UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ANÁLISIS PETROLÓGICO/MINERALÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL PLUTÓN CERROS DEL VETADO, COMUNA DE CHAÑARAL, REGIÓN DE ATACAMA

Johan Gualbert Acevedo Salinas

2022

UNIVERSIDAD DE ATACAMA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ANÁLISIS PETROLÓGICO/MINERALÓGICO Y ESTRUCTURAL DEL PLUTÓN CERROS DEL VETADO, COMUNA DE CHAÑARAL, REGIÓN DE ATACAMA

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

Profesor guía Dr. Gonzalo Galaz Escanilla

Johan Gualbert Acevedo Salinas

2022

“El eterno reloj de arena de la existencia
se invertirá siempre de nuevo y tú con él.”

Dedicada a Sergio y Hernán

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia quisiera agradecer el apoyo que me ha brindado mi familia, especialmente a mis padres Nora y Gualberto, que desde siempre a lo largo de mi vida, no solo académica, me han brindado un apoyo y compañía incondicional, estando siempre conmigo en los momentos buenos, malos y peores. Cada uno de los logros que he conseguido durante mi vida y los que conseguiré en un futuro se los debo en gran parte a ellos.

También quiero agradecer a las personas que ya no se encuentran conmigo, las cuales me hicieron notar siempre su cariño, apoyo y orgullo por cada paso dado. A mi tío Sergio, a mi abuelo Hernán y a mi abuela Eliana, los cuales marcaron mi vida con sus enseñanzas y los cuales ocuparán por siempre un espacio importante en mi corazón.

No puedo dejar de agradecer a las personas que conocí durante mi etapa académica. A cada uno de los profesores que compartieron su conocimiento conmigo y me hicieron crecer como persona, al departamento de Geología y en especial a mi profesor guía, el Dr. Gonzalo Galaz Escanilla, quien me brindó la dirección y ayuda necesaria para hacer posible la ejecución de la presente tesis de pregrado. Agradezco a mis compañeros de carrera gracias a los cuales mi etapa universitaria fue más grata y llevadera, en especial a aquellos que se transformaron en mis amigos. Mauricio, Valentina y Tamara.

Finalmente, y no por ello menos importante, me gustaría agradecer a la "persona" que llego a mi vida en un momento complicado y me ayudo en parte a sobreponerme y seguir adelante durante mi etapa universitaria, al que me acompañaba en aquellas largas horas de estudio, el que me ayudaba a madrugar cuando era necesario, a mi fiel compañero Dixi, porque la mejor compañía en momentos duros no siempre tiene que ser un ser humano.

RESUMEN

En la presente tesis, se presentan los resultados de los estudios realizados en el plutón Cerros del Vetado, ubicado a ~15 km al este de la ciudad de Chañaral, en la parte occidental de la Cordillera de la Costa de la región de Atacama. Estos estudios constan del levantamiento geológico y estructural de los sistemas de diques presentes en el área, así como del análisis petrográfico y mineralógico del plutón.

El cuerpo plutónico que conforma a la unidad definida como plutón Cerros del Vetado, se constituye de granodioritas y monzogranitos porfídicos. Corresponde a una intrusión de edad Triásico superior-Jurásico inferior, en la cual se emplazan numerosos diques de composición máfica con orientaciones preferenciales NW-SE y NE-SW. Intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral de edad Devónico-Carbonífero en su margen Oeste y es intruido por el plutón Las Ánimas, del Jurásico, en su margen este.

Se encuentra controlado estructuralmente por un segmento ~N-S del Sistema de Fallas de Atacama, el cual generó diversas fracturas y fallas secundarias que dan lugar al emplazamiento de los diques y que controlan la mineralización presente en el plutón. Esta mineralización corresponde principalmente a los denominados “óxidos de cobre”, representados por crisocola y brochantita principalmente y se encuentra asociada a fallas normales sub-verticales.

Se concluye que el control estructural del área de estudio es definido por los cambios en los regímenes de esfuerzo desarrollados en el margen continental del norte de Chile, donde a partir del análisis estructural se infiere que existió un periodo de desacople en la placa pues existe demostración del cambio de los esfuerzos principales.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN 1

1.1 Problema de investigación 1

1.2 Hipótesis de trabajo 3

1.3 Objetivos 4

1.3.1 Objetivo general 4

1.3.2 Objetivos específicos 4

1.4 Ubicación y accesos 5

1.5 Trabajos previos 7

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO 9

2.1 Generación magmática en zonas de subducción 9

2.1.1 Procesos de ascenso magmático y emplazamiento plutónico 10

2.1.2 Inyecciones múltiples y niveles de emplazamiento plutónico 11

2.2 Factores que intervienen en la formación de diques 13

2.3 Ascenso magmático mediante diques 15

2.4 Factores que intervienen en la velocidad del ascenso magmático 17

2.5 Presión magmática en el ascenso mediante diques 19

2.6 Condiciones tectónicas durante el emplazamiento de enjambres de diques 21

2.7 Efecto de diques y filones manto en la roca de caja 25

2.8 Efecto de la roca de caja en diques y filones manto 27

2.9 Fábricas internas de diques como indicadores de flujo 28

2.10 Cronología de estructuras tectónicas 31

2.11 Mecanismos de emplazamiento plutónico 32

2.11.1 Cristalización fraccionada y diferenciación magmática en arcos magmáticos 33

2.12 Indicadores cinemáticos en estructuras geológicas 34

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO 41

3.1 Contexto geotectónico global 41

3.2 Marco geológico regional 45

3.2.1 Marco estructural 47

3.3 Marco geológico local 49

3.3.1 Complejo Epimetamórfico Chañaral (Devónico-Carbonífero) 49

3.3.2 Plutón Cerros del Vetado (Triásico Superior- Jurásico Inferior) 50
3.3.3 Plutón Las Ánimas (Jurásico) 50
3.3.4 Depósitos coluviales inactivos (Plioceno-Pleistoceno) 51
3.3.5 Depósitos coluviales y aluviales (Cuaternario) 51
CAPÍTULO IV: METODOLOGÍAS 53
4.1 Etapa de gabinete pre-Terreno 53
4.1.1 Recopilación bibliográfica 53
4.1.2 Confección de la base de mapeo 53
4.2 Etapa de reconocimiento del área 55
4.3 Etapas de terreno 55
4.3.1 Proceso de muestreo en terreno 57
4.4 Etapas de gabinete 59
4.4.1 Descripción macroscópica de muestras 59
4.4.2 Elaboración de mapa geológico-estructural y análisis estructurales 60
CAPÍTULO V: RESULTADOS 61
5.1 Geología del área de estudio 61
5.1.1 Intrusivo granodiorítico leucocrático (plutón Cerros del Vetado) 61
5.1.2 Depósitos coluviales inactivos 63
5.1.3 Depósitos aluviales y coluviales activos 63
5.2 Petrografía de diques 65
5.2.1 Diques microdioríticos 65
5.2.2 Diques gabroicos 66
5.2.3 Diques pórfidos microdioríticos 67
5.2.4 Diques tonalíticos finos 68
5.3 Mineralización 69
5.4 Alteración 71
5.4.1 Alteración hidrotermal 71
5.4.2 Alteración supérgena 71
5.5 Características estructurales 72
5.5.1 Análisis estructural de diques 72
5.5.2 Análisis estructural de planos de falla 74
5.5.3 Análisis cinemático en planos de falla 76

5.5.4 Vetas y fallas relacionadas con mineralización 78
5.6 Relaciones de corte y temporalidad relativa de estructuras 79
CAPÍTULO VI: DISCUSIONES 82
6.1 Evolución geológica y emplazamiento del plutón 82
6.2 Relaciones de ángulo y cinemática de estructuras principales 83
6.3 Evolución sistema *strike-slip* en el Sistema de Fallas de Atacama 85
6.4 Control estructural sobre la mineralización en el área de estudio 88
CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 89
7.1 Conclusiones 89
7.2 Recomendaciones 90
CAPÍTULO VIII: REFERENCIAS 91

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Ubicación del área de estudio, limitada por las coordenadas UTM Norte 7.081.004 m hasta 7.092.137 m, y por el Este 346.023 m hasta 355.264 m. 5

Figura 1.2: Mapa de accesos al área de estudio, la cual es representada por el polígono de color rojo. Las diversas rutas de accesos representadas en colores según se indica en la simbología del mapa. 6

Figura 2.1: Esquema en el que se señalan los diferentes mecanismos de emplazamiento plutónico. 1) *stoping*; 2) domamiento; 3) deformación dúctil; 4) asimilación y fusión; 5) desplazamiento lateral por falla; 6) emplazamiento en zona extensional. Extraído de Paterson (1991). 10

Figura 2.2: Esquema en el que se representa un corte vertical de la corteza terrestre, con diversos tipos de intrusiones en gris, unos límites orientativos para los tres niveles de emplazamiento y las estructuras fundamentales de las rocas encajantes. Extraído de Best (1982). 12

Figura 2.3: Perfil de dique en el que se representa la cumbre de un dique, el cual es el lugar en el que se concentra la exclusión de gases. La cumbre se considera un área de baja presión durante la propagación magmática, donde gracias a la exsolución de los elementos volátiles se puede abrir paso en las últimas instancias de penetración. Extraído de Ochoa (2014). 14

Figura 2.4: Propagación de un dique a través de la litosfera o corteza desde un reservorio de magma, donde en (a) un volumen de magma que intruye en la corteza en forma de una fisura elíptica que deja atrás una estela de magma congelado en forma de dique, en (b) la presión en la cámara es suficiente para mantener la fractura abierta en el extremo inferior y en (c) el magma alcanza la superficie para formar una lava dejando atrás un dique. Extraído de Araña (1993). 16

Figura 2.5: Símbolos y dimensiones utilizados para describir el ascenso del magma por "*boyancia*". La cámara magmática está situada a una profundidad $\boldsymbol{Z = (Z1 + Z2)}$, y el magma está a una presión $\boldsymbol{Pm}$. El ascenso del magma está determinado por el contraste de densidades con la roca de caja. Modificado de Skarmeta (1993). 18

Figura 2.6: Esquema de los patrones de dilatación en diques perpendiculares al *stress* principal mínimo σ_3 (a) y oblicuos a esta dirección (b) asociados a desplazamientos paralelos a las paredes del dique, donde dirección de máxima dilatación finita ($\boldsymbol{\lambda 1}$) diferente a la dirección del *stress* principal mínimo. Extraído de Creixell (2007). 22
Figura 2.7: Se muestra el análisis de *stress* en relación a la posibilidad de una fractura de orientación variable de ser dilatada por magma. La razón de *stress* (R) es estimada en relación a la presión magmática (Pm) y proyectada en función del ángulo entre una fractura vertical (α) y la dirección de *stress* principal menor (en este caso representada como Sh). En el recuadro a la izquierda, se representa una fractura en sección horizontal y dos direcciones de *stress* indicadas por flechas negras ($\boldsymbol{\sigma 1}$ o Sh: *stress* principal mínimo, $\boldsymbol{\sigma 2}$ o SH: *stress* principal intermedio). Extraído de Creixell (2007). 23
Figura 2.8: Alteración de la morfología de los diques debido a las diferentes propiedades de la roca de caja según tiempo de deformación y dirección de acortamiento. Extraído de Castaño y Druguet (2008)..... 27
Figura 2.9: Fábricas internas de un dique. a) Petrofábricas y b) Fábricas magnéticas al interior de un dique. Las petrofábricas pueden definirse en base a la orientación de cristales inequidimensionales (por ejemplo, plagioclasas) y las fábricas magnéticas pueden ser definidas a partir de la forma de los elipsoides de susceptibilidad magnética. Extraído de Hidalgo (2011)..... 28
Figura 2.10: Diferentes indicadores texturales de direcciones y sentido de flujo magmático que pueden desarrollarse en márgenes de diques. En este ejemplo, el dique es subvertical (color gris) y su flujo es ascendente. Vista en perfil vertical. Extraído de Creixell (2007), modificado de Correa-Gomes *et al*. (2001). 29
Figura 2.11: Estimación del vector de flujo basada en la imbricación de la foliación magmática respecto a los márgenes del dique. Extraído de Hidalgo (2011). 30
Figura 2.12: Modelo idealizado que muestra un posible escenario para la generación de enclaves a partir de la intrusión y la interrupción de un dique sinplutónico de magma básico. El modelo puede preocuparse considerando la acumulación de cristales durante la intrusión o la intrusión repetida de varios pulsos de magma básico. Modificado de Castro (1991)..... 34

Figura 2.13: Sentido del movimiento (flechas en rojo) que está determinado de acuerdo a la relación geométrica oblicua entre la superficie de falla y el plano de Riedel. Extraído de Allmendinger (1987). 35
Figura 2.14: (a) Distintos tipos de fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal M (Riedel, 1929). Las fallas Riedel sintéticas y antitéticas, de bajo y alto ángulo respecto del movimiento a lo largo del plano de falla principal, son R y R'. Las fracturas de tensión son T. Las fallas P presentan bajo ángulo respecto del plano principal pero opuesto a la orientación de R. (b) Vista en planta del modelo de cizalla de Ramsay (1967), en el que se aprecian las relaciones geométricas entre los planos de Riedel (R) y el fallamiento principal de cinemática dextral. 36
Figura 2.15: Tres tipos de indicadores cinemáticos en fallas con comportamiento frágil: criterios T, criterios R y criterios P, donde es posible observar los tipos de fracturas asociadas a cada criterio. Extraído de Niemeyer (1999). 37
Figura 2.16: Algunos criterios cinemáticos adicionales en fallas frágiles: (a) Fibras de relleno mineral, (b) Fábrica sigmoidal en salbanda, (c) Clivaje en rocas carbonatadas, (d) Saltos rellenos con material fibroso, (e) Marcas de clastos. Extraído de Niemeyer (1999). 38
Figura 2.17: Gráfico esquemático de fibras y planos de recristalización, donde la relación geométrica entre el plano de recristalización y la superficie de la falla se determina según un ángulo oblicuo. En este caso el sentido del movimiento es en 180º respecto a la dirección de inclinación de los planos de recristalización, a diferencia de lo que sucede con la determinación cinemática utilizando planos de Riedel. Modificado de Allmendinger (1987). 39
Figura 2.18: Esquema de una estructura S-C dentro de un contexto de convergencia oblicua que da lugar a una zona de cizalla sinestral. Modificado de Allmendinger (1987). 40
Figura 3.1: Esquema descriptivo del comportamiento de la oblicuidad en la fosa y el arco magmático. Se observa el cambio en la oblicuidad desde un ángulo de 0° en la figura a), hasta un elevado ángulo de oblicuidad en la figura d), lo que genera una condición de transtensión. Extraido de Scheuber *et al*. (1994). 43

Figura 3.2: Modelo para la evolución tectónica del arco Jurásico-Cretácico Inferior del Norte de Chile y la zona de subducción inferida. Donde a) Representa la primera etapa con un acoplamiento de las placas, b) y c) a la segunda y tercera etapa respectivamente, con un desacoplamiento de las placas y d) a la cuarta etapa con un re-acoplamiento de las placas. Modificado de Scheuber y González (1999). 44
Figura 3.3: Mapa en el que se observan las unidades litológicas más importantes que conforman el marco geológico regional. Modificado de Godoy y Lara (2005). 46
Figura 3.4: Mapa geológico en el que se observan las unidades presentes en la geología local, centrándose en la unidad principal que representa al área de estudio. Modificado de las hojas Chañaral y Diego de Almagro, región de Atacama (Godoy y Lara, 1998). 52
Figura 4.1: Base de mapeo utilizada para el área del plutón Cerros del Vetado. Escala 1:12.000, coordenadas proyectadas UTM-WGS1984, Zona 19S. 54
Figura 4.2: Gráfica de colores para el mapeo de limonitas. Modificado de Orrego (2016). 58
Figura 4.3: Mapa donde observa el muestreo realizado en el área de estudio durante cada etapa de terreno. 58
Figura 5.1: Ejemplos de xenolitos (izquierda) y enclaves (derecha) presentes en el intrusivo granodirítico leucoctático, los cuales presentaban diversos tamaños que oscilan entre los 2 y 20 centimetros aproximadamente. En el enclave (derecha), se evidencian cristales de plagioclasas de mayor tamaño, pertenecientes al intrusivo granodioritico, lo cual es propio de texturas de desequilibrio. 61
Figura 5.2: Muestras pertenecientes al intrusivo granodiorítico leucocrático. Donde a) es una muestra tomada en zonas exteriores del intrusivo, con granos de tamaño medio y b) una muestra de zonas más centrales del intrusivo, en las que la roca presenta granos de mayor tamaño, además de una concentración de feldespato potásico más elevada. 62
Figura 5.3: Relaciones espaciales entre los depósitos aluviales y coluviales inactivos en el área de estudio. En color anaranjado se muestran los depósitos aluviales, los cuales rellenan quebradas y constituyen sedimentos correspondientes a cuencas de

drenaje actuales y abanicos aluviales. En color amarillo se muestran depósitos coluviales inactivos que se distribuyen heterogéneamente en el área de estudio, principalmente a los márgenes de éste, siendo cortado por depósitos aluviales recientes. 64
Figura 5.4: Muestras pertenecientes a diques de composición microdiorítica, en a) se observa una muestra de mano general para estos diques y en b) se observa una muestra cloritizada tomada al NE del intrusivo, en la cual se observa un color ligeramente verdoso. 65
Figura 5.5: Muestras pertenecientes a los diques de composición gabroica, en a) se observa una muestra de mano con fenocristales de plagioclasa y piroxeno distinguibles macroscópicamente, mientras que en b) se observa una muestra orientada, la cual presenta fenocristales de plagioclasa orientados. 66
Figura 5.6: Dique diorítico de textura porfidica, ubicado al norte del área de estudio, en el círculo de la derecha se presenta un acercamiento del mismo, donde es posible apreciar los grandes fcristales de plagioclasa. 67
Figura 5.7: Dique tonalítico tabular de pequeña potencia emplazado en el intrusivo granodiorítico leucocratico, a la derecha el círculo muestra un acercamiento a los minerales que los compone. 68
Figura 5.8: Estructuras mineralizadas encontradas al interior de laboreos mineros, en a) se observa uno de los diques asociados a mineralización, el cual presenta una aparentre brechización, ya que presenta lentes del intrusivo granodiorítico leucocrático en su interior, en b) se observan pequeñas vetas de cuarzo en las que se aprecia mineralización de crisocola. 69
Figura 5.9: Ejemplos de falla y planos de falla mineralizados en el área de estudio, las cuales presentan mineralizacion de cobre principalmente en forma de pátinas (crisocola y brochantita). 70
Figura 5.10: Diferentes alteraciones presentes en el área de estudio, en a) se aprecia la alteración hidrotermal que se encuentra como halo al borde de un dique mineralizado y en b) se aprecia la alteración supérgena compuesta por óxidos de Fe, principalmente goethita y hematita. 71

Figura 5.11: Proyecciones estereográficas en diagrama de densidad de polos con n=107 para las orientaciones de los diques presentes en el área de estudio. 73
Figura 5.12: Roseta de direcciones para los diques presetes en la zona del plutón Cerros del Vetado, en donde es posible observar sus orientaciones principales, con n=107. 73
Figura 5.13: Ejemplo de la correlación entre diques y planos de falla observada en terreno, en donde se logran observar estrías de falla que acompañan la orientación del dique (imagen circular). En este caso la orientación del dique es ~NE, correspondiente a los diques del grupo E designados en el texto 74
Figura 5.14: Proyecciones estereográficas en diagramas de densidad de polos y rosetas (a y b respectivamente) para fallas medidas en el área de estudio, con n=74. 75
Figura 5.15: Ejemplos de criterios cinemáticos observados en terreno, entre los cuales se observa, a) crecimiento de fibra mineral y b) saltos de falla por fracturas de segundo orden, los cuales indican la direccion de movimiento del bloque faltante (flecha roja). 76
Figura 5.16: Análisis estereográficos en diagramas de densidad de polos y rosetas para planos de falla que muestran un desplazamiento principal a) sinestral, con n=53 y b) dextral, con n=18. 77
Figura 5.17: Análisis estereográficos en diagramas de densidad de polos y rosetas para para a) Vetas mineralizadas, con n=15; y b) fallas relacionadas con mineralización, con n=2 78
Figura 5.18: Ejemplo de relación de corte entre estructuras, donde se aprecia que un dique de composición tonalítica (delimitado por líneas amarillas) es cortado por un dique de composición microdiorítica. 79
Figura 5.19: Temporalidad relativa de las estructuras emplazadas en el plutón Cerros del Vetado, (I) se emplazan los diques N-S, estructuras más antiguas del plutón, (II) potentes diques microdioríticos orientados NE-SW, (III) potentes diques, fallas normales (estructuras T), (IV) fallas sinestrales sintéticas R, (V) fallas dextrales antitéticas R', y finalmente (VI) fallas sinestrales sintéticas P. 80

Figura 5.20: Ejemplo de relaciones de corte de diques con orientación N-S, en a) diques de composición microdiorítico son cortados y desplazados por diques gabroicos de composición gabroica (estructuras R'); y en b) los diques N-S cortan y desplazan a potentes diques microdioríticos con orientación NW-SE. 81
Figura 6.1: Modelo para emplazamiento plutónico, en el cual se concideran cuatro fases: en primer lugar a) se produciría una cizalle dúctil, b) seguido de un plegamiento de la zona de cizalle e intrusión de un *stock*, posteriormente c) se daría la inyección de magma en la zona de cizalle formando una cámara magmática y; finalmente d) se generaría la expansión y consolidación del plutón. Modificado de González (1999). 82
Figura 6.2: Modelo de cizalle de Riedel propuesto para el área de estudio, donde se observa las direcciones de *stress* máximo σ1 (compresión) y mínimo σ3 (extensión). 84
Figura 6.3: Evolución propuesta para el marco geotectónico y control estructural del área de estudio. I) Generación de falla principal y estructuras N-S subparalelas; II) generación de potentes diques N-E mediante desacople y cambio en el tensor de esfuerzo; III) Generación de potentes diques N-W por reacople; IV) generación de diques sintéticos; V) generación de diques antitéticos; VI) generación de diques sintéticos NNW-SSE y; VII) reactivación de estructuras N-S sinestralmente..... 87

ÍNDICE DE ECUACIONES

Ecuación 2.1: Donde, $\boldsymbol{V}$ es la velocidad de ascenso vertical (m/s), $(\boldsymbol{\rho r - \rho m})$ es la diferencia de densidades entre las rocas de caja $\boldsymbol{(\rho r)}$ y el magma $(\boldsymbol{\rho m})$, $\boldsymbol{g}$ es la aceleración de gravedad, $\boldsymbol{w}$ es el ancho del dique y $\boldsymbol{\eta m}$ es la viscosidad del magma. 17

Ecuación 2.2: Donde $\boldsymbol{d}$ es la anchura de la fractura, $\boldsymbol{\mu}$ representa la relación entre la viscosidad del magma y el gradiente de presión $(\boldsymbol{dP/dz})$. La anchura de la fractura está controlada por las propiedades elásticas de las rocas encajantes y las de extensión de la fractura. 19

Ecuación 2.3: Donde $\boldsymbol{PT}$ representa la presión magmática total presente en el reservorio, $\boldsymbol{\sigma 3}$ es el *stress* principal mínimo y $\boldsymbol{T0}$ es la resistencia a la tensión uniaxial que se encuentra presente en las rocas que cubren al reservorio magmático. 19

Ecuación 2.4: En la cual el espesor máximo del dique es representado como $\boldsymbol{bmax}$, $\boldsymbol{E}$ es el Módulo de Young de la roca de caja, $\boldsymbol{\nu}$ es la razón de Poisson de la misma y $\boldsymbol{L}$ es la longitud que presenta el dique a lo largo del rumbo. 20

Ecuación 2.5: Donde $\boldsymbol{Z}$ es la profundidad del reservorio, $\boldsymbol{\rho r}$ es la densidad cortical, $\boldsymbol{\rho m}$ es la densidad del magma en el reservorio y $\boldsymbol{g}$ es la aceleración de gravedad. ... 20

Ecuación 2.6: Donde $\boldsymbol{T}$ es el tiempo necesario para la reorientación del dique, $\boldsymbol{\eta m}$ es la viscosidad del magma y $\Delta\boldsymbol{\sigma}$ es el "*stress* diferencial" (generalmente mayor a 1Mpa). 21

Ecuación 2.7: Donde $\boldsymbol{E}$ es el Módulo de Young de la roca que se está deformando, $\boldsymbol{\lambda 1}$ es la longitud de onda de la flexural elástica de la capa guía, en este caso equivalente al largo **β** de filón manto al inicio del plegamiento y finalmente $\boldsymbol{I}$ es el momento de inercia. 26

Ecuación 2.8: Donde **w** es la potencia del filón manto y **b** es el ancho de la barra, que para efectos de este análisis se considerará unitario. 26

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1: Etiqueta de muestreo en terreno. 57
Tabla 4.2: Tabla resumen de clasificación de los aspectos texturales y su definición para la descripción de las muestras. 59
Tabla 4.3: Tabla de clasificación de los aspectos de índice de color. 60

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Problema de investigación

El plutón Cerros del Vetado es uno de los numerosos cuerpos plutónicos emplazados en la Cordillera de la Costa, los cuales pertenecen al denominado Batolito de la Costa y están asociados directamente al magmatismo Mesozoico (Mpodozis y Kay, 1992). Mpodozis y Kay (1990), atribuyen a este magmatismo el origen del arco magmático Jurásico-Cretácico, el cual se desarrolló en un régimen tectónico extensional a transtensional, relacionado a la subducción oblicua en el margen oeste de Gondwana (Dallmeyer *et al*., 1996). Este ambiente tectónico se caracterizó por las fuertes deformaciones corticales, temporalmente conectadas con la actividad magmática durante este periodo (González y Scheuber, 1997). Como parte de esta actividad magmática se emplazaron sucesivamente diversos sets de diques hacia el este del arco, asociados al desarrollo de zonas de cizalla milonítica dúctil en las rocas encajantes, específicamente en el contacto oeste de los plutones del Jurásico-Cretácico (Dallmeyer *et al*., 1996). Esto denota una estrecha relación entre las deformaciones y la actividad magmática (e.g. González y Scheuber, 1997).

El estudio de los diques adopta una gran importancia en el campo de la petrología, ya que estos aportan gran información respecto a las composiciones de sus fuentes magmáticas. Por otra parte, Creixell (2007) postula que el estudio de las orientaciones en las paredes de estas estructuras aporta información acerca de las trayectorias de *stress* asociadas a su emplazamiento. El desplazamiento de marcadores pasivos y el análisis de fracturas tensionales generadas a partir de la presión magmática, denotan variaciones importantes en la dirección y/o el buzamiento de los diques (Mége y Korme, 2004; Féménias *et al*., 2004, Castaño y Druguet, 2008). Estos factores sugieren que en un contexto geológico complejo, los diques pueden aportar información importante para conocer parte de la historia tectónica y magmática de su emplazamiento (Castillo, 2018), especialmente durante el Mesozoico, periodo para el cual diversos autores han propuesto un régimen de subducción asociada a extensión en

la placa cabalgante, junto con el emplazamiento de grandes volúmenes de magmas juveniles (Vergara *et al*., 1995; Morata y Aguirre, 2003; Lucassen *et al*., 2006).

Los enjambres de diques máficos representan una característica común en diferentes ambientes tectónicos, ya sea en márgenes pasivos, márgenes activos asociados a subducción, *rifts* intracontinentales o grandes provincias magmáticas basálticas (Callot y Geoffroy, 2004; Glazner *et al*.; 1999; Storey *et al*., 1999; Ray *et al*., 2007). En el caso de los diques presentes en la parte norte de la Cordillera de la Costa, se asocian a las deformaciones ocurridas como resultado de la subducción del margen oeste de Sudamérica. Los movimientos del antearco, ya sean extensionales, compresionales, transtensionales, transpresionales, etc., dependen de características geodinámicas como: el ángulo de subducción, la velocidad de convergencia, el grado de acoplamiento de las placas tectónicas, entre otras. En este contexto, los enjambres de diques constituyen la manifestación principal que representa el ascenso de magmas desde niveles profundos (manto o corteza Inferior) hacia niveles corticales someros a través del mecanismo de *"dyking"* (Clemens; 1998, Creixell, 2007).

En su estudio sobre los diques volcánicos de la Cordillera de la Costa, Pichowiak y Breitkreuz (1983), determinaron que la zona comprendida entre Chañaral y Taltal es atravesada por una densa red de filones principalmente máficos. Basándose en características petrológicas y geoquímicas, lograron determinar relaciones temporales entre tres series principales de diques, la más antigua caracterizada por presentar altas concentraciones de elementos como Na, K, Fe, Ti, Mn y P, seguida de una serie caracterizada por presentar un desarrollo calco-alcalino normal, mientras que la más reciente se caracteriza por presentar rocas de composición rio-dacítica. Según los autores, esto sugiere que la serie más antigua fue producto de magmas que se pueden comparar con asociaciones basálticas de sistemas de fallas continentales, mientras que las series calco-alcalinas, por el contrario, son típicas de un magmatismo que actuó en el borde continental activo desde el Jurásico.

El motivo de este trabajo se debe a la escasa información y estudios existentes respecto a los diques presentes en gran parte de la Cordillera de la Costa, principalmente en la región de Atacama, desde Chañaral hacia el sur. No existen antecedentes acerca de las características estructurales de sus conductos y sus temporalidades, así como su relación con los ciclos tectónicos que se encuentran descritos en gran parte de las formaciones de la región. A su vez se desconoce, cómo se correlacionan entre sí los diversos enjambres de diques emplazados a lo largo de la zona norte de la Cordillera de la Costa.

1.2 Hipótesis de trabajo

El plutón Cerros del Vetado corresponde a una intrusión granítica, en la cual se emplazan numerosos diques de composición máfica con orientaciones preferenciales NE-SW y NW-SE, los que se entrecruzan formando ángulos característicos, los cuales son acordes a lo planteado por el sistema de Riedel (1929), el cual define que diversas estructuras se correlacionan en ángulos y cinemáticas determinadas, dependiendo de las características de los esfuerzos principales presentes durante su generación.

La mayor característica del plutón Cerros del Vetado, es decir, sus numerosos diques, son correlacionables a estructuras similares emplazadas en diversos cuerpos plutónicos adyacentes, tanto al norte como al sur del área de estudio. Esto indica que los diversos cuerpos plutónicos distribuidos en una franja norte-sur, ubicada en la Cordillera de la Costa, comparten mecanismos de emplazamiento y controles estructurales similares. Esto se podría atribuir a estadios o regímenes transtensionales y transpresionales-compresionales entre el Jurásico y el Cretácico Inferior, atribuibles a los ciclos Preandino y Andino, por lo que las fases deformacionales que dieron origen a las estructuras que afectan al plutón Cerros del Vetado y a los cuerpos plutónicos similares, son controladas por los cambios generados en la subducción, y en consecuencia, en el arco magmático desarrollado paralelo al margen oeste de Gondwana.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Establecer el control estructural que propició la generación y emplazamiento del plutón Cerros del Vetado y de sus diques posteriores durante el magmatismo Jurásico-Cretácico en la Cordillera de la Costa de la región de Atacama.

1.3.2 Objetivos específicos

- Caracterizar y definir las unidades litológicas, alteración y mineralización presentes en el área de estudio.
- Determinar la geometría de las estructuras presentes en el área de estudio y cómo se correlacionan entre ellas.
- Analizar los criterios cinemáticos que permiten determinar los desplazamientos relativos de las estructuras en el área de estudio.
- Establecer la temporalidad relativa de los diques y eventos de emplazamiento.
- Determinar cómo influyen las estructuras geológicas en la mineralización presente en el área de estudio.

1.4 Ubicación y accesos

El área de estudio, se encuentra a 15 kilómetros al este de la ciudad de Chañaral y a 114 kilómetros al norte de la ciudad de Copiapó, en la provincia homónima de la región de Atacama. Se encuentra comprendida entre los límites geográficos dados por las coordenadas UTM 7.083.400 - 7.091.800 N y 346.385 - 356.075 E, cubriendo una superficie aproximada de 90 kilómetros cuadrados.

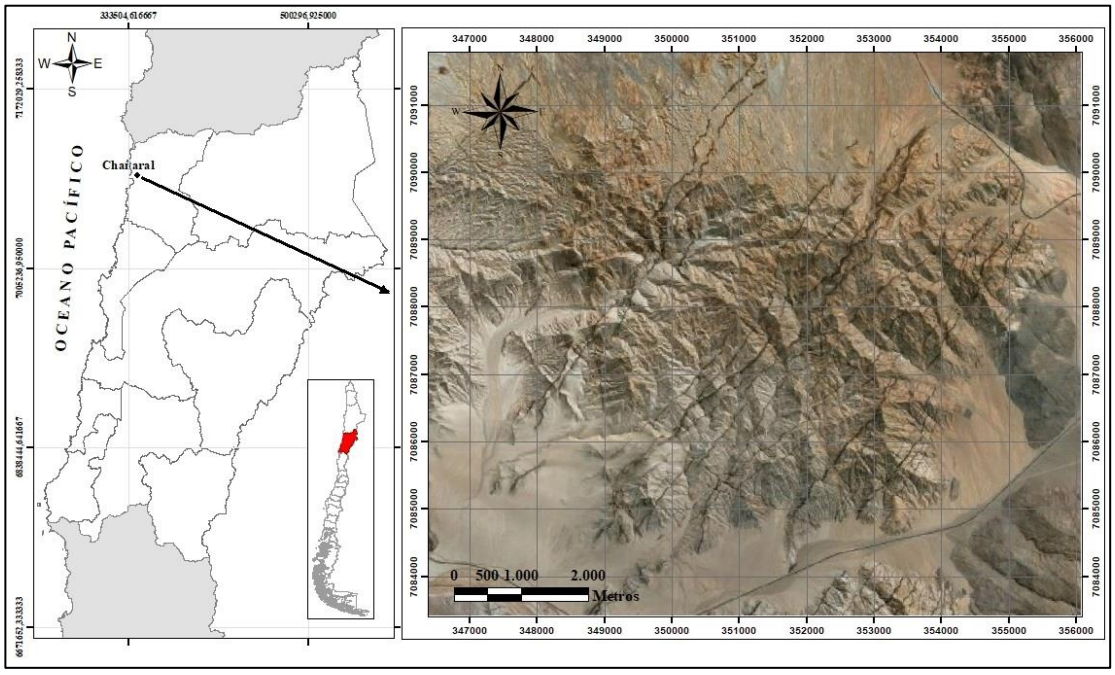


Figura 1.1: Ubicación del área de estudio, limitada por las coordenadas UTM Norte 7.081.004 m hasta 7.092.137 m, y por el Este 346.023 m hasta 355.264 m**.**

Para acceder al área de estudio existen dos posibles rutas a seguir. Desde la ciudad de Copiapó, se deben recorrer unos 170 kilómetros aproximadamente, pasando por la ciudad de Chañaral a través de la carretera Panamericana 5 norte hasta el kilómetro 984 aproximadamente.

