

**UNIVERSIDAD DE ATACAMA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**“DESARROLLO ESTRUCTURAL DE LA ZONA  
CENTRAL DEL SISTEMA STRIKE-SLIP SIERRA  
CHICHARRA, SISTEMA FALLA ATACAMA,  
REGIÓN DE ATACAMA”**

Lucía Consuelo Miguelina Salas Castro.

2025

**UNIVERSIDAD DE ATACAMA  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**



**“DESARROLLO ESTRUCTURAL DE LA  
ZONA CENTRAL DEL SISTEMA STRIKE-  
SLIP SIERRA CHICHARRA, SISTEMA  
FALLA ATACAMA, REGIÓN DE ATACAMA”**

“Trabajo de titulación presentado en conformidad a los requisitos para obtener el título de GEÓLOGO”

Profesor guía Dr. Gonzalo Galaz.

Lucía Consuelo Miguelina Salas Castro.  
2025

*A mi Mimita, Ana Luisa Benítez Placencia,  
Quien iluminó mi vida con su amor y luz.  
Este trabajo es un tributo a tu memoria  
Y a la huella que dejaste en mi corazón.*

## **Agradecimientos**

Quiero expresar mi más profundo y sincero agradecimiento a:

En primer lugar, a Dios, por su guía, protección y bendiciones constantes. Su amor y sabiduría han sido mi fuente de inspiración y fortaleza en todo momento.

A mi familia, a mis padres Manuel y Patricia, mis hermanos, Anita Rocío y Cristóbal por su incondicional apoyo, amor y dedicación. Su presencia en mi vida ha sido un regalo invaluable, y su influencia ha modelado mi carácter y valores.

A ti, mi amor, mi amigo, compañero de vida, mi refugio. Tu amor y apoyo incondicional han sido mi fuerza en momentos difíciles. Gracias por creer en mí y por estar siempre a mi lado. Te agradezco por ser tú y por amarme como me amas.

A todas las personas que se han sumado a mi vida en este camino, brindándome su apoyo, amistad y colaboración. Han enriquecido mi experiencia y han hecho que este proceso sea más llevadero. Aquellos que de alguna manera u otra, han colaborado a mi crecimiento y desarrollo, agradezco su participación en mi vida.

A la Universidad de Atacama por brindarme una educación de calidad y una experiencia académica enriquecedora. Esta institución ha sido mi segundo hogar, donde he crecido intelectual y personalmente. Agradezco a todos los profesores, funcionarios y compañeros que han contribuido a mi formación y desarrollo.

A Dr. Gonzalo Galaz, gracias por su guía apoyo y orientación durante este proceso. Su experiencia y conocimiento han sido invaluable para mí. Su dedicación y disposición para ayudarme en momentos críticos han sido fundamentales para el éxito de esta investigación.

## Resumen

El área de estudio, ubicada en el sector norte de cerro Chicharra, se encuentra en la sierra homónima, región de Atacama a ~42 km de la ciudad de Copiapó. En ella se emplazan distintos piques mineros relacionados a un sistema metalogénico tipo IOA-IOCG, con cuerpos vetiformes, asociados a estructuras frágiles de rumbo como vetas, veta-fallas y/o fracturas menores de orientaciones preferenciales diversas. En el sector afloran rocas de origen magmático, tales como cuarzo-diorita, diorita, granodiorita y pórfido diorita, pertenecientes al batolito Copiapó. Este batolito es intruido por numerosos y extensos diques porfídicos y afaníticos que presentan fundamentalmente dos composiciones: (i) un grupo de composición microdiorítica con orientación preferente al NNW, y (ii) un segundo grupo de composición microtonalítica, con orientaciones preferentes al NNE y NW. La configuración tectónica del área está controlada por la influencia de un sistema de fallas cogenéticas de desplazamientos principalmente en el rumbo, denominado Sistema de Fallas de Atacama (SFA), que es consistente con el modelo de cizalla de Riedel (1929) desarrollado bajo un régimen regional frágil y transtensional.

Se registra el desarrollo de un sistema de estructuras N-S (PDZ), sintéticas R y P, antitéticas R' y P', tensionales T, así como también diques microdioríticos y microtonalíticos, que es consistente con periodos de acople sísmico en la subducción. Por otro lado, la mineralización y magmatismo están ampliamente controladas por el SFA, principalmente por su traza principal y sus fallas sintéticas asociadas, las cuales presentan una cinemática sinistral-normal y orientaciones NS, NNE y NNW. Los datos geoquímicos evidencian una estrecha relación entre la mineralización de tierras raras y elementos estratégicos, con las estructuras sintéticas del SFA para el área central de sierra Chicharra.

Esta investigación, permitió realizar un análisis estadístico de dispersión, orientación y cinemática de las estructuras pertenecientes al SFA, así como un análisis de los esfuerzos principales comprometidos, para así proponer un modelo geológico estructural para el área central de sierra Chicharra, planteando una evolución geotectónica preliminar del área de estudio para el Cretácico Inferior.

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Objetivos .....	2
1.2.1. Objetivo general.....	2
1.2.2. Objetivos específicos .....	2
1.3. Hipótesis de trabajo.....	3
1.4. Ubicación y accesos .....	3
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	5
2.1. Depósitos tipo IOA-IOCG.....	5
2.4. Sistema <i>strike-slip</i> .....	6
2.2. Evolución de un sistema tipo <i>Strike-slip</i> .....	8
2.3. Indicadores cinemáticos .....	10
2.5. Fluorescencia de rayos X.....	11
3.1 Geología distrital .....	13
3.2. Unidades litológicas.....	13
3.2.1. Rocas estratificadas .....	13
3.2.2. Rocas intrusivas.....	14
3.2.3. Rocas sedimentarias .....	16
3.3. Geología Estructural .....	17
3.4. Evolución tectónica .....	18
3.5 Geoquímica.....	20
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	21
4.1. Recopilación de información y antecedentes bibliográficos .....	21
4.2. Pre-terreno .....	21

4.2.1 Elaboración de la base de mapeo .....	21
4.3. Terreno.....	22
4.4. Gabinete.....	25
4.4.1. Análisis estructural.....	26
4.4.2. Preparación de muestras:.....	27
4.4.3. Análisis geoquímico .....	28
CAPÍTULO 5: RESULTADOS.....	31
5.1. Petrografía.....	31
5.1.1. Unidad de cuarzodiorita .....	31
5.1.2. Unidad de dioritas .....	32
5.2.3. Unidad de granodioritas .....	32
5.1.4 Unidad de pórfido diorítica .....	33
5.1.5. Dique microdiorítico .....	33
5.1.6. Dique microtonalítico.....	34
5.1.7. Roca proto-milonítica.....	35
5.2. Geología Estructural .....	36
5.2.1. Descripción y análisis cinemático de estructuras .....	36
5.4. Análisis de esfuerzos principales.....	51
5.4.1. Set de estructuras principales N-S (PDZ).....	51
5.4.2. Set de estructuras sintéticas R .....	52
5.4.4. Set de estructuras sintéticas P.....	52
5.4.3. Set de estructuras antitéticas R' .....	53
5.4.5. Set de estructuras antitéticas P' .....	54
5.5. Mineralización .....	55
5.6. Alteración .....	56

5.7. Análisis geoquímico .....	58
5.7.1. Estructura principal N-S (PDZ).....	59
5.7.2. Estructura sintética R.....	60
5.7.3. Estructura antitética R' .....	61
5.7.4. Estructura tensional T.....	61
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN .....	63
6.1. Litología.....	63
6.2. Geoquímica.....	64
6.3. Evolución estructural del sistema <i>strike-slip</i> sector Sierra Chicharra .....	64
6.4. Rotación de la estructura principal .....	68
CAPÍTULO 7: CONCLUSIÓN .....	69
CAPÍTULO 8: REFERENCIAS.....	71

# CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

## 1.1. Planteamiento del problema

A lo largo de los más de 1000 km de extensión del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) se definen distintas estructuras, las cuales han sido de interés desde distintas ramas de la Geología. Desde el punto de vista estructural el desarrollo de sistemas tipo *strike-slip* ha suscitado un creciente interés en la comunidad geológica, este interés se centra principalmente en comprender su génesis y evolución tectónica. Además, estos sistemas han mostrado una estrecha asociación con el emplazamiento epizonal de cuerpos magmáticos, dicho emplazamiento magmático se encuentra frecuentemente vinculado a procesos de mineralización y alteración tipo <sup>1</sup>IOCG e <sup>2</sup>IOA.

Adicionalmente, durante los años 1900 en Chile se extrajo cobalto principalmente desde depósitos emplazados a lo largo de la cordillera de la Costa entre la región de Atacama y Coquimbo, en una estrecha asociación con la mineralización IOCG e IOA presente en la Franja Ferrífera Chilena (Townley et al., 2017). Estos yacimientos son de origen hidrotermal y están relacionados con las grandes intrusiones de cuerpos dioríticos y dacíticos durante el Cretácico Superior y Paleoceno que se extienden por el territorio chileno, con una disposición en su mayoría vetiforme (Sillitoe, 2003). En la actualidad, el cobalto y las tierras raras son elementos estratégicos fundamentales debido a su papel clave en la transición energética, la electromovilidad y la tecnología avanzada, por lo que la demanda de estos ha aumentado significativamente.

Ejemplos de estudios acerca de la relación entre magmatismo-hidrotermalismo y el desarrollo de sistemas estructurales tipo *pull-apart*, han sido reportadas a través del SFA en las localidades de Caleta Coloso en la región de Antofagasta (Herrera et al., 2005; Olivares et al., 2010; Jensen et al., 2011; Arancibia et al., 2014) y Carmen de Andacollo en la región de Coquimbo (Veloso et al., 2015). Los escasos estudios realizados en la región de Atacama, acerca de la relación entre el desarrollo de un sistema estructural y la evolución magmática (Del Real et al., 2023), además de la relación entre un desarrollo

<sup>1</sup>IOCG: Iron oxide copper gold ore deposits (depósitos de óxidos de hierro, cobre y oro).

<sup>2</sup>IOA: Iron oxide Apatite (óxidos de hierro y apatito).

estructural dúctil y tectonismo (Seymour et al., 2024), abren una línea de investigación orientada al análisis de estos procesos geológicos en la región.

En este contexto, la presente tesis tiene como objetivo plantear un modelo estructural preliminar del sistema *strike-slip* de sierra Chicharra, que explique la distribución de magmatismo y la mineralización-alteración tipo IOCG, así como la ocurrencia de cobalto y minerales estratégicos en estos yacimientos, con la finalidad de facilitar la interpretación de la evolución geodinámica y orientar con mayor precisión futuras investigaciones geológicas y exploratorias en la región.

## **1.2. Objetivos**

### **1.2.1. Objetivo general**

Determinar el desarrollo estructural de los sistemas IOCG de la parte central del sistema *strike-slip* sierra Chicharra, región de Atacama.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

- Reconocer la distribución de las principales litologías y estructuras que conforman el área de estudio.
- Determinar la secuencia de eventos estructurales en relación a fallas principales y secundarias presentes en el sector.
- Caracterizar la paragénesis mineral y determinar anomalías geoquímicas de cobalto y minerales estratégicos mediante fluorescencia de rayos X.
- Establecer el régimen de esfuerzos bajo el cual se desarrollaron las estructuras principales y secundarias del sistema *strike-slip* sierra Chicharra y proponer un modelo estructural preliminar para el Cretácico en Copiapó.

### **1.3.Hipótesis de trabajo**

El sistema *strike-slip* sinistral sierra Chicharra es una rama local del Sistema de Fallas Atacama (SFA), se encuentra mineralizado y se vincula al desarrollo de yacimientos de tipo IOCG. Elementos estratégicos como el cobalto y tierras raras tendrían una distribución vetiforme controlados por este mismo sistema. En este tipo de sistemas *strike-slip*, el desarrollo de sus estructuras asociadas, que controlan el emplazamiento de diques, vetas y vetillas, evolucionan de acuerdo con el modelo de Riedel (1929).

### **1.4.Ubicación y accesos**

La sierra Chicharra se ubica en la cordillera de la Costa de la región de Atacama, aproximadamente a 21 km, en línea recta al ~SW, de la ciudad de Copiapó. El área de estudio se encuentra entre las coordenadas UTM (datum WGS84-19S) 6.961.000 – 6.965.800 Norte y 352.800 – 345.500 Este, con un alto topográfico de 1150 m.s.n.m. y un bajo topográfico de 350 m.s.n.m. (véase Figura 1). El acceso al sector desde la casa central de la Universidad de Atacama se realiza a través de la carretera Panamericana Norte en dirección Sur, recorriendo una distancia de 1,5 km hacia el este y luego hacia el Sur en el puente La Paz, en la bifurcación se toma la vía derecha hacia la Ruta C-386 en dirección norte, avanzando 11 km aproximadamente. Girar al W (izquierda) por el camino minero hasta llegar al área que se muestra en la Figura 1.

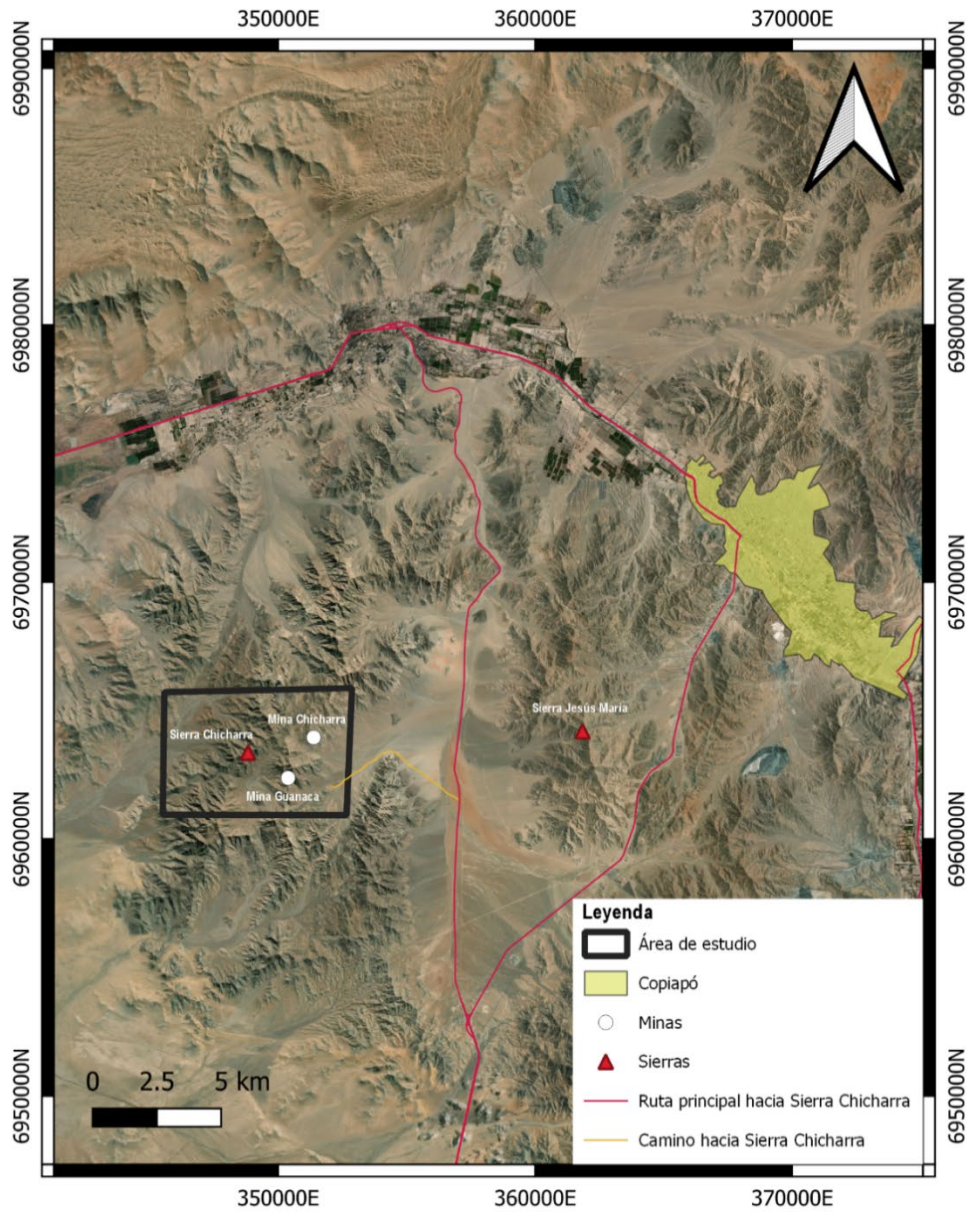


Figura 1: mapa de ubicación y accesos a la zona de estudio, se señala en traza roja el camino desde la Universidad de Atacama y en naranja el camino rural. El recuadro negro es el área a investigar, señalando en blanco las principales labores mineras y el eje de la sierra Chicharra.

## CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

### 2.1. Depósitos tipo IOA-IOCG

Las mineralizaciones de tipo IOCG-IOA se encuentran en diversos distritos mineros bien delimitados en el mundo (e.g, Kiruna, Cloncurry, Olympic Dam, Skelletfe, Carajas, Great Bear, Candelaria, Manto Verde). Los sistemas de óxido de hierro, cobre y oro (IOCG) son una importante fuente de Fe, Cu y Au y pueden contener cantidades significativas de otros elementos, como F, P, As, Zn, Ni, Co, Ag, Mo, Ba, U y REE (por ejemplo, Hitzman et al., 1992; Sillitoe, 2003; Chiaradia et al., 2006; Barton, 2014; Jaireth et al., 2014).

En el norte de Chile, específicamente en la cordillera de la Costa se ubica la franja más joven, correspondiente al Cretácico (130-90 Ma), que alberga depósitos tipo IOCG-IOA, además coincide espacialmente con la posición de la Zona de Falla de Atacama en su extremo sur (Maksaev et al., 2007). Los depósitos IOCG (Figura 2.1) muestran una estrecha relación con los complejos plutónicos y sistemas de fallas ampliamente coetáneos. Además, se asocian con alteración sódica, cálcica y potásica, ya sea solo o en alguna combinación que sirve de guía de exploración, pues existe una zonación hacia la superficie y hacia las paredes de la veta, desde magnetita-actinolita-apatita hasta hematita-clorita-sericita especular (Sillitoe, 2003).

Este tipo de depósitos presentan una asociación estructural significativa con sistemas de fallas transcurrentes (*strike-slip*), tanto a escala regional como local. Estas estructuras no solo controlan el emplazamiento del magmatismo y de los fluidos hidrotermales, sino que también condicionan la geometría y la distribución de las zonas de alteración y mineralización (Corriveau y Mumin, 2010; Grove et al., 2010; Barton y Johnson, 2004).

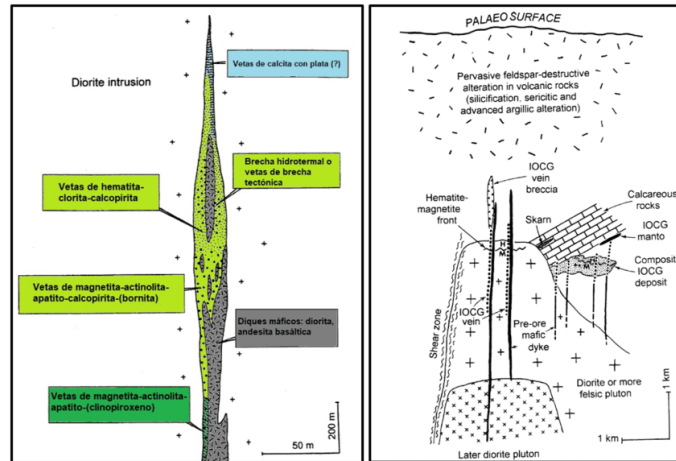


Figura 2.1: esquema de los estilos de depósito IOCG en la cordillera de la Costa. Izquierda: zonación de las vetas de IOCG. Derecha: estilo esquematizado de depósitos IOCG y los controles estructurales y litológicos de mineralización/alteración. Extraído y modificado de Sillitoe (2003).

## 2.4. Sistema *strike-slip*

Los sistemas *strike-slip faults*, también conocidos como fallas transcurrentes o fallas de desplazamiento de rumbo, son estructuras caracterizadas por un desplazamiento predominante en el plano horizontal, paralelo al rumbo de la falla. Este tipo de deformación es típico de regímenes tectónicos transcurrentes o de cizalla lateral, tanto en ambientes de intraplaca como en márgenes de placas (Sylvester, 1988; Christie-Blick y Biddle, 1985).

En las zonas en las que las fallas de desplazamiento de rumbo se forman en una corteza sometida a transpresión, las rocas son falladas en sentido ascendente formando una estructura en flor positiva. Por otro lado, en las zonas con fallas de desplazamiento de rumbo en una corteza sometida a transtensión (Woodcock y Fisher, 1986), las rocas descienden para formar una estructura en flor negativa. Las estructuras en flor pueden formar trampas de hidrocarburos como de minerales de mena (Sperrevik et al., 2000; Fisher et al., 2002; Freeman et al., 2008). El término "estructura en flor" refleja la semejanza de la estructura con los pétalos de una flor en sección transversal (Figura 2.4).

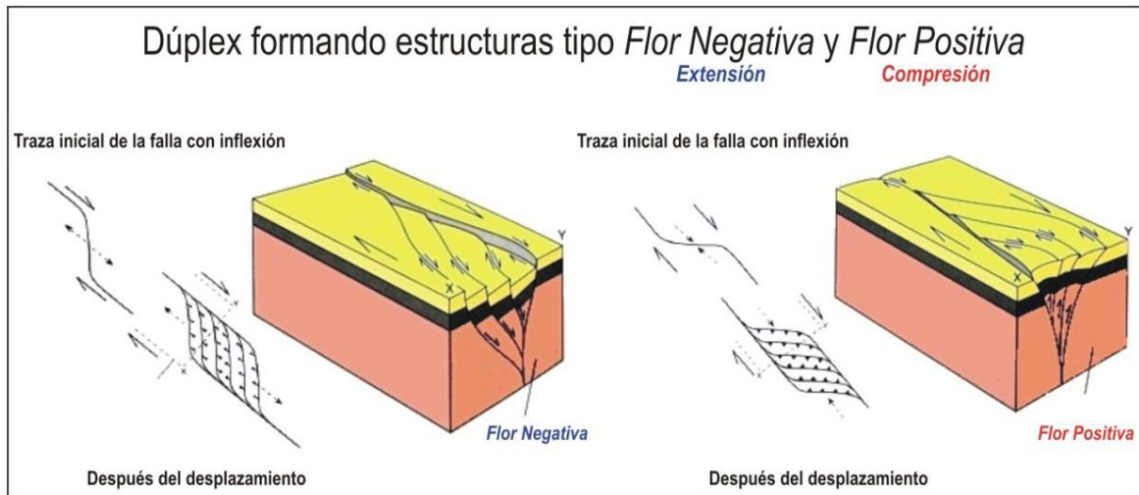


Figura 2.4: flores positivas y negativas asociadas a curvaturas de fallas (adaptada de Woodcock y Fisher, 1986).

En diversos sistemas transcurrentes a través del mundo se han reportado desarrollo de numerosas cuencas *pull-apart*. Los modelos tradicionales de las cuencas *pull-apart* suelen mostrar una depresión de forma rómbica a fusiforme que se desarrolla entre dos segmentos paralelos de fallas verticales maestras de deslizamiento de rumbo, también conocidas como zonas de desplazamiento principal (PDZ). La cuenca está limitada longitudinalmente por un sistema transversal de fallas oblicuo-extensivas, denominadas "fallas laterales de la cuenca" (*sidewall faults*), que enlazan con las PDZ (Figura 2.5) (Woodcock y Fisher, 1986). El movimiento relativo de los bloques de corteza implicados en un sistema *pull-apart* puede ser paralelo a las PDZ limítrofes (deslizamiento de rumbo puro) u oblicuo y divergente a las PDZ (transtensional). Sin embargo, los modelos tradicionales de cuencas *pull-apart* sólo suelen considerar el caso de un movimiento de deslizamiento de rumbo puro (Wu et al., 2009).

