UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

Sistemas transtensionales tipo dúplex controladores de depósitos IOCG en Taltal-Cifuncho, región de Antofagasta.

Rafael Alejandro Benavente Flores
2023

UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

Sistemas transtensionales tipo dúplex controladores de depósitos IOCG en Taltal-Cifuncho, región de Antofagasta.

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

Profesor guía Dr. Gonzalo Galaz.

Rafael Alejandro Benavente Flores
2023

«... Debes estar preparado para arder en tu propio fuego: ¿Cómo podrías renacer sin haberte convertido en cenizas?» Así habló Zaratustra

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer al Departamento de Geología de la Universidad de Atacama por la oportunidad y los medios para la realización de este trabajo. También al profesor Gonzalo Galaz por su apoyo y guía en este proyecto.

Finalizando este periodo, y una parte de mi vida, quisiera agradecer a las personas que impactaron en ella. Primeramente, a mi familia por su paciencia y comprensión, por su amor incondicional y apoyo en los momentos difíciles. Gracias madre por tu ejemplo de determinación y por enseñarme que a pesar de lo mal que están las cosas, uno puede levantarse.

A veces tomarse un café en el casino, subir los cerros de Copiapó o solamente una conversación entre pasillos, puede llenar el alma e iluminar los momentos más tristes, agradezco a mis amigos por estar ahí, a pesar de mi carácter poco afable, me han entendido, aconsejado, y también inspiraron ("*With A Little Help From My Friends*").

Con sinceridad, extrañare mi vida universitaria, todo lo que empieza debe terminar algún día. La curiosidad de aprender los misterios de la Tierra, las conversaciones que nunca acaban, agradezco a los profesores y compañeros que me enseñaron, por nutrirme con sus conocimientos.

Al final en una hoja, no caben todas las personas con la que estoy agradecido, han sido tantas personas y momentos que quedaron en mi corazón, que no quiero olvidar, que de alguna u otra manera han impactado o influenciado en mi vida. Gracias a todos por este proceso, siempre los recordare.

Resumen

El presente trabajo corresponde al estudio geológico-estructural de sistemas de fallas, vetas y diques en las cercanías de la localidad de Cifuncho, a través de datos obtenidos en trabajo de mapeos de superficie y análisis estadístico-estructural en gabinete. El área de estudio, se encuentra ubicada en la región de Antofagasta a ~ 40 km al sur de la ciudad de Taltal, en el que se localizan distintos yacimientos metálicos correspondientes a cuerpos estratoligados de Cu-(Ag)-Fe, depósitos vetiformes de Cu-(Au)-Fe, Ag-(Cu)-Fe y Au-Ag-Fe, asociados a estructuras frágiles de rumbo como vetas, vetas-fallas y/o fracturas menores de orientaciones preferenciales hacia el noroeste. En el sector afloran rocas volcánicas e intrusivas, tales como andesitas con texturas afanítica, porfídica y amigdaloidal, brechas volcánicas y dioritas, las cuales son intruidas por numerosos y extensos diques porfídicos y afaníticos de orientaciones NS, NW, E-W y NE. La configuración tectónica del área, está controlada por la influencia de un sistema de fallas cogenéticas de desplazamiento de rumbo, denominado Sistema de Falla de Atacama, que responde al modelo de deformación de Riedel, bajo un régimen regional transtensional, asociado a la subducción oblicua entre la placa Aluk y la placa Sudamericana. El área de estudio puede ser dividida en dos segmentos que registran comportamientos estructurales diferentes. La mineralización, y magmatismo están controlados por sistemas de fallas principales sinistrales con orientaciones NS y NW en el bloque estructural Las Luces, mientras que en el bloque El Gritón se encuentran emplazados a través de estructuras principales dextrales que presentan orientaciones NE y E-W. En ambos bloques se registran estructuras consistentes con periodos de desacople y acople entre placas debido a un cambio de los esfuerzos principales, además de la existencia de un evento de rotación tectónica. Esta investigación, permitió realizar un análisis estadístico de las estructuras perteneciente al SFA y proponer un sistema de Riedel local para ambos segmentos del sector de estudio, planteando un modelo preliminar para la evolución geotectónica del área de Taltal-Cifuncho para el Jurásico Inferior-Medio.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Capítulo 1: Introducción 1

1.1 Problema de investigación 1

1.2 Hipótesis 2

1.3 Objetivos 2

1.3.1 Objetivo general 2

1.3.2 Objetivos específicos 2

1.4 Ubicación y acceso del área de estudio 2

Capítulo 2: Marco teórico 4

2.1 Deformación frágil 4

2.2 Desarrollo y anatomía de las fallas de rumbo 5

2.3 Indicadores cinemáticos 7

2.4 Reactivación de estructuras 8

2.5 Mecanismos de rotaciones en falla de rumbos 9

2.6 Paleomagnetismo 11

Capítulo 3: Marco geológico 14

3.1 Contexto geotectónico general 14

3.2 Basamenteo metamórfico 14

3.3 Rocas estratificadas 15

3.4 Rocas intrusivas 17

3.5 Geología estructural 20

3.6 Convergencia durante el Jurásico al Cretácico Inferior 21

3.7 Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa del norte de Chile 23

3.8 Rotaciones tectónicas 24
Capítulo 4: Metodología de trabajo 27
4.1 Compilación y análisis de información 27
4.2 Obtención de datos 27
4.3 Procesamiento de datos 28
Capítulo 5: Unidades litológicas del área de estudio 29
5.1.1 Andesitas sensu estricto y porfídica 29
5.1.2 *Sills* microdioríticos 30
5.1.3 Intrusivo pórfido diorítico 30
5.1.4 Diques diorítico y microdioríticos 31
5.1.5 Sedimentos aluviales y coluviales no consolidados 32
Capitulo 6: Análisis e interpretación estructural 33
6.1 Generalidades 33
6.2 Bloque El Gritón 33
6.2.1 Mina Avión 33
6.2.2 Mina Riegel 35
6.2.3 Estructuras en superficie del bloque El Gritón 36
6.2.3.1 Set estructural N-S 37
6.2.3.2 Set estructural NE 38
6.2.3.3 Set estructural E-W 38
6.2.3.4 Estructuras condicionantes del emplazamiento de diques microdioríticos. 39
6.3 Bloque Las Luces 40
6.3.1 Mina Venus 40
6.3.2 Mina Lorena 41
6.3.3 Estructuras en superficie del bloque Las Luces 43
6.3.3.1 Set estructural N-S (±10°) 43
6.3.3.2 Set estructural NW 44

6.3.3.3 Set estructural NE 45
6.3.3.4 Set estructural E-W 46
6.3.3.5 Estructuras condicionantes del emplazamiento de diques microdioríticos. 47
Capítulo 7: Discusión 48
7.1 Régimen tectónico 48
7.2 Evolución de la estructuras strike-slip en el Sistema de Falla de Atacama 50
7.3 Reactivación tectónica y rotaciones 53
7.4 Rotaciones tectónicas en el bloque El Gritón 54
Capítulo 8: Conclusiones 57
Capítulo 9: Recomendaciones 59
Referencias bibliográficas 60

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Problema de investigación

La mayoría de los depósitos minerales en la Cordillera de la Costa en el norte de Chile, están emplazados en estructuras desarrolladas en un régimen tectónico extensional a transtensional (Sillitoe, 2003). En tal ambiente de supra subducción domina un comportamiento de deformación frágil en la corteza superior, en que se emplazan magmas, circulan fluidos hidrotermales, y se desarrollan zonas permeables para la depositación de minerales (Kutina, 1998).

En el norte de Chile, específicamente entre los 20°30'S hasta los 29°45'S durante el Jurásico-Cretácico Inferior, producto de la subducción oblicua de las placas Phoenix y Sudamericana se desarrolló un sistema de fallas transcurrentes de cinemática fundamentalmente sinistral conocido como el Sistema de Falla de Atacama (SFA) (Arabasz, 1971; Mpodozis y Ramos, 1989; Scheuber y González, 1999). A lo largo de este sistema de fallas se hospedan múltiples depósitos minerales tipo óxidos de Fe-Cu-Au (IOCG) y magnetita-apatito (IOA) (Sillitoe, 2003).

Arreglos estructurales tipo dúplex han sido documentados en el norte de Chile, como controladores de la mineralización en el SFA, tales como: El dúplex de la Caleta Coloso (Cembrano et al., 2003, 2005; Olivares et al., 2010; entre otros), Sistema de Fallas Andacollo-Central-Hermosa (Araya et al., 2012; Veloso et al., 2015), entre otros.

Específicamente en la localidad de Taltal, existen antecedentes de un control estructural de la mineralización y magmatismo, asociado a un sistema tipo dúplex desarrollado durante los 165 y 155 Ma, correspondientes a estructuras de orientación NS y NW, de cinemática sinistral, en que se emplazan distintos depósitos metálicos vetiformes de Cu-(Au), Ag-(Cu) y Au-Ag (Taylor et al., 1998; Cembrano et al., 2005; Kurth, 2000).

Sin embargo, la evolución tectónica propuesta para este modelo estructural dúplex, aún no está clara, debido a que las rocas del área estudio registran estructuras con orientaciones

y movimientos cinemáticos incompatibles al vector de convergencia del Jurásico-Cretácico Inferior (Kurth, 2000). Tales estructuras podrían indicar la posible influencia tectónica relacionadas a una etapa del desacople de la placa y a rotaciones tectónicas registradas para este periodo (Scheuber y González, 1999; Contreras, 2018).

1.2 Hipótesis

Debido al contexto geotectónico, las estructuras del área de estudio corresponden a un arreglo tipo dúplex que controla la mineralización y el emplazamiento de diques. Estas estructuras registrarían la evolución tectónica correspondiente al desarrollo del Sistema de Falla de Atacama durante el Jurásico y Cretácico Inferior.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

- Determinar el control y evolución estructural de la mineralización de Au-Cu-Fe emplazados durante el Jurásico y Cretácico Inferior en el sector de Taltal-Cifuncho, región de Antofagasta.

1.3.2 Objetivos específicos

- Definir y caracterizar las unidades litológicas y estructuras geológicas presentes en el área de estudio, estableciendo su distribución espacial y temporal.
- Contextualizar el desarrollo de este dúplex en la historia evolutiva del Sistema de Falla de Atacama.
- Proponer un modelo preliminar para la evolución geotectónica del área de Taltal-Cifuncho durante el Jurásico.

1.4 Ubicación y acceso del área de estudio

El área de estudio se encuentra a ~ 40 km al sur de la ciudad de Taltal, región de Antofagasta en las cercanías de las localidades de Aguada Las Tórtolas, Caleta Cifuncho y Mina Las Luces (Minera Las Cenizas). Para acceder desde Taltal (Figura 1.1), es

necesario transitar hacia el sur por la ruta costera B-898 (~30 km) hasta llegar a la intersección con la ruta B-900, y luego continuar hacia el sur a través de ~10 km hasta la ruta B-940, para finalmente transitar~10 km hacia el sureste.

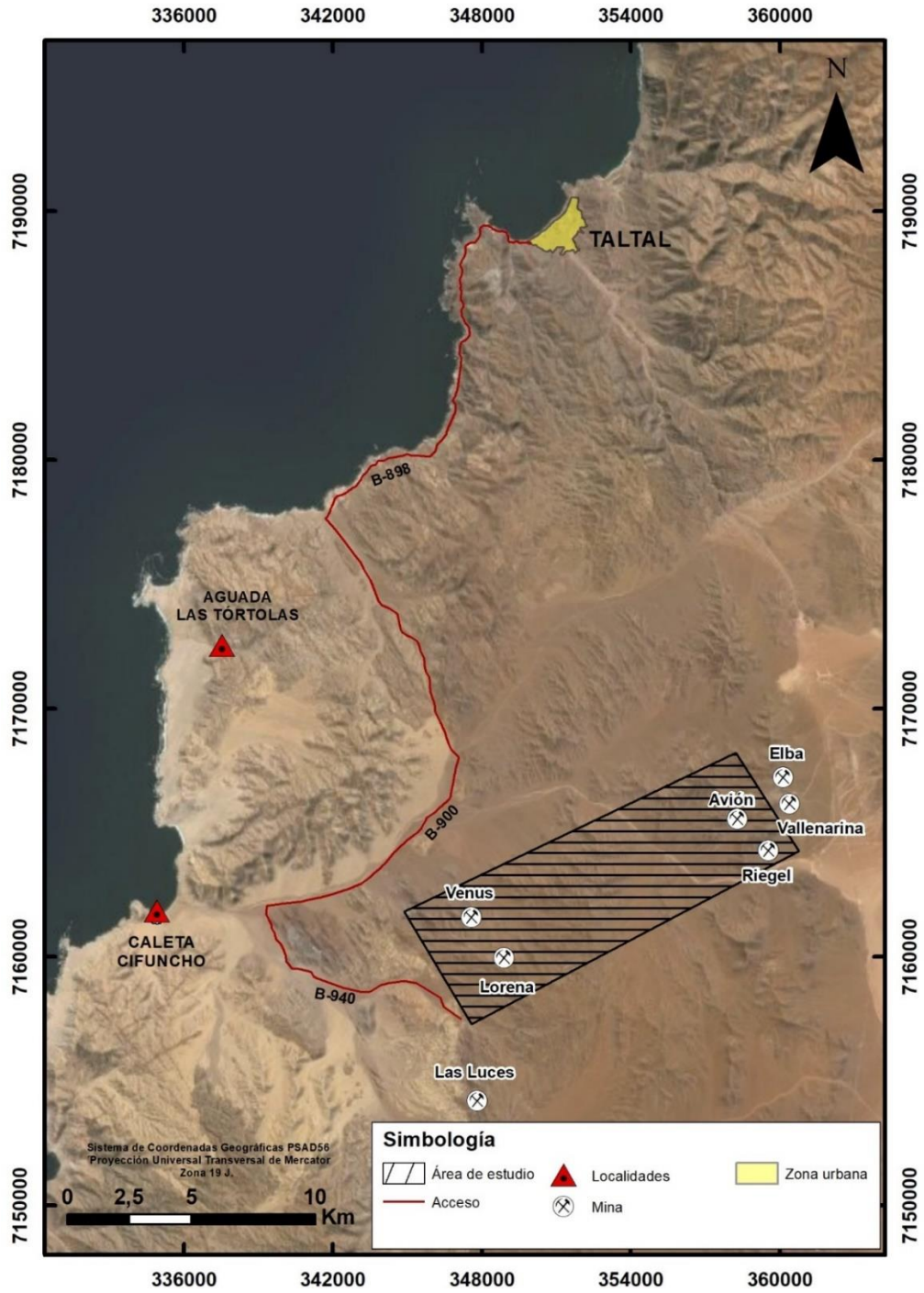

Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos del área de estudio.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Deformación frágil

La deformación de la corteza superior terrestre a profundidades menores a ~10 km, y temperaturas inferiores a ~300° C (Figura, 2.1), se caracteriza por el desarrollo de estructuras frágiles, tales como fracturas y fallas, por acción de esfuerzos diferenciales (Scholz, 1988).

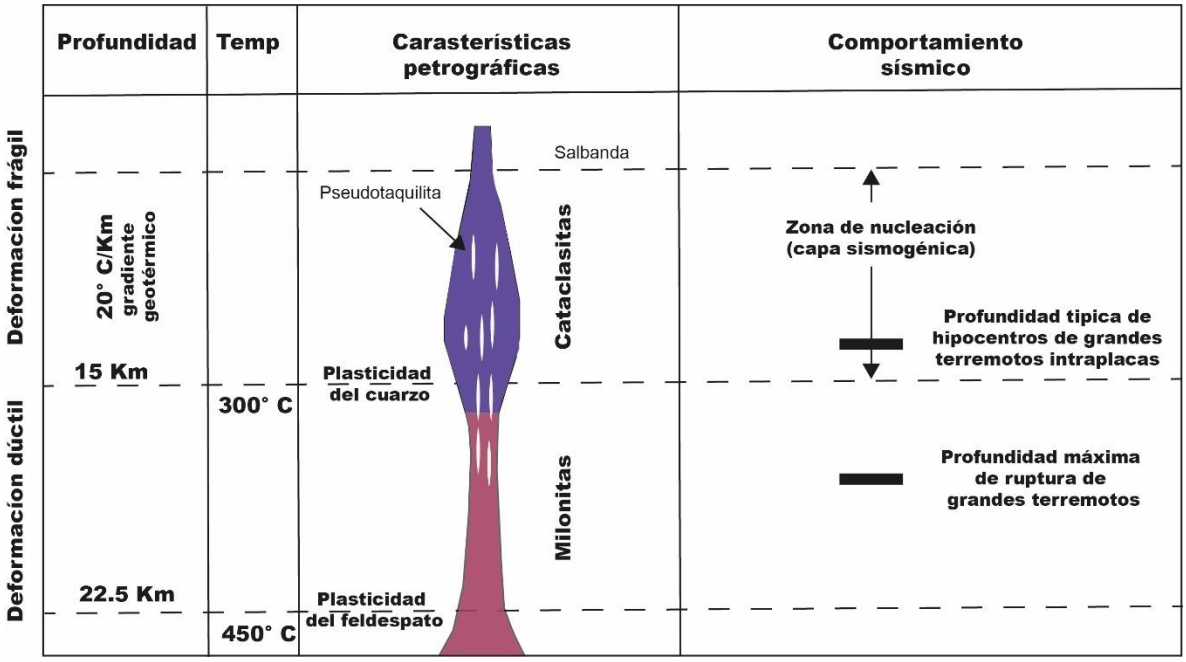

Figura 2.1: Diagrama que señala la deformación de la corteza terrestre en función de la temperatura de activación de la plasticidad del cuarzo y el feldespato (modificado de Scholz, 1988).

Las fallas geológicas son fracturas en la corteza terrestre, a lo largo de la cual existe un significativo desplazamiento. Estas se encuentran caracterizadas por la ruptura y desintegración mecánica de la roca a lo largo del plano de movimiento (Ramsay y Huber, 1987).

A partir de su desplazamiento o cinemática, las fallas se clasifican en normales, de rumbo o inversas (Figura 2.2). Sin embargo, en la naturaleza la mayor parte de estas se comportan de forma oblicua, combinando en su desplazamiento más de una dirección. Las fallas normales se desarrollan bajo estados de esfuerzos extensionales donde su eje de

esfuerzo principal σ1 es vertical y los esfuerzos σ2 y σ3 son horizontales. Las fallas de rumbo, por su parte, se caracterizan porque la mayor parte del movimiento se realiza en forma paralela a su rumbo. Se originan en ambientes tectónicos extensivos y compresivos, en zonas donde los esfuerzos σ1 y σ3 son horizontales y σ2 es vertical. Finalmente, las fallas inversas se originan bajo estados de esfuerzos compresivos, donde los ejes de esfuerzo σ1 y σ2 son horizontales y σ3 es vertical (Fossen, 2016).

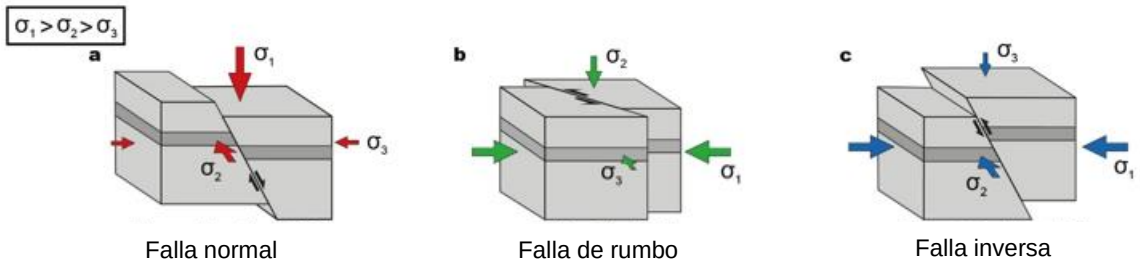

Figura 2.2: Clasificación de fallas de acuerdo al movimiento respectivo entre bloques a) fallamiento normal b) falla de rumbo c) fallamiento inverso (modificado de Heidbach et al., 2018).

2.2 Desarrollo y anatomía de las fallas de rumbo

Las estructuras "tipo *Riedel*" son fallas secundarias generadas por el esfuerzo σ_1, durante el fallamiento principal (Riedel, 1929). Petit (1987), describe y clasifica estas estructuras según su orientación y cinemática respecto a la falla principal (M, Figura 2.3).

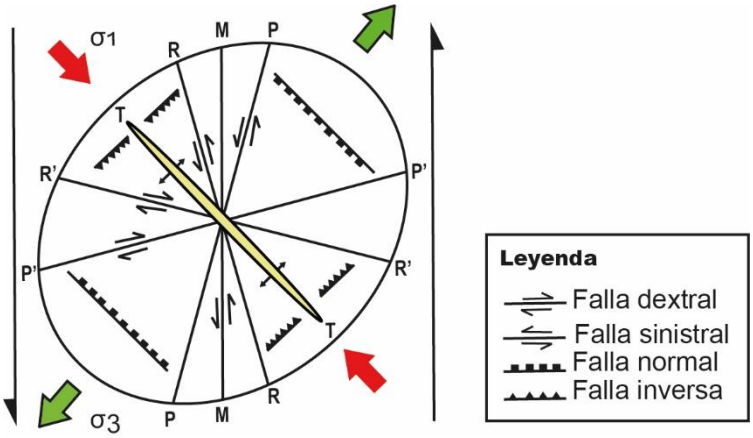

Figura 2.3: Fallas secundarias generadas en un plano de falla (M) a través de movimiento de cizalla sinistral (modificado de Hancock et al., 1984).

Fallas tipo R. Estas fallas estriadas son sintéticas y de bajo ángulo (~15-20°) respecto al plano de falla principal (R; Figura 2.3).

