qz sacaroidal blanco	S/I
513	cc-ba	01/12/2011	186	271527	4841595	339		319	80	49	229	10	Vetilla baritina	2
517	qz	01/12/2011	191	271626	4841514	302		315	90	45	45	0	Veta qz	15
525	qz	01/12/2011	199	271679	4841428	298		335	80	65	245	10	Vetilla qz masivo blanco	2
527	qz	01/12/2011	202	271689	4841409	289		330	90	60	60	0	Vetilla qz	2
528	qz	01/12/2011	203	271696	4841411	285		335	90	65	65	0	Veta	<15
529	qz	01/12/2011	204	271693	4841404	284		345	70	75	255	20	Veta qz blanco	20
530	qz	01/12/2011	205	271694	4841392	284		345	62	75	255	28	Veta qz bandeado gris oscuro y blanco	<30
534	qz	01/12/2011	209	271725	4841404	293		90	90	180	180	0	Vetilla qz bl	<4
535	qz	01/12/2011	210	271725	4841416	292		78	90	168	168	0	Vetilla qz bl	<2

Tabla A4.6. Vetas Dominio Centro 19S (Parte 2).

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
55	100,0		Py y un mx rosado?		M8a y b	
56	20,0					Relleno de fracturas. Se bifurca a otra fractura perpendicular.
318	8,0					Muy sinuosa
320	0,2					
323	0,1	1				
330	0,7	2		Goethita, < arcilla		
331	3,0			Goethita, <1% <i>boxworks</i>		Desaparece al cruzarse con veta qz gris oscuro masivo a sacaroidal, en cav. cx, goeth., más difusa N80E/82N 2cm.
332	1,0					Tb se obs vetilla qz N30W/sv 2mm.
341	7,0		En cavidades ppalmente: >goeth, <hem			
343	30,0				Cont. Veta wp 463	Más difusa, cambios de rumbo y espesor.
344	9,0		< goeth, muy alterada, cc?	Blanca, ojos de qz	Fotos 39-52	
345	100,0		<1% <i>boxworks</i> py			Bordes: brecha con cc blanco cx. Sistema 1m.
346	20,0		<1% sulfuros, <1% <i>boxworks</i> de py, > goeth; localmente > sulfuros		M4.2 misma veta wp 166	Cambia de N10W/68E a N15W/60E.
347	20,0				Punto donde cambia de rumbo la veta del wp 467	
348	5,0		< hem, <i>boxworks</i> de py			
352	15,0				En la fractura del wp 472	
353	3,0		Py en qz gris, ox de Fe en qz blanco	Blanca a rosada con ojos qz, parcialmente silicificada, jarosita, goeth.	Fotos 1-26	Vetilla 1: N77W/82N a N70W/78N 3cm; vetilla 2: N61W/84N a N83W/80N 4cm.
354	3,0		<<1% sulfuros; goethita y jarosita			Hay otra vetilla subparalela N55W/78N 1,5cm
355	2,0		< goeth en fracturas			No se observa continuación.
356	2,0		en cavidades: mucha goeth y limonita; ox de Fe rojizos.			La otra vetilla N58W/sv 2cm
357	3,0		<<1% <i>boxworks</i>			El rumbo va de N45W/sv a N65W/75N.
358	4,0				Cont. Veta wp 5	
359	7,0		<<goeth en fracturas	Parcialmente silicificada, blanca a gris, ojos de qz.	Fotos 35-43	Jkit? vetillas qz blanco N55W/sv <1cm y N60W/sv <3cm.

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
360	2,0				Sistema similar al del wp 7. Fotos 44-68	
361	20,0		Muy silicificada		M4.3	Límite entre veta y caja difuso.
362	5,0				Fotos 69-85	Localmente más gris.
363	5,0		Goethita en fracturas			
365	15,0					Se pierde en la rx caja
366	8,0		< goeth, < ox. Fe			
367	20,0		Goethita		Muestras 253611 a 253613.	
369	20,0					
370	1,0				Cont. Veta wp 18.	Se difumina en la rx caja en vetillas de 1cm, máx. 8cm. Cambios de rumbo entre N15W a N61W/sv.
371	6,0					Vetillas subparalelas 1cm ff2.
374	2,0					
379	1,0					Se observan 10cm de largo de vetilla.
381	8,0		<1% goeth	Jkit? blanca, ojos qz	M4.4. Fotos 117-122	La zona más delgada es NS. Esquema de fracturas en libreta.
382	6,0					
383	20,0		<1% hem botroidal, <<1% sulfuros	Silicificada		
384	2,5		<1% hem			
385	10,0				Cont. Vetas wp 36 y 35 (subparalelas). Cerca hay sondajes en varias direcciones: ver mapa sondajes!	Medidas de cont. Veta wp 36. Cont. Veta wp 35: N50W/sv 40cm (se cierra a 8cm y se abre a 40cm), qz blanco opalino, masivo y sacaroidal, <1% hem.
387	3,0		Goethita			
388	1,0					
389	30,0				Fotos 123-137	
392	2,0		< goethita			
393			Goethita, <1% sulfuros, ox. Fe rojos	Muy silicificada	Muestras C-1 253460-59	
394	150,0				Cont. wp 46. Muestras C-2 253462-70	
395	50,0				Cont. wp 47. Muestras 253473-76	
396	200,0				Cont. wp 48. Muestras 253479-84	Unión ramales, pot: mezcla entre veta y rx caja. Vetillas 5cm y sectores con qz en rx caja.
397	200,0				Cont. wp 49. Muestras 253488-89	
398	200,0				Cont. wp 50. Muestras 253491-92	
399	30,0				Cont. wp 51. Muestras 253493-95	Cambio de rumbo a N66w/75N

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
400	3,0				Cont. wp 52. Fotos 1-14. Muestras 253499.	Vetillas N65W, N60E, N80W, N32W
401	80,0				Cont. wp 54. Muestras 253502-03	
402	20,0		<1% <i>boxworks</i> de py		Muestras C-12 253507-09	Veta N25W/sv (al N) a N45W/sv (al S)
403	25,0		Goethita en fracturas		Cont. wp 56	
404	25,0				Cont. wp 57. Muestras C-14 253513-14	
405	30,0		Goeth en vesículas y fracturas		Fotos 15-58.	Hay una vetilla qz N25W/sv 10cm y otras N45W/sv <2cm.
406	0,5					
407	18,0		< goeth en fracturas			a subvertical
408	0,5	3				Levemente sinuosas
409	1,0					
411	1,5	3 -				
413	1,0			Jkic? Silicificada, muy dura; muchos ojos qz, goethita.	Muestra banano	Vetilla qz masivo gris N60W/80N 0,5cm; Vetillas qz masivo blanco: N10W/sv 1,5cm, N41W/sv 1cm, N20W/sv 7mm, N20W/75S 2cm, N60W/80S 2cm.
414	4,0					
416						
417	30,0		<<1% sulfuros negros, < goethita y ox. Fe rojizos.	Molida		Vetas N58W/72N 25cm y N48W/sv 40cm (vetillas máx 6cm)
419	10,0					
420	5,0				Fotos 8-12. Muestras C-25 253601-04	Cambia su rumbo de N40W/83N 3cm a N70W/75N 8cm. La veta N40W/83N forma un lente con rx caja en el centro.
421	8,0				Cont. Veta wp 80.	
422	10,0			Muchos ojos qz, goethita	Muestras 253608-10	
423	2,0				Muestras 253546-48	Difusa, ver cont. en wp 87
424	9,9				Cont. Veta wp 86. Fotos 13-14	
425	10,0				Muestras C-22 253540-42	
426			Goethita en fracturas		Muestras 253620-22	