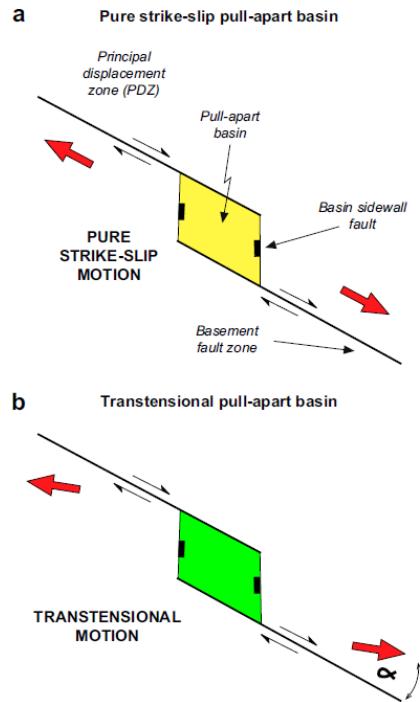


Figura 2.5: características generales de una cuenca pull-apart en un sistema de fallas principales dextrales (PDZ). Se define que la cuenca pull-apart se desarrolla en deslizamiento de rumbo puro cuando  $\alpha = 0^\circ$  y en transtensión cuando  $0^\circ < \alpha < 45^\circ$  (extraído de Wu et al., 2009).

## 2.2. Evolución de un sistema tipo *Strike-slip*

Riedel (1929), realizó el experimento de una capa de arcilla húmeda colocada sobre dos bloques rígidos (Figura 2.2 a), definiendo las siguientes estructuras:

**Plano principal o PDZ (*principal displacement zone*):** se forma a partir del deslizamiento paralelo (o de rumbo) de los dos bloques rígidos (Figura 2.2 a).

**Pliegues escalonados (“*en-echelon*”):** se forman inicialmente a  $45^\circ$  de los bordes de la zona de cizalla, pero después rotan para formar un ángulo menor (Figura 2.2 b).

**Fallas R:** fallas sintéticas respecto al sentido del deslizamiento de la zona de falla y forman un ángulo de  $\phi/2$  con la zona de cizalla, es decir, un ángulo de  $\sim 15^\circ$ - $20^\circ$  respecto al plano de falla principal (PDZ) (Figura 2.2 c).

**Fallas R’:** fallas antitéticas respecto al sentido del deslizamiento de la zona de falla y forman un ángulo  $90^\circ - \phi/2$  con el borde de la zona de cizalla, un ángulo a  $\sim 60^\circ$  respecto al plano de falla principal (PDZ) (Figura 2.2 c). Ambas fallas (R y R’) se consideran fallas conjugadas y el ángulo entre ellas es de  $90^\circ - \phi$ .

**Fracturas T (extensión):** generalmente se presentan fracturas abiertas que se forman a  $45^\circ$  con respecto de la falla principal y paralelas a la dirección de acortamiento máximo. Estas fracturas pueden posteriormente ser reactivadas por el movimiento general de la zona de cizalla principal, para producir rotación de bloques tipo dominó (Figura 2.2 d).

**Fracturas P:** al igual que las fallas tipo R son sintéticas, presentan un ángulo agudo de valor  $\phi/2$  con respecto a la zona de cizalla principal, pero en sentido opuesto (Figura 2.2 e).

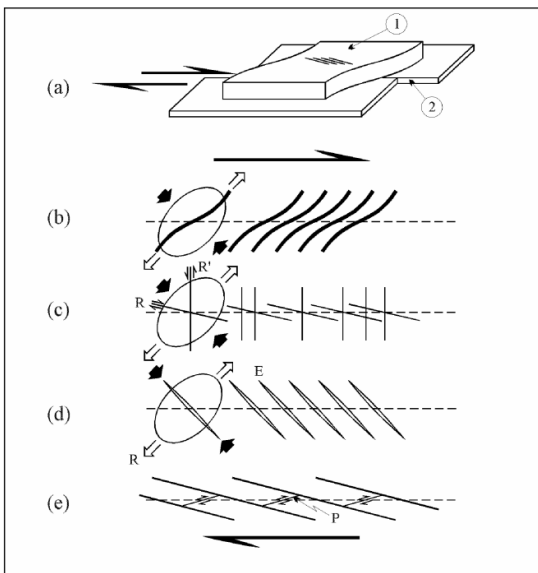


Figura 2.2: estructuras asociadas a transcurrancia. (a) Experimento de Riedel con una capa de arcilla húmeda (1) sobre dos bloques rígidos (2) que se deslizan paralelamente. (b) Pliegues. (c) Fallas R y R’. (d) Fracturas de extensión. (e) Fallas P. Las flechas negras indican la dirección de acortamiento máximo, en tanto que las flechas blancas señalan la dirección de extensión máxima, asociadas al elipsoide de *strain*. Extraído de Niemeyer (1999).

En la práctica, la aplicación del modelo de Riedel en el mapeo estructural permite definir trampas estructurales, reconstruir trayectorias de paleoesfuerzos y optimizar la

ubicación de sondajes exploratorios, especialmente en zonas donde la geología superficial no muestra evidencias claras de mineralización.

En sistemas IOCG, particularmente aquellos emplazados en zonas de cizalla transcurrente como los del Proterozoico australiano (ej: Olympic Dam, Cloncurry Belt), se ha documentado que los esquemas de fracturación tipo Riedel controlan la permeabilidad secundaria y definen zonas favorables para la concentración de fluidos mineralizantes (McPhie et al., 2011, Groves et al., 2010). Las fracturas R y P, por ejemplo, pueden formar corredores de alta porosidad/ fracturamiento que canalizan fluidos hidrotermales, mientras que las zonas de intersección entre ellas (o con estructuras mayores o zonas de cizalla dúctil) representan sitios óptimos para la precipitación de minerales.

### 2.3. Indicadores cinemáticos

Son evidencias tangibles que permiten conocer el movimiento de la falla (Figura 2.3), los indicadores cinemáticos dúctiles y frágiles más comúnmente utilizados son:

**Estrías de falla (*slickensides*):** son marcas lineales generadas por fricción en la superficie de la falla, determinan la orientación del desplazamiento.

**Zonas de cizalla con foliación S-C:** indicadores claves en zonas de deformación dúctil a dúctil-frágil, donde la relación entre las superficies S (foliación penetrativa) y C (planos de cizalla) permite inferir la dirección de cizalla (Passchier y Trouw, 2005).

**Marcas de arrastre o escalones:** son marcas o hendiduras en el plano que evidencia el sentido de movimiento del bloque colgante, se forman producto de la fricción entre los bloques, son especialmente útiles en zonas donde las estrías no están bien conservadas (Twiss y Moores, 2007).

**Estructuras secundarias de tipo Riedel:** criterios tipo T, R y P (Petit, 1987).

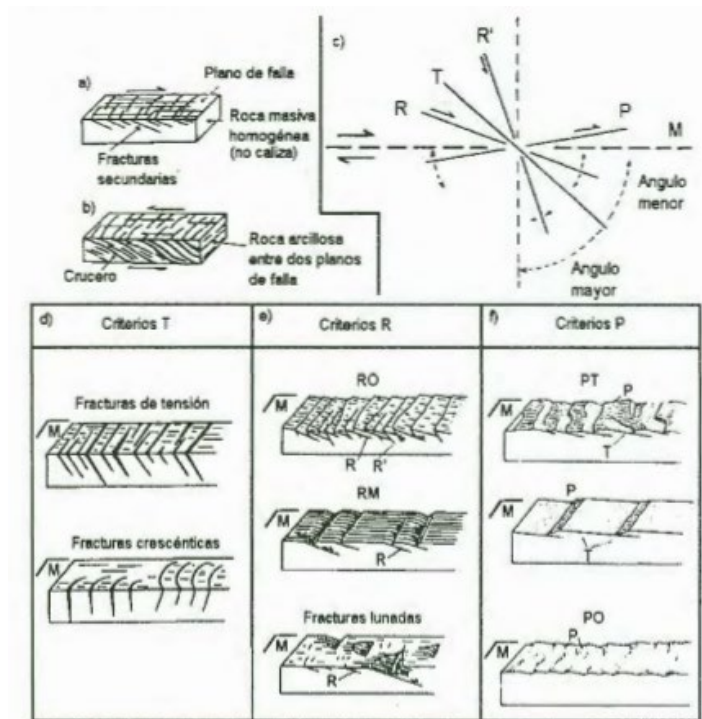


Figura 2.3: fracturas secundarias asociadas a fallas mostrando la relación con sentido de cizalla. (Petit, 1987).

En campo, los indicadores cinemáticos permiten inferir el sentido del movimiento relativo entre bloques y reconstruir el campo de esfuerzos, por ejemplo, las estrías de falla asociadas a estructuras Riedel, observadas en zonas de cizalla transcurrente, no solo indican la dirección del movimiento, sino también sugieren zonas de mayor apertura o restricción, que son críticas para el transporte y precipitación de fluidos mineralizantes (Tchalenko, 1970; McPhie et al., 2011).

## 2.5. Fluorescencia de rayos X

El análisis químico por fluorescencia de rayos X está establecido dentro de la geoquímica moderna, por sus ventajas notables en cuanto a su seguridad, rapidez, con un bajo impacto para el medio ambiente y la no destrucción de la muestra (Liberto, 1977). Esta tecnología permite ofrecer beneficios sustanciales para la obtención de información con un alto nivel de precisión y exactitud.

El principio de las metodologías XRF se basa en la utilización de excitación de radiación para producir la ionización de los átomos presentes en la muestra debido a la absorción fotoeléctrica. El proceso de ionización de los átomos y la característica de rayos X se ilustra en la Figura 2.6. Si un fotón con energía  $E_0$  mayor que la energía de enlace de un orbital electrónico interno ( $E_{k,l,m}^{ab}$ ) incide en el átomo (a), parte de su energía puede ser absorbida con cierta probabilidad  $\tau(E_0)$  (absorción fotoeléctrica) y el átomo se ioniza (b).

El átomo puede volver a su energía de reposo por uno de dos procesos posibles (c,d), siendo  $\omega$  la probabilidad de que se produzca la emisión característica de rayos X (rendimiento de fluorescencia). Es importante señalar que el rendimiento de fluorescencia toma un valor de alrededor de la unidad para los números atómicos más altos a menos de 0,01 para los elementos de bajo número atómico. Esta es la razón principal por la que la sensibilidad de las técnicas de espectrometría de rayos X es bastante pobre para los elementos ligeros (Pinto, 2018).

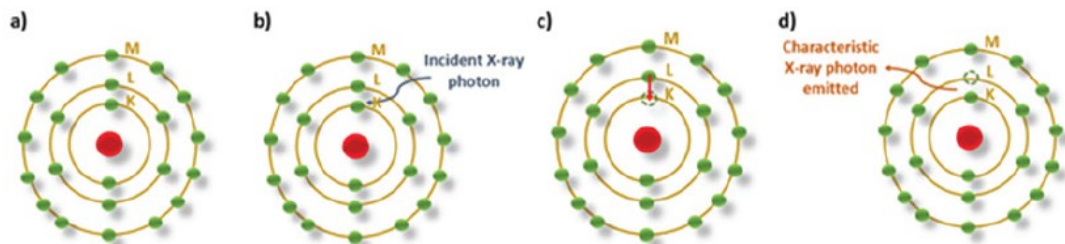


Figura 2.6: representación esquemática de la emisión característica de rayos X, a) El modelo atómico se representa como el núcleo (en rojo) rodeado por los electrones (en verde) distribuidos en capas energéticas (en amarillo), b) Un fotón de rayos X incidente transfiere energía a un electrón situado en la capa K (la más cercana al núcleo), c) El electrón es expulsado dejando una vacante en la capa K, d) Un electrón situado en la capa L decae para ocupar la vacante en la capa K, este proceso de decaimiento va acompañado de la emisión de un fotón de rayos X con una energía igual a la diferencia entre la energía de enlace del electrón en la capa K y la energía de enlace del electrón en la capa L ( $E_{X\text{-ray}} = E_K - E_L$ ). (Extraído de Pinto, 2018).

La fluorescencia de rayos X (XRF), especialmente en su formato portátil (pXRF), se ha consolidado como una herramienta analítica de alta eficiencia en la exploración de depósitos tipo IOCG. Su principal ventaja radica en la capacidad de proporcionar datos geoquímicos inmediatos sobre elementos mayoritarios y traza, tales como Fe, Cu, Co, Ni, y tierras raras ligeras (LREE), que son fundamentales para identificar firmas mineralógicas y zonaciones asociadas a la alteración hidrotermal característica de estos sistemas (Kelley et al., 2011; Fisher et al., 2017).

## **CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO**

### **3.1 Geología distrital**

En la carta Copiapó (Arévalo, 2005) se separan las unidades estratificadas e intrusivas en dos dominios. Uno occidental, o dominio cordillera de la Costa, que incluye principalmente unidades intrusivas plutónicas, jurásicas a cretácicas, correspondientes al borde oriental del Batolito de la Costa, y otro oriental, o dominio Precordillera, que incluye principalmente unidades estratificadas e intrusivas del Cretácico Inferior al Paleoceno.

Para efecto de esta tesis se le dará relevancia al dominio cordillera de la Costa u occidental.

### **3.2. Unidades litológicas**

A continuación, se dará una descripción de cada una de las unidades de acuerdo a la carta geológica de Copiapó.

#### **3.2.1. Rocas estratificadas**

**Estratos de Quebrada Poblete** (Triásico - Jurásico Inferior) (Godoy et al., 2003)

- **Definición y relaciones estratigráficas.** Conjunto foliado y cornificado de rocas arenosas limolíticas a tobáceas, definido en la quebrada Poblete como una secuencia monoclinial de moderado manteo al sursureste, de rumbo nornoreste, y espesor cercano a los 1.000 m, compuesta por estratos de potencia decimétrica a métrica (Godoy et al., 2003). Tiene continuidad hacia la Carta Caldera (Godoy et al., 2003) y hacia el flanco norte del valle del río Copiapó, donde desaparece bajo los depósitos eólicos Qe. Aparece limitado hacia el oeste por el contacto por falla con tonalitas del plutón Cerro Morado y hacia el este con el contacto intrusivo milonitizado con dioritas del plutón Sierra Chicharra. Las rocas miloníticas del borde oriental forman parte de la Zona de Cizalle Chamonate, rama occidental de la traza principal del Sistema de Falla de Atacama (SFA).

- **Litología.** Hacia el oeste, las rocas exponen con más claridad sus protolitos, los que aparecen como areniscas, areniscas tobáceas y tufitas finas en bancos decimétricos, alternadas de manera regular con limolitas, en parte nodulares. Hacia el este, en dirección del contacto con el plutón Sierra Chicharra, la secuencia presenta bandas de minerales calcosilicatados como diópsido y escapolita-wollastonita con granate local, lo que indica metamorfismo de contacto en esa dirección. Asimismo, se desarrolla una foliación milonítica de inclinación 15°-40°/35°-50° Este, que aumenta en intensidad hacia el plutón hasta trasponer completamente la estratificación. En las cercanías de este borde y, principalmente en secciones al norte del río Copiapó, afloran solamente ultramilonitas silíceas blanquecinas y negras de grano fino resultado del aumento de la deformación y de una avanzada cornificación en esas direcciones. Al microscopio, las ultramilonitas están formadas por bandas submilimétricas de cuarzo y feldespatos recristalizados, alternadas con láminas orientadas de biotita, clorita y anfíbola. Porfiroclastos de feldespatos son únicamente comunes hacia sectores de deformación menos intensa. Ocasionalmente, se observan milonitas con granos neoformados poikilíticos de cordierita con láminas anastomosadas de muscovita en torno a ellos.

### 3.2.2. Rocas intrusivas

#### **Plutón Cerro Morado (104 - 137 Ma) (Lara y Godoy, 1998)**

- **Definición y relaciones estratigráficas.** Consiste en un cuerpo plutónico tonalítico a diorítico, que aflora como una franja nornoreste en la parte noroccidental de la carta. Sus afloramientos se prolongan más allá de la carta, hacia el norte, en la hoja Quebrada Salitrosa, y, hacia el sur, en la carta Caldera, y constituyen un cuerpo rectangular orientado en forma nornoreste de casi 100 km de largo y 13 km de ancho máximo. Al oeste, su borde lo constituye el contacto intrusivo con el plutón Cerro Moradito (Dallmeyer et al., 1996). Al este limita con volcanitas de la Formación La Negra, a través de un borde milonitizado, con los plutones La Borracha, La Brea y Sierra Chicharra, y con los estratos de Quebrada Poblete, a través de la falla Poblete.

- **Litología.** Petrográficamente, consiste en tonalitas de piroxeno, biotita y anfíbola de aspecto muy homogéneo en toda la extensión del intrusivo, con variaciones a facies de dioritas cuarcíferas, monzodioritas cuarcíferas y granodioritas. En las cercanías de su límite oriental (al oeste de la pampa Los Morados), presentan abundantes xenolitos anfibolíticos deformados. Incluyen, en forma característica, diques aplíticos y microdioríticos de 1-3 m de ancho y continuos hasta por 500 m, los cuales se emplazan, en algunos sectores (borde suroeste de la pampa Los Morados, cerro Cucharas), como enjambres de diques subparalelos separados cada 5 a 20 m. Los diques aplíticos están levemente alterados a clorita y epidota. Los diques microdioríticos poseen hornblenda, actinolita, biotita y clinopiroxeno uralitizado.

#### **Diorita Cuarcífera Sierra Chicharra (128-165 Ma) (Godoy et al., 2003)**

- **Definición y relaciones estratigráficas.** Corresponde a un intrusivo compuesto por dioritas cuarcíferas, alargado por unos 40 km en dirección NNE desde la sierra Chamonate, en el norte, donde aparece acuñado entre dioritas del plutón Cerro Morado y meta-andesitas de la Formación La Negra, hasta la sierra Chicharra, en el sur (carta Caldera; Godoy et al., 2003), donde alcanza su máximo ancho (ca. 7 km). Limita al oeste con un contacto intrusivo plano, de inclinación moderada al este-sureste (45-50°), que lo pone en contacto con areniscas y limolitas de los Estratos de Quebrada Poblete (Godoy et al., 2003). El contacto mismo y las rocas inmediatamente adyacentes, sedimentarias y plutónicas, aparecen milonitizadas. Al este, las rocas intrusivas limitan con milonitas subverticales de la traza principal del SFA, que las yuxtaponen con la Formación La Negra y los plutones La Brea y Sierra Atacama. La geometría plana y de inclinación moderada a alta de los bordes occidental y oriental del intrusivo, indica que tales superficies corresponden a paredes plutónicas. La existencia de *roof pendants* de rocas volcánicas de base plana, al sur, en las cartas Castilla y Totoral Bajo (Blanco et al., 2003) indica la presencia del techo plutónico en esa dirección.
- **Litología.** Petrográficamente, el intrusivo está formado por dioritas cuarcíferas de anfíbola y biotitas predominantes, tonalitas de anfíbola y biotita de grano medio y

granodioritas. De manera característica, los cristales de plagioclasa y los ferromagnesianos se presentan alineados y definen una fábrica magmática paralela a los márgenes intrusivos. Adicionalmente, y en forma coplanar con esta fábrica, se sobreponen, en ambos márgenes plutónicos, bandas de protomilonitas con distintos grados de penetratividad, lo que da un característico aspecto foliado al plutón. La deformación dúctil se evidencia por el alineamiento de láminas recristalizadas de biotita y por la formación de subgranos y granos nuevos de cuarzo y de mantos recristalizados en torno a porfiroclastos de plagioclasa.

### **Granodioritas de Sierra Pajas Blancas (108 - 103 Ma) (Arévalo, 1995)**

- **Definición y relaciones estratigráficas.** Corresponden a una serie de stocks irregulares y apófisis menores (1-8 km<sup>2</sup> de exposición) de granodioritas de colores gris claro a blanquecino, que se emplazan en volcanitas alteradas de la Formación La Negra, en las sierras Pajas Blancas e Indiana, y en los plutones La Brea y Sierra Chicharra, en el sector suroccidental de la carta. Incluyen variedades de granitos y monzodioritas cuarcíferas. Las granodioritas siguen una franja norte-sur de intrusivos al borde oeste de los plutones del Cretácico Inferior y, en su mayoría, al oriente de las milonitas del SFA.
- **Litología.** Al microscopio, corresponden a granodioritas de anfíbola y biotita de grano fino a grueso, que generalmente presentan textura seriada, parcialmente mirmequítica, con alteraciones argílicas y propilíticas incipientes.

### **3.2.3. Rocas sedimentarias**

#### **❖ Depósitos Aluviales (Cuaternario)**

Corresponden a depósitos no consolidados de ripios, gravas y arenas mal clasificadas, que han sido transportados como flujos gravitacionales y que ocupan laderas de baja pendiente y rellenan quebradas. Se han separado en depósitos aluviales antiguos o inactivos (Qal 1) y depósitos aluviales activos (Qal 2). Los primeros son los sedimentos

aluviales volumétricamente más importantes dentro de la carta y constituyen mantos extendidos lateralmente, que forman el relleno de quebradas y valles anchos como los de las pampas Los Morados, Medanosa y llano de Llampos. Son medianamente consolidados a no cohesivos y están formados por clastos heterocomposicionales y subangulosos en una matriz limo arenosa.

Los depósitos activos corresponden a gravas y ripios no consolidados, de baja selección, que rellenan cursos disecados en los depósitos anteriores.

La formación de estos depósitos se produce por la acumulación de flujos gravitacionales densos (corrientes de barro y/o flujos de detritos) aguas abajo de zonas más altas, que rellenan cursos aluviales antiguos y forman conos aluviales y mantos extendidos. Los flujos se producirían por episodios pluviales esporádicos, pero de gran intensidad.

### **3.3. Geología Estructural**

El rasgo estructural más importante en la porción central de la región de Atacama, desde el llano Los Lirios por el sur y hasta la pampa El Morado por el norte (Lara y Godoy, 1998; Arévalo, 2005), es representado por una banda milonítica dúctil orientada nornoreste y continua por ca. 72 km, que constituye localmente la traza principal del Sistema de Falla de Atacama (SFA; Arabasz, 1971; Brown et al., 1993). Dentro de la banda milonítica, la foliación presenta manteos subverticales a fuertemente inclinados al Este ( $60^{\circ}$ - $80^{\circ}$  E) y contiene lineaciones de estiramiento horizontales a subhorizontales.

Diversos indicadores cinemáticos, entre ellos, venas aplíticas deformadas según pliegues asimétricos tipo S, clivaje en bandas de cizalle (*shear band cleavage*) de tipo S-C, porfiroclastos a lo largo de estas lineaciones, etc., indican que el desplazamiento habría sido generalmente horizontal y con sentido de cizalle sinistral (Arévalo, 1995). La rama principal del SFA y su rama occidental representarían zonas de cizalle estrechas, de deformación dúctil, en que sus desarrollos se efectuaron bajo facies de esquistos verdes (Arévalo, 1995), a temperaturas menores a las que ocurre el emplazamiento de los

plutones adyacentes Sierra Chicharra (128-125 Ma) y La Brea (123-117 Ma). Así lo confirman una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (anfíbola) de  $116,7 \pm 2,6$  Ma obtenida en ultramilonitas, en el borde este del plutón Sierra Chicharra, cuyo valor se considera como indicativo del movimiento sinistral (Arévalo, 2005). Por otro lado, Grocott y Wilson (1997) reportan en el sector de la pampa Los Morados, milonitas sinistralas posteriores a milonitas con direcciones de estiramiento verticales (más antiguas), que podrían estar asociadas al emplazamiento de estos cuerpos intrusivos.