Fallas tipo R'. Son fallas antitéticas, de alto ángulo (~60°) respecto al plano de falla principal, y poseen estrías (R´; Figura 2.3).

Fracturas tipo T. Conjuntos de fracturas de tipo tensional que no poseen estrías. Estas fracturas tensionales son bisectrices a las fracturas R y R' y forman un ángulo de 45° respecto al plano de falla. Las fracturas en T se formarán paralelas al estrés σ_1 (T; Figura 2.3). Las vetas rellenan las fracturas de tensión, al igual que los diques, que requieren espacio para emplazarse (Dresen, 1991).

Fallas tipo P. Conjuntos de fallas estriadas de bajo ángulo (~10-15°) respecto al plano de falla, que se forman sintéticas a la estructura principal. (P; Figura 2.3).

Fallas tipo P'. También conocidas como estructuras tipo X, son conjuntos de fallas estriadas, que se generan aproximadamente ~60° respecto a las fallas tipo P, que se forman antitéticas a la estructura principal (P'; Figura 2.3) (Logan et al., 1992).

Los dúplexes son un arreglo estructural imbricado comprendido entre dos fallas mayores como resultado de una deformación progresiva (Figura 2.4) (Woodcock y Fischer, 1986). La formación de un dúplex está relacionado al desarrollo de fracturas de *Riedel*. En las zonas terminales de estos sistemas se pueden desarrollar arreglos imbricados tipo abanicos, también conocidos como "colas de caballos" (Woodcock y Fischer, 1986).

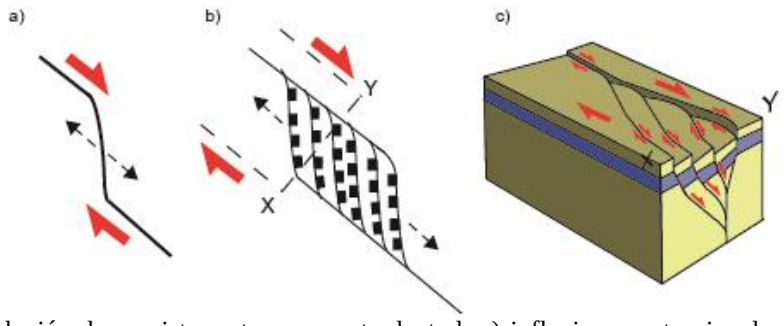

Figura 2.4: Evolución de un sistema transcurrente dextral; a) inflexiones extensionales b) desarrollo de dúplex extensionales c) estructura en flor negativa (tomado de Twiss y Moores, 1992).

Si los dúplex se forman en codos o saltos de relajación (Figura 2.5), predominará la extensión, subsidencia y el desarrollo de fallas normales oblicuas en su interior. Lo mismo rige para las estructuras tipo abanico o *wing crack*, que se producen en las terminaciones de los sistemas de fallas de rumbo (Woodcock y Fischer, 1986).

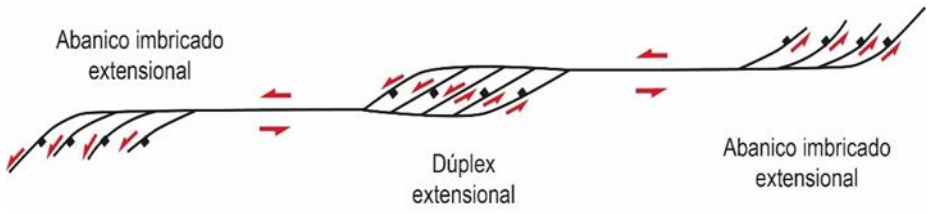

Figura 2.5: Vista planta de un sistema de falla de rumbo sinistral en que se puede observar el desarrollo de estructuras extensionales del tipo dúplex (tomado de Woodcock, 1986).

2.3 Indicadores cinemáticos

Como consecuencia del cizalle, se forman estructuras que registran el sentido del desplazamiento, conocidas como indicadores cinemáticos (Figura 2.6). Las estrías son lineaciones milimétricas a centimétricas en el plano de desplazamiento generada por la fricción en la roca durante el fallamiento (Fossen, 2016). Por otro lado, la precipitación de fluidos durante la apertura de la falla forma minerales fibrosos en las irregularidades del plano, que indicarían la dirección del vector de movimiento de la falla (Ramsay, 1986). El plano de falla también puede registrar estructuras secundarias tipo *Riedel* formadas por los esfuerzos en que es sometida la roca (Petit, 1987).

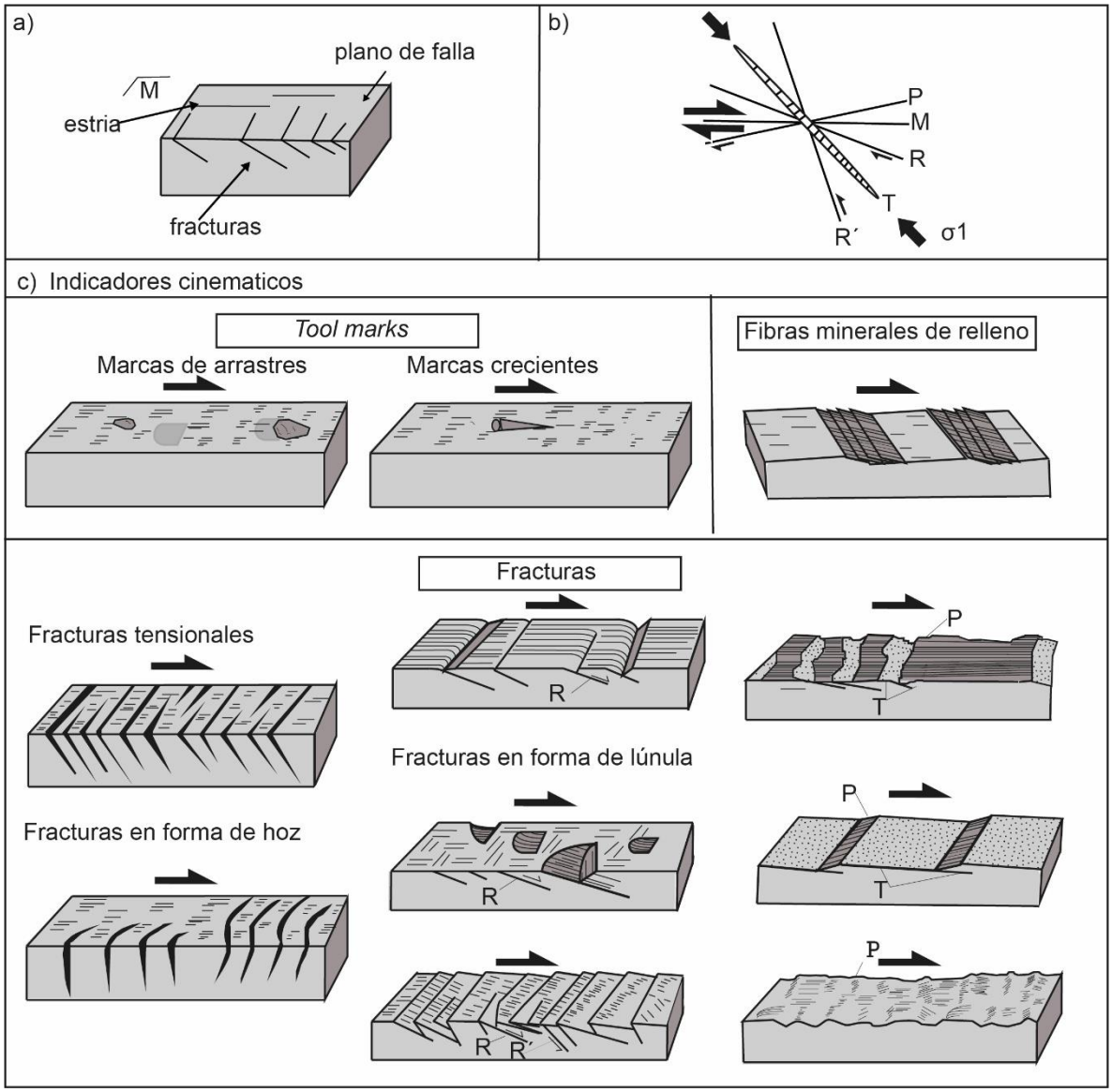

Figura 2.6: a) Esquema que señala el fracturamiento generado en una cizalla dextral sobre un plano de falla (M). b) Geometría *Riedel* de las fracturas sometidas bajo un esfuerzo σ1. c) Indicadores cinemáticos (tomado de Petit, 1987).

2.4 Reactivación de estructuras

El sentido de desplazamiento de una falla puede cambiar debido a las variaciones en los campos de esfuerzos de la corteza, de ahí que sea posible observar conjuntos de estrías superpuestos en un mismo plano de falla. Consecuentemente, la caracterización de los cambios en los campos de esfuerzos en la corteza implica la identificación de la reactivación de la cinemática de las fallas (Sümer, 2015; Otsubo et al., 2017).

Kim et al. (2001), han descrito en Crackington Haven, Reino Unido, fallas de rumbos que muestran evidencias de movimiento dextrales a través de estructuras tipo "*wing crack*'' o *jogs* dilatacionales, cuales fueron reactivadas por movimientos de rumbo sinistrales. Las evidencias para la reactivación incluyen dos conjuntos de estrías en una superficie de falla, dos grupos de fracturas terminales con diferentes orientaciones, y el bajo gradiente de desplazamiento en las fallas reactivadas.

Las diferencias angulares entre estos grupos de fracturas, se podrían interpretar como diferentes distribuciones de esfuerzos, modos distintos de fracturamiento o fracturas que utilizan planos preexistentes de debilidad (Figura 2.7).

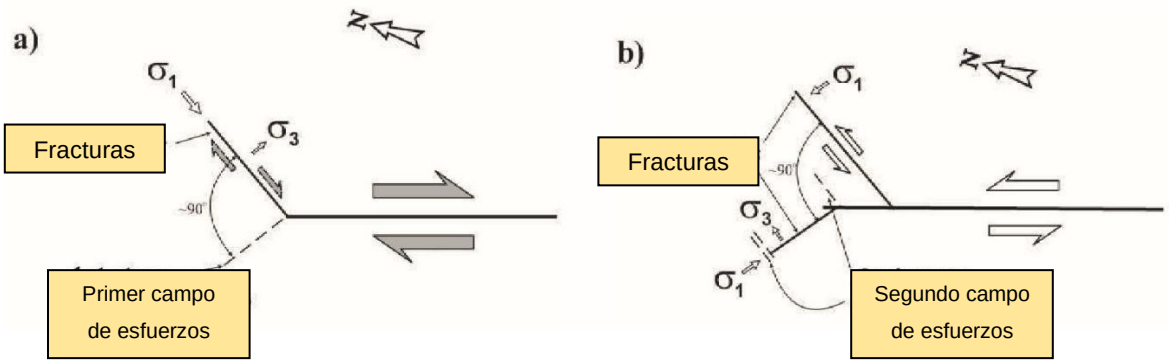

Figura 2.7: Fallas de rumbo reactivadas. (a) Movimiento inicial de rumbo dextral (b) Reactivación sinistral de la falla. Las fracturas extensionales generadas en la etapa más temprana experimentan un movimiento sinistral durante la reactivación (tomado de Kim et al., 2001).

Entre las posibles causas de reactivaciones de fallas de rumbos se encuentran el desacople por *roll-back* entre la placa oceánica y continental (Scheuber y González, 1999), cambios en las tasas de convergencia de la placa subductante (Reijs y McClay, 1998), circulación de fluidos hidrotermales (Sibson,1996), por nombrar algunas.

2.5 Mecanismos de rotaciones en falla de rumbos

Las rotaciones tipo dominó son movimientos rotacionales verticales de bloques rígidos limitados por un conjunto de fallas de rumbo sub paralelas (Freund, 1974). Se han planteado diferentes mecanismos para explicar los patrones de rotación tipo dominó a lo largo del mundo (Freund, 1974; Ron et al., 1984; Garfunkel, 1989).

Freund (1970, 1974) propone que en respuesta a la cizalla principal se desarrollan rotaciones de bloques tectónicos delimitados por fallas antitéticas, en el que observan rotaciones antihorarias o en contrasentido de las agujas del reloj en zonas de cizalla sinistral, mientras que las zonas de cizallamiento dextral se caracterizan por rotaciones en el sentido de las agujas del reloj u horarias (Figura 2.8).

Sin embargo, rotaciones en sentido horario en zonas de cizalla transpresionales sinistrales han sido ampliamente documentados en el norte de Israel, San Gabriel Mountain, y al este del desierto de Mojave de California (Nur et al., 1989).

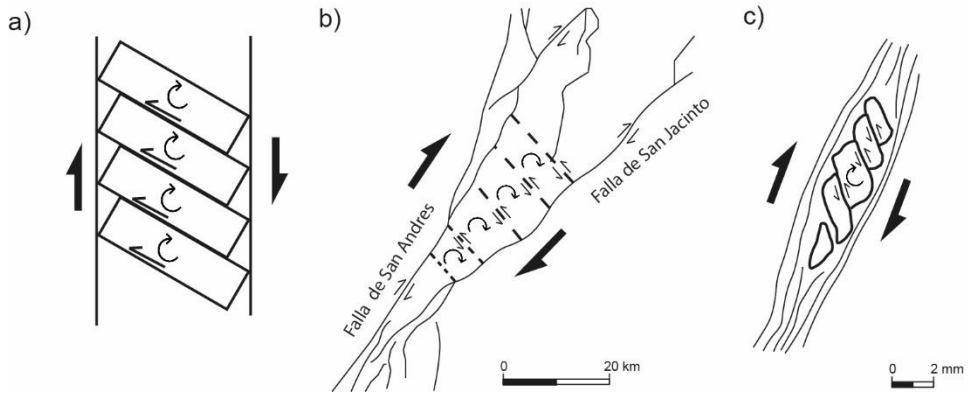

Figura 2.8: a) Esquema de distribución y sentido de la rotación de estructuras antitéticas con relación a una cizalla dextral. b) Modelo esquemático de la rotación de bloques compartimentados por estructuras antitéticas cerca de la intersección de las fallas de San Jacinto y San Andrés (Nicholson et al., 1986). c) Fracturación y rotación de un cristal de feldespato en una matriz blanda (tomado de Nicholson et al., 1986).

Ron et al. (1984), señalan la importancia de las orientaciones previas en un conjunto de fallas rumbos sub paralelas en las rotaciones de bloques (Figura 2.9). Estudios sobre relaciones geométricas de set conjugados de fallas de rumbos subparalelas en dominios estructurales, revelaron que los dominios adyacentes y distintos de fallas de rumbo conjugadas pueden rotar en direcciones opuestas (Ron et al., 1984; Garfunkel y Ron, 1985).

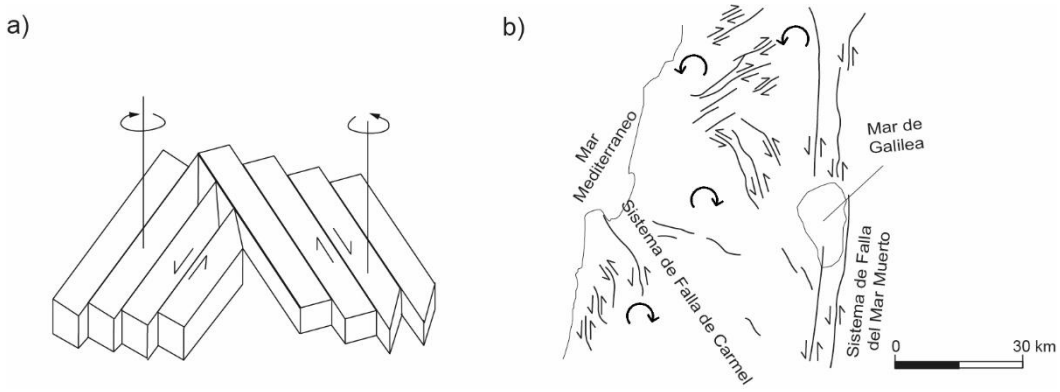

Figura 2.9: a) Esquema de la distribución y sentido de la rotación de bloques propuesto por Ron et al. (1984); b) Caso de estudio en Israel, donde se observan dos sets conjugados correspondientes al Sistema de Falla del Mar Muerto de orientación N-S y cinemática sinistral, y un sistema de falla NE de cinemática dextral (Garfunkel y Ron, 1985).

En este modelo el eje del acortamiento es perpendicular al ángulo formado entre los dos *sets* de fallas conjugadas (Figura 2.10), y conserva su posición en el transcurso de la deformación (Ron et al., 1984).

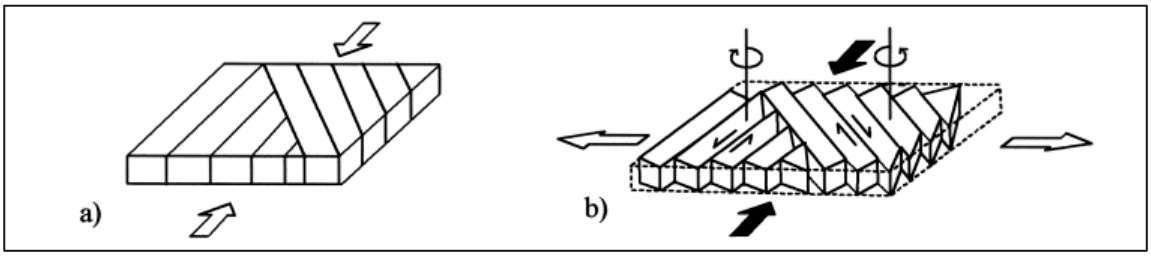

Figura 2.10: Modelo ilustrativo de la rotación de bloques que depende de la orientación previa de las fallas. a) Configuración inicial, en la que existen dos dominios definidos por las orientaciones de los sistemas de fallas. b) Configuración después de la deformación (Ron et al., 1984).

2.6 Paleomagnetismo

El campo magnético de la Tierra es registrado en las rocas durante su formación o procesos geológicos significativos (Figura 2.11; Oliva y Pueyo, 2019). Las rocas pueden eficientemente registrar un campo magnético primario, y esta magnetización puede mantenerse invariable con el tiempo (Butler, 1992).

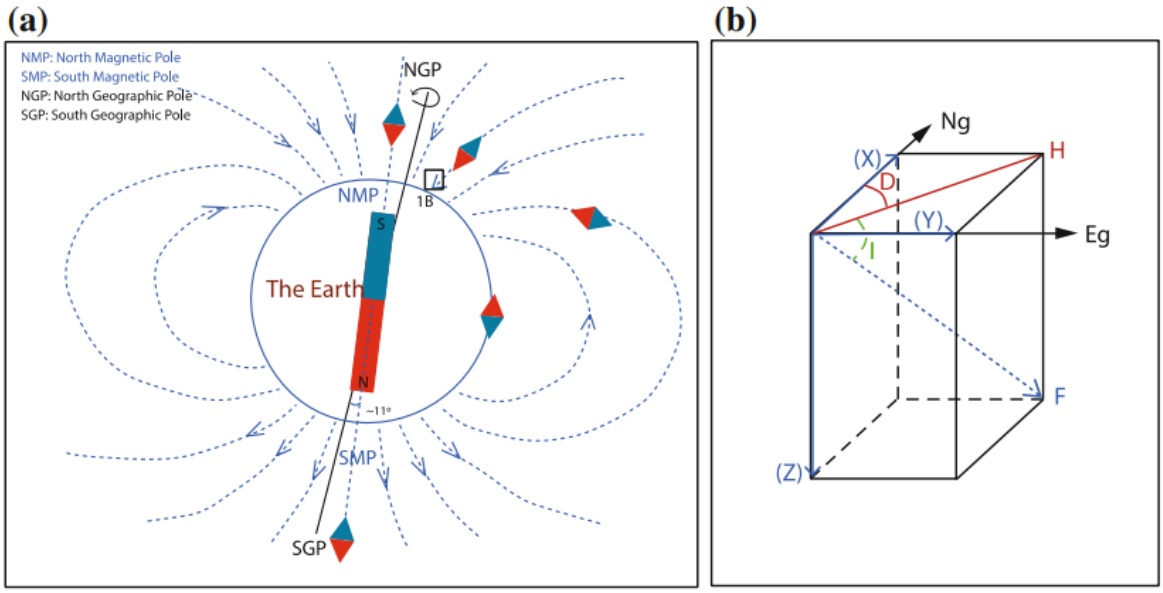

Figura 2.11: (a) Líneas del campo magnético terrestre inclinada ~11° con respecto al eje de rotación. Para un periodo de ~7000 años ambos ejes se superponen y se producen las inversiones magnéticas. (b) Representación del vector de magnetización (F) descompuesto en: (D) declinación magnética en el plano horizontal e inclinación magnética (I=Z) en el plano vertical (tomado de Oliva y Pueyo, 2019).

Los minerales ferromagnéticos, son aquellos que adquieren magnetización interna que persiste incluso cuando el campo magnético externo desaparece. Estos minerales al cristalizar se orientan respecto al polo magnético terrestre durante su formación (Butler, 2004). Al comparar la orientacion de los minerales ferromagnéticos con el vector del polo norte magnético esperado para una edad de magnetización y ubicación específica se puede calcular las rotaciones tectónicas de cada localidad. Cada mineral ferromagnético posee una temperatura por encima cual desaparece el campo magnético interno, conocida como temperatura de Curie/ Néel (Tabla 1).

Tabla 2.1.: Temperaturas máximas de bloqueo de campos magnéticos y la intensidad del campo magnético para desmagnetizar minerales ferromagnéticos.

Minerales	**Temperatura de Curie/Néel (°C)**	**Coercitividad máxima (T)**
Magnetita	580	0.3
Maghemita	590-675	0.3
Hematita	675	15.5
Goethita	120	>5
Pirrotina	320	0.5-1
Greigita	320	0.3

La composición química de los minerales ferromagnéticos corresponde a óxidos e hidróxidos de hierro tales como magnetita, maghemita, hematita, goethita, y sulfuros de hierro como la pirrotina y greigita (Lowrie, 2007). Estos minerales se encuentran presentes en todos tipos de rocas y sedimentos, y son potenciales portadores de señal paleomagnéticas.