Una segunda ruta de acceso, desde la ciudad de Copiapó hasta el área de estudio, consiste en recorrer unos 9 kilómetros aproximadamente a través de la carretera Panamericana 5 norte hasta empalmar con la ruta C-327, por la cual se deben transitar

unos 42 kilómetros aproximadamente en dirección norte hasta la ruta C-309, donde se continua el recorrido en dirección norte por unos 29 kilómetros. Se debe continuar por la ruta C-261 por 10 kilómetros aproximadamente, en dirección noroeste, hasta empalmar con la ruta C-211, por la cual se debe recorrer en dirección norte por unos 17 kilómetros. Se empalma con la ruta C-225, por la cual se recorren unos 2 kilómetros, para luego tomar el acceso de la ruta C-209 en dirección norte por 18 kilómetros aproximadamente, pasando por la localidad de El Salado. Finalmente se debe tomar la ruta C-13, recorriendo otros 20 kilómetros aproximadamente en dirección noroeste, empalmando con la carretera Panamericana 5 norte.

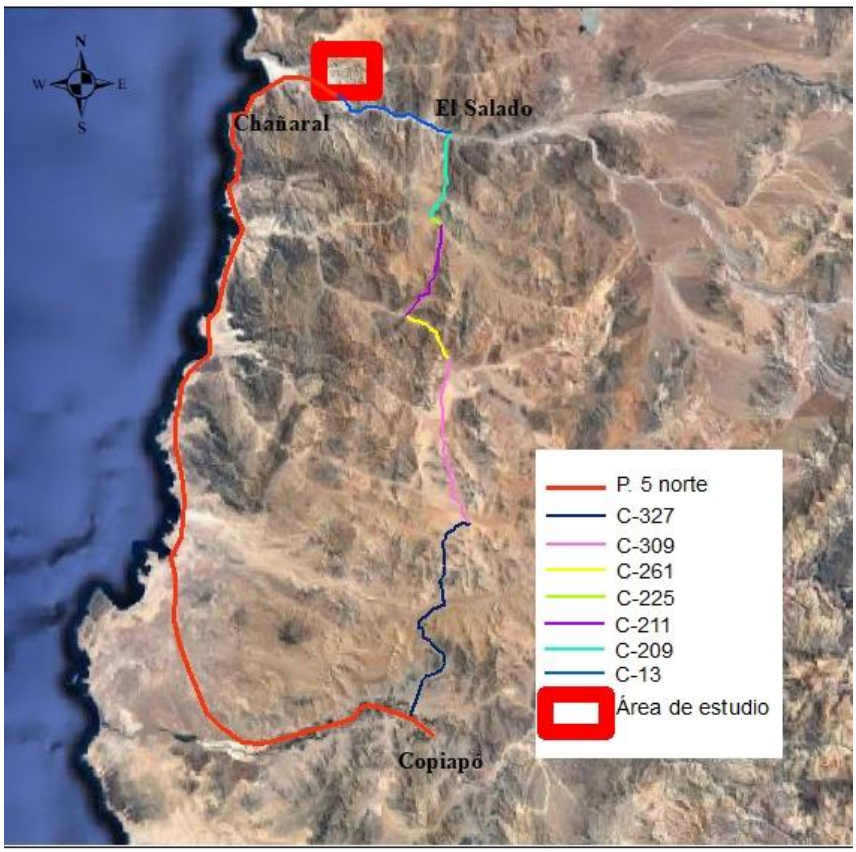


Figura 1.2: Mapa de accesos al área de estudio, la cual es representada por el polígono de color rojo. Las diversas rutas de accesos representadas en colores según se indica en la simbología del mapa.

1.5 Trabajos previos

Hasta la fecha no existen trabajos que se centren específicamente en el plutón Cerros del Vetado, ni estudios que intenten establecer una correlación entre plutones similares en la franja correspondiente a la Cordillera de la Costa. Sin embargo, hay diversos trabajos que incluyen a este plutón en otros estudios relacionados.

En 1983, Pichowiak y Breitkreuz estudian los enjambres de diques volcánicos de la Cordillera de la Costa desde Taltal hasta Chañaral, en el cual se centran en definir las características geoquímicas y petrológicas de estos.

Berg y Baumann en 1985, en su trabajo sobre la sistemática isotópica en las rocas plutónicas y metasedimentarias de la Cordillera de la Costa del norte de Chile, se refieren a las edades relativas del plutón obtenidas a partir de diversos métodos de datación, las cuales varían dependiendo de la zona estudiada, lo que se debe a recalentamientos producto del emplazamiento de diques e intrusiones posteriores.

En 1996, Randall y Taylor realizan un estudio sobre el paleomagnetismo de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile con el fin determinar rotaciones y transportes latitudinales en el batolito costero, para esto estudian diversos enjambres de diques en los que se incluye el plutón Cerros del Vetado.

Creixell en 2007, en su Proyecto de Tesis de Doctorado, estudia la petrogénesis y emplazamiento de enjambres de diques máficos mesozoicos y sus implicancias tectónicas en el desarrollo del arco Jurásico – Cretácico.

Maksaev *et al*. (2014), en su estudio sobre la temporalidad del magmatismo del borde paleo-Pacífico de Gondwana, establecen una geocronología para los plutones del borde costero del norte de Chile a partir de dataciones U-Pb en circones de rocas mesozoicas.

Díaz *et al.* (2018), en su trabajo presentado en el IX congreso geológico, realiza un estudio geocronológico, geoquímico e isotópico de los plutones del norte de la región de Atacama, obteniendo edades de U-Pb en circón de los plutones Pan de Azúcar, Cerros del Vetado, Flamenco, Las Ánimas y Sierra Áspera.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 Generación magmática en zonas de subducción

La generación de magma en los arcos magmáticos inicia con la liberación de fluidos provenientes de la placa subductante, los cuales promueven una hidratación significativa en la cuña del manto (Tarney y Jones, 1994). La descompresión del manto al ascender hacia la cuña y la fusión parcial de la placa en subducción, son factores que también pueden influir en la generación magmática (Elkins-Tanton y Grove, 2001; Best, 1982).

Según Schmidt y Poli (1998), la deshidratación de la losa en subducción ocurre a partir de 50 km de profundidad a partir de reacciones de descomposición de las fases minerales hidratadas que la constituyen. Estos fluidos provenientes de la deshidratación de la placa en subducción metasomatizan el manto, facilitando su fusión parcial (Tarney y Jones, 1994), lo cual genera fundidos hidratados. Los fundidos hidratados, los cuales presentan una flotabilidad alta, tienden a ascender hacia profundidades más someras con material de manto más caliente. En tales condiciones, los fundidos entran en desequilibrio y reaccionan con la fracción sólida del manto formando más fundido (Grove, 2000).

La generación de los magmas de composición intermedia y ácida en los arcos magmáticos se atribuye a tres procesos principales: a) la diferenciación de los magmas del manto (magmas primarios) al cristalizar en la parte superior del manto o dentro de la corteza; b) la fusión parcial de metabasalto en la base de la corteza; y c) la incorporación de material cortical en los magmas primarios (Kemp *et al*., 2007).

2.1.1 Procesos de ascenso magmático y emplazamiento plutónico

Los mecanismos por los cuales los grandes cuerpos intrusivos ascienden a través de la corteza (creando en el proceso suficiente espacio para poder emplazarse) aún continúan en discusión, donde el problema del espacio ha sido objeto de extensos debates (Paterson *et al.* 1991).

Los batolitos pueden alzar el techo por plegamiento o domamiento, o elevar bloques a lo largo de fallas. La fuerza de elevación que tiene un plutón si se restringe a su capacidad de boyar, la cual limita su posibilidad de levantar el techo cuando alcanza densidades iguales a las de la roca de campo aun es un punto controversial. El levantamiento es facilitado, en tales casos, por sobre-presión magmática, que brinda un esfuerzo adicional al ascenso (Fig. 2.1). El domamiento de los techos de los lacolitos se encuentra limitado a profundidades de menos de 3 km, donde la presión magmática puede exceder la presión de carga (Paterson *et al*., 1991).

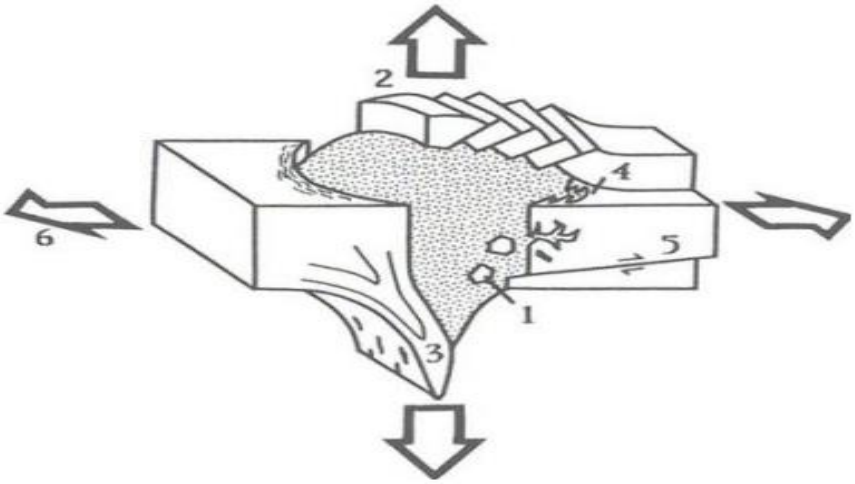


Figura 2.1: Esquema en el que se señalan los diferentes mecanismos de emplazamiento plutónico. 1) *stoping*; 2) domamiento; 3) deformación dúctil; 4) asimilación y fusión; 5) desplazamiento lateral por falla; 6) emplazamiento en zona extensional. Extraído de Paterson (1991).

Ahren *et al*. (1981), proponen que si las rocas de caja son suficientemente frágiles y bloques del techo caen dentro del plutón, se produce un desalojo por caída y el magma asciende ocupando dicho lugar (*stoping*). Este proceso requiere que la roca

de caja sea más densa que el magma y que los bloques de esta sean lo suficientemente grandes (decenas de metros) para que se hundan rápidamente en el magma viscoso, siendo efectivo sólo en corteza somera cuando las rocas pueden ser fracturadas. En zonas superiores de los cuerpos plutónicos, este proceso, da lugar a bloques de roca de caja suspendidos en roca ígnea cristalizada, formando enclaves y xenolitos.

2.1.2 Inyecciones múltiples y niveles de emplazamiento plutónico

Muchos plutones muestran historias complejas de intrusiones múltiples de magmas que varían en composición. Los grandes cinturones batolíticos están compuestos de numerosos plutones menores y estos a su vez muestran diferentes unidades composicionales, que pueden presentar variaciones marcadas entre ellas (Llambías, 2001). Los plutones suelen desarrollar zonamientos concéntricos producto de la cristalización centrípeta de los mismos, con los bordes más básicos y los núcleos más silícicos. Las tendencias mineralógicas y químicas asociados con las secuencias intrusivas, son generalmente consistentes con la evolución de cámaras magmáticas en profundidad, que sufren procesos de cristalización fraccionada, asimilación de las rocas de caja y mezclas de magmas (Llambías, 2001).

El nivel de emplazamiento de las intrusiones determina muchas características texturales y estructurales de las mismas. Best (1982) define tres grandes zonas o niveles de emplazamiento dentro de la corteza terrestre (Fig. 2.2): (1) la epizona (superior), (2) la mesozona (media); y (3) la catazona (inferior). Estas zonas no tienen límites concretos, sino al contrario, se solapan durante kilómetros en la vertical.

Las intrusiones catazonales se desarrollan en un ambiente dúctil, con rocas metamórficas de grado medio-alto, temperaturas por encima de los 450 ºC aproximadamente, donde no se suele formar una aureola de contacto importante (Best, 1982). Suelen ser plutones con foliación interna, sintectónicos o pretectónicos, concordantes, y pueden estar ligados a zonas migmatíticas.

En las intrusiones mesozonales las características de los plutones son intermedias entre la epizona y la catazona, con temperaturas corticales de 300-500 ºC (metamorfismo de grado medio-bajo). En esta zona la corteza pasa de dúctil a frágil, lo que la hace propicia a la acumulación de grandes cuerpos plutónicos que conforman batolitos (Best, 1982). Las intrusiones pueden ser sintectónicas o postectónicas, normalmente isótropas, aunque puede haber deformación en la zona de contacto.

Las intrusiones epizonales se desarrollan en un ambiente de emplazamiento de baja temperatura (< 300 ºC) y baja ductilidad (frágil), donde las rocas encajantes pueden ser rocas volcánicas, sedimentarias o metamórficas de bajo grado (Best, 1982). En esta zona son característicos los plutones de pequeño o mediano tamaño (por ejemplo lacolitos) que tienen normalmente carácter postectónico y que pueden generar aureola de contacto para volúmenes relativamente grandes de magma, también es común encontrar intrusiones tabulares (diques y *sills*).

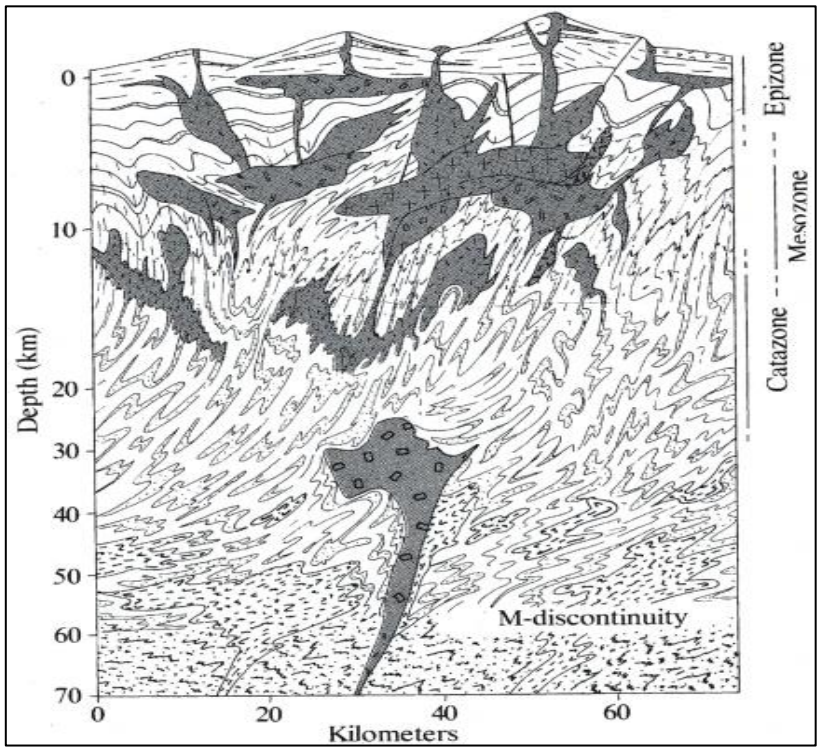


Figura 2.2: Esquema en el que se representa un corte vertical de la corteza terrestre, con diversos tipos de intrusiones en gris, unos límites orientativos para los tres niveles de emplazamiento y las estructuras fundamentales de las rocas encajantes. Extraído de Best (1982).

2.2 Factores que intervienen en la formación de diques

Los diques son estructuras geológicas que se originan a través de intrusiones magmáticas, las cuales se asocian directamente a eventos plutónicos mayores, presentando morfologías tabulares que pueden alcanzar algunos cientos de metros lateralmente y corridas longitudinales que llegan a los cientos de kilómetros (Ochoa, 2014). Estas estructuras se pueden presentar como enjambres en forma radial o concéntrica a zonas ígneas como plutones y volcanes. Steven (1990), considera que los diques representan intrusiones en la roca huésped, las que aprovechan estructuras de fractura o fallas ya establecidas en áreas de mayor fragilidad, presentando una naturaleza de carácter distensivo. El término dique es utilizado por algunos autores como Lister y Kerr (1991), para referirse a aquellos procesos específicos que tienen lugar en el agrietamiento elástico de las rocas de caja mediante fuerzas tensionales, los cuales se encuentran concentrados específicamente en los extremos de las fracturas presentes en las rocas.

La formación de diques se relaciona directamente con el volumen del flujo de magma, el que su vez se encuentra en función de la viscosidad, velocidad y gradiente de presión de este último (Lister y Kerr, 1991). La fuente magmática es capaz de proporcionar las condiciones necesarias para que el magma se emplace a través de la corteza frágil, lo cual implica que grandes volúmenes de magma pueden ser fácilmente transportados bajo las condiciones adecuadas (Rubin, 1993; Ochoa, 2014).

Las primeras etapas en la formación de un dique, consisten en el agrietamiento del techo de la cámara magmática. Para que el ascenso del magma se produzca en forma de dique, es necesario contar con condiciones especiales, como un bajo gradiente de temperatura a medida que se aleja de la cámara magmática, presiones altas y baja viscosidad (Weinberg, 1996). La exsolución de elementos volátiles en zonas de baja presión, también representa un factor relevante en la propagación de diques, ya que dichos elementos se concentran en la parte superior de este (cumbre del dique),

aumentando la presión y el agrietamiento en la roca de caja, lo cual facilita el ascenso magmático (Fig. 2.3) (Weinberg, 1996).

Harris *et al*. (1995), postulan que los diques no necesariamente se forman desde una cámara magmática que posea un gran porcentaje de material fundido, sino también en sectores donde la roca se encuentra parcialmente fundida. En estos casos la fuente actúa como una masa sólida con líquido intersticial, por lo que la tasa de transporte del material fundido dependerá directamente de la geometría y del flujo que proporcione la fuente (Petford, 1995).

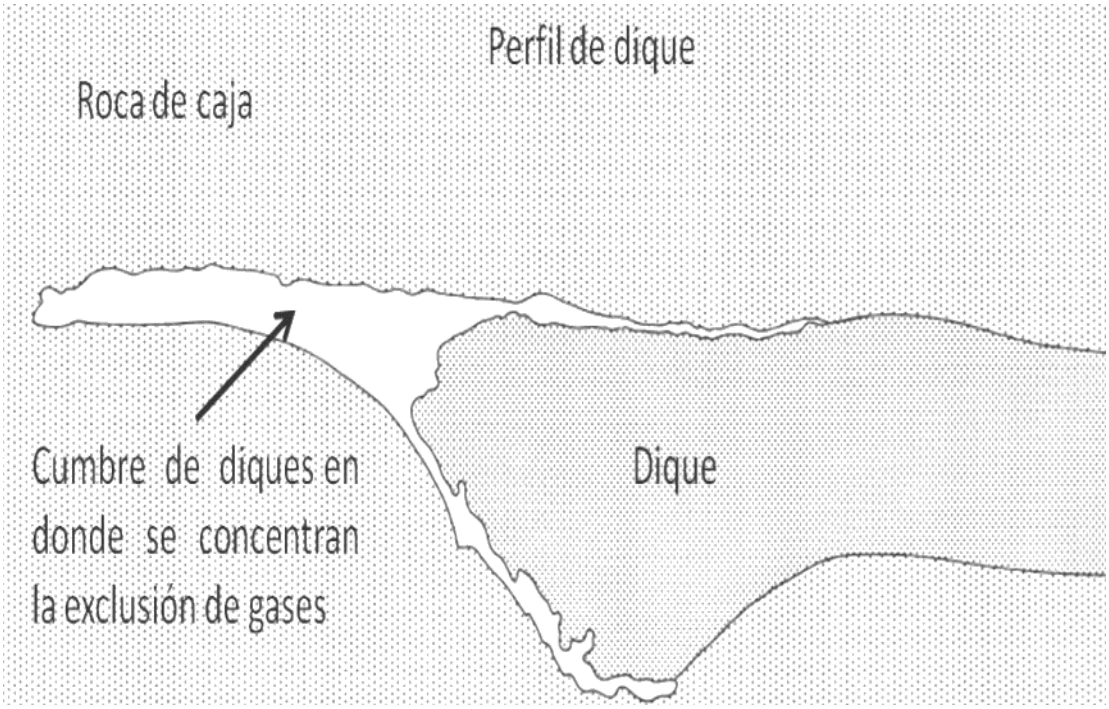


Figura 2.3: Perfil de dique en el que se representa la cumbre de un dique, el cual es el lugar en el que se concentra la exclusión de gases. La cumbre se considera un área de baja presión durante la propagación magmática, donde gracias a la exsolución de los elementos volátiles se puede abrir paso en las últimas instancias de penetración. Extraído de Ochoa (2014).

2.3 Ascenso magmático mediante diques

El ascenso magmático se refiere al mecanismo mediante el cual los magmas pueden ascender por fracturas y/o fallas en la corteza desde el reservorio magmático hasta alcanzar su zona de emplazamiento o solidificación (Araña, 1993; Creixell, 2007). Esta zona de emplazamiento puede corresponder al lugar de construcción de un cuerpo plutónico, a un reservorio intermedio, a niveles superficiales donde se construye un volcán o simplemente a niveles donde el magma se solidifica en sus conductos para formar un enjambre de diques (Creixell, 2007).

Existen diversas teorías para explicar cómo se da el ascenso de magmas a través de la corteza. Patterson y Vernon (1995), proponen que el magma asciende impulsado principalmente por el contraste de densidad existente entre él y la roca de caja, lo cual se denomina como ascenso mediante diapiros, el cual se representa frecuentemente como formas de gotas invertidas (Clemens, 1998). Este modelo requiere una importante tasa de deformación dúctil, en el cual la viscosidad del medio hospedante del magma sería determinante. El ascenso mediante diapiros solo podría darse en niveles corticales profundos, ya que para permitir este tipo de ascenso magmático, debe existir una tasa de deformación dúctil elevada. Sin embargo, si los diapiros llegan finalmente a formar plutones, la abundante presencia de cuerpos intrusivos tabulares dificulta la explicación de ascenso magmático diapírico (Petford *et al*., 2000).

Algunos modelos han postulado un mecanismo de ascenso de magmas mediante diques (e.g. Clemens, 1998). En este, el magma ascendería mediante la autopropagación de fracturas y/o fallas o mediante estructuras preexistentes, debido al contraste de densidad con la roca de caja y a la presión magmática (Delaney *et al*., 1986). Para esto, la presión magmática en el dique debe exceder al *stress* normal que actúa sobre las paredes de este y de forma perpendicular. En este contexto, la viscosidad de los magmas juega un papel determinante en el ascenso mediante diques, donde magmas de baja viscosidad tienden a formar diques, mientras que magmas de mayor viscosidad dan lugar a la formación de plutones (Emerman y Marrett, 1990).

Araña (1993), postula que el magma se irá enfriando paulatinamente mientras fluye por fracturas existentes en la roca de caja debido al contacto de este con la pared, lo que implica que durante el flujo magmático la fractura es probablemente más amplia lateralmente que el dique final. Cuando la presión del magma en el conducto disminuye y las paredes de magma cristalizado se hacen más gruesas, la fractura se cierra, lo que provoca finalmente el cese del flujo.

La identificación de conductos alimentadores en la zona basal de plutones y la estrecha relación espacial y genética observada entre diques y pilas de lavas basálticas en grandes provincias magmática, representan evidencias solidas a favor de este modelo de ascenso magmático (Clemens, 1998; Ray *et al.*, 2007).

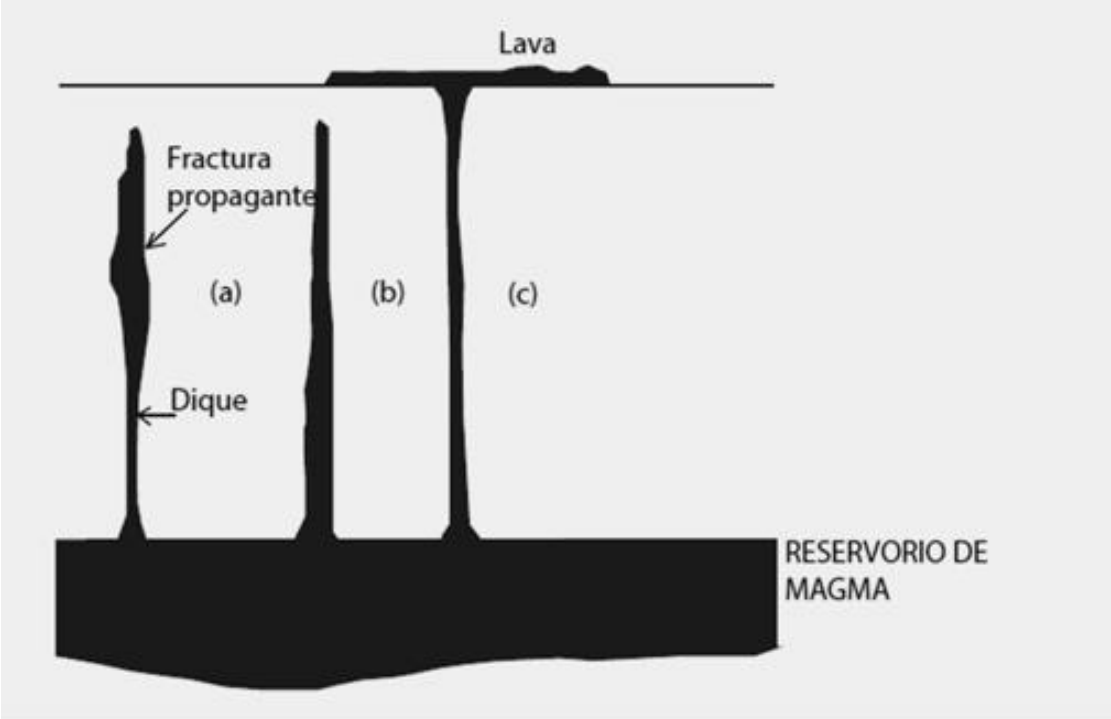


Figura 2.4: Propagación de un dique a través de la litosfera o corteza desde un reservorio de magma, donde en (a) un volumen de magma que intruye en la corteza en forma de una fisura elíptica que deja atrás una estela de magma congelado en forma de dique, en (b) la presión en la cámara es suficiente para mantener la fractura abierta en el extremo inferior y en (c) el magma alcanza la superficie para formar una lava dejando atrás un dique. Extraído de Araña (1993).

2.4 Factores que intervienen en la velocidad del ascenso magmático

La comprensión de los mecanismos físicos que influyen en la propagación magmática en diques, ha sido un inconveniente para diversos autores, ya que el transporte de magmas a través de fracturas y/o fallas llenas de fluido aun representa un problema debatido en Geofísica (Maccaferri, 2011). Por esta razón existen diversas hipótesis y factores que determinan el ascenso magmático mediante diques.

A partir de la ley de Stokes, Clemens (1998) determina que la velocidad de ascenso de magmas en diques estaría controlada por la siguiente ecuación:

$$V = \frac{(\rho_r - \rho_m) * g * w^2}{12 * \eta_m} \quad \text{..... (2.1)}$$

Ecuación 2.1: Donde, $\boldsymbol{V}$ es la velocidad de ascenso vertical (m/s), $(\boldsymbol{\rho_r - \rho_m})$ es la diferencia de densidades entre las rocas de caja ($\boldsymbol{\rho_r}$) y el magma ($\boldsymbol{\rho_m}$), $\boldsymbol{g}$ es la aceleración de gravedad, $\boldsymbol{w}$ es el ancho del dique y $\boldsymbol{\eta_m}$ es la viscosidad del magma.

En la velocidad de ascenso magmático, la viscosidad del magma representa el factor más relevante. Esto se debe a que el trabajo requerido para empujar un fluido a través de la corteza es mucho mayor que el requerido para producir deformación elástica (generación de fracturas) en la roca de caja a través de la cual se propaga (Emerman y Marrett, 1990). A diferencia de esto, en niveles corticales profundos dominados por deformación dúctil, la viscosidad de la roca de caja juega un papel determinante, puesto que esta se comporta en forma similar a un fluido, y su viscosidad siempre es mayor a la del magma (Creixell, 2007).

En cuerpos magmáticos tabulares compuestos por líquidos y sólidos en suspensión (cristales), estos últimos tienden a concentrarse en el centro del flujo magmático dentro del dique, mientras que los márgenes tienden a estar más libres de cristales, lo cual da lugar a un centro con una viscosidad mayor (Creixell, 2007). Petford y Koenders (1998), sugieren que esto permite que flujo de magmas en diques continúe incluso con un contenido de cristales significativo.

La ecuación dada por Clemens (1998) predice velocidades para diques graníticos, por ende libre de cristales. Dado que la viscosidad en magmas basálticos es menor, se puede esperar de ellos velocidades de ascenso mucho mayor en comparación a magmas graníticos (Creixell, 2007). Debido a esto, se considera que el ascenso mediante diques es mucho más eficiente y, por lo tanto, se puede explicar el emplazamiento de grandes volúmenes de lavas en mesetas basálticas en períodos cortos de tiempo (Bagdassarov y Dorfman, 1998).

Por su parte, la explicación de la hipótesis de "*boyancia*" o flotabilidad resulta contradictoria, ya que esta se basa en que las mezclas silicatadas son menos densas que sus equivalentes sólidos y, en consecuencia, pueden ser gravitacionalmente impulsadas hacia arriba (Price y Cosgrove, 1990). Esta señala que el magma en una cámara ubicada a una profundidad $Z = (Z_1 + Z_2)$ va a ascender hasta una profundidad Z_2 y ejercer una presión magmática local (Fig. 2.5) (Skarmeta, 1993).

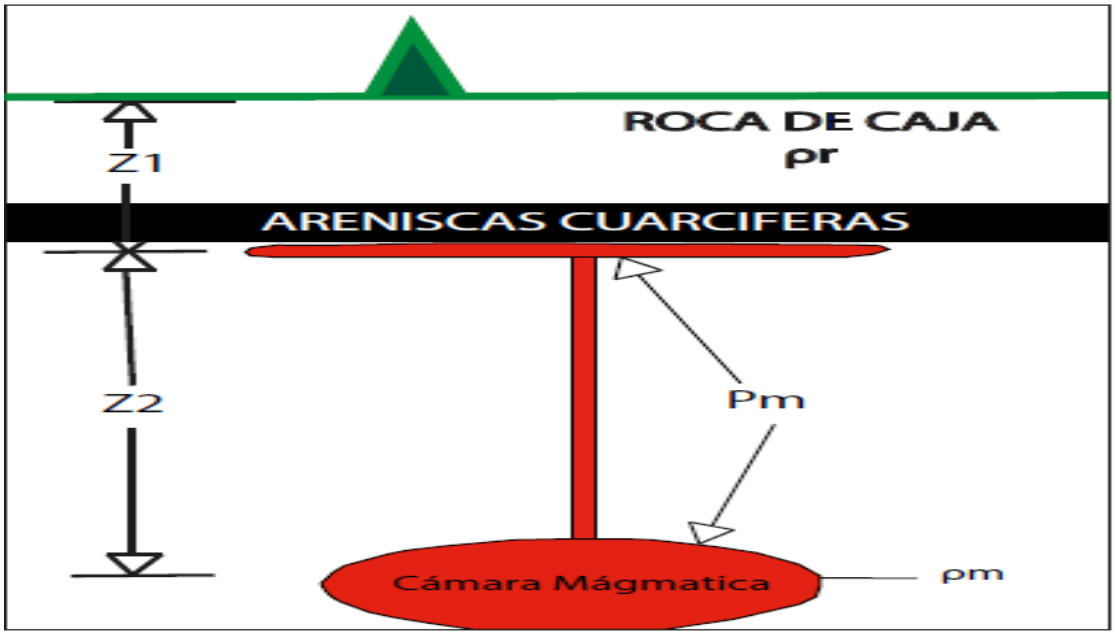


Figura 2.5: Símbolos y dimensiones utilizados para describir el ascenso del magma por "*boyancia*". La cámara magmática está situada a una profundidad $\boldsymbol{Z = (Z_1 + Z_2)}$, y el magma está a una presión $\boldsymbol{P_m}$. El ascenso del magma está determinado por el contraste de densidades con la roca de caja. Modificado de Skarmeta (1993).

La velocidad de propagación de un dique estará controlada por la velocidad a la que el magma puede fluir dentro de un extremo de la fractura. La velocidad de asenso podría describirse mediante las mismas ecuaciones que definen el flujo de un fluido entre dos planos paralelos. Araña (1993), define la siguiente ecuación:

$$V = \frac{d^2}{64\mu} * (\overline{\rho_L} - \overline{\rho_M}) * g \ldots\ldots\ldots (2.2)$$

Ecuación 2.2: Donde $\boldsymbol{d}$ es la anchura de la fractura, $\boldsymbol{\mu}$ representa la relación entre la viscosidad del magma y el gradiente de presión ($\boldsymbol{dP/dz}$). La anchura de la fractura está controlada por las propiedades elásticas de las rocas encajantes y las de extensión de la fractura.

2.5 Presión magmática en el ascenso mediante diques

Para que un dique comience su inyección a través de la corteza, es necesario que ocurra una fractura hidráulica en la roca que hospeda al reservorio magmático. Según Gudmundsson (1995) esto ocurrirá siempre que se cumpla la siguiente condición:

$$P_T = \sigma_3 + T_0 \ldots\ldots\ldots (2.3)$$

Ecuación 2.3: Donde $\boldsymbol{P_T}$ representa la presión magmática total presente en el reservorio, $\boldsymbol{\sigma_3}$ es el *stress* principal mínimo y $\boldsymbol{T_0}$ es la resistencia a la tensión uniaxial que se encuentra presente en las rocas que cubren al reservorio magmático.

La sobrepresión magmática o "presión conducente" del magma (P_0), se define como la fuerza mínima necesaria (por unidad de área) para producir la apertura de una fractura. La magnitud de esta depende de la flotabilidad del magma, del estado de *stress* en la roca de caja y de la sobrepresión inicial presente en el reservorio magmático, la cual presenta una relación directamente proporcional con la profundidad de este último. De existir sobrepresión magmática en algún tramo de un dique, se producirá su avance a través de la roca de caja (Sneddon y Lowengrub, 1969). Creixell *et al.* (2011), sugieren que, de existir una cámara magmática en equilibrio litostático con las rocas de

caja, la inyección de magma adicional podría llegar a producir aumentos de presión, generando así inyecciones de diques en la corteza.

La sobrepresión magmática en un tramo de un dique puede ser calculada conociendo las dimensiones horizontales de este, mediante la relación establecida por Sneddon y Lowengrub (1969) expresada en la ecuación:

$$P_0 = (b_{max} * E)/2L(1 - v^2) \ldots\ldots\ldots (2.4)$$

Ecuación 2.4: En la cual el espesor máximo del dique es representado como $\boldsymbol{b_{max}}$, $\boldsymbol{E}$ es el Módulo de Young de la roca de caja, $\boldsymbol{v}$ es la razón de Poisson de la misma y $\boldsymbol{L}$ es la longitud que presenta el dique a lo largo del rumbo.