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
427	30,0		Goethita en fracturas		Cont. Veta wp 89	Potencia incluye rx caja con vetillas. Datos corresponden a fracturas en el borde de la veta.
429	20,0					No se observa continuación.
430	20,0		Goethita en fracturas y espacios abiertos.			Rumbo/manteo cambia a N70W/75N 7cm. Desde wp 93 a 92: N70W/75N - N55W/65N - N28W/80N.
431	20,0					En este punto la veta se ensancha, por lo que es difícil definir su orientación.
435	10,0		Goethita, hem? (ambas en vesículas y fracturas)		M4.8	
436	5,0		Goethita, < hem?		Muestra banano	
437	4,0					N61W/80N 6cm y N45W/80N 2cm, separadas por 1,5m.
439	200,0		< goethita		Zanja con muestras 252068-88	
440					Cont. Veta wp 107. Muestras C-1 252072-67	
443	3,0					
445	4,0		< goethita			
447	1,0					Otras vetillas baritina N65W/sv 1cm, NS 1cm, N61W 6cm (rellenando fracturas, pero con cambios de espesor)
448	3,0				Fotos 22-24	
456	15,0				Fotos 40-50	Cambia a N35E/sv 5cm.
501	2,0			Silicificada, goeth, hem, < <i>boxworks</i> de py	Fotos 1-13	Rellenando fracturas: N40W/sv 2cm, NS/sv 1cm, N26W/sv <1cm difusa, N30W/sv 3cm.
504			< goethita	goeth, hem, <i>boxworks</i> de py		
505	20,0				Fotos 14-28	De NS pasa a N80W/sv 10cm
506	13,0				Cont. Veta wp 177. Fotos 29-33	Se cierra y se abre. Vetilla baritina 15cm.
507	3,0			Silicificada con <i>boxworks</i> de py, < goeth	Fotos 34-48	N25W/87S 2cm a N46W/88S 4cm, rx caja al medio
511						
513	2,0			Parcialmente silicificada, <i>boxworks</i> de py, < goeth, < hem.		

Continuación “Vetas Dominio Centro 19S (Parte 2)”

ID	Prom. Potencia cm	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
517	15,0					
525	2,0		< <i>boxworks</i> , < goeth			
527	2,0					
528	15,0		<1% sulfuros negros	Goethita, << <i>boxworks</i> , no silicificada		
529	20,0				Cont. Veta wp 203	
530	30,0				Cont. Veta wp 204. Fotos 66-68	Subparalela a veta qz 1,5m al E <30cm.
534	4,0					
535	2,0					

Tabla A4.7. Vetas Dominio Centro 18S (Parte 1).

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
6	qz	07/09/2011	195	729904	4841629	386							Vetillas qz bl?	S/I
37	qz	23/11/2011	383	729937	4841717	391	9,0	350	90	80	80	0	Vetillas qz en drusas (abiertas)	*<10
44	qz	23/11/2011	396	729871	4841492	408	6,8						Vetillas qz	*3
45	qz	23/11/2011	398	729881	4841494	398	54,0						Vetillas qz negro y blanco	*2,5
50	qz	25/11/2011	403	729868	4841390	367	8,0						Vetillas	S/I
53	qz	25/11/2011	406	729794	4841066	374	8,6	10	65	100	280	25	Vetillas qz	prom. 0,5, máx 2
54	qz	25/11/2011	407	729793	4841076	381	8,7						Vetas qz blanco, sinuosas, se ramifican.	8
55	qz	25/11/2011	408	729800	4841086	378	10,1						Vetas qz blanco, sinuosas, se ramifican.	<7
56	qz	25/11/2011	409	729776	4841099	403	7,5						2 vetillas qz blanco masivo	<4
57	qz	25/11/2011	410	729770	4841107	403	7,1	20	90	110	110	0	2 vetillas qz blanco masivo	2 y 4
58	qz	25/11/2011	411	729765	4841121	400	6,8	310	90	40	40	0	Vetillas qz blanco masivo	<1,5
59	qz	25/11/2011	412	729785	4841142	405	6,4	310	90	40	40	0	Vetillas qz blanco masivo	1
61	qz	25/11/2011	414	729814	4841241	404	5,3	297	90	27	27	0	Vetilla qz	1
62	qz	25/11/2011	415	729818	4841270	405							Vetillas qz blanco	*<1
65	qz	25/11/2011	418	729747	4841147	409	6,0						Vetas qz sinuosas	aprox. 30

Tabla A4.8. Vetas Dominio Centro 18S (Parte 2).

ID	Prom. Potencia	FF	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
6						Vetillas rellenas manteniendo al N.
37	10,0				Fotos 70-86	
44	3,0		Sulfuros negros		Mismo wp 196 (07-09) (más exacto el nuevo punto). Fotos 114-121.	
45	2,5		Py		Aprox 5m al NE de wp 396. Foto 122.	
50					Fotos 72-74	Leve movimiento normal
53	0,5	3			Fotos 86-101	N81W/sv, N60W/85S, N50W/67S. Vetillas forman lentes
54	8,0	1		Stockwork qz <2mm	Fotos 102-113	N56W/80N, N71W/80N. Se ensanchan hasta 20cm.
55	7,0	3			Fotos 114-124	
56	4,0	2	Sulfuros y py			Vetas poco definidas.
57	3,0					Oblicuas y discontinuas, tendencia general N20E
58	1,5	3				
59	1,0	1				
61	1,0					
62	0,9				Fotos 125-140	N20W/sv ff2, N65W/sv ff1, N55W/sv ff1.
65	30,0				Al oeste del camino	

Tabla A4.9. Vetas Dominio Sur 19S (Parte 1).