La magnetización primaria es definida como el campo magnético en el momento de la formación de la roca, mientras que la magnetización secundaria es cualquiera otra registrada después (Butler, 2004). Esta remagnetización de la roca puede estar relacionada a procesos geológicos como la exhumación, plutonismo, metamorfismo, enterramiento, entre otros.

CAPÍTULO 3: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Contexto geotectónico general

El basamento del área de estudio corresponde principalmente a un prisma de acreción formado durante el Paleozoico superior en el margen occidental del supercontinente de Gondwana y un arco magmático, asociado a una subducción (Mpodozis y Ramos, 1989).

Durante el Triásico Medio-Superior al Jurásico, dominó un régimen tectónico extensional como consecuencia a la ruptura de Gondwana evidenciado por el desarrollo de cuencas aisladas o grábenes limitados por fallas normales NW. En estas cuencas triásicas se depositaron sedimentos clásticos continentales y marinos (Charrier et al., 2007).

La subducción durante el Jurásico y Cretácico Inferior, estableció un arco magmático evidenciado por la efusión de una potente secuencia volcánica transicional toleitica a calcoalcalina (Palacios, 1978; Rogers y Hawkesworth, 1989) y extensos batolitos dioríticos a granodioríticos y muchos plutones menores de naturaleza calcoalcalina (Marinovic et al., 1995).

Asociados al desarrollo de este arco magmático se originó el Sistema de Falla de Atacama (SFA), generado por la partición de la deformación en la corteza continental producto de la subducción oblicua entre las placas Phoenix y Sudamericana durante el Jurásico Superior y el Cretácico Inferior (Naranjo et al., 1984; Hervé, 1987; Scheuber y Andriessen, 1990; Scheuber y Reutter, 1992).

3.2 Basamenteo metamórfico

Complejo Epimetamórfico de Chañaral (Godoy y Lara, 1998)

Secuencia de rocas metamórficas de bajo grado, correspondiente a intercalaciones de esquistos, filitas y meta areniscas. Estas rocas se presentan fuertemente plegadas y falladas formando pliegues apretados tipo *chevron*. Esta unidad se extiende en la costa como una amplia franja continúa de rumbo NNE desde el norte de Taltal hasta Chañaral (Naranjo y

Puig, 1984). El Complejo Epimetamórfico de Chañaral se encuentra cubierto en discordancia angular por unidades estratificadas mesozoicas y cenozoicas. Esta intruido por El Complejo Plutónico Cifuncho (Figura 3.1).

Debido a las características petrológicas y a la correlación que se puede realizar con otros complejos metamórficos de la costa similares, tales como, el (i) Complejo Metamórfico Punta de Choros, el (ii) Complejo Metamórfico del Choapa, y el (iii) Complejo Acrecional Costero de Chile Central (Harrington, 1961; Mercado, 1977; Naranjo, 1978; Bell, 1982; Moscoso et al., 1982). Se interpreta que estos complejos se encuentran relacionados a un prisma de acreción deformado polifásicamente, de edad devónica-carbonífera, el cual incorporó sedimentos provenientes de un área elevada de la corteza (Bell, 1987).

Figura 3.1: Vista panorámica al afloramiento del Complejo Epimetamórfico de Chañaral siendo intruido por el Complejo Plutónico Cifuncho.

3.3 Rocas estratificadas

Formación Cifuncho (García, 1967; Naranjo y Puig,1984)

Secuencia sedimentaria clástica y volcanoclástica, localmente piroclástica, constituidas de conglomerados rojos, areniscas y tobas, con niveles discretos de brechas volcanoclásticas, asociadas a conglomerados, areniscas y tufitas. Presenta niveles de limolitas y calizas. La Formación Cifuncho aflora formando una franja discontinua norte-

sur al oste del área de estudio, en torno a la localidad homónima (Contreras et al., 2013). Esta unidad se encuentra sobreyaciendo, en discordancia angular, al Complejo Epimetamórfico de Chañaral y subyaciendo concordantemente a rocas de la Formación Pan de Azúcar. De acuerdo con dataciones realizadas por el método U-Pb en circón en tobas, se obtuvo una edad Triásica Superior (Contreras et al., 2013).

Formación Pan de Azúcar (García, 1967; Naranjo, 1978)

La Formación Pan de Azúcar es una secuencia de areniscas amarillas, areniscas calcáreas, lutitas y tobas bien estratificadas, de espesores generalmente inferiores a 30 cm. Las areniscas tal como las lutitas son frecuentemente ricas en fósiles, sobre todo ammonites. Los afloramientos de la Formación Pan de Azúcar, se extienden en una franja de orientación norte-sur al oeste del área de estudio (Contreras et al., 2013). La edad Hettangiano-Sinemuriano se asigna en base al abundante contenido fosilífero de ammonites (Naranjo y Puig, 1984).

Formación Posada de los Hidalgos (García, 1967; Naranjo, 1978)

Secuencia sedimentaria de brechas mal estratificadas, y en menor medida piroclástica, con intercalaciones de lavas. Además, presenta sucesiones areniscas tobáceas, localmente calcáreas, flujos de lavas, margas y calizas con fósiles marinos. Esta unidad aflora al suroeste del área de estudio (Contreras et al., 2013). La edad sinemuriana de esta formación ha sido determinada a partir en base a fósiles provenientes de diversos lugares en torno a la localidad tipo (Covacevich, 1982).

Formación La Negra (García, 1967)

Secuencia volcánica, sedimentaria clástica y carbonatada, compuestas por lavas andesíticas y andesítico-basálticas, porfiríticas parcialmente amigdaloídales, que se intercalan con brecha volcanoclásticas y areniscas. Presenta calizas y areniscas calcáreas que contienen fósiles marinos. Las rocas de la Formación La Negra afloran en la parte central del área de estudio (Contreras et al., 2013). El contacto entre las formaciones La Negra y Pan de Azúcar, es de carácter pseudoconcordante (Figura 3.2), con *hiatus*

depositacional y concordante (Contreras et al., 2013; Escribano et al., 2013). De acuerdo con el contenido fosilífero encontrado en el área de estudio, se le asigna a la base de la Formación La Negra una edad Pliensbachiano al Bajociano (Rubilar, 2012; Covacevich, 1982; Naranjo y Puig, 1984).

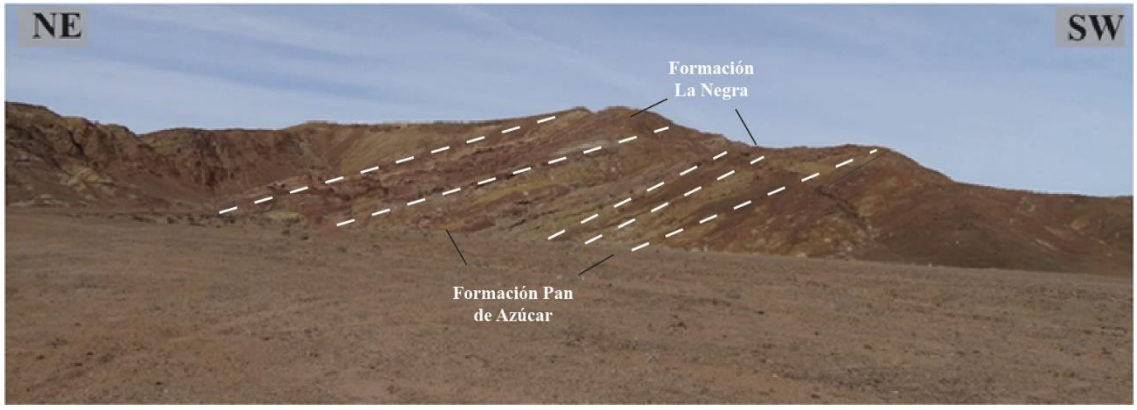

Figura 3.2: Vista panorámica al contacto pseudoconcordante entre la Formaciones Pan de Azúcar y La Negra.

Formación Aeropuerto (Ulriksen, 1979; Naranjo y Puig, 1984)

Secuencia sedimentaria clástica, volcánica y piroclástica, compuesta por brechas volcanoclásticas conglomeradicas, y por andesíticas y andesítico-basálticas. La Formación Aeropuerto aflora al centro y este del área de estudio (Contreras et al., 2013; Escribano et al., 2013). Esta formación se diferencia de la Formación La Negra por presentar facies más clásticas y sedimentarias que incluyen localmente intercalaciones de calizas bioclásticas (Naranjo y Puig, 1984). La Formación Aeropuerto representa la actividad de un arco volcánico, y sus cuencas sedimentarias asociadas, desarrolladas durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Godoy y Lara, 1998).

3.4 Rocas intrusivas

Plutones del Paleozoico Superior (Naranjo y Puig, 1984).

Corresponde a un conjunto de rocas plutónicas de grano grueso, leucocráticas, tipo sieno y monzogranito. Presenta además un característico aspecto ‘vetado’ dado por la intrusión de enjambres de diques. El Complejo Plutónico Cifuncho intruye al Complejo

Epimetamórfico de Chañaral en diferentes sitios, formando una franja irregular de orientacion nor-noreste localizada en el margen costero (Contreras et al., 2013). Adicionalmente, se encuentra cubierto por las unidades de sedimentos no consolidados y/o pobremente consolidados del Cenozoico. De acuerdo a dataciones U-Pb en circón (SHRIMP) realizadas en rocas del área de estudio, se obtuvieron edades de 284,8±6,6 y 284,5±6,2 Ma (Contreras et al., 2013).

Intrusivos hipabisales dioríticos.

Esta unidad corresponde a micro dioritas porfídicas, faneríticas y masa fundamental de grano fino a medio. Los intrusivos hipabisales dioríticos se ubican principalmente al oeste de la Mina Las Luces (Contreras et al., 2013). Los filones que presentan texturas hialoclásticas producto de la interacción agua-magma, intruyen principalmente a la Formación Pan de Azúcar, lo que evidencia su contemporaneidad con los estratos fosilíferos, por lo cual han sido asignados al Hettangiano-Sinemuriano (Contreras et al., 2013).

Granitoides Las Luces

Corresponden a cuerpos subcirculares, que afloran cercanos de la Mina Las Luces (Figura 3.3). Esta unidad instruye a las formaciones Pan de Azúcar y La Negra. Su litología presenta dioritas y dioritas cuarcíferas de grano medio muy alteradas. Los ferromagnesianos están compuestos por piroxenos en cúmulos parcialmente actinolitizados, algunas anfíboles y escasa biotita. Además de microtonalitas de color pardo-amarillento, tonalitas a granodioritas holocristalinas de grano fino, inequigranulares, y microfaneríticas sin minerales máficos (Contreras et al., 2013). Mediante métodos de datación absoluta se ha obtenido una edad U-Pb en circón (SHRIMP) de 164,8±4,2 Ma (Contreras et al., 2013).

Intrusivos hipabisales dioríticos porfíricos

En esta unidad se agrupa una gran cantidad de cuerpos hipabisales, filones y diques. Corresponden, principalmente a diques de orientación noroeste, y en menor medida a

filones y algunos pequeños *stocks*. Los diques se agrupan preferencialmente en las zonas de estructuras mayores. Presentan litologías correspondientes a diques microdioriticos y tonalíticos-dioríticos, porfídicos, gris-verdes y también rojizos. Con fenocristales de plagioclasa, piroxenos y algunas anfíbolas en una masa fundamental muy fina (Contreras et al., 2013). Dataciones de K-Ar en hornblenda hechas en esta unidad por Kurth (2000), específicamente en un set de diques de orientación NW entregaron edades entre los 165 a 155 Ma.

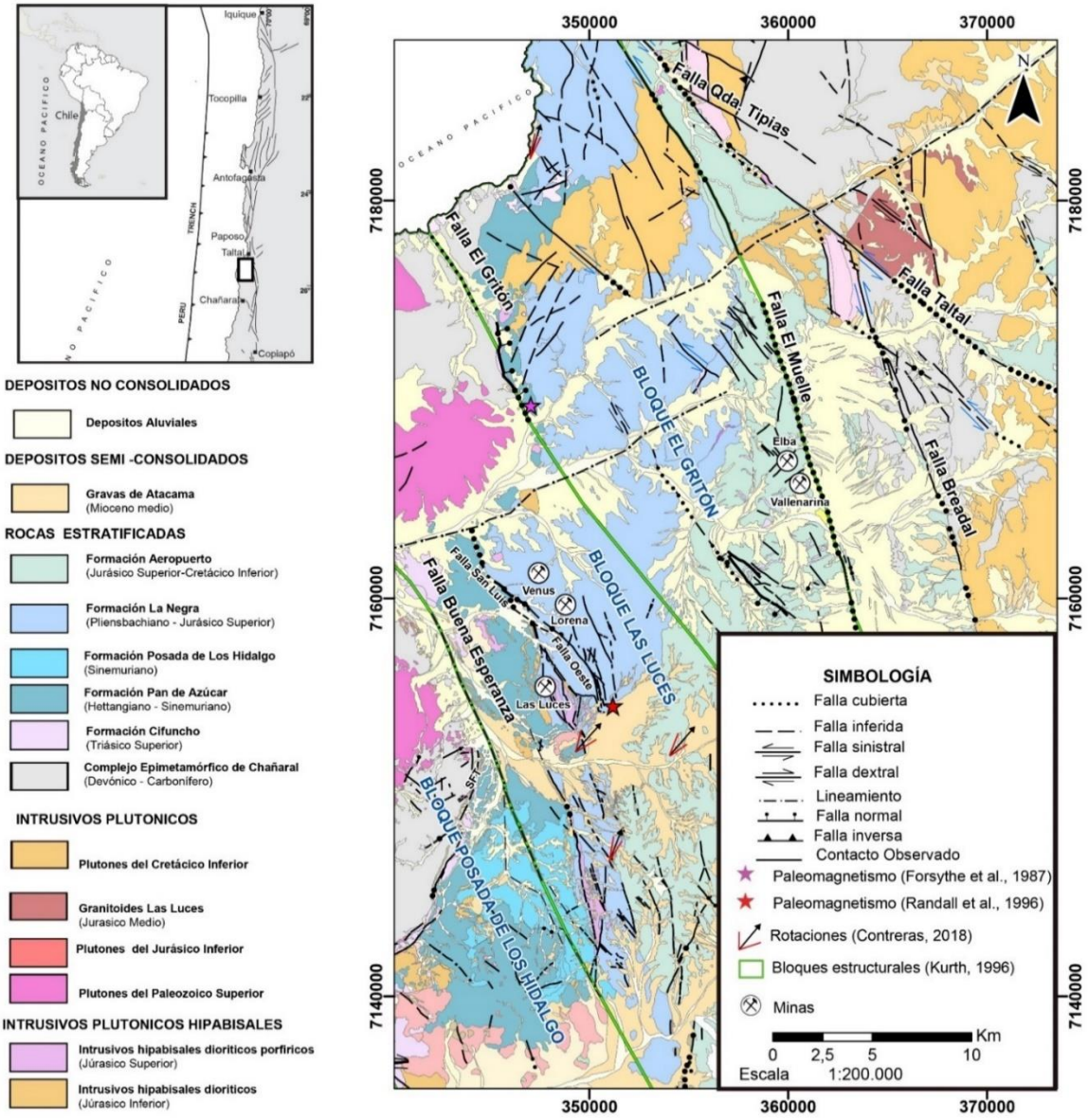

Figura 3.3: Mapa geológico del área de estudio (modificado de Aurum, 2006).

3.5 Geología estructural

Tres bloques estructurales correspondientes al dominio Cifuncho (Figura 3.4), se encuentran limitados por estructuras pertenecientes al Sistema de Fallas Noroeste (SFNW) que afectan a rocas estratificadas del Basamento Paleozoico, las formaciones Cifuncho, Pan de Azúcar, La Negra y Aeropuerto (Kurth, 2000).

El Bloque El Gritón, se encuentra delimitado por la falla homónima sinistral y la Falla El Muelle. La parte norte de este bloque fue afectada por la reactivación sinistral de la Falla Taltal durante los 125 a 110 Ma, que produjo la curvatura de la Falla El Muelle (SFA) y de los diques que instruyen a la secuencia, ambas asociadas con una rotación anti-horaria (Contreras, 2018).

El Bloque Las Luces, donde se encuentra la mina de cobre homónima. Está delimitada por las fallas El Gritón y Buena Esperanza, y dentro del bloque se reconoce la presencia de fallas de orden secundario como la Falla San Luis y el Sistema de Fallas Tigrillo (SFT). La Falla Buena Esperanza es parte del SFNW y desplaza sinistralmente a la secuencia de rocas estratificadas (Kurth, 2000).

El Bloque Posada de los Hidalgos es el más austral de este dominio y está delimitado por el norte por la Falla Buena Esperanza y por el sur no existe una estructura clara, pero está marcado por la presencia del Basamento Epimetamórfico (Kurth, 2000).

Las estructuras Noroeste no desplazan la traza del SFA, por lo tanto, el Cretácico Inferior representa una edad mínima para esta deformación. Estos antecedentes indican una edad de actividad del SFNW entre el Jurásico Medio y Superior (Contreras, 2018).

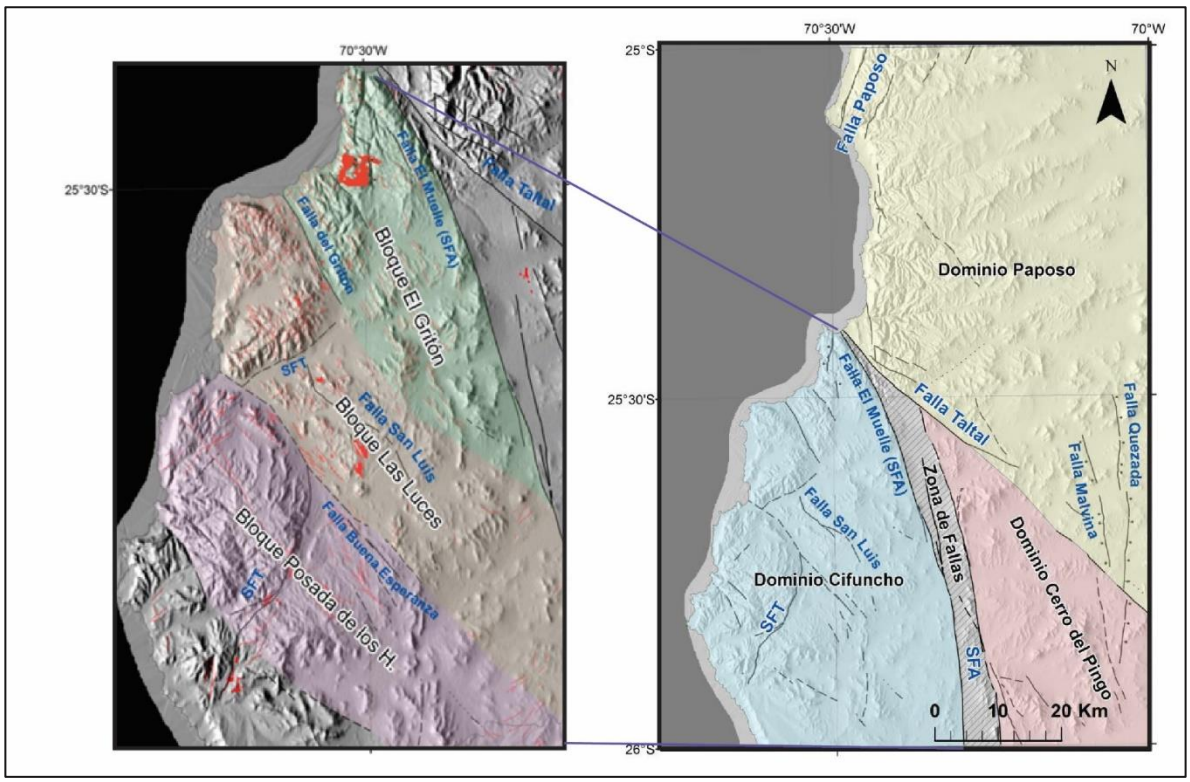

Figura 3.4: Bloques estructurales del dominio Cifuncho delimitados por el Sistemas de Fallas Noroeste (tomado de Contreras, 2018).

3.6 Convergencia durante el Jurásico al Cretácico Inferior

La subducción y el magmatismo de arco del margen andino han estado en curso desde al menos el Triásico Superior (Del Rey et al., 2016; Jara et al., 2021b), y abarca varios cambios cinemáticos en la oblicuidad de convergencia de las placas.

La oblicuidad del vector de convergencia entre las placas Aluk (Phoenix) y Sudamericana en el Jurásico temprano son compatibles con el acortamiento NW-SE, al generarse estructuras regionales con movimientos principalmente sinistrales, y componentes normales (transtensional), reportando posteriormente numerosos movimientos tanto sinistrales como dextrales (Godoy y Lara, 1998).

En este mismo periodo la dorsal Farallón-Phoenix se encontraba en el margen convergente de Sudamérica a lo largo de Chile central, y posteriormente migró hacia el

norte durante el Jurásico Superior temprano (Figura 3.5; Seton et al., 2012; Matthews et al., 2016; Young et al., 2019).