En la ecuación 2.4, la razón de Poisson corresponde a una constante elástica, la cual proporciona una medida para el estrechamiento que sufre un material elástico e isótropo, cuando éste se encuentra siendo estirado longitudinalmente, y por lo tanto, adelgazado perpendicularmente al estiramiento (Creixell, 2007). Esto indica que el espesor de un dique se encuentra en función directa a la sobrepresión magmática al momento de emplazarse. Por otra parte, P_0 varía en función de la profundidad del reservorio (Gudmundsson, 1983). Ambas variables se relacionan con la ecuación:

$$Z = \frac{P_0}{(\rho_r - \rho_m) * g} \ldots\ldots\ldots (2.5)$$

Ecuación 2.5: Donde $\boldsymbol{Z}$ es la profundidad del reservorio, $\boldsymbol{\rho r}$ es la densidad cortical, $\boldsymbol{\rho m}$ es la densidad del magma en el reservorio y $\boldsymbol{g}$ es la aceleración de gravedad.

Esta relación permite deducir que mientras mayor sea la profundidad del reservorio, mayor será la sobrepresión magmática o presión conducente del magma (Gudmundsson, 1983).

2.6 Condiciones tectónicas durante el emplazamiento de enjambres de diques

El mecanismo más eficiente conocido para el transporte de magmas a niveles corticales superficiales es la intrusión de diques (McGuire y Pullen, 1989; Tibaldi, 2003). Tensiones superficiales pueden afectar el emplazamiento de diques, modificando sus trayectorias de propagación y los patrones de intrusión (Delaney y Pollard, 1981). Esto da como resultado la separación de estos diques en varios segmentos y provoca la curvatura de sus trayectorias (Gudmundsson, 2000; Klügel *et al*., 2005).

Los enjambres de dique han sido objeto de estudio debido a que su geometría puede representar marcadores de *stress* y deformación cortical, especialmente en zonas de adelgazamiento cortical. Estas rocas además pueden entregar información acerca de las relaciones temporales entre magmatismo y deformación (Creixell, 2007).

El modelo clásico propuesto por Anderson (1951) para el emplazamiento de un dique, señala que estos se forman como estructuras tensionales, perpendiculares a la dirección de *stress* principal menor (σ_3). En este caso, para que el dique se oriente efectivamente perpendicular a σ_3 (Fig. 2.6a), es necesario que se cumpla la existencia de un régimen de *stress* "diferencial" o "conducente" (diferencia entre *stress* principal máximo y mínimo, i.e., σ_1-σ_3) significativo y que el dique tenga tiempo necesario para orientarse o reorientare según las direcciones de los *stress* principales (Creixell, 2007). Esto último se encuentra directamente controlado por la velocidad de ascenso y finalmente por la viscosidad del magma. Emerman y Marrett (1990) representan esta relación mediante la ecuación:

$$T = \frac{\eta_m}{\underline{\Delta}_\sigma} \ldots\ldots\ldots \quad (2.6)$$

Ecuación 2.6: Donde $\boldsymbol{T}$ es el tiempo necesario para la reorientación del dique, $\boldsymbol{\eta_m}$ es la viscosidad del magma y $\underline{\Delta}_{\boldsymbol{\sigma}}$ es el "*stress* diferencial" (generalmente mayor a 1 Mpa).

A partir de diversas observaciones en terreno de fábricas magmáticas, sumado a conclusiones obtenidas de modelos conceptuales, se han señalado respecto a este modelo, que los diques también se pueden formar con orientación oblicua a la dirección de σ_3. Este caso es común cuando los magmas se emplazan a lo largo de estructuras pre-existentes que no se encuentran orientadas de forma perpendicular a σ_3 (Delaney *et al*., 1986). En este sentido, la dilatación del dique y la fractura hospedante se comportan como estructuras con componente de cizalle (Fig. 2.6b), en la cual la dilatación es oblicua a las paredes del dique (Hutton, 1992).

En este contexto, Creixell (2007) concluye que un dique se orientará en forma perpendicular a la dirección de *stress* principal menor (σ_3) en el caso que se emplace por autopropagación de fracturas o en el caso de que se oriente en fracturas pre-existentes, las cuales estén orientadas perpendiculares a σ_3 actuante durante el emplazamiento (Fig. 2.6a).

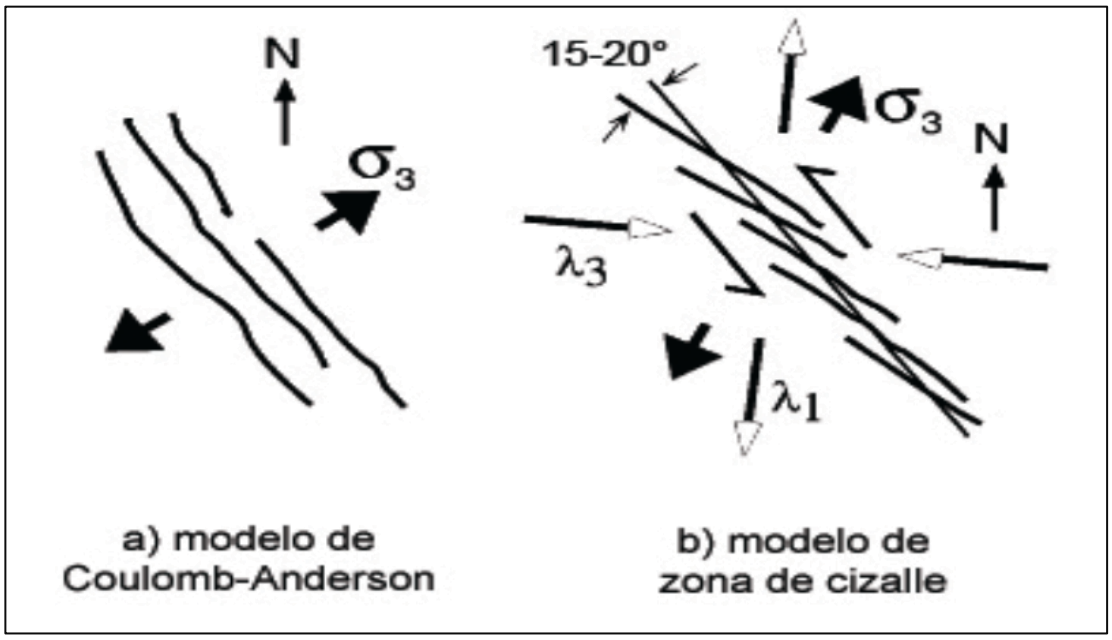


Figura 2.6: Esquema de los patrones de dilatación en diques perpendiculares al *stress* principal mínimo σ_3 (a) y oblicuos a esta dirección (b) asociados a desplazamientos paralelos a las paredes del dique, donde dirección de máxima dilatación finita ($\boldsymbol{\lambda_1}$) diferente a la dirección del *stress* principal mínimo. Extraído de Creixell (2007).

Para los casos de emplazamiento de diques a través de estructuras pre-existentes orientadas de forma oblicua a σ_3, el control esta principalmente definido por la relación angular entre la fractura hospedante y la dirección de *stress* principal menor y por la razón de *stress* en relación a la presión magmática "R" (Delaney *et al*., 1986) (Fig. 2.7). En ocasiones la sobrepresión magmática (P_m) es notablemente mayor que la magnitud del componente de *stress* normal que actúa sobre una fractura (R>1), en tal caso cualquier dirección de ésta es favorable para ser dilatada por magma. Esto es bastante común en zonas tectónicas inactivas, donde las magnitudes de *stress* son bajas (Creixell *et al.*, 2006). En el caso de que la presión magmática no exceda notoriamente a las magnitudes de *stress*, la orientación de las fracturas será un factor determinante respecto a la posibilidad de que puedan ser dilatadas durante la intrusión de magma (Creixell, 2007).

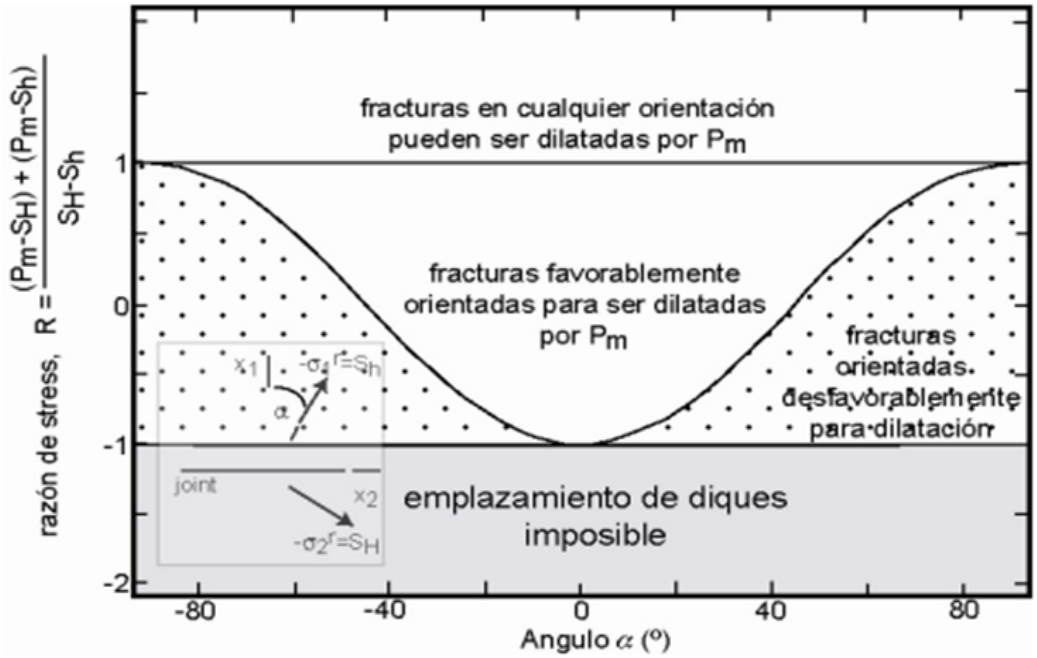


Figura 2.7: Se muestra el análisis de *stress* en relación a la posibilidad de una fractura de orientación variable de ser dilatada por magma. La razón de *stress* (R) es estimada en relación a la presión magmática (Pm) y proyectada en función del ángulo entre una fractura vertical (α) y la dirección de *stress* principal menor (en este caso representada como Sh). En el recuadro a la izquierda, se representa una fractura en sección horizontal y dos direcciones de *stress* indicadas por flechas negras ($\boldsymbol{\sigma_1}$ o Sh: *stress* principal mínimo, $\boldsymbol{\sigma_2}$ o SH: *stress* principal intermedio). Extraído de Creixell (2007).

A través de la observación de los patrones de dilatación, es posible realizar el reconocimiento de diques emplazados en forma perpendicular u oblicua a σ_3. Los patrones de dilatación al interior de diques se han determinado mediante la observación de orientaciones en fenocristales, foliaciones o a la presencia de estructuras tensionales al interior de ellos (Correa-Gomes *et al*., 2001). Observaciones en el desplazamiento de marcadores pasivos cortados por los diques, tales como enclaves máficos, planos de estratificación y vetillas preexistentes también son útiles para determinar patrones de dilatación (Kretz, 1991; Glazner *et al*., 1999). Mège y Korme (2004), proponen que el emplazamiento de diques a lo largo de estructuras preexistentes además puede realzar zonas de debilidad cortical, las cuales en muchos casos son difíciles de reconocer en forma independiente.

Clivajes presentes a lo largo de los márgenes es una característica muy común en muchos diques. Esto, según Delaney *et al.* (1986), sería característico de diques emplazados a lo largo de zonas de cizalle, donde el magma que es inicialmente inyectado en estas zonas desarrollaría una foliación y lineación oblicua a sus márgenes. En el caso de que la deformación de cizalle continúe, la oblicuidad entre la foliación y la pared del dique disminuirá progresivamente, la cual finalmente inducirá el desarrollo de bandas de cizalle a lo largo del margen del dique. La presencia de este clivaje de cizalle en los márgenes de los diques constituye entonces una evidencia adicional para el emplazamiento de diques asociado a desplazamiento lateral a lo largo de sus paredes (Delaney *et al*., 1986).

Un caso en particular es la ocurrencia de enjambres de diques radiales, que han sido interpretados como evidencia del impacto de plumas mantélicas bajo la litósfera, las cuales representarían reservorios magmáticos con elevada sobrepresión magmática (Ernst *et al*., 2001). En estos casos, la orientación radial de los diques es controlada por un patrón de *stress* regional donde σ_1 es vertical y $\sigma_2 = \sigma_3$ son cercanamente horizontales. Sin embargo, estudios detallados han cuestionado recientemente este modelo, puesto que al parecer en algunas provincias basálticas (Provincia del Karoo),

estos arreglos radiales de diques no se habrían emplazado en forma sincrónica (Le Gall *et al*., 2005; Jourdan *et al*., 2006).

2.7 Efecto de diques y filones manto en la roca de caja

En las zonas de afloramiento, las rocas de caja son litológicamente heterogéneas y mecánicamente anisótropas, por esta razón, la reacción de estas a la intrusión y al emplazamiento de diques es variable, lo cual depende directamente de sus propiedades (Ochoa, 2014). Esto podría contribuir al hecho de que las fracturas y diques no presenten una geometría planar de manera frecuente en medios isótropos, si no que en su lugar presenten marcadas variaciones en dirección y buzamiento (Hanmer y Passchier, 1991).

En zonas corticales medias y profundas que se encuentran sometidas a deformación dúctil, los afloramientos se pueden ver afectados por los emplazamientos de diques que suponen una interrupción instantánea del flujo dúctil a favor del fracturamiento. Esto se ve reflejado en los efectos generados por el emplazamiento de diques y filones manto en la roca huésped, ya que estos provocan una disminución del plegamiento en los sectores adyacentes a estos y una mayor tendencia al fracturamiento interno de la roca encajadora (Skarmeta, 1993).

En los sectores donde diques y filones manto intruyen a la roca de caja, el grado de deformación es considerablemente menor. Skarmeta (1993) postula que esto se debe a que los diques y filones manto generan una modificación local del sistema mecánico, lo que da lugar a una modificación del estilo estructural resultante. Esto se debe a que los cuerpos hipabisales son más fuertes y competentes que la roca de caja que los aloja y por lo tanto introducirá una mayor resistencia al plegamiento, reduciendo la deformación del conjunto. Es decir, donde haya una mayor cantidad de diques y filones manto, es poco probable que el conjunto se presente fuertemente plegado, ya que el

esfuerzo requerido sería tal que el conjunto se fracturaría antes de deformarse en forma dúctil (Skarmeta, 1993; Ochoa, 2014).

La ecuación de Euler (Price y Cosgrove, 1990), estima la fuerza crítica necesaria para iniciar la amplificación de un pliegue, la cual queda definida por:

$$F_{Crit} = \frac{\pi^2 * E * I}{\lambda_1^2} \ldots\ldots\ldots (2.7)$$

Ecuación 2.7: Donde ***E*** es el Módulo de Young de la roca que se está deformando, $\boldsymbol{\lambda_1}$ es la longitud de onda de la flexural elástica de la capa guía, en este caso equivalente al largo β de filón manto al inicio del plegamiento y finalmente ***I*** es el momento de inercia.

El momento de inercia en relación con la ecuación de Euler se define como:

$$I = (w^3 * b)/12 \ldots\ldots\ldots (2.8)$$

Ecuación 2.8: Donde w es la potencia del filón manto y b es el ancho de la barra, que para efectos de este análisis se considerará unitario.

Otro efecto que se puede presentar en la roca huésped tras la intrusión de diques y filones manto son el metasomatismo y el metamorfismo de contacto. El primero provocará una adición o sustracción de elementos químicos de la roca de caja, mientras que el metamorfismo de contacto dará lugar a la formación de una aureola en la cual son comunes minerales como andalucita, biotita y clorita (Zharikov *et al*., 2007).

2.8 Efecto de la roca de caja en diques y filones manto

Las propiedades que posee la roca huésped definirán en parte las morfologías que tendrán los diques y filones tras su intrusión. Algunos autores (e.g. Hoek, 1991; Peacock y Sanderson, 1992; Castaño y Druguet, 2008) definen dos tipos de morfologías principales de acuerdo a estas propiedades además de la intrusión planar:

1) Diques con morfología zig-zag: Originada por anisotropía mecánica en rocas de bajo contraste de competencia pero marcada anisotropía, también se observan patrones de zig-zag en los diques (Hoek, 1991).

2) Diques con morfología en zig-zag por refracción: Esta característica geométrica se observa cuando los diques atraviesan capas o niveles de rocas con marcado contraste de competencia y se refractan, de forma similar a como ocurre en la refracción de una falla o la refracción del clivaje (Peacock y Sanderson, 1992).

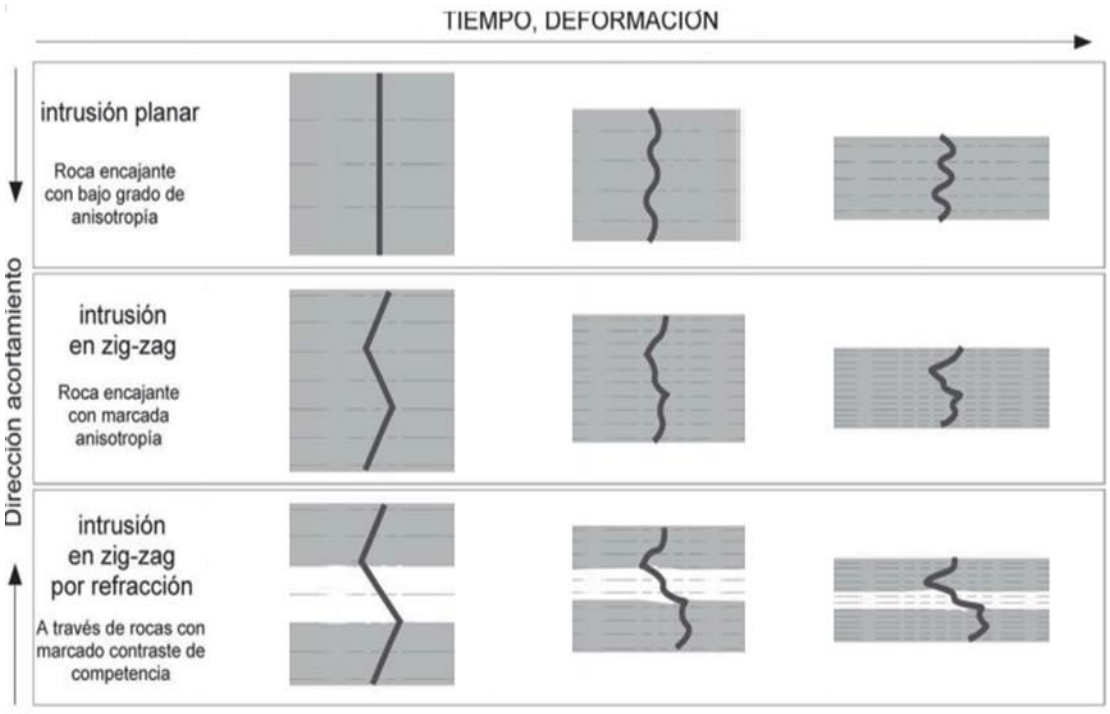


Figura 2.8: Alteración de la morfología de los diques debido a las diferentes propiedades de la roca de caja según tiempo de deformación y dirección de acortamiento. Extraído de Castaño y Druguet (2008).

2.9 Fábricas internas de diques como indicadores de flujo

Las fábricas magmáticas son resultado del movimiento del magma, el cual orienta y redistribuye los cristales. Las evidencias más claras del flujo magmático son la orientación de los cristales y la segregación de bandas con distintos contenidos de cristales e inclusiones sólidas (Fig. 2.9a) (Llambías, 2001; Hidalgo, 2011).

El flujo magmático suele dominar las texturas al interior de los diques, las cuales se manifiestan de manera más marcada cerca de los márgenes de estos, lo que se debe principalmente a la mayor tasa de cizalle que afecta a dicha zona (Llambías, 2001). Este cizalle provoca rotaciones en las partículas sólidas (cristales) acarreadas por el magma, las cuales tienden a alinearse, por lo general de manera paralela a subparalela respecto a la dirección de transporte, pudiendo ser identificadas como marcadores de flujo en caso de presentar algún grado de anisotropía, siendo generalmente magnética (Fig. 2.9b).

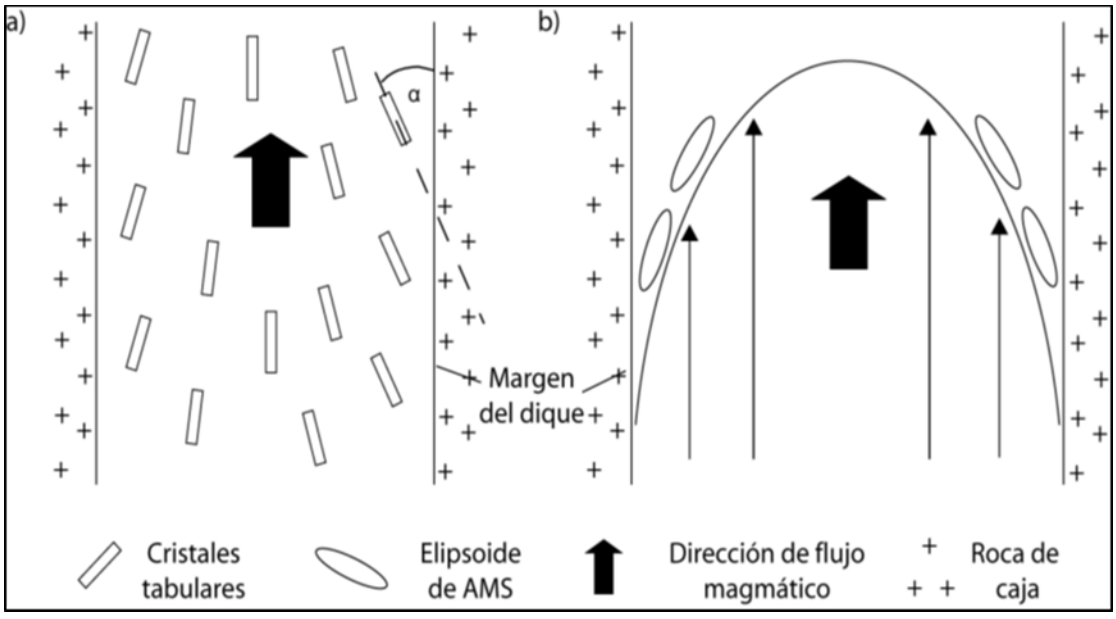


Figura 2.9: Fábricas internas de un dique. a) Petrofábricas y b) Fábricas magnéticas al interior de un dique. Las petrofábricas pueden definirse en base a la orientación de cristales inequidimensionales (por ejemplo, plagioclasas) y las fábricas magnéticas pueden ser definidas a partir de la forma de los elipsoides de susceptibilidad magnética. Extraído de Hidalgo (2011).

En general, el *stress* hidrodinámico provoca una variación de velocidad donde en el centro del dique el magma es transportado a una mayor velocidad que en los márgenes, debido a una diferencia en el roce y diferencia en el grado de cristalización de margen a centro del dique (Johnson y Pollard, 1973). Esto último es lo que genera la imbricación en los cristales hacia el centro en ambos márgenes del dique mencionada anteriormente (Creixell, 2007).

Otras características texturales útiles en este sentido corresponden a pequeños pliegues de arrastre, ramificaciones de diques, cristales deformados en la dirección del flujo y desplazamiento de xenolitos (Fig. 2.10) (Correa-Gomes *et al*., 2001).

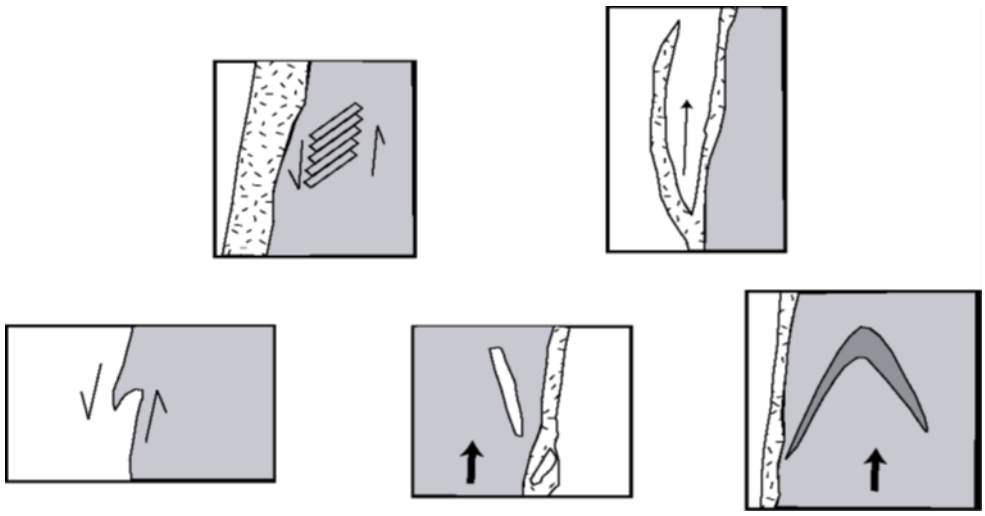


Figura 2.10: Diferentes indicadores texturales de direcciones y sentido de flujo magmático que pueden desarrollarse en márgenes de diques. En este ejemplo, el dique es subvertical (color gris) y su flujo es ascendente. Vista en perfil vertical. Extraído de Creixell (2007), modificado de Correa-Gomes *et al.* (2001).

En zonas cercanas a los márgenes de dique es común que se formen ángulos de 10°- 30° entre los marcadores y el plano de simetría del dique y que lo agudo de estos ángulos apunte en dirección opuesta a la fuente magmática (Baer, 1995). Sin embargo, Fernández y Laporte (1991), describen importantes excepciones, en las cuales la deformación es tan importante durante el emplazamiento de los diques que las foliaciones debidas al flujo magmático han sido rotadas.

Las orientaciones preferenciales de granos minerales con importantes anisotropías de forma, es decir, con razones de aspecto relativamente altas, constituyen marcadores de flujo y pueden definir petrofábricas. Éstas son controladas por el contraste de viscosidad entre los cristales y la masa fundamental, la razón de aspecto de éstos, su distribución y concentración inicial y la historia de deformación o flujo del magma (Fig. 2.11) (Ildefonse *et al*., 1992; Hidalgo, 2011).

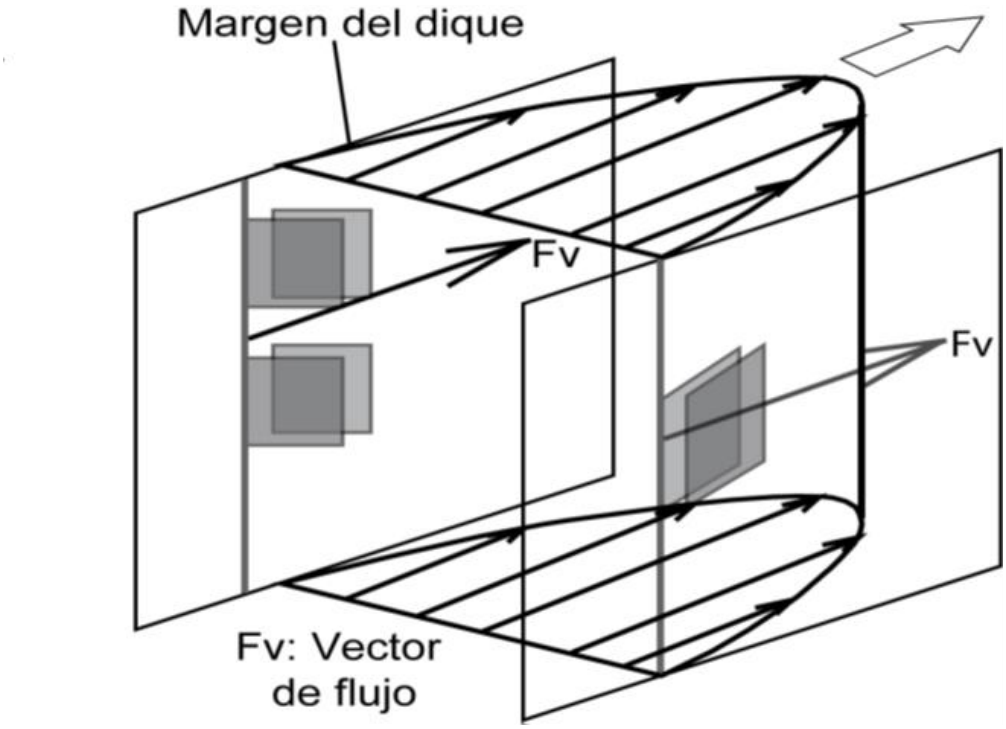


Figura 2.11: Estimación del vector de flujo basada en la imbricación de la foliación magmática respecto a los márgenes del dique. Extraído de Hidalgo (2011).

Los estudios de fábricas en diques que se basan en dichas orientaciones pueden ser complementados por medio del método de "Anisotropía de Susceptibilidad Magnética" (ASM), el cual puede detectar fábricas bastante sutiles en flujos con pequeños porcentajes de anisotropía (Geoffroy *et al*., 2002; Féménias *et al*., 2004). En particular, Geoffroy *et al*. (2002) presentan una metodología en la cual se estima el vector de flujo magmático como la dirección perpendicular a la línea de intersección entre el plano que define un dique y el plano de foliación magnética determinado en base a ASM (Fig. 2.9).

Como en rocas ígneas máficas la fábrica magnética se encuentra controlada por minerales de Fe y éstos son los últimos en cristalizar, su orientación imitaría la orientación de forma de cristales de plagioclasa. Las fábricas magnéticas permitirían incluso la distinción de pulsos magmáticos que dieron origen a un mismo dique (Llambías, 2001).

2.10 Cronología de estructuras tectónicas

Los distintos elementos tectónicos como fallas, diques, vetas, etc., presentes en los afloramientos rocosos son regidos por una determinada cronología, la cual es posible determinar mediante las relaciones de corte definidas por Hoek (1991). En esta se postula que en cualquier caso los elementos tectónicos más jóvenes tienen que afectar a los elementos más antiguos de alguna u otra forma.

Sin embargo, en un gran número de ocasiones los resultados finales de correlación temporal en estructuras pueden ser imprecisos debido a diversos factores, en los cuales se destacan algunos como:

1) Grietas paralelas en diques provocadas por el enfriamiento, lo cual se podría considerar como una dirección tectónicamente no existente.

2) Fracturamiento refractado: dado a los diferentes comportamientos entre los diques y la roca de caja, por una alta competencia del dique, las fracturas más jóvenes podrían no afectarlo y solo cambian de dirección, es decir, son refractadas.

3) Desplazamiento aparente.

4) Ausencia de diques u otras estructuras.

Estos distintos factores pueden llevar a una mala interpretación de los distintos eventos sucedidos. Por lo que Ochoa (2014), estableció un rango de confiabilidad y de información entregada. Dentro de este rango de confiabilidad se pueden decir que las

fallas con indicadores de dirección como el movimiento de un dique o estrato posee un alto rango de confianza. Seguido por composiciones similares e intersecciones de diques, vetas y por último el diaclasamiento (Ochoa, 2014).

2.11 Mecanismos de emplazamiento plutónico

De acuerdo a la forma en la que se produce la generación de espacios que da lugar al emplazamiento de cuerpos plutónicos, se pueden reconocer dos grandes categorías de mecanismos, los cuales son emplazamiento pasivo y emplazamiento forzado (Buddington, 1959; Pitcher, 1979, 1993; Paterson y Fowler, 1993; Castro y Fernández, 1998). En el emplazamiento pasivo, el carácter de la intrusión viene dado por el hecho de que el magma no juega un papel importante en la generación del espacio. Este se genera por medio de "*stoping*" magmático (Buddington, 1959) o bien por la intrusión de magma a lo largo de fallas y/o fracturas regionales (Hutton, 1982; Guinebertau, *et al*., 1987). El nombre de intrusión forzada proviene de cuando una deformación afecta tanto el magma como las rocas encajantes durante el proceso de intrusión (Bateman, 1984; Ramsay, 1989). Estas dos categorías son procesos extremos y, por lo general, un mismo plutón puede emplazarse por una combinación de ambos mecanismos (Paterson y Fowier, 1993).

El mecanismo por el cual el magma llega al nivel de emplazamiento no es una materia resuelta, varios trabajos recientes privilegian la idea que el magma asciende a lo largo de fracturas (Tobisch y Cruden, 1995) en la zona frágil y en la forma de una gota invertida en la zona dúctil, lo que se avala sobre la base de modelos experimentales y matemáticos que incentivan la idea (Weinberg y Podiadchikov, 1994). Ambos tipos de estudios han demostrado que los plutones conforman, en el nivel de emplazamiento, una cámara magmática estable, la cual se expande horizontal y verticalmente durante su formación. En esta fase de aumento de volumen, los magmas pueden desarrollar fábricas de aplastamiento distribuidas concéntricamente (Paterson y Fowier, 1993).

Estas son las fábricas típicas reconocidas en muchos plutones llamados “diapiros” (Bateman, 1984).

Los diapiros, junto con su autodeformación inducen una deformación importante en sus rocas de caja, desarrollando, en algunas ocasiones, foliaciones que contornean sus bordes (Jelsma *et al*., 1993). Por otra parte, otros autores han atribuido la ocurrencia de foliaciones en los bordes de plutones diapíricos a cizallamiento dúctil. En estos casos, la deformación de las rocas de caja, resulta de una compleja combinación de esfuerzos, algunos ligados al proceso de intrusión del magma y otros a los desplazamientos de origen tectónico (González, 1999).

2.11.1 Cristalización fraccionada y diferenciación magmática en arcos magmáticos

Las rocas plutónicas intermedias y silíceas calcoalcalinas de arco magmático pueden resultar de la cristalización fraccionada a partir de magmas máficos en sistemas cerrados o abiertos (Suzaño *et al*., 2015). Por otro lado, la mezcla de magmas de composiciones químicas contrastadas es un proceso de diferenciación magmática de suma importancia, capaz de generar grandes volúmenes de magma de amplio espectro composicional en muchas suites de rocas magmáticas (Hibbard, 1991). La ocurrencia de enclaves microgranulares máficos (EMM) es común en muchos intrusivos intermedios a félsicos calcoalcalinos y su origen todavía es un tema de debate (Barbarin, 2005), aunque algunos autores plantean un posible modelo a partir de la intrusión de diques sinplutónicos (Fig. 2.12) (Castro, 1991). La mayoría de los investigadores concuerdan en un origen por procesos de magma *mixing* en el primer caso y *mingling* en el segundo (Poli y Tomasini, 1991).