ID	Tipo	Fecha	WP	E	N	Cota	Error_m	Azimut	Dip	DipDir	ρ (T)	μ (T)	Composición	Potencia_cm
539	qz	02/12/2011	214	272975	4840040	428							Veta qz blanco	S/I
541	qz	02/12/2011	216	273013	4840059	427		30	50	120	300	40	Vetas qz masivo a sacaroidal gris y blanco	15
542	qz	02/12/2011	220	273019	4840066	440		333	90	63	63	0	Veta	30
543	qz	02/12/2011	221	273021	4840110	439		60	90	150	150	0	Veta qz masivo gris	30
544	qz	02/12/2011	222	273024	4840113	439	5,5	50	90	140	140	0	Veta qz masivo gris claro	20
545	qz	02/12/2011	223	273030	4840115	433	6,6	25	45	115	295	45	Veta	10
547	qz	02/12/2011	225	273059	4840115	438		319	90	49	49	0	Veta qz masivo a sacaroidal blanco a gris	<8
553	qz	02/12/2011	232	273223	4840087	438		158	78	248	68	12	Veta qz masivo blanco	8
554	qz	02/12/2011	234	273219	4840069	434		330	75	60	240	15	Veta qz masivo gris	10
555	qz	02/12/2011	235	273218	4840091	439	5,1	166	85	256	76	5	Veta qz masivo gris	15-20
556	qz	02/12/2011	236	273205	4840074	439		190	76	280	100	14	Veta qz masivo blanco	10
557	qz	02/12/2011	237	273195	4840073	444	5,1	305	75	35	215	15	Veta qz gris a qz blanco	50
559	qz	02/12/2011	239	273165	4840021	446		230	78	320	140	12	Veta y vetillas qz masivo blanco a opalino	20
560	qz	02/12/2011	240	273149	4840009	450							Veta y vetillas qz masivo blanco a opalino	10

Tabla A4.10. Vetas Dominio Sur 19S (Parte 2).

ID	Prom. Potencia cm	Mx	Rx_Caja	Nota	Observaciones
539					No se distingue rumbo ni manteo
541	15,0	Qz gris: sulfuros y py	Blanca afanítica sin ojos qz, goethita		En otro sector N15E/75E, bordes poco definidos, mezcla con rx caja ==> stockwork 1m.
542	30,0	Qz masivo gris: > py		Cont. Veta qz wp 216	
543	30,0	< boxworks, < py negra, goethita	Blanca afanítica sin ojos qz, goethita, hem, boxworks de py		
544	20,0			M4.10 a, b. Cont. Veta qz wp 221	Bordes: stockwork, goethita, boxworks, cc o fluorita?
545	10,0			Cont. Veta wp 222	
547	8,0	Goethita			2 cx qz de 2cm de largo
553	8,0				
554	10,0				Bordes con cavidades rellenas de cx y goethita
555	15,0			Cont. Veta wp 234	
556	10,0				
557	50,0			Muestra 292822	Muy alterada, se rompe fácilmente, no se ven buenas caras frescas. Veta qz subparalela 10cm
559	20,0				
560	10,0			Cont. Veta wp 239	

Tabla A4.11. Vetas posteriores a la mineralización.

ID	Zona	Familia	Azimut	Dip	DipDir	Prom. Potencia cm
5	19S	2	336	88	66	7,0
6	19S	2	145	87	235	15
23	19S	2	156	85	246	7,0
38	19S	1	83	84	173	10
67	19S	2	315	86	45	50,0
68	19S	2	325	90	55	10,0
104	19S	1	59	90	149	7,0
114	19S		0	90	90	18,0
119	19S	2	345	90	75	10,0
158	18S	2	315	90	45	
175	19S	1	69	90	159	5,0
184	19S	1	79	90	169	2,0
185	19S	1	84	90	174	2,0
186	19S	1	84	90	174	6,0
187	19S	1	84	90	174	3,0
193	19S	1	270	90	0	9,0
198	19S	2	339	75	69	5,0
199	19S	2	319	80	49	150,0
211	19S	1	75	90	165	5,0
242	19S		18	90	108	
447	19S	2	309	90	39	1,0
448	19S	2	330	90	60	3,0
507	19S	2	134	88	224	3,0
513	19S	2	319	80	49	2,0

Tabla A4.12. Vetas sincrónicas con la mineralización.

ID	Zona	Familia	Azimut	Dip	DipDir	Prom. Potencia
2	19S	3	0	75	90	15,0
3	19S	3	180	75	270	10,0
4	19S	3	0	80	90	20,0
7	19S	3	185	75	275	20,0
8	19S		196	76	286	15,0
9	19S	2	150	83	240	8,0
10	18S	1	124	90	214	
10	19S	2	155	80	245	20,0
11	19S	2	324	80	54	2,0
11	18S	2	331	90	61	10,0
12	19S	2	331	85	61	20,0
13	19S	2	338	87	68	20,0
14	19S	1	298	90	28	3,0
14	18S	2	146	78	236	15,0
15	18S	2	312	90	42	8,0
16	18S	1	304	90	34	5,0
16	19S	2	326	90	56	5,0
17	19S	2	315	90	45	4,0
17	18S	2	326	90	56	30,0
18	18S	2	320	90	50	10,0
19	19S	1	300	90	30	2,0
19	18S	3	171	74	261	30,0
20	19S	2	161	80	251	10,0
22	18S	1	292	90	22	8,0
22	19S	2	316	80	46	7,0
24	19S	2	326	90	56	10,0
25	19S	2	141	82	231	2,0
26	19S	2	311	90	41	6,0
27	18S	1	293	90	23	10,0
27	19S	3	355	85	85	5,0
28	18S	1	304	90	34	0,2
28	19S	2	321	90	51	1,0
29	19S	2	326	90	56	8,0
30	19S	3	4	84	94	20,0
32	19S	2	323	90	53	10,0
33	19S	2	324	90	54	10,0
34	19S	3	352	87	82	40,0
35	19S	3	184	85	274	20,0
36	19S	2	146	80	236	6,0
37	19S	3	6	90	96	5,0
37	18S	3	350	90	80	10,0
38	19S	2	141	87	231	12,0
39	19S	2	321	90	51	8,0
41	19S	3	350	84	80	40,0
43	19S	2	331	90	61	20,0
44	19S	2	146	87	236	20,0
45	19S		86	90	176	30,0
47	19S	1	286	90	16	1,0
49	19S	2	329	90	59	30,0
53	18S	3	10	65	100	0,5
55	19S	2	315	90	45	100,0
56	19S	1	296	90	26	20,0
57	18S		20	90	110	3,0

Continuación de “vetas sincrónicas con la mineralización”.