Posteriormente, el mismo SFA desarrolla un segundo elemento estructural asociado a deformación frágil, el cual está presente en toda en la cordillera de la Costa por un sistema de fallas subverticales frágiles, de orientación NW a NNW, con desplazamiento en el rumbo y sentido de cizalle sinistral. La presencia de paredes plutónicas planas de orientación NNW (eg., Falla Bandurrias), de fábricas magmáticas orientadas y de remanentes de milonitas orientadas en esa misma dirección (Arévalo, 1999), en conjunto con relaciones de desplazamiento mutuo entre fallas NW y tramos del SFA (Wilson, 1996; Randall et al., 1996, Taylor et al., 1998), indican que la actividad del sistema NW a NNW parece haber sido continua durante toda la formación del arco magmático Jurásico-Cretácico Inferior.

### **3.4. Evolución tectónica**

Según Scheuber y González. (1999), la evolución tectónica del arco magmático continental, que estuvo activo en el Jurásico y Cretácico Inferior en la cordillera de la Costa del norte de Chile, se desarrolla en una estrecha relación entre la convergencia de placas y la deformación del arco mediante un proceso de partición de la deformación. Según su edad relativa y su patrón cinemático, las estructuras del arco magmático de este periodo pueden atribuirse fundamentalmente a cuatro etapas (Figura 3.1): (Etapa I 195-155 Ma) Movimientos sinistralas paralelos al arco más antiguo; volcanismo y plutonismo profundo junto con movimientos sinistralas, en un régimen de subducción de alto estrés, indicando un alto grado de acoplamiento sísmico entre placas, (Etapa II 160-155 Ma) extensión de la corteza y crecimiento magmático del arco; plutonismo intenso de poca profundidad sin volcanismo, crecimiento de la corteza magmática y extensión normal del

arco asociado a una subducción de bajo estrés debido a un posible desacoplamiento de placas, (Etapa III 155-140 Ma) dilatación oblicua debido a la intrusión de diques; Etapa III a: intrusión de diques de tendencia NE-SW (extensión NW-SE) indicando un desacople interplacas en un régimen de subducción de bajo estrés; etapa III b: intrusión de diques de tendencia NW-SE (extensión NE-SW) apuntan a un alto acoplamiento en un régimen de subducción de alto estrés y (Etapa IV ~125 Ma) movimientos sinistres paralelos al arco más joven; desplazamiento sinistral a lo largo del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) indicando también un alto grado de acoplamiento en un régimen de subducción de alto estrés (Scheuber y González, 1999).

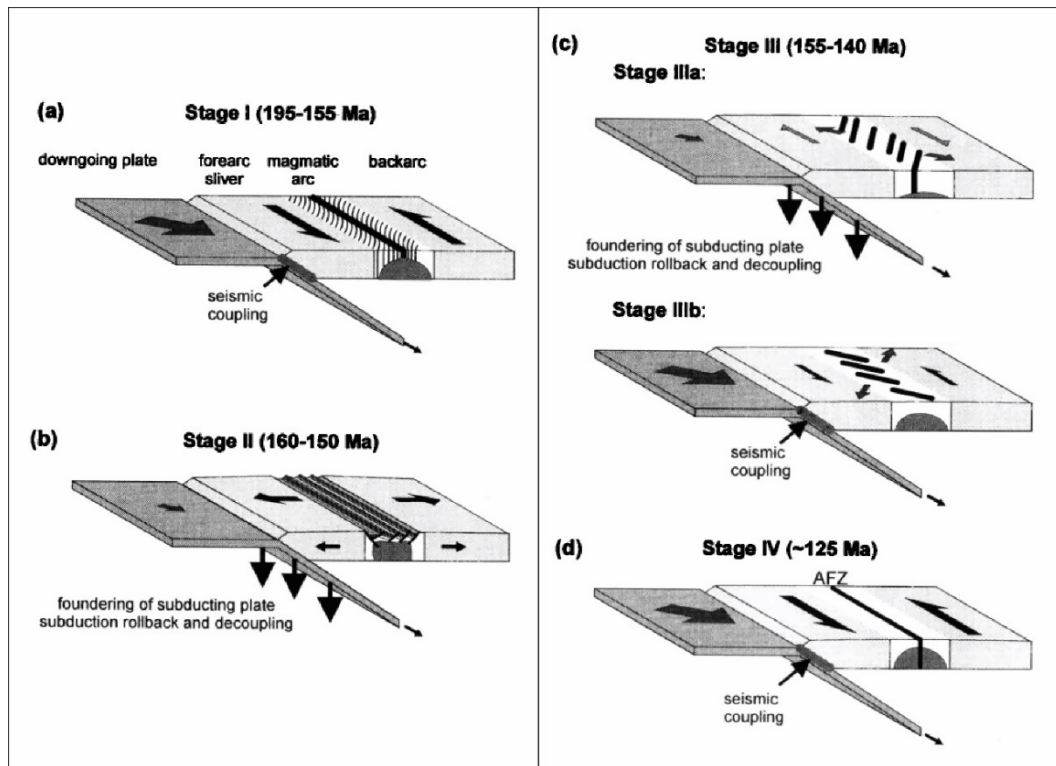


Figura 3.1: modelo de la evolución tectónica del arco magmático continental durante el Jurásico-Cretácico Inferior en la cordillera de la Costa al norte de Chile. a) Etapa I (195-155 Ma), b) etapa II (160-150 Ma), c) Etapa IIIa (155-140Ma), etapa IIIb, d) etapa IV (~125 Ma).

### 3.5 Geoquímica

Rieger et al. (2010), registraron la presencia de Co, V, Y, La, Hf, entre otros elementos, en lavas e intrusivos subvolcánicos andesíticos, rocas asignadas a la Formación La Negra en el yacimiento de Manto Verde. Solís (2022), analizó muestras de tres puntos distintos: (1) la mina Punta del Cobre con tobas andesíticas y brechas mixtas pertenecientes al “Miembro Dacítico” de la Formación Punta del Cobre, (2) la mina Manto de Cobre con rocas sedimentarias y andesíticas correspondiente al “Miembro Volcano-sedimentario” de la Formación Punta del Cobre y (3) la mina Granate con rocas meta-andesíticas pertenecientes a las “Andesitas Inferiores” de la Formación Punta del Cobre, en ellas se encontraron valores anómalos de Co, Ni, Hf y en lugares más localizados se encontró Ce y La. Del Real et al. (2020) reportaron que en piritas del distrito Candelaria Punta del Cobre se registraron valores anómalos de Co, Ni, Cd, La, entre otros elementos. Salinas (2024), analizó vetas del sector sur de Sierra Chicharra (Copiapó), en la estructura N-S reportó ocurrencia de La, Ce y en estructura R reportó Co y Bi.

## **CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO**

### **4.1. Recopilación de información y antecedentes bibliográficos**

Se realizó la búsqueda de información bibliográfica del sector, siendo los siguientes de mayor interés:

- a) Se analizó el mapa de la hoja Copiapó por Arévalo (2005) y el mapa de la hoja Caldera por Godoy et al. (2003), para delimitar el área de estudio, a su vez, se revisaron estas cartas para investigar litologías, estructuras, mineralización, alteración, etc. de interés.
- b) Servicio Nacional de Geología y Minería (2009), recopiló información de los yacimientos de óxidos de hierro-cobre-oro en Chile y su principal distribución entre 22°S y 30°S que figura una franja continua que se superpone con la Franja Ferrífera de la cordillera de la Costa.
- c) Ochoa en el 2014 estudió la geología y el control tectónico de los yacimientos vetiformes y cuerpos hipabisales del sector sierra Jesús María, comuna de Copiapó.

La recopilación previa de información geológica fue fundamental para diseñar un mapeo geológico estructural eficiente y dirigido, permitiendo identificar unidades litológicas claves, estructuras mayores y zonas de interés. Además, facilitó la formulación de hipótesis estructurales y mejoró la calidad e interpretación de los datos recolectados.

### **4.2. Pre-terreno**

#### **4.2.1 Elaboración de la base de mapeo**

Se utilizó el software Google Earth para delimitar el sector a estudiar, por medio de la realización de un polígono de coordenadas UTM (Datum WGS84-19S) 6.961.000 – 6.965.800 Norte y 352.800 – 345.500 Este.

Se utilizó el software Qgis para la realización de la confección de “Mapa Base Satelital, sierra Chicharra, Copiapó” (Figura 4.1), para modelar las curvas de nivel para la elaboración de “Mapa base topográfico, sierra Chicharra, Copiapó” (Figura 4.1) se utiliza el software Global Mapper. Cabe destacar que la escala elegida es 1:1500.

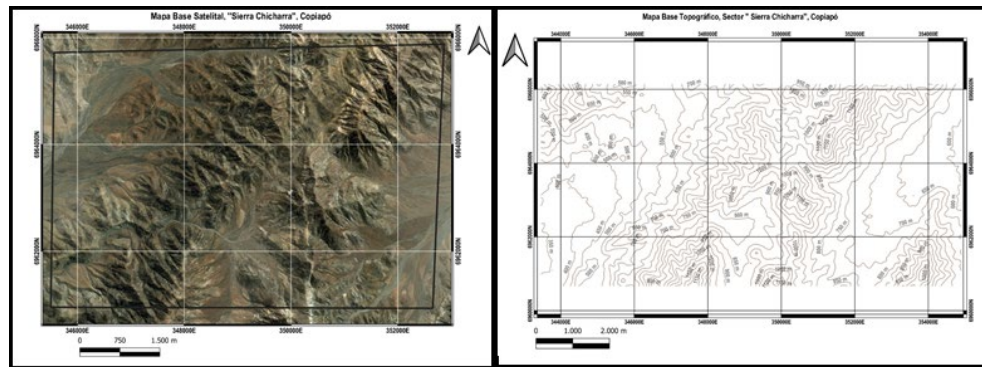


Figura 4.1: a la izquierda se muestra mapa satelital del sector de estudio, mientras que a la derecha se muestra mapa topográfico.

La elaboración de esta base de mapeo permitió georreferenciar observaciones de campo con exactitud, identificar morfologías asociadas a estructuras geológicas y planificar rutas de acceso y levantamiento. Además, facilitó la integración posterior de datos estructurales, litológicos y geocronológicos en un contexto espacial coherente.

### 4.3. Terreno

La campaña de registro de información constó de 10 días en terreno (mapeo en superficie).

Para definir los trayectos diarios se trazaron las rutas con respecto al mapa base satelital que se obtuvo en el trabajo de pre-terreno, en la zona se tienen caminos mineros sin pavimento, pero transitables en un vehículo 4x4, por lo que no se tiene un acceso retirado ni peligroso.

El equipo utilizado en las campañas de mapeo fue: GPS, martillo cincel geológico, imán-rayador, lupa, brújula, ácido clorhídrico, mapera, mapa, libreta, lápices de colores, bolsas para muestras y equipo de protección personal.

Para la recopilación de muestras y descripción petrográfica mesoscópica se utilizó la siguiente sistemática: (i) primero se martilla el macizo rocoso en una zona donde no se corra peligro alguno de desprendimiento de roca, (ii) la muestra de mano debe ser representativa por ende debe tener un tamaño adecuado (tamaño de la mano) y que se observe una cara fresca, (iii) con respecto a la descripción petrográfica se utilizaron lupas de terreno de 10x.

Para describir las rocas ígneas se realizaron los siguientes pasos: (i) color, (ii) en cuanto a la textura se observan estos aspectos: cristalinidad (fanerítico, afanítico, criptocristalino, amorfo, hialino), (iii) tamaño absoluto de los cristales (muy grande, grande, fino, muy fino, etc.), (iv) distribución del tamaño de los cristales (equigranular, heterogranular, irregular), (v) magnitud de la cristalización (holocristalino, hemicristalino, hialino), orientación de los componentes (isótropo o anisótropo). Luego de este paso se utilizó el diagrama de clasificación QAPF (Streckeisen, 1976), para calcular la composición modal se determinó el porcentaje en volumen de minerales esenciales (Q, A, P, F), después se normalizaron los resultados; se sumaron los valores obtenidos para Q+A+P+F y se normalizaron a 100% para que encaje en el diagrama, cabe destacar que si hay feldespatoides (F), el cuarzo (Q) debe ser 0% (ya que no pueden coexistir), adicionalmente, si la roca tiene menos del 10% de minerales máficos, se considera una roca félsica. Por último, se ubicó la muestra en la clasificación y según su posición se le asignó un nombre petrográfico.

En relación a las fallas principales y secundarias, estas fueron controladas mediante la regla de la mano derecha, utilizando la notación círculo completo, considerando principalmente la orientación de sus trazas (rumbo y manteo), así como *trend* y *plunge* de sus lineaciones. Se realizó un análisis cinemático de las fallas basado en indicadores cinemáticos (Doblas, 1998), con el objetivo de discriminar si su movimiento fue normal,

inverso, sinistral, dextral u oblicuo, por otro lado, se estableció un modelo de cizalle para la zona de estudio, basado en el modelo de Riedel (1929).

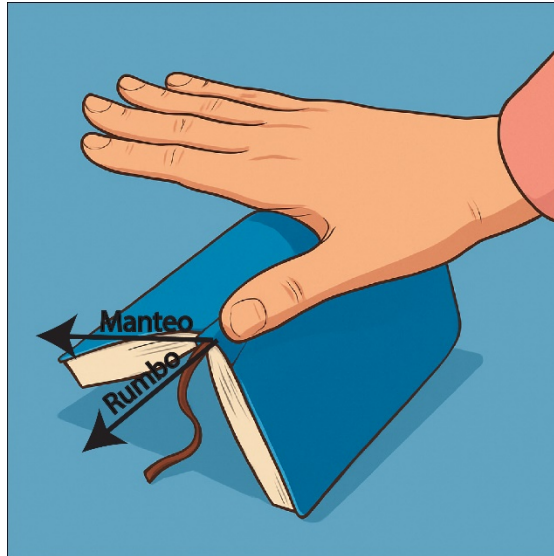


Figura 4.2: ilustración representativa de la regla de la mano derecha (*Right Hand Rules*), se utiliza la mano derecha como indicador, siendo el pulgar derecho la dirección del rumbo y los otros cuatro dedos la dirección del manteo.

Por otro lado, el muestreo de vetas se realizó mediante la técnica tipo *channel sampling* la cual consta de los siguientes pasos (Figura 4.2) (e.g., Peters, 1978):

- a) Identificar los límites de la veta, trazar una demarcación perpendicular a ella.
- b) Con martillo y cincel se van extrayendo muestras tipo “*chip*”, de acuerdo a la demarcación, y simulando un tipo de canal o testigo de 2 a 5 cm de espesor y profundidad, al mismo tiempo que se extrae la muestra se guarda en bolsas de plástico.
- c) Rotular las muestras y sellarlas para no tener contaminación externa.

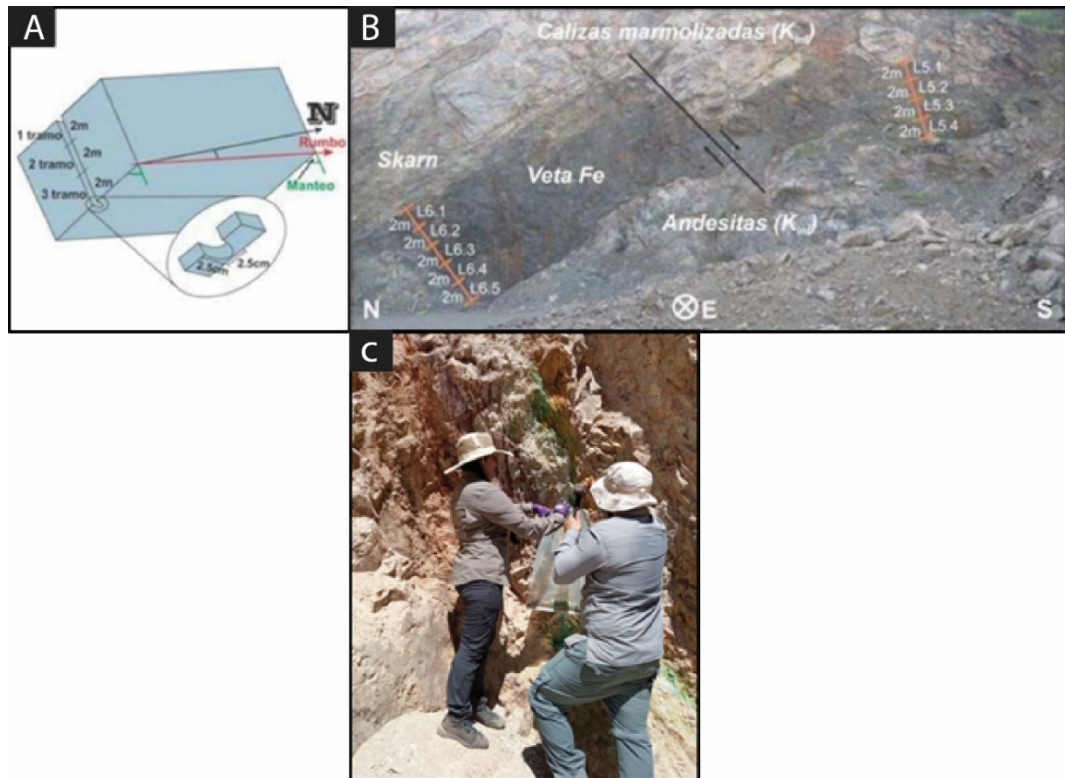


Figura 4.3: a) esquema de muestreo de tipo *channel sampling*; b) Ejemplo de muestreo tipo *channel sampling* en veta mineralizada de Sinaloa, México; (c) muestreo tipo *channel sampling* en veta mineralizada N-S del distrito Sierra Chicharra.

Esta etapa de terreno fue crucial ya que permitió la observación directa y sistemática de estructuras y contactos litológicos in situ. Se recopilaron datos clave como orientaciones de planos, cinemática de fallas y evidencias de deformación, los cuales fueron esenciales para construir un modelo geológico robusto.

#### 4.4. Gabinete

Se realizó un mapa digital mediante el *software* Qgis, en el cual se añadieron los límites del área de estudio, contactos entre unidades geológicas y estructuras asociadas.

Mediante el programa Dips, se elaboraron diagramas de rosetas que indican la orientación preferente y estereogramas de concentración de polos, para posteriormente comparar si su desarrollo (pre-tectónico, sin-tectónico, post-tectónico) enlaza a las estructuras o son independientes las unas de las otras.

A través del análisis mediante fluorescencia de rayos X de las muestras obtenidas a través de *channel sampling* y del posterior análisis estadístico de sus resultados, se obtuvo la caracterización geoquímica del sistema mineralizado.

#### 4.4.1. Análisis estructural

Se recopilaron datos en terreno e información estructural para luego procesarlas en los programas Dips (Rocscience, 2024) y FaultKin (Allmendinger, 2023).

- Análisis en Dips: (1) se ingresaron las mediciones manualmente y se importó un archivo CSV con datos estructurales (*dip/dip direction*). (2) Se representaron los planos de fallas en una proyección estereográfica de Schmidt (Estereonet). (3) Se utilizó la función de análisis de densidad de polos para identificar la tendencia en la orientación de estructuras, adicionalmente, se utilizó la función diagrama de roseta para identificar la concentración de estructuras con sus respectivas orientaciones.
- Análisis en FaultKin: (1) se ingresaron los datos de las orientaciones de fallas y estrías (*rumbo/manteo* y *trend/plunge*). (2) Se construyeron los estereogramas donde se visualizaron las fallas y sus cinemáticas. (3) Se estimaron los ejes de esfuerzo principal ( $\sigma^1$ ,  $\sigma^2$ ,  $\sigma^3$ ).

Estos programas permitieron analizar de forma cuantitativa y visual la orientación y distribución de estructuras como fallas y diques. Estas herramientas facilitaron la identificación de patrones estructurales, la estimación de ejes de esfuerzos y la interpretación cinemática de zonas de deformación.

#### 4.4.2. Preparación de muestras:

Las muestras para análisis geoquímico fueron previamente procesadas en el laboratorio del departamento de Metalurgia de la Universidad de Atacama, bajo la tutela del profesor encargado Sr. Bruno Zazzali. Cabe destacar que para el correcto uso de esta instalación se utilizó equipo de protección personal tales como: antiparras, trompa o protector respiratorio con filtro, guantes, bototos con punta de fierro. Además, se limpió con debido cuidado toda indumentaria para no contaminar muestras. A continuación, los pasos que se siguieron para realizar la experiencia.

- a) Chancado: se utilizó un chancador (Figura 4.3 A) de mandíbulas en la abertura mayor, luego un segundo chancado en el mismo instrumento, pero en la abertura menor hasta que la muestra pasó por el tamiz n° 18, es decir,  $\frac{1}{2}$  pulgada.
- b) Molienda: lo que no pasó por el tamiz n° 18 se llevó al pulverizador de anillo de acero (Figura 4.3 B) por intervalos de 5 segundos hasta que la muestra atravesó en su mayoría por el tamiz.
- c) Homogenización: mediante el método de roleo (Figura 4.3 C) donde la muestra se vertió en una tela tipo cuero se revolvió 60 veces cada punta para así tener un ejemplar representativo.
- d) Cuarteo: se extrajo 1 kilogramo de muestra utilizando el cuarteador de riffle (*Riffelteiler* 6.5) (Figura 4.3 D), se dividió de la siguiente manera:  $\frac{1}{4}$  de la muestra o 250 gramos aproximadamente para fluorescencia de rayos X.
- e) Tamizado:  $\frac{3}{4}$  del kilogramo de muestra fueron tamizados utilizando tamizador electrónico (Figura 4.3 E) y se utilizaron las siguientes medidas de malla: n° 50, n° 100, n° 150, n° 200. El tamizado dio resultado a 5 ejemplares (Figura 4.6 F).



Figura 4.4: en dependencias del Laboratorio de Metalurgia de la Universidad de Atacama, se utilizó la siguiente indumentaria. A) chancador de mandíbulas, B) pulverizador de anillos de acero, C) proceso de roleo, D) cuarteador de riffle, E) tamizador electrónico, F) muestras arrojadas por el tamizado.

La preparación adecuada de estas muestras garantizó la representatividad y calidad de los datos analíticos, permitió correlacionar con fiabilidad las concentraciones elementales con estructuras específicas del área, esto fue fundamental para identificar el control estructural sobre la mineralización.

#### 4.4.3. Análisis geoquímico

Posteriormente se realizaron los análisis de fluorescencia de rayos X en el laboratorio de Geología Económica del departamento de Geología de la Universidad de Atacama bajo la tutela del Dr. Karl Riveros Jensen. Se utilizó una pistola XRF portátil *BRUKER SI TITÁN* (Figura 4.4), para procesar 24 muestras en total, las cuales fueron recolectadas desde cuatro estructuras vetiformes pertenecientes al SFA (véase Tabla 1) (estructuras principales PDZ, R, R' y T), obteniendo de cada una de ellas, una muestra representativa sin tamizar y 5 fracciones tamizadas bajo malla 50#, 100#, 150#, 200# y una última <-200#. A continuación, los pasos que se siguieron para realizar la experiencia.