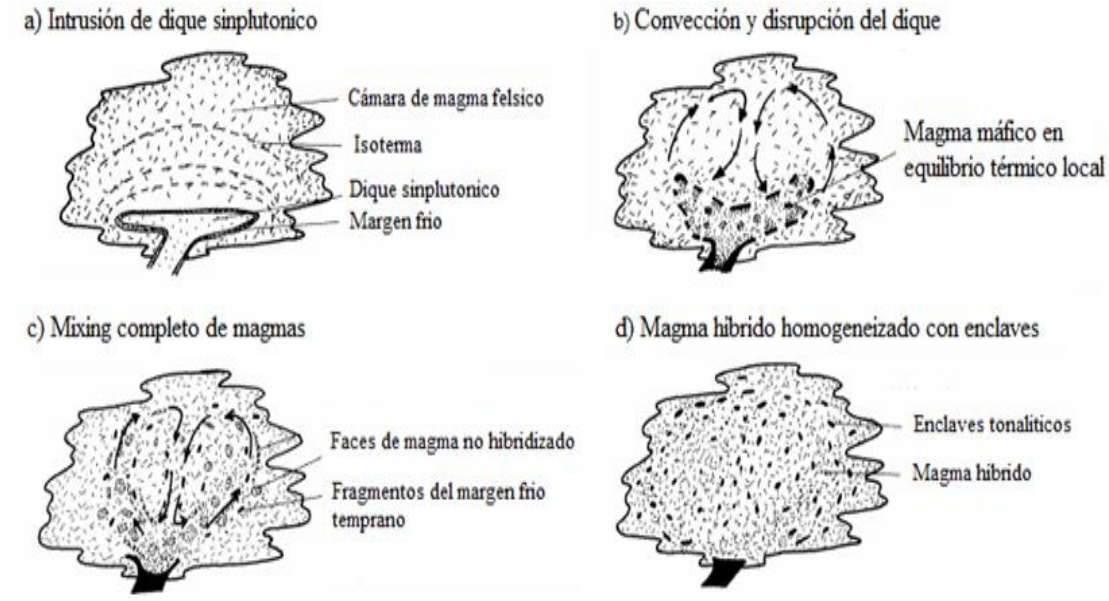


Figura 2.12: Modelo idealizado que muestra un posible escenario para la generación de enclaves a partir de la intrusión y la interrupción de un dique sinplutónico de magma básico. El modelo puede preocuparse considerando la acumulación de cristales durante la intrusión o la intrusión repetida de varios pulsos de magma básico. Modificado de Castro (1991).

2.12 Indicadores cinemáticos en estructuras geológicas

Los indicadores cinemáticos representan la evidencia física que permite establecer el movimiento relativo de una falla. Corresponden a una serie de evidencias tangibles que suelen aparecer a lo largo de cualquier superficie donde haya ocurrido algún tipo de desplazamiento tectónico (Allmendinger, 1987). La aparición de los indicadores cinemáticos se puede dar tanto en ambientes frágiles como en ambientes dúctiles.

Una falla no corresponde a un plano completamente uniforme que corta a una roca. Estas se encuentran compuestas por una serie de fracturas con cinemáticas propias que pueden llegar a interconectarse dando lugar a la falla en sí. Estas fracturas, conocidas como del tipo Riedel, tienen relaciones geométricas definidas según ángulos oblicuos respecto a la traza de la falla principal. De esta forma, se plantea que el sentido

del movimiento del bloque que no alberga a los ángulos oblicuos es el mismo hacia donde estos ángulos están inclinados (Riedel, 1929).

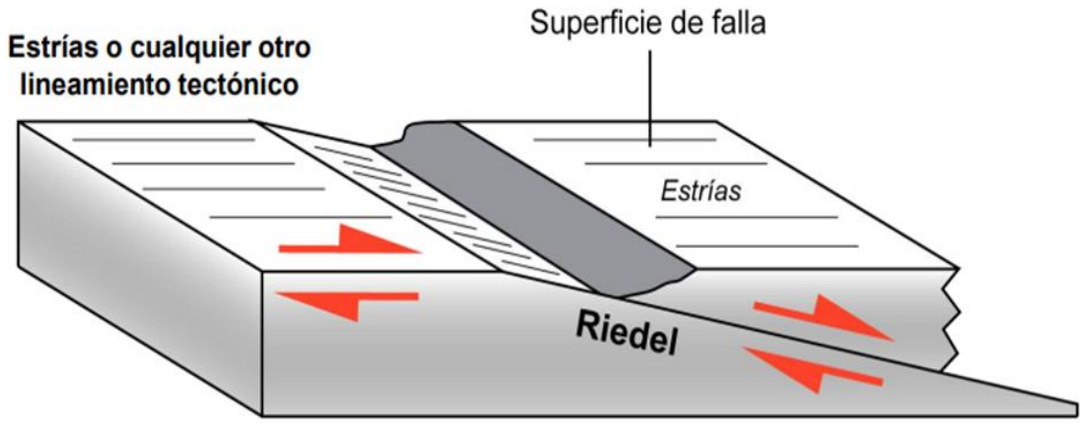


Figura 2.13: Sentido del movimiento (flechas en rojo) que está determinado de acuerdo a la relación geométrica oblicua entre la superficie de falla y el plano de Riedel. Extraído de Allmendinger (1987).

Las relaciones geométricas del modelo de Riedel son frecuentes en afloramientos rocosos de reología frágil. Según sea la orientación y el sentido de deslizamiento de las fracturas se las acostumbra a denominar con iniciales características (Fig. 2.14a). Las estructuras tipo Riedel sintéticas (representadas por R y P) se forman durante la generación y evolución de la falla, donde las estructuras R forman un ángulo de unos 15º-25° con respecto a la falla principal o media M (*main* o *mean fault*), mientras que las estructuras P (*pressure*), que se originan por presión local entre fracturas Riedel, presentan un ángulo de ~10-15º con respecto a M, pero en orientación opuesta a las estructuras R (Niemeyer, 1999). Estas aparecen de forma "escalonada" o "en-echelon", es decir, que ocurren de forma repetida y paralela, y con la misma cinemática (sintética) que la falla principal. Por otro lado, las estructuras tipo Riedel antitéticas (R' y P'), conjugadas respecto de las fracturas R y P, ocurren igualmente de forma repetida y paralela, pero con distinta relación angular y cinemática opuesta a la falla principal, formando ángulos de unos 75°-85° respecto a ésta. Ambas fracturas (sintéticas y antitéticas) son bisectadas por estructuras de tipo T o tensionales. La determinación cinemática de una falla es dada por las relaciones geométricas de sus

estructuras asociadas de Riedel, estando su comportamiento definido según el modelo de cizalla de Ramsay (1967) (Fig. 2.14b).

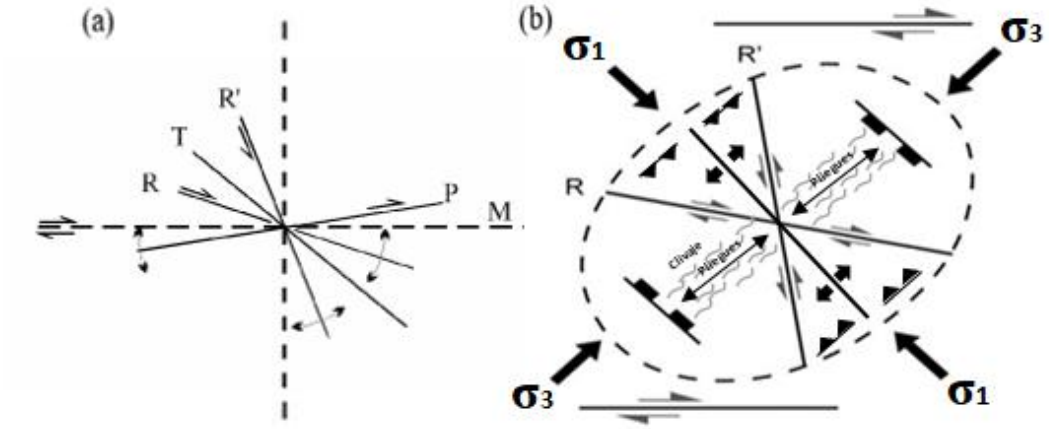


Figura 2.14: (a) Distintos tipos de fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal M (Riedel, 1929). Las fallas Riedel sintéticas y antitéticas, de bajo y alto ángulo respecto del movimiento a lo largo del plano de falla principal, son R y R'. Las fracturas de tensión son T. Las fallas P presentan bajo ángulo respecto del plano principal pero opuesto a la orientación de R. (b) Vista en planta del modelo de cizalla de Ramsay (1967), en el que se aprecian las relaciones geométricas entre los planos de Riedel (R) y el fallamiento principal de cinemática dextral.

Los indicadores cinemáticos en fallas frágiles son visibles sobre la superficie del plano de falla. Muchas veces es necesario realizar una observación detallada en tres dimensiones en el afloramiento. Petit, (1987) define tres tipos de criterios cinemáticos asociados a estructuras tipo Riedel sintéticas y tensionales (Fig. 2.15): (i) tipo T, en el cual sólo se observan fracturas repetidas del tipo tensional. Son fracturas planas y en forma de hoz, cuyas puntas apuntan en el sentido del movimiento del bloque faltante. Pueden presentarse rotadas respecto de su posición original a aproximadamente 45º del plano de falla principal, (ii) tipo R, el cual comprende las fallas que presentan fracturas de cizalle secundarias estriadas del tipo R o del tipo R' con respecto al sentido de movimiento de la falla y; (iii) Tipo P que Incluye fallas con fracturas secundarias estriadas de orientación P. Representa fallas con un bajo grado de acoplamiento entre los bloques.

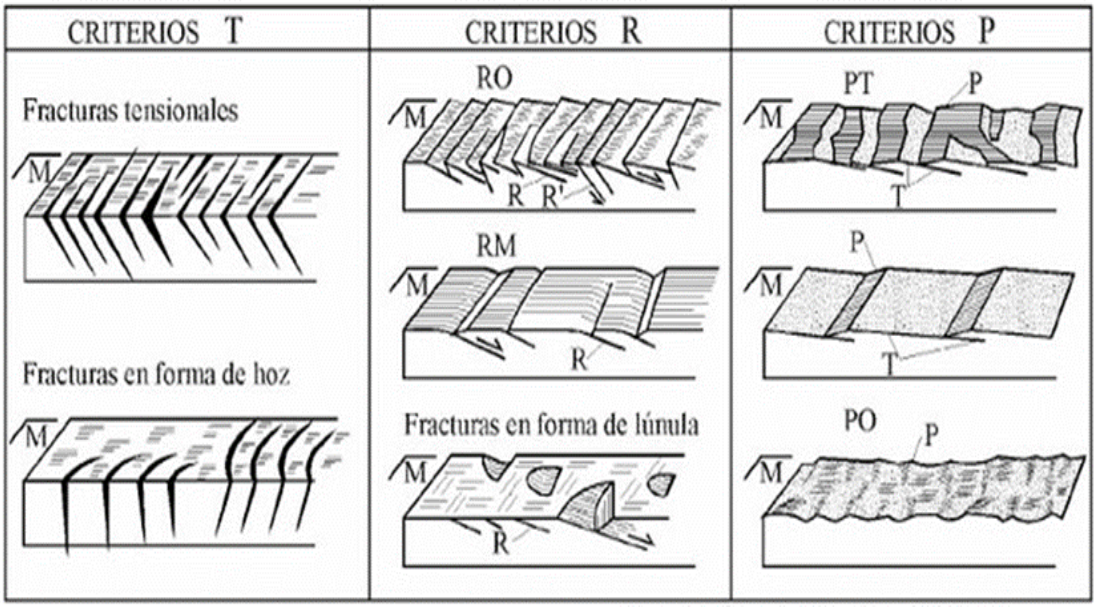


Figura 2.15: Tres tipos de indicadores cinemáticos en fallas con comportamiento frágil: criterios T, criterios R y criterios P, donde es posible observar los tipos de fracturas asociadas a cada criterio. Extraído de Niemeyer (1999).

Los tipos R y P se pueden subdividir en tres categorías morfológicas importantes que, en su mayor parte, se distinguen agregando una segunda letra (Fig. 2.15), así se agrega la letra O (*only*) en el caso que sólo se encuentren presentes las fracturas R o P. De este modo, el criterio RO significa que sólo aparecen fracturas secundarias R. Del mismo modo, se agrega una letra M en el caso en que además el plano M (*main*) o plano principal aparezca estriado. Por ejemplo, un criterio RM significa que aparecen fracturas R y además se observa un fuerte estriamiento del plano de falla principal. Finalmente, dentro del criterio P se agrega la letra T, en el caso que además de las fracturas P, aparezcan fracturas tensionales. Por ejemplo, el criterio PT significa que aparecen fracturas de tipo T en asociación con fracturas de tipo P.

Existen algunos criterios adicionales, tales como, el crecimiento de un mineral fibroso rellenando una falla en forma oblicua, la formación de fábrica S en salbanda, desarrollo de clivaje en rocas carbonatadas, fibras de crecimiento y marcas de abrasión debidas a clastos (Niemeyer, 1999).

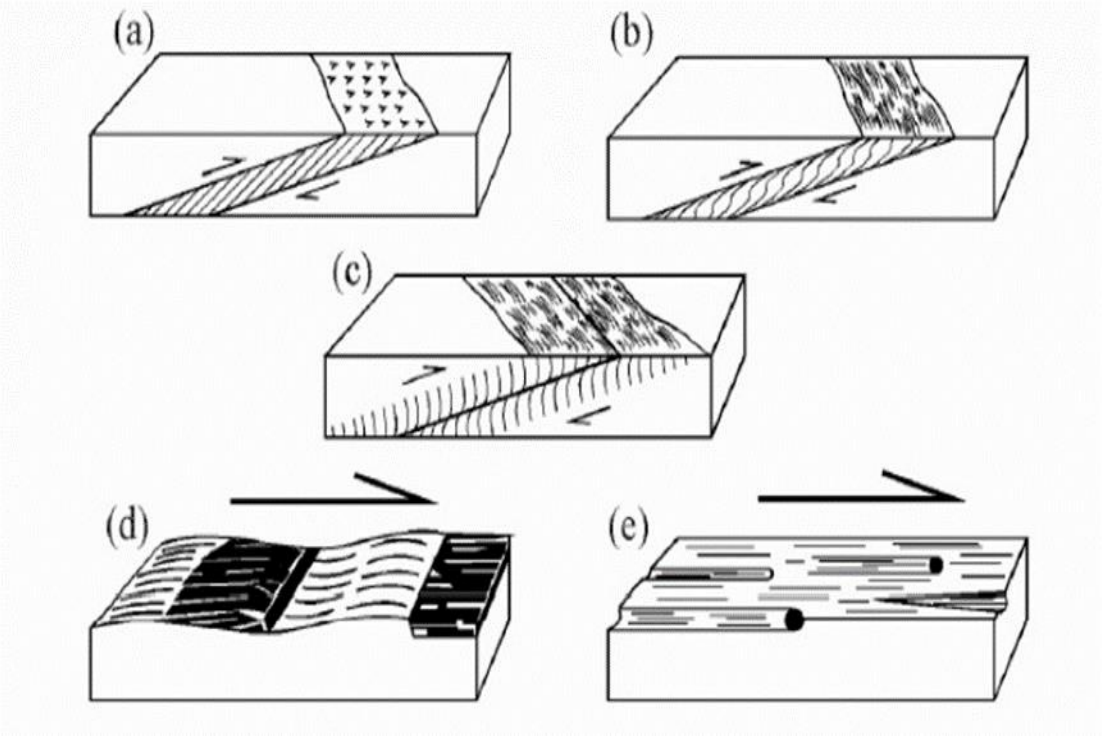


Figura 2.16: Algunos criterios cinemáticos adicionales en fallas frágiles: (a) Fibras de relleno mineral, (b) Fábrica sigmoidal en salbanda, (c) Clivaje en rocas carbonatadas, (d) Saltos rellenos con material fibroso, (e) Marcas de clastos. Extraído de Niemeyer (1999).

El crecimiento de fibra mineral o *slickenfiber*s, son fibras de mineral de origen tectónico, donde el tipo de mineral puede ser de cualquier tipo, aunque los ejemplos más comunes se presentan en calcitas y cuarzos. Estas fibras ocurren sobre fallas y también sobre planos de recristalización que pueden ser oblicuos a la orientación de la propia falla (Fig. 2.17). De esta forma, las relaciones geométricas pueden asemejarse a las descritas para el ejemplo de Riedel, sin embargo, en este caso la determinación cinemática es en sentido opuesto. Es decir, que el movimiento del bloque opuesto, es en sentido contrario respecto a la dirección de inclinación de los ángulos oblicuos formados entre los planos de recristalización y la falla (Allmendinger, 1987) (Fig. 2.17).

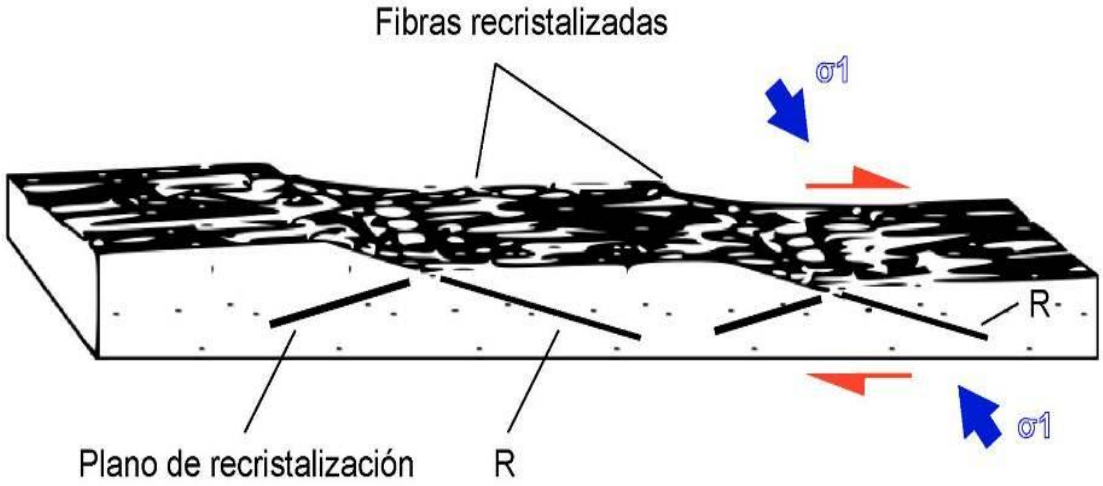


Figura 2.17: Gráfico esquemático de fibras y planos de recristalización, donde la relación geométrica entre el plano de recristalización y la superficie de la falla se determina según un ángulo oblicuo. En este caso el sentido del movimiento es en 180º respecto a la dirección de inclinación de los planos de recristalización, a diferencia de lo que sucede con la determinación cinemática utilizando planos de Riedel. Modificado de Allmendinger (1987).

Otro tipo de indicadores cinemáticos presentes en estructuras dúctiles, son las fábricas S-C o S- C' (Fig. 2.18). La zona de cizalla principal donde ocurre el movimiento se le conoce como "C", mientras que las estructuras "S" corresponden a las esquistosidades que yacen a lo largo de las trazas C. (McClay, 1987). La relación geométrica entre C y S suele ser bastante notoria, de modo que no es posible que su identificación sea confundida con otras relaciones geométricas que puedan parecer similares tal como es el caso de fracturas tipo Riedel y/o foliaciones respecto a la zona de cizalla principal. La traza de las esquistosidades (S) tiende a ser perpendicular a la dirección de compresión máxima σ_1 (Fig. 2.14b), siendo esta última oblicua respecto a C por lo que este tipo de convergencia determina el sentido del movimiento (Allmendinger, 1987).

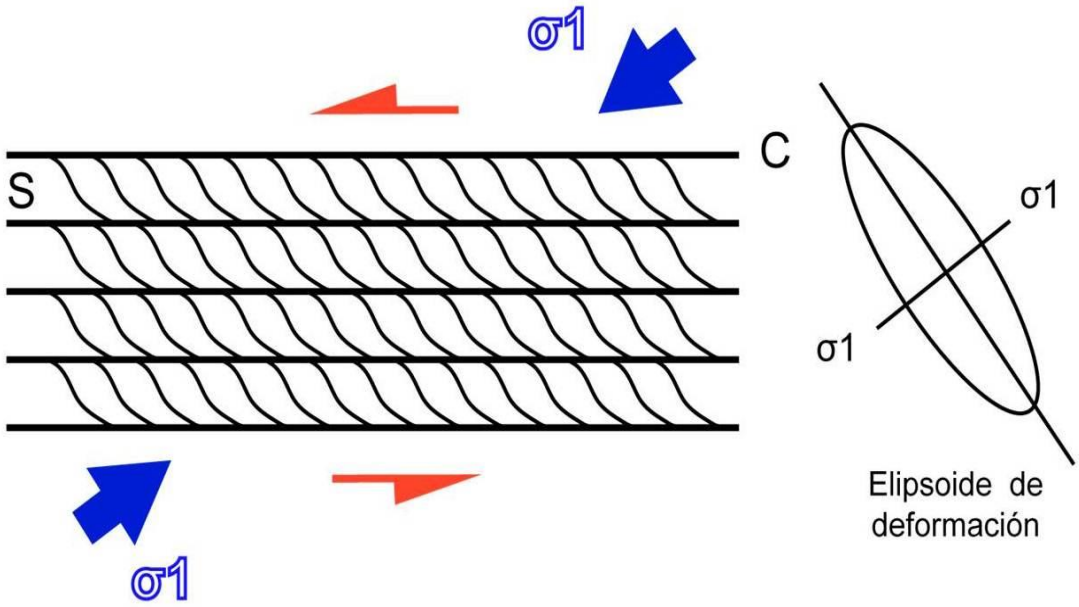


Figura 2.18: Esquema de una estructura S-C dentro de un contexto de convergencia oblicua que da lugar a una zona de cizalla sinestral. Modificado de Allmendinger (1987).

CAPÍTULO III: MARCO GEOLÓGICO

3.1 Contexto geotectónico global

Los eventos tectono-magmáticos ocurridos en la Cordillera de la Costa se encuentran relacionados directamente con la subducción a lo largo del margen oeste de América del Sur. Para comprender la evolución geológica de esta, es necesario conocer las condiciones geodinámicas generales que influyeron en su formación. Algunos autores sugieren que estas condiciones hacen referencia a la separación de Pangea y la posterior fragmentación del supercontinente Gondwana (Pindell *et al*., 1988; Jaillard *et al*., 1990; Mpodozis y Kay, 1992; López de Luchi y Rapalini, 2002). Durante el Mesozoico, la evolución del margen occidental de Gondwana ocurrió en forma paralela a procesos extensionales y magmáticos a gran escala desarrollados en diferentes zonas del supercontinente, los cuales culminaron con la fragmentación final de este durante el Cretácico (Creixell, 2007).

El supercontinente Gondwana se caracterizó por importantes eventos magmáticos que tuvieron lugar entre el Pérmico y el Jurásico, los cuales dieron origen a grandes volúmenes de magma concentrados particularmente en los bordes del supercontinente (Mpodozis y Kay, 1992), con una naturaleza predominantemente silícica durante el Pérmico y basáltica durante el Triásico-Jurásico (Pankhurst *et al*., 1998; Segev, 2000; Jourdan *et al*., 2004). Según Mpodozis y Kay (1992), este magmatismo se relacionaría a temperaturas anormalmente elevadas en el manto durante el Pérmico-Jurásico, asociado además con el impacto de grandes plumas mantélicas en la base de la litósfera, a las que se le atribuye la generación de este magmatismo (Creixell *et al*., 2011). Paralelo a esto, y probablemente relacionado al impacto de plumas mantélicas, durante el Triásico se genera un período de extensión cortical cerca de los 230-200 Ma (Sebai *et al*., 1991), lo que dio lugar al desarrollo de cuencas extensionales en lo que hoy sería desde el sur de Perú hasta Chile Central (Mpodozis y Ramos, 2008), en el cual el supercontinente evolucionó dentro de un régimen extensivo hasta su fragmentación en el Cretácico (Ernesto *et al*., 2002).

La evolución de la placa continental en este margen convergente se habría desarrollado con la subducción dentro de un régimen de deformación extensional hasta el Cretácico, asociado a una velocidad negativa en el retroceso de la trinchera (Ramos, 1999; Grocott y Taylor, 2002). La convergencia de placas Farallón y Sudamericana durante el Jurásico da lugar a una subducción oblicua con dirección NW-SE y con un elevado ángulo de subducción (Scheuber y González, 1999; Mpodozis y Ramos, 2008).

Con el fin de la estabilización del margen continental se genera un arco magmático paralelo al margen oeste de Gondwana en lo que actualmente es la Cordillera de la Costa, y una cuenca de trasarco al este (Charrier *et al*., 2007). La subducción rápida y oblicua (tipo Marianas) (Fig. 3.1) provoca una zona de falla sinestral paralela al arco (Mpodozis y Ramos, 2008), lo cual se relaciona con el retroceso de la fosa en lo que se denomina *trench roll-back*, lo que dio origen al arco de La Negra en condiciones transtensionales en el intra arco.

La subducción extremadamente oblicua de la placa Fénix (dirección NW-SE respecto del margen) provoca el desarrollo de una extensión, lo que conlleva a un adelgazamiento de la corteza pre-Jurásica, y hacia el este se desarrollan una serie de cuencas de trasarco marinas Jurásicas con subsidencia moderada (Lucassen y Franz, 1994).

Cambios en el régimen tectónico global durante el Jurásico provocaron zonas de deformación dúctil descritas como parte del Sistema de Fallas de Atacama, las cuales se formaron a lo largo del eje del arco magmático, donde se alternaron períodos transtensionales dominados por transcurrencia hasta otros dominados por extensión (Scheuber y Andriessen, 1990; Grocott y Taylor, 2002; Cembrano *et al*., 2005).

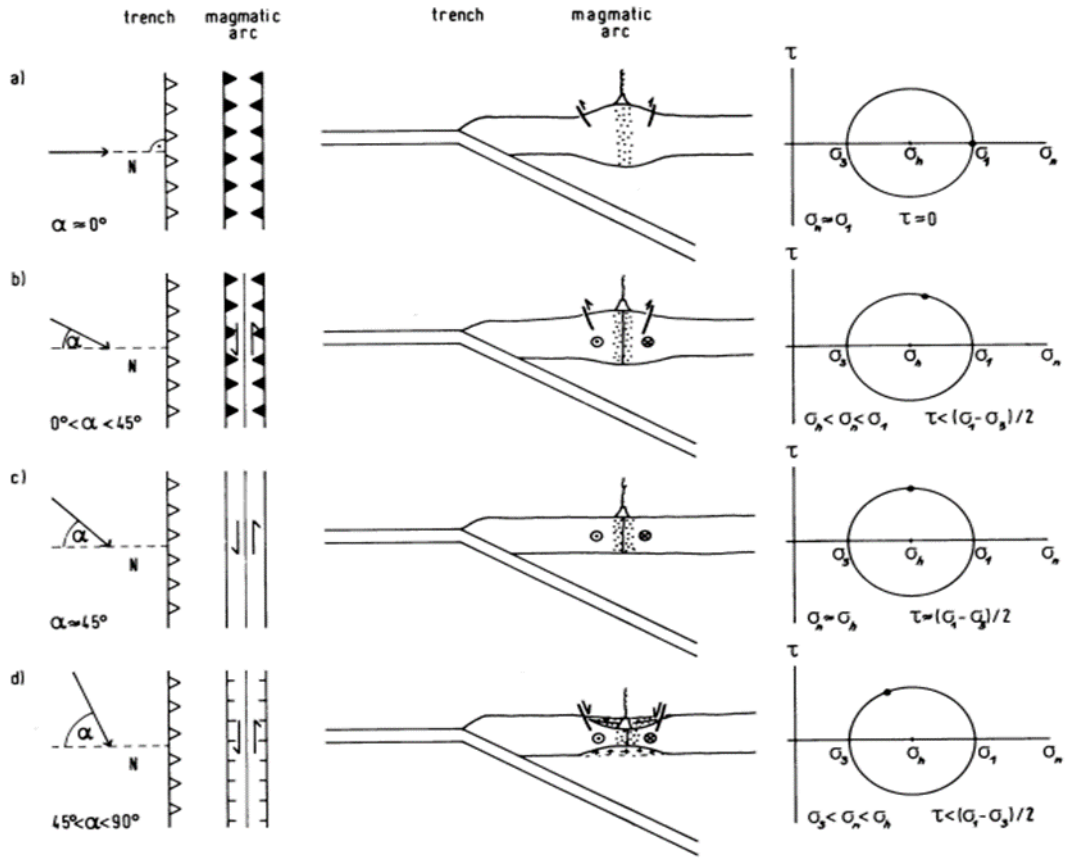


Figura 3.1: Esquema descriptivo del comportamiento de la oblicuidad en la fosa y el arco magmático. Se observa el cambio en la oblicuidad desde un ángulo de 0° en la figura a), hasta un elevado ángulo de oblicuidad en la figura d), lo que genera una condición de transtensión. Extraido de Scheuber *et al*. (1994).

Según edades relativas y patrones cinemáticos, a este arco se le puede atribuir cuatro etapas evolutivas desde el Jurásico Medio al Cretácico Inferior (Fig. 3.2), las cuales se pueden interpretar en términos de movimiento en el antearco (Scheuber y González, 1999). En la primera etapa (a) se produjo el acortamiento hacia el NW-SE y movimientos sinestrales de desgarre dentro del arco, producto del movimiento acoplado hacia el sur, generando estructuras con dirección ~NS. En la segunda etapa (b) se produjo el movimiento en el antearco hacia la trinchera debido a la intrusión de grandes volúmenes de magmas en la corteza producto del arco, lo que fue acompañado por una fuerte extensión debido a un desacople y/o *slab rollback* entre las placas. En la tercera etapa (c) la extensión del arco fue reemplazada por una extensión

completamente perpendicular al vector de convergencia, con un cambio en la dirección del *stress* principal (σ1), pasando de ser NW-SE a estar en la vertical (Veloso *et al*., 2015), dando lugar a un set de diques ~NE-SW, para luego experimentar un nuevo cambio en la dirección de σ_1, volviendo desde la vertical a la orientación NW-SE (Veloso *et al*., 2015), debido a un periodo de re-acoplamiento entre las placas, lo que genera otro set de diques ~NW-SE. Finalmente, durante la cuarta fase (d), los movimientos sinestrales de desgarre del antearco llevaron a la formación de milonitas y cataclasitas de baja temperatura orientadas ~N-S a lo largo del Sistema de Fallas de Atacama.

La evolución tectónica del arco magmático se interpreta en términos del grado de acoplamiento y desacoplamiento entre las placas. Estas deformaciones son posiblemente producto de cambios mineralógicos en el canal de subducción, lo que genera la transmisión de la tensión debido al acoplamiento sísmico entre las placas (a y d), mientras que un desacoplamiento entre las placas, da paso a una extensión e inversión estructural (b y c).

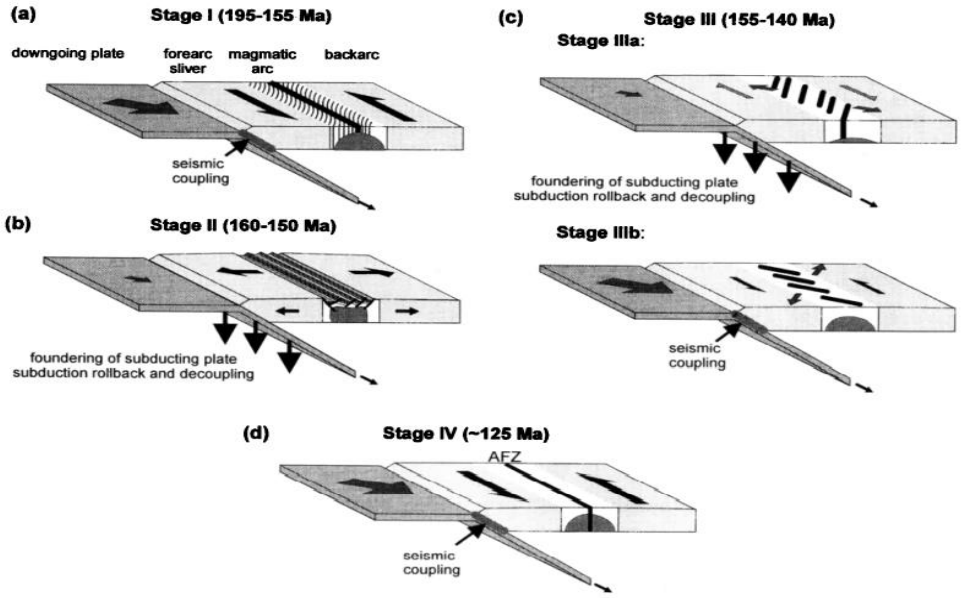


Figura 3.2: Modelo para la evolución tectónica del arco Jurásico-Cretácico Inferior del Norte de Chile y la zona de subducción inferida. Donde a) Representa la primera etapa con un acoplamiento de las placas, b) y c) a la segunda y tercera etapa respectivamente, con un desacoplamiento de las placas y d) a la cuarta etapa con un re-acoplamiento de las placas. Modificado de Scheuber y González (1999).

3.2 Marco geológico regional

El marco geológico regional abarca principalmente las unidades que conforman la Cordillera de la Costa y se encuentra comprendido entre los 25° y 28° de latitud sur y 70° y 71° de longitud oeste aproximadamente.

La geología de la Cordillera de la Costa se encuentra caracterizada por rocas de edad Devónico-Carbonífero relacionadas a un prisma de acreción que produjo un metamorfismo de bajo grado, las cuales se encuentran clasificadas en general como metabasitas, metacalizas, metaturbiditas y facies de "*melange*", lo que en conjunto, Bell (1982; 1987) define como Complejo Epimetamórfico Chañaral. Granitoides del Pérmico-Jurásico intruyen esta unidad principalmente a lo largo del borde costero, mientras que el borde oriental es intruido por granitoides que datan del Jurásico Superior (Godoy y Lara, 1998). Secuencias volcanosedimentarias del Triásico Superior, correlacionables con la Formación Cifuncho, fueron depositadas bajo un ambiente fluvial-aluvional de forma adyacente al Complejo Epimetamórfico Chañaral (García, 1967).

Al noreste se reconocen secuencias marinas carbonáticas-epiclásticas de edad Liásico, además de ignimbritas, areniscas, conglomerados y lavas andesíticas y basálticas de afinidad calcoalcalina posteriores al Sinemuriano, las cuales García (1967) definió como Formación La Negra. Segerstrom y Parker (1959) definen la Formación Punta del Cobre, compuesta por rocas sedimentarias a volcanoclásticas, lavas de composición andesítica y grandes domos dacítico-andesíticos, los cuales se encuentran subyacentes a calizas pertenecientes al Grupo Chañarcillo (Pérez *et al*., 1990). Ambas formaciones muestran facies terrígenas volcánicas correspondientes al arco magmático (Godoy y Lara, 1998).

Los intrusivos se encuentran representados por granitoides de edad Jurásico Superior-Cretácico que se encuentran emplazados en las unidades anteriormente mencionadas, a lo largo del Sistema de Fallas de Atacama. Afloramientos menores de

capas arenosas y conglomerados de origen aluvial representan la Formación Cerrillos, definida por Segerstrom y Parker (1959). Finalmente en el Mioceno medio-Plioceno inferior, se depositan gravas y arenas, las que se encuentran levemente consolidadas y son correlacionables a la Formación Bahía Inglesa definida por Rojo (1985).