ID	Zona	Familia	Azimut	Dip	DipDir	Prom. Potencia
58	18S	1	310	90	40	1,5
59	18S	1	310	90	40	1,0
60	19S	2	317	90	47	
61	18S	1	305	76	35	
61	19S	1	297	90	27	1,0
62	19S	2	341	75	71	
63	19S	2	331	90	61	40,0
64	19S	1	310	90	40	30,0
65	19S	3	349	90	79	10,0
69	19S	2	324	68	54	99,0
70	19S	2	329	90	59	100,0
71	19S	2	329	90	59	150,0
72	19S	2	329	90	59	100,0
76	19S		329	56	59	250,0
77	19S	2	335	76	65	150,0
80	19S	3	357	90	87	100,0
81	19S	3	349	90	79	30,0
82	19S		168	65	258	30,0
83	19S	3	0	90	90	40,0
84	19S	3	9	90	99	30,0
86	19S	3	0	90	90	
87	19S	2	329	90	59	
89	19S	3	351	90	81	30,0
90	19S	2	329	90	59	
92	19S	2	319	90	49	20,0
93	19S	2	341	90	71	20,0
98	19S	3	0	90	90	13,0
99	19S	3	0	90	90	15,0
100	19S	3	0	90	90	100,0
101	19S	3	345	90	75	5,0
109	19S	3	0	90	90	15,0
110	19S	3	0	90	90	8,0
111	19S	3	344	90	74	10,0
112	19S	3	0	90	90	
113	19S	3	0	90	90	8,0
116	19S	3	0	90	90	7,0
117	19S	3	0	90	90	10,0
118	19S	3	0	90	90	10,0
120	19S		49	90	139	40,0
121	19S	3	349	90	79	
122	19S	3	345	90	75	100,0
124	19S	2	329	90	59	
129	19S		39	90	129	30,0
130	19S		20	90	110	60,0
131	19S	3	349	90	79	40,0
134	19S		24	90	114	30,0
135	19S	3	9	90	99	8,0
137	19S	3	345	74	75	15,0
138	19S	3	5	90	95	100,0
139	19S	3	355	90	85	
140	19S		20	90	110	
141	19S		29	90	119	70,0
149	19S	1	295	90	25	4,0

Continuación de “vetas sincrónicas con la mineralización”.

ID	Zona	Familia	Azimut	Dip	DipDir	Prom. Potencia
150	19S	2	324	90	54	10,0
151	19S	3	0	90	90	
152	19S	3	0	90	90	60,0
160	19S	1	309	90	39	20,0
161	19S	2	334	90	64	10,0
162	19S	2	322	90	52	50,0
163	19S	3	0	90	90	10,0
166	19S	1	309	90	39	10,0
168	19S	3	0	85	90	20,0
169	19S	3	0	90	90	30,0
170	19S	2	159	77	249	80,0
173	19S	2	143	80	233	20,0
176	19S	3	180	85	270	80,0
177	19S	3	180	85	270	100,0
178	19S	3	0	90	90	100,0
179	19S	3	180	85	270	20,0
180	19S	3	190	78	280	15,0
181	19S	3	180	78	270	30,0
182	19S	3	0	90	90	80,0
191	19S	3	0	78	90	
196	19S	3	345	90	75	10,0
197	19S	3	345	90	75	10,0
200	19S	1	299	90	29	20,0
201	19S	2	329	90	59	10,0
213	19S	2	335	90	65	80,0
214	19S	2	329	90	59	30,0
215	19S	2	339	90	69	20,0
216	19S	2	329	90	59	15,0
219	19S	3	345	90	75	6,0
220	19S	3	3	90	93	10,0
221	19S	3	0	90	90	80,0
222	19S	3	5	90	95	20,0
224	19S	2	329	90	59	30,0
225	19S	3	350	90	80	20,0
228	19S	2	329	90	59	150,0
231	19S	2	330	90	60	15,0
232	19S	3	0	90	90	8,0
233	19S	3	345	90	75	2,0
235	19S		163	70	253	8,0
236	19S		163	70	253	15,0
238	19S	2	339	90	69	5,0
239	19S	3	165	75	255	2,0
243	19S	3	349	90	79	8,0
244	19S	3	0	90	90	100,0
245	19S	2	160	80	250	15,0
249	19S	3	342	90	72	8,0
250	19S	3	0	90	90	10,0
251	19S	3	345	90	75	20,0
254	19S	2	330	80	60	30,0
258	19S	2	335	90	65	25,0
262	19S	2	339	77	69	100,0
264	19S	3	353	90	83	30,0
265	19S	2	340	70	70	100,0

Continuación de “vetas sincrónicas con la mineralización”.

ID	Zona	Familia	Azimut	Dip	DipDir	Prom. Potencia
278	19S	2	317	90	47	80,0
280	19S	1	304	90	34	9,9
282	19S	1	289	90	19	80,0
283	19S	2	314	90	44	10,0
284	19S	2	330	90	60	8,0
285	19S	2	315	80	45	2,0
286	19S	1	280	85	10	2,0
297	19S	2	145	80	235	9,9
301	19S	2	325	90	55	2,0
318	19S	2	325	89	55	8,0
320	19S	1	308	90	38	0,2
323	19S	2	330	90	60	0,1
330	19S	1	297	82	27	0,7
331	19S	1	295	73	25	3,0
332	19S	1	295	90	25	1,0
341	19S	1	289	65	19	7,0
342	19S	1	299	90	29	20,0
343	19S	1	309	90	39	30,0
345	19S	2	319	80	49	100,0
348	19S	1	310	90	40	5,0
352	19S	2	320	66	50	15,0
354	19S		309	56	39	3,0
355	19S	2	325	89	55	2,0
356	19S	1	305	82	35	2,0
357	19S	1	295	75	25	3,0
358	19S	1	285	90	15	4,0
359	19S		15	90	105	7,0
361	19S		20	75	110	20,0
362	19S	1	290	75	20	5,0
363	19S	1	295	70	25	5,0
365	19S		205	88	295	15,0
366	19S		320	60	50	8,0
367	19S	2	339	85	69	20,0
369	19S	1	118	82	208	20,0
371	19S	1	300	73	30	6,0
372	19S	1	115	80	205	10,0
374	19S	2	140	82	230	2,0
379	19S	1	310	90	40	1,0
381	19S	3	0	78	90	8,0
382	19S	2	325	68	55	6,0
383	19S	2	320	85	50	20,0
384	19S		309	55	39	2,5
385	19S	2	315	88	45	10,0
387	19S	2	145	80	235	3,0
388	19S	3	354	90	84	1,0
389	19S	2	325	90	55	30,0
392	19S	2	156	87	246	2,0
395	19S	2	155	75	245	50,0
399	19S	1	310	75	40	30,0
401	19S	1	302	74	32	80,0
403	19S	2	314	73	44	25,0
405	19S	1	300	90	30	30,0
406	19S	2	329	90	59	0,5

Continuación de “vetas sincrónicas con la mineralización”.

