



UNIVERSIDAD DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GEOLOGÍA Y CONTROL ESTRUCTURAL DEL PLUTÓN EL MORRO, CALDERA, CHILE.

Brian Alejandro Mora Pizarro

2022



UNIVERSIDAD DE ATACAMA

FACULTAD DE INGENIERÍA
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

GEOLOGÍA Y CONTROL ESTRUCTURAL DEL PLUTÓN EL MORRO, CALDERA, CHILE.

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

Profesor guía: Dr. Gonzalo Galaz Escanilla.

Brian Alejandro Mora Pizarro

Copiapó, Chile, 2022.

La mejor forma de predecir el futuro, es creándolo.

A Daira, Mónica y Cristián.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, dar las gracias a mi familia por estar siempre en los momentos de mayor complejidad, por su apoyo incondicional, su preocupación y amor.

Estaré eternamente agradecido de mi profesor guía, el Dr. Gonzalo Galaz Escanilla quien con su conocimiento me guió y brindó el apoyo necesario para concluir esta investigación.

Doy gracias a mis compañeros de universidad y amigos, quienes fueron un pilar fundamental en mi desarrollo profesional.

Agradezco a la vida, que me permitió conocer a excelentes personas, algunas de las cuales ya no se encuentran con nosotros (E.L.S.P) y que por su carisma siempre llevaremos en nuestros corazones.

Doy infinitas gracias a la familia N. Diaz, quien con su apoyo, cariño y generosidad me ayudó durante gran parte de mi etapa universitaria.

Finalmente le doy las gracias al destino, por permitirme estudiar esta hermosa carrera y ver con otros ojos, lo maravilloso que es el lugar en donde vivimos.

A Kenay, Koda y Zidka

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. Problema de investigación _____	1
1.2. Objetivos _____	3
1.2.1. Objetivo general	3
1.2.2. Objetivos específicos	3
1.3. Área de estudio, ubicación y accesos _____	4
1.4. Estudios previos _____	5
1.5. Hipótesis de trabajo _____	6

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO.....7

2.1. Texturas de las rocas ígneas y su directa relación con el tiempo de enfriamiento _____	7
2.2. Mecanismos de emplazamiento de plutones _____	8
2.2.1. Mecanismos de ascenso magmático	8
2.2.2. Nivel de emplazamiento de plutones.....	9
2.2.3. Mecanismos forzosos v/s permisivos	11
2.3. Procesos de diferenciación magmática _____	13
2.3.1. Sistemas cerrados de diferenciación magmática.....	13
2.3.2. Sistemas abiertos de diferenciación: magmas híbridos	14
2.3.3. Propiedades físicas de magmas coexistentes y procesos de interacción	15
2.4. Enjambres de diques como indicadores de condiciones tectónicas durante su emplazamiento. __	17
2.5. Determinación de las direcciones y sentido de flujo magmático en diques _____	19
2.6. Conceptos para el análisis dinámico _____	20
2.6.1. Fuerza: Definición	20
2.6.2. Esfuerzo: Definición y unidades de medida	20
2.6.3. Componentes del esfuerzo	21
2.6.4. Tensor de esfuerzo.....	21
2.6.5. Esfuerzos principales.....	24
2.7. Tectónica de márgenes convergentes _____	26
2.8. Sistemas de fallas de rumbo _____	27
2.8.1. Grietas de tracción.....	29
2.8.2. Sistemas de fallas tipo Riedel	30
2.8.3. Modelos análogos de deformación frágil y frágil-dúctil	33
2.9. Fábricas magmáticas _____	38
2.10. Diagrama de Flinn _____	40
2.10.1. Análisis del significado de las distintas líneas y campos del diagrama.....	40
2.11. Análisis de fallas y de obtención de los esfuerzos tectónicos _____	42
2.11.1. Método de los Diedros Rectos	44
2.12. Rotación de bloques en sistemas transcurrentes _____	45