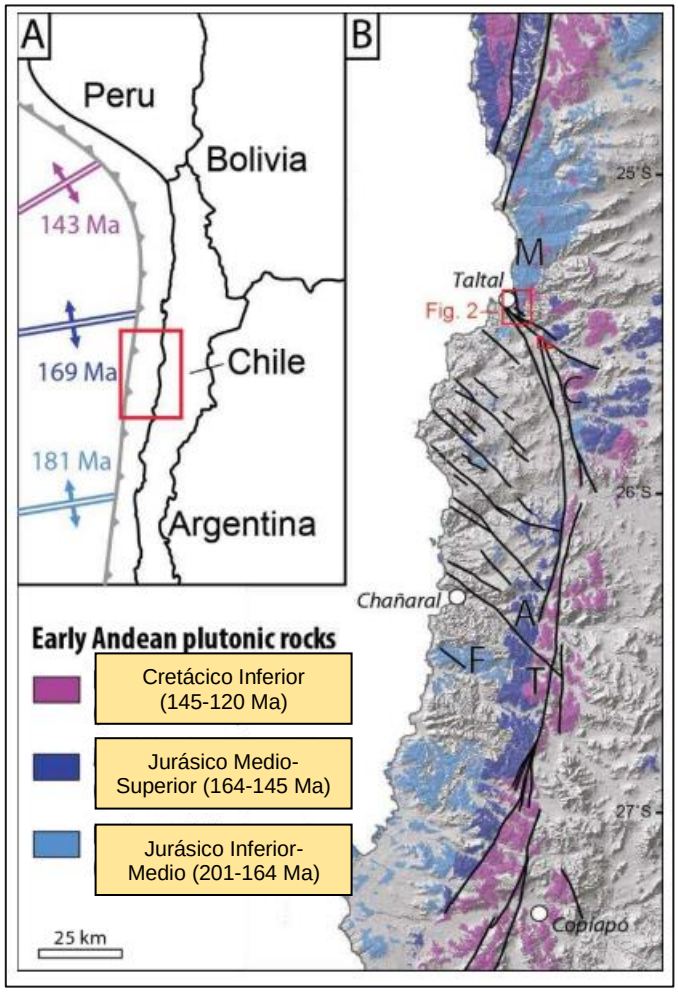

Figura 3.5: Ubicaciones aproximadas de la dorsal oceánica entre las placas Farallón (sur) y placas de Phoenix (norte) durante el Jurásico y el Cretácico Inferior (Matthews et al., 2016). B) Provincias plutónicas del arco andino temprano. Se señalan los complejos plutónicos con zonas de cizalla dúctil contemporáneas al emplazamiento: A - Ánimas, C - Cerro del Pingo, F - Flamenco, M – Matancilla, T – Las Tazas (tomado de Seymour et al., 2020).

La acumulación constante de depósitos marinos en cuencas transarco sugieren que la placa superior del arco andino fue en gran parte transtensional durante el Jurásico (Scheuber et al., 1994), esta interpretación está respaldada por fallas normales que acomodan la extensión E-W en estratos volcanoclásticos del arco (Dallmeyer et al., 1996), y la geoquímica de arco con baja contribución cortical consistente con tectónica extensional y adelgazamiento de la placa superior (Oliveros et al., 2020; Jara et al., 2021b).

El SFA es el rasgo estructural más notable, extenso, e importante durante el Jurásico al Cretácico Inferior, estableciéndose como una falla de rumbo (*strike-slip*) paralela a la fosa, y cuya traza de más de 1000 kilómetros, se ubica a lo largo de la actual Cordillera de la Costa. Contemporáneamente al SFA se encuentran abundantes cuerpos intrusivos (Damm et al., 1981), muchos de los cuales fueron emplazados bajo condiciones tectónicas transtensionales (Mpodozis y Ramos, 1989, 2008; Scheuber et al., 1994).

3.7 Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa del norte de Chile

El arco magmático continental Jurásico-Cretácico Inferior de la Cordillera de la Costa se desarrolló en un régimen tectónico transtensional durante la subducción oblicua de la Placa Phoenix bajo la placa Sudamericana en el margen oeste de Gondwana (Scheuber y González, 1999). Esta tectónica transtensional probablemente se debió al desacople de la placa subductante, y al aumento del ángulo de subducción "*slab steepening"* (Mpodozis y Ramos, 1989; Grocott y Taylor, 2002; Charrier et al., 2007).

De acuerdo con Scheuber y González (1999), la evolución del arco magmático se puede dividir en cuatro etapas según a patrones cinemáticos (Figura 3.2)

Etapa I (~195-155 Ma): Volcanismo y magmatismo profundo. Movimientos sinistrales en un régimen de alto estrés (acoplamiento sísmico).

Etapa II (~160-150 Ma): Intensificación del plutonismo somero sin volcanismo. Extensión de la corteza magmática y el arco. Esta etapa corresponde a un régimen de subducción de bajo estrés debido a la subducción-desacople placas.

Etapa III (155-140 Ma): La extensión del arco fue reemplazada por un régimen transtensional indicada por la intrusión de diques. Esta etapa se encuentra en dividida en dos subetapas señalada por la existencia de dos tendencias de diques:

Subetapa III a: Intrusión de diques con tendencia NE-SW (extensión NW-SE) en un régimen de subducción de bajo estrés (desacoplamiento sísmico). Presenta movimientos dextrales.

Subetapa III b: Intrusión de diques con tendencias NW-SE (extensión NE-SW) en un régimen de subducción de alto estrés. Presenta movimientos sinistrales.

Etapa IV (hasta ~125 Ma): Desplazamiento sinistral a lo largo del SFA con el desarrollo de milonitas y cataclasitas de baja temperatura, correspondiente a un régimen de subducción de alto estrés

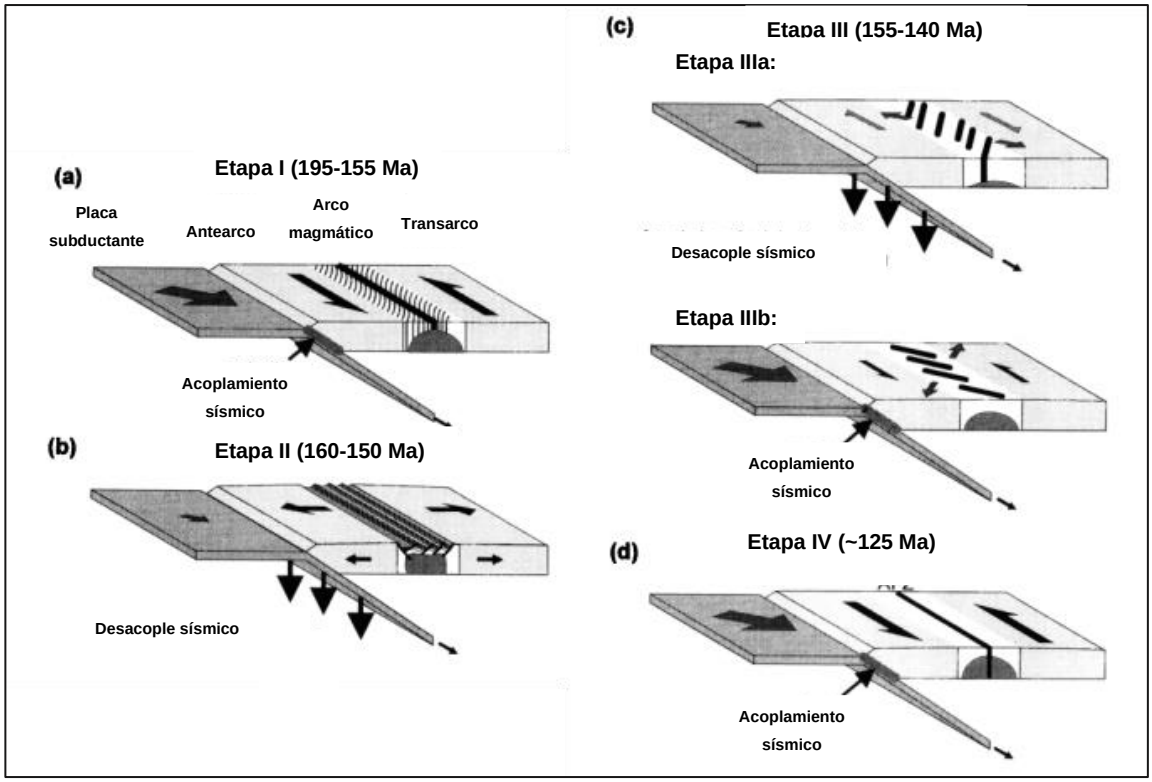

Figura 3.6: Modelo para la evolución tectónica del arco Jurásico-Cretácico Inferior del Norte de Chile y la zona de subducción inferida (a) Etapa I: Volcanismo y magmatismo profundo. Presenta movimientos sinistrales. (b) Etapa II: Intensificación del plutonismo somero sin volcanismo. Extensión de la corteza magmática y el arco. (c) Etapa III: Extensión oblicua del arco. Etapa III a: Intrusión de diques con tendencia NE-SW. Presenta movimientos dextrales. Etapa III b: intrusión de los diques con tendencias NW-SE. Presenta movimiento sinistral (d) Etapa IV: Desplazamiento sinistral a lo largo del SFA (tomado de Scheuber y González, 1999).

3.8 Rotaciones tectónicas

Existe una estrecha relación entre la formación del Oroclino Boliviano durante el Eoceno-Oligoceno, y los patrones rotacionales de bloques en sentido horario de 20° al norte de Chile (Figura 3.7; Beck, 2004; Taylor et al., 2005). Sin embargo, existen

mediciones paleomagnéticas de rotaciones horarias anómalamente altas (>25°), relacionadas a eventos previos a la formación del Oroclino Boliviano (Taylor et al., 2005).

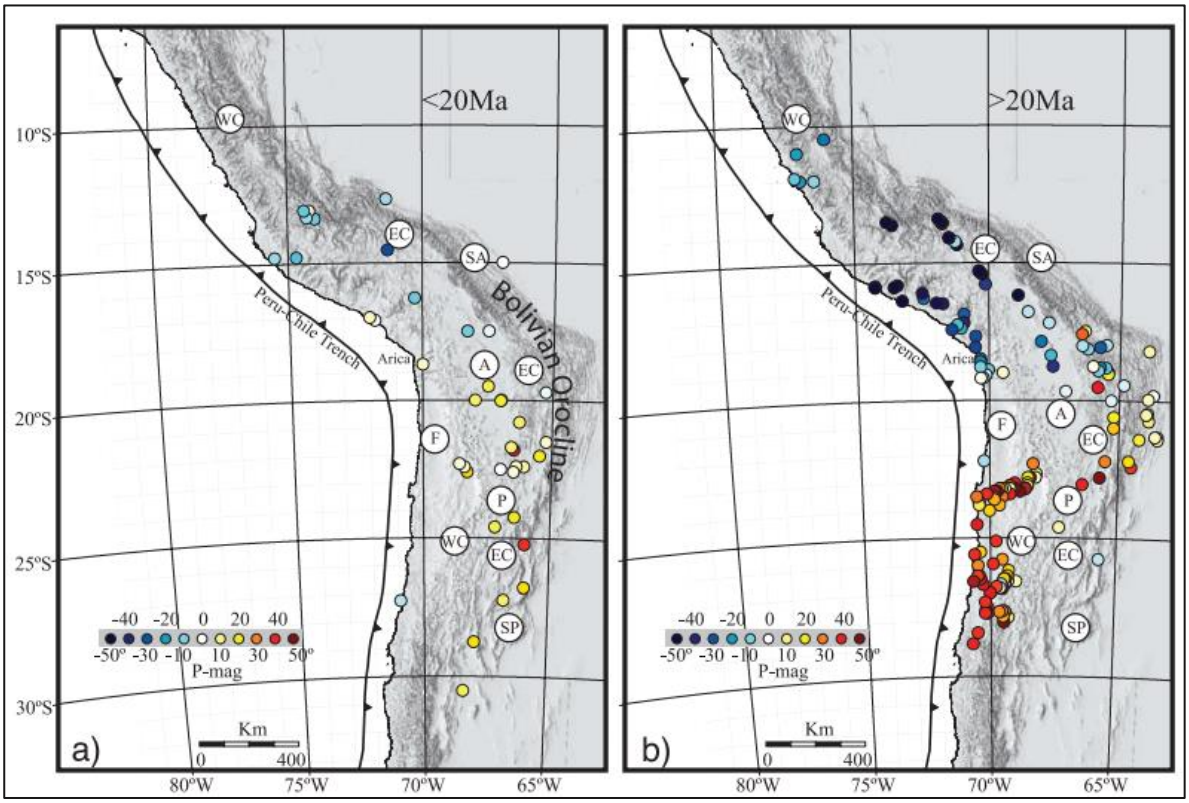

Figura 3.7: Mediciones paleo magnéticas a lo largo de los Andes Centrales. Las rotaciones de bloques han sido determinadas paleo magnéticamente sobre ejes verticales son mostradas como círculos (a) para rocas más jóvenes que 20 Ma y (b) para rocas más antiguas que los 20 Ma. Rotaciones en sentido horario son mostradas en rojo, mientras que las antihorario en azul. F, ante antearco moderno; WC, Cordillera Occidental; A, Altiplano; P, Puna; EC, Eastern Cordillera; SA, sub-Andean zone; SP, Sierras Pampeanas (tomado de Arriagada, 2008).

En el sector de Taltal-Cifuncho las rocas estratificadas del Triásico al Jurásico presentan magnetización primaria con rotaciones horarias ~ 40° (Taylor et al., 1998; 2005). Mientras que las rocas estratificadas remagnetizadas poseen rotaciones en sentido horario de ~20° medida en rocas del bloque El Gritón y 21,9°±7,4° en el bloque Las Luces (Contreras, 2018).

La remagnetización de las rocas estratificadas son consecuencia de la intrusión de enjambres de diques microdioríticos hipabisales NW que han sido datados en 155 Ma (K-Ar en hornblenda; Kurth, 2000). Por lo tanto, las rotaciones paleomagnéticas de ~ 40°

registradas en rocas estratificadas con magnetización primaria, pueden ser interpretadas como localidades que han sido afectadas por una rotación de ~20° en sentido horario, previa de los 155 Ma, asociada posiblemente a fallas meso-escalares (SFNW) en un arreglo tipo dominó que interactúa con el Sistema de Falla de Atacama (Figura 3.8; Contreras, 2018).

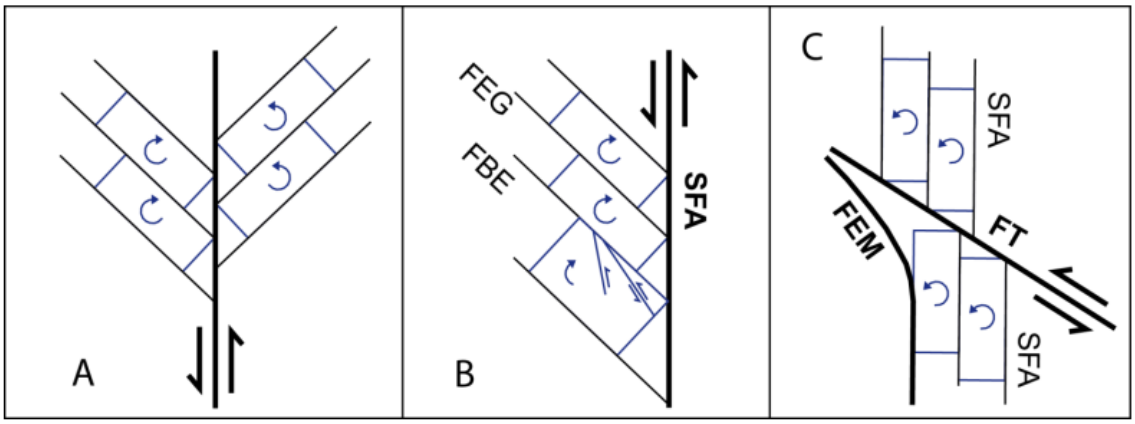

Figura 3.8: Modelos para explicar las rotaciones anómalas de este estudio. A. Mecanismos de rotación producidos por una falla sinistral de mesoescala, dependiendo de la geometría de las estructuras preexistentes. B. Caso de interacción de Sistema de Fallas Noroeste y el Sistema de Falla de Atacama (SFA). Dentro del Sistema de Fallas Noroeste son individualizadas las fallas El Gritón (FEG) y Buena Esperanza (FBE). C. Caso de interacción entre la Falla Taltal (FT) y el SFA, del cual se observa la Falla El Muelle (FEM) que se encuentra curvada, y que actúa como marcador de la rotación que es mayor cerca de la FT (tomado de Contreras, 2018).

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA DE TRABAJO

4.1 Compilación y análisis de información

Para tener una mayor comprensión de las rocas y estructuras presentes en el área de estudio, se llevó a cabo la observación de imágenes satelitales de © Google Earth Pro con la finalidad de identificar lineamientos locales y regionales. Por último, se realizó la recopilación bibliográfica de trabajos previos para un mayor entendimiento de la geología del sector.

4.2 Obtención de datos

Durante el levantamiento geológico, se caracterizaron las unidades litológicas del área de estudio mediante un mapeo en superficie, ademas se tomaron datos estructurales de fallas, vetas y diques. Los datum estructurales controlados comprenden: (a) Coordenadas UTM, Este y Norte; (b) Rumbo y manteo de estructuras medidos con la regla de la mano derecha (*right hand*); (c) *Trend/plunge* de las estrías en planos de fallas; (d) Indicadores cinemáticos; (e) Relleno y potencia de la estructura. Para evaluar la calidad de las medidas, los datos se categorizaron, según el grado de confiabilidad de los indicadores cinemáticos: Falla tipo A, que puede presentar crecimiento mineral o dos indicadores cinemáticos; Tipo B, un indicador cinemático claro; Tipo C, un indicador cinemático en malas condiciones y Tipo D, un indicador cinemático deficiente. Junto con los datos en superficie, se utilizaron los datos obtenidos en las minas Riegel, Avión, Lorena y Venus.

Para la abreviatura de los minerales reconocidos, se utilizó la nomenclatura propuesta por Kretz (1983), y Whitney y Evans (2010).

Tabla 4.1.: Resumen de minerales con su correspondiente abreviatura, según la nomenclatura de Kretz (1983), y Whitney y Evans (2010).

Minerales	Abreviatura
Arcilla	Cly
Atacamita	Ata
Calcita	Cal
Clorita	Chl
Crisocola	Ccl

Cuarzo	Qz
Epidota	Ep
Hematita	Hem
Limonita	Lm
Magnetita	Mgt
Malaquita	Mlc
Pirolusita	Pyr
Roca triturada	Rt
Salbanda	Sb

4.3 Procesamiento de datos

Se utilizó el programa © Dips 5.1 (Rockscience Inc), para generar diagramas de rosetas y densidad de polos de las fallas, vetas y diques del área de estudio. De acuerdo a estos diagramas se obtuvieron las orientaciones preferenciales de las estructuras, que pueden clasificarse según su geometría respecto a estructuras principales (M), tales como fallas sintéticas (R y P), antitéticas (R´ y P´), y fracturas de tensión (T) (Riedel, 1929).

Para un mejor análisis del comportamiento estructural se estudiaron por separados los bloques estructurales El Gritón (minas Elba, Avión y Riegel) y Las Luces (mina Las Luces, Lorena y Venus), correspondientes al sector norte y sur del área de estudio respectivamente.

5.1.1 Andesitas sensu estricto y porfídica

Se caracterizan por poseer una textura afanítica, porfídica y amigdaloidal (Figura 5.1), compuestas por entre un 50−90% de masa fundamental microcristalina, con 10−50% de fenocristales. Estos últimos corresponden a 90% de plagioclasa, 1−4% de magnetita, 0−3% de piroxeno y 0−3% anfíbol. Estas andesitas se alternan con brechas volcánicas de matriz andesítica y clastos subangulosos. Los estratos se presentan rítmicos, con potencias regulares entre 3−7 metros, y con numerosas amígdalas hacia su "techo", debido a procesos de desgasificación. Los niveles amigdaloidales alcanzan una potencia variable entre 1−3 metros, y constituyen un especial interés exploratorio por su gran capacidad de albergar minerales de mena, debido a su alta permeabilidad. Las vesiculas se observan, parcial a totalmente rellenas con cantidades variables de sílice, calcita, clorita, epidota y en ocasiones minerales de Cu (sulfuros y/o óxidos). En superficie, estas andesitas presentan en ocasiones algunos *boxworks*, lo que sugiere la lixiviación de sulfuros de hierro, probablemente pirita.

Figura 5.1: a) Muestra de la unidad de andesitas sensu estricto y porfídica. b) Estratificaciones con manteos hacia el NE.

5.1.2 *Sills* microdioríticos

Estos cuerpos microdioríticos se emplazan de forma sub-concordante a la secuencia volcánica estratificada de la Formación La Negra. Estos *sills* poseen bordes de contacto hematizados de 1−2 centímetros, potencias de entre 2−10 metros, con ocurrencias ubicuas y rítmicas, constituyendo el ~20% del volumen total de la Formación La Negra. Por otro lado, presentan texturas que varían entre afanítica a microcristalina (Figura 5.2), lográndose en ocasiones diferenciar cristales de plagioclasa (~80%), magnetita (5−10%), hornblenda (7%) y piroxeno (3%). El pequeño tamaño de sus cristales, produce una alta impermeabilidad, lo que deriva en una pobre capacidad de albergar minerales de alteración y mena, existiendo sólo puntuales excepciones.