ID	Zona	Familia	Azimet	Dip	DipDir	Prom. Potencia
407	19S	2	160	80	250	18,0
408	19S	2	330	88	60	0,5
409	19S	2	330	90	60	1,0
411	19S	1	290	90	20	1,5
414	19S	1	309	70	39	4,0
416	19S	1	309	80	39	
419	19S	1	277	85	7	10,0
421	19S	1	295	71	25	8,0
422	19S	1	310	73	40	10,0
423	19S	2	315	73	45	2,0
424	19S	1	290	90	20	9,9
425	19S	1	110	87	200	10,0
427	19S		314	54	44	30,0
429	19S	2	312	80	42	20,0
430	19S	1	305	65	35	20,0
431	19S	2	320	90	50	20,0
435	19S	2	323	90	53	10,0
436	19S	1	305	80	35	5,0
439	19S	2	330	80	60	200,0
443	19S	2	335	77	65	3,0
445	19S	2	340	90	70	4,0
456	19S	1	300	90	30	15,0
504	19S	2	340	80	70	
505	19S	1	300	85	30	20,0
506	19S	1	120	85	210	13,0
511	19S		20	90	110	
517	19S	2	315	90	45	15,0
525	19S	2	335	80	65	2,0
527	19S	2	330	90	60	2,0
528	19S	2	335	90	65	15,0
529	19S	3	345	70	75	20,0
530	19S	3	345	62	75	30,0
534	19S		90	90	180	4,0
535	19S		78	90	168	2,0
541	19S		30	50	120	15,0
542	19S	2	333	90	63	30,0
543	19S		60	90	150	30,0
544	19S		50	90	140	20,0
545	19S		25	45	115	10,0
547	19S	2	319	90	49	8,0
553	19S	2	158	78	248	8,0
554	19S	2	330	75	60	10,0
555	19S	3	166	85	256	15,0
556	19S	3	190	76	280	10,0
557	19S	1	305	75	35	50,0
559	19S		230	78	320	20,0

ANEXO 5. ESTIMACIÓN DE APERTURA A PARTIR DE VETAS.

A continuación se expone la orientación (ρ) y manto (μ) del eje de apertura (T) y el espesor de las vetas sincrónicas (cuarzo y cuarzo – carbonato) y posteriores (carbonato – baritina) a la mineralización documentadas en terreno (Tablas A5.1 y A5.2).

Las bases de datos se separan en dos partes debido al ancho de las tablas, donde el ID se repiten en la parte 1 y en la parte 2, lo que permite identificar el dato en ambas bases.

Tabla A5.1. Apertura de vetas de carbonato – baritina.

ID	ρ (T)	μ (T)	Familia	Prom. Potencia cm	Estructura	Zona	Dominio
5	246	2	2'	7,00	v	19S	DN
6	55	3	2'	15,00	v	19S	DN
23	66	5	2'	7,00	v	19S	DN
38	185	78		10	v-f	18S	DC
67	225	4	2'	50,00	v	19S	DN
68	55	0	2'	10,00	v	19S	DN
104	149	0		7,00	v	19S	DN
114	90	0		18,00	v	19S	DN
119	75	0	2'	10,00	v	19S	DN
158	45	0	2'		v	19S	DN
175	159	0	1'	5,00	v	19S	DN
184	169	0	1'	2,00	v	19S	DN
185	174	0	1'	2,00	v	19S	DN
186	174	0	1'	6,00	v	19S	DN
187	174	0	1'	3,00	v	19S	DN
193	0	0	1'	9,00	v	19S	DN
198	249	15	2'	5,00	v	19S	DN
199	229	10	2'	150,00	v	19S	DN
211	165	0	1'	5,00	v	19S	DN
242	133	0			v-f	19S	DN
447	39	0	2'	1	v	19S	DC
448	60	0	2'	3	v	19S	DC
507	55	3	2'	3	v	19S	DC
513	229	10	2'	2	v	19S	DC

Tabla A5.2. Apertura de vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato.

ID	ρ (T)	μ (T)	Familia	Prom. Potencia cm	Estructura	Zona	Dominio
2	270	15	3	15,00	v	19S	DN
3	90	15	3	10,00	v	19S	DN
4	270	10	3	20,00	v	19S	DN
7	95	15	3	20,00	v	19S	DN
8	106	14		15,00	v	19S	DN
9	60	7	2	8,00	v	19S	DN
10	34	0	1		v	18S	DN
10	155	0		20	v-f	19S	DN
11	234	10	2	2,0	v	18S	DN
11	127	0		10	v-f	19S	DN
12	241	5	2	20,00	v	19S	DN
13	248	3	2	20,00	v	19S	DN
14	28	0	1	3,0	v	18S	DN
14	56	12	2	15,00	v	19S	DN
15	42	0	2	8,0	v	18S	DN
16	34	0	1	5,0	v	18S	DN
16	56	0	2	5,00	v	19S	DN
17	45	0	2	4,0	v	18S	DN
17	56	0	2	30,00	v	19S	DN
18	50	0	2	10,0	v	18S	DN
19	30	0	1	2,0	v	18S	DN
19	81	16	3	30,00	v	19S	DN
20	71	10	2	10,00	v	19S	DN
22	22	0	1	8,0	v	18S	DN
22	226	10	2	7,00	v	19S	DN
24	140	0		10	v-f	19S	DN
25	51	8	2	2,00	v	19S	DN
26	41	0	1	6,00	v	19S	DN
27	23	0	1	10,0	v	18S	DN
27	265	5	3	5,00	v	19S	DN
28	34	0	1	0,2	v	18S	DN
28	51	0	2	1,00	v	19S	DN
29	56	0	2	8,00	v	19S	DN
30	274	6	3	20,00	v	19S	DN
32	53	0	2	10,00	v	19S	DN
33	54	0	2	10,00	v	19S	DN
34	262	3	3	40,00	v	19S	DN
35	94	5	3	20,00	v	19S	DN
36	56	10	2	6,00	v	19S	DN
37	96	0	3	5,00	v	19S	DN
37	80	0	3	10,0	v	18S	DC
38	51	3	2	12,00	v	19S	DN
39	51	0	2	8,00	v	19S	DN
41	260	6	3	40,00	v	19S	DN
43	61	0	2	20,00	v	19S	DN
44	56	3	2	20,00	v	19S	DN
45	176	0		30,00	v	19S	DN
47	16	0	1	1,00	v	19S	DN
49	96	0	3	30	v-f	19S	DN
53	280	25		0,5	v	18S	DC
55	45	0	2	100,0	v	19S	DC
56	26	0	1	20,0	v	19S	DC
57	110	0		3,0	v	18S	DC

Continuación “Apertura de vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato”