- Preparación de la muestra: como se pudo apreciar en el inciso anterior, las muestras pasaron por un proceso de chancado y molienda, con el objetivo de disminuir de tamaño la roca, pero, además, el tamaño de las partículas juega un rol fundamental, a granulometría más fina, mayor reducción de efecto matriz, se mejora la exactitud del análisis (Jenkins et al., 1995). Luego se homogenizó y cuarteó para finalmente almacenarlas en bolsas herméticas para evitar la contaminación (Beckhoff et al, 2006).
- Configuración del equipo: el *BRUKER SI TITAN* permite elegir entre distintos modos (*Mining, Soil, Alloy*, entre otros). Para rocas, se utilizó el modo *Mining* ajustado a la matriz geológica (Bruker, 2020). Se realizó un chequeo de precisión con blancos conocidos al iniciar la jornada (Sharma y Singh, 2017). El tiempo de exposición óptimo fue de 60 segundos por medición para obtener datos representativos, ya que se recomendó el tiempo entre 30-90 segundos dependiendo del contenido elemental y la intensidad de la señal (Potts, 2012).
- Análisis: se realizó la medición en cápsula ya que es el polvo envasado para mayor homogeneidad.

Cabe destacar que el XRF portátil tiene sus limitaciones ya que es excelente para elementos mayores y traza de  ${}^3Z \geq 12$  (Mg en adelante), pero tiene menor sensibilidad para elementos más ligeros o volátiles. Además, el polvo grueso o la superficie irregular pueden disminuir la precisión.

<sup>3</sup>Z: número atómico.



Figura 4.5: pistola XRF portátil *BRUKER S1 TITÁN*.

<b>Norte</b>	<b>Este</b>	<b>Línea de muestreo</b>	<b>Observaciones</b>
6962364	3500320	SCH23_1	Falla N-S (maestra)
6962614	350424	SCH23_2	Falla R
6962614	350424	SCH23_3	Falla R'
6962614	350424	SCH23_4	Fractura T

Tabla 1: tabla de coordenadas UTM para línea de muestreo para cada estructura.

Este análisis geoquímico permitió obtener de forma rápida y precisa concentraciones elementales claves para caracterizar firmas geoquímicas asociadas a una zona estructural activa, esto fortaleció la interpretación tectono-metalogénica del área de estudio y aportó solidez analítica al modelo propuesto.

## CAPÍTULO 5: RESULTADOS

### 5.1. Petrografía

#### 5.1.1. Unidad de cuarzodiorita

Esta unidad intrusiva se encuentra en la mayor parte del sector de estudio, se caracteriza por tener una textura fanerítica, con cristales de tamaño grano fino, mostrando una distribución de tamaño de grano inequigranular, siendo además holocristalina, presenta levemente un color gris blanquecino. Su composición mineral corresponde a un 55% de plagioclasa, un 35% de minerales máficos (25% de hornblenda y 10% de biotita) y un 10% de cuarzo (Figura 5.1 A). Esta roca presenta una cloritización intensa y silicificación en ciertos sectores, y además es atravesada por diques microtonalíticos (Figura 5.1 B) y microdioríticos.

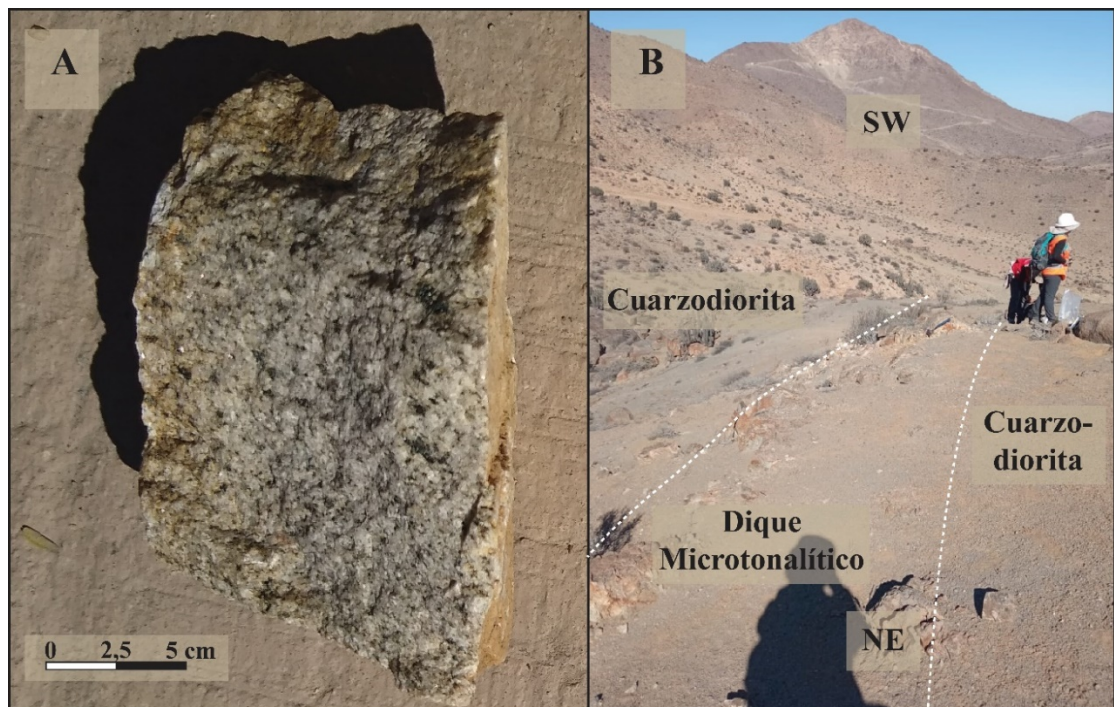


Figura 5.1: A) muestra de roca de cuarzodiorita, B) dique microdiorítico atravesando unidad cuarzodiorita.

### 5.1.2. Unidad de dioritas

Se caracteriza por tener una textura fanerítica, con cristales de tamaño grano fino, mostrando una distribución de tamaño de grano inequigranular, holocristalina, además presenta levemente un color gris verdoso. Su composición mineral corresponde a un 50% de plagioclasa, un 45% de minerales máficos (30% de hornblenda y 15% de biotita) y un 5% de cuarzo (Figura 5.2 A). Esta roca presenta una cloritización intensa en ciertos sectores, y es atravesada por diques microtonalíticos (Figura 5.2 B).

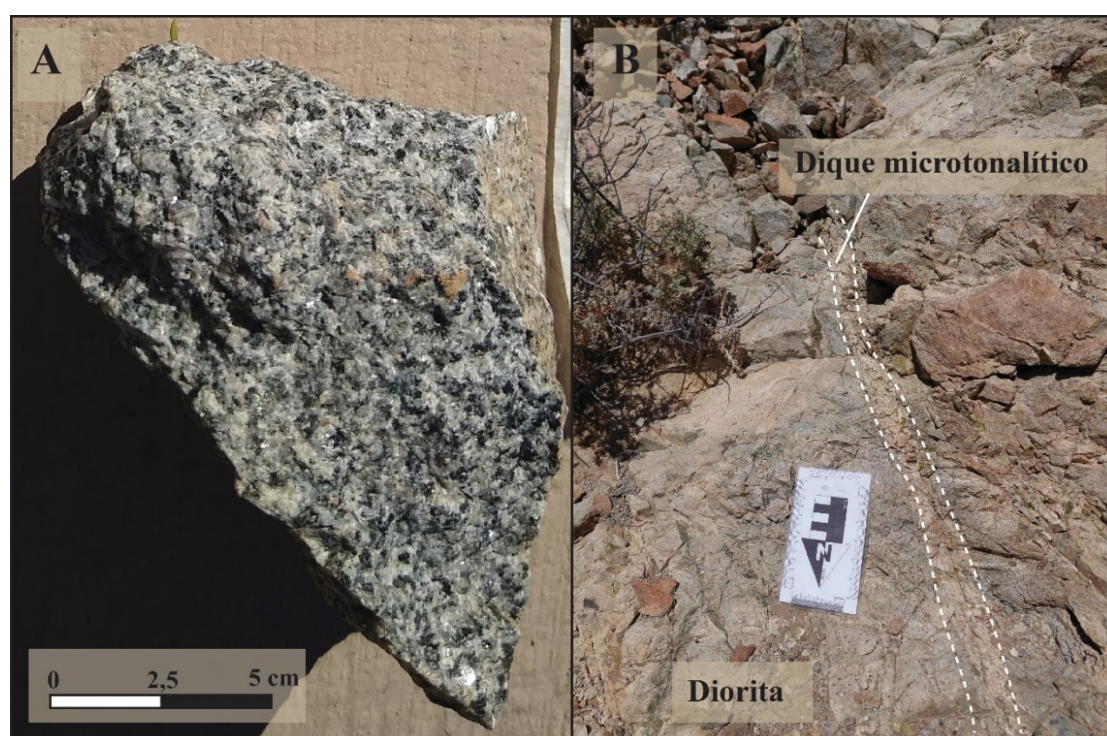


Figura 5.2: A) muestra de roca diorítica, B) en la foto se muestra dique microtonalítico cortando a diorita.

### 5.2.3. Unidad de granodioritas

Esta unidad intrusiva se caracteriza por ser mayoritariamente holocristalina, fanerítica, con cristales equigranulares, euhedrales y de tonalidad leucocrática. Mineralógicamente contiene aproximadamente un, 50% de plagioclasa, 15% de ortoclasa, 6% biotita, 4% de hornblenda y 25% de cuarzo (Figura 5.3 A). Esta roca se encuentra en contacto neto (Figura 5.3 B) con la unidad de diorita, posterior a esta última, así como la intrusión de diques microdioríticos.

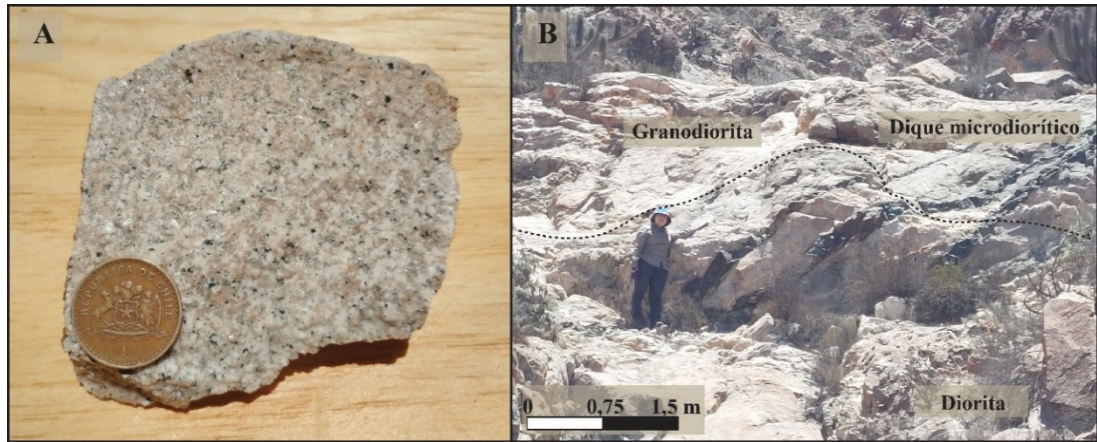


Figura 5.3: A) muestra de una roca granodiorítica. B) Contacto entre diorita y granodiorita, ambas rocas intruidas por diques microdioríticos.

#### 5.1.4 Unidad de pórfido diorítica

Roca intrusiva de textura fanerítica, holocristalina y porfírica (Figura 5.4). Evidencia dos tasas de enfriamiento, una lenta en la que se generan los fenocristales con mayor tasa de crecimiento y menor tasa de nucleación, tales como hornblenda (10%), biotita (10%), cuarzo (2%) y plagioclasa (15%), a su vez, en el enfriamiento menos lento, se observa una tasa mayor de nucleación y menor de crecimiento de cristales como hornblenda (35%), biotita (10%), plagioclasa (15%) y cuarzo (3%).

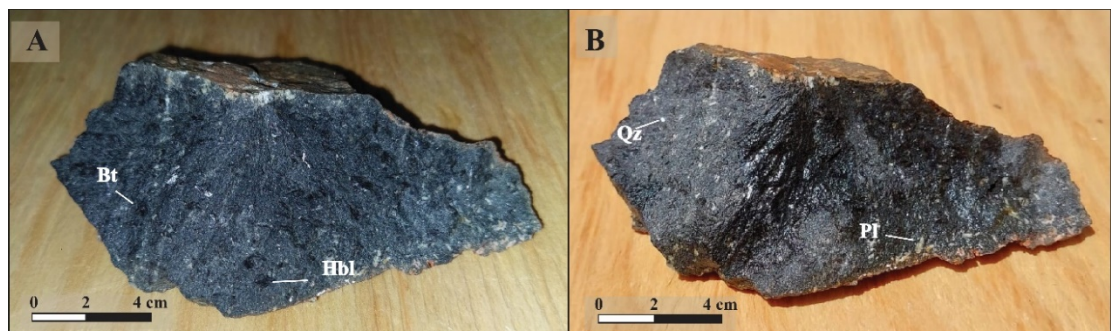


Figura 5.4: A) muestra de roca pórfido diorítica, fotografía tomada con flash para observar cristales de biotita y hornblenda, B) roca humedecida para observar cristales de cuarzo y plagioclasa.

#### 5.1.5. Dique microdiorítico

Numerosos diques microdioríticos (Figura 5.5) atraviesan o cortan las litologías anteriormente mencionadas. Estos diques poseen potencias que van desde los 0,1 a 1 m aproximadamente, y longitudes que pueden alcanzar kilómetros. Estos diques están

constituidos por rocas mesocráticas mayoritariamente holocristalinas, faneríticas, de grano fino, inequigranulares y de cristales hipidiomórficos, con un 45% de plagioclasas, un 40% hornblenda, 10% piroxeno y un 5% cuarzo.

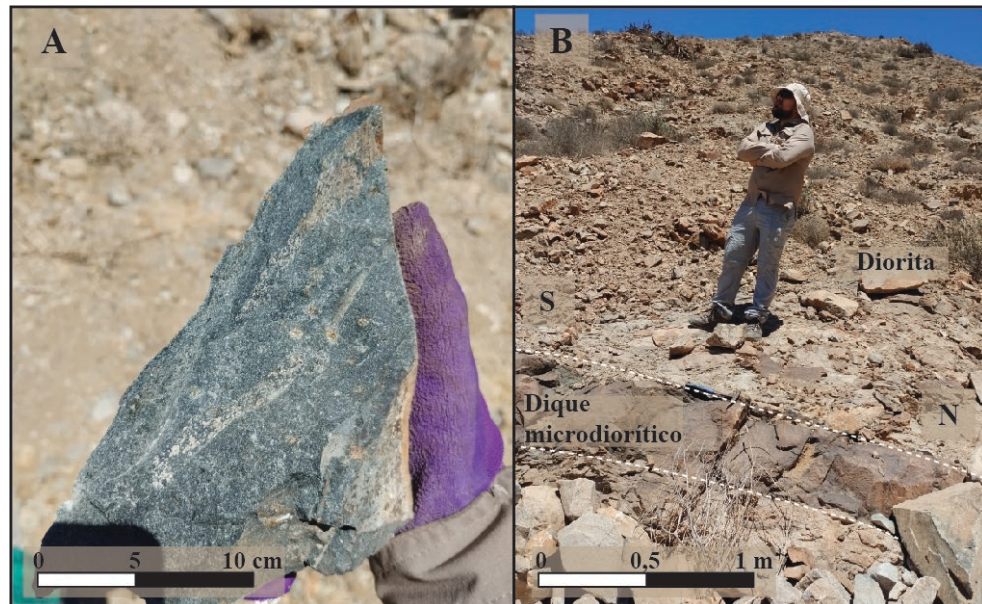


Figura 5.5: A) muestra de dique microdiorítico. B) Dique microdiorítico intruyendo a diorita.

### 5.1.6. Dique microtonalítico

Abundantes diques microtonalíticos (Figura 5.6) intruyen las siguientes litologías: diorita y cuarzdiorita y cortan diques microdioríticos de mayor volumen. Poseen una textura fanerítica, con cristales de grano medio. Su composición mineral corresponde a un 35% de cuarzo, 57% de plagioclasa y con un 8% de biotita, lo que genera un color blanco grisáceo. Se disponen con orientación preferencial más cercana al eje NNE, lo que sugiere un importante control estructural.



Figura 5.6: A) muestra de dique microtonalítico. B) Dique microtonalítico intruyendo a dique microdiorítico.

### 5.1.7. Roca proto-milonítica

Este cuerpo posee un protolito ígneo de composición cuarzodiorítica (Figura 5.7 A) y cristales de biotita alargados formando una fábrica S-C (Figura 5.7 B), se encuentra foliada en todo su margen, con una fábrica planar paralela a subparalela a la traza de la falla principal (Figura 5.7 C). Esta roca de falla corresponde a un esquisto de biotita y colinda con la unidad de cuarzodiorita (Figura 5.7 D).

Su descripción litológica corresponde a una roca con textura porfiroblástica, lepidoblástica y nematoblástica, su mineralogía se constituye por: plagioclasa (50%), biotita (30%), hornblenda (10%) y cuarzo (10%).

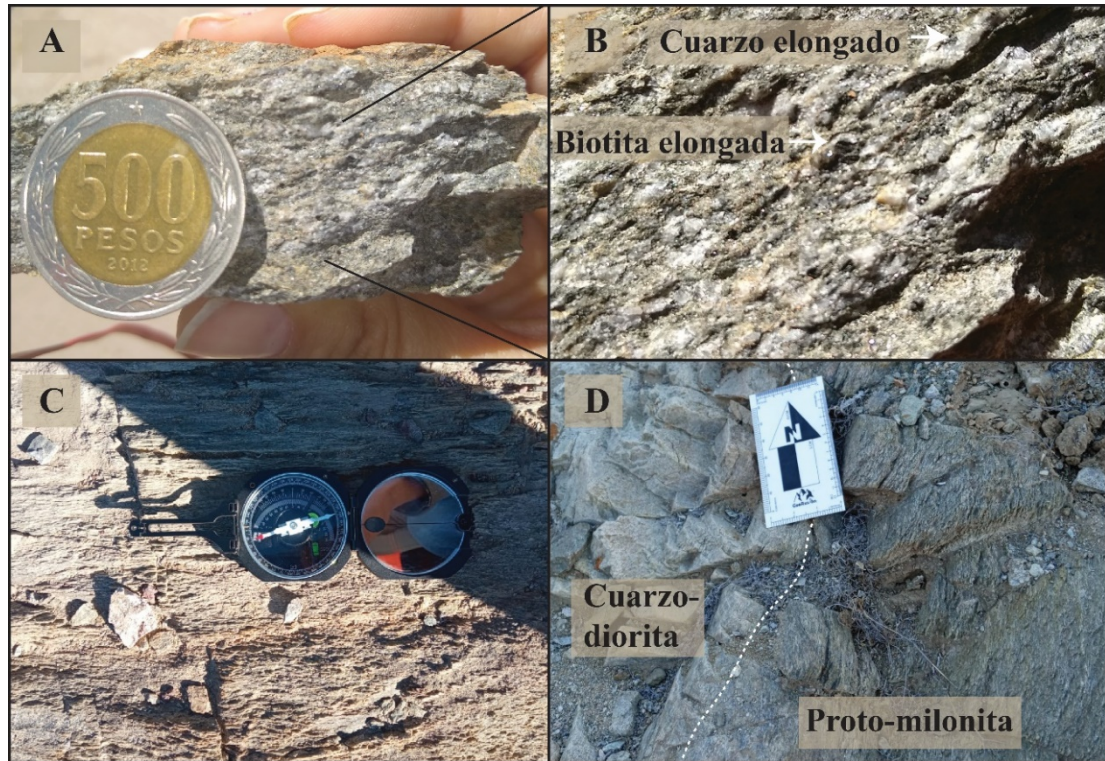


Figura 5.7: A) muestra de roca proto-milonita, B) minerales elongados, con una fábrica S-C como “*mica fish*” y cuarzoes con colas alargadas conocidos como “cuarzo lenteja”, C) orientación de la foliación similar a la de la falla principal NNE, D) contacto entre unidad cuarzodiorítica y la zona de cizalle correspondiente a roca proto-milonítica.

## 5.2. Geología Estructural

### 5.2.1. Descripción y análisis cinemático de estructuras

- **Estructura principal N-S (PDZ)**

Estructuras principales de gran tamaño que atraviesan de norte a sur, presentan una orientación predominante N-S ( $180^{\circ}$ - $190^{\circ}$ )/ $80^{\circ}$ - $90^{\circ}$  (verticales a sub-verticales) y con dirección de inclinación preferentemente al W (Figura 5.8). Las trazas en superficie superan los 2 km, sus espesores relativos de núcleo varían entre 1,5 a 3 m. Estas estructuras (Tabla 2) presentan un relleno mineralógico correspondiente a óxidos e hidróxidos de hierro con presencia de minerales: limonita, jarosita, hematita y pirolusita, oxidados de cobre como malaquita y crisocola. Basado en indicadores cinemáticos tales como sigmoides, marcas de arrastre, estrías y estructuras tipo dúplex o colas de caballo, se determina una cinemática sinistral-normal.

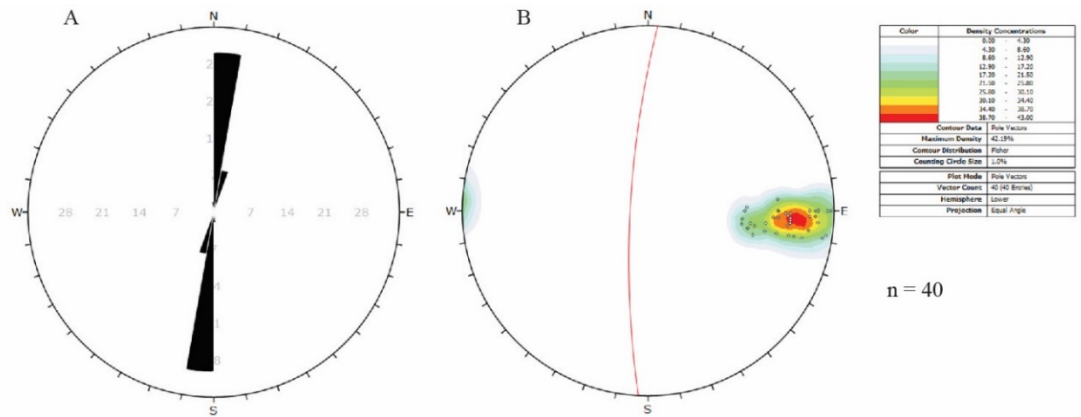


Figura 5.8: set de estructuras principales (PDZ) N-S del sector de estudio de sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indican la orientación preferente. B) Estereograma y concentración de polos.

Norte	Este	Rumbo/manteo	Indicadores Cinemáticos	Observaciones
6962391	350333	194°/ 65°	Sigmoides (Figura 5.9 A, B), marcas de arrastre (Figura 5.9 C), estrías horizontales (195°/22°), verticales (260°/62°), oblicuas (160°/34°) (Figura 5.13 D).	Mineralización de óxido e hidróxidos de hierro (Figura 5.9 B).
6962603	350425	355°/58°	Escalones, estrías verticales (340°/20°), horizontales (243°/45°).	Mineralización de óxido de cobre.
6962498	350312	188°/54°	Escalones de arrastre, sigmoides, estrías verticales (192°/40°).	Presenta relleno mineral de limonita, jarosita y hematita.
6964173	347107	180°/89°	Estrías oblicuas (245°/44°) y verticales (270°/62°), colas de caballo (320°/78°) (Figura 5.9 E).	Presenta relleno mineral de magnetita, hematita y goetita.

Tabla 2: estructuras N-S más importantes y con la mayor cantidad de indicadores cinemáticos observables en el sector de estudio de sierra Chicharra.