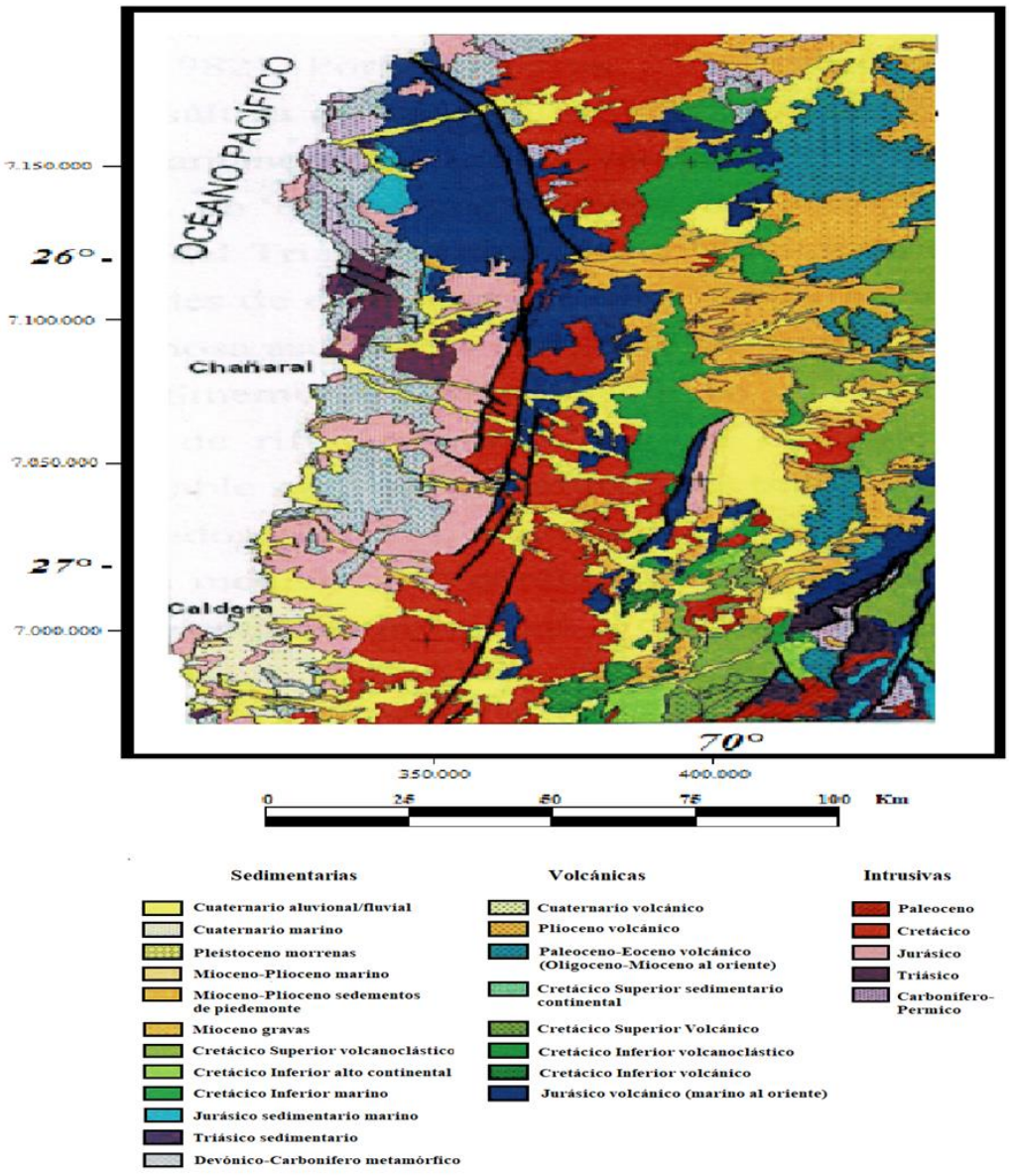


Figura 3.3: Mapa en el que se observan las unidades litológicas más importantes que conforman el marco geológico regional. Modificado de Godoy y Lara (2005).

3.2.1 Marco estructural

Deformaciones dúctiles y frágiles definen los rasgos estructurales principales a nivel regional, con edades Devónico-Carbonífero, Triásico-Jurásico y Cretácico Inferior-Superior a post-Cretácico.

Una de las unidades principales del basamento es el Complejo Epimetamórfico Chañaral, el cual consiste en un conjunto de rocas metasedimentarias como metareniscas y metafilitas (Alarcón *et al.,* 2015*).* Se formó preferentemente en un régimen dúctil relacionado a la polideformación que tuvo lugar entre el Devónico y el Carbonífero, la que se encuentra asociada al desarrollo de un prisma de acreción (Bell, 1987). Se define en el marco del ciclo Gondwánico, en el contexto de un paleo-orógeno que finalizó con la amalgamación de Pangea en el Pérmico. En esta unidad se definen dos facies principales: (1) las facies metaturbidíticas, que se caracterizan por presentar clivajes pizarrosos y trenes de pliegues con vergencia al oeste-suroeste y con buzamiento al noreste y noroeste, y; (2) las facies de "*melange*" (Bell, 1982), en las que predominan estructuras frágiles y clivajes pizarrosos, las cuales presentan capas centimétricas de cuarcita, metabasitas con pliegues sub-horizontales volcados moderadamente al noroeste y metacalizas con pliegues de diversos tamaños, los que presentan rumbos y manteos variables (Godoy y Lara, 2005).

Las unidades principales que conforman la Cordillera de la Costa, se encuentran delimitadas principalmente por fallas transtensionales (sinestrales-normales) y antitéticas (dextrales-normales), las que presentan ángulos de manteo variables (Castillo, 2018). Hacia el noroeste de la Cordillera de la Costa se reconoce la deformación Triásico-Jurásico, donde rocas de esta edad se encuentran en contacto por fallas de rumbo y normales de fuerte manteo con el Complejo Epimetamórfico Chañaral (Venegas, 2015). Al sur, una falla de rumbo este-oeste oblicua provoca el alzamiento del complejo, el cual se propaga como sinclinal de eje horizontal volcado hacia el sur sobre las capas de edad Triásica (Mercado, 1980), donde pliegues tipo "chevron" indican una reactivación de dicho complejo (Venegas, 2015). Por otra parte,

fallas normales de fuerte manteo al este y rumbo norte-sur lo ponen en contacto con la Formación Pan de Azúcar, mientras que sobre esta última se encuentra la Formación La Negra, en contacto por fallas normales de bajo ángulo inclinadas hacia el este (Godoy y Lara 2005).

El rasgo estructural más destacado en la región es el Sistema de Fallas de Atacama, el que se distribuye longitudinalmente de forma sub-paralela al borde continental, por más de 1.000 kilómetros a través de la Cordillera de la Costa (González *et al.,* 2003). Gelcich (1998), la describe como un sistema que se expresa en trazas norte-sur y, hacia el este, como fallas secundarias de rumbo noreste (Falla Cerro Salado). Por otra parte, los plutones cretácicos emplazados durante el periodo de actividad de este sistema de fallas se caracterizan por presentar contactos sub-verticales (Godoy y Lara, 2005). Los lineamientos de primer orden y fallas mesoscópicas en este sistema se sobreponen a bandas de deformación dúctil originadas durante el emplazamiento de los plutones del Jurásico-Cretácico (Brown *et al*., 1993).

La deformación frágil en el Sistema de Fallas de Atacama se expresa como un conjunto de lineamientos de rumbo norte-sur, los que en parte coinciden con las zonas de cizalle dúctil del Jurásico y Cretácico. Los indicadores cinemáticos que señalan un régimen transcurrente sinestral se encuentran registrados en las fallas mesoscópicas asociadas a los lineamientos principales (Godoy y Lara, 2005). Scheuber y González (1999) proponen un periodo de desacople (~160-140 Ma; Fig.3.2b), en el cual se produce la generación de un sistema estructural ~NE-SW característico en la deformación de la Cordillera de la Costa (Fig.3.2c).

En la segunda etapa del Ciclo Andino, durante la Fase Peruana, el colapso de la cuenca extensional en el Cretácico, producto del avance del arco frontal contra el margen pasivo oriental de la cuenca, produjo una intensa deformación en la zona de contacto entre la cuenca de trasarco y el antepaís. En este contexto, las formaciones volcánicas cretácicas que conforman el relleno de la cuenca marginal, dan lugar a un ancho sinclinorium, donde se hacen evidentes diversas fallas inversas y cabalgamientos

inclinados tanto al oeste como al este (Moscoso y Mpodozis, 1988), definiendo un tipo de deformación “de piel delgada”, denominada “*thin skinned*” o “*thin shelled*”.

3.3 Marco geológico local

Las rocas más antiguas presentes en el área de estudio, pertenecen al Complejo Epimetamórfico Chañaral (Godoy y Lara, 1998), el cual es designado como parte del basamento metasedimentario de la Cordillera de la Costa del Norte de Chile (Bell, 1982). Este complejo se encuentra intruido por un cuerpo granítico del Triásico Superior-Jurásico Inferior, denominado plutón Cerros del Vetado, en el que se emplazan diversos sets de diques máficos, los cuales Creixell *et al.* (2011) denominan como “enjambre de diques”. El plutón se encuentra intruyendo afloramientos asociados al Complejo Epimetamórfico Chañaral en su margen oeste y es intruido por el plutón Las Ánimas del Jurásico en su margen este (Godoy y Lara, 1998).

3.3.1 Complejo Epimetamórfico Chañaral (Devónico-Carbonífero)

Definido por Naranjo (1978) como Basamento Metasedimentario, en el área de estudio corresponde a asociaciones de abanico distal, compuestas por metaarenitas líticas a feldespáticas que alternan de forma grano creciente o decreciente con filitas (Balhburg *et al.*, 1986). En general aflora adyacente y subparalelo a la costa, extendiéndose hasta 32 kilómetros hacia el interior. De base no expuesta y de espesor indeterminado, debido al apretado plegamiento y escasos fósiles de valor cronoestratigráfico, se encuentra cubierto discordantemente por las formaciones Agua Chica, Pan de Azúcar y La Negra; unidades que abarcan un rango de depósitos del Triásico Superior al Jurásico Superior (Godoy y Lara, 2005).

Los afloramientos más distales incluyen potentes depósitos de canales arenosos proximales, con marcas de fondo que indican aportes desde el nornoroeste. Metaareniscas cuarcíferas de espesores centimétricos y filitas de muscovita-clorita con

marcado clivaje de transposición afloran en una extensa franja al este del Sistema de Fallas de Atacama (Godoy y Lara, 2005).

3.3.2 Plutón Cerros del Vetado (Triásico Superior- Jurásico Inferior)

Aflora como una elipse de eje nornoroeste entre las quebradas del Salado y Peralillo. Se encuentra intruido por el plutón Las Ánimas hacia el este y su emplazamiento en el Complejo Epimetamórfico Chañaral produce, en el extremo sur, una aureola de contacto poco desarrollada (Godoy y Lara, 1998).

Es un cuerpo compuesto por granodioritas a monzogranitos leucocráticos generalmente porfídicos, los que se caracterizan por su escaso contenido en hornblendas, biotitas y muscovitas. El contenido de feldespato potásico presente en las rocas que componen al plutón, así como el tamaño de grano, aumentan paulatinamente hacia el centro de este, lo que indica que el plutón podría ser producto de diferentes pulsos magmáticos desde el Triásico Superior al Jurásico Inferior (Godoy y Lara, 1998), lo cual explica en parte la presencia de enclaves y xenolitos ígneos en algunas de las rocas que lo conforman.

Los principales rasgos estructurales del plutón Cerros del Vetado son sus numerosos diques máficos diorítico-gabroicos de composición andesítico-basálticos, los cuales se habrían emplazado aprovechando reactivaciones/movimientos tardíos de las estructuras asociadas al control del magmatismo que dio origen al plutón (fallas normales y de rumbo), las que se asocian a diversos estados de esfuerzo durante el Triásico-Jurásico (Berg y Baumann, 1985).

3.3.3 Plutón Las Ánimas (Jurásico)

Es un intrusivo que aflora al oeste de la Falla Occidental, perteneciente al Sistema de Fallas de Atacama como una franja norte-sur, la cual se prolonga hacia el

sur. El plutón Las Ánimas intruye tanto al plutón Cerros del Vetado como a rocas del Complejo Epimetamórfico Chañaral, generando una aureola de rocas corneas, localmente moteadas por hiperstena y cordierita (Godoy y Lara, 1998).

Constituye un cuerpo continuo de dioritas cuarcíferas de piroxeno de grano medio, con microdioritas y tonalitas de anfíbola y biotita subordinada. Sus minerales máficos, compuestos por piroxenos con variable grado de reemplazo por anfíbola y biotita, presentan una frecuente alteración a epidota, clorita, limonita y arcillas (Godoy y Lara, 1998). Edades Rb-Sr, U-Pb y K-Ar en circones y biotitas de diferentes zonas del plutón, lo ubican entre los 160-150 Ma (Berg y Breitkreutz, 1983; Díaz, 1986; Dallmeyer *et al.*, 1996).

3.3.4 Depósitos coluviales inactivos (Plioceno-Pleistoceno)

Depósitos de gravas, arenas y limos adosados a laderas y cortados por el drenaje actual. Constituyen conos coluviales elevados, inactivos, en parte pedimentados. Litológicamente, sus clastos son controlados por el drenaje local. Maicillos y ripios de estos depósitos incluyen lentes de ceniza con biotitas de 2,9 ± 0,4 Ma, según dataciones K-Ar (Godoy y Lara, 1998).

3.3.5 Depósitos coluviales y aluviales (Cuaternario)

Los depósitos coluviales son generalmente conformados por clastos monomícticos angulosos a sub-angulosos, que constituyen extensos conos coluviales activos en el desagüe hacia las quebradas Saladito y Peralillo. Presentan escaza matriz de ripio fino a arenas gruesas producto de un esporádico retrabajo aluvial (Godoy y Lara, 1998).

Bancos decimétricos y pobremente definidos de gravas, arenas y limos de selección variable componen los depósitos aluviales. Incluyen niveles de origen fluvial,

llanuras aluviales y depósitos torrenciales, los que en parte, son asociados a corrientes de barro.

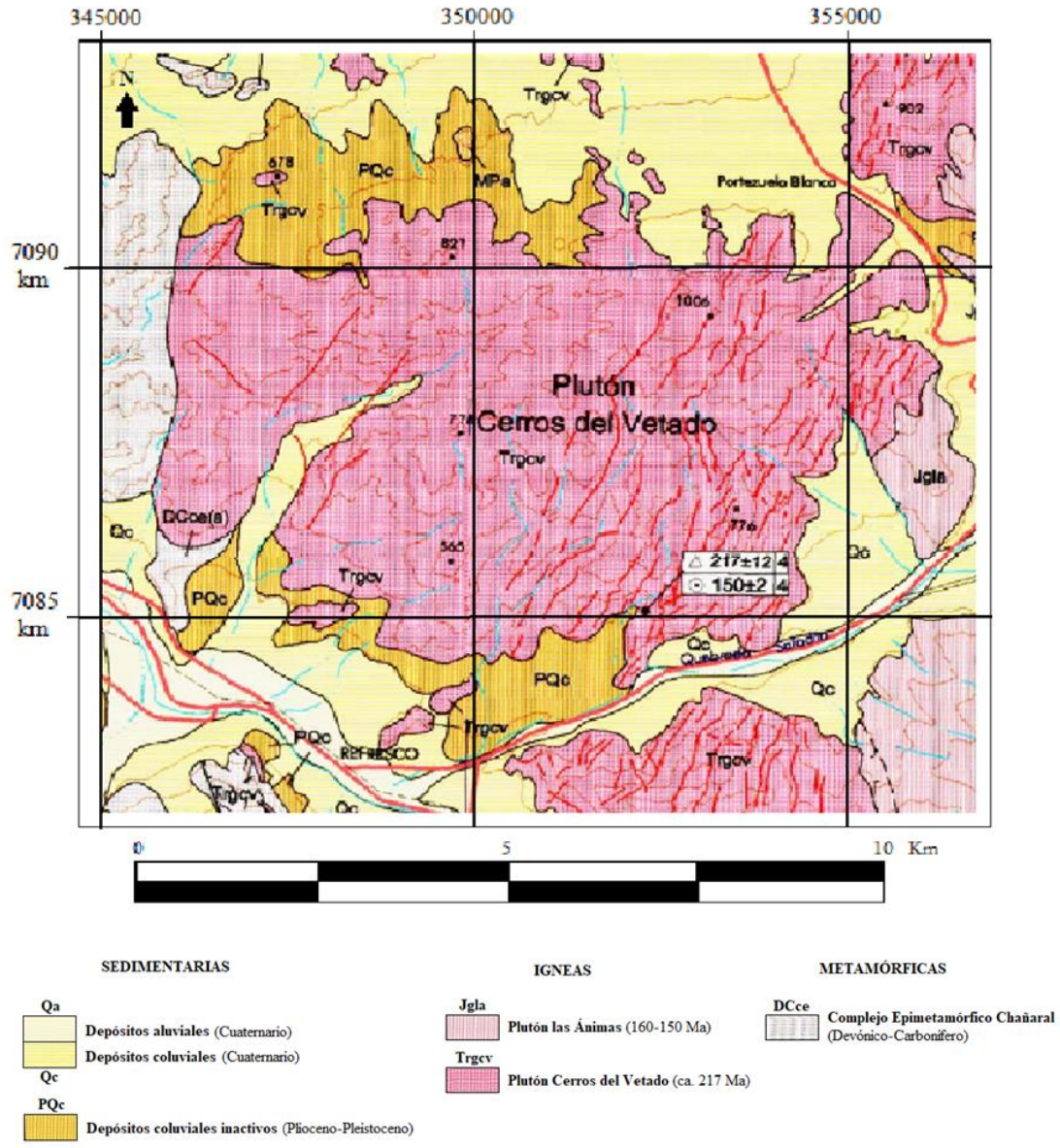


Figura 3.4: Mapa geológico en el que se observan las unidades presentes en la geología local, centrándose en la unidad principal que representa al área de estudio. Modificado de las hojas Chañaral y Diego de Almagro, región de Atacama (Godoy y Lara, 1998).

CAPÍTULO IV: METODOLOGÍAS

La metodología empleada para la realización de este trabajo consta principalmente de diversas etapas de campo y de gabinete, las cuales se alternaron a lo largo del periodo de realización del mismo.

4.1 Etapa de gabinete pre-Terreno

4.1.1 Recopilación bibliográfica

Esta primera etapa consiste en la recopilación bibliográfica de información sobre la geología regional del área de estudio. Con este fin se consultó diversas fuentes de información, siendo de gran importancia las hojas Chañaral y Diego de Almagro (Godoy y Lara, 1998), además de diversos artículos, apuntes y libros, para de esta forma ampliar el conocimiento sobre el marco geológico regional en el que se sitúa el área de estudio. De igual forma se recopilo información respecto a estudios previos realizados en el plutón Cerros del Vetado, principalmente en informes y artículos, con el fin de tener nociones generales de la geología del sitio.

Además de lo mencionado anteriormente, se recopiló información relevante sobre enjambres de diques y cuerpos plutónicos similares a lo largo del norte de Chile, con el fin de entender los mecanismos y características que determinan la ocurrencia en particular de este tipo estructuras.

4.1.2 Confección de la base de mapeo

Para la confección de la base de mapeo, en primera instancia se utilizó el programa SASplanet v18.0 para obtener la imagen satelital a partir del servidor Bing. Luego, la imagen satelital obtenida fue procesada en el *software* ArcMap v10.4.1, en el cual se procede a la georreferenciación de la misma según el sistema de coordenadas

proyectadas UTM-WGS1984, Zona 19S, además se fijó una escala 1:12.000 y se le asignó una grilla cada 1000 m (norte y este) (Fig.4.1). Las curvas de nivel para el área de estudio fueron obtenidas mediante los *softwares* Global Mapper v23.0 y Google Earth pro. Finalmente se añaden filtros de contraste y brillo con el fin de obtener una mejor visualización y facilitar la fotogeología interpretativa.

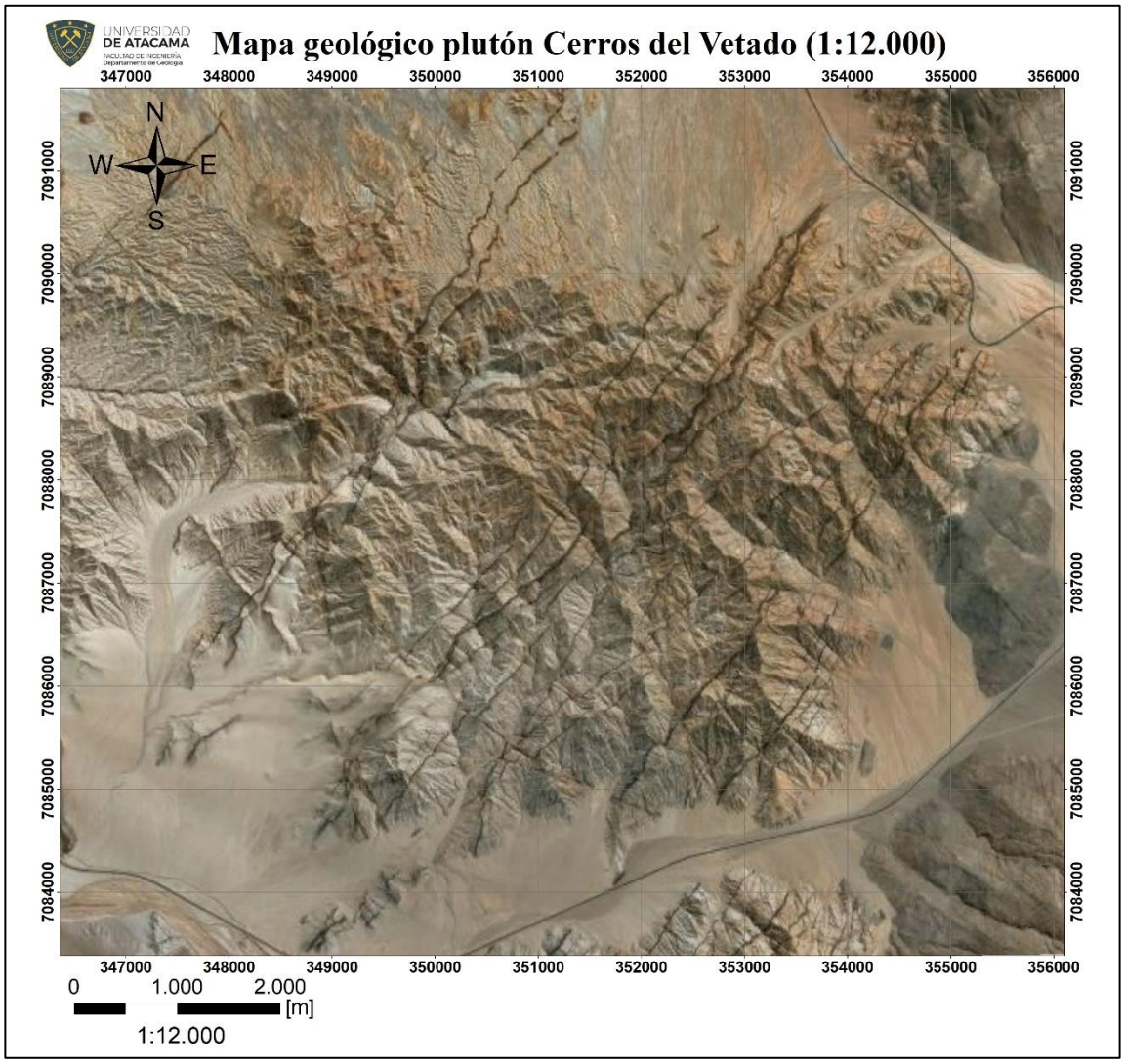


Figura 4.1: Base de mapeo utilizada para el área del plutón Cerros del Vetado. Escala 1:12.000, coordenadas proyectadas UTM-WGS1984, Zona 19S.

4.2 Etapa de reconocimiento del área

Esta etapa de terreno se realizó el día sábado 10 de noviembre del 2018, esta se llevó a cabo con el fin de realizar un reconocimiento general al área de estudio antes de trabajar en ella como tal, para entender los factores geológicos principales del sector. En esta etapa se realizaron algunas mediciones de actitudes en diques y estructuras, además del levantamiento de muestras para un análisis macroscópico general. A partir de este se determinó como se abordaría el área de estudio para posteriores terrenos.

4.3 Etapas de terreno

El trabajo en campo realizado para el estudio del plutón Cerros del Vetado se llevó a cabo en un período total de 13 días, los cuales se dividieron en diversas etapas, en donde se abordó el área de estudio desde diversas áreas, con el fin de realizar un levantamiento geológico eficiente de la misma.

La primera etapa se llevó a cabo el mapeo geológico entre los días sábado 27 de abril y domingo 28 de abril de 2019. Durante estos días se realizó un levantamiento geológico de las zonas sur y sureste del área de estudio. Se llevó a cabo mediciones de actitud de diques y estructuras, las cuales cortaban caminos mineros dispuestos en el sector, haciendo énfasis en las características cinemáticas de las mismas. Se realizaron tomas de muestras de roca de caja y diques para análisis petrográficos macroscópicos en detalle utilizando la clasificación de Streckeisen (1976), además de medidas de potencia y análisis de relaciones de contacto, principalmente entre diques. En el sector se encuentran números laboreos mineros abandonados, los cuales se aprovechan para tomar mediciones de actitudes en estructuras interiores y caracterizar la mineralización presente en estos. Se toman fotografías de campo y tomas de puntos de control mediante GPS, registrando coordenadas UTM en cada sitio de interés.

Una segunda etapa de terreno se llevó a cabo entre los días viernes 21 y domingo 23 de junio de 2019. Este terreno consistió en un levantamiento geológico de

las zonas este y noreste del plutón. Al igual que en el terreno anterior se llevaron a cabo las mediciones de las actitudes en diques y estructuras que se encontraban cortadas por quebradas. En este sector la mineralización es muy abundante, por lo que parte importante del mapeo geológico consistió en la toma de datos de estructuras internas a laboreos mineros y toma de muestras mineralizadas para su posterior caracterización macroscópica. En terreno se realizaron tomas de coordenadas y fotografías de puntos de interés. Se llevó a cabo un análisis en las relaciones de contacto entre diques y estructuras, tanto mineralizadas como estériles, con el fin de establecer una relación entre ellas.

Entre los días 18 y 21 de octubre de 2019 se lleva a cabo un tercer terreno con el fin de abordar y realizar el levantamiento geológico correspondiente a la zona norte y noroeste del área de estudio. En este mapeo geológico se dio mayor importancia a las mediciones de los diques de mayor potencia en el plutón y de las estructuras correlacionables a estos, obteniendo información sobre actitudes y cinemáticas de estos. Se realizó la toma de muestra pertinente para el estudio petrográfico macroscópico de las litologías en diques y el propio plutón. Además de la toma de coordenadas y fotografías, se realizó un análisis en terreno utilizando imágenes satelitales con el fin de comprobar si los datos generales obtenidos en terreno son concordantes a lo estimado mediante fotointerpretación.

La cuarta etapa de terreno se llevó a cabo los días martes 8 y jueves 10 de diciembre de 2020. En estos días de terreno, más breves en comparación a los anteriores, se abarcaron zonas claves del área, donde se llevaron a cabo levantamientos geológicos con el objetivo de concluir algunos detalles no obtenidos en las etapas anteriores o que complementen los datos ya obtenidos. En estos principalmente se realizó la toma de información correspondiente a cinemáticas en planos de falla y relaciones de contacto entre los diques con las principales orientaciones del área de estudio. Para concluir esta etapa se realizó un análisis de los posibles esfuerzos tectónicos que determinaron las características geológicas de la zona, utilizando para esto los datos obtenidos durante la misma y complementándolos con los obtenidos en

etapas anteriores. Esta última etapa fue complementada con trabajos en terreno los días 27 y 4 de noviembre de 2021.

4.3.1 Proceso de muestreo en terreno

Durante las etapas de terreno, en el trabajo de campo, se recolectaron un total de 73 muestras (Fig. 4.3) para su posterior selección y descripción. Las muestras obtenidas en terreno fueron codificadas y almacenadas según el siguiente protocolo:

- Cada muestra tomada en terreno fue codificada mediante el código MCVN°, donde MCV corresponde a la abreviatura utilizada para la muestra y N° correspondiente al número de muestra recolectada.
- Las muestran son almacenadas en bolsas de muestreo, con una etiqueta donde se específica el número de muestra, fecha, coordenadas, cota y observaciones (tabla 4.1).
- Para el caso de muestras obtenidas de rocas con alteración supérgena, en la etiqueta se especifica según la gráfica de colores propuesta por Orrego (2016) para la clasificación de limonitas (Fig. 4.2) a modo de observación.
- En caso de haber obtenido una fotografía a un sitio del cual se recogió una muestra, la información correspondiente al número de la fotografía se incluye en la etiqueta a modo de observación.
- En gabinete, con los datos registrados en cada etiqueta, las muestras se registran en una planilla Excel y se registra la ubicación espacial donde se obtuvieron mediante el *software* ArcMap v10.4.1 (Fig. 4.3).

Tabla 4.1: Etiqueta de muestreo en terreno.

Muestra:	Fecha: día / mes / año
Norte:	
Este:	
Cota: m.s.n.m.	
Observaciones:	

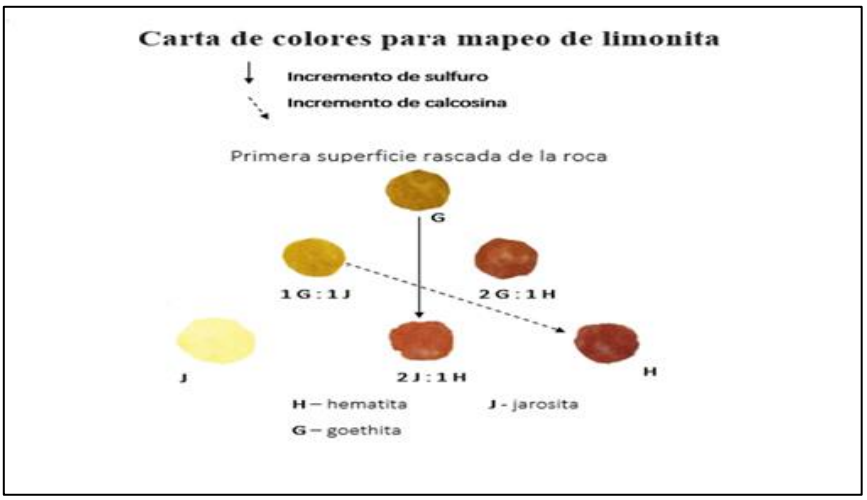


Figura 4.2: Gráfica de colores para el mapeo de limonitas. Modificado de Orrego (2016).

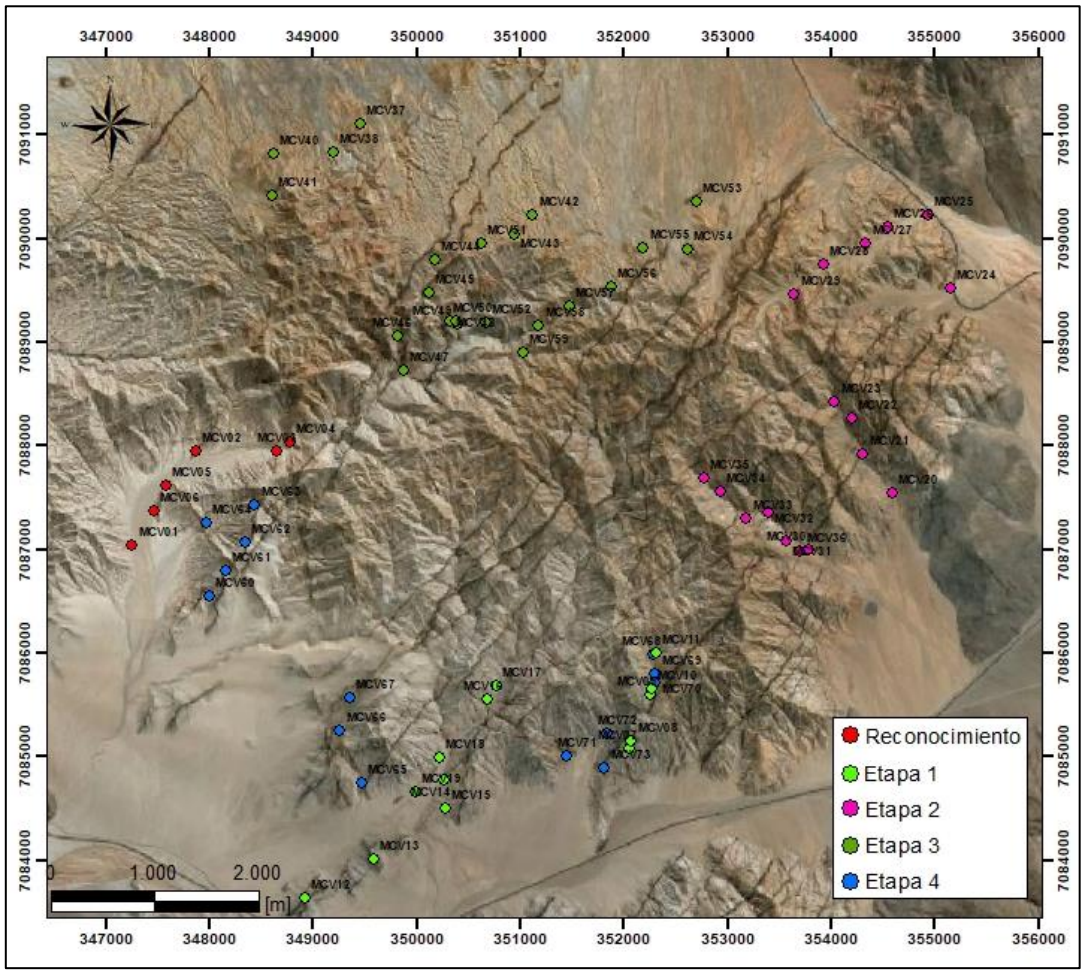


Figura 4.3: Mapa donde observa el muestreo realizado en el área de estudio durante cada etapa de terreno.

4.4 Etapas de gabinete

Estas etapas se llevaron a cabo intercaladas con las etapas de terreno. Tras cada uno de estos se realizó una recopilación de la información obtenida.

4.4.1 Descripción macroscópica de muestras

La descripción macroscópica de las muestras recogidas en terreno se llevó a cabo mediante la utilización de lupas con graduación 3X y 10X, lápiz rayador e imanes. La descripción y clasificación visual se realizó para un total de 23 muestras de manos representativas del plutón Cerros del Vetado y los diques que cruzan el mismo. Los aspectos descritos corresponden a las características texturales (tabla 4.2), composición mineralógica, índice de color (tabla 4.3) y de alteración presentes en la roca. Finalmente, mediante el diagrama de clasificación propuesto por Streckeisen (1976) se realizó la clasificación de cada muestra.