ID	ρ (T)	μ (T)	Familia	Prom. Potencia cm	Estructura	Zona	Dominio
58	40	0	1	1,5	v	18S	DC
59	40	0	1	1,0	v	18S	DC
60	47	0	2		v	19S	DN
61	215	14	1		v	19S	DN
61	27	0	1	1,0	v	18S	DC
62	251	15	2		v	19S	DN
63	151	0		40	v-f	19S	DN
64	169	0		30	v-f	19S	DN
65	79	0	3	10,00	v	19S	DN
69	234	22	2	99,00	v	19S	DN
70	59	0	2	100,00	v	19S	DN
71	59	0	2	150,00	v	19S	DN
72	59	0	2	100,00	v	19S	DN
76	239	34		250,00	v	19S	DN
77	245	14	2	150,00	v	19S	DN
80	87	0	3	100,00	v	19S	DN
81	79	0	3	30,00	v	19S	DN
82	78	25		30,00	v	19S	DN
83	90	0	3	40,00	v	19S	DN
84	99	0	3	30,00	v	19S	DN
86	90	0	3		v	19S	DN
87	59	0	2		v	19S	DN
89	81	0	3	30,00	v	19S	DN
90	59	0	2		v	19S	DN
92	49	0	2	20,00	v	19S	DN
93	71	0	2	20,00	v	19S	DN
98	129	0		12,5	v-f	19S	DN
99	90	0	3	15,00	v	19S	DN
100	107	0		100	v-f	19S	DN
101	75	0	3	5,00	v	19S	DN
109	90	0	3	15,00	v	19S	DN
110	90	0	3	8,00	v	19S	DN
111	74	0	3	10,00	v	19S	DN
112	41	0	1		v-f	19S	DN
113	90	0	3	8,00	v	19S	DN
116	90	0	3	7,00	v	19S	DN
117	90	0	3	10,00	v	19S	DN
118	90	0	3	10,00	v	19S	DN
120	139	0		40,00	v	19S	DN
121	79	0	3		v	19S	DN
122	75	0	3	100,00	v	19S	DN
124	59	0	2		v	19S	DN
129	129	0		30,00	v	19S	DN
130	110	0		60,00	v	19S	DN
131	79	0	3	40,00	v	19S	DN
134	114	0		30,00	v	19S	DN
135	99	0	3	8,00	v	19S	DN
137	255	16	3	15,00	v	19S	DN
138	95	0	3	100,00	v	19S	DN
139	85	0	3		v	19S	DN
140	110	0			v	19S	DN
141	119	0		70,00	v	19S	DN
149	25	0	1	4,00	v	19S	DN

Continuación “Apertura de vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato”

ID	ρ (T)	μ (T)	Familia	Prom. Potencia cm	Estructura	Zona	Dominio
150	54	0	2	10,00	v	19S	DN
151	90	0	3		v	19S	DN
152	90	0	3	60,00	v	19S	DN
160	39	0	1	20,00	v	19S	DN
161	64	0	2	10,00	v	19S	DN
162	52	0	2	50,00	v	19S	DN
163	90	0	3	10,00	v	19S	DN
166	39	0	1	10,00	v	19S	DN
168	270	5	3	20,00	v	19S	DN
169	90	0	3	30,00	v	19S	DN
170	69	13	2	80,00	v	19S	DN
173	53	10	2	20,00	v	19S	DN
176	90	5	3	80,00	v	19S	DN
177	90	5	3	100,00	v	19S	DN
178	90	0	3	100,00	v	19S	DN
179	90	5	3	20,00	v	19S	DN
180	100	12	3	15,00	v	19S	DN
181	90	12	3	30,00	v	19S	DN
182	90	0	3	80,00	v	19S	DN
191	270	12	3		v	19S	DN
196	75	0	3	10,00	v	19S	DN
197	75	0	3	10,00	v	19S	DN
200	29	0	1	20,00	v	19S	DN
201	59	0	2	10,00	v	19S	DN
213	65	0	2	80,00	v	19S	DN
214	59	0	2	30,00	v	19S	DN
215	69	0	2	20,00	v	19S	DN
216	59	0	2	15,00	v	19S	DN
219	75	0	3	6,00	v	19S	DN
220	93	0	3	10,00	v	19S	DN
221	90	0	3	80,00	v	19S	DN
222	95	0	3	20,00	v	19S	DN
224	59	0	2	30,00	v	19S	DN
225	80	0	3	20,00	v	19S	DN
228	59	0	2	150,00	v	19S	DN
231	60	0	2	15,00	v	19S	DN
232	90	0	3	8,00	v	19S	DN
233	75	0	3	2,00	v	19S	DN
235	73	20	3	8,00	v	19S	DN
236	73	20	3	15,00	v	19S	DN
238	69	0	2	5,00	v	19S	DN
239	75	15	3	2,00	v	19S	DN
243	79	0	3	8,00	v	19S	DN
244	90	0	3	100,00	v	19S	DN
245	70	10	2	15,00	v	19S	DN
249	72	0		8,00	v	19S	DN
250	90	0	3	10,00	v	19S	DN
251	75	0	3	20,00	v	19S	DN
254	240	10	2	30,00	v	19S	DN
258	65	0	2	25,00	v	19S	DN
262	249	13	2	100,00	v	19S	DN
264	263	0	3	30,00	v	19S	DN
265	250	20	2	100,00	v	19S	DN

Continuación “Apertura de vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato”