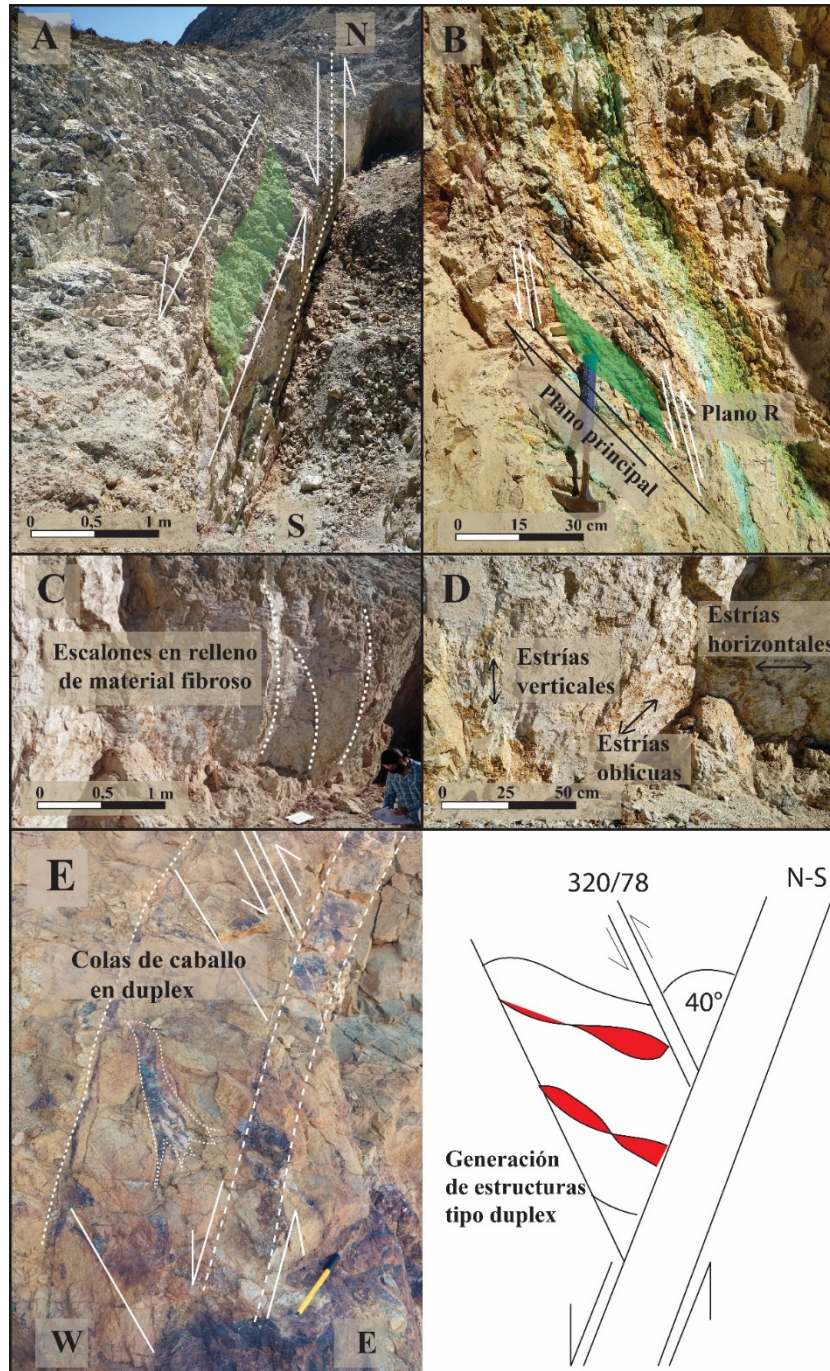


Figura 5.9: pique minero con vista hacia el norte que hospeda una estructura principal N-S mineralizada, A) en vista de planta, en color verde se visualiza sigmoide sinistral, movimiento de la falla normal dada por flechas blancas al norte de esta, B) en vista transversal se observa mineralización de óxidos de Cu y Fe. Además, desde el plano principal crecen planos R, junto con ellos sigmoides R, C) escalones en relleno de material fibroso en línea segmentada en color blanco (el movimiento del bloque es inverso a la dirección del escalón), D) estrías sub-verticales, sub-horizontales y oblicuas. E) En vista frontal, colas de caballo tipo dúplex y su generación.

- **Estructuras sintéticas R**

Estructuras sintéticas R poseen una orientación predominante  $\sim 330^\circ$  a  $350^\circ$  con un manteo subvertical y con dirección de inclinación NE (Figura 5.10). Se interpreta una cinemática sinistral-normal determinada por indicadores cinemáticos tales como: escalones, estrías y sigmoides. Presentan trazas en superficies descubiertas de longitudes métricas a kilométricas, y de espesores relativos del núcleo oscilantes entre 50 cm a 60 cm. Presentan rellenos mineralógicos variables: limonita, jarosita, hematita y escasos oxidados de cobre como malaquita y crisocola.

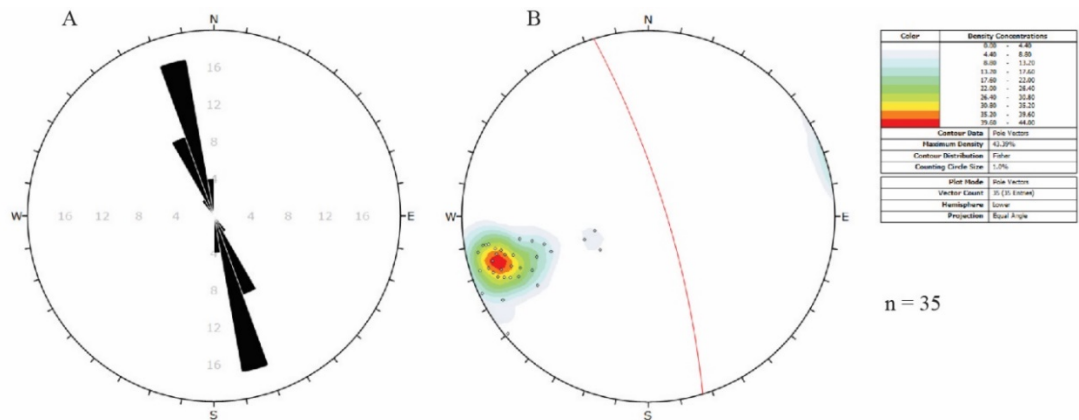


Figura 5.10: set de estructuras tipo R del sector de estudio de sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indica la orientación preferente. B) Estereograma y concentración de polos.

Norte	Este	Rumbo/manteo	Indicadores Cinemáticos	Observaciones
9694225	351620	$350^\circ/85^\circ$	Estrías con actitudes ( $90^\circ/86^\circ$ ) y ( $170^\circ/14^\circ$ ).	Presenta relleno mineral de hematita, jarosita, goetita y crisocola.
6962391	350333	$350^\circ/45^\circ$	Sigmoides.	Presenta relleno mineral de hematita, jarosita, goetita y crisocola.
6963489	349301	$340^\circ/80^\circ$	Estrías con actitudes ( $340^\circ/20^\circ$ ) y ( $243^\circ/45^\circ$ ), escalones de arrastre (Figura 5.11 A, B).	Presenta relleno mineral de hematita, jarosita, goetita (Figura 5.11 C, D).
9694787	351840	$345^\circ/68^\circ$	Sigmoides, estrías ( $35^\circ/52^\circ$ ).	Presenta relleno mineral de hematita, jarosita, goetita.

Tabla 3: estructuras sintéticas R más importantes y con la mayor cantidad de indicadores cinemáticos observables en el sector de estudio de sierra Chicharra.

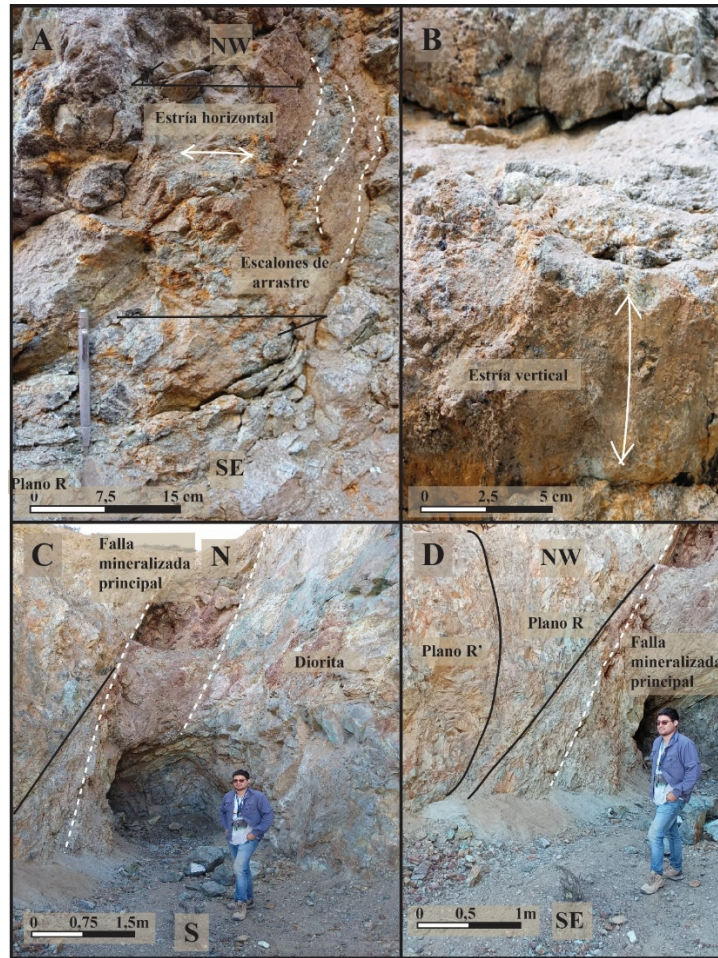


Figura 5.11: pique minero con roca de caja diorítica, A) en la pared NW de la falla se observan estrías horizontales y escalones por crecimiento de relleno mineral, al oeste se señala una falla tipo R, B) en la misma pared de falla NW se observan estrías verticales, C) se observa en línea blanca punteada una falla mineralizada principal, D) siguiendo la secuencia fotográfica al NW se aprecia una falla tipo R'.

- **Estructuras sintéticas P**

Estructuras sintéticas P tienen una orientación predominante  $\sim 200^{\circ}$ - $210^{\circ}$ / subvertical y con buzamiento al NW (Figura 5.12), se interpreta que tienen una cinemática normal-sinistral, determinada principalmente por sigmoides. No presentan mineralización, solo poseen un relleno arcilloso.



- **Estructuras antitéticas R'**

Estructuras antitéticas R' tienen una orientación predominante  $\sim 280^{\circ}$ - $305^{\circ}$  con un manteo subvertical y con dirección de inclinación NNE (Figura 5.14). Se interpreta una cinemática dextral determinada por indicadores cinemáticos tales como: estrías y sigmoides en sistema abudinado (estructuras plumosas, según Petit (1987)). Presentan trazas en superficie descubierta de métricas a kilométricas y tienen una potencia del núcleo de 50 a 60 cm. Se observa un relleno mineral correspondiente a hematita, jarosita y goetita.

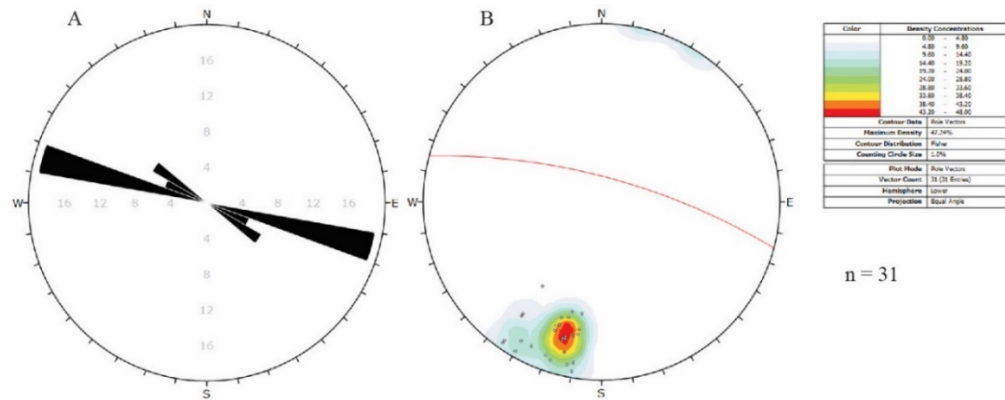


Figura 5.14: set de estructuras tipo R' del sector de estudio de sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indica la orientación preferente. B) Estereograma y concentración de polos.

Norte	Este	Rumbo/manteo	Indicadores Cinemáticos	Observaciones
6964225	351620	290°/73°	Estrías con actitud (294°/24°) y (124°/36°) (Figura 5.15 B, C), sigmoides en sistema abudinado (Figura 5.15 D).	Presenta relleno mineral; jarosita, limonita y goetita. En el mismo punto se observa falla R (Figura 5.15 A).

Tabla 5: estructura antitética R' más importante y con la mayor cantidad de indicadores cinemáticos observables en el sector de estudio de sierra Chicharra.

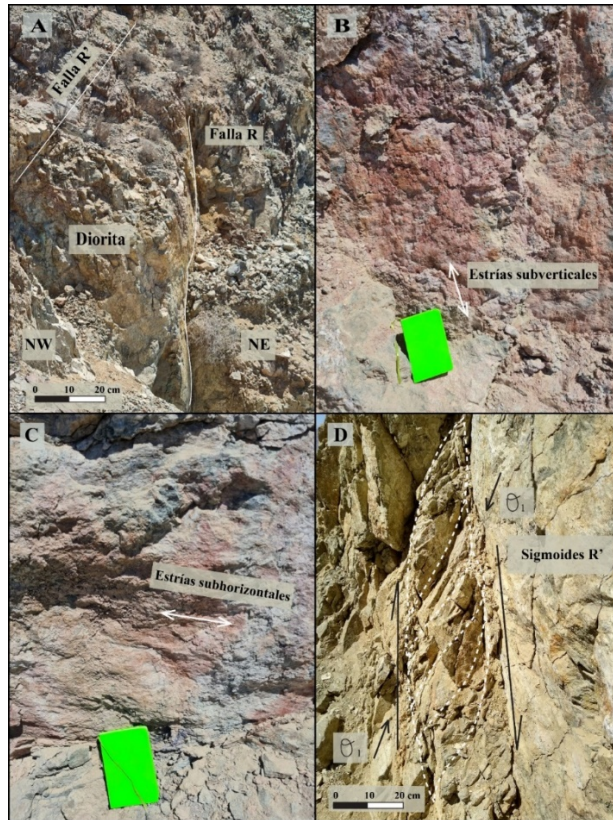


Figura 5.15: A) vista en planta, se observa falla R y R' en laboreo minero. B) Vista frontal, estrías subverticales, C) en vista frontal, estrías subhorizontales, D) en vista frontal, sigmoides R' en sistema abudinado (estructuras plumosas, según Petit (1987)).

- **Estructuras antitéticas P'**

Estructuras antitéticas P' tienen orientación predominante  $\sim 70^\circ$  a  $85^\circ$ , con dirección de inclinación SSE (Figura 5.16), se interpreta una cinemática dextral-normal determinada por un indicador cinemático de tipo sigmoide. Presenta, trazas visibles en superficie de longitudes métricas, no presenta mineralización ni relleno.

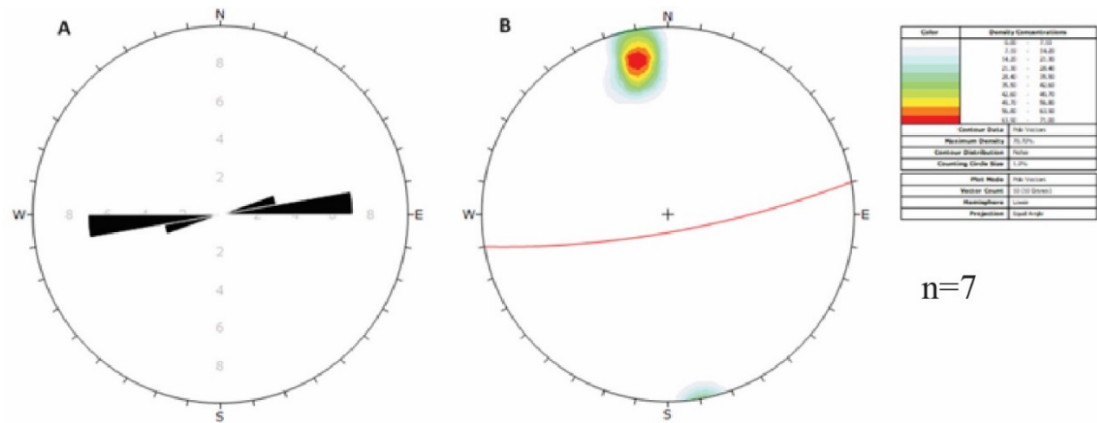


Figura 5.16: set de estructuras P' del sector de estudio en sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indica la orientación preferente. B) Estereograma y concentración de polos.

Norte	Este	Rumbo	Indicadores Cinemáticos	Observaciones
6962498	350312	80°	Presencia de sigmoides (Figura 5.17 C).	Falla no mineralizada. En mismo punto se observa falla principal con escalones de arrastre (Figura 5.17 A) y sigmoides R (Figura 5.17 B).

Tabla 6: estructura antitética P' más importante y con la mayor cantidad de indicadores cinemáticos observables en el sector de estudio de sierra Chicharra.

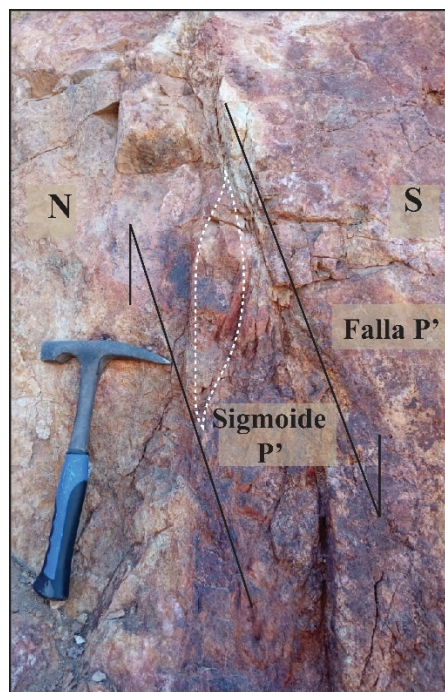


Figura 5.17: En vista frontal, estructura falla de tipo P' con sigmoide tipo P'.

- **Estructuras tensionales T**

Estructuras tensionales T poseen una orientación predominante  $\sim 135^\circ\text{-}140^\circ/$  subvertical y con dirección de inclinación al SW (Figura 5.18), se interpreta una cinemática normal determinada por el desplazamiento de los bloques. Presentan trazas visibles en superficies de longitudes métricas a kilométricas y de espesores del núcleo de  $\sim 50$  a  $80$  cm. Posee un relleno de óxidos e hidróxidos de hierro con presencia de minerales tales como: limonita, jarosita, pirolusita, crisocola y chenevixita (arseniato de cobre).

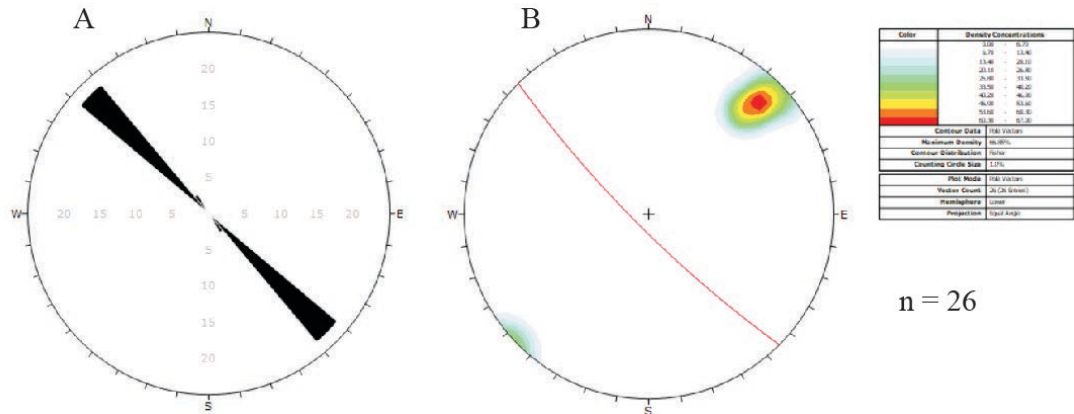


Figura 5.18: set de estructuras tipo T del sector de estudio en sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indica la orientación preferente. B) Estereograma y concentración de polos.

Norte	Este	Rumbo/manteo	Indicadores Cinemáticos	Observaciones
6964299	351637	$315^\circ/86^\circ$	No observable	Posee relleno mineral de limonita, jarosita, pirolusita, crisocola y chenevixita (Figura 5.19 A). En mismo punto, falla R corta a Falla R' (Figura 5.19 B).

Tabla 7: estructura tensional T más importante y con la mayor cantidad de indicadores cinemáticos observables en el sector de estudio de sierra Chicharra.



Figura 5.20: set de estructuras *shorting* del sector de estudio en sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indica la orientación preferente. B) Estereograma y concentración de polos.

Norte	Este	Rumbo/manteo	Indicadores Cinemáticos	Observaciones
6964119	347116	55°/63°	Sigmoides (Figura 5.21).	Relleno arcilloso.

Tabla 8: estructura de acortamiento *shorting* más importante y con la mayor cantidad de indicadores cinemáticos observables en el sector de estudio de sierra Chicharra.

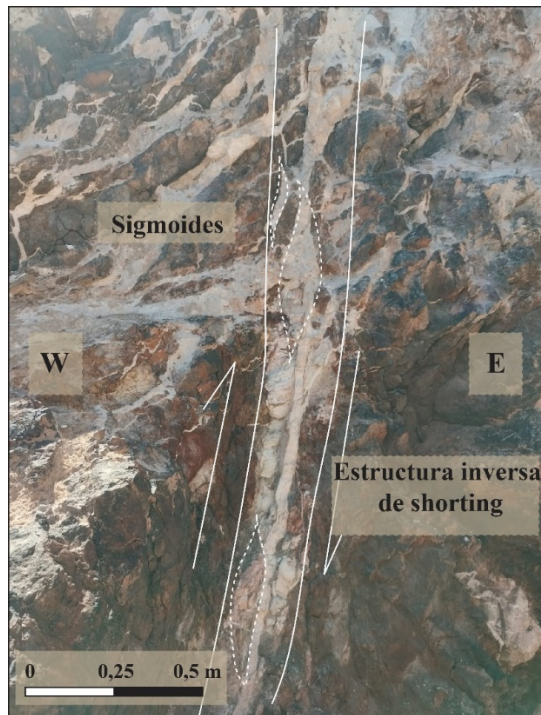


Figura 5.21: vista transversal o de perfil de estructura *shorting*, falla inversa junto a sigmoides (indicadores de cinemática).

- **Emplazamiento de diques microdioríticos**

Estos cuerpos correspondientes a diques microdioríticos con potencia variable y longitud métrica que intruyen a unidades de dioritas, pórfido diorítico y granodioritas. Se encuentran alterados por alteración potásica y calco-sódica, además estas estructuras presentan una mineralización de óxidos de hierro producto de la exsolución del magma, de igual modo, poseen mineralización de sulfatos de cobre, silicatos de cobre y cloruros de cobre.