Tabla 4.2: Tabla resumen de clasificación de los aspectos texturales y su definición para la descripción de las muestras.

Textura		Definición
Basada en la cristalinidad de la roca	Holocristalina	100% cristales
	Hipocristalina	Cristales y vidrio
	Holohialina	100% vidrio
Basada en el tamaño relativo de la roca	Equigranular	Todos los cristales tienen aproximadamente el mismo tamaño.
	Inequigranular	Los cristales que conforman la roca poseen diversos tamaños.
	Porfídica	Se observa una población de cristales de tamaño mayor (fenocristales) inmersos en otra de cristales más finos (masa fundamental o matriz).

Tabla 4.3: Tabla de clasificación de los aspectos de índice de color.

Índice de color	% de minerales oscuros
Hololeucocrático	0%-5%
Leucocrático	5%-35%
Mesocrático	35%-65%
Melanocrático	65%-90%
Ultramáfico	90%-100%

4.4.2 Elaboración de mapa geológico-estructural y análisis estructurales

Se procedió a elaborar un mapa geológico-estructural del área de estudió a una escala 1:12.000 utilizando para esto el *software* ArcGis 10.4.1, plasmando así la información obtenida mediante el levantamiento geológico en las etapas de terreno. Utilizando los *softwares* Global Mapper v23 y Google Earth pro se obtuvieron las curvas de nivel correspondiente al área. Esta información se complementó con datos obtenidos de las hojas Chañaral y Diego de Almagro (Godoy y Lara, 1998) y mediante foto interpretación de imágenes satelitales del área de estudio.

Con los datos medidos en terreno para actitudes en diques y estructuras, se realizó un análisis estructural mediante el *software* Dips 7.0, obteniendo los diagramas de concentración de polos y de roseta. Mediante los criterios estructurales de Riedel, utilizando los datos obtenidos sobre la cinemática de estructuras, se realizó un análisis estructural para los esfuerzos tectónicos que actuaron en la zona, apoyando esto mediante foto interpretación.

CAPÍTULO V: RESULTADOS

5.1 Geología del área de estudio

En base al mapeo litológico y su posterior caracterización fueron definidas las siguientes unidades litológicas que componen la geología del área de estudio, descritas a continuación en orden cronológico de la más antigua a la más reciente.

5.1.1 Intrusivo granodiorítico leucocrático (plutón Cerros del Vetado)

Este cuerpo intrusivo corresponde a la unidad de mayor superficie del área de estudio, siendo la unidad principal de la misma. Es cortado por números cuerpos hipabisales de composición microdiorítica y gabroica principalmente. La presencia de xenolitos y enclaves de composición diorítica en zonas al este del cuerpo (Fig. 5.1), indica que este intruyó a uno o más cuerpos intrusivos anteriores, y a su vez, que se produjo al menos un pulso magmático contemporáneo a su formación. En algunos sectores esta unidad se encuentra subyacente discordantemente a depósitos sedimentarios no consolidados de carácter aluvial y eólico.

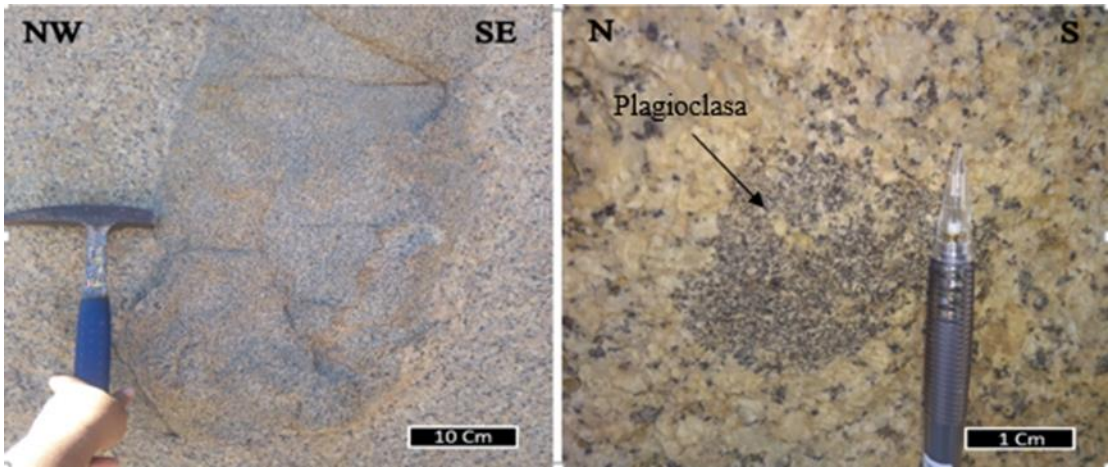


Figura 5.1: Ejemplos de xenolitos (izquierda) y enclaves (derecha) presentes en el intrusivo granodirítico leucoctático, los cuales presentaban diversos tamaños que oscilan entre los 2 y 20 centimetros aproximadamente. En el enclave (derecha), se evidencian cristales de plagioclasas de mayor tamaño, pertenecientes al intrusivo granodioritico, lo cual es propio de texturas de desequilibrio.

Litológicamente, la roca presenta una composición predominantemente granodiorítica, sin embargo, hacia los márgenes del cuerpo intrusivo se observa una disminución en las concentraciones de feldespato potásico, mientras que, en contraparte, las concentraciones de feldespato potásico en zonas centrales del mismo aumentan, presentando una composición monzogranítica. Macroscópicamente se trata de una roca fanerítica, con granos de tamaño medio a grueso, los cuales se hacen más grandes hacia el centro de la unidad (Fig. 5.2b). Estas variaciones en composición y en el tamaño de grano se explican por diferencias de temperatura y tasas de enfriamiento del intrusivo, sugiriendo una mayor temperatura y menor tasa de enfriamiento hacia el centro del mismo. En algunos sectores se encuentra roca fácilmente deleznable con tonalidades rojizas debido a la alta meteorización que afecta al cuerpo intrusivo. Por su parte, los xenolitos y enclaves de composición diorítica presentan una composición disminuida en feldespato potásico y cuarzo, con un índice de color mesocrático y granos con tamaño pequeño. En los enclaves se hace evidente la presencia de feldespato potásico y cuarzo, lo cual es propio de texturas de desequilibrio (Fig. 5.1).

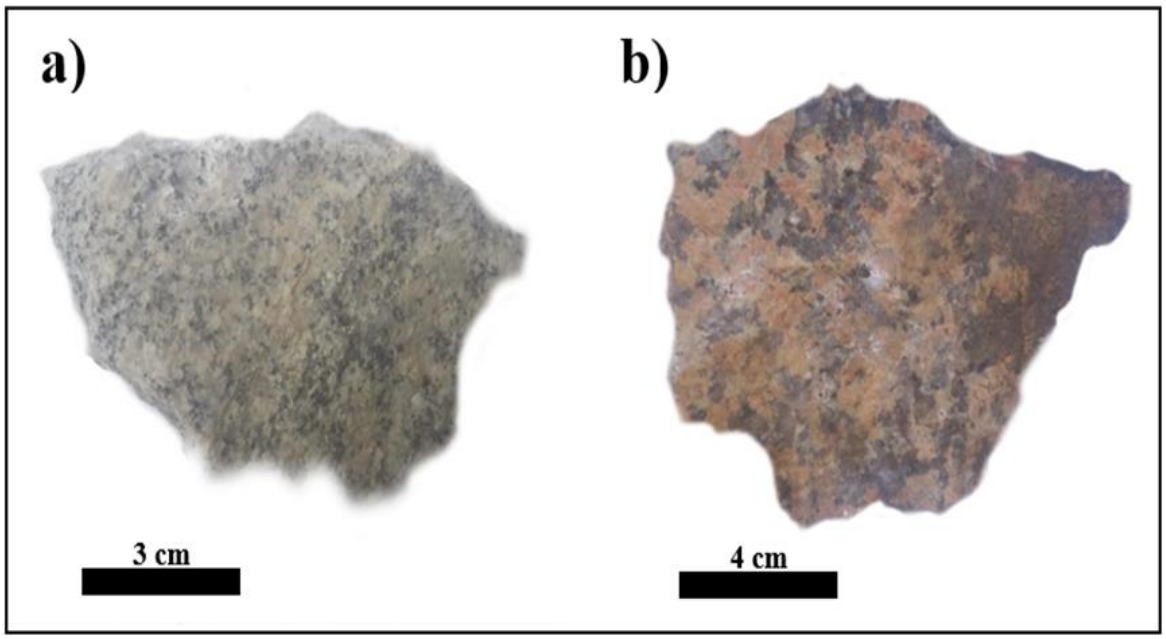


Figura 5.2: Muestras pertenecientes al intrusivo granodiorítico leucocrático. Donde a) es una muestra tomada en zonas exteriores del intrusivo, con granos de tamaño medio y b) una muestra de zonas más centrales del intrusivo, en las que la roca presenta granos de mayor tamaño, además de una concentración de feldespato potásico más elevada.

5.1.2 Depósitos coluviales inactivos

Estos depósitos se encuentran en algunas zonas del área de estudio, principalmente bordeando la misma. Corresponden a depósitos de gravas, arenas finas a medias y limos mal consolidadas que se distribuyen paralelas al margen del intrusivo granodiorítico leucocrático. Se encuentran infrayaciendo a los depósitos aluviales en gran parte del área de estudio, siendo cortado por estos, los cuales constituyen el drenaje actual del área de estudio.

Esta unidad se correlaciona con los depósitos coluviales inactivos descritos por Godoy y Lara (1998) en gran parte de las hojas de Chañaral y Diego de Almagro, a la cual se le asigna una edad Plioceno-Pleistoceno.

5.1.3 Depósitos aluviales y coluviales activos

Consisten en sedimentos no consolidados de grano fino a medio, los cuales se encuentran emplazados en las quebradas rellenando causes de cuencas de drenaje relativamente recientes y constituyendo el material de los abanicos aluviales de las mismas. En cuanto a sus relaciones de contacto, estos se encuentran sobreyaciendo discordantemente al intrusivo granodiorítico leucocrático, y en algunos sectores, se encuentran subyacentes a depósitos eólicos más recientes (Fig. 5.3).

Litológicamente, estos sedimentos corresponden a gravas y arenas finas-medias inmersas en una matriz limo-arenosa que rellena las quebradas del área de estudio con potencias de 1 a 1,5 metros aproximadamente. Estos depósitos se asocian a flujos aluviales producidos por episodios pluviales esporádicos de relativa gran intensidad Godoy y Lara (1998).

En cuanto a su edad y correlación, al tratarse de depósitos asociados a la acción aluvial en quebradas, se interpretan como depósitos modernos correlacionables con los

depósitos aluviales descritos por Godoy y Lara (1998) en las hojas de Chañaral y Diego de Almagro, a los cuales se les asigna una edad del Cuaternario.

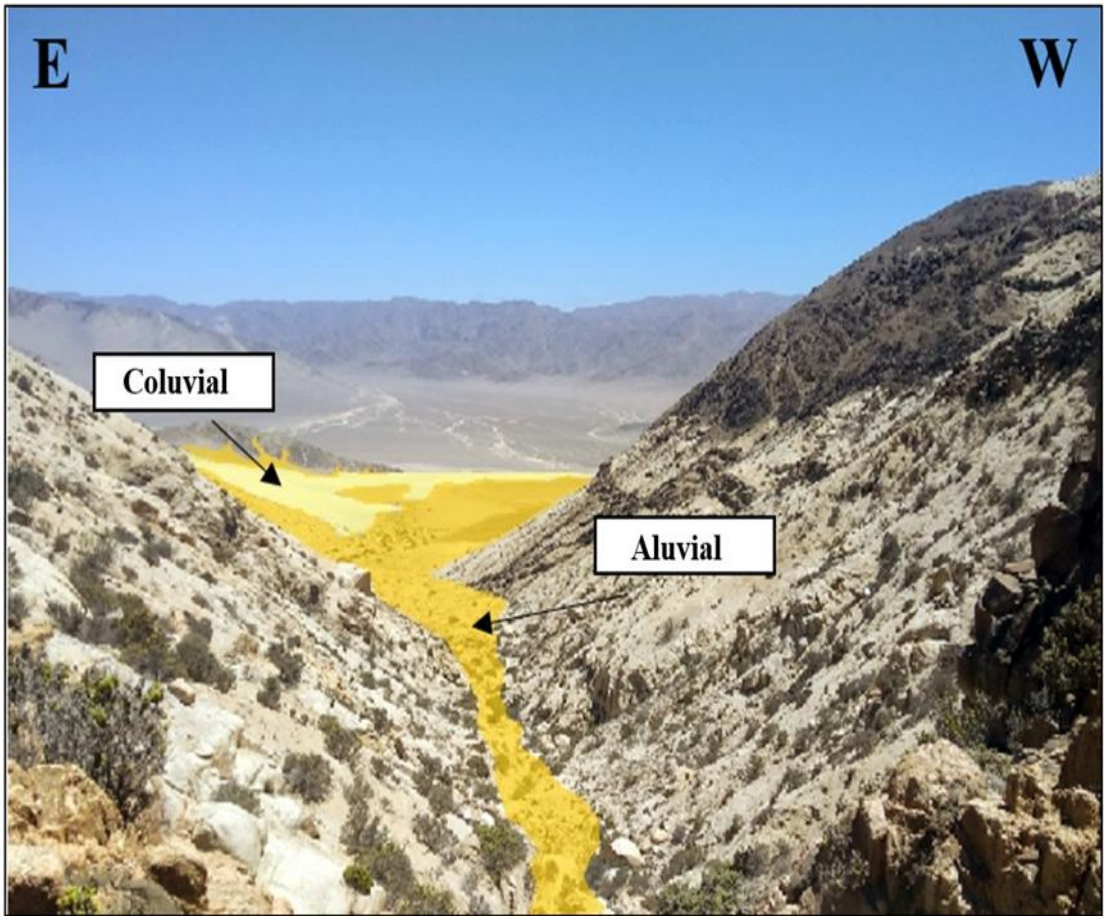


Figura 5.3: Relaciones espaciales entre los depósitos aluviales y coluviales inactivos en el área de estudio. En color anaranjado se muestran los depósitos aluviales, los cuales rellenan quebradas y constituyen sedimentos correspondientes a cuencas de drenaje actuales y abanicos aluviales. En color amarillo se muestran depósitos coluviales inactivos que se distribuyen heterogéneamente en el área de estudio, principalmente a los márgenes de éste, siendo cortado por depósitos aluviales recientes.

5.2 Petrografía de diques

A partir de las observaciones realizadas tanto en terreno como en gabinete y a partir del análisis de las muestras pertenecientes a los diques presentes en el área de estudio, es posible subdividir composicionalmente los diferentes diques presentes en el área de estudio.

5.2.1 Diques microdioríticos

Macroscópicamente, los diques microdioríticos (Fig.5.4) se componen de fenocristales de plagioclasa, anfíboles y en menor proporción cuarzo. Se caracterizan por presentar un color grisáceo debido al elevado índice de color que presentan (melanocrático). Texturalmente se trata de una roca hipabisal con fenocristales inequigranulares y holocristalinos inmersos en una matriz microcristalina. En zonas muy puntuales del área de estudio, principalmente hacia el NE del intrusivo, estos diques presentan una leve tonalidad verdosa, lo cual es debido a una cloritización leve de sus anfíboles.

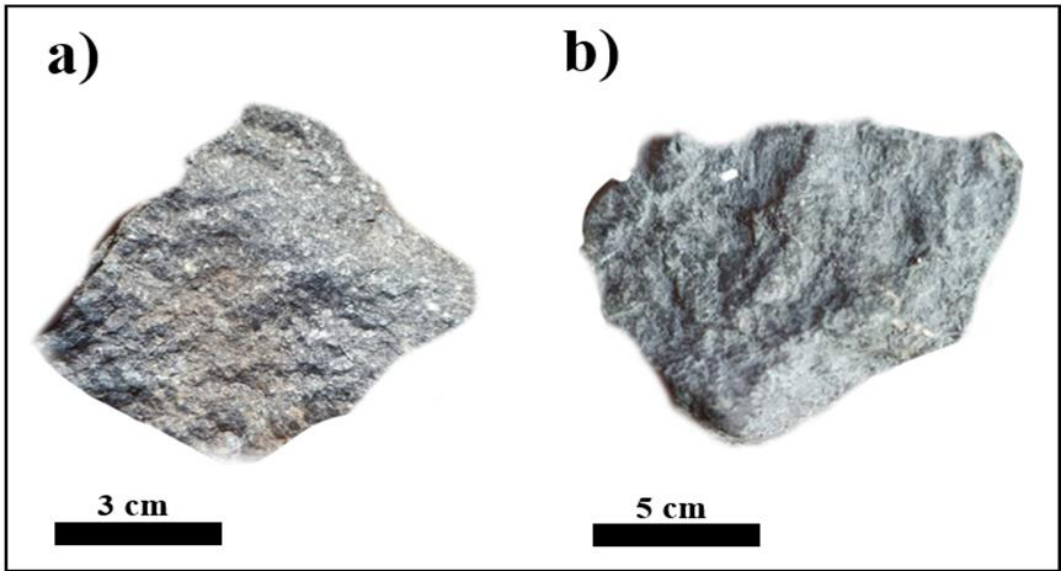


Figura 5.4: Muestras pertenecientes a diques de composición microdiorítica, en a) se observa una muestra de mano general para estos diques y en b) se observa una muestra cloritizada tomada al NE del intrusivo, en la cual se observa un color ligeramente verdoso.

5.2.2 Diques gabroicos

Los diques gabroicos (Fig. 5.5) poseen composición melanocrática con abundantes fenocristales de plagioclasa y piroxeno con granos de tamaño pequeño a medio fácilmente visibles macroscópicamente. Presentan una textura fanerítica, inequigranular y holocristalina. En algunos diques, los fenocristales de plagioclasa se observan orientados con una dirección preferencial ~NW/75°S.

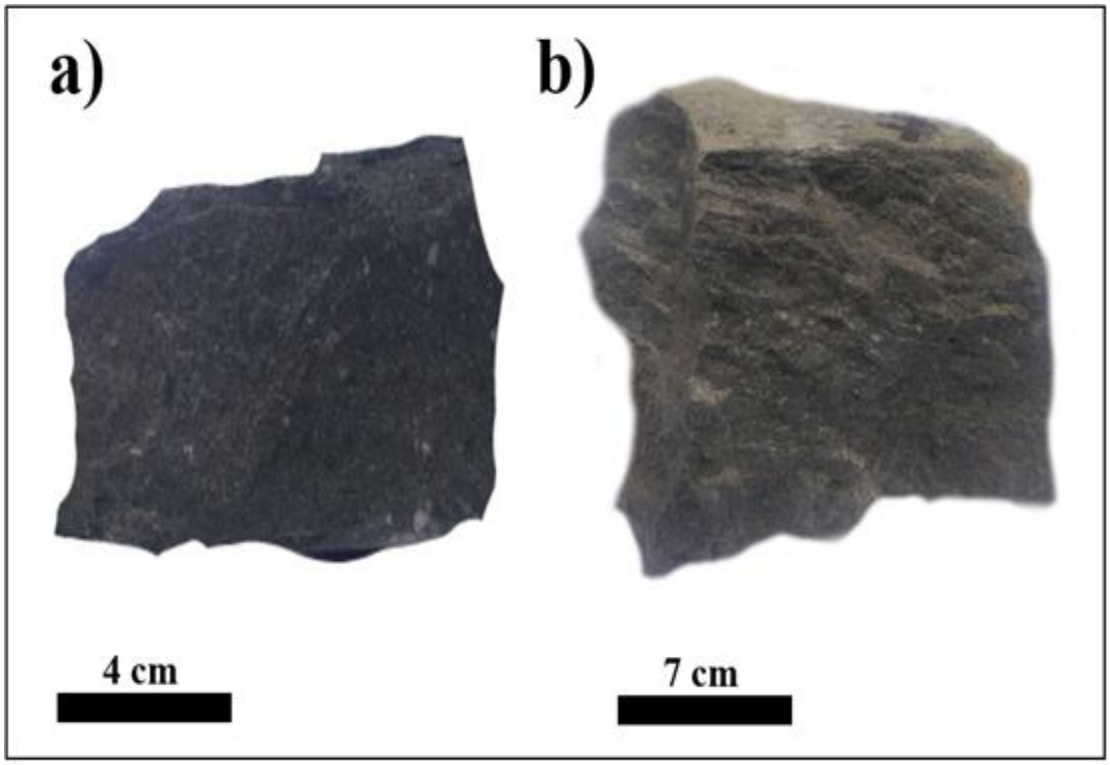


Figura 5.5: Muestras pertenecientes a los diques de composición gabroica, en a) se observa una muestra de mano con fenocristales de plagioclasa y piroxeno distinguibles macroscópicamente, mientras que en b) se observa una muestra orientada, la cual presenta fenocristales de plagioclasa orientados.

5.2.3 Diques pórfidos microdioríticos

Estos diques se ubican principalmente al norte del área de estudio, se caracterizan por presentar una textura porfídica típica de rocas hipabisales, con fenocristales no orientados de plagioclasa (Fig.5.6) de tamaños diversos (1 mm - 3 cm aproximadamente), los cuales se encuentran inmersos en una masa fundamental entrecrecida melanocrática.

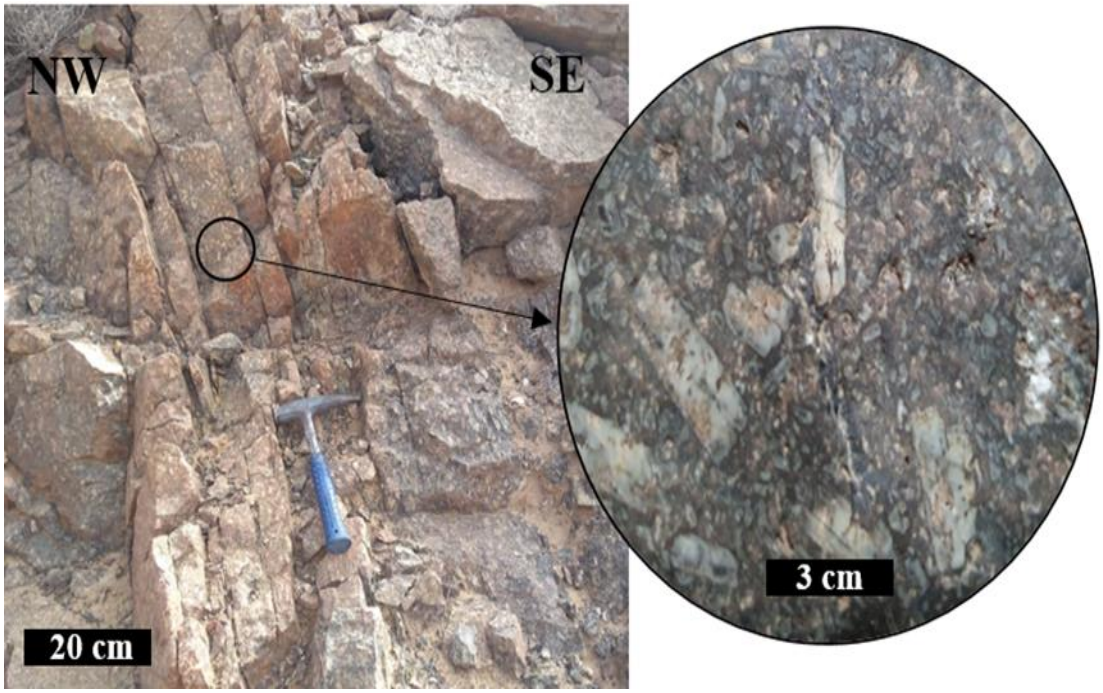


Figura 5.6: Dique diorítico de textura porfidica, ubicado al norte del área de estudio, en el círculo de la derecha se presenta un acercamiento del mismo, donde es posible apreciar los grandes fcristales de plagioclasa.

5.2.4 Diques tonalíticos finos

Estos diques se encuentran presentes prácticamente en toda el área de estudio, son cuerpos tabulares de pequeña potencia (1 metro como máximo), los cuales presentan un color notablemente más claro que el resto de diques (leucocrático). Presenta una textura fanerítica con granos de pequeño tamaño, equigranular y holocristalina con abundante cuarzo y plagioclasa.

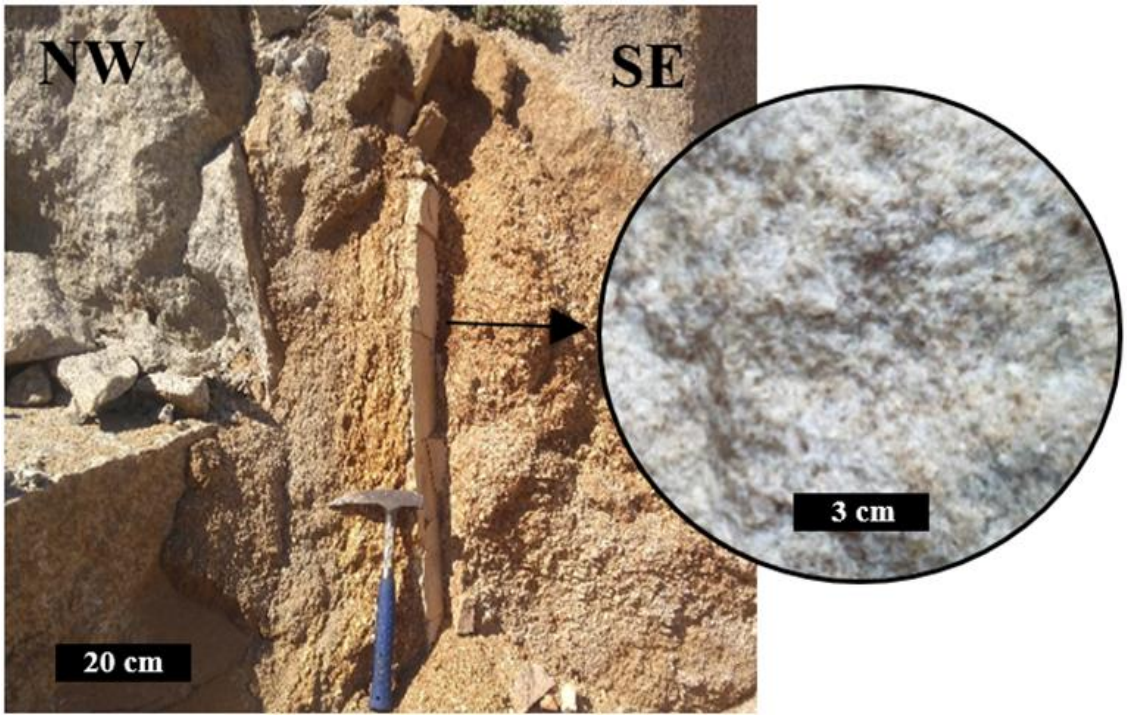


Figura 5.7: Dique tonalítico tabular de pequeña potencia emplazado en el intrusivo granodiorítico leucocratico, a la derecha el círculo muestra un acercamiento a los minerales que los compone.

5.3 Mineralización

Superficialmente en el área de estudio, hospedada en el intrusivo granodiorítico leucocrático, es posible encontrar estructuras como fallas, pequeñas vetas y diques con manteos verticales a sub-verticales, los cuales se encuentran asociados a mineralización de cobre (+Fe), principalmente en forma de silicatos, sulfatos y sulfuros (crisocola, brochantita y calcopirita). Según datos bibliográficos y lo observado en terreno, dichas estructuras han sido aprovechadas mediante trabajos de explotación en donde se ha removido una pequeña parte del material que las compone, a través de laboreos subterráneos como piques y túneles horizontales de poca extensión y de manera superficial, por esta razón gran parte de las observaciones realizadas sobre la mineralización del área de estudio, se llevó a cabo en dichos laboreos mineros.

Es posible observar la mineralización del área de estudio asociada a algunos diques presentes en ella, principalmente aquellos con orientación ~NNE con manteos verticales a sub-verticales que presentan una incipiente brechización (Fig. 5.8), y a pequeñas vetas con potencias de pocos centímetros.

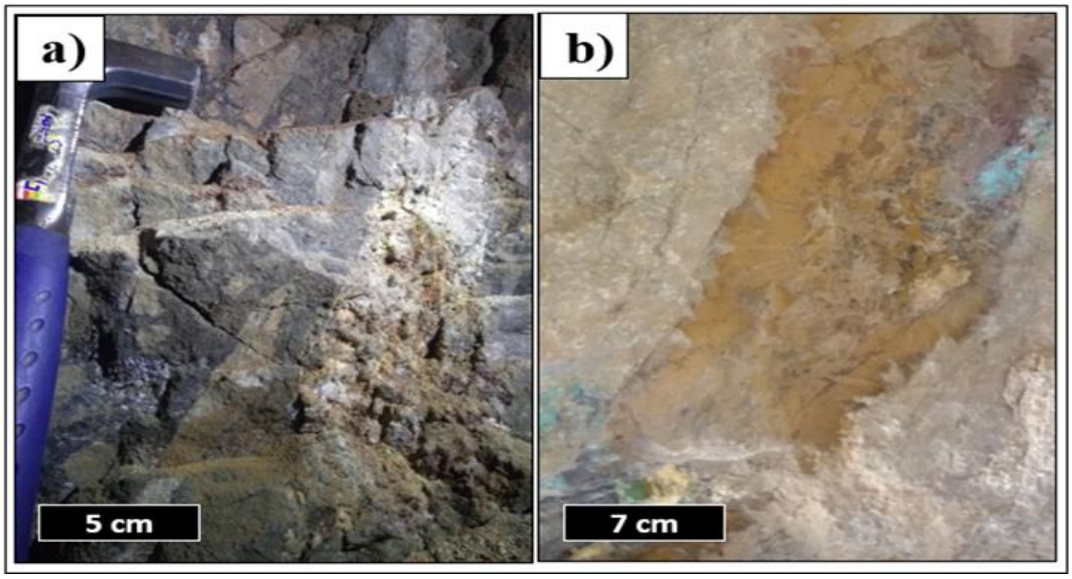


Figura 5.8: Estructuras mineralizadas encontradas al interior de laboreos mineros, en a) se observa uno de los diques asociados a mineralización, el cual presenta una aparentre brechización, ya que presenta lentes del intrusivo granodiorítico leucocrático en su interior, en b) se observan pequeñas vetas de cuarzo en las que se aprecia mineralización de crisocola.

Sin embargo, la fuente mineralizadora principal parece corresponder a pequeñas fallas sub-verticales de orientación ~NNE y ~NNW, las cuales se encuentran asociadas, en todas las observaciones realizadas en terreno, tanto a las vetas como a pequeños diques máficos, generalmente en forma paralela a dichas estructuras. Las vetas presentan rellenos de cuarzo y turmalina, con un crecimiento sub-paralelo a las pequeñas fallas sub-verticales a las que se asocian, lo que sugiere que la mineralización en el área de estudio ocurrió a partir de fluidos hidrotermales sintectónicos, que se infiltraron aprovechando los espacios generados durante fallamiento que controla el magmatismo y el cual se asocia a la generación de sistemas Riedel en este segmento del Sistema de Fallas de Atacama.

Figura 5.9: Ejemplos de falla y planos de falla mineralizados en el área de estudio, las cuales presentan mineralizacion de cobre principalmente en forma de pátinas (crisocola y brochantita).

5.4 Alteración

5.4.1 Alteración hidrotermal

A partir de las observaciones realizadas en diques mineralizados y en vetas, principalmente al interior de laboreos mineros, se logró identificar halos de alteración calco-sódica, principalmente en los bordes de estos, correspondientes a clorita, albita, epidota, calcita, cuarzo y sericita acompañadas de arcillas supérgenas (Fig. 5.10). Esta alteración ocurre muy restringida espacialmente, con una potencia centimétrica, e intensidad de moderada a intensa.

5.4.2 Alteración supérgena

Corresponde a una alteración argílica supérgena que ocurre de manera relativamente heterogénea a lo largo del área de estudio, afectando a las rocas del intrusivo granodiorítico leucocrático y a diques que intruyen al mismo. Las zonas en las que se aprecia esta alteración, generalmente se encuentran controladas por estructuras verticales, asociándose a rellenos de fracturas (fallas y diaclasas) y a zonas lixiviadas. Se presenta localmente como arcillas supérgenas de color blanco a simple vista, alterando a los feldespatos de las rocas, y como óxidos e hidróxidos de hierro compuestos por hematita, goethita y jarosita.

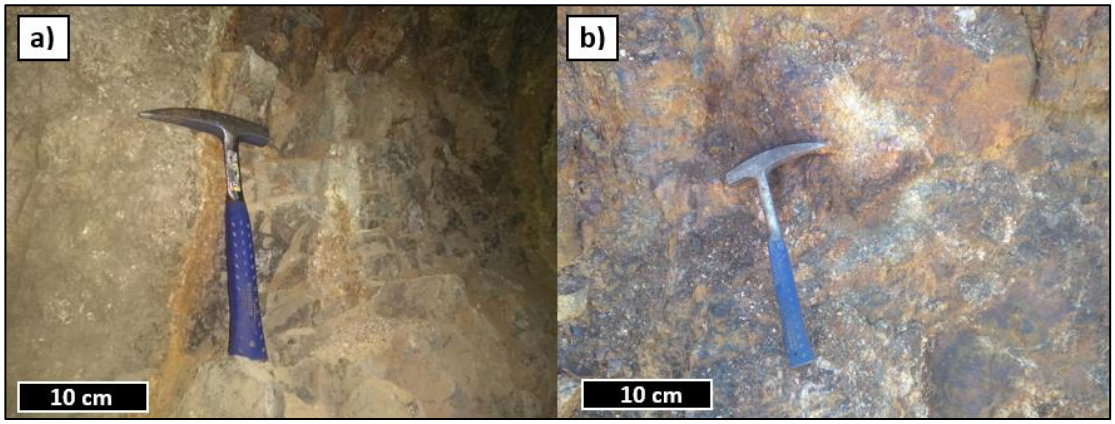


Figura 5.10: Diferentes alteraciones presentes en el área de estudio, en a) se aprecia la alteración hidrotermal que se encuentra como halo al borde de un dique mineralizado y en b) se aprecia la alteración supérgena compuesta por óxidos de Fe, principalmente goethita y hematita.

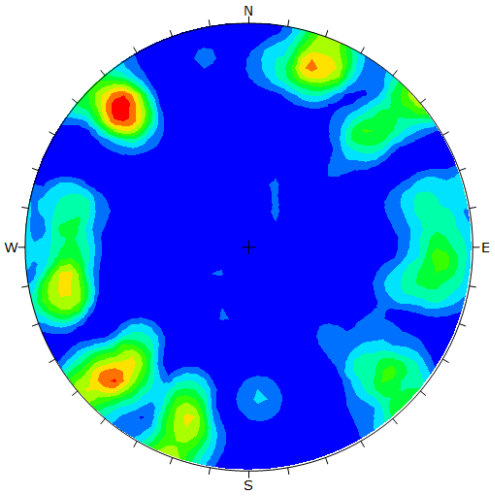
5.5 Características estructurales

En base al mapeo geológico-estructural escala 1:12.000 llevado a cabo en el área de estudio definida como el plutón Cerros del Vetado, se definen diversas estructuras (principalmente diques), en las cuales es posible observar indicios de los factores geológicos que intervinieron durante su generación y posterior evolución en el plutón.