CAPÍTULO III : MARCO GEOLÓGICO.....	46
3.1. Geología Regional _____	46
3.1.1. Primera etapa del Ciclo Andino (Jurásico temprano-Cretácico temprano)	48
3.1.2. Segunda etapa del Ciclo Andino (Cretácico temprano – Paleógeno inferior)	51
3.1.3. Tercera etapa del Ciclo Andino (Paleógeno Superior - Reciente)	52
3.2. Geología Local _____	53
3.2.1. Unidades Geológicas	54
CAPÍTULO IV: METODOLOGÍAS	58
4.1. Etapa de gabinete I _____	58
4.1.1. Elaboración de base de datos	58
4.2. Etapa de terreno I _____	59
4.2.1. Mapeo y muestreo	59
4.3. Etapa de gabinete II _____	60
4.3.1. Descripción petrográfica.....	60
CAPÍTULO V: UNIDADES LITOLÓGICAS DEL PLUTÓN EL MORRO	61
5.1. Rocas Intrusivas _____	63
5.1.1. Unidad de Tonalita de Grano Medio (UTGM)	63
5.1.2. Unidad de Dioritas Cuarcíferas (UDC)	65
5.1.3. Unidad de Diques Micro-tonalíticos (UDMT).....	67
5.1.4. Unidad de Diques Pórfido-Dioríticos (UDP).....	70
5.1.5. Unidad de Diques Dioríticos Afaníticos (UDA).....	72
5.1.6. Unidad de Sienita Cuarcífera (USC)	74
5.2. Rocas Sedimentarias _____	76
5.2.1. Unidad Clástica-Carbonatada	76
5.2.2. Unidad Marino-Litoral	79
5.2.3. Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales.....	82
CAPÍTULO VI: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL	83
6.1. Fábricas magmáticas y emplazamiento sintectónico _____	84
6.1.1. Forma, densidad y análisis de los enclaves máficos.	85
6.1.2. Análisis en la deformación de los enclaves	88
6.2. Dominio frágil _____	90
6.2.1. Orientación de estructuras y planteamiento del modelo de Riedel	91
6.2.2. Estructuras condicionantes del emplazamiento de diques porfídicos y afaníticos.	101
6.3. Planteamiento de sistema de Riedel. _____	104
CAPÍTULO VII: DISCUSIONES	105
CAPÍTULO VIII: RECOMENDACIONES.....	112
CAPÍTULO IX : CONCLUSIONES.....	113
REFERENCIAS	116