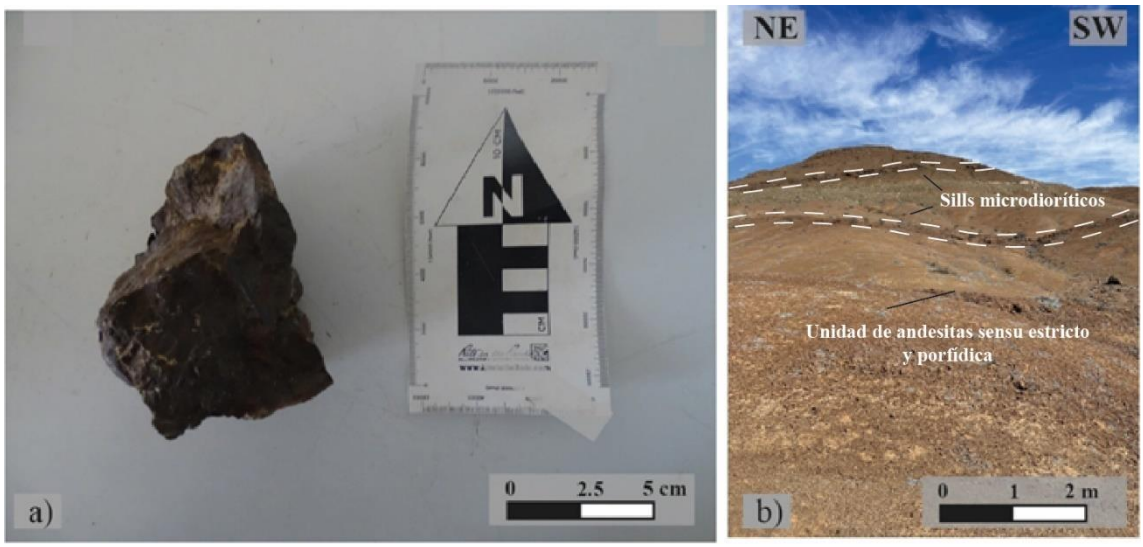

Figura 5.2: Unidad de *sills* microdioríticos. a) Muestra de mano, obsérvese la textura afanítica a microcristalina. b) *Sills* microdioríticos emplazados en las estratificaciones de la Unidad de andesitas sensu estricto y porfídica.

5.1.3 Intrusivo pórfido diorítico

Este cuerpo intrusivo aflora en toda el área de estudio (Figura 5.3) y su emplazamiento se produce por fallas orientadas ~N60°E a ~E-W en el sector de las minas Elba, Avión y Riegel, mientras que en el área de las minas Lorena y Venus se emplaza de forma subconcordante a la secuencia volcánica estratificada de la Formación La Negra. Este cuerpo posee textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa (93%), piroxeno (4%) y

anfíbol (3%), inmersos en una masa fundamental afanítica, que dependiendo de sus alteraciones posteriores su color varía de gris-claro a rojiza-amarillenta (hematización-argilización). Este cuerpo presenta escasa capacidad de albergar mineralización, observándose incipientes óxidos y sulfuros de cobre limitados a su "costra" periférica, cuyo espesor es variable, no obstante, en general es inferior a un metro.

Figura 5.3: Unidad de intrusivo diorítico porfídico. a) Muestra de mano, obsérvese los cristales de plagioclasa superiores a los 2 mm. b) Afloramiento, obsérvese la textura porfídica dominante en la roca.

5.1.4 Diques microdioríticos

Numerosos diques de composición microdiorítica cortan a la secuencia de rocas mencionadas anteriormente. Estos diques poseen longitudes kilométricas, potencias entre 0,2−15,0 metros, y se encuentran emplazados por estructuras orientadas NS a NW-N30°W en el sector de las minas Las Luces, Lorena y Venus, sin embargo, existe un rango preferencial en los sectores aledaños a las minas Elba, Avión y Riegel que varía entre N45−80°E. Los diques dioríticos presentan textura porfídica (Figura 5.4), con fenocristales de plagioclasa (30−50%) y anfíbol (10−15%) inmersos en una masa fundamental afanítica de color. A su vez, los diques microdioríticos presentan textura afanítica, exhibiendo en ocasiones algunos pequeños fenocristales de plagioclasa inmersos en una masa fundamental microcristalina.

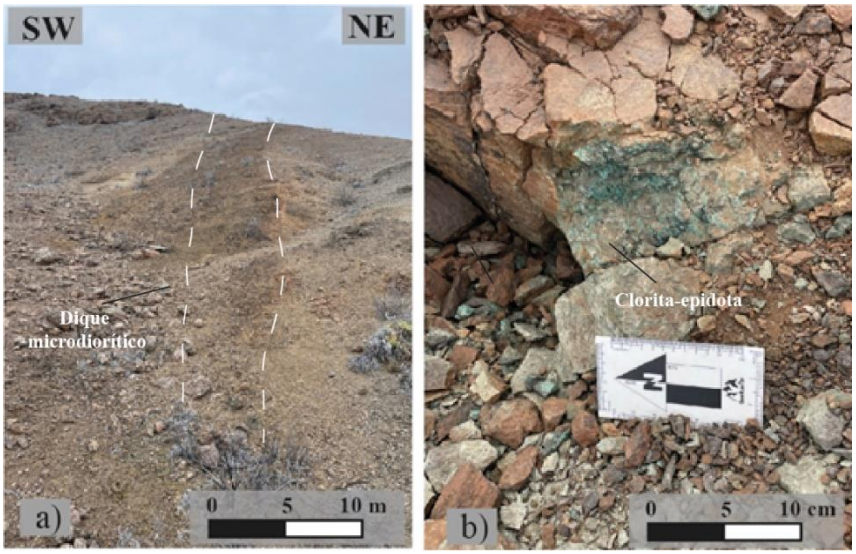

Figura 5.4: a) Afloramiento de dique microdiorítico. b) Dique microdiorítico que presenta alteración clorita-epidota en sus bordes.

5.1.5 Sedimentos aluviales y coluviales

Estos depósitos sedimentarios clásticos, están compuestos por gravas, arenas y limos, mal seleccionados y no consolidados. Se encuentran asociados a flujos aluviales recientes que se concentran en partes bajas de actuales quebradas y valles (Figura 5.5). Contiene indiferenciadamente depósitos de similar composición, asociados a rodados transportados gravitacionalmente por las laderas de cerros.

Figura 5.5: Afloramiento de sedimentos aluviales y coluviales.

CAPITULO 6: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

6.1 Generalidades

En este trabajo se tomaron datos estructurales de diques, vetas-fallas y fracturas en los bloques estructurales El Gritón (minas Elba, Avión y Riegel) y Las Luces (mina Las Luces, Lorena y Venus), correspondiente al sector norte y sur del área de estudio respectivamente. Estas estructuras se encuentran caracterizadas de acuerdo con su orientación (rumbo y manteo), cinemática (todos los indicadores presentes), relleno mineralógico y espesor.

6.2 Bloque El Gritón

6.2.1 Mina Avión

Antigua labor minera realizada en una estructura principal mineralizada de orientación N60-65°E/75°E, y espesores de 1,0−2,5 m (Figura 6.1). En superficie la estructura presenta una corrida de 300-400 m. Se infiere una cinemática dextral-normal a partir de indicadores cinemáticos correspondientes a planos de escalones, lunetas, fractura R, *stretching mineral* y sigmoides. Presenta estrías subhorizontales, con *rake* de 16°SW. El relleno mineralógico corresponde a Calcita, Crisocola, Malaquita, Limonita, Pirolusita y Hematita. La mayor concentración de la mineralización se encuentra asociada a la intersección con estructuras de orientación N-S (±10°) y N65-85°W, en tales áreas las vetas pueden alcanzar hasta 4 m de espesor.

Las estructuras N-S de la mina poseen evidencian cinemática normal determinada por estrías subverticales, sigmoides y marcas de arrastre. Estas estructuras poseen espesores de 0,6-0,8 m, y rellenos de Calcita, Limonita, Salbanda, Crisocola, Malaquita, Epidota, Hematita, Pirolusita, y Clorita. Mientras que las estructuras N65-85°W/80°N, poseen cinemática dextral-normal determinada por indicadores cinemáticos tales como: colas de caballo, sigmoides y marcas de arrastre. Presenta espesores de 0,8-1,2 m, y relleno mineralógico de Calcita, Limonita, Salbanda, Crisocola, Malaquita, Epidota, Hematita y Clorita.

Figura 6.1: a) Vista a estructura principal de la Mina Avión. b) Plano estriado de Falla Avión con indicadores cinemáticos dextrales, tales como escalones y lunetas. c) Estructura principal Avión con el desarrollo de planos secundarios d) Plano estriado con indicadores cinemáticos dextrales, tales como marcos de arrastres y escalones. En la falla se observan dos *sets* de estrías. e) Labor minera desarrollada en estructura mantiforme. f) Estrías verticales y escalones en estructuras N-S.

6.2.2 Mina Riegel

Labor minera abandonada, hospedada en una estructura principal mineralizada de orientación N65-75°E/75°E (Figura 6.2). Presenta una traza en superficie de 100-150 m de corrida y espesores variables de 0,8−2,0 m. La estructura presenta relleno mineralógico correspondiente a Calcita, Crisocola, Malaquita, Limonita, Pirolusita, y Hematita, y se infiere una cinemática dextral-normal determinada por indicadores cinemáticos correspondientes a planos de fractura R, desplazamientos de diques y sigmoides (Figura 6.2). Presenta estrías subhorizontales, con *rake* de 16°SW. La mayor concentración de la mineralización se encuentra en zonas de crucero entre las estructuras de orientación N-S (±10°)/80°-subvertical W y N65-85°W/75°N.

Las estructuras N-S (±10°) presentan espesores que varían entre los 0,5-0,7 m con rellenos mineralógicos de Calcita, Limonita, Salbanda, Crisocola, Malaquita, Epidota, Hematita, Pirolusita, y Clorita. La cinemática normal de estas estructuras fueron determinada por estrías subverticales, sigmoides y escalones. Mientras que las estructuras N65-85°W/80°N, poseen cinemática dextral determinada por sigmoides, escalones y marcas de arrastre. Sin embargo, en algunos sectores de la mina en estructuras subparalelas se encontraron estrías subhorizontales e indicadores de cinemática sinistral. Las estructuras N65-85°W poseen espesores de 1,0-1,2 m, y rellenos mineralógicos de Calcita, Limonita, Salbanda, Crisocola, Malaquita y Hematita.

En este sector se pudo observar las relaciones temporales entre las diferentes estructuras. Las estructuras N65°W cortan y desplazan dextralmente a la falla N-S (±10°), y N65-75°E por el cual se emplaza un dique de composición microdiorítica. Mientras que las estructuras N-S corta a la falla N65-75°E.

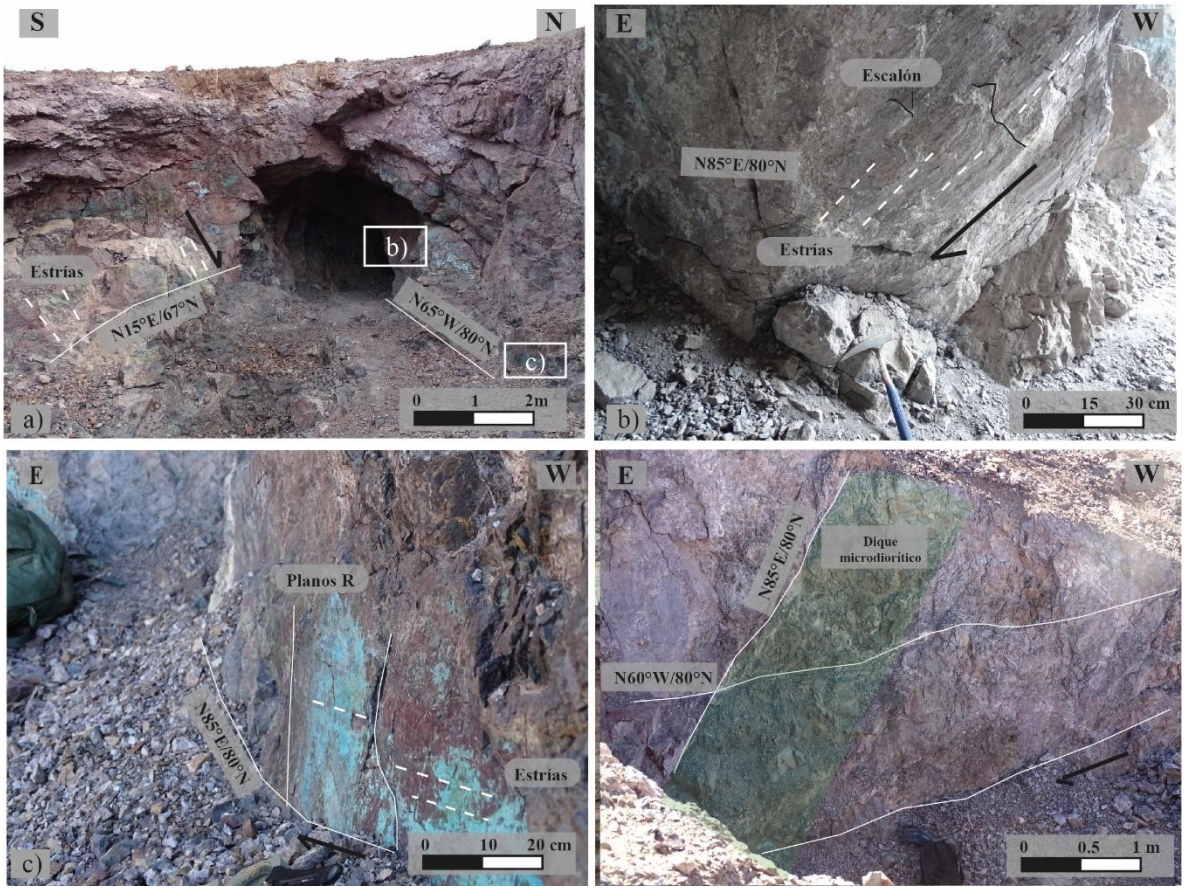

Figura 6.2: a) Vista a estructura principal de la Mina Riegel, en el que se observan la intersección entre dos estructuras. b) Plano estriado de falla principal Riegel con indicadores cinemáticos dextrales, tales como escalones y estrías oblicuas. c) Fracturas *Riedel* en el plano principal. Obsérvese el desarrollo de estrías subhorizontales. d) Estructura E-W, en que se emplaza dique microdiorítico. Tal estructura se encuentra desplazada dextralmente por falla de orientación N60°W.

6.2.3 Estructuras en superficie del bloque El Gritón

En la superficie del bloque El Gritón correspondiente a los sectores aledaños a las minas Elba, Avión y Riegel se reconocieron 3 set estructurales principales: (i)N-S; (ii) NE; y (iii) E-W (Figura 6.3). Estas estructuras de espesores y trazas variables, presentan generalmente rellenos de Limonita, Calcita, Hematita, Salbanda, Epidota, Clorita, Crisocola y Malaquita. A continuación, se presentan una descripción detallada de los diferentes *sets* estructurales:

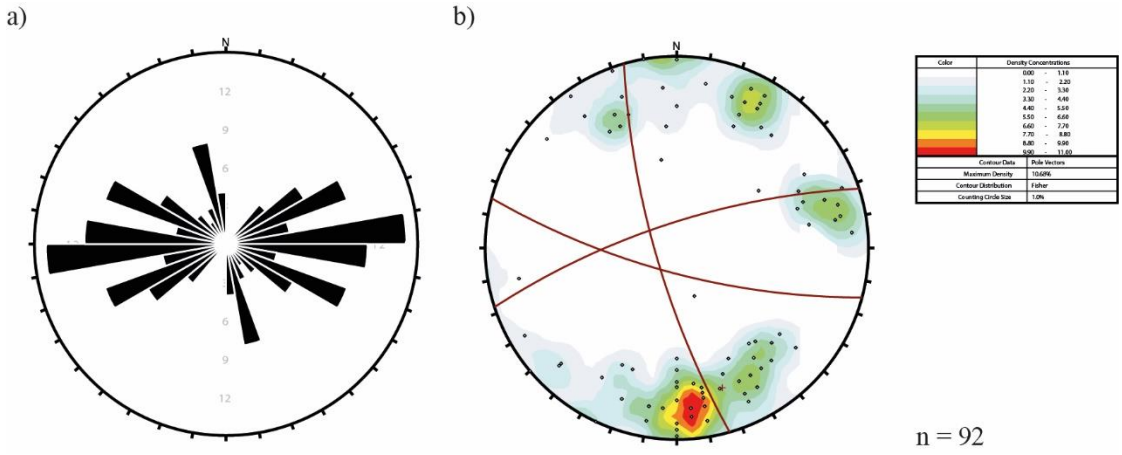

Figura 6.3: a) Diagrama de roseta de las estructuras en superficie del bloque El Gritón. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos de la totalidad de estructuras. Se reconocen 3 *sets* estructurales.

6.2.3.1 Set estructural N-S

Familia de estructuras de orientación N-S (±10°)/70°W-subvertical (Figura 6.4), espesores variables entre 0,5-1,0 m, que presentan rellenos mineralógicos de Limonita, Calcita, Hematita, Salbanda, Epidota, Clorita, Crisocola, Malaquita y Atacamita. En superficie poseen longitudes de trazas entre 50 a 550 m.

Principalmente estas estructuras poseen movimientos normales determinados por estrías sub verticales y por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como estructura tipo *Riedel*, escalones en rocas y sigmoides.

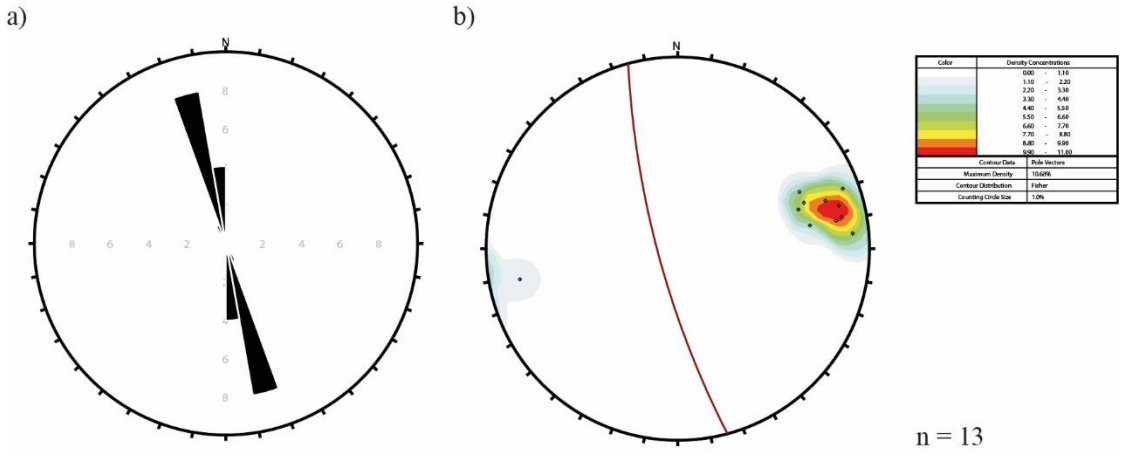

Figura 6.4. a) Diagrama de roseta de las estructuras de orientación N-S en el bloque El Gritón. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

6.2.3.2 Set estructural NE

Conjunto de estructuras de orientación N50-60°E/subvertical (Figura 6.5), que presentan rellenos de Limonita, Calcita, Salbanda, Epidota, Pirolusita, Clorita, Crisocola y Malaquita. En superficie poseen espesores variables entre 0,7-1,2 m, con longitudes de trazas métricas a kilométricas.

Estas estructuras poseen movimientos dextrales-normales determinados por estrías sub horizontales y por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como estructura tipo *Riedel*, escalones en rocas, sigmoides, y fibras de relleno mineral.

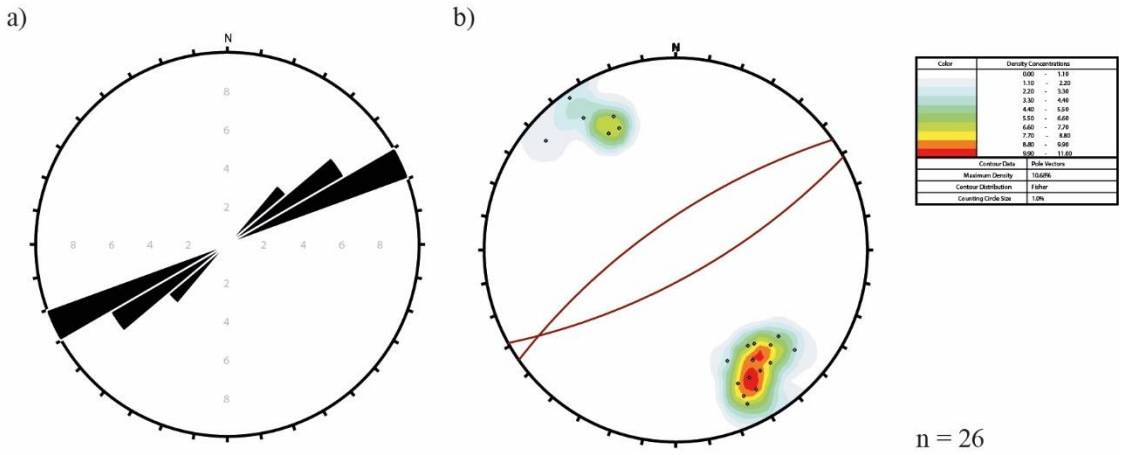

Figura 6.5: a) Diagrama de roseta de las correspondiente al set estructural NE en el bloque El Gritón. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

6.2.3.3 Set estructural E-W

Set estructural de orientación de orientación N80°W a E-W (Figura 6.6), que presentan rellenos de Limonita, Calcita, Salbanda, Epidota, Pirolusita, Clorita, Crisocola, y Malaquita. En superficie poseen espesores variables entre 1,0-1,5 m, con longitudes de trazas métricas a kilométricas.

Generalmente estas estructuras poseen movimientos dextrales-normales determinados por estrías sub verticales por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como estructura tipo *Riedel*, marcas de arrastres, lunetas, fibras de relleno mineral, escalones en rocas y sigmoides.