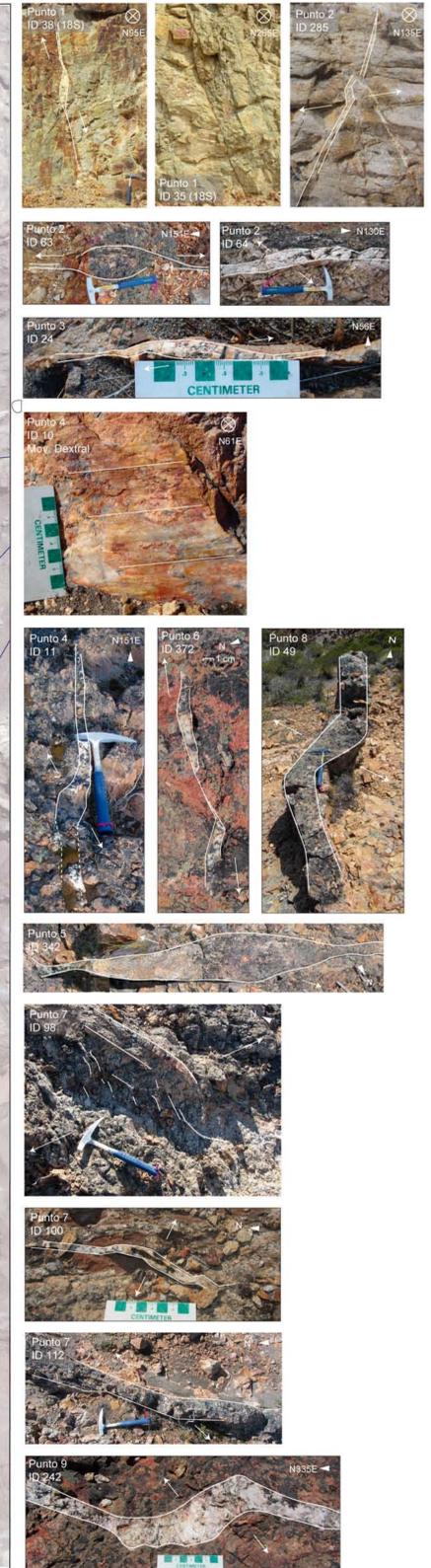
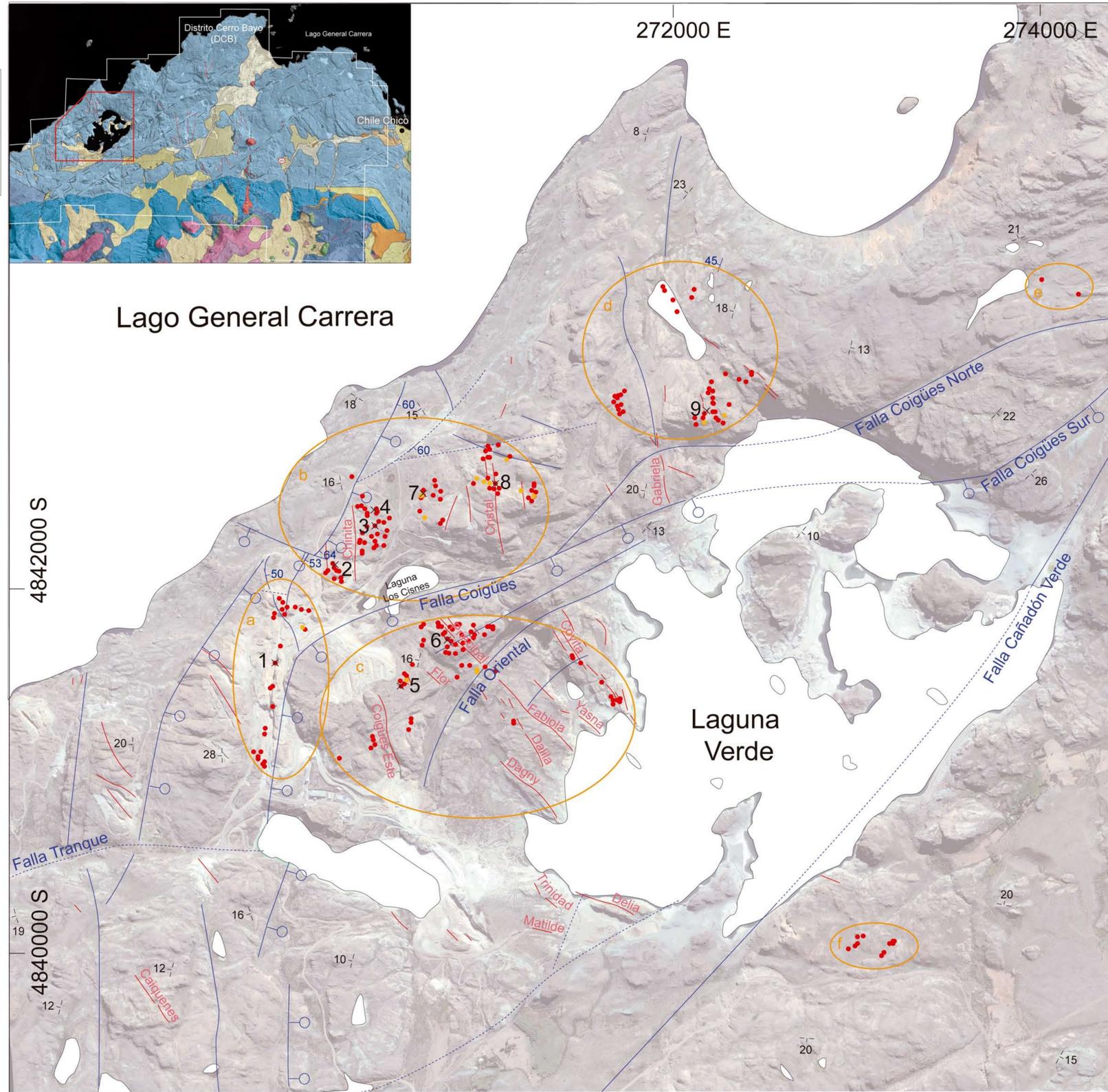
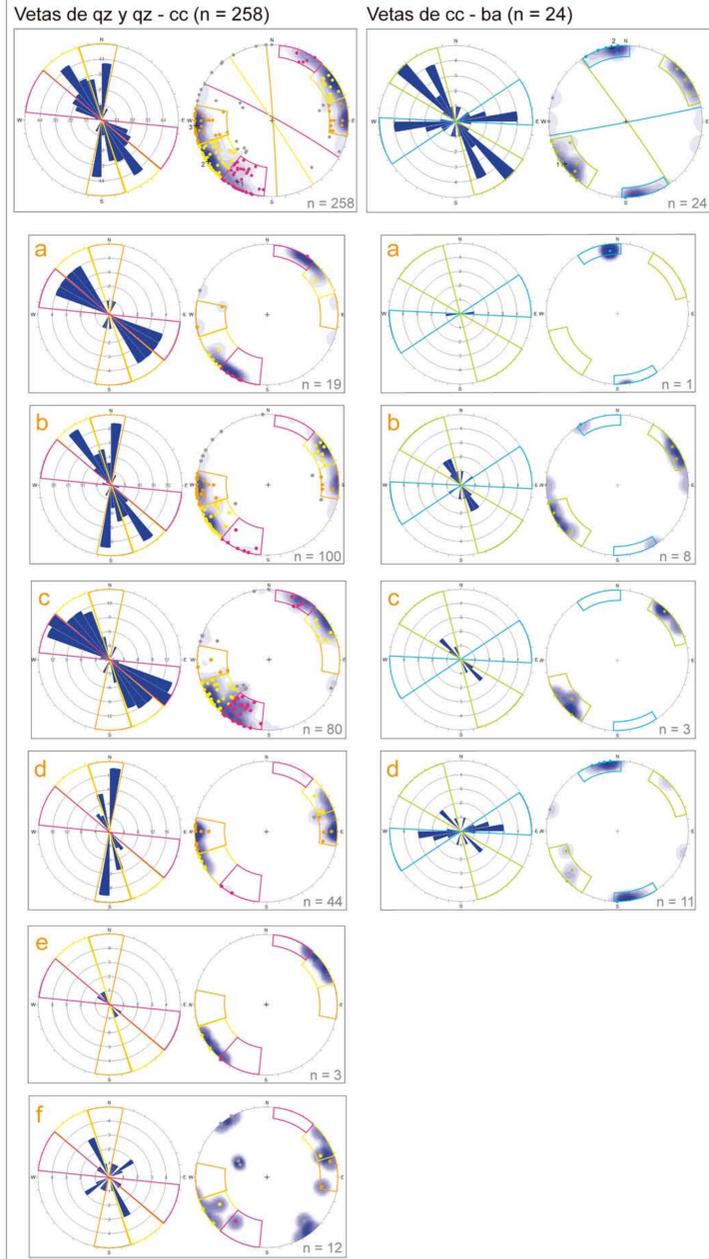
ID	ρ (T)	μ (T)	Familia	Prom. Potencia cm	Estructura	Zona	Dominio
278	47	0	2	80,00	v	19S	DN
280	34	0	1	9,90	v	19S	DN
282	19	0		80	v	19S	DN
283	44	0	2	10,00	v	19S	DN
284	60	0	2	8,00	v	19S	DN
285	225	8	2	2	v-f	19S	DN
286	190	5	1	2	v	19S	DN
297	55	10	2	9,90	v	19S	DN
301	55	0	2	2,00	v	19S	DN
318	235	1	2	8,0	v	19S	DC
320	38	0	1	0,2	v	19S	DC
323	60	0	2	0,1	v	19S	DC
330	207	8	1	0,7	v	19S	DC
331	205	17	1	3,0	v	19S	DC
332	25	0	1	1,0	v	19S	DC
341	199	25		7,0	v	19S	DC
342	135	0		20	v-f	19S	DC
343	39	0	1	30,0	v	19S	DC
345	229	10	2	100,0	v	19S	DC
348	40	0	1	5,0	v	19S	DC
352	230	24	2	15,0	v	19S	DC
354	219	34		3,0	v	19S	DC
355	235	1	2	2,0	v	19S	DC
356	215	8	1	2,0	v	19S	DC
357	205	15	1	3,0	v	19S	DC
358	15	0	1	4,0	v	19S	DC
359	105	0		7,0	v	19S	DC
361	290	15		20,0	v	19S	DC
362	200	15	1	5,0	v	19S	DC
363	205	20	1	5,0	v	19S	DC
365	115	2		15,0	v	19S	DC
366	230	30		8,0	v	19S	DC
367	249	5	2	20,0	v	19S	DC
369	28	8	1	20,0	v	19S	DC
371	210	17	1	6,0	v	19S	DC
372	127	10		10	v-f	19S	DC
374	50	8	2	2,0	v	19S	DC
379	40	0	1	1,0	v	19S	DC
381	270	12	3	8,0	v	19S	DC
382	235	22	2	6,0	v	19S	DC
383	230	5	2	20,0	v	19S	DC
384	219	35		2,5	v	19S	DC
385	225	2	2	10,0	v	19S	DC
387	55	10	2	3,0	v	19S	DC
388	84	0	3	1,0	v	19S	DC
389	55	0	2	30,0	v	19S	DC
392	66	3	2	2,0	v	19S	DC
395	65	15	2	50,0	v	19S	DC
399	220	15	1	30,0	v	19S	DC
401	212	16	1	80,0	v	19S	DC
403	224	17	2	25,0	v	19S	DC
405	30	0	1	30,0	v	19S	DC
406	59	0	2	0,5	v	19S	DC