Se observan cuatro direcciones preferentes: (1) NNE-SSW, (2) NNW-SSE, (3) NW-SE y (4) WNW-ESE (Figura 5.22), estas orientaciones concuerdan con las relaciones angulares de un modelo de Riedel (1929), donde la estructura principal (PDZ) se asocia a (1), sus estructuras secundarias son (2), (3) y (4), y se definen como R, T y R' respectivamente.

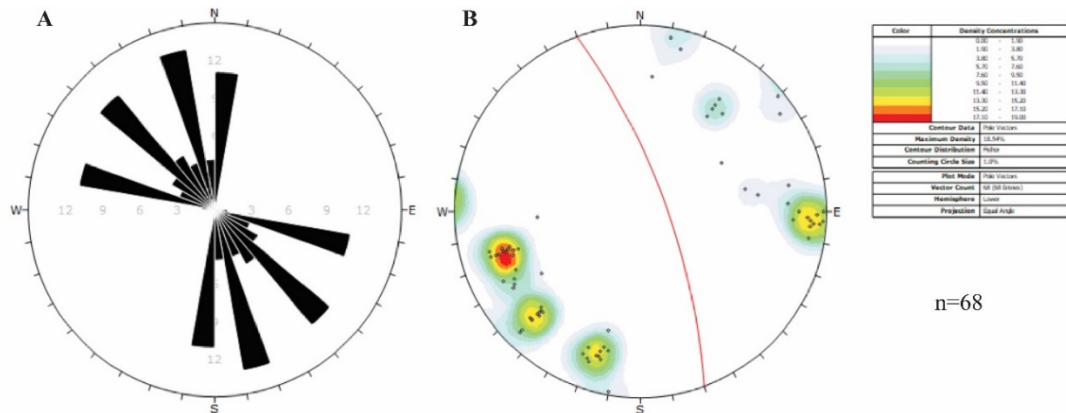


Figura 5.22: diques microdioríticos del sector de estudio de sierra Chicharra. A) Diagrama de roseta que indican las orientaciones preferentes. B) Estereograma y concentración de polos.

- **Emplazamiento de diques microtonalíticos**

Estas estructuras corresponden a diques microtonalíticos que poseen potencias más pequeñas que los diques microdioríticos (centimétricos a métricos), sus longitudes varían entre 1 a 500 m aproximadamente. Intruyen a cuarzodioritas, dioritas y granodiorita.

Poseen orientaciones preferentes; (1) NNE-SSW, (2) NNW-SSE, (3) NEN-SWS, (4) WNW-SES (Figura 5.23), estas orientaciones concuerdan con las relaciones angulares de un modelo de Riedel (1929), donde se asocia: (1) a P, (2) a R, (3) a S y (4) a R'.

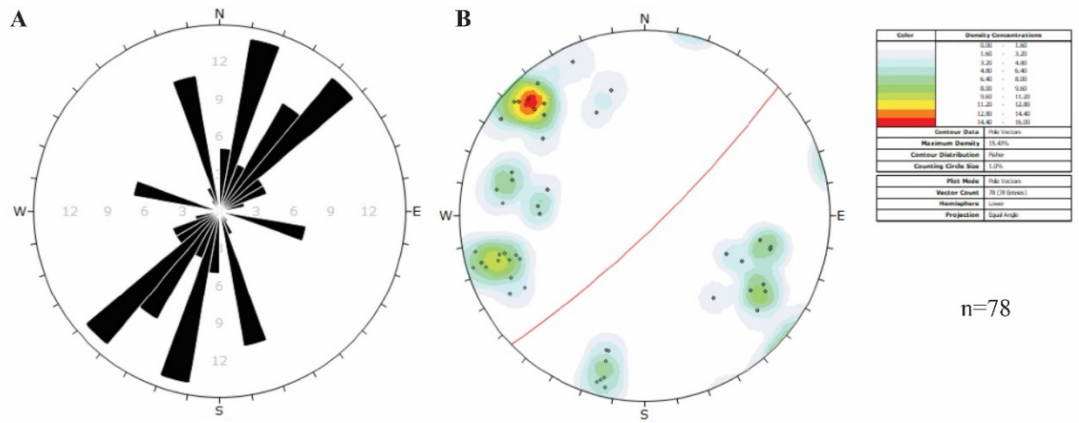
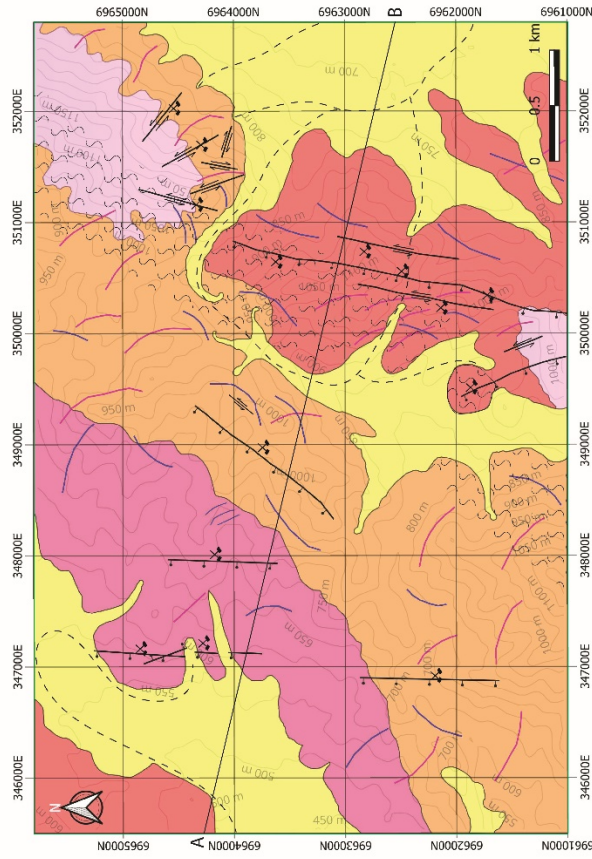


Figura 5.23: diques microtonalíticos del sector de estudio de sierra Chicharra. A) Diagrama de rosetas que indican las orientaciones preferentes. B) Estereograma y concentración de polos.

# Mapa geológico-estructural del área central del sistema *strike-slip* de sierra Chicharra



- Leyenda**

**Unidades intrusivas**

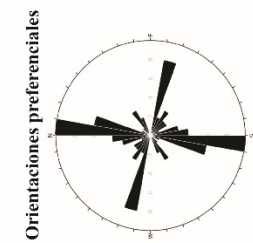
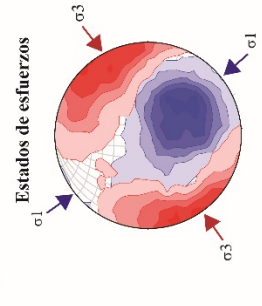
  - Unidad de porfido diorítico.
  - Unidad de dioritas.
  - Unidad de cuarzo dioritas.
  - Unidad de granodioritas.

**Unidades sedimentarias**

  - Depositos aluviales.

**Simbología**

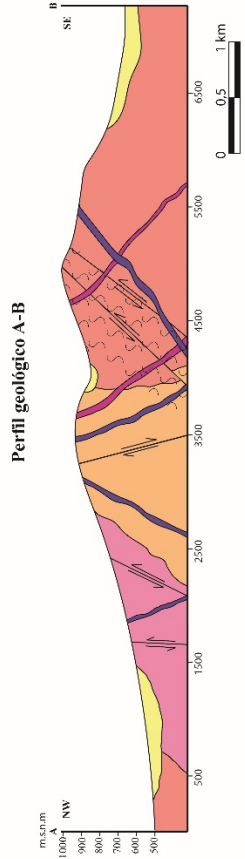
  - Diques microdioríticos.
  - Diques tonalíticos.
  - Falla normal-sinistral.
  - Falla sinistral.
  - Falla dextral.
  - Zona de cizalle.
  - Sector de corte geológico.
  - Contacto geológico.
  - Pique minero abandonado.
  - Camino.



UNIVERSIDAD DE ATACAMA  
FACULTAD DE INGENIERÍA Y MINERÍA  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

“DESARROLLO ESTRUCTURAL DE LA ZONA CENTRAL DEL SISTEMA STRIKE-SLIP SIERRA CHICHARRA, SISTEMA FALLA ATACAMA, REGIÓN DE ATACAMA”

Luis Carlos Alvarado - Andrés Cordero  
2022



## 5.4. Análisis de esfuerzos principales

En la siguiente sección se analiza la cinemática de las estructuras a través del método de los diedros rectos y mediante el *software* Faultkin (Allmendinger, 2023). Un punto a considerar es que el programa ha graficado  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  cambiados entre sí para todas las falsillas de datos de falla.

### 5.4.1. Set de estructuras principales N-S (PDZ)

Analizando la figura 5.24, se observa que los planos de falla buzcan hacia el W, análogamente, estrías verticales, horizontales y oblicuas indican el movimiento del bloque de techo; para el caso de las estrías verticales, esta es hacia el W, en las estrías horizontales es hacia el S y en las estrías oblicuas es hacia el SW. Los esfuerzos principales corresponden a:  $\sigma_1 = 141^\circ/54^\circ$  (*trend/plunge*),  $\sigma_2 = 347^\circ/33^\circ$  (*trend/plunge*) y  $\sigma_3 = 249^\circ/12^\circ$  (*trend/plunge*). Los diedros de compresión están en color blanco y los diedros de extensión en color gris (Figura 5.24 A), al unir  $\sigma_1$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de compresión máxima que es NW-SE y al unir  $\sigma_3$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de extensión que es NE-SW (Figura 5.24 B). Finalmente, se concluye una cinemática sinistral-normal.

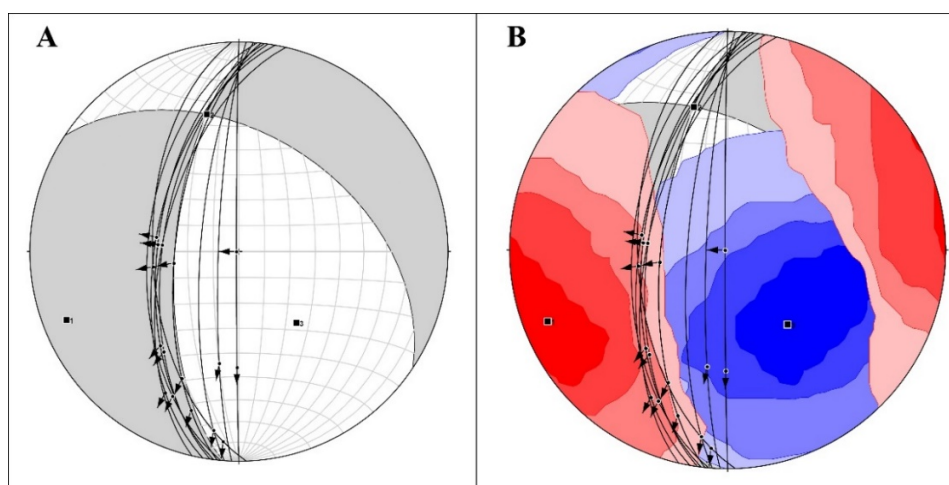


Figura 5.24: análisis cinemático del set de estructuras N-S de sierra Chicharra, A) diagrama de diedros rectos: esfuerzos principales, B) diagrama de *strain*, las franjas de color rojo corresponden a extensión y las franjas de color azul corresponden a compresión.

#### 5.4.2. Set de estructuras sintéticas R

Analizando la figura 5.25, se observa que los planos de falla buzcan hacia el NE, análogamente, estrías verticales, horizontales y oblicuas indican el movimiento del bloque de techo; para el caso de las estrías verticales, esta es hacia el E, en las estrías horizontales es hacia el NW y en las estrías oblicuas es hacia el NE. Los esfuerzos principales corresponden a:  $\sigma_1 = 292^\circ/51^\circ$  (*trend/plunge*),  $\sigma_2 = 152^\circ/32^\circ$  (*trend/plunge*) y  $\sigma_3 = 49^\circ/20^\circ$  (*trend/plunge*). Los diedros de compresión están en color blanco y los diedros de extensión en color gris (Figura 5.25 A), al unir  $\sigma_1$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de compresión máxima que es NW-SE y al unir  $\sigma_3$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de extensión que es NE-SW (Figura 5.25 B). Finalmente, se concluye una cinemática sinistral-normal.

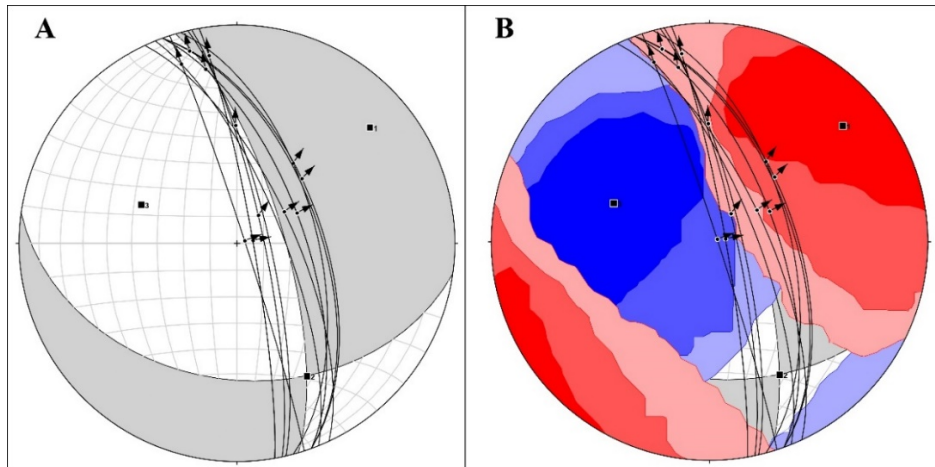


Figura 5.25: análisis cinemático del set de estructuras R en sierra Chicharra, A) diagrama de diedros rectos: esfuerzos principales, B) diagrama de *strain*, las franjas de color rojo corresponden a extensión y las franjas de color azul corresponden a compresión.

#### 5.4.4. Set de estructuras sintéticas P

Analizando la figura 5.26 se observa que los planos de falla buzcan hacia el NW, análogamente, estrías verticales, horizontales y oblicuas indican el movimiento del bloque de techo; para el caso de las estrías verticales, esta es hacia el NW, en las estrías horizontales es hacia el SE y en las estrías oblicuas es hacia el SE. Los esfuerzos principales corresponden a:  $\sigma_1 = 161^\circ/49^\circ$  (*trend/plunge*),  $\sigma_2 = 16^\circ/36^\circ$  (*trend/plunge*) y

$\sigma_3 = 272^\circ/18^\circ$  (*trend/plunge*). Los diedros de compresión están en color blanco y los diedros de extensión en color gris (Figura 5.26 A), al unir  $\sigma_1$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de compresión máxima que es N-S y al unir  $\sigma_3$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de extensión que es E-W (Figura 5.26 B). Finalmente, se concluye una cinemática sinistral-normal.

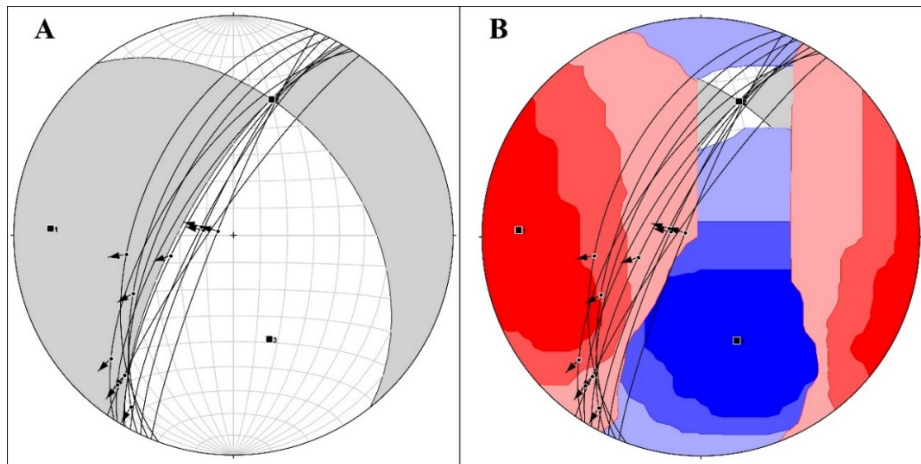


Figura 5.26: análisis cinemático del set de estructuras P en sierra Chicharra, A) diagrama de diedros rectos: esfuerzos principales, B) diagrama de *strain*, las franjas de color rojo corresponden a extensión y las franjas de color azul corresponden a compresión.

### 5.4.3. Set de estructuras antitéticas R'

Analizando la figura 5.27, se observa que los planos de falla buzcan hacia el NNE, análogamente, estrías verticales, horizontales y oblicuas indican el movimiento del bloque de techo; para el caso de las estrías verticales, esta es hacia el NE, en las estrías horizontales es hacia el SE y en las estrías oblicuas es hacia el NE. Los esfuerzos principales corresponden a:  $\sigma_1 = 161^\circ/47^\circ$  (*trend/plunge*),  $\sigma_2 = 300^\circ/32^\circ$  (*trend/plunge*) y  $\sigma_3 = 48^\circ/26^\circ$  (*trend/plunge*). Los diedros de compresión están en color blanco y los diedros de extensión en color gris (Figura 5.27 A), al unir  $\sigma_1$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de compresión máxima que es NW-SE y al unir  $\sigma_3$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de extensión que es NE-SW (Figura 5.27 B). Finalmente, se concluye una cinemática dextral-normal.

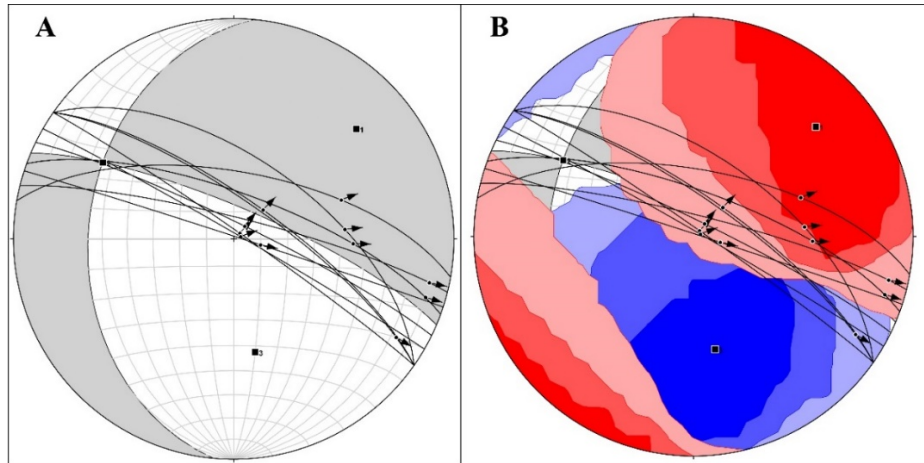


Figura 5.27: análisis cinemático del set de estructuras R' en sierra Chicharra, A) diagrama de diedros rectos: esfuerzos principales, B) diagrama de *strain*, las franjas de color rojo corresponden a extensión y las franjas de color azul corresponden a compresión.

#### 5.4.5. Set de estructuras antitéticas P'

Analizando la figura 5.28, se observa que los planos de falla buzcan hacia el SSE, análogamente, estrías horizontales, verticales y oblicuas indican el movimiento del bloque de techo; para el caso de las estrías horizontales, esta es hacia el WSW, en las verticales, es hacia el S y en las estrías oblicuas es hacia el SSW. Los esfuerzos principales corresponden a:  $\sigma_1 = 316^\circ/61^\circ$  (*trend/plunge*),  $\sigma_2 = 83^\circ/19^\circ$  (*trend/plunge*) y  $\sigma_3 = 181^\circ/22^\circ$  (*trend/plunge*). Los diedros de compresión están en color blanco y los diedros de extensión en color gris (Figura 5.28 A), al unir  $\sigma_1$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de compresión máxima que es NW-SE y al unir  $\sigma_3$  con el centro de la falsilla se obtiene la dirección de extensión que es N-S (Figura 5.28 B). Finalmente, se concluye una cinemática dextral-normal.

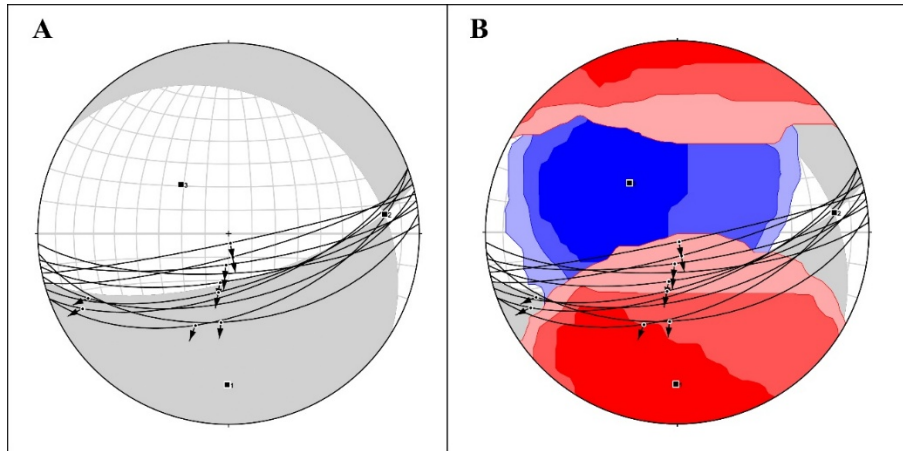


Figura 5.28: análisis cinemático del set de estructuras P' en sierra Chicharra, A) diagrama de diedros rectos: esfuerzos principales, B) diagrama de *strain*, las franjas de color rojo corresponden a extensión y las franjas de color azul corresponden a compresión.

### 5.5. Mineralización

El área de estudio se ubica en una zona geológicamente favorable para el emplazamiento de cuerpos minerales. Evidencias son los abandonados laboreos mineros alineados de manera N-S, donde se expone en superficie el SFA.

Los numerosos piques mineros sin actividad, que en base a observaciones eran yacimientos de cobre, explotados principalmente en la zona oxidada, están alojados en cuerpos plutónicos y se disponen en el entorno de las áreas de macro lineamiento estructurales.

La mena de hierro, se observó bajo la forma de vetas kilométricas en la parte W y en la parte E, acumulaciones de magnetita en la periferia de diques (Figura 5.29 A), vetillas centimétricas muy pequeñas en la roca de caja y cuerpos de brechas hidrotermales con stockwork y/o vetillas irregulares (con relleno de albita) de dimensiones variables (Figura 5.29 B). Esta ocurrencia de vetillas es atribuida a la zona de influencia de la traza de la falla principal. Además, la mineralización de hierro se observa como cúmulos de magnetita en rocas metasomáticas (Figura 5.29 C). Por otro lado, se identificaron carbonatos, silicatos y sulfatos de cobre como malaquita, crisocola y brochantita

respectivamente (Figura 5.29 D), esta mineralización se encuentra en planos asociados a la falla principal ( $N-S \pm 10^\circ$ ) y estructuras R, R' y T.