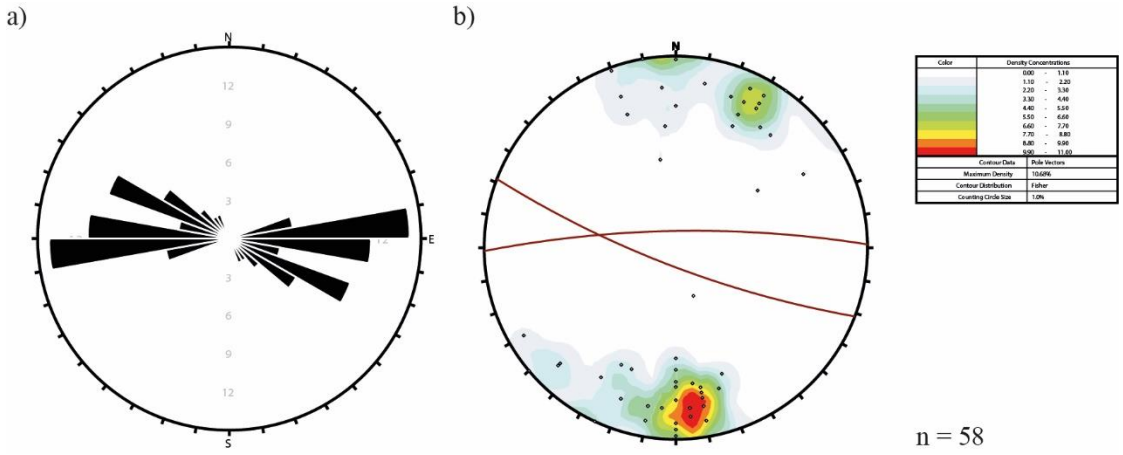

Figura 6.6: a) Diagrama de roseta de las correspondiente al set estructural E-W en el bloque El Gritón. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

6.2.3.4 Estructuras condicionantes del emplazamiento de diques microdioríticos.

Diques kilométricos de composición microdiorítica emplazados en estructuras dextrales de orientación N50-70°E y E-W (Figura 6.7). Estos diques intruyen al cuerpo diorítico y a la andesita porfídica. Los diques poseen espesores que varían entre los 0,5 a 2,0 m. En algunos sectores se presenta alteración a Calcita, Clorita, y Limonita en los bordes. Algunos diques de orientación N-W, son cortados dextralmente por fallas E-W.

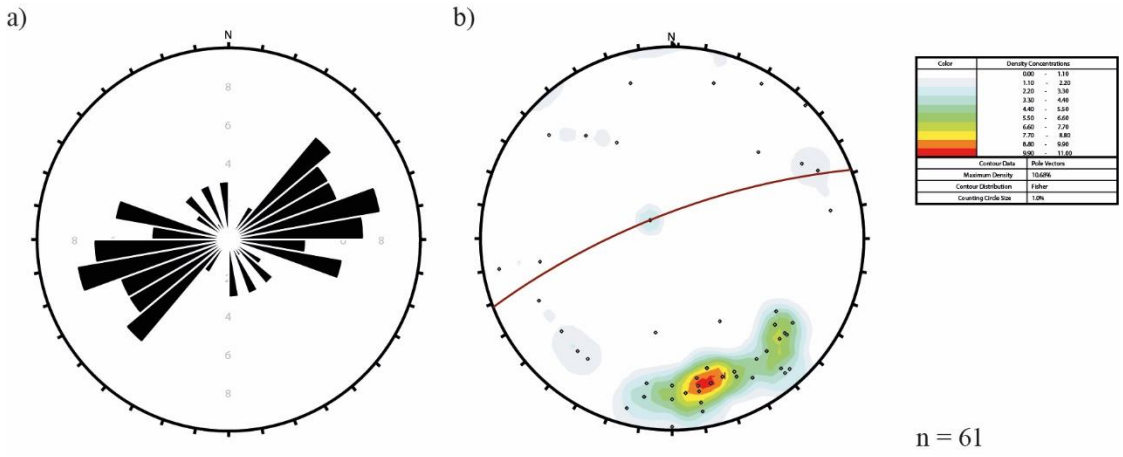

Figura 6.7: a) Diagrama de roseta de todas las estructuras condicionantes del emplazamiento de diques microdioríticos en el bloque El Gritón. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos de los diques vistos en terreno.

6.3 Bloque Las Luces

6.3.1 Mina Venus

Estructura mineralizada de orientación N24°W/70°E, y espesores de 4−5 m (Figura 6.8). En superficie presenta una traza de 150-200 m de corrida. Se infiere una cinemática sinistral-normal determinada por indicadores cinemáticos correspondientes a planos de fractura R, *stretching mineral* y sigmoides. Presenta estrías sub horizontales, con *rake* de 10-15°N. El relleno mineralógico corresponde a Calcita, Limonita, Salbanda, Crisocola, Atacamita, Epidota, y Hematita. La mayor concentración de la mineralización se encuentra asociada a la intersección con una estructura de orientación N-S (±10°)/70°W y cinemática sinistral-normal determinada por sigmoides y marcas de arrastre. Esta estructura posee espesores de 0,6-0,8 m y presenta relleno mineralógico de Calcita, Limonita, Salbanda, Crisocola, Malaquita, Epidota, Hematita, Pirolusita, y Clorita.

Asociadas a las estructuras N-S y N30°W, existe un nivel mantiforme mineralizado de ~2,5 m de potencia, compuesto por brechas volcánicas con relleno de Calcita, Crisocola, Atacamita, Epidota y Hematita. El manto se encuentra limitado a techo por un *sill* de composición microdiorítica.

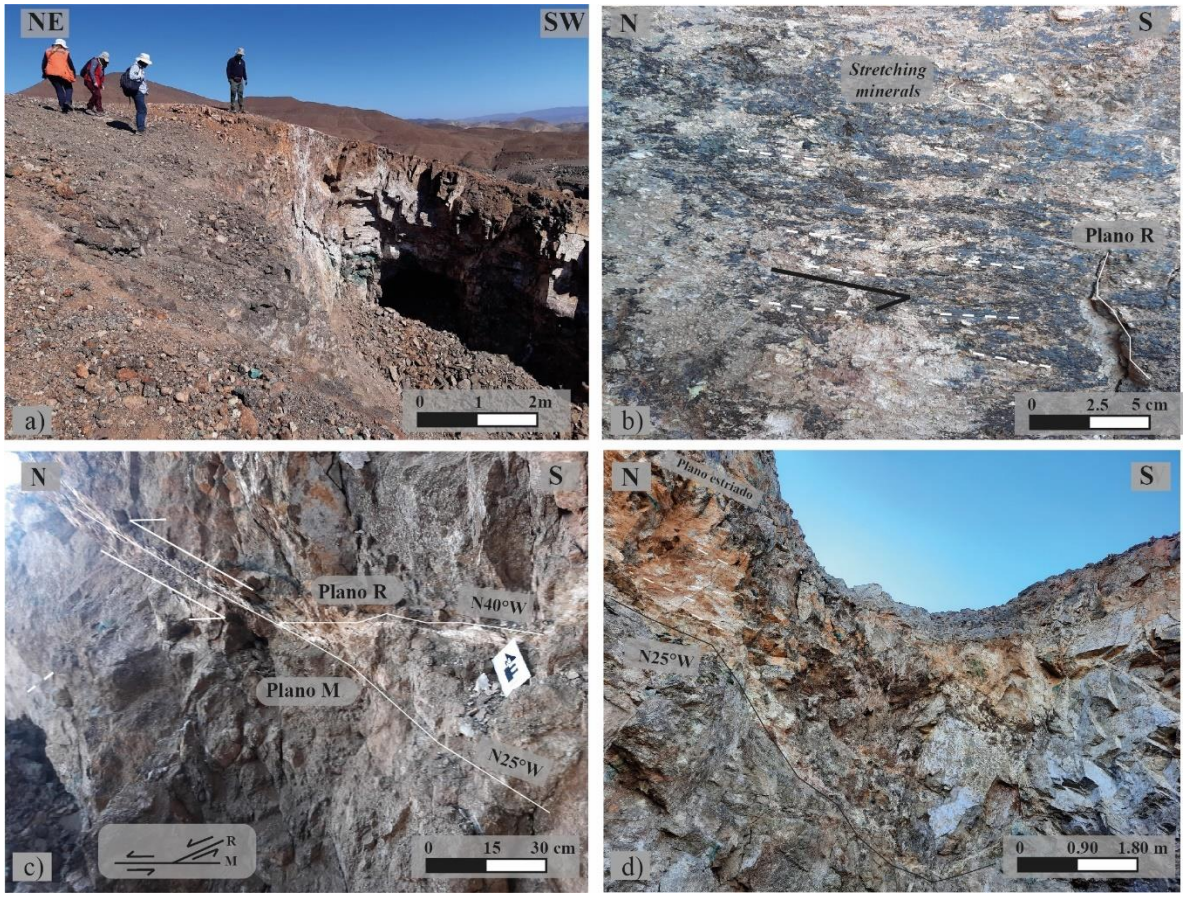

Figura 6.8: a) Vista a antigua labor minera Mina Venus. B) Plano de falla con lineaciones tipo *stretching stretching* de pirolusita, y estructuras R de *Riedel*, la estructura presenta cinemática sinistral. c) Estructura principal sinistral con el desarrollo de estructura subsidiarias. d) Plano principal que presenta estrías subhorizontales.

6.3.2 Mina Lorena

Estructura mineralizada de orientación N-S (±10°)/70°E y espesores variables de 1,2-2,0 m (Figura 6.9). En superficie presenta una longitud de 200-250 m. Se infiere una cinemática sinistral-normal determinada por indicadores cinemáticos correspondientes a planos de fractura R, crecimiento de fibra mineral, y sigmoides. Presenta estrías sub horizontales, con *rake* de 5-10°N. El relleno mineralógico está compuesto de Calcita, Crisocola, Epidota, Limonita, Arcilla, Hematita, Clorita y Magnetita. El clavo de la mineralización se encuentra asociado a la intersección con una estructura de orientación N30°W/70°NE y cinemática sinistral-normal determinada por sigmoides y planos R de

Riedel. Esta estructura posee espesores de 0,5-0,7 m y presenta un relleno mineralógico compuesto de Calcita, Crisocola, Epidota, Limonita y Hematita.

Existen niveles mantiformes mineralizados de potencia variable, albergados por rocas andesíticas porfídicas y amigdaloides. Los minerales de Calcita, Crisocola, Atacamita, Epidota y Hematita se encuentran rellenando fracturas, amígdalas y brechas.

Las rocas del sector se encuentran intruidas por *stocks* de composición diorítica, que presentan una débil alteración a Clorita y Calcita, y puntualmente existen zonas con mineralización de Crisocola y Magnetita en contacto con unidades volcánicas.

Figura 6.9: a) Vista al nivel superior de la labor minera Mina Lorena. b) Fibras recristalizadas en el plano principal c) Estructura principal sinistral con el desarrollo de estructura subsidiarias escalonadas. d) Sigmoide en la traza de la superficie de la Falla Lorena, que señala movimiento sinistral.

6.3.3 Estructuras en superficie del bloque Las Luces

En la superficie del bloque Las Luces correspondiente a las áreas de las minas Las Luces, Lorena y Venus se reconocieron 4 sets estructurales principales: (i) N-S (±10°); (ii) NW; (iii) NE; y (iv) E-W (Figura 6.10). Estas estructuras de espesores y trazas variables, presentan generalmente rellenos de Limonita, Calcita, Hematita, Salbanda, Epidota, Clorita, Crisocola y Malaquita. A continuación, se presentan una descripción detallada de los diferentes *sets* estructurales:

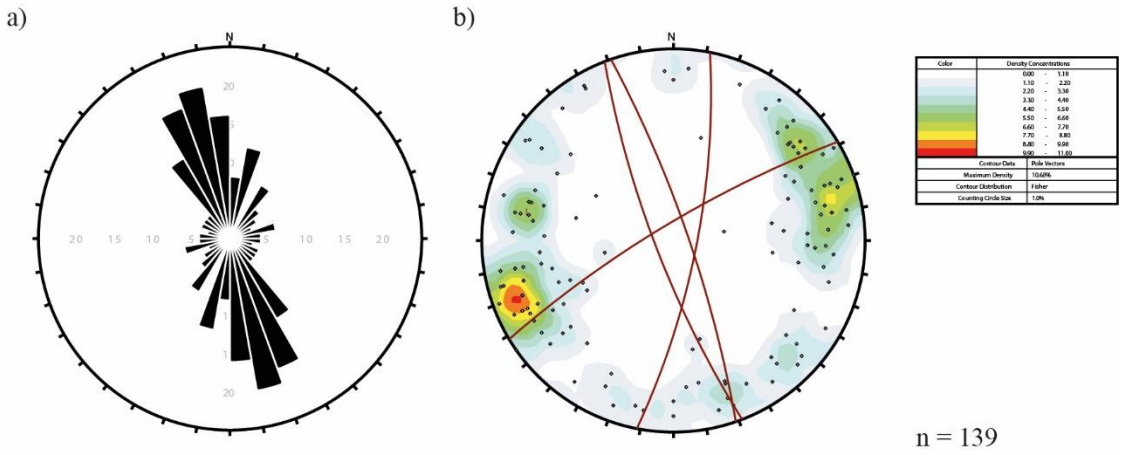

Figura 6.10: a) Diagrama de roseta de las estructuras en superficie del bloque Las Luces. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos de la totalidad de estructuras. Se reconocen 4 *sets* estructurales.

6.3.3.1 Set estructural N-S (±10°)

Conjunto de estructuras de orientación N-S (±10°) /70-subvertical (Figura 6.11), que presentan rellenos de Limonita, Calcita, Hematita, Salbanda, Epidota, Clorita, Crisocola, Malaquita y Atacamita. En superficie poseen espesores variables entre 0,4-0,8 m, con longitudes de trazas métricas a kilométricas.

Principalmente estas estructuras poseen movimientos sinistrales determinados por estrías con rake 5-10°S y por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como estructura tipo *Riedel*, fibras de relleno mineral, escalones en rocas y sigmoides. Sin embargo, en algunas estructuras se registran estrías e indicadores cinemáticos de movimiento dextral-normal en conjunto con la cinemática sinistral-normal.

En menor medida diques de composición microdioríticas son emplazados en estas estructuras de orientación N-S (±10°).

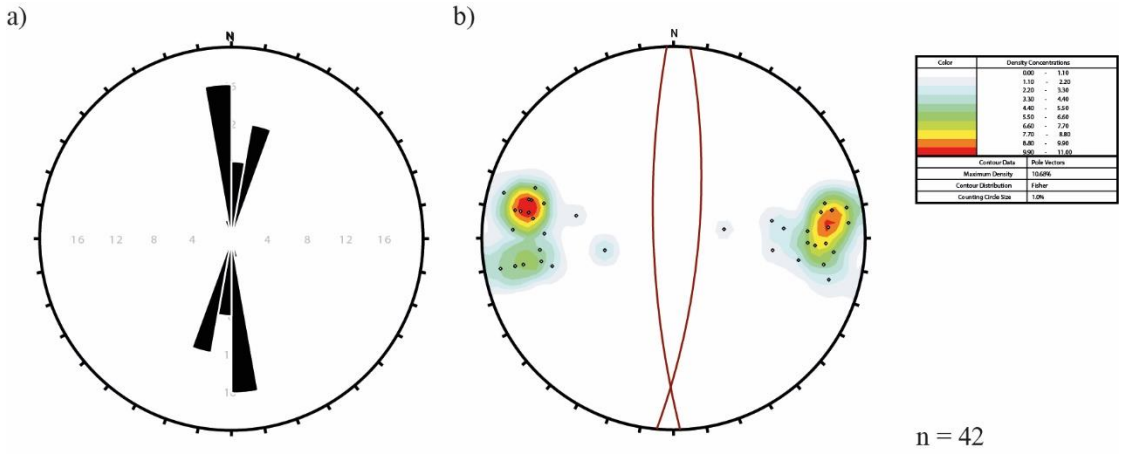

Figura 6.11: a) Diagrama de roseta de las correspondiente al set estructural N-S (±10°) en el bloque Las Luces. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

6.3.3.2 Set estructural NW

Conjunto de estructuras de orientación N25-40°W/70° NE-subvertical (Figura 6.12), que presentan rellenos de Limonita, Calcita, Salbanda, Epidota, Clorita, Crisocola, Malaquita y Hematita. En superficie poseen espesores variables entre 0,4-1,5 m, con longitudes de trazas métricas a kilométricas.

Generalmente presenta estructuras con movimientos sinistrales-normales determinados mediante estrías con *rake* 15-20°N y por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como estructura tipo *Riedel*, *stretching mineral*, fibras de relleno mineral, y sigmoides. Tal como en el set estructural N-S (±10°), presentan algunas estructuras que registran estrías e indicadores cinemáticos de movimiento dextral-normal.

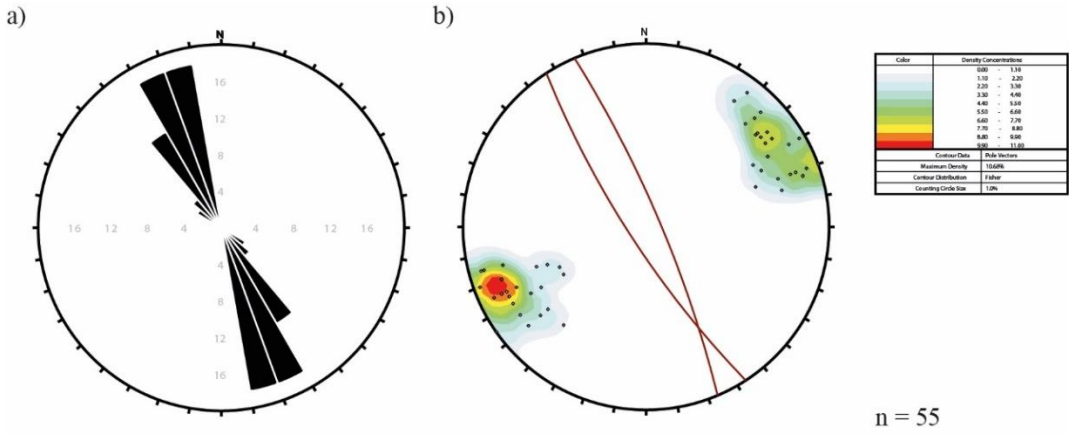

Figura 6.12: a) Diagrama de roseta de las estructuras NW en el bloque Las Luces. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

6.3.3.3 Set estructural NE

Conjunto de estructuras de orientación N30-60°E/70-80°NW-subvertical (Figura 6.13), que presentan rellenos de Limonita, Calcita, Salbanda, Crisocola, Hematita y Epidota. En superficie poseen espesores variables entre 0,2-0,5 m, con longitudes de trazas métricas a kilométricas.

Generalmente presenta estructuras con movimientos dextrales determinados por estrías con rake 15-20°N y por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como estructura tipo *Riedel*, marcadores geológicos y sigmoides. En el sector Venus las estructuras NE se encuentra desplazando de manera dextral el contacto geológico entre andesitas y brechas volcánicas, y a los diques microdioríticos sinistralmente en 10-20 m (Figura 6.14).

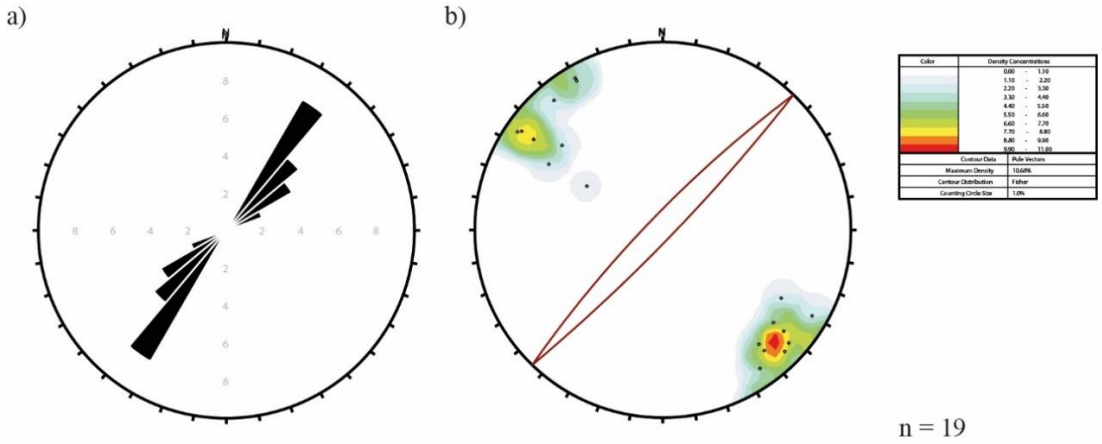

Figura 6.13: a) Diagrama de roseta de las estructuras NE en el bloque Las Luces. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

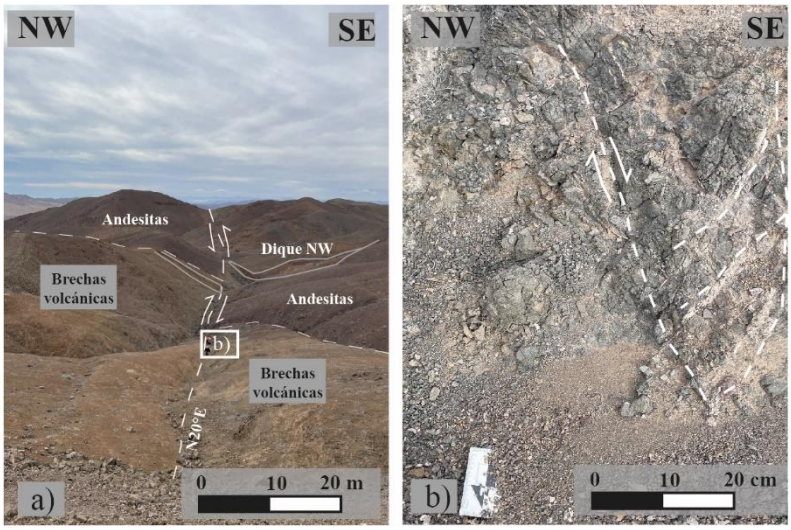

Figura 6.14: a) Afloramiento en que la litología correspondientes a andesitas y brechas volcánicas se encuentran desplazadas dextralmente, mientras que un dique NW presenta desplazamiento sinistral. b) Traza de falla NE que presenta estructuras subsidiaras dextrales.