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación geográfica del área de estudio (cuadrángulo amarillo) y ruta de acceso principal (modificado de Ministerio de Obras Públicas).....	4
Figura 2.1. Relación entre la tasa de nucleación mineral (N), crecimiento (C) y tasa de enfriamiento (extraído de Castro, 1989).....	7
Figura 2.2. Esquema ilustrativo de los distintos niveles de intrusiones magmáticas en la corteza terrestre (extraído de Best, 1982).....	9
Figura 2.3. Esquema ilustrativo de los principales mecanismos de emplazamiento (modificado de Paterson <i>et al.</i> , 1991).	11
Figura 2.4. Interpretación esquemática de los patrones de dilatación en: (A) diques perpendiculares al esfuerzo principal mínimo σ_3 , y (B) diques oblicuos a esta dirección asociados a fracturas de cizalle derivados de un sistema Riedel (extraído de Glazner <i>et al.</i> , 1999; Creixell, 2007).	18
Figura 2.5. Diferentes indicadores texturales de direcciones y sentido de flujo magmático que pueden desarrollarse en márgenes de diques (modificado de Correa-Gomes <i>et al.</i> , 2001). En este ejemplo, el dique es sub-vertical (color rojo) y su flujo es ascendente. Vista en perfil vertical.	19
Figura 2.6 Componentes del tensor de esfuerzos (modificado de Burchfiel <i>et al.</i> , 1982).....	22
Figura 2.7. Esfuerzos principales (modificado de Burchfiel <i>et al.</i> , 1982).....	24
Figura 2.8. Geometría y cinemática tridimensional de los márgenes convergentes con subducción oblicua. La convergencia oblicua impuesta por la litosfera oceánica se transfiere a la corteza continental a través del manto superior. El arco magmático acomoda una parte significativa de la componente lateral de convergencia mientras que las regiones de antearco y trasarco absorben principalmente la componente de acortamiento (modificado de Saint Blanquat <i>et al.</i> , 1998).	27
Figura 2.9. Microestructuras relacionadas a la cinemática de fallas: (A) Escalones de recristalización. (B) Escalones de estrilolitos. (C) Cantos arrastrados. (D) Escalones R.	28
Figura 2.10. Criterios de fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal “M” (extraído de Niemeyer, 1999).	28
Figura 2.11. Grietas de tracción originadas a partir de un movimiento sinistral, obsérvese la fractalidad de las estructuras (modificado de Niemeyer, 1999).....	29
Figura 2.12. Esquemas ilustrativos del sistema de Riedel originados a partir de una zona de cizalle. (Modificado de Niemeyer, 1999).	32
Figura 2.13. (A) Dispositivo experimental utilizado en la reproducción del experimento de Riedel. (B) Estructuras más frecuentes y detalle de las mismas. (C) Conjunto de estructuras que pueden aparecer en una zona de cizalla (Modificado de Tchalenko, 1970).....	34
Figura 2.14. Experimento de deformación progresiva en una banda de cizalla. (A) Gráfico esfuerzo (T) vs desplazamiento (D). (B) Cuatro estadios en el desarrollo de la cizalla: estadio I, deformación interna “pre-peak”; estadio II, estructura “de peak”; estadio III, estructura “post-peak” y estadio final, estructura residual (Modificado de Tchalenko, 1970).	36
Figura 2.15. Esquema ilustrativo de petrofábricas magmáticas. (A) Foliación magmática ideal. (B) Lineación magmática ideal (extraído de Borradaile, 2001).....	39
Figura 2.16. (A) Esfera ideal. (B) Elipsoide de deformación Prolato. (C) Gráfico comparativo de los diferentes tipos de elipsoides de deformación (extraído de Fossen, 2010).	41
Figura 2.17. Representación geométrica de conceptos cinemáticos. (A) Distribución de ejes P y T. (B) Ejes P y T en una proyección estereográfica (modificado de Niemeyer, 1999).	42
Figura 2.18. Distribución de ejes P y T. (A) Deformación Homogénea. (B) Deformación Heterogénea. ..	43