5.5.1 Análisis estructural de diques

Estos cuerpos intrusivos presentan diversas potencias, pudiendo variar entre los 2 y 15 metros aproximadamente, e incluso sobrepasar los 20 metros en algunos casos. Estos diques se encuentran distribuidos a lo largo de toda el área de estudio, dando lugar a lo que se denomina un "enjambre de diques". En algunos casos, estos diques se encuentran deformados, desplazados y/o cortados por otros diques y/o fallas del sector.

A partir de los datos estructurales obtenidos en terreno y mediante un análisis en proyecciones estereográficas y estadísticas con el *software* Dips 7.0, es posible obtener de manera gráfica la concentración y orientación de diques del área, con el fin de determinar si es posible agrupar estos cuerpos según sus orientaciones.



Color	Density Concentrations
	0.00 - 0.90
	0.90 - 1.80
	1.80 - 2.70
	2.70 - 3.60
	3.60 - 4.50
	4.50 - 5.40
	5.40 - 6.30
	6.30 - 7.20
	7.20 - 8.10
	8.10 - 9.00
Contour Data	Pole Vectors
Maximum Density	8.75%
Contour Distribution	Fisher
Counting Circle Size	1.0%

Plot Mode	Pole Vectors
Vector Count	107 (107 Entries)
Hemisphere	Lower
Projection	Equal Angle

Figura 5.11: Proyecciones estereográficas en diagrama de densidad de polos con n=107 para las orientaciones de los diques presentes en el área de estudio.

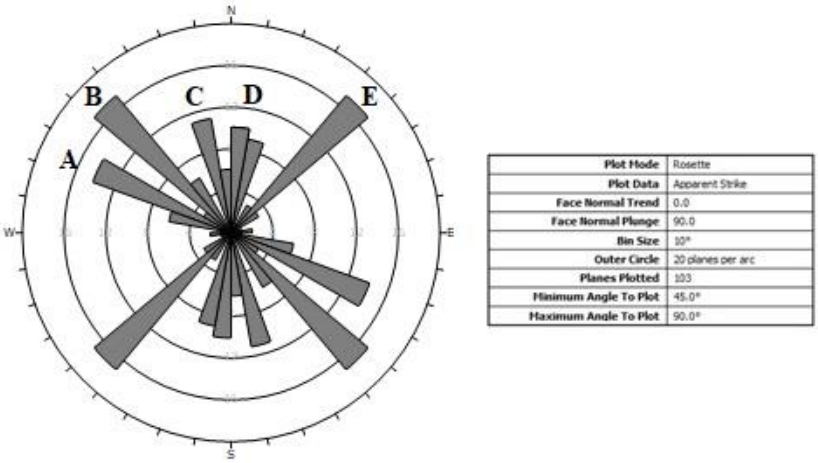


Figura 5.12: Roseta de direcciones para los diques presetes en la zona del plutón Cerros del Vetado, en donde es posible observar sus orientaciones principales, con n=107.

Como es posible observar en las figuras 5.11 y 5.12, existen concentraciones de datos, pudiendo subdividir los diques identificados en el área de estudio en diversos grupos dependiendo de sus orientaciones: (i) Un primer grupo A, con dirección preferencial ~N60°-70°W, (ii) un segundo grupo B, con dirección preferencial ~N40°-50°W, (iii) un tercer grupo C, con dirección preferencial ~N10°-20°W, (iv) un cuarto grupo D, con dirección preferencial ~N0°-20°E y; (v) un quinto grupo E, con dirección preferencial ~N40°-50°E.

Obteniendo la dirección promedio para los diferentes diques observados en el área de estudio (Fig. 4.1) se obtiene una mejor caracterización para estos grupos, de esta forma: los diques pertenecientes al grupo A, corresponden a diques gabroicos de potencia variable (entre 1 a 5 metros), los cuales presentan una orientación promedio de ~N68°W; el grupo B, se correlaciona con los grandes diques pórfidos microdioríticos que entrecruzan toda el área de estudio con una orientación promedio de ~N42°W; el grupo C, corresponde a diques gabroicos de potencia menor y orientación promedio de ~N14°W; el grupo D, corresponde a pequeños diques máficos mineralizados con orientación promedio de ~N13°E y a diques de potencia variable con orientación ~N-S de composición granodiorítica y tonalítica; finalmente el grupo

E, corresponde a los diques de mayor potencia, traza y ocurrencia del área de estudio, de composición microdiorítica y que cruzan el área de estudio con una orientación promedio de ~N48°E. Los diques con orientación preferencial ~NS corresponden a diques máficos y tonalíticos finos de potencia menor (1 metro como máximo).

5.5.2 Análisis estructural de planos de falla

Las estructuras geológicas más importantes que determinan factores cruciales en el emplazamiento del plutón y los posteriores diques en el área de estudio, así como la evolución de los mismos, corresponden a fallas, generalmente normales y de rumbo distribuidas en toda la zona. Estos planos de fallas se caracterizan por presentar una estrecha relación con los diques de la zona, encontrándose en casi la totalidad de las mediciones hechas en terreno paralelas o incluyendo a algún dique (Fig. 5.13).

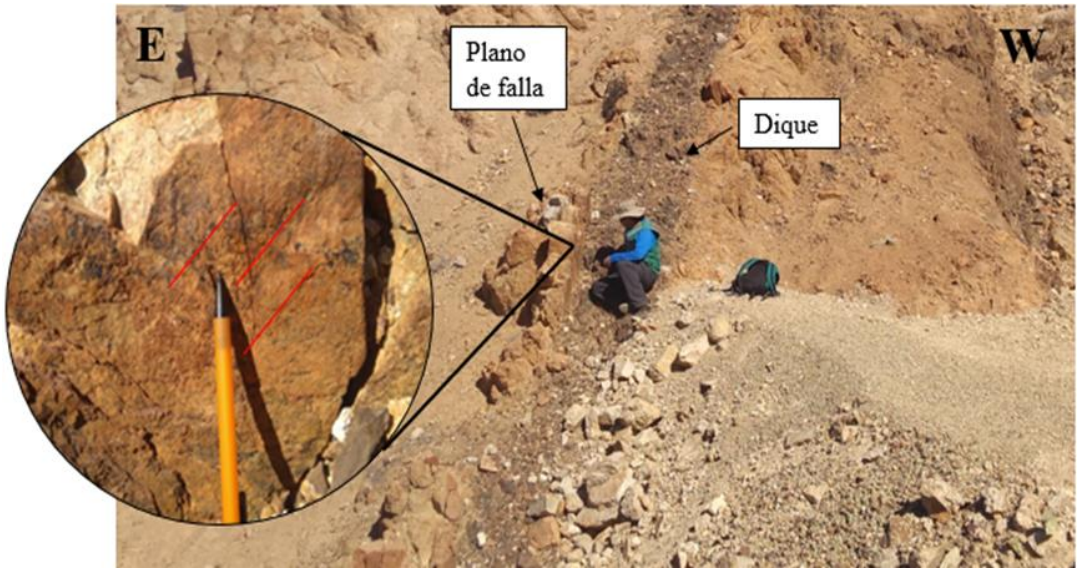


Figura 5.13: Ejemplo de la correlación entre diques y planos de falla observada en terreno, en donde se logran observar estrías de falla que acompañan la orientación del dique (imagen circular). En este caso la orientación del dique es ~NE, correspondiente a los diques del grupo E designados en el texto .

A través de análisis de las proyecciones estereográficas y estadísticas (Fig. 5.14) es posible observar gráficamente la concentración y orientación de las fallas del área

de estudio, para así establecer una comparación entre las orientaciones obtenidas para las fallas y diques, con el fin de establecer posibles relaciones entre ambas estructuras.

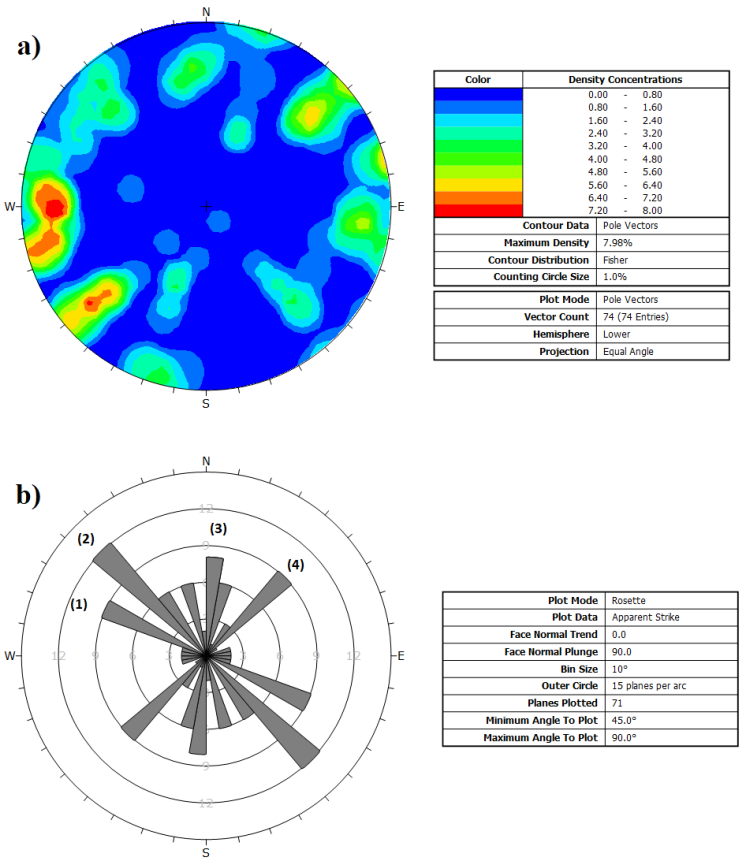


Figura 5.14: Proyecciones estereográficas en diagramas de densidad de polos y rosetas (a y b respectivamente) para fallas medidas en el área de estudio, con n=74.

A partir de los análisis en proyecciones estereográficas realizados para las fallas, es posible observar que estas estructuras se pueden subdividir en cuatro grupos de acuerdo a su orientación preferencial (Fig. 5.14b): (1) un primer grupo de estructuras con dirección preferencial ~N60°-70°W, (2) un segundo grupo con orientación preferencial ~N30°-50°W, (3) un tercer grupo con orientación preferencial ~N0°-20°E y; (4) un cuarto grupo con orientación preferencial~N40°-50°E. Si se comparan los análisis en proyecciones estereográficas para fallas con los obtenidos para diques, es posible observar que en líneas generales existe una correlación entre las orientaciones de ambas estructuras, donde fallas con orientación preferencial ~NW (grupos 1 y 2)

son correlacionables a los diques de los grupos A, B y C, mientras que fallas con orientación preferencial ~NE (grupos 3 y 4), se correlacionan con los grupos de diques D y E (Figs. 5.12 y 5.14).

5.5.3 Análisis cinemático en planos de falla

Una de las principales características estructurales del área de estudio corresponde a fallas cuyas cinemáticas fueron determinadas a partir de diversos indicadores (estrías, sigmoides, fracturas R, T, entre otros) desarrollados en los planos de fallas presentes en el sector. Sin embargo, en algunos casos no fue posible observar indicadores cinemáticos.

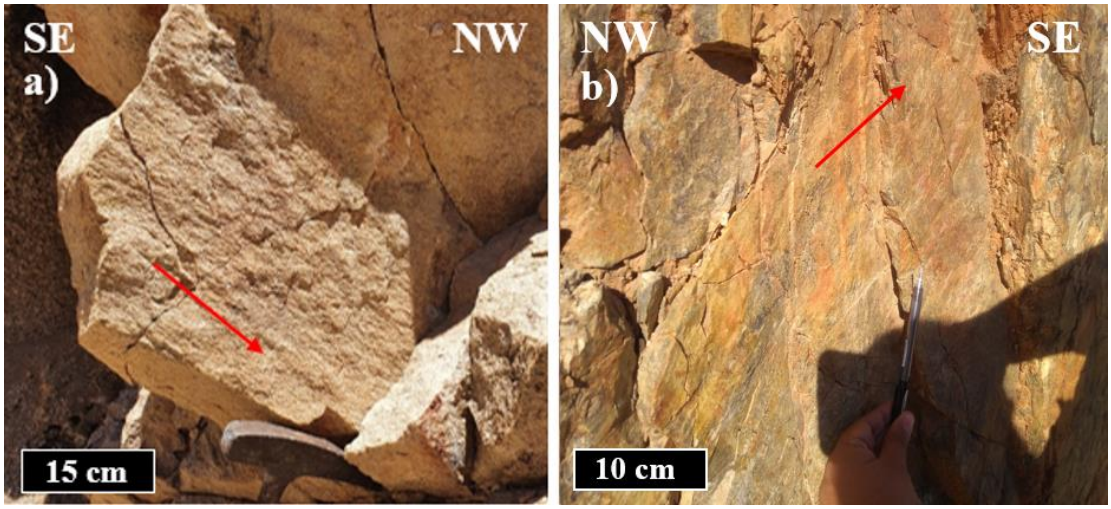


Figura 5.15: Ejemplos de criterios cinemáticos observados en terreno, entre los cuales se observa, a) crecimiento de fibra mineral y b) saltos de falla por fracturas de segundo orden, los cuales indican la direccion de movimiento del bloque faltante (flecha roja).

El tipo de desplazamiento relativo de los bloques, es determinado por los esfuerzos presentes en el momento en que se produce el fallamiento, los cuales generan un sinnúmero de indicadores cinemáticos sobre el plano de falla. Determinar estos esfuerzos a partir de las estructuras geológicas y sus desplazamientos relativos, permiten establecer un modelo genético para explicar el control estructural en el área de trabajo.

A partir de los diversos indicadores cinemáticos observados en planos de falla, y los datos estructurales obtenidos para dichas estructuras, es posible realizar un análisis de los planos que presentan un desplazamiento relativo principal sinestral o dextral, con el fin de determinar las orientaciones preferenciales para cada tipo de desplazamiento.

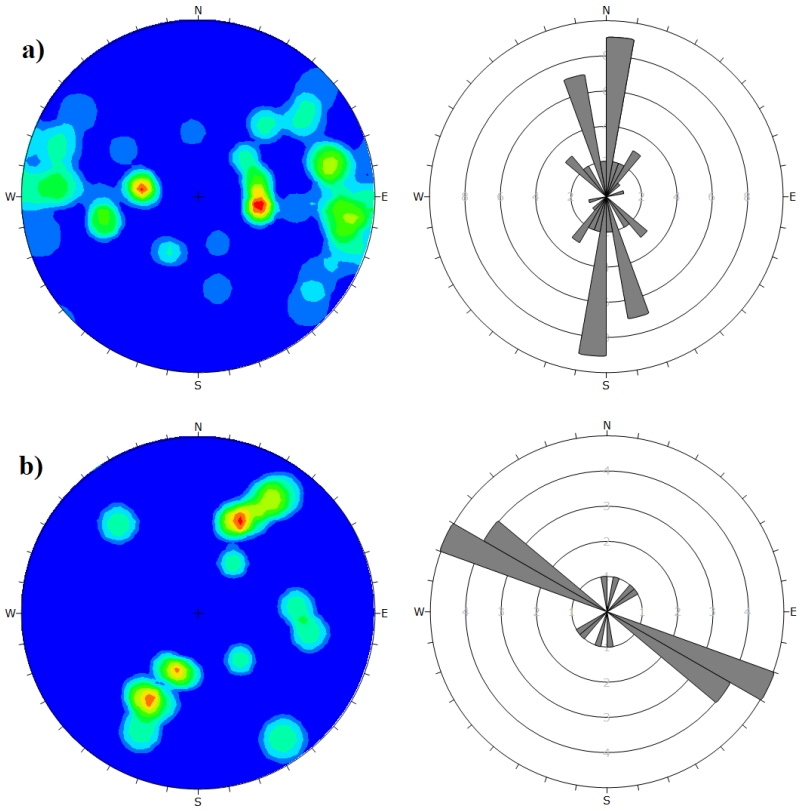


Figura 5.16: Análisis estereográficos en diagramas de densidad de polos y rosetas para planos de falla que muestran un desplazamiento principal a) sinestral, con n=53 y b) dextral, con n=18.

A partir de los análisis estereográficos para los planos de falla que presentan un desplazamiento sinestral (Fig. 5.16a), es posible observar que las orientaciones preferenciales para estas estructuras son ~N10°-20°W y ~N0°-10°E, mientras que los planos de fallas que presentan desplazamiento dextral, muestran una orientación preferencial ~N50°-70°W (Fig. 5.16b).

5.5.4 Vetas y fallas relacionadas con mineralización

Dentro del área de estudio se tomó un total de 15 datos estructurales correspondientes a pequeñas vetas con mineralización de mena y 27 datos estructurales correspondientes a fallas relacionadas con mineralización de mena. Los análisis estereográficos muestran que, en líneas generales, estas estructuras mineralizadas sub-verticales, presentan orientaciones preferenciales N10°-30°W y N10°E (Fig. 5.17). Estos resultados son concordantes con los obtenidos en los análisis estructurales realizados para diques (Fig. 5.12) y planos de falla (Fig. 5.14), los cuales presentan orientaciones preferenciales similares a las estructuras mineralizadas.

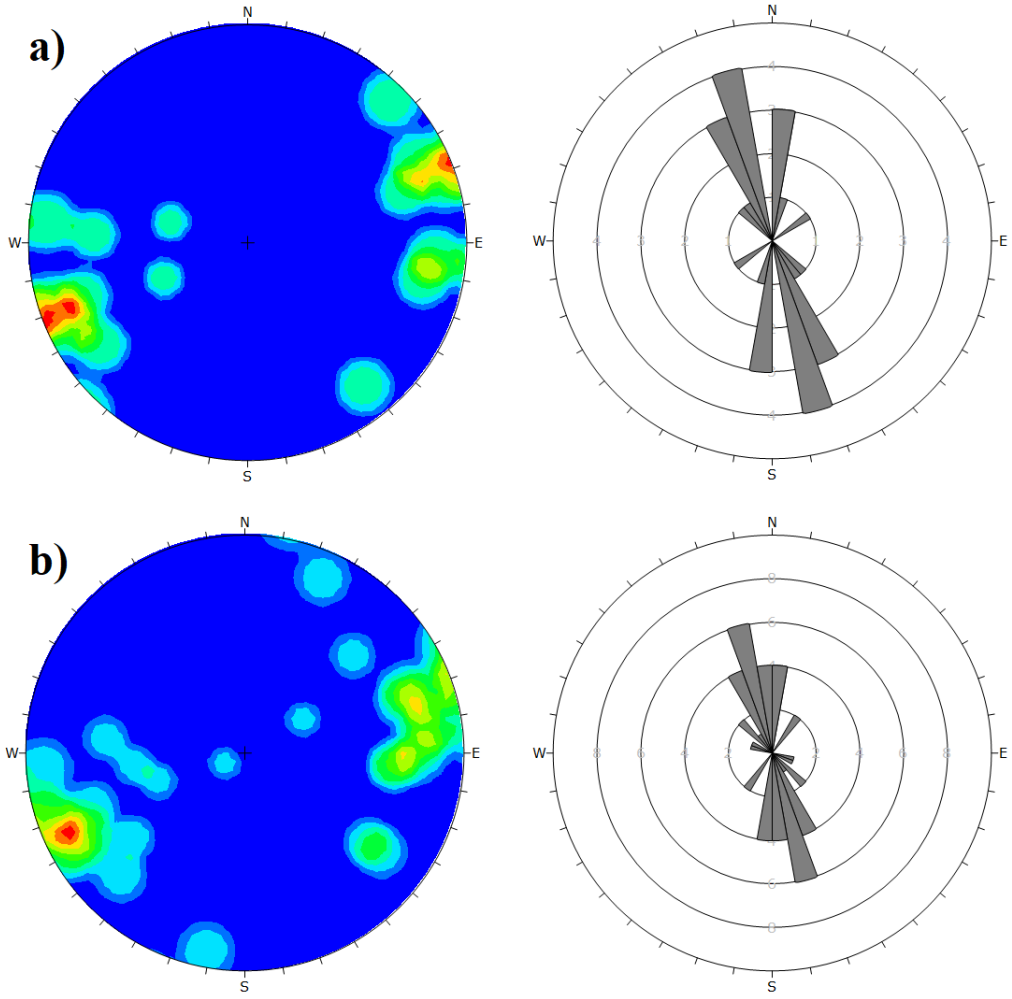


Figura 5.17: Análisis estereográficos en diagramas de densidad de polos y rosetas para para a) Vetas mineralizadas, con n=15; y b) fallas relacionadas con mineralización, con n=2

5.6 Relaciones de corte y temporalidad relativa de estructuras

Uno de los factores más importantes a determinar en el estudio de las numerosas estructuras que se emplazan en el plutón Cerros del Vetado, corresponde a las relaciones existentes entre estas. Al determinar las relaciones de corte, desplazamientos y/o deformaciones de estas estructuras, es posible establecer las temporalidades relativas de estas y la posible evolución tectónica del plutón y sus diques.

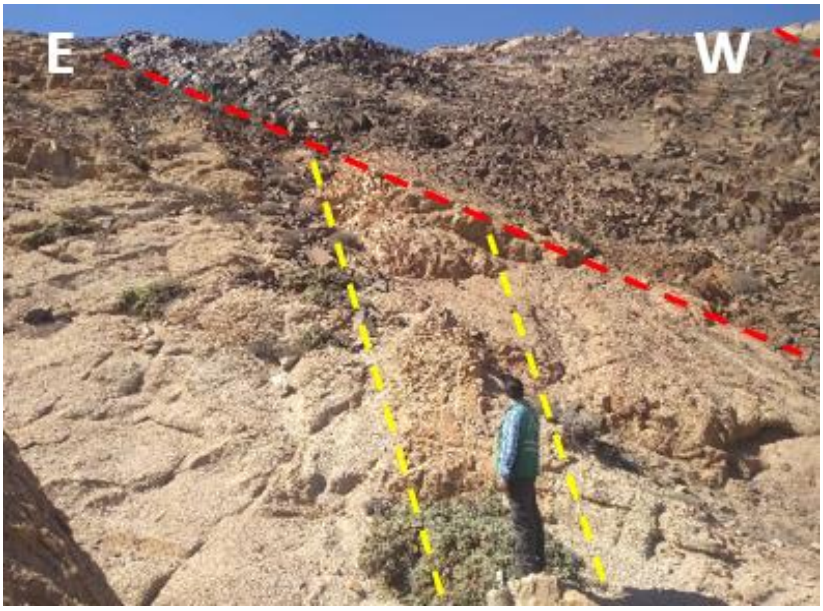


Figura 5.18: Ejemplo de relación de corte entre estructuras, donde se aprecia que un dique de composición tonalítica (delimitado por líneas amarillas) es cortado por un dique de composición microdiorítica.

A raíz de determinaciones de campo y mediante análisis de imágenes satelitales, se establecieron las relaciones de corte entre las diversas estructuras presentes en el área de estudio

De acuerdo a estos criterios, la temporalidad relativa queda definida por: (i) Diques microdioríticos y tonalíticos finos poco potentes con orientación ~NS, (ii) potentes diques microdioríticos (grupo E) con orientación promedio de ~N48°E, (iii) potentes diques pórfidos microdioríticos (grupo B) y fallas normales (estructuras T de

Riedel) con orientación promedio ~N42°W, (iv) diques gabroicos (grupo C), vetas de cuarzo-turmalina y fallas sinestrales sintéticas R con orientación promedio de ~N14°W, (v) diques gabroicos de potencia variable (grupo A) y fallas dextrales antitéticas R' con orientación promedio de ~N68°W; y (vi) Diques máficos poco potentes (grupo D) y fallas sinestrales sintéticas P mineralizadas con orientación promedio de ~N13°E (Fig.5.19).

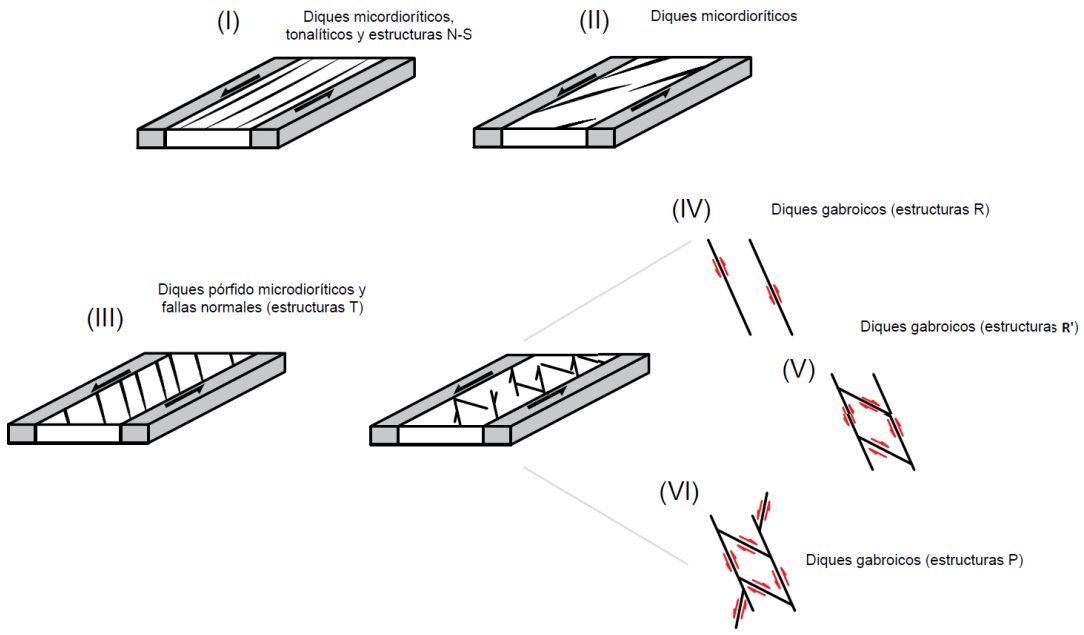


Figura 5.19: Temporalidad relativa de las estructuras emplazadas en el plutón Cerros del Vetado, (I) se emplazan los diques N-S, estructuras más antiguas del plutón, (II) potentes diques microdioríticos orientados NE-SW, (III) potentes diques, fallas normales (estructuras T), (IV) fallas sinestrales sintéticas R, (V) fallas dextrales antitéticas R', y finalmente (VI) fallas sinestrales sintéticas P.

Los diques microdioríticos y tonalíticos finos con dirección ~NS, son las estructuras más antiguas emplazadas en el plutón, ya que se encuentran cortados y en algunos casos desplazados por todas las estructuras del área (Fig. 5.20a), sin embargo, en algunas zonas del plutón, esto no se cumple, ya que estos cuerpos parecen cortar y deformar levemente a otros diques, lo cual sugiere una posible reactivación de dichas estructuras (Fig. 5.20b).

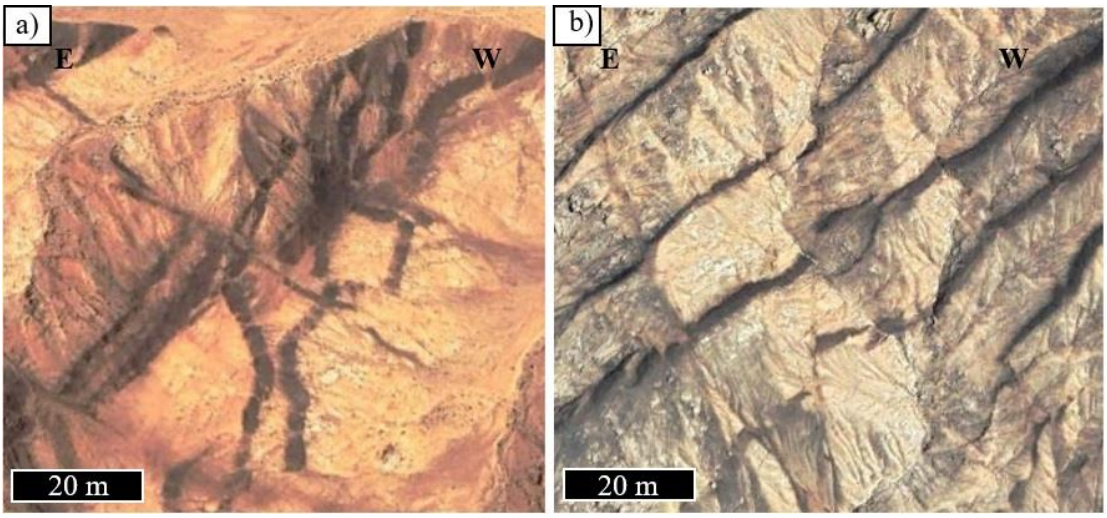


Figura 5.20: Ejemplo de relaciones de corte de diques con orientación N-S, en a) diques de composición microdiorítico son cortados y desplazados por diques gabroicos de composición gabroica (estructuras R'); y en b) los diques N-S cortan y desplazan a potentes diques microdioríticos con orientación NW-SE.

CAPÍTULO VI: DISCUSIONES

6.1 Evolución geológica y emplazamiento del plutón

El plutón Cerros del Vetado se emplazó en el Complejo Epimetamórfico Chañaral durante el Triásico superior-Jurásico inferior, intruyendo a metaarenitas en el margen oeste del área de estudio (Godoy y Lara, 1998). Se plantea que el emplazamiento de este tipo de plutones sintectónicos durante el Triásico-Jurásico se produce a lo largo de una zona de cizalle dúctil. El ascenso de estos cuerpos se asocia a fallas transtensionales en etapas tempranas de la evolución del arco, donde el cizallamiento de estas obedece a la historia del mismo (González, 1999). Al este del área de estudio, en el plutón Cerros del Vetado, se observó una posible foliación magmática, donde cristales de plagioclasas se encuentran orientados ~NS, lo cual sugiere que el origen de este plutón es, al menos en parte, sintectónico. Las fallas descritas en las secciones 3.2.1 y 5.5.2, las cuales corresponden a fallas transtensionales (sinestrales-normales) y antitéticas (dextrales-normales), asociadas al Sistema de Fallas de Atacama, habrían generado un corredor subvertical, a lo largo del cual se habría producido el ascenso y emplazamiento del plutón Cerros del Vetado, lo que es concordante a lo propuesto por González (1999).

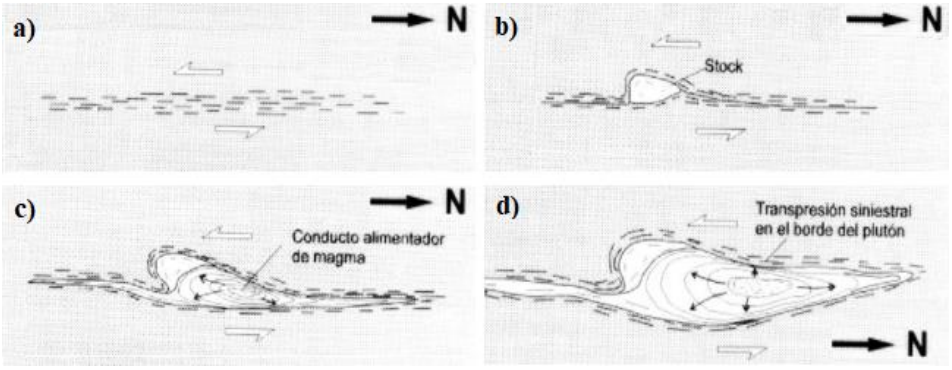


Figura 6.1: Modelo para emplazamiento plutónico, en el cual se concideran cuatro fases: en primer lugar a) se produciría una cizalle dúctil, b) seguido de un plegamiento de la zona de cizalle e intrusión de un *stock*, posteriormente c) se daría la inyección de magma en la zona de cizalle formando una cámara magmática y; finalmente d) se generaría la expansión y consolidación del plutón. Modificado de González (1999).

En zonas al oeste del área de estudio es posible encontrar rocas de caja con presencia de xenolitos de composición diorítica (descritos en la sección 5.1.1), los cuales son producto de bloques de roca de caja incluidos en el magma que dio origen a la roca ígnea cristalizada, donde rocas de caja frágiles caen dentro del magma que origino el plutón, produciendo *stoping* magmático, lo cual propicia que el magma ascienda ocupando dicho lugar (Ahren *et al.,* 1981). La presencia de xenolitos y enclaves en el intrusivo granodiorítico que constituye el plutón Cerros del Vetado, indica que este intruyó a uno o más cuerpos intrusivos anteriores, y a su vez, que se produjo al menos un pulso magmático contemporáneo a su formación. En los enclaves se hace evidente la presencia de feldespato potásico y cuarzo provenientes del magma huésped, lo cual es propio de texturas de desequilibrio (Fig. 5.1), lo que sugiere que, al momento de interactuar dos magmas, los cristales formados tempranamente en el magma más félsico reaccionaron con/son incluidos en el magma más máfico, reequilibrándose a las nuevas condiciones de presión, temperatura y composición (Coloma *et al.,* 2017).

6.2 Relaciones de ángulo y cinemática de estructuras principales

Las estructuras geológicas presentes en el área de estudio corresponden fundamentalmente a diques, a vetas y vetillas, y fallas normales y de rumbo generalmente sub-verticales.

Las estructuras emplazadas en el plutón Cerros del Vetado, se pueden definir dentro de un *modelo de cizalle de Riedel*, que en este sistema *strike-slip*, controla el emplazamiento de magmatismo (plutón y diques) y mineralización-alteración. Correlacionando las aptitudes y los desplazamientos obtenidos para las estructuras (principalmente diques) del área de estudio, es posible establecer su relación genética. Se presenta la siguiente evolución del sistema *strike-slip* en concordancia al modelo de Riedel (1929) (Fig. 6.2):

(i) Desarrollo de la falla principal del sistema y diques con orientación ~N-S, los cuales presentan desplazamientos sinestrales.

(ii) Diques definidos como grupo A (orientados ~N60°-70°W; capítulo 5.5.1) se asocian al desarrollo de estructuras de tipo R', presentando desplazamientos dextrales antitéticos y una orientación de ~72°W con respecto a la falla principal (FP).

(iii) Diques definidos como grupos C (orientados ~N10°-20°W) y D (orientados ~N10°-20°E), se emplazarían por estructuras sinestrales sintéticas R (~17° W respecto a FP) y P (~10°E respecto a FP) respectivamente.

(iv) Finalmente, los potentes diques definidos dentro del grupo B (con orientaciones ~N40°-50°W), se encuentran emplazados por estructuras tensionales T, correspondiente a fallas normales orientadas ~45°W de la FP.