Continuación “Apertura de vetas de cuarzo y cuarzo – carbonato”

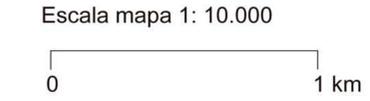
ID	ρ (T)	μ (T)	Familia	Prom. Potencia cm	Estructura	Zona	Dominio
407	70	10	2	18,0	v	19S	DC
408	240	2	2	0,5	v	19S	DC
409	60	0	2	1,0	v	19S	DC
411	20	0	1	1,5	v	19S	DC
414	219	20	1	4,0	v	19S	DC
416	219	10	1		v	19S	DC
419	187	5		10,0	v	19S	DC
421	205	19	1	8,0	v	19S	DC
422	220	17	1	10,0	v	19S	DC
423	225	17	2	2,0	v	19S	DC
424	20	0	1	9,9	v	19S	DC
425	20	3	1	10,0	v	19S	DC
427	224	36		30,0	v	19S	DC
429	222	10	2	20,0	v	19S	DC
430	215	25		20,0	v	19S	DC
431	50	0	2	20,0	v	19S	DC
435	53	0	2	10,0	v	19S	DC
436	215	10	1	5,0	v	19S	DC
439	240	10	2	200,0	v	19S	DC
443	245	13	2	3,0	v	19S	DC
445	70	0	2	4,0	v	19S	DC
456	30	0	1	15,0	v	19S	DC
504	250	10	2		v	19S	DC
505	210	5	1	20,0	v	19S	DC
506	30	5	1	13,0	v	19S	DC
511	110	0			v	19S	DC
517	45	0	2	15,0	v	19S	DC
525	245	10	2	2,0	v	19S	DC
527	60	0	2	2,0	v	19S	DC
528	65	0	2	15,0	v	19S	DC
529	255	20	3	20,0	v	19S	DC
530	255	28		30,0	v	19S	DC
534	180	0		4,0	v	19S	DC
535	168	0		2,0	v	19S	DC
541	300	40		15	v	19S	DS
542	63	0	2	30	v	19S	DS
543	150	0		30	v	19S	DS
544	140	0		20	v	19S	DS
545	295	45		10	v	19S	DS
547	49	0	2	8	v	19S	DS
553	68	12	2	8	v	19S	DS
554	240	15	2	10	v	19S	DS
555	76	5	3	15	v	19S	DS
556	100	14	3	10	v	19S	DS
557	215	15	1	50	v	19S	DS
559	140	12		20	v	19S	DS

Sistemas de vetas principales dentro del área en estudio, escala 1:10.000.

Familias Principales de vetas sincrónicas y posteriores a la mineralización.



- Leyenda**
- Estructuras**
- Falla observada
 - Falla inferida
 - Falla normal
 - Veta
- 12 / Manteco estrato (°)
- 50 / Manteco falla (°)
- Veta de cuarzo y cuarzo - carbonato documentada en terreno (sincrónica con la mineralización)
 - Veta de carbonato - baritina documentada en terreno (posterior a la mineralización)
 - Lagos y lagunas



fcfm Geología

ANEXO 3

SISTEMAS DE VETAS PRINCIPALES EN EL SECTOR LAGUNA VERDE DEL DISTRITO CERRO BAYO, REGIÓN DE AYSÉN, CHILE.

ESCALA 1:10.000

MAGDALENA BOETSCH HEVIA

SANTIAGO DE CHILE ABRIL, 2014