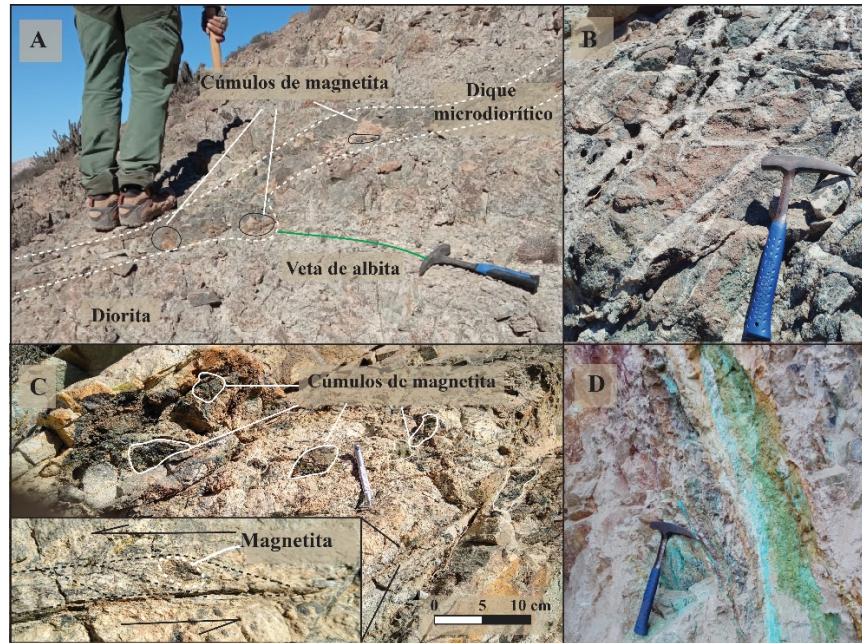


Figura 5.29: métodos o dominios de mineralización, A) apófisis en dique microdiorítico, por exsolución se producen cúmulos de magnetita en los bordes del dique, por el brazo del apófisis mineraliza veta de albita, B) enjambre de vetillas de albita, se consideran cuatro orientaciones preferentes: N-S, E-W, oblicua  $240^\circ$  de rumbo y  $340^\circ$  de rumbo, C) cúmulos de magnetita en roca metasomática, formación de criterio dúctil sinistral, D) vista transversal del núcleo de la veta, se observa mineralización de cobre.

## 5.6. Alteración

En los niveles más someros del área de estudio se observa una zona de alteración supérgena, que presenta principalmente formación de óxidos e hidróxidos de hierro (hematita, jarosita y magnetita) (Figura 5.30 A) y arcillas. Por otra parte, en esta zona de alteración supérgena se observó la formación de pirolusita de hábito dendrítico, el cual corresponde a óxido de manganeso.

Siguiendo la zona de influencia paralela a la falla, se observa también una alteración calco-sódica asociada a una serie de vetas polidireccionales (*stockwork*), presentes de forma adyacente a la traza de la falla. En esta alteración calco-sódica se identifican abundantes minerales tales como calcita, epidota, actinolita, albita; además se observan óxidos de hierro y arcillas, esta alteración se encuentra en equilibrio por contacto físico

con la mineralización de magnetita, es decir, comparten el mismo dominio alterando al cuerpo pórfido diorítico (Figura 5.30 B, C, D).

La actinolita se presenta entrecrecida con magnetita, pero en algunos sectores se le observa formando masas monominerales con cristales aciculares muy bien formados.

Al norte de la zona de influencia anterior, se pudo evidenciar alteración potásica donde se observa enriquecimiento de minerales con K y Fe, estos minerales son representados por biotita secundaria y feldespato potásico. La forma en que se encuentra esta alteración generalmente es a través de apófisis de flujo y halo de alteración (Figura 5.30 E, F).

Por otra parte, se pudo observar una cloritización en lo que se definió como la unidad de dioritas. Esta cloritización puede estar asociada a eventos de metasomatismo distrital. En esta diorita también se observa la presencia de la alteración calco-sódica como pátinas de albita, epidota y actinolita en la roca.

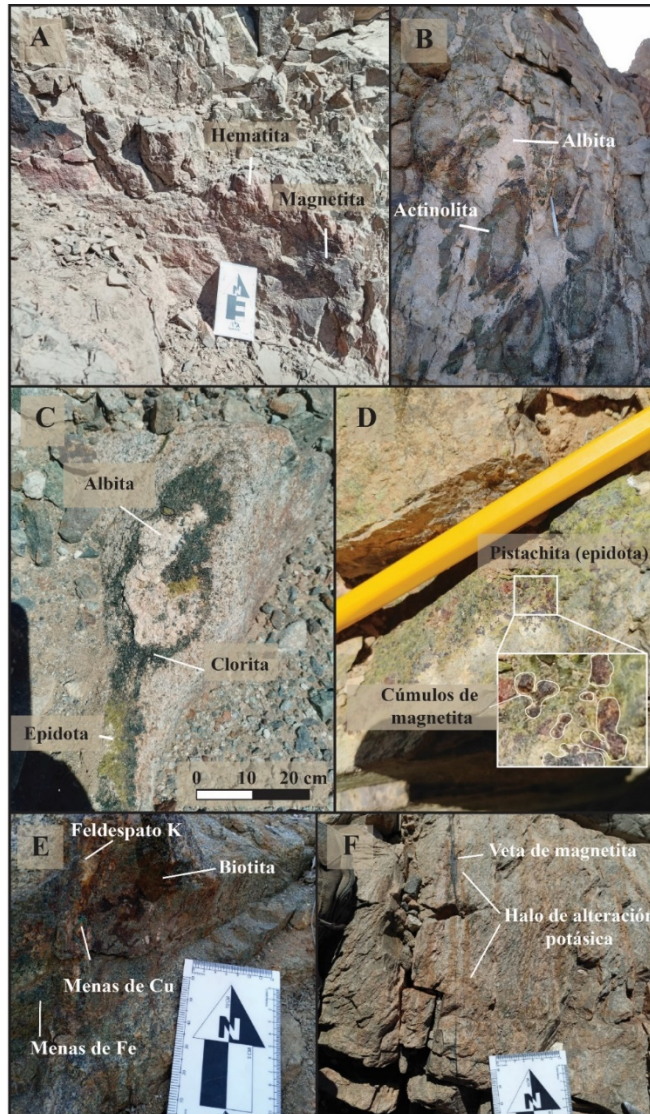


Figura 5.30: A) alteración supérgena con hematita asociada, B) alteración calco-sódica de manera lenticular, C) halo de alteración de epidota, clorita y albita, estos minerales forman parte de un mismo dominio químico, D) alteración de epidota junto a cúmulos de magnetita, E) alteración potásica con feldespato K y biotita secundarios, esta alteración se presenta en equilibrio químico con menas de Cu y Fe, F) halo de alteración potásica para vetas de magnetita.

### 5.7. Análisis geoquímico

A continuación, se representan los resultados de la geoquímica mediante XRF realizada a las vetas emplazadas en estructuras vistas en terreno, correspondientes al sector central del cerro Chicharra (Figura 1). Se analizaron cuatro estructuras: N-S (PDZ), R, R' y T, las cuales fueron pulverizadas, tamizadas y separadas en cinco fracciones granulométricas correspondientes a las mallas 50#, 100#, 150#, 200# y <-200#.

El siguiente gráfico general corresponde a %Cu v/s %Fe (Figura 5.31) en muestras de vetas representativas de todas las estructuras, donde se visualiza que la falla principal N-S (PDZ) tiene una mayor concentración de cobre en relación a las demás estructuras, por otro lado, la estructura tensional (T) posee una mayor concentración de hierro con respecto a las otras estructuras.

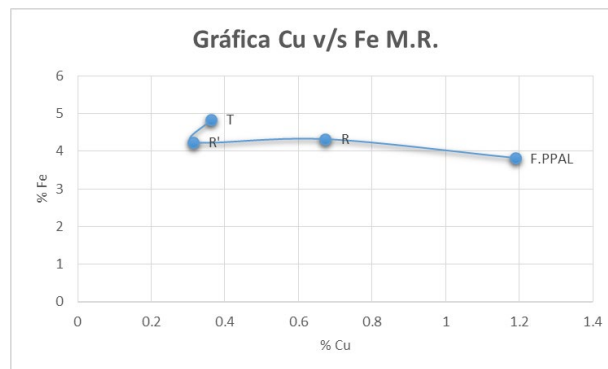


Figura 5.31: gráfica de Cu v/s Fe de muestra representativa de estructuras.

A continuación se muestra el detalle de los resultados geoquímicos en cada estructura analizada.

### 5.7.1. Estructura principal N-S (PDZ)

Se analizaron las cinco fracciones granulométricas en esta estructura N-S (PDZ). En la figura 5.32 A, se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: Ti, Mn, Ni y Mo, se observa el Ti con una concentración media de 0,247% mayor con respecto a los demás elementos que tienen una dispersión acotada, la media de Mn es 0,007%, Ni 0,006% y Mo 0,012%. En la figura 5.32 B se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: Cd, La, Hf e Y, se observa que el La tiene una concentración mayor con una media de 0,017%, luego le sigue el Hf con una media de 0,012%, Y y Cd tienen una dispersión más acotada con medias de 0,002% y 0,0025% respectivamente.

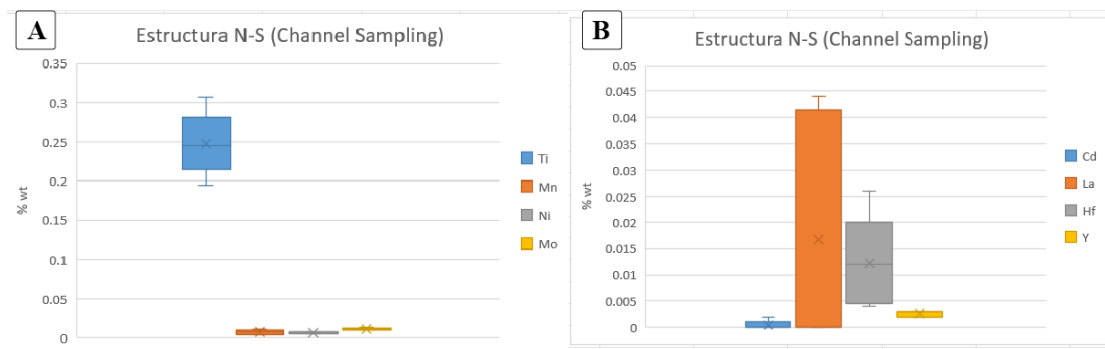


Figura 5.32: análisis químico de la estructura N-S, A) gráfico de cajas y bigotes de la estructura N-S que analiza la concentración de Ti, Mn, Ni, Mo, B) gráfico de cajas y bigotes que analiza la concentración de Cd, La, Hf e Y.

### 5.7.2. Estructura sintética R

Se analizaron las cinco fracciones granulométricas de la estructura R. En la figura 5.33 A se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: Ti, Mn, Ni y Mo, se observa el Ti con una concentración media de 0,44% mayor con respecto a los demás elementos que tienen una dispersión acotada, la media de Mn es 0,022%, Ni 0,006% y Mo 0,004%. En la figura 5.33 B se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: V, Hf, W e Y, se observa que el Hf tiene una concentración mayor con una media de 0,006%, luego le sigue el V con una media de 0,0015%, Y y W tienen una dispersión más acotada con medias de 0,001% y 0,0005% respectivamente. Destacar que se presenta Ba en esta estructura con una concentración media de 0,0494%, este elemento solamente es visualizado en la falla R.

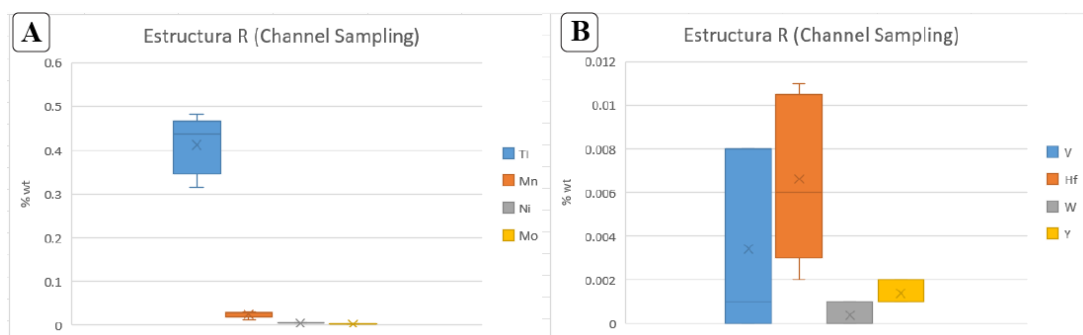


Figura 5.33: análisis químico de la estructura R, A) gráfico de cajas y bigotes de la estructura R que analiza la concentración de Ti, Mn, Ni, Mo, B) gráfico de cajas y bigotes que analiza la concentración de V, Hf, W e Y.

### 5.7.3. Estructura antitética R'

Se analizaron las cinco fracciones granulométricas de la estructura R'. En la figura 5.34 A se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: Ti, Mn, Ni y Mo, se observa el Ti con una concentración media de 0,36% mayor con respecto a los demás elementos que tienen una dispersión acotada, la media de Mn es 0,02%, Ni 0,003% y Mo 0,002%. En la figura 5.34 B se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: V, Y, Hf y Ta, se observa que el Hf tiene una concentración mayor con una media de 0,001%, luego le sigue el V con una media de 0,0015%, Y y Ta tienen una dispersión más acotada con medias de 0,0031% y 0,0002% respectivamente.

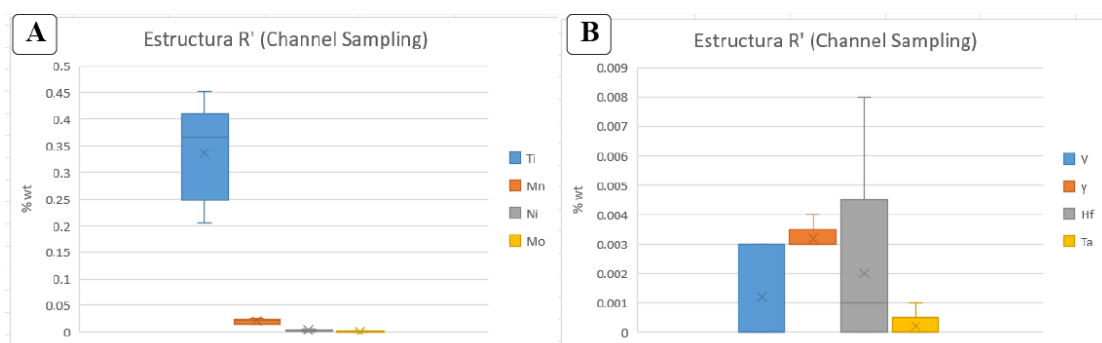


Figura 5.34: análisis químico de la estructura R', A) gráfico de cajas y bigotes de la estructura R' que analiza la concentración de Ti, Mn, Ni, Mo, B) gráfico de cajas y bigotes que analiza la concentración de V, Y, Hf y Ta.

### 5.7.4. Estructura tensional T

Se analizaron las cinco fracciones granulométricas de la estructura T. En la figura 5.35 A se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: Ti, Mn, Ni y Mo, se observa el Ti con una concentración media de 0,35% mayor con respecto a los demás elementos que tienen una dispersión acotada, la media de Mn es 0,03%, Ni 0,005% y Mo 0,0022%. En la figura 5.35 B se muestran los análisis de los siguientes elementos estratégicos: V, Hf e Y, se observa que el Hf tiene una concentración mayor con una media de 0,004%, luego le sigue el V con una media de 0,003%, el Y tiene una dispersión más acotada con una media de 0,0015%.

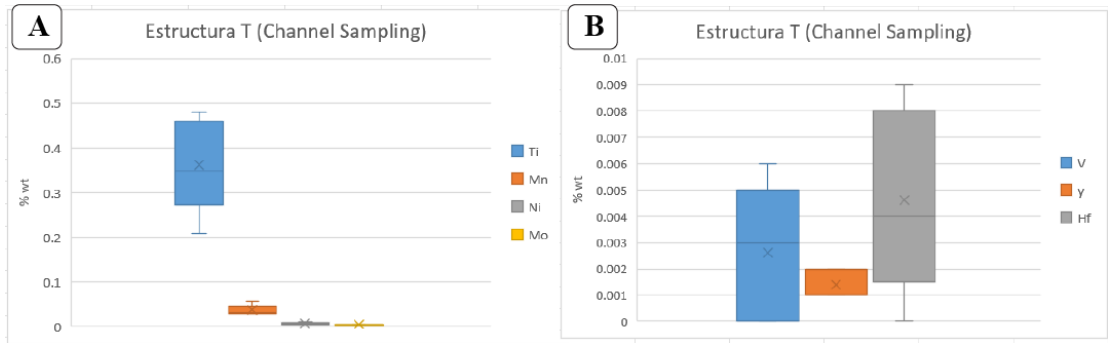


Figura 5.35: análisis químico de la estructura T, A) gráfico de cajas y bigotes de la estructura T que analiza la concentración de Ti, Mn, Ni, Mo, B) gráfico de cajas y bigotes que analiza la concentración de V, Y y Hf.

## CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN

### 6.1. Litología

Según la carta de Caldera (Godoy et al., 2003), el sector sur, en la ladera oriental de la quebrada Poblete (Figura 6.1 A) se encuentra compuesto por rocas metasedimentarias e intruidas por rocas metamicrodioríticas y filones metaandesíticos, estos cuerpos están en contacto con las dioritas cuarcíferas Sierra Chicharra y ambas unidades son atravesadas por una banda milonítica. Sin embargo, durante el trabajo de terreno realizado en esta investigación, se identificó un afloramiento (Figura 6.1 B) claramente inconsistente con dicha descripción.

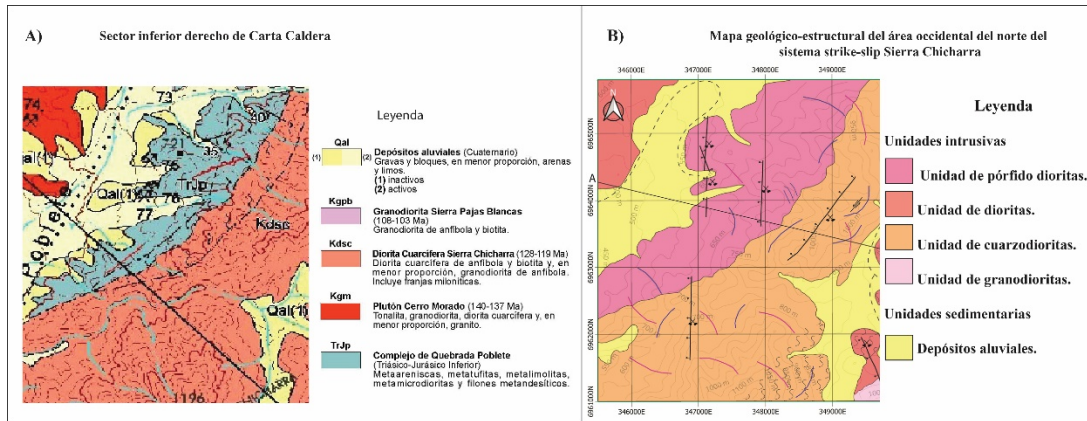


Figura 6.1: A) extracto inferior derecho de mapa de carta de Caldera que muestra la zona de interés en color turquesa, B) mapa geológico-estructural de la zona occidental del área norte de sierra Chicharra, en color rosado se percibe el intrusivo pórfido diorítico.

La evidencia de esto radica en los múltiples sitios georeferenciados (Figura 6.2 A) donde se observó un cuerpo intrusivo de composición pórfido diorítica (Figura 6.2 B), el cual es intruido por diques de composición microdiorítica y microtonalítica, prácticamente este cuerpo pórfido diorítico aflora por todo el margen donde Godoy et al. (2003) postula una franja metasedimentaria. Esta incongruencia se puede justificar, posiblemente, debido a la diferencia en la cantidad y ubicación de las muestras recolectadas para cada trabajo.

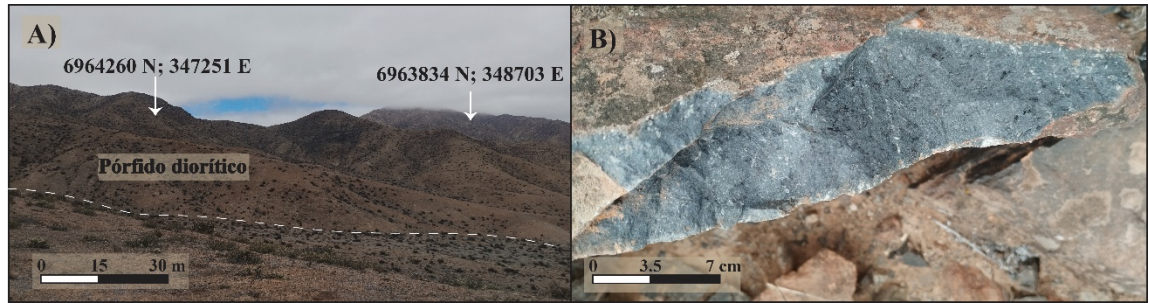


Figura 6.2: A) roca pórfido diorítica. B) Algunos ejemplos de ubicaciones de obtención de muestras. De izquierda a derecha la vista es de norte a sur.

## 6.2. Geoquímica

Estudios geoquímicos previos en el SFA, en diferentes localidades de la región de Atacama, han determinado la presencia de diversos minerales estratégicos, tales como: Co, V, La, Y, Hf, Ni, Ce, Cd y Bi (Rieger et al., 2010; Solís, 2022; Del Real et al., 2020; Salinas, 2024). En este sentido, los resultados obtenidos en este trabajo son medianamente consistentes con los estudios realizados hasta el momento, puesto que a pesar de haber encontrado V, Y, La, Ni, y Hf, no se determinó la presencia de Co, Bi, Cd y Ce, posiblemente debido a que en las investigaciones previas la población de datos es extremadamente mayor y se consideraron intersecciones de estructuras (*gaps*), lo que es propicio para la acumulación de elementos valiosos, no obstante, en el presente estudio la población de datos es menor y solo se consideraron estructuras por separado (principal N-S (PDZ), R, R' y T).

Es importante señalar que se analizaron estructuras secundarias asociadas del sistema Riedel propuesto para la zona de estudio, lo que entrega un mayor detalle acerca de la evolución del sistema magmático-estructural.

## 6.3. Evolución estructural del sistema *strike-slip* sector Sierra Chicharra

Un factor muy importante para la evolución tectónica del arco durante el Jurásico-Cretácico Inferior, al norte de Chile, es el ángulo entre el vector de movimiento de las placas y la normal al margen (oblicuidad de convergencia). Durante este periodo, un alto

ángulo de convergencia generó múltiples estructuras bajo un régimen transtensional con movimientos *strike-slip* paralelos al margen continental y de cinemática sinistral-normal (Scheuber et al., 1994), este sistema estructural *strike-slip* se denomina Sistema de Fallas de Atacama (SFA). Seymour et al. (2024), reportaron en sierra Chicharra el desarrollo de una deformación dúctil, evidenciada por foliaciones y milonitas generadas bajo un alto nivel de gradiente geotérmico producido por la intrusión continua de cuerpos magmáticos asociados al batolito Copiapó.

Las estructuras de cizalle del sistema de falla de sierra Chicharra (SFA localmente) corresponden al modelo propuesto por Riedel en el año 1929, en primera instancia el vector de convergencia da origen a una estructura principal N-S  $\pm 10^\circ$  (M), en consecuencia, se generan estructuras secundarias que presentan orientación y cinemática definida, estas son: R, R', T, P, P' y S (*shorting*) (Figura 6.3).