Figura 2.19. Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. (A) En perspectiva. (B) En proyección estereográfica (extraído de CSN, 1998).....	44
Figura 2.20. Esquema que muestra las características generales de la deformación alrededor del bloque rígido para un caso de movimiento dextral. Para un caso sinistral todos los indicadores de movimiento y geometría se invierten.....	45
Figura 3.1. Modelo esquemático del ambiente tectónico y del magmatismo asociado durante la primera etapa del Ciclo Andino en el norte de Chile (190-130 Ma). Se muestra una subducción oblicua que desencadenó un cizallamiento paralelo al margen continental. El arco volcánico-magmático está formado por lavas correspondientes a la Formación La Negra y por varios cuerpos intrusivos (modificado de Pichowiak, 1994).....	46
Figura 3.2. Cuadro que muestra las diferentes etapas y fases compresivas del Ciclo Andino (modificado de Charrier <i>et al.</i> , 2007).....	47
Figura 3.3. Columna estratigráfica del Cretácico Inferior, mostrando la interdigitación entre el Grupo Chañarcillo y Bandurrias, y sus intercalaciones entre facies marinas y volcánicas (modificado de Camus, 1980).....	48
Figura 3.4. Trazas de los diferentes segmentos del Sistema de Fallas de Atacama, de norte a sur: Salar del Carmen, Paposo, El Salado-Vallenar y Romeral-La Silla del Gobernador (extraído de Charrier <i>et al.</i> , 2007).....	49
Figura 3.5. Geometría de las placas en el margen sudamericano para (A) Cretácico Superior temprano; (B) Cretácico Superior al Mioceno superior; (C) Mioceno superior al presente (extraído de Scheuber <i>et al.</i> , 1994).....	50
Figura 3.6. Mapa geológico para la zona de estudio (cuadrángulo rojo). Escala 1:100.000 (modificado de Godoy <i>et al.</i> 2003 y Marquardt <i>et al.</i> , 2004).....	53
Figura 5.1. Mapa geo-estructural del área de estudio.....	61
Figura 5.2. Perfiles lito-estructurales del plutón El Morro (señalados en el mapa).....	62
Figura 5.3. Relaciones de corte entre las unidades presentes en el distrito. (A) Unidad Tonalita de Grano Medio (línea segmentada color morado). (B) Contacto por inconformidad entre la Unidad Clásica Carbonatada (color celeste) y la Unidad de Tonalitas de Grano Medio (color morado), la cual se haya cubierta por depósitos clásticos provenientes de la erosión del plutón (color amarillo). Obsérvese cómo los depósitos clásticos cubren gran parte de la unidad señalada. (C) Distribución espacial de la UTGM.	63
Figura 5.4. Muestra de mano de UTGM, obsérvese la textura equigranular representada por los cristales de plagioclasa y cuarzo.....	64
Figura 5.5. (A) Contacto por intrusión entre la UTGM y la UDC (línea segmentada color rojo). Intrusión de un dique de composición diorítica (línea continua color amarillo). (B) Dique afanítico intruyendo a la UDC.....	65
Figura 5.6. (A) Muestra de mano de UDC, obsérvese la gran cantidad de minerales máficos en la roca. ..	66
Figura 5.7. (A) Contacto por intrusión entre la UDMT y la UTGM. (B) Contacto por intrusión entre UDMT y UDC, obsérvese la interacción magmática entre UDMT y diques pegmatíticos (USC).....	67
Figura 5.8. (A) Contacto por intrusión entre Unidad de Diques Porfídicos (UDP) y UDMT (línea segmentada color rojo). (B) Contacto por intrusión entre UDMT con UDC (línea segmentada color rojo) y Unidad de Diques Afaníticos (UDA) con UDMT (línea segmentada color amarillo). (C) Emplazamiento sub-horizontal e intrusión de UDMT en UDC, obsérvese el xenolito de UTGM (contorno color rojo) en los márgenes del cuerpo hipabisal.....	68
Figura 5.9. (A) Muestra de mano de UDMT.	69
Figura 5.10. Fotografías en distintas perspectivas de afloramientos de diques porfídicos. Obsérvese la gran longitud de los cuerpos hipabisales y su orientación preferencial. (A) Dique intruyendo a la UTGM. (B)	