6.3.3.4 Set estructural E-W

Conjunto de estructuras de orientación E-W (±10°) /70-subvertical (Figura 6.15), que presentan rellenos de Limonita, Calcita, Salbanda, Epidota, Clorita y Crisocola. En superficie poseen espesores variables entre 0,4-0,5 m, con longitudes de trazas métricas a kilométricas.

Generalmente presenta estructuras con movimientos dextrales-normales determinados por estrías con rake 15-20°N y por indicadores cinemáticos en el plano de falla tales como

estructura tipo *Riedel*, marcadores geológicos y sigmoides. En algunos sectores desplaza a fallas de orientación N-S (±10°).

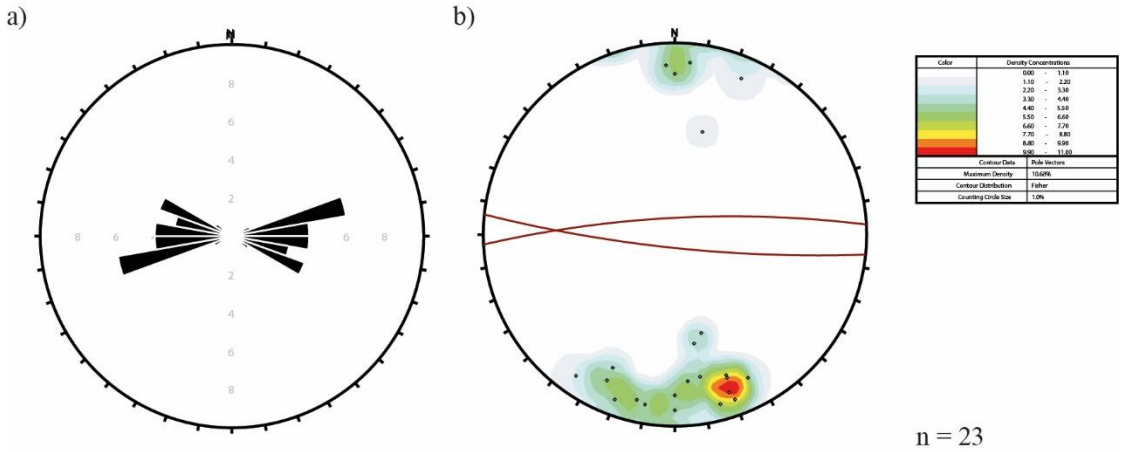

Figura 6.15: a) Diagrama de roseta de las estructuras E-W en el bloque Las Luces. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos.

6.3.3.5 Estructuras condicionantes del emplazamiento de diques microdioríticos.

Compuesto principalmente de diques kilométricos de composición microdiorítica de emplazados en estructuras sinistrales-normales de orientación N30-50°W/subverticales, que intruyen a dioritas, andesitas porfídicas y rocas piroclásticas de la Formación La Negra (Figura 6.16). Sus espesores varían entre los 1-3 m, en algunos sectores se presenta con alteración Hematita, Clorita y Limonita.

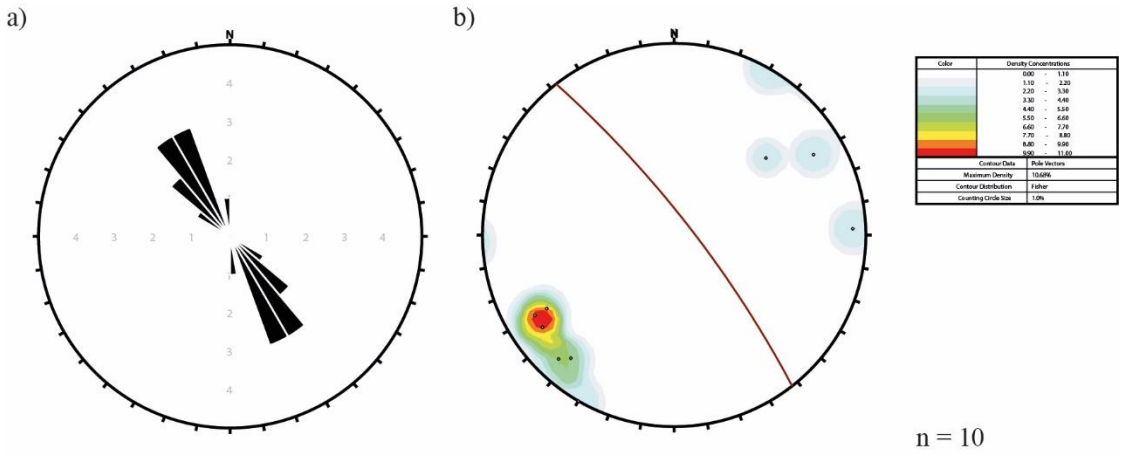

Figura 6.16: a) Diagrama de roseta de todas las estructuras condicionantes del emplazamiento de diques microdioríticos en el bloque Las Luces. b) Estereograma y diagrama de concentración de polos de los diques vistos en terreno.

Capítulo 7: Discusión

7.1 Régimen tectónico

Durante el Jurásico- Cretácico inferior el alto ángulo de convergencia oblicua entre la placa oceánica de Phoenix y la placa Sudamericana en el margen occidental de Gondwana otorgó un componente transtensional en el arco y trasarco (Scheuber y González, 1999). El vector de convergencia NW-SE generó estructuras de orientación N-S de carácter sinistral-normal correspondientes al Sistema de Fallas de Atacama, que controlan el emplazamiento de diques y fluidos hidrotermales desde cámaras magmáticas emplazadas en niveles más profundos.

Las estructuras de cizalle observadas en el área de estudio, evidencian orientaciones y cinemáticas concordantes al modelo estructural propuesto por Riedel en el año 1929 en un sistema *strike-slip principal* orientada N-S (±10°) (Figura 7.1).

De acuerdo a las relaciones geométricas y cinemáticas entre las fallas, vetas y diques del Bloque Las Luces, se presenta la siguiente evolución del sistema *strike-slip*:

(i) Desarrollo de fallas principales N-S (±10°) (M; Figura 7.1), las cuales presentan desplazamientos sinistrales-normales.

(ii) Conjunto de estructuras NW de cinemática sinistral-normal (~N25°-40°W) asociadas al desarrollo de estructuras de tipo R. En tales estructuras se emplazan diques microdioríticos.

(iii) Finalmente, estructuras E-W de cinemática dextral-normal (con orientaciones ~N60°-80°W) correspondientes al desarrollo de estructuras de tipo R’ y/o P´, cortan y desplazan a las estructuras N-S (±10°) y NW.

Las principales vetas y filones-mantos del área de estudio comparten un relleno mineralógico común compuesto de Limonita, Calcita, Salbanda, Epidota, Clorita, Crisocola, Malaquita y Hematita, y se relacionan con diques y cuerpos intrusivos de composición microdiorítica. El último evento térmico importante está relacionado a la intrusión de los diques microdioríticos de orientacion NW que han sido datados en el área

de la quebrada Cifuncho en torno a los 155 Ma (K-Ar en hornblenda; Kurth, 2000). En la mina Las Luces las observaciones de interior mina indican que la mineralización está relacionada con el Granitoide Las Luces de edad 164,8±4,2 Ma (U-Pb en circón; Contreras et al., 2013).

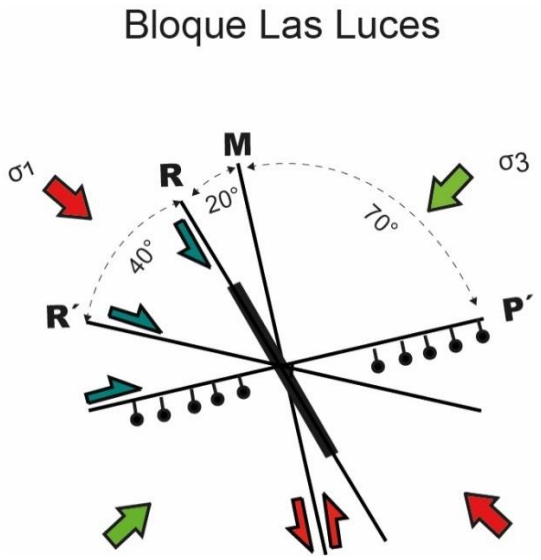

Figura 7.1: Modelo *Riedel* propuesto para el bloque Las Luces, donde se observa las direcciones de stress máximo σ1 (compresión) y mínimo σ3 (extensión).

De acuerdo a datos paleomagnéticos del área de estudio (Contreras, 2018), las rocas estratificadas de edades Triásicas-Jurásicas registran una rotación en 20° en sentido horario previa al evento hidrotermal-termal de 155 Ma (Kurth, 2000), por lo que la rotación no afectó a los diques y a las estructuras generadas posteriormente.

La presencia de una segunda componente de movimiento de carácter normal en las fallas compatibles con el modelo propuesto por Riedel (1929) para un esfuerzo principal NW-SE, establece que las estructuras del área de estudio se desarrollaron en un régimen tectónico transtensional.

7.2 Evolución de las estructuras *strike-slip* en el Sistema de Falla de Atacama

Las principales estructuras del bloque Las Luces están relacionadas directamente con la evolución geotectónica del margen continental del norte de Chile, donde cambios en el régimen tectónico global, durante el Jurásico-Cretácico, provocaron zonas de deformación dúctil y frágil descritas como parte del Sistema de Fallas de Atacama (Grocott y Taylor, 2002).

El control estructural principal del bloque Las Luces corresponde a estructuras N-S (±10°) de la Zona de Fallas de Atacama, la cual presenta principalmente movimientos sinestrales-normales. Compatible con el esfuerzo principal (σ1) sub-paralelo a la subducción (~N30°W; Scheuber *et al*., 1994), se generaron estructuras subordinadas tipo R, R', y P' de Riedel, de orientaciones NW y E-W de cinemática sinistral y dextral-normal respectivamente.

Las rocas estratificadas de edades Triásicas-Jurásicas correspondientes al bloque Las Luces, rotaron 20° en sentido horario en un arreglo tipo dominó, debido de la interacción del SFA con el SFNW de Buena Esperanza y El Gritón (Contreras, 2018). Esta rotación en sentido horario es previa al emplazamiento de diques microdioríticos en estructuras NW durante los 155-160 Ma (Kurth, 2000).

Estructuras posteriores de orientación ~NE con movimiento dextral son encontradas en el bloque Las Luces. Estas estructuras no se explican con el modelo de Riedel propuesto para el sector, sin embargo pueden ser explicadas con los modelos propuestos por diversos autores en estudios similares al norte del área de estudio (e.g. Scheuber y González, 1999; Grocott *et al*., 1995), donde se propone que estas estructuras se habrían originado a partir de cambios en el régimen de esfuerzo, a raíz de un desacople y/o *slab rollback*, durante el Jurásico Superior, en donde el régimen de esfuerzo cambió, de esta forma la dirección del *stress* principal (σ1), pasa de estar pseudoparalelo a la subducción oblicua a estar completamente en la vertical (Scheuber y González, 1999).

En el área de estudio se evidencian estrías e indicadores cinemáticos, correspondientes a una reactivación dextral de las fallas N-S y N25-40°W (Figura 7.2). Un

comportamiento similar con el desarrollo de estructuras dextrales de orientación NE se pueden observar en el Complejo Bolfín al sur de Antofagasta, causada posiblemente por la redistribución de los esfuerzos σ1 y σ3 debido al desacople de entre las placas Phoenix y Sudamericana durante los 155-140 Ma. (Scheuber y González, 1999).

Scheuber y González (1999) proponen que durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, se produce un periodo de reacoplamiento entre las placas, dando lugar a un retorno a la dirección inicial del *stress* principal (σ_1) NW-SE, reactivando la transcurrencia sinestral principal en el Sistema de Fallas de Atacama. El alto grado de acoplamiento en un régimen de subducción provocaría una reactivación de las estructuras N-S (±10°) y NW generadas en el Jurásico Inferior (Brown *et al.*, 1993; Scheuber y González, 1999).

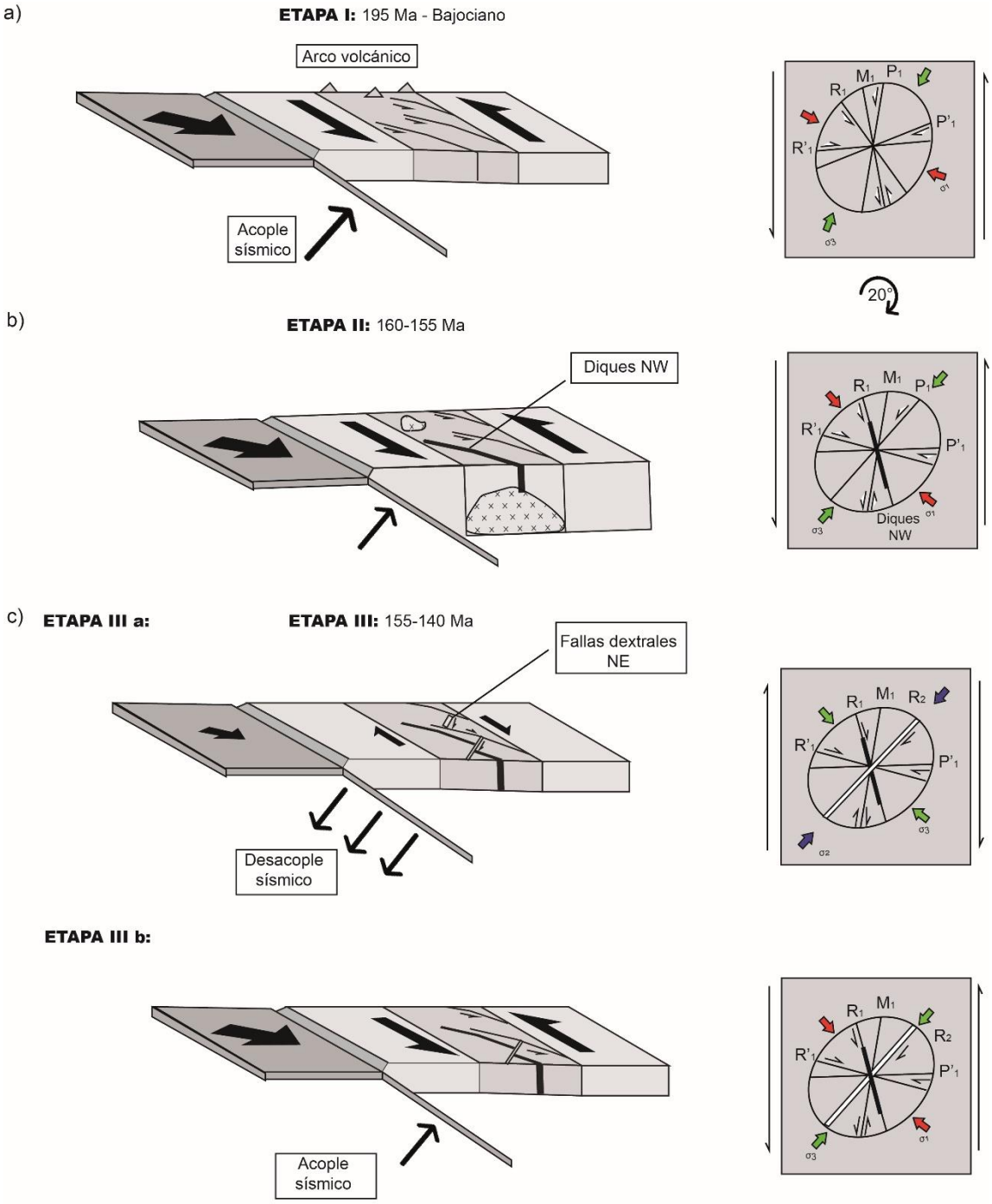

Figura 7.2: Modelo evolutivo propuesto para el sistema dúplex (a) Desarrollo de estructura principal de carácter sinistral de orientación N-S y generación de estructuras secundarias R, R´, P y P´. (b) Ascenso magmático, emplazamiento de diques microdioríticos NW. (c) III.a Desacoplamiento en un régimen de subducción genera la reactivación dextral del sistema. III b. Reactivación de la estructura sinistral N-S.

7.3 Reactivación tectónica y rotaciones

Considerando la rotación propuesta para el Jurásico (Contreras, 2018), y las evidencias de reactivaciones estructurales vistas en este estudio, se podría interpretar que las estructuras dextrales de orientación NE del Bloque Las Luces, corresponderían a estructuras sinistrales preexistentes de orientación N-S ±10°, asociadas a estructuras P de Riedel, desarrolladas previas al Jurásico medio, que posteriormente fueron rotadas 20° en sentido horario en un arreglo estructural tipo dominó (Contreras, 2018). La redistribución de los esfuerzos principales σ1 y σ3, originado a raíz de un desacople y/o *slab rollback* durante el Jurásico Superior, pudo haber reactivado las estructuras NE de manera dextral (Scheuber y González, 1999).

Comparativamente las estructuras estudiadas de los bloques Las Luces (minas Las Luces, Lorena y Venus) y El Gritón (minas Elba, Avión y Riegel), difieren en la orientación y cinemática de las estructuras principales (Figura 7.3), debido a que las estructuras en que se emplaza la mineralización presentan orientaciones N40-60°E y N70-80°W en el bloque El Gritón, mientras que las estructuras principales en el bloque Las Luces son de orientación N-S y N 30°W.

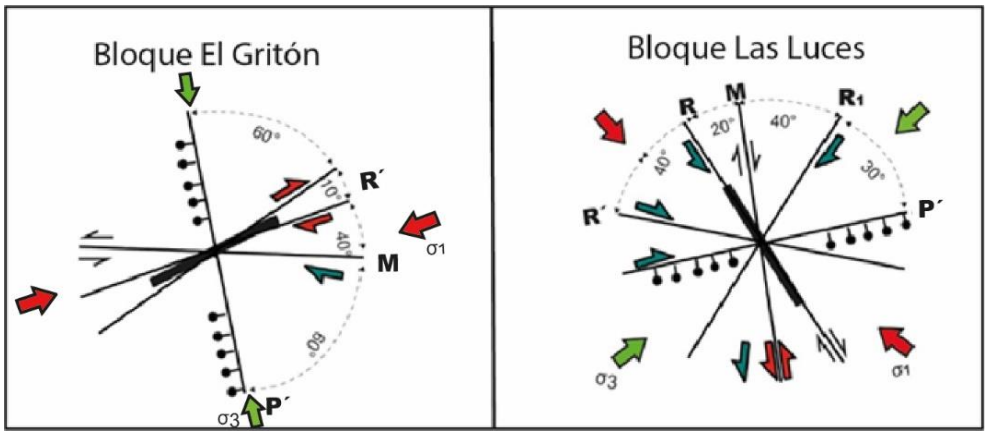

Figura 7.3: Esquema comparativo entre las estructuras estudiadas en los bloques Las Luces y El Gritón.

Las diferentes orientaciones entre las estructuras de los bloques Las Luces y El Gritón vistas en este estudio (Figura 7.4), pueden ser explicadas considerando las reactivaciones de estructuras preexistentes, y rotaciones de bloque registradas en el Dominio Cifuncho. Para tal caso, se podría sugerir una rotación de bloque local de 70°-80° en sentido horario

en el Bloque El Gritón que cumpliría con el mecanismo de rotación de bloque propuesto por Freund (1970, 1974).

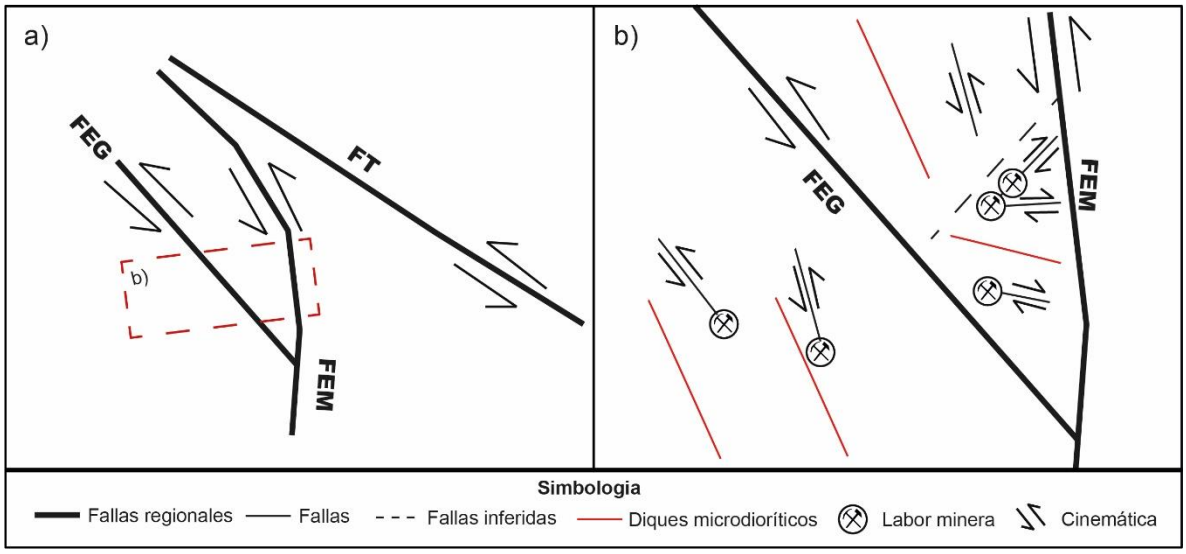

Figura 7.4: Mapa esquemático que señala las diferencias de orientaciones entre los segmentos Lorena-Venus (sur), y Avión-Riegel (norte) a) Estructuras mayores del área de estudio. FEG: Falla El Gritón. FEM: Falla El Muelle. FT: Falla Taltal. b) Posible falla, que subdivide al bloque El Gritón. y permite la rotación de estructuras.