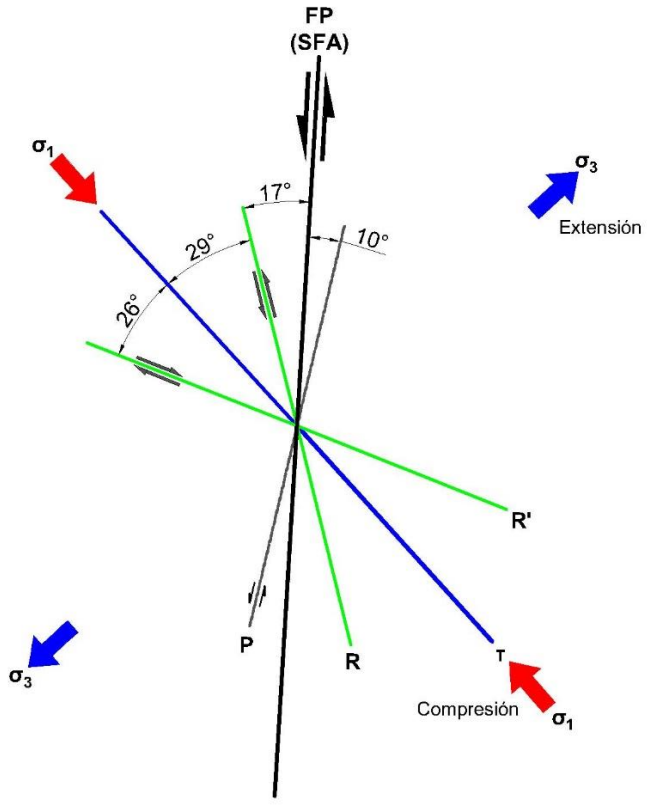


Figura 6.2: Modelo de cizalle de Riedel propuesto para el área de estudio, donde se observa las direcciones de *stress* máximo σ1 (compresión) y mínimo σ3 (extensión).

6.3 Evolución sistema *strike-slip* en el Sistema de Fallas de Atacama

Una de las características más destacables del plutón Cerros del Vetado, son los potentes diques que lo cruzan en direcciones NW-SE, NNW-SSE, NE-SW y NNE-SSW, los cuales se relacionan 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 área de estudio está dado por un segmento ~N-S de la Zona de Fallas de Atacama, la cual presenta principalmente movimientos sinestrales-normales. Este se habría desarrollado en un régimen de esfuerzo transtensional, producto la oblicuidad de la subducción durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior (Scheuber y González, 1999), donde la dirección del *stress* principal ($\sigma 1$) sería pseudo paralelo a la subducción (~N30°W; Scheuber *et al*., 1994), durante esta se emplazaron los diques más antiguos del área de estudio, los cuales corresponden a cuerpos microdioríticos y tonalíticos de potencia variable orientados ~N-S (Fig.6.3I).

Los diques más abundantes del área de estudio, corresponden a potentes cuerpos de composición microdiorítica orientados hacia el NE-SW, con una dirección promedio de ~N48°E. Estas estructuras no se explican con el modelo de Riedel propuesto para el plutón Cerros del Vetado (Fig. 6.2), sin embargo el emplazamiento de estos diques puede ser explicado 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 ($\sigma 1$), pasa de estar pseudo paralelo a la subducción oblicua a estar completamente en la vertical (Veloso *et al.*, 2015) (Fig.6.2II).

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, y dando lugar al emplazamiento de un set de diques en dirección ~NW-SE (estructuras T). Esto se correlaciona con un set de potentes diques con una orientación promedio de ~N42°W, emplazados en el área de estudio (Fig.6.3III), los cuales presentan una composición principalmente microdiorítica y pórfido diorítica, siendo posteriores a los diques con orientación ~NE-SW ya que se encuentran cortando a estos últimos.

Durante este régimen de esfuerzos, además de los potentes diques ~NW-SE, se emplazan diversos sets de diques posteriores, a través de fallas y/o fracturas de Riedel secundarias relacionadas a la estructura principal ~NS. Primeramente, se genera un set de diques poco potentes de composición gabroica con orientación promedio N14°W, asociados a fallas sintéticas R, con desplazamientos sinestrales (Fig.6.3IV). Posteriormente se emplazarían diques gabroicos con una orientación promedio N68°W, los cuales son antitéticos a la estructura principal del área de estudio (estructuras R') (Fig.6.3V). Finalmente se emplazaría un set de diques poco potentes de composición máfica (gabroicos y microdioríticos), sintéticos a la estructura principal y con orientación promedio N13°E (estructuras P; Fig.6.3VI).

Algunos autores (e.g. Brown *et al.*, 1993; Scheuber y González, 1999) proponen que durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, el desplazamiento sinestral en el sistema de Fallas de Atacama indica un alto grado de acoplamiento en un régimen de subducción de alto *stress*. Esto provocaría una reactivación de las estructuras N-S generadas en el Jurásico Inferior (Fig. 6.3I y 6.3VII). En algunas zonas del área de estudio los diques microdioríticos y tonalíticos finos en dirección ~N-S, los cuales coinciden con la orientación de las estructuras más antiguas del plutón, se encuentran cortando a sets de diques emplazados posteriormente (Fig.5.20), lo cual se explica por una reactivación de estas estructuras a raíz del desplazamiento sinestral del Sistema de Fallas de Atacama y al régimen tectónico de alto *stress*.

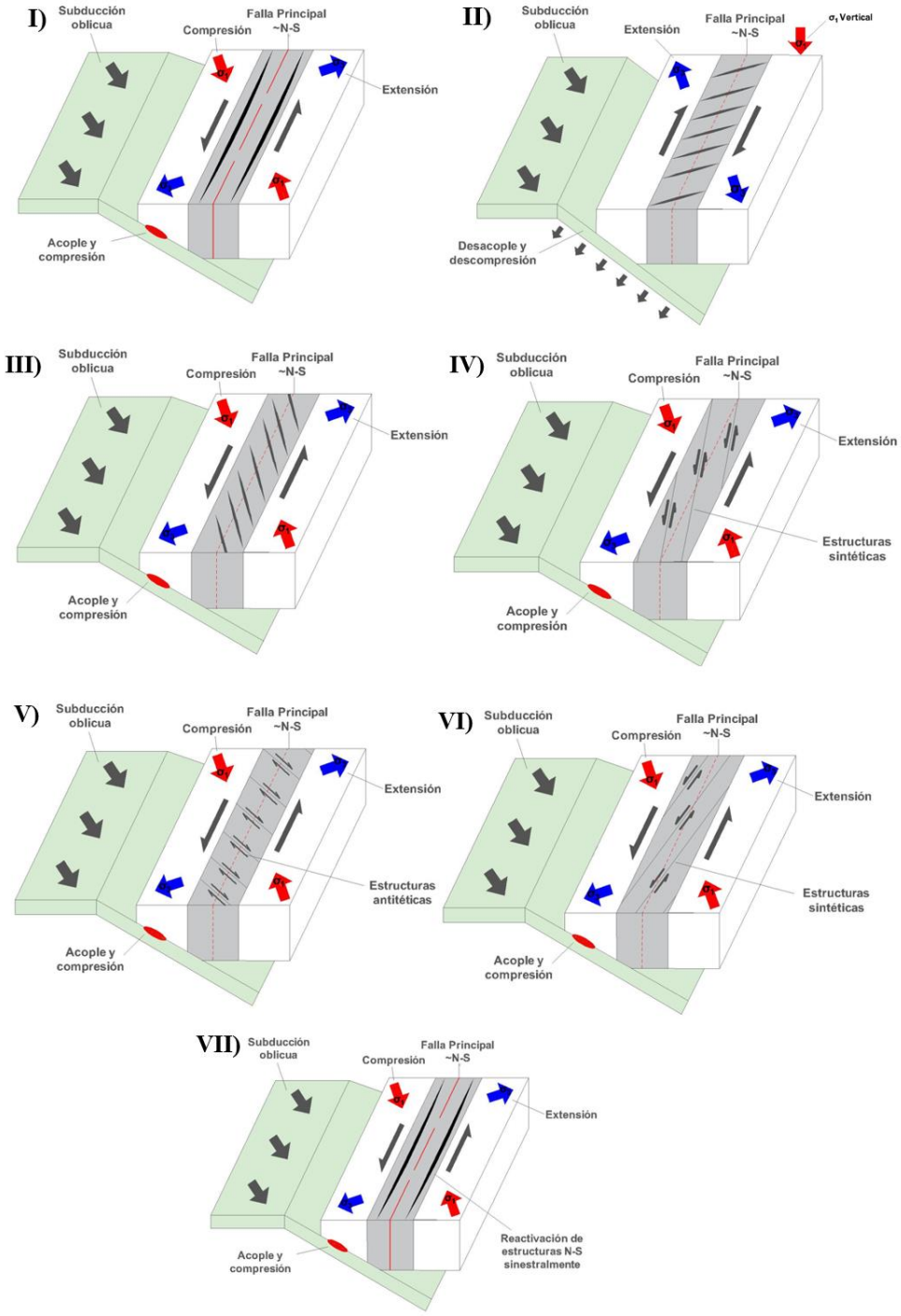


Figura 6.3: Evolución propuesta para el marco geotectónico y control estructural del área de estudio. I) Generación de falla principal y estructuras N-S subparalelas; II) generación de potentes diques N-E mediante desacople y cambio en el tensor de esfuerzo; III) Generación de potentes diques N-W por reacople; IV) generación de diques sintéticos; V) generación de diques antitéticos; VI) generación de diques sintéticos NNW-SSE y; VII) reactivación de estructuras N-S sinestralmente.

6.4 Control estructural sobre la mineralización en el área de estudio

En el área de estudio la mineralización, corresponde a los denominados “óxidos de cobre”, principalmente crisocola y brochantita, las cuales se observaron asociadas a planos de falla en forma de patinas y asociadas a pequeñas vetas de cuarzo-turmalina con presencia de epidota, clorita y limonitas ferríferas como hematita y jarosita. En menor cantidad, también es posible encontrar sulfuros de cobre como calcopirita, asociada a diques y a una incipiente brechización con presencia de cuarzo-turmalina.

Las pequeñas vetas emplazadas en el plutón Cerros del Vetado, así como los diques y fallas asociados a mineralización, corresponden a fracturas con manteos verticales a sub-verticales, con una tendencia de rumbos con dirección preferencial NW y NE, variando entre N10°-30°W y N10°E, observadas no solo en superficie, sino también en profundidad, aprovechando diversos laboreos mineros.

La configuración en la orientación y naturaleza de vetas y fallas mineralizadas son atribuibles a un desarrollo común con el sistema de Riedel propuesto para el área de estudio (Fig. 6.2), el cual se generó a partir de movimientos transcurrentes principales ~N-S, con desplazamientos sinestrales-normales, coincidiendo con las fallas asociadas R y P definidas anteriormente. Esto se sustenta principalmente en el hecho que, al momento en el que se emplazó la mineralización en el plutón Cerros del Vetado, el margen norte de Chile, se regía bajo condiciones transtensionales, con desplazamientos sinestrales relacionados al retroceso de la fosa (Charrier *et al.* 2007; Oliveros *et al*., 2020).

La relación espacial entre la mineralización hipógena de cobre y los cuerpos intrusivos menores como diques o *sills*, permite concluir sobre un origen hidrotermal asociado a intrusivos, lo cual es consistente con la teoría expuesta por Espinoza (1981).

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1 Conclusiones

- El plutón Cerros del Vetado es un cuerpo intrusivo sintectónico emplazado durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior a través de una zona de cizalle generada en los inicios del SFA. En él se emplazan numerosos diques de composición máfica, con orientaciones preferenciales NW-SE, NNW-SSE, NE-SW y NNE-SSW.
- La presencia de xenolitos y enclaves en la roca de caja granodiorítica, indica que el plutón intruyó al basamento metamórfico y su emplazamiento ocurrió en más de un pulso magmático contemporáneo.
- Los numerosos diques emplazados en el plutón corresponden a cuerpos hipabisales de distinta composición, distinguiendo diques de composición microdiorítica, gabroica, pórfido microdiorítica y tonalíticos.
- El control estructural se asocia a un segmento N-S del Sistema de Fallas de Atacama, el cual es la estructura principal del área de estudio, a partir de la cual se generan diversas fracturas sintéticas y antitéticas, definidas como R, P y R', además de estructuras que no presentan cinemática definida, como las estructuras T, la cuales caben dentro de lo propuesto por el modelo de cizalle de Riedel.
- Un periodo de desacople producto de un *slab rollback* produjo el emplazamiento de numerosos diques con dirección NE-SW, mientras que un posterior reacoplamiento habría provocado la reactivación de estructuras N-S.
- Existe mineralización, principalmente de "óxidos" de cobre y en menor medida sulfuros de cobre, que se asocia a fallas, a pequeñas vetas de cuarzo sub-verticales y a diques con brechización.
- El plutón Cerros del Vetado y su desarrollo estructural en el SFA, se encuentra dentro de lo propuesto para el desarrollo de un sistema *pull-apart*, 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.

7.2 Recomendaciones

- Existen numerosos laboreos mineros en diversas zonas del área de estudio que aprovechan la mineralización presente en ella, los cuales parecen abandonados o con muy poca actividad. La existencia de estos laboreos mineros indica que, en cierta medida, la extracción mineral en el plutón pudo haber sido económicamente rentable. Por esta razón se recomienda llevar a cabo una campaña de exploración enfocada a las estructuras mineralizadas del mismo, para establecer leyes minerales y determinar si podría llegar a ser económicamente viable su explotación en la actualidad.
- Existen estudios paleomagnéticos en diversas zonas de la Cordillera de la Costa del norte de Chile. Algunos de estos estudios consideran al plutón Cerros del Vetado, tomando datos sobre el paleomagnetismo de éste como parte de un estudio general sobre los plutones de la Cordillera de la Costa. Los resultados arrojados por estos estudios determinan que existe cierta rotación de bloques en sentido horario para el plutón, sin embargo, los estudios realizados en las estructuras del mismo en el presente trabajo, sugieren que para esta área no existe una mayor rotación tectónica, ya que las orientaciones, principalmente de diques y fallas, cuyas cinemáticas caben dentro de lo esperado para un sistema controlado por el Sistema de Fallas de Atacama. Por esta razón, se recomienda la realización de un estudio paleomagnético enfocado exclusivamente en el plutón Cerros del Vetado y en sus numerosos diques, con el fin de determinar (i) si existe realmente una rotación tectónica en el plutón, (ii) si solo algunos sectores o bloques experimentan rotación, y (ii) si existe remagnetización.

CAPÍTULO VIII: REFERENCIAS

Ahren, J.L., Turcotte, D.L., Oxburgh, E.R. (1981). On the upward migration of an intrusión. *J.Geol*. 89, 421-432.

Alarcón, M., Oliveros, V., Creixell, C. (2015). Condiciones de metamorfismo de una cuenca de antearco paleozoica a los 29°S, regiones de Atacama y Coquimbo, Chile. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile.

Allmendinger, R.W. (1987). Técnicas Modernas de Análisis Estructural. Asociación Geológica Argentina. Serie B: Didáctica y Complementaria Nº16. 90 p.

Anderson, E.M. (1951). The Dynamics of Faulting and dyke formation with applications to Britain, 2nd ed., 206 p., Oliver and Boyd, Edinburgh.

Araneda, A., Capelli, M., Araneda, M. (2017). Modelo estructural de sector norte de la Península de Mejillones, Chile. *Revista Geofísica* 67, 117-130.

Araña, V., Martin, J. (1993). La Volcanología Actual. Madrid: Editorial C.S.I.C, 21-22.

Arévalo, C., Grocott, J., Welkner, D., Cruden, A. (2004). Fault-assisted vertical pluton growth, Andean magmatic arc batholith, northern Chile (25° to 29°S). In International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior General Assembly, Proceedings, CD-ROM. Pucón.

Bahlburg, H., Breitkreutz, C., Zeil, W., (1986). Palaozoische Sedimente Nordchiles. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe* A 66, 147-168.

Barbarin, B. (2005). Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80(1), 155-177.

Baer, G. (1995). Fracture propagation and magma flow in segmented dykes: field evidence and fabric analyses, Makhtesh Ramon, Israel. In: Baer. G., Heimann, M. (Eds.), Physics and Chemistry of Dykes. Makhtesh Ramon, Israel, 125-140.

Bagdassarov, N., Dorfman, A. (1998). Granite rheology: magma flows and melts migration. *Journal of the Geological Society of London* 155, 863-872.

Bateman, R. (1984). On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics* 110, 211-231.

Bell, C. (1982). The Lower Paleozoic metasedimentary basement of the coastal range of Chile between 25°30' and 27°S. *Revista Geológica de Chile* 9 (3), 21-29.

Bell, C. (1987). The late Paleozoic evolution of the gondwanaland continental margin in northern Chile. *Geophysical Monograph Series* 40, 261-270.

Berg, K., Breitkreutz, C. (1983). Mesozoiche plutone in der nordchilenischen Kustenkordillere: Petrogenese, geochronology, geochemie und geo-dynamik mantelbetonter magmatite, *Geotekton. Forsch* 66, 1-107.

Berg, K., Baumann, A., (1985). Plutonic and metasedimentary rocks from the Coastal range of northern Chile. Rb-Sr and U-Pb isotope systematics. *Earth Planet. Sci. Lett*. 75, 101-115.

Best, M.G. (1982). Igneous and metamorphic petrology. Blackwell Publishing, Turin, 735 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, 1165-1174.

Buddington, A.F. (1959). Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America Bulletin* 70, 671-747.

Callot, J-P., Geoffroy, L. (2004). Magma flow directions in the East Greenland dyke swarm inferred from studies of anisotropy of magnetic susceptibility: magmatic growth of a volcanic margin. *Geophysical Journal International* 159, 816-830.

Castaño, L., Druguet, E. (2008). Emplazamiento y deformación de diques con morfología zig-zag en rocas bandeadas y foliadas. *Sociedad Geológica de España*, *Geogaceta*, 45, 11-14.

Castillo, D. (2018). Relación entre los intrusivos filonianos y las fases de deformación descritas en la Formación Las Tórtolas, Norte de Chile, Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Castro, A., Moreno-Ventas, I., De La Rosa, J.D. (1991). Multistage crystallization of tonalitic enclaves in granitoid rocks (Hercynian belt, Spain): implications for magma mixing, *Geologische Rundschau*, 80, 109-120.

Castro, A., Fernández, C. (1998). Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela Pluton, Spain. *Journal of Structural Geology* 20 (9), 1219-1228.

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, 105-125.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) The Geology of Chile. *The Geological Society of London*, 21-114.

Clemens, J.D. (1998). Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London* 155, 843-851.

Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., Ducea, M. (2017). Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology* 44(2), 147-178.

Correa-Gomes, L.C., Souza Filho, C.R., Martins, C.J.F.N., Oliveira, E.P., (2001). Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology* 23, 1415-1428.

Creixell, C., Parada, M.A., Morata, D. (2006). Contrasting tectono-magmatic styles in the Late Paleozoic and Middle Jurassic batholiths of central Chile. XI Congreso Geológico Chileno. Cd-Rom volume, 189-192. Antofagasta.

Creixell.C. (2007). Petrogénesis y emplazamiento de enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile central (30º- 33º45' S) e implicancias tectónicas en el desarrollo del arco Jurásico – Cretácico temprano. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias/mención Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, 17-25 p.

Creixell, C., Parada, M., Morata, D., Vásquez P., Pérez de Arce, C., Arriagada, C. (2011) Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in Central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology* 38 (1), 37-63.

Dallmeyer, D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G., Treloar. (1996). Mesozoic Magmatic and Tectonic Events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27° 30'S, North Chile: Constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ Mineral Ages. *The Journal of Geology* 104 (1), 19-40.

Delaney, P.T., Pollard, D.D. (1981). Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Ship Rock, New Mexico. *Geological Survey Professional paper* 19, 59-61.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J., Mckee, E.H. (1986). Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research* 91, 4920–4938.

Díaz, F. (1986). Hoja Salvador, borradores de terreno (Inédito). *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Santiago.

Elkins-Tanton, L.T., Grove, T.L. (2001), shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc. *Geology*, 29, 631-634.

Emerman, S., Marrett, R. (1990). Why dikes?. *Geology* 18, 231-233.

Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C., Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G. (2002). Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, *petrogenetic considerations and alternative heat sources. Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 15-36.

Ernst, R.E., Grosfils, E.B., Mège, D. (2001). Giant dike swarms: Earth, Venus and Mars. Annual Reviews *Earth and Planetary Sciences* 29, 489-534.

Espinoza, S. (1981). Esbozo metalogénico del distrito de Michilla, II Región, Chile. In Coloquio sobre Volcanismo y Metalogénesis, No. 1, Actas, Universidad del Norte, Departamento de Geociencias, Antofagasta, 71-81.

Féménias, O., Diot, H., Berza, T., Gauffriau, A., Demaiffe, D., (2004). Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania). *Journal of Structural Geology* 26, 1401-1418.

Fernández, A., Laporte, D. (1991). Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks. *Journal of Structural Geology* 13, 337-347.

Fuentes, P. (2015). Análisis estructural y determinación del elipsoide de fábrica de forma de la Mélange de Chañaral, Región de Atacama, Chile, Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

García, F. (1967). Geología del Norte Grande de Chile, I Simposium sobre el Geosinclinal Andino, *Sociedad Geológica de Chile*, 3: 138, Santiago, Chille.

Gelcich, S. (1998). Metalogénesis de los cuadrángulos El Salado y Quebrada Guamanga, Cordillera de la Costa, III Región de Atacama. Tesis de magister, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile. 112 p.

Geoffroy, L., Callot, J.P., Aubourg, C., Moreira, M. (2002). Divergence between magnetic and plagioclases linear fabric in dykes: a new approach to defining the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14, 183-190.

Glazner, A., Bartley, J., Carl, B. (1999). Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic Independence dike swarm, California. *Journal of Structural Geology* 21, 1275-1283.

Godoy, E., Lara, L. (1998). Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No 5-6, mapa escala (1:100.000), Santiago.

Godoy, E., Lara, L. (2005). Hoja El Salvador Occidental, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No 90, mapa escala (1:250.000), Santiago.

González, G., Scheuber, E. (1997). La tectónica del arco magmático de Jurásico-Cretácico inferior, Cordillera de la Costa (22-26°S), Norte de Chile: una historia de deformación cortical en un límite de placas convergentes. Comunicación presentada en VII Congreso Geológico Chileno, Universidad Católica del Norte, Antofagasta (Chile).

González, G. (1999). Mecanismo y profundidad de emplazamiento del Plutón de Cerro Cristales, Cordillera de la Costa, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26(1), 43-66.

González, G., Cembrano, J., Carrizo, D., Macci, A., Shneider, H. (2003). The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 321-342.

Grocott, J., Taylor, G., Treolar, P., Wilson, J. (1995). Magmatic arc fault systems in the Mesozoic of northern Chile. *Andean Geoscience Workshop*, Abstrace Kingston University, 14 p.

Grocott, J., Taylor, G. (2002). Sistemas de Falla de Arco Magmático, Deformación, Particionamiento y Emplazamiento de los Complejos Graníticos en la Cordillera de la Costa de los Andes del Norte Chileno. *Journal of the Geological Society of London* 159, 425-442.

Grove, T.L. (2000). Origin of magmas. En: Sigurdsonn, H., editor, Encyclopedia of Volcanoes, New York: Academic Press, 133-147.

Gudmundsson, A. (1983). Form and dimensions of dykes in eastern Iceland. *Tectonophysics* 95, 295-307.

Gudmundsson, A. (1995). The geometry and growth of dykes. In: Baer, G. Heimann, A. (eds.) Physics and chemistry of dykes. Balkema, Rotterdam, 23-24.

Gudmundsson, A. (1995). Dynamics of volcanic systems in Iceland: Example of Tectonism and Volcanism at Juxtaposed Hot Spot and Mid-Ocean Ridge Systems. *Rev. Earth Planet* 28, 107-140.

Guineberteau, B., Bouchez, J.-L., Vigneresse, J. L. (1987). The Mortagne granite pluton'(France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications. *Bull. Geol. Soc. Am.* 99, 763-70.

Hanmer, S., Passchier, C.W. (1991). Shear-sense indicators: a review. *Geological Survey of Canada* 90, 1-72.

Harris, N.; Ayres, M.; Massey, J., (1995). Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *J. Geophys. Res.* 100, 15767-15777.

Hibbard, M.J., (1991). Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems: Enclaves and granite petrology: Amsterdam, Elsevier, 431-444.

Hidalgo, C. (2011). Aproximación a la dirección de flujo magmático y variaciones composicionales, mineralógicas y texturales de diques máficos del Complejo Plutónico Illapel, memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Hoek, J.D. (1991). Mafic Dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica. Ph.D. Thesis (unpublished), University of Utrecht, 134 p.

Hutton, D.H.W. (1982). A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London* 139, 615-631.

Ildefonse, B., Launeau, P., Bouchez, J-L., Fernández, A. (1992). Effect of mechanical interactions on the develpment of shape preferred orientacions: a two-dimensional experimental approach. *Journal of Structural Geology* 14, 73-83.

Ishihara, S. (1985). Concentration of heavy metals during granitoid magmatic processes. In Mineral resources and engineering geology (Sasaki, A. *et al*.; editors). John Wiley and Sons, 24-27.

Jaillard, E., Soler, P., Crlier, G., Mourier, T. (1990). Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society of London* 147, 1009-1022.

Jelsma, H.A., Van der Beek, P.A., Vinyu, M.L. (1993). Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diapiric batholiths. *Journal of Structural Geology* 15 (2), 163-176.

Johnson, A.M., Pollard, D.D. (1973). Mechanisms of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah. Field observations, Gilbert's model, physical properties and flow of the magma. *Tectonophysics* 18, 261-309.

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A.B., Tshoso, G., Le Gall, B., Tiercelin, J.J., Capiez, P. (2004). The Karoo triple junction questioned: evidence from Jurassic and Proterozoic 40Ar/39Ar ages and geochemistry of the giant Okavango dyke swarm (Botswana). *Earth and Planetary Science Letters* 222, 989-1006.

Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., Kampunzu, A.B., Le Gall, B. (2006). Basement control on dyke distribution in Large Igneous Provinces: Case study of the Karoo triple junction. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 307-322.

Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., Whitehouse, M.J. (2007). Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon, *Science* 315, 980-983.

Klügel, A., Walter, T., Schwarz, S., Geldmacher, J. (2005). Gravitational spreading cause's en-echelon diking along a rift zone of Madeira Archipelago: an experimental approach and implications for magma transport. *Bulletin of Volcanology* 68, 37-46.

Kretz, R., (1991). The dilation direction of intrusive sheets. Journal of Structural Geology 13, 97-99.

Le Gall, B., Tshoso, G., Dyment, J., Kampunzu, A.B., Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H. Aubourg, C., Vétel, W. (2005). The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): its structural significance within the Karoo Large Igneous Province. *Journal of Structural Geology* 27, 2234-2255.

Lister, J.R., Kerr, R.C., (1991). Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *Journal of Geophysical Research* 96, 49-77.

Llambías, E. (2001). Geología de los cuerpos ígneos. Serie correlación Geológica 15. *Instituto Superiori de Correlación Geológica INSUGEO*, 232 p., Tucumán.

López de Luchi, M., Rapalini, A. (2002). Middle Jurassic dyke swarms in the North Patagonian Massif: The Lonco Trapial Formation in the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 625-641.

Lucassen, F., Kramer, W., Bartsch, V., Wilke, H.G., Franz, G., Romer, R., Dulski, P. (2006). Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18–27ºS): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 571-589.

Maccaferri, F., Bonafede, M., Rivalta, E. (2011). A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dike arrest and sill formation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 208, 1-2.

MCclay, K.R. (1987). The Mapping of Geological Structures. Geological Society of London Handbook. John Wiley & Sons, 161 p.

McGuire, W., Pullen, A. (1989). Location and orientation of eruptive fissures and feederdykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional tectonic stress regimes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 38, 3-4.

Mége, D., Korme, T., (2004). Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132, 283-310.

Mercado, M. (1980). Geología del área de Pan de Azúcar, escala (1:100.000). *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile, 37: 30.

Morata, D., Aguirre, L. (2003). Extensional Lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29º20' – 30ºS), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 459-476.

Moscoso, R., Mpodozis, C. (1988). Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28º-31º S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Revista Geológica de Chile* 15 (2), 151-166.

Mpodozis, C., Kay, S.M., (1990). Provincias magmáticas acidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile* 17 (2), 153-180.

Mpodozis, C., Kay, S.M. (1992). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28º to 31º S). *GSA Bulletin* 104, 999-1014.

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.

Naranjo, J. (1978) Zona interior de la Cordillera de la Costa entre los 26°00' y 26°20', escala (1:100.000), *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile.

Niemeyer, H. (1999) Apuntes de Geología Estructural, primera parte: estructuras frágiles, *Universidad de Chile*.

Ochoa, M. (2014). Geología y control tectónico de los yacimientos vetiformes y cuerpos hipabisales del sector Sierra Jesús María Comuna de Copiapó. Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

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

Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., Riley, T. (1998). The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 113-136.

Paterson, S. R., Vernon, R. H., Fowler, T. K. (1991). Aureole tectonics. *Contact Metamorphism*, 673–722.

Paterson, S. R., Fowler, T. K. Jr (1993). Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.* 15: 191-206.

Paterson, S.R., Vernon, R.H. (1995). Bursting the bubble of ballooning pluton: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *GSA Bulletin* 107, 1356-1380.

Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J. (1992). Effects of layering and anisotropy on fault geometry, *Journal of the Geological Society of London* 149, 793–802.

Pérez, E., Cooper, M., Covacevich V. (1990). Aptian ammonite-based age for the Pabellón Formation, Atacama Region, Northern Chile. *Revista Geológica de Chile* 17, 1-185.

Petford, N., Koenders, M.A. (1998). Granular flow and viscous fluctuations in low Bagnoldnumber granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London* 155, 873-881.

Petford, N. (1995). Segregation of tonalitic–trondhjemitic melts in the continental crust: the mantle connection. *J. Geophys* 100, 15735–15743.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J-L. (2000). Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust. *Nature* 408, 669-673.

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

Pichowiak, S., Breitkruz, C. (1983). Volcanic Dykes in the North de Chilean Coast Range. *Geologische Rundshcau* 73 (3), 853-868.

Pindell, J., Cande, S.C., Pitman, W., Rowley, D., Dewey, J., Labrecque, J., Haxby, W. (1988). A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics* 155, 121-138.

Pitcher, W.S. (1979). The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. of London* 136, 672-62.

Pitcher, W.S. (1993). The nature and origin of granite. Blackie Academic & Professional, London, 321 p.

Poli, G.E., Tommasini, S., (1991). Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoides. *Journal of Petrology* 32(3), 657-666.

Price, N.J., Cosgrove, J. W. (1990). Analysis of Geological Structures (2ª Ed.). Cambridge, United Kingdom*: Cambridge University Press*. 268 p.

Ramos, V. (1999). Rasgos estructurales del Territorio Argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. *Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR)*, Buenos Aires. *Anales* 29, 715-784.

Ramsay, J.G. (1967). Foldfing and Fracturing of Rocks. McGraw-Hill, New York. 567 p.

Ramsay, J.G. (1989). Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol*. 11, 191-209.

Randall, D.E., Taylor, G.K. (1996). Major crustal rotation in the Andean margin: Paleomagnetic results from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Geophysical Research* 101(7), 783-798.

Ray, R., Sheth, H., Mallik, J. (2007). Structure and emplacement of the Nandurbar–Dhule mafic dyke swarm, Deccan Traps, and the tectonomagmática evolution of flood basalts. *Bulletin of Volcanology* 69, 537-551.

Reinoso, F. (2018). Análisis estructural y petrográfico de "El Caos de Puquios" y su relación con los procesos geotectónicos extensionales, Región de Atacama, Chile, Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Rodríguez, N. (2015). Petrología y Geoquímica del Plutón Flamenco en su contacto norte valoración de los procesos de interacción entre los magmas y su encajante en el Batolito de la Costa, Norte de Chile, Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Rojo, M. (1985). Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. IV Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 1, 514-533.

Rubin, A.M., (1993) a. Dikes vs. diapirs in viscoelastic rock. *Earth Planet. Sci. Lett*. 119, 641–659.

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

Scheuber, E., González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic – Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22º-26º S): a history of crustal deformation along aconvergent plate boundary. *Tectonics* 18(5), 895-910.

Schmidt, M.W., Poli, S. (1998). Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters* 163, 361–379.

Sebai, A., Féraud, G., Bertrand, H., Hanes, J., (1991). $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating and geochemistry oftholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 455-472.

Segerstrom, K, Parker, R. (1959). Cuadrángulo Cerrillos: Provincia de Atacama, escala (1:50.000), *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Carta Geológica de Chile, 2: 33.

Segev, A. (2000). Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces. Tectonophysics, 325, 257-277. SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile, escala 1:1.000.000, Santiago.

Skarmeta, J. (1993). Mecanismos de emplazamiento, deformación y transición de diques a filones manto en sedimentos jurásicos y cretácicos del norte de Chile. *Revista Geológica de Chile* 20 (2), 207-227.

Sneddon, I.N., Lowengrub M. (1969). Crack problems in the classical theory of elasticity. John Wiley, New York, 221 p.

Steven, H. (1990). Emerman Randall Marrett Why dikes? Department of Geological Sciences. Snee Hall, Conell University.

Storey, B.C., Leat, P., Weaver, S., Pankhurst, R., Bradshaw, J., Kelley, S. (1999). Mantle plumes and Antarctica-New Zealand rifting: evidence from mid-Cretaceous mafic dykes. *Journal of the Geological Society of London* 156, 659-672.

Streckeisen, A. (1976). To each plutonic Rock its proper name. Earth Science Rev. Bd. 12, 1-33.

Suzaño, N., Beccio, R., Nieves, A., Sola, A., Ortiz, A. (2015). Magma mixing on the Famatinian magmatic arc from northwest Argentina: Example in the Diablillos intrusive complex, southern Puna. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32(3), 433-454.

Tarney, J., Jones, C. (1994). Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. *Journal of the Geological Society* 151, 855-868.

Tibaldi, A. (2003). Influence of cone morphology on dykes, Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126, 1-2.

Tobisch, O., Cruden, A. (1995). Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology* 23, 941-944.

Veloso, E., Gomila, R., Cembrano, J., Gonzáles, R., Jensen, E., Arancibia, G. (2015). Stress fields recorded on large-scale strike-slip fault systems: Effects on the tectonic evolution of crustal slivers during oblique subduction. *Tectonophysics* 664, 244-255.

Venegas, D. (2015). Caracterización, génesis y evolución de Mina Maciso, depósito pegmatítico tipo tierras raras, Cordillera de la Costa, Región de Atacama, Chile, Tesis para optar al título de Geólogo, Universidad de Atacama, Copiapó, Chile.

Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J., Cancino, A., (1995). Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107, 1427-1440.

Weinberg, R.F., Podladchikov, Y. (1994). Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle. *J. Geophys*. 99, 9543-9559.

Weinberg, R.F., (1996). The ascent mechanism of felsic magmas: news and views. Trans. *R. Soc. Edinburgh*: *Earth Sciences* 87, 95-103.

Zharikov, V.A., Pertsev, N.N., Rusinov, V.L., Callegari, E., Fettes, D.J. (2007). Metasomatism and metasomatic rocks. *Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas* 9. 1-5.