Falla sinistral inversa desplazando el cuerpo hipabisal. (C) Contacto por intrusión entre dique porfídico, UTGM y UDCF. (D) Dique desplazado producto de falla sinistral normal.....	70
Figura 5.11. (A) Muestra de mano de UDP, obsérvese la textura porfídica seriada representada por los cristales de plagioclasa. (B) Fotografía de afloramiento de UDP, donde se indica la orientación preferencial de los cristales de plagioclasa (flecha color blanco).....	71
Figura 5.12. Unidad de Diques Afaníticos intruyendo a la UTGM (línea segmentada color rojo).....	72
Figura 5.13. Muestra de mano de UDA, obsérvese el gran porcentaje de minerales máficos presentes en la roca.....	73
Figura 5.14. (A) Afloramiento de la USC. (B) Contacto por intrusión entre la USC y la UTGM. (C) Contacto entre USC y UDC, obsérvese el xenolito perteneciente a la UTGM y el acuñaamiento lateral de los diques pegmatíticos. (D) Sets de diques pegmatíticos paralelos.....	74
Figura 5.15. Muestras de la Unidad de Sienita Cuarcifera.....	75
Figura 5.16. Afloramiento de la UCC-1.....	76
Figura 5.17. Fotografías de terreno de la UCC-1, obsérvese el alto grado de esfericidad y redondeamiento de los clastos inmersos en la secuencia.....	77
Figura 5.18. Fotografías de terreno de la UCC-2, obsérvese los estratos sub-horizontales cubiertos parcialmente por depósitos cuaternarios.....	78
Figura 5.19. (A) Contacto por inconformidad entre la UTGM y la Unidad Marino-Litoral. (B) Afloramiento centimétrico de la Unidad Marino-Litoral.....	79
Figura 5.20. Esquema ilustrativo de los contactos transgresivos y regresivos de secuencias marinas y continentales en el área de estudio.....	80
Figura 5.21. Conglomerado perteneciente a la Unidad Marino Litoral. Se logra observar clastos de composición polimíctica de alta esfericidad, indicativo de un alto transporte desde su área fuente.....	81
Figura 5.22. Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales. Obsérvese la gran extensión areal y su distribución espacial a los pies de la ladera del plutón.....	82
Figura 6.1. Estructuras asociadas al dominio dúctil. (A) Lineaciones minerales compuestas principalmente de biotitas y cuarzo. (B) Enclave máfico cortado por estructura N 210°.....	84
Figura 6.2. Familia de enclaves máficos pertenecientes a la UTGM. Obsérvese la notoria elongación entre sus ejes principales y su clara orientación preferencial.....	85
Figura 6.3. Enclaves máficos pertenecientes a UTGM, obsérvese la interacción e inmersión de cristales de la roca huésped dentro del enclave (textura de desequilibrio) y la notoria elongación tanto del enclave como de la foliación adyacente (línea color rojo).....	87
Figura 6.4. Diagrama de Flinn (1962) de enclaves vistos en terreno, línea color celeste (45°) indica separación entre elipsoides de deformación constrictiva y elipsoides por aplastamiento. Se logra observar que la mayor cantidad de datos se concentran en el extremo izquierdo del diagrama, denotando elipsoides de deformación por constricción aparente.....	88
Figura 6.5. (A) Diagrama de roseta de la totalidad de las estructuras. (B) Diagrama de roseta de estructuras sinistralas. (C) Diagramas de rosetas de estructuras dextrales.....	91
Figura 6.6. Análisis cinemático del sitio estructural. (A) Plano de falla inferido. (B) Plano de falla indicado por la presencia de fibras de recristalización y estrías de movimiento.....	92
Figura 6.7. Análisis cinemático del sitio estructural. (A) Plano de falla desplazando sinistralmente a dique porfídico. (B) Plano de falla sinistral con relleno mineral obliterado. Obsérvese la orientación de las puntas de fractura contrarias al movimiento de los bloques. (C) Modelos esquemáticos de la figura B, destacando los esfuerzos principales y la generación de un <i>stepover</i>	93