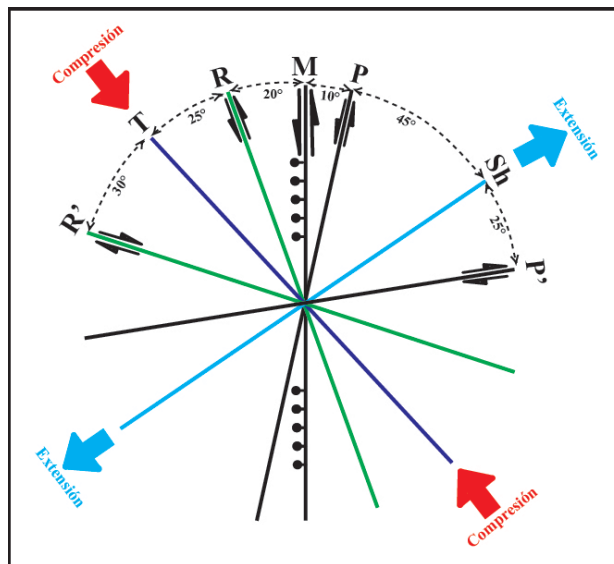


Figura 6.3: modelo Riedel propuesto para el sector de sierra Chicharra, donde M es la estructura principal (PDZ), en la imagen se puede apreciar la relación angular con respecto a sus estructuras secundarias. Las flechas rojas indican la dirección del esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  y las flechas azules indican la dirección del esfuerzo principal mínimo  $\sigma_3$ .

Siguiendo con lo anterior, se establece la siguiente evolución del sistema *strike-slip* para la relación entre fallas, diques y vetas mineralizadas en el área de sierra Chicharra (Figura 6.4):

I) Desarrollo de fallas principales N-S ( $\pm 10^\circ$ ), con una componente principal de rumbo sinistral y una segunda componente vertical normal. En esta etapa ocurre un primer evento de mineralización (asociado a cúmulos de magnetita en roca metasomática).

IIa) Set de estructuras NW ( $280^\circ$ - $305^\circ$ ) asociadas a fallas R', las cuales son antitéticas a la falla principal ya que presentan desplazamientos dextral-normales y estructuras T ( $\sim 315^\circ$ ) de extensión.

IIb) Set de estructuras NW asociadas a fallas R ( $330^\circ$ - $350^\circ$ ) con cinemática sinistral-normal. En esta etapa se emplazan diques de composición microdiorítica y ocurre un segundo evento de mineralización, asociado a una exsolución que forma magnetita en los bordes de estos diques y a fluidos hidrotermales que provocan menas de Fe-Cu.

III) Finalmente, se desarrollan conjuntos de estructuras NE asociadas a P ( $10^\circ$ - $20^\circ$ ) con desplazamientos sinistral-normales y otras asociadas a P' ( $70^\circ$ - $85^\circ$ ) con desplazamientos dextral-normales. A través de las estructuras P intruyen diques de composición microtonalítica, además, se desarrollan estructuras de compresión asociadas a *shorting* (S) ( $45^\circ$ - $55^\circ$ ) con cinemática inversa.

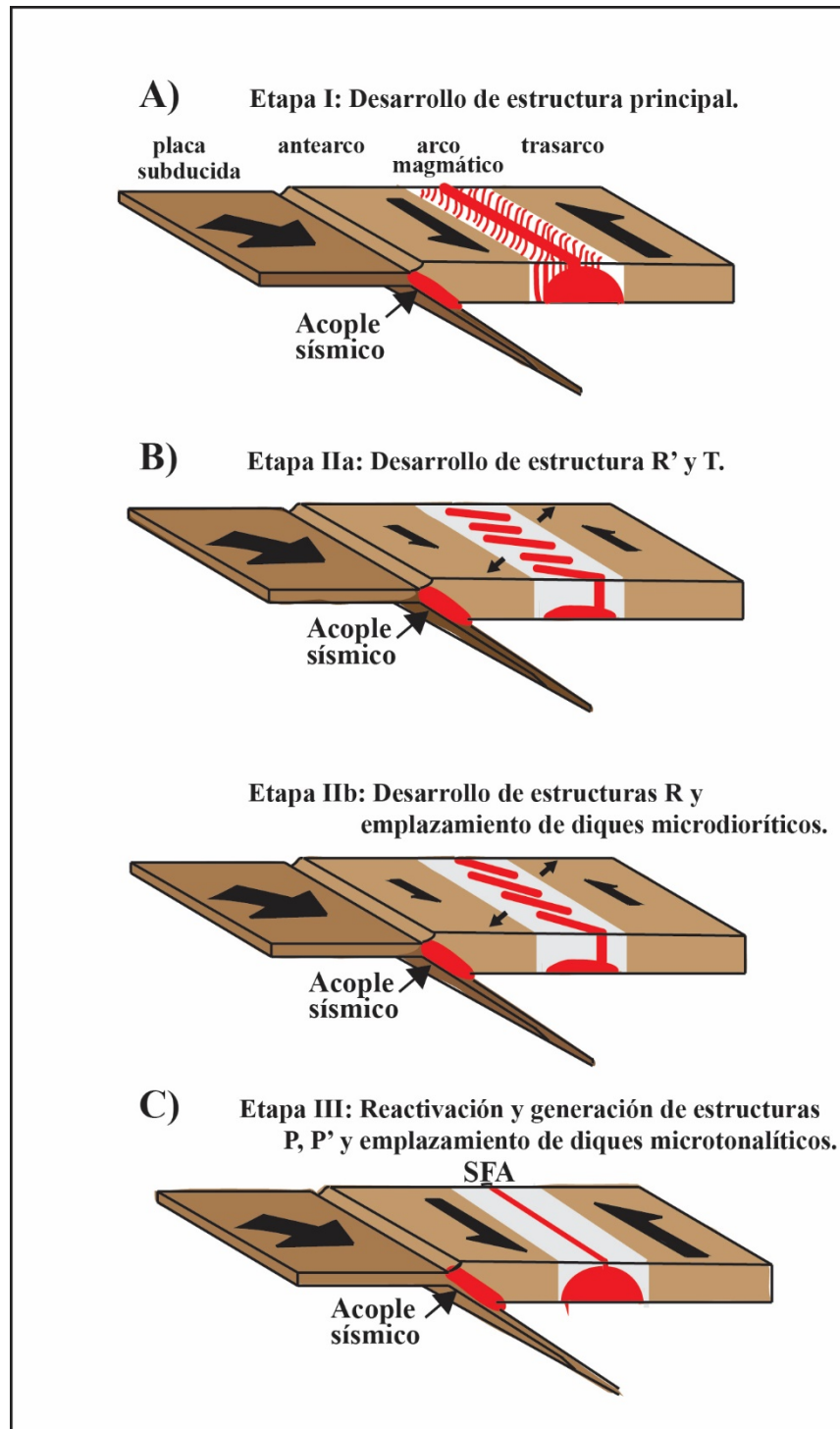


Figura 6.4: modelo evolutivo relativo propuesto para sierra Chicharra. A) Etapa I. En esta etapa se desarrolla la estructura principal de orientación N-S y de cinemática sinistral-normal. B) Etapa II.a. Continúa el acople sísmico y se generan estructuras R' y T. Etapa II.b. Desarrollo de estructuras R, ascenso magmático y emplazamiento de diques microdioríticos de rumbo NW. C) Etapa III. Reactivación de la estructura sinistral N-S y generación de estructuras secundarias P y P', ascenso magmático y emplazamiento de diques microtonalíticos.

#### 6.4. Rotación de la estructura principal

En el norte de Chile, durante el Eoceno- Oligoceno se produjo una rotación de  $20^\circ$  en sentido horario generalizada en el antearco por la formación del Oroclino Boliviano (Arriagada et al., 2008). Taylor et al. (2005) registra en la zona de Taltal- Cifuncho rotaciones horarias anómalas altas de  $40^\circ$ . Contreras (2018), registra que cerca del límite Jurásico Superior- Cretácico Inferior se producen rotaciones horarias de  $20^\circ$  asociadas con un arreglo en dominó producido por la actividad precursora del SFA y su interacción con las fallas de Buena Esperanza y El Gritón (SFNW). Todos estos registros de rotaciones se han encontrado al norte del sector de sierra Chicharra.

A partir de los datos estructurales obtenidos en sierra Chicharra, se establece una posible rotación de  $10^\circ$  en sentido horario, esto ocurre en la zona oriental del área, debido a que en la zona occidental la falla principal del SFA (figura 6.5 A) tiene un rumbo en la N-S de  $180^\circ$ , en cambio en la zona oriental su rumbo es de  $190^\circ$  (figura 6.5 B), evidenciando una pequeña curvatura de la traza principal del SFA en la zona.

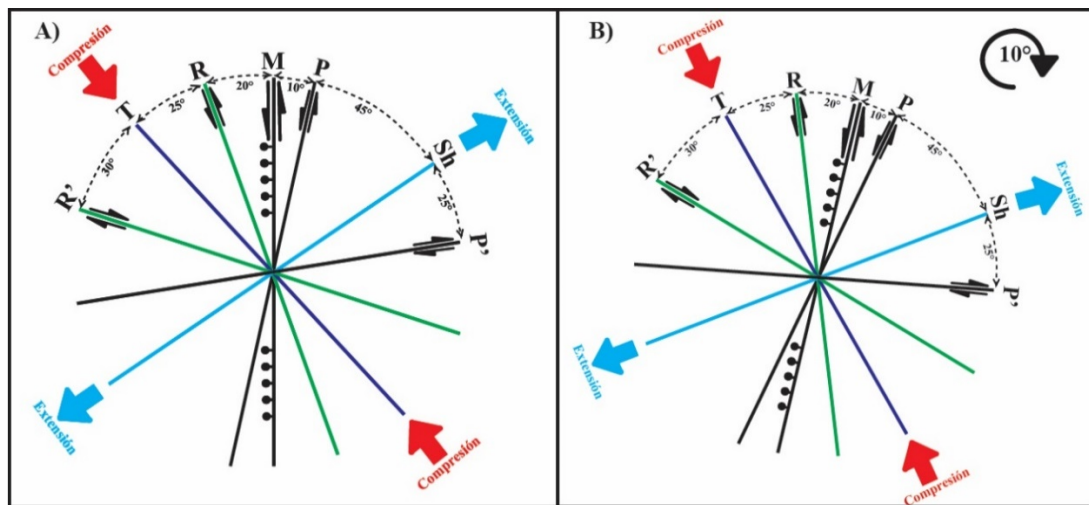


Figura 6.5: modelo de Riedel para sector sierra Chicharra. A) Zona occidental. B) Zona oriental.

## CAPÍTULO 7: CONCLUSIÓN

Las rocas del área de estudio corresponden a intrusivos de composición cuarzo-diorítica, diorítica, pórfido diorítica, granodiorítica y diques de composición microdiorítica y microtonalítica. En el caso de las unidades de cuarzo-dioritas y granodioritas, se asocian al plutón Sierra Chicharra, y las dioritas se relacionan al plutón Sierra Atacama, estos plutones son parte del magmatismo del Cretácico Inferior.

De acuerdo a las observaciones realizadas en terreno se reconocieron tres set de estructuras: N-S, NW y NE, tales estructuras corresponden a un mismo sistema *strike-slip* asociado a estructuras principales de orientación N-S pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama, a partir de las cuales se generan diversas estructuras secundarias sintéticas, antitéticas, tensionales y de acortamiento, que corresponden a: R, P, R', P', T y S (*shorting*), las cuales son compatibles con el modelo de cizalle propuesto por Riedel. La estructura de acortamiento (*shorting*) es asociada a un periodo de acoplamiento sísmico, el cual genera una falla inversa cuya disposición es de  $\sim 230^\circ$ .

Con respecto a la mineralización, se presenta en dos eventos hidrotermales con características IOA-IOCG: un primer evento relacionado con fluidos hidrotermales que generan cúmulos de magnetita y alteración calco-sódica lenticular en una roca metasomática, debido a un régimen dúctil en el momento de la alteración y/o mineralización. Un segundo evento de mineralización con metalogénesis magmática e hidrotermal, en primera instancia evidenciado por una exsolución que ocurre durante la intrusión de diques microdioríticos, la exsolución forma cúmulos de magnetita en los bordes de estos diques. En segunda instancia, fluidos hidrotermales provocan menas de Fe-Cu en planos de falla N-S, R, R' y T.

Los análisis geoquímicos arrojan que en el sector de estudio no se encuentra Co pero si existe la presencia de elementos estratégicos controlados por diversas estructuras presentes en el área de estudio: (i) en la estructura N-S (veta principal) se reportan La, Y,

Hf y Cd, (ii) en estructura R se reportan V, Y, Hf y W, (iii) en estructura R' se reconocen V, Y, Hf y Ta, (iv) en estructura T se reconocen V, Y y Hf.

Basado en las relaciones de corte controladas en terreno se estableció la siguiente evolución relativa de las estructuras que confirman el sistema *strike-slip* sierra Chicharra: (i) en esta etapa se desarrolla la estructura principal de orientación N-S y de cinemática sinistral-normal, (iia) continúa el acople sísmico y se generan estructuras R' y T, (iib) desarrollo de estructuras R, ascenso magmático y emplazamiento de diques microdioríticos de rumbo NW, (iii) reactivación de la estructura sinistral N-S y generación de estructuras secundarias P y P', ascenso magmático y emplazamiento de diques microtonalíticos. Las orientaciones y cinemáticas de las estructuras observadas en la parte oriental del área de estudio han señalado la existencia de una rotación en sentido horario de  $\sim 10^\circ$  para el sistema *strike-slip* mineralizado sierra Chicharra.

## CAPÍTULO 8: REFERENCIAS

Allmendinger, R. (2023). *FaultKin Manual* (v8.6). Cornell University

Arancibia, G., Fujita, K., Hoshino, K., Mitchell, T., Cembrano, J., Gomila, R., Morata, D., Faulkner, D., Rempe, M. (2014) Hydrothermal alteration in an exhumed crustal fault zone: testing geochemical mobility in the Caleta Coloso Fault, Atacama Fault System, Northern Chile. *Tectonophysics*, 147-168 p.

Arévalo, C. (2005). *Carta Copiapó, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica, No. 91, 53 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Arévalo, C. (1999). The Coastal Cordillera/Precordillera boundary in the Tierra Amarilla Area (27°20'-27°40'S/70°05'-70°20'W), Northern Chile, and the structural setting of the Candelaria Cu-Au ore deposit. (Unpublished). Ph. D. Thesis. Kingston University. 204 p.

Arévalo, C. (1995). *Mapa Geológico de la Hoja Copiapó, Región de Atacama*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000.

Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P. (2008). Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27(6), 1-14 p.

Barton, M., Johnson, D. (2004). Footprints of Fe-oxide(-Cu-Au) systems. In T. M. Porter (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective* Vol. 2. 112–142p.

Barton, M. (2014). Iron Oxide (Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems. *Treatise in Geochemistry*, 13, 515-541.

Beckhoff, B., Kanngieber, B., Langhoff, N., Wedell, R., & Wolff, H. (Eds.). (2006). *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis*. Springer. 411-432 p.

Blanco, N.; Godoy, E.; Marquardt, C. (2003). *Cartas Castilla y Totoral Bajo*, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nos. 77 y 78, 34 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Bruker. (2020). *SI TITAN User Manual and Application Guide*. Bruker Handheld XRF Division.

Chiaradia M., Banks D., Cliff R., Marschik R., De Haller, A. (2006). Origin of fluids in iron oxide–copper–gold deposits: constraints from  $\delta^{37}\text{Cl}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $\text{Cl}/\text{Br}$ . *Miner. Deposita* 41, 565–573 p.

Christie-Blick, N., Biddle, K. (1985). Deformation and basin formation along strike-slip faults. In K. T. Biddle & N. Christie-Blick (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, Vol. 37. 1–34p.

Contreras, J. (2018). Segmentación de patrones de rotación tectónica delimitados por la falla Taltal: Cordillera de la Costa del Norte de Chile (25°-26° Latitud Sur). Tesis de magister, Universidad de Chile, Santiago, 1-115 p.

Corriveau, L., Mumin, A. (2010). Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits: A review and implications for exploration in Canada. *Geological Survey of Canada, Current Research*, 2010–9, 1–23p.

Dallmeyer, D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G., Treloar, P. (1996). Mesozoic Magmatic and Tectonic Events Within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27°30', North Chile: Constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Mineral Ages. *Journal of Geology*. Vol. 104, 19-40 p.

Del Real, I., Thompson, J. F. H., Simon, A., Reich, M. (2020). Geochemical and isotopic signature of pyrite as a proxy for fluid source and evolution in the Candelaria-Punta del Cobre iron oxide copper-gold district, Chile. *Economic Geology*, 115(7), 1493-1518 p.

Del Real, I., Reich, M., Simon, A., Deditius, A., Barra, F., Rodríguez-Mustafa, M., Thompson, J., Roberts, M. (2023). Formation of giant iron oxide-copper-gold deposits by superimposed episodic hydrothermal pulses. *Scientific Reports*, 13, 12041, 9-10 p.

Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1–2), 187–197 p.

Fisher, Q., Casey, M., Harris, S. Knipe, R., (2002). Fluid-flow properties of faults in sandstone: The importance of temperature history. *Geology*, 31(11), 965 p.

Fisher, L., Carey, M., Bourne, J. (2017). Real-time geochemical classification of IOCG-style alteration using portable XRF. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 17(1), 69–85p.

Freeman, S., Harris, S., & Knipe, R. (2008). Fault seal mapping-Incorporating geometric and property uncertainty. *The future of geological modelling in hydrocarbon development*, Vol. 309, 5–38 p.

Godoy, E.; Marquardt, C.; Blanco, N. (2003). *Carta Caldera*, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 76, 39 p.

Grocott, J., & Wilson, J. (1997). Ascent and emplacement of granitic plutonic complexes in subduction-related extensional environments. *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle*, 173-195p.

Groves, D., Bierlein, F., Meinert, L., Hitzman, M. (2010). Iron oxide copper–gold (IOCG) deposits through time and space: An overview. *Economic Geology*, 105(3), 311–338p.

Herrera, V., Cembrano, J., Olivares, V., Kojima, S., Arancibia, G. (2005). Precipitación por despresurización y ebullición en vetas hospedadas en un dúplex de rumbo extensional: evidencias microestructurales y microtermométricas. *Revista geológica de Chile*, 32(2), 207-228 p.

Hitzman, M., Oreskes, N., Einaudi, M. (1992). Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, Vol. 58, 241–287 p.

Jaireth, S., Hoatson, M., Miezeitis, Y. (2014), Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia, *Ore Geology Reviews*, Vol. 62, 72-128 p.

Jenkins, R., Gould, R., Gedcke, D. (1995). *Quantitative X-Ray Spectrometry*, 2.<sup>a</sup> ed., 227-239 p.

Jensen, E., Cembrano, J., Faulkner, D., Veloso, E. Arancibia, G. (2011) Development of a self-similar strike-slip dúplex system in the Atacama Fault System, Chile. *Journal of Structural Geology*, 1611-1626 p.

Kelley, K., Lang, J., Kelley, D. (2011). A review of IOCG deposits: Implications for exploration strategies. *Economic Geology*, 106(7), 1197–1224p.

Lara, L., Godoy, E. (1998). Mapa Geológico de la Hoja Quebrada Salitrosa. Servicio Nacional de Geología y Minería, 1 mapa escala 1:100.000.

Liberto, P., (1977). Análisis por fluorescencia de rayos X en la exploración geoquímica; parte 1, Generalidades. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*; Vol 1 No2, 1977; 191-194.

Maksaev, V.; Townley, B.; Palacios, C.; Camus, F. (2007) “Metallic ore deposits”. *The Geology of Chile*. The Geological Society of London. 179-199p.

McPhie, J., Kerrich, R., Binns, R. (2011). The role of extensional faulting and Riedel shear patterns in controlling hydrothermal fluid flow in the Cloncurry IOCG province, Queensland, Australia. *Economic Geology*, 106(3), 505–524p.

Niemeyer, H. (1999). Apuntes de Geología Estructural, Primera Parte: Estructuras Frágiles. 88-99 p.

Ochoa, M. (2014). Geología y control tectónico de los yacimientos vetiformes y cuerpos hipabisales del sector Sierra Jesús María Comuna de Copiapó, tesis Universidad de Atacama. 3-64 p.

Olivares, V., Cembrano, J., Arancibia, G., Reyes, N., Herrera, V., 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 de Atacama. *Andean geology*, Vol. 37 (2), 473-497p.

Passchier, C., Trouw, R. (2005). *Microtectonics* (2nd ed.). Springer.

Peters, W. (1978). *Exploration and mining geology*. John Wiley & Sons, NY, 464-465p.

Petit, J. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9 (5). 597-608 p.

Pinto, A. (2018). Portable X-Ray Fluorescence Spectrometry: Principles and Applications for Analysis of Mineralogical and Environmental Materials. *Aspects In Mining & Mineral Science*. 42-46 p.

Potts, P. (2012). *A Handbook of Silicate Rock Analysis*. Springer. 286-325 p.

Randall, D. Taylor, G., Grocott, J. (1996). Major Crustal Rotations in the Andean Margin. Paleomagnetic Results from the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 101. 15783-15798 p.

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentralblatt für Mineralogie, *Geologie und Paleontologie B*. 354-368p.

Rieger, A., Marschik, R., Díaz, M., (2010). The Mantoverde District, Northern Chile: an Example of Distal Portions of Zoned IOCG Systems; in Porter, T.M., (ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: *A Global Perspective*, v. 3 Advances in the Understanding of IOCG Deposits; PGC Publishing, Adelaide, 273-284 p

Rocscience. (2024). *Dips User Guide*.

Salinas, A (2024). Análisis petrológico y estructural del sector sur de Sierra Chicharra, comuna de Copiapó, región de Atacama. Tesis Universidad de Atacama. 86-91 p.

Scheuber, E., González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, 895-910 p.

Seymour, N., Singleton, J., Gomila, R., Arancibia, G., Ridley, J., Gevedon, M., Stockli, D., Seman, S. (2024). Sodic-calcic alteration and transpressional shear along the Atacama fault system during IOCG mineralization, Copiapó, Chile. *Mineralium Deposita*. 59(7), 1295–1323p.

Sharma, P., Singh, B. (2017). Recent advances in portable X-ray fluorescence (pXRF) for environmental, geochemical, and mining applications. *Environmental Earth Sciences*, 76(22), 766.

Sillitoe, R. (2003). Iron oxide copper gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38: 787-812p.

Solís, I. (2022). Cristaloquímica de los sulfuros de hierro y fierro-cobre en el distrito Punta del Cobre; implicancias para el control mineralógico del cobalto y otros elementos estratégico. Tesis Universidad de Atacama, 36-43p.

Sperrevik, S., Færseth, R., Gabrielsen, R. (2000). Experiments on clay smear formation along faults. *Petroleum Geoscience*, 6(2), 113-123p.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1–33p.

Sylvester, A. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100(11), 1666–1703p.

Taylor, G., Dashwood, B., Grocott, J. (2005). Central Andean rotation pattern: Evidence from paleomagnetic rotations of an anomalous domain in the forearc of northern Chile. *Geology*, 33(10), 777-780 p.

Taylor, G., Grocott, J., Pope, A., Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault rotation in the Andean forearc 25°-27°S. A crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of Northern Chile. *Tectonophysics*, Vol. 299. 93-106 p.

Tchalenko, J. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6), 1625–1640p.

Townley, B., Díaz, A. (2017). Estado del arte y potenciales recursos Co y Mn en Chile. Advanced Mining Technology Center. 17-27p.

Twiss, R., Moores, E. (2007). *Structural geology* (2nd ed.). W. H. Freeman.

Veloso, E., Gomila, R., Cembrano, J., González, R. Jensen, E., Arancibia, G. (2015). Stress field recorded on large-scale strike-slip fault systems: Effects on the tectonic evolution of crustal slivers during oblique subduction. *Tectonophysics*, 244-255 p.

Wilson, J., (1996). Emplacement of the Las Tazas Plutonic Complex, Coastal Cordillera, Northern Chile. (Unpublished), Ph. D. Thesis, Kingston University. 225 p.

Woodcock, N., Fischer, M. (1986). Strike-Slip Duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725-735p.

Wu, J., McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T. (2009). 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology*, Vol.26 (8), 1609-1621p.