7.4 Rotaciones tectónicas en el bloque El Gritón

Rotaciones anómalas altas (>25°) han sido registradas a lo largo de la Cordillera de la Costa (Taylor et al., 2005). De acuerdo a Arriagada et al., (2008), la formación del Oroclino Boliviano en el Eoceno-Oligoceno produjo una rotación de 20° en sentido horario generalizada en el antearco del norte de Chile. Sin embargo, la zona de Taltal-Cifuncho corresponde a un mega dominio discreto donde se encuentran rotaciones horarias anómalamente altas de 40° (Taylor et al., 2005).

Contreras (2018), propone que las rotaciones horarias anómalamente altas de 40° registradas en las rocas del área de estudio, son consecuencia de la formación del Oroclino Boliviano en el Eoceno-Oligoceno, y las rotaciones horarias de 20°, producida cerca del límite Jurásico Tardío-Cretácico Inferior, 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).

Sin embargo, también se debe considerar la influencia de la Falla Taltal en la rotación horaria en el bloque El Gritón. La Falla Taltal corresponde a una estructura regional con orientación NW y cinemática transpresional sinistral del Cretácico Inferior, que corta y desplaza al SFA en el Cretácico Inferior (Seymour et al., 2020). Datos aeromagnéticos del área de estudio (Vivallos y Donoso, 2014), sugieren que los lineamientos geofísicos de orientación NW, tales como la Falla Taltal, reflejan estructuras profundamente arraigada asociadas al tectonismo previo al Jurásico Medio. De acuerdo a Contreras (2018), la Falla Taltal marcaría una segmentación tectónica en el área, que no sólo separaría estos patrones de rotaciones diferentes, sino que además proporciona un mecanismo de rotaciones de bloques previo al Jurásico Medio.

Cabe mencionar que los estudios paleo magnéticos realizados en el área de estudio (Forsythe et al., 1987; Randall et al.,1986; Contreras, 2018) no abarcan el bloque El Gritón, por lo que el sentido de la rotación no es del todo claro (Figura 7.5). En consecuencia, también se podría postular una rotación de 60-70° en sentido antihorario asociado al desarrollo de falla dextrales en *sets* estructurales conjugados (Ron et al., 1984).

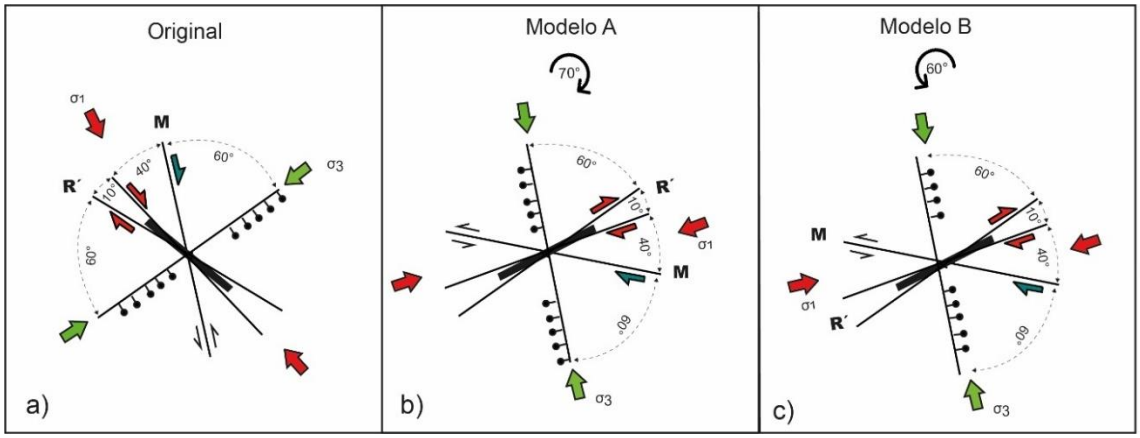

Figura 7.5: a) Estructuras del bloque El Gritón previa a la rotación tectónica. b) modelo A: rotación en sentido horario de 70° de acuerdo a mecanismo de rotación propuesto por Freund (1970). c) modelo B: rotación en sentido anti horario de 70° según Ron et al. (1984).

Sin embargo, Ron et al. (1984) señalan que, para el desarrollo de mecanismos de rotación en *sets* estructurales conjugados, las estructuras se deben emplazar en debilidades preexistentes de la corteza terrestre.

El Complejo Epimetamórfico de Chañaral se caracteriza por un bloque estructural con tendencia NW-SE muy probablemente asociado con la subducción en dirección NE durante el Paleozoico tardío (Bell, 1987). Además, el desarrollo de fallas NW extensionales parecen haber controlado la sedimentación desde el Triásico (Suárez y Bell, 1992). Estas estructuras, entre otras, podrían haber producido una anisotropía preexistente en la corteza favorable para la reactivación de fallas.

Capítulo 8: Conclusiones

Las rocas del área de estudio corresponden a secuencias volcánicas de andesitas afaníticas, porfídicas y amigdaloidales, con brechas volcánicas subordinadas, que se encuentran intruidas por *sills*, diques e intrusivos de composiciones microdioríticas - dioríticas.

De acuerdo a las observaciones realizadas en terreno de los bloques estructurales de Las Luces (minas Las Luces, Lorena y Venus) y El Gritón (minas Elba, Avión y Riegel), se reconocieron 4 set estructurales principales: (i)N-S; (ii) NW; (iii) NE; y (iv) E-W en la superficie del bloque Las Luces, mientras que en el bloque El Gritón se reconocieron 3 set estructurales principales: (i)N-S; (ii) NE; y (iii) E-W.

Las estructuras estudiadas en el bloque Las Luces corresponden a un sistema *strike slip* asociado a estructuras principales de orientacion N-S del Sistema de Fallas de Atacama, a partir de la cual se generan diversas fracturas sintéticas y antitéticas, definidas como R, R' y P', las cuales son compatibles con lo propuesto por el modelo de cizalle de Riedel.

En el área de estudio se registran estructuras asociadas a un periodo de desacople producto de un *slab rollback* lo que produjo la formación de estructuras de orientacion NE, mientras que un posterior reacoplamiento habría provocado la reactivación de estructuras N-S.

Las orientaciones y cinemáticas de las estructuras observadas en el Bloque El Gritón han señalado la existencia de una rotación en sentido horario de ~70° o antihorario de ~60°.

Existe un fuerte control litológico-estructural en los depósitos minerales vetiformes y mantiformes del área de estudio. Las estructuras presentan relleno mineralógico de Limonita+Calcita+Salbanda±Crisocola±Hematita±Epidota relacionados a un evento hidrotermal-termal a los ~155 Ma.

Las estructuras del área de estudio son compatibles con el desarrollo de un sistema *pull-apart* en el SFA, dentro un contexto geotectónico transtensional que ha desarrollado cambios en el régimen de esfuerzos, ligado a las características y cambios propios de una partición de la deformación producto de la paleo-subducción oblicua bajo el margen continental del norte de Chile.

Capítulo 9: Recomendaciones

Para obtener una mejor comprensión de la geología estructural del área de estudio, se sugiere la realización de estudios posteriores que aumenten la cantidad de datos estructurales en el dominio Cifuncho, donde no se han realizado estudios específicos geológico-estructurales, especialmente en las zonas orientales de los bloques El Gritón y Las Luces.

Es recomendable un análisis microestructural de vetas y diques, con énfasis a texturas sin-tectónicas al evento deformacional Jurásico. También se sugiere una geocronología de los diques de orientación NE en el Bloque El Gritón, la cual resolvería la edad de emplazamiento, y a su vez, permitiría correlacionarlo y compararlo con el emplazamiento de los diques NW en el bloque Las Luces.

Finalmente se propone un estudio paleo-magnético en los bloques Las Luces y El Gritón, que incluya rocas estratificadas, remagnetizadas e intrusivos, para determinar con mayor exactitud las rotaciones tectónicas que afectaron al segmento, de este modo se conocería la magnitud y sentido de la rotación, por lo que se podría clarificar el mecanismo en que rotaron los diferentes bloques y sub-bloques.

Referencias bibliográficas

Allmendinger, R., Marrett, R. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973- 986 p.

Araya, V., Maldonado, A., Astudillo, J. (2012). Geology of Carmen de Andacollo Deposit. En Congreso Geológico Chileno, 13, 25-27 p.

Arabaz, W. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama Fault Zone in Northern Chile. PhD thesis, Californian Institute of Technology, Pasadena, 1- 275 p.

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.

Aurum Consultores (2006). Geología de la Cordillera de la Costa entre Taltal y Cerro El Pingo (25º 24’ S - 25º 40’ S; 70º 09’ W - 70º 36’ W), II Región de Antofagasta, Chile. Informe Interno, 1-10p.

Beck, M. (2004). The central Andean rotation pattern: Another look. *Geophysical Journal International*, 157(3), 1348-1358 p.

Bell, C. (1982). The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the coastal range of Chile between 25º30’ and 27ºS. *Revista Geológica de Chile*, 17, 21-29 p.

Bell, C. (1987). The Late Paleozoic evolution of the Gondwanaland continental margin in northern Chile. In Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics), American Geophysical Union, Washington D.C., USA, 261-270 p.

Boric, R., Díaz, F., Maksaev, V. (1990). Geología y yacimientos metalíferos de la Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 40, 246 p.

Brown, M., Díaz, F., Grocott, J. (1993). Displacement history of the Atacama fault system 25° 00′ S-27° 00′ S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 105(9), 1165-1174 p.

Butler, R (1992) Paleomagnetism. Magnetic domains to geologic terranes. *Blackwell Scientific Publications*, 319 p

Charrier, R., Pinto, L, Rodríguez, M., (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogeny in Chile. In: Moreno, T y Gibbons, W. (Editores). Geology of Chile, Geological Society of London, 21-116 p.

Cembrano, J., González., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. (2003). Fault fracture network development in upper-crustal, strike-slip setting: A case study from Atacama Fault System. En Congreso Geológico Chileno, 10, 1-5 p.

Cembrano, J., González, G., Arancibia, G., Ahumada, I., Olivares, V., Herrera, V. (2005). Fault zone development and strain partitioning in an extensional strike-slip duplex: A case study from the Mesozoic Atacama Fault System, Northern Chile. *Tectonophysics*, 400(1-4), 105-125 p.

Contreras, J. P., Espinoza, M., De La Cruz, R., Jorquera, R., Kraus, S., Ramírez, C., Naranjo, J., Escribano, J., Martínez, P. (2013). Carta Cifuncho, Región de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1-69 p.

Contreras, J. P. (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.

Covacevich, V. (1982). Observaciones paleontológicas de muestras provenientes de las hojas Taltal y Chañaral, Región de Antofagasta (Parte I). Servicio Nacional de Geología y Minería, 1-28 p.

Cox, S., Knackstedt, M. A., Braun, J. (2001). Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, 4, 1-24 p.

Dallmeyer, R., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G., Treloar, P. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26-27 30'S, north Chile: Constraints from 40Ar/39Ar mineral ages. *The Journal of Geology*, 104(1), 19-40 p.

Damm, K., Pichowiak, S. (1978). Die magmatite in der küstenkordillera in north Chile zwischen Tal-Tal und Chañaral. Technische Universitat. Berlin, 4, 1-8 p.

Del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172-181 p.

Dewey, J., Bird, J. (1970). Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75(14), 2625-2647p.

Dresen, G. (1991). Stress distribution and the orientation of Riedel shears. *Tectonophysics*, 188, 239-247 p

Elliott, D. (1976). A Discussion on natural strain and geological structure-The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 283(1312), 289-312 p.

Escribano, J., Martínez, P., Domagala, J., Padel, M., Espinoza, M., Jorquera, R., Contreras, J., De la Cruz, R., Calderón, M. (2013). Cartas Bahía Isla Blanca y Taltal, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1-75 p.

Espinoza, M., Contreras, J., Jorquera, R., Kraus, S., De la Cruz, R., Naranjo, J., Escribano, J., Martínez, P. (2014). Carta Cerro del Pingo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 1-70 p.

Freund, R. (1970). Rotation of strike slip faults in Sistan, southeast Iran. *The Journal of Geology*, 78(2), 188-200 p.

Freund, R. (1974). Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21(1-2), 93-134 p.

Forsythe, R., Dennis K., Mpodozis, C., Davidson, J. (1987). Paleomagnetism of Permian and Triassic Rocks, Central Chilean Andes. Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics. 241-252 p.

Fossen, H. (2016). Structural Geology. Cambridge University Press, 2, 1-524 p.

García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile. En Simposio Geosinclinal Andino, Sociedad Geológica de Chile, 3, 138 p.

Garfunkel, Z. (1989). Regional deformation by block translation and rotation. Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation, 254, 181-208 p.

Garfunkel, Z., Ron, H. (1985). Block rotation and deformation by strike-slip faults: 2. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(10), 8589-8602 p.

Godoy, E., Lara, L. (1998). Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológico, 5-6, 1 p.

Hancock, P. (1984). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7, 437-457 p.

Harrington, H. (1961). Geology of parts of Antofagasta and Atacama Provinces of Northern Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 45, 168-197 p.

Heidbach, O., Rajabi, M., Cui, X., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Zoback, M. (2018). The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales. *Tectonophysics*, 744, 484-498 p.

Hervé, M. (1987). Movimiento normal de la Falla Paposo, Zona de Falla de Atacama, en el Mioceno, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 31, 31-36 p.

Hervé, F. (1994). The southern Andes between 39° and 44°S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. Tectonics of the Southern Central Andes, 243-248 p.

Jara, J., Barra, F., Reich, M., Morata, D., Leisen, M., Romero, R. (2021 b). Geochronology and petrogenesis of intrusive rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile: Insights from zircon U-Pb dating and trace element geochemistry. *Gondwana Research*, 93, 48-72 p.

Kim, Y., Andrews, J., y Sanderson, D. (2001). Reactivated strike–slip faults: examples from north Cornwall, UK. *Tectonophysics*, 340(3-4), 173-194 p.

Kretz, R. (1983). Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279 p.

Kurth, D., Scheuber, E., Reuter, K. (1996). The Jurassic-early Cretaceous arc of the Chilean Coastal Cordillera near Taltal: an assemblage of crustal slivers. In International Symposium on Andean Geodynamics, 3, 129-132 p.

Kurth, D. (2000). Die nordchilenische Küstenkordillere bei Taltal: Scherzonen und Forearc-Sliver im jurassischen und unterkretazischen magmatischen Bogen. Ph.D. Thesis, unpublished, Freie Universität Berlin, Deutschland, 1-153 p

Kutina, J. (1998). A major structural intersection in the basement of the Okavango Basin, NE of Tsumeb, Namibia, indicated by satellite magnetometry and other data. *Global Tectonics and Metallogeny*, 205-214 p.

Las Cenizas (2007). Geología unificada de la costa de Taltal, sectores Cerro el Pingo, Sierra Esmeralda y Sierra Canchas. II Región de Antofagasta, Chile. 1 mapa, 1 leyenda expandida. Escala 1:50.000. Documento Inédito.

Logan, J., Dengo, C., Higgs, N., Wang, Z. (1992). Fabrics of experimental fault zones: Their development and relationship to mechanical behavior. *International Geophysics*, 51, 33-67 p.

Lowrie, W. (2007). Geomagnetic polarity timescales. Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism, 328-333 p.

Maksaev, V. (1990). Metallogeny, geological evolution and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21º and 26º south, and the origin of the major porphyry copper deposits. PhD thesis, Dalhousie University, Canada, 1-544 p.

Marinovic, N., Smoje, I., Maksaev, V., Hervé, M., Mpodozis, C. (1995). Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 1-70 p.

Matthews, K., Maloney, K., Zahirovic, S., Williams, S., Seton, M., Mueller, R. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. Global and Planetary Change, 146, 226-250 p.

Mavor, S. (2021). Timing, Kinematics, and Tectonic Significance of Strike-Slip Fault Systems in the Atacama Desert of Northern Chile and the Lower Colorado River Corridor, USA. Doctoral dissertation, Colorado State University, 246p.

Mercado, M. (1977). Geología de la Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología,1-73 p

Mpodozis, C., Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina, In Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences*, 11, 59-90 p.

Mpodozis, C., Ramos, V. (2008). Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4), 481-497 p.

Moscoso, R., Nasi, C., Salinas, P. (1982). Geología de la Hoja Vallenar y parte norte de La Serena, Regiones de Atacama y Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 55, 1-100 p.

Naranjo, J. (1978). Geología de la zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26º00’ y 26º20’: región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, 34, 1-48 p.

Naranjo, J., Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 62-63p.

Nicholson, C., Seeber, L., Williams, P., Sykes, L. R. (1986). Seismic evidence for conjugate slip and block rotation within the San Andreas fault system, southern California. *Tectonics*, 5(4), 629-648 p.

Nur, A., Ron, H., Scotti, O. (1989). Mechanics of distributed fault and block rotation. Paleomagnetic rotations and continental deformation, 254, 209-228 p.

Oliva-Urcia, B.,Pueyo, E. (2019). Paleomagnetism in structural geology and tectonics. Teaching methodologies in structural geology and tectonics, 55-121 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*, 37(2), 473-497 p.

Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M., Ciocca, I., Kasemann, S. (2020). Lithospheric evolution of the Pre-and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202-227 p.

Otsubo, M., Utsunomiya, M., Miyakawa, A. (2017). Reactivation of map-scale faults in response to changes in crustal stress: Examples from Boso Peninsula, Japan. *Quaternary International*, 456, 117-124 p.

Palacios, C. (1978). The Jurassic paleovolcanism in northern Chile. Ph.D. Thesis, Tubingen University, 99 p.

Petit, J. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5-6), 597-608 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*, 101(7). 15783-15798 p.

Ramsay, J., Huber, M. (1987). Modern Structural Geology. Folds and Fractures, 2, 309-700 p.

Reijs, J., McClay, K. (1998). Salar Grande pull-apart basin, Atacama fault system, northern Chile. *Geological Society, London, Special Publications*, 135(1), 127-141 p.

Riedel, W. (1929). Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. - Zentralblatt fuer Mineralogie, *Geologie und Palaeont.ologie Stuttgart*. 354-368 p.

Rodríguez, N., Díaz-Alvarado, J., Fernández, C., Breitkreuz, C., Fuentes, P., Mérida, G. (2021). Relation between intrusive and deformational processes in oblique subductive margins. The case of the zoned Flamenco pluton in northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 1-19 p.

Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z., Nur, A. (1984). Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence. J*ournal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(7), 6256-6270 p.

Rubilar, A. (2012). Invertebrados jurásicos provenientes del sur de Taltal, Región de Antofagasta. Informe Paleontológico (Inédito) 2012-03. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.

Scheuber, E., Andriessen, P. (1990). The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, 12(2), 243-257 p.

Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., Reutter, K. (1994). Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. Tectonics of the southern central Andes, 121-139 p.

Scheuber, E., Reutter, K. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21 and 25 S. *Tectonophysics*, 205(1-3), 127-140 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*, 18(5), 895-910 p.

Scholz, C. (1988). The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. *Geologische Rundschau*, 77(1), 319-328 p.

Seton, M., Müller, R., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 212-270 p.

Seymour, N., Singleton, J., Gomila, R., Mavor, S., Heuser, G., Arancibia, G., Stockli, D. F. (2021). Magnitude, timing, and rate of slip along the Atacama fault system, northern Chile: implications for Early Cretaceous slip partitioning and plate convergence. *Journal of the Geological Society*, 178(3), 1-24 p.

Sibson, R. (1987). Earthquake rupturing as a mineralizing agent hydrotermal systems. *Geology*, 15, 701 -704 p.

Sibson, R. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8), 1031-1042 p.

Sillitoe, R. (2003). Iron oxide-copper-gold deposits: an Andean view. *Mineralium Deposita*, 38(7), 787-812 p.

Suárez, M., Bell, C. (1992). Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24–29 S). *Journal of South American Earth Sciences*, 6(3), 109-121 p.

Sümer, Ö. (2015). Evidence for the reactivation of a pre-existing zone of weakness and its contributions to the evolution of the Küçük Menders Graben: a study of the Ephesus fault, western Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta* ,27 (2-3), 129-152 p.

Taylor, G., Grocott, J., Pope, A., Randall, D. (1998). Mesozoic fault systems, deformation and fault block rotation in the Andean forearc: a crustal scale strike-slip duplex in the Coastal Cordillera of northern Chile. *Tectonophysics*, 299(1-3), 93-109 p.

Taylor, G., Randall, D. (2000). Structural analysis of dyke emplacement directions as an aid to palaeomagnetic studies: an example from northern Chile. *Geophysical Journal International*, 141(1), 252-258 p.

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.

Ulriksen, C. (1979). Regional geology, geochronology and metallogeny of the Coastal Cordillera of Chile between 25° 30' and 26° 00' S. Master Science Thesis, Dalhousie University. Canada, 1-221 p.

Vivallos, J., Donoso, C. (2014). Cartas magnéticas Bahía Isla Blanca y Taltal, región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, Serie Geofísica, 73-74 p.

Veloso, M., Araya, V., Lagos, R., Schmidt, R. (2015) Structural Geology at Teck Carmen de Andacollo. En Congreso Geológico Chileno, 14, 1-4 p.

Whitney, D., Evans, B. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187 p.

Woodcock, N., Fischer, M. (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8(7), 725-735 p.

Young, A., Flament, N., Maloney, K., Williams, S., Matthews, K., Zahirovic, S., Müller, R. (2019). Global kinematics of tectonic plates and subduction zones since the late Paleozoic Era. *Geoscience Frontiers*, 10(3), 989-1013 p.