Figura 6.8. Análisis cinemático del sitio Estructural. (A) Distribución espacial de las estructuras. (B) Diagrama de <i>strain</i> . Áreas azules simbolizan las zonas en compresión (P) y áreas rojas en extensión (T). (C) Orientación de los esfuerzos principales a partir del diagrama de los diedros rectos.	94
Figura 6.9. Fotointerpretación de estructuras N-S	95
Figura 6.10. Orientación de los esfuerzos principales a partir de fracturas tensionales originadas en zona de cizalle dextral. Obsérvese la orientación de las fracturas T paralelas al esfuerzo principal máximo (σ_1).	96
Figura 6.11. Análisis cinemático del sitio estructural en proyección estereográfica. (A) Distribución espacial de las estructuras. (B) Diagrama de <i>strain</i> . Áreas azules simbolizan las zonas en compresión (P) y áreas rojas en extensión (T). (C) Orientación de los esfuerzos principales a partir del diagrama de los diedros rectos.	97
Figura 6.12. Relación temporal de intrusión entre diques emplazados en estructura de cizalle R' y estructura tensional T. Obsérvese como el dique más joven (290°) corta el más antiguo 330°.....	98
Figura 6.13. Análisis cinemático del sitio estructural en proyección estereográfica. (A) Distribución espacial de las estructuras. (B) Diagrama de <i>strain</i> . Áreas azules simbolizan las zonas en compresión (P) y áreas rojas en extensión (T). (C) Orientación de los esfuerzos principales a partir del diagrama de los diedros rectos.	99
Figura 6.14. Análisis cinemático del sitio estructural en proyección estereográfica. Obsérvese como bajo un mismo tensor de esfuerzos, se generan dos estructuras antitéticas de rumbo 210° y 290° respectivamente.	100
Figura 6.15. (A) Diagrama de roseta de todas las estructuras condicionantes del emplazamiento de diques. (B) Proyecciones estereográficas, en diagramas de polos de actitudes de los diques vistos en terreno.....	101
Figura 6.16. (A) Diagrama de roseta de las estructuras condicionantes del emplazamiento de UDP. (B) Proyecciones estereográficas, en diagramas de concentración de polos de los diques porfídicos en la zona de estudio.	102
Figura 6.17. (A) Diagrama de roseta de las estructuras condicionantes del emplazamiento de UDA. (B) Proyecciones estereográficas, en diagramas de concentración de polos de los diques afaníticos en la zona de estudio.	103
Figura 6.18. (A) Esquema ilustrativo del emplazamiento sintectónico del plutón El Morro. Obsérvese la elongación de los enclaves máficos y la generación de estructuras de cizalle derivadas de una falla principal de cinemática sinistral. Al lado derecho, se puede observar el planteamiento del sistema de Riedel con las orientaciones y cinemáticas anteriormente descritas, en color rojo se expresan los diques que intruyen al cuerpo magmático principal (color gris).....	104
Figura 7.1 (A) Contexto tectónico en el emplazamiento del plutón El Morro. En color rojo y gris se demarcan las cámaras magmáticas de diferente composición que interactúan en profundidad (<i>mingling</i>). En el cuadrángulo adjunto, se delimita la zona de cizalle principal del Sistema de Fallas de Atacama de movimiento sinistral. (B) Modelo secuencial del emplazamiento sintectónico del cuerpo intrusivo (color rojo). Obsérvese la alineación de los minerales y enclaves magmáticos en una zona de cizalle de carácter sinistral orientada en dirección N-S. La morfología característica que adquiere el cuerpo magmático es producto de un esfuerzo principal (σ_1) en dirección NW-SE, el que origina un acortamiento E-W y una extensión N-S.	107
Figura 7.2 (A) Desarrollo de estructura principal de carácter sinistral de orientación N-S y generación de cuenca <i>pull apart</i> . Obsérvese como los diapiros magmáticos llegan hasta la transición frágil dúctil de la corteza. (B) Ascenso magmático, emplazamiento sintectónico del cuerpo intrusivo y generación de estructuras N-S de carácter sinistral. Obsérvese la zona de interacción magmática (<i>mingling</i>) entre dos cámaras altamente contrastantes. (C) Desarrollo de estructura T(extensional) paralela al esfuerzo principal σ_1 . (D) Generación de estructuras R' (antitética a la estructura principal). (E) Generación de estructura R (homotética a la estructura principal). (F) Reactivación de la estructura sinistral N-S.....	109

Figura 7.3 (A) Sistema de Riedel del plutón El Morro antes de la rotación. Obsérvese la relación temporal de las estructuras señaladas en el esquema. (B) Imagen satelital del área de estudio orientada N-S (extraído de Google Earth, 2022). 110

Figura 7.4 (A) Sistema de Riedel del Plutón El Morro después de una rotación horaria en 30°. (B) Imagen satelital del área de estudio (extraído de Google Earth, 2022). 110

Figura 10.1. Rotaciones tectónicas observadas en el Norte de Chile. Las rocas analizadas varían en edades de 200 a 120 millones de años (extraído de Arriagada *et al.*, 2003). 115

Figura 10.2. Resultados paleomagnéticos realizados en intrusivos pertenecientes a la Cordillera de la Costa entre los 25°-28°S. (Extraído de Taylor et al.,2002). 115

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla nº 1. Criterios cinemáticos de fallas.....59

Tabla nº 2. Ejes principales de enclaves máficos vistos en terreno.....89

Tabla nº 3. Datos estructurales de los principales planos de fallas encontradas en el distrito (*Datum* WGS-84, H19S).90

RESUMEN

El presente trabajo se enfoca en un eje de investigación correspondiente al estudio geológico-estructural del cuerpo intrusivo denominado plutón El Morro, por medio de datos obtenidos en trabajo de mapeos de superficie y análisis estadístico-estructural en gabinete. El área de estudio, se encuentra ubicado en la Región de Atacama a poco más de 20 km al SW de la ciudad de Caldera, donde dominan numerosos cuerpos intrusivos pertenecientes al gran Batolito Costero. En el sector afloran diferentes rocas intrusivas, tales como tonalitas y dioritas, las cuales son intruidas por numerosos y extensos diques porfídicos y afaníticos. En el distrito se logró identificar un proceso de *mingling* entre un magma félsico y un magma máfico, los cuales fueron sometidos a *stress* diferencial durante su cristalización, dando origen a una marcada foliación magmática del cuerpo intrusivo y una orientación preferencial en la mayoría de sus enclaves, lo que denota características sintectónicas. La configuración tectónica del área, está controlada por la influencia de un sistema de fallas conjugadas de desplazamiento por el rumbo, que responde al modelo de deformación de Riedel, bajo un régimen regional transtensional, asociado a la subducción oblicua entre la placa Aluk y la placa Sudamericana. Dentro de este modelo, el sistema de fallas principales lo conforma la dirección 210°/70 (medido con la regla de la mano derecha), la cual se define como la estructura controladora del magmatismo e intrusión del plutón El Morro, esta estructura se caracteriza por fallas sinistralas de desplazamiento por el rumbo, de las cuales se han evidenciado al menos una reactivación. Esta investigación, permitió realizar un análisis estadístico de las estructuras aflorantes en superficie y proponer un sistema de Riedel local para el sector de estudio, planteando un modelo preliminar para la evolución geotectónica del área de Caldera durante el Jurásico inferior.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. Problema de investigación

El Sistema de Fallas de Atacama (SFA) corresponde al elemento estructural más importante de la Cordillera de la Costa. Consiste en un sistema de fallas de rumbo (tipo *strike-slip*) ubicada a lo largo de la Cordillera de la Costa y orientado paralelamente al margen continental (Charrier *et al.*, 2007). Este sistema de fallas ha desarrollado estructuras de deformación frágil entre los 125 y 118 Ma, cuando el magmatismo en el arco se detuvo. El cese de la actividad magmática en la región permitió un enfriamiento de la placa y la generación de una deformación de rumbo sinistral, asociada a una subducción oblicua de la placa Aluk (o “Phoenix”) bajo la placa Sudamericana, en un régimen de deformación principalmente frágil (Scheuber y Reutter, 1992).

Este sistema tiene una extensión aproximada de 1000 km de longitud, y se considera que se extiende desde el norte de Iquique (20°S) hasta el sur de La Serena (30°S) (Arabaz, 1971). Su origen data del Jurásico temprano, y su traza norte se ha dividido en tres segmentos, El Salado, Paposo y El Salado-Vallenar (Naranjo, 1987; Thiele y Pincheira, 1987), siendo este último quien alberga el área que será objeto de estudio. Estudios en detalle sugieren que el sistema ha sido activo intermitentemente desde el Jurásico temprano (Naranjo *et al.*, 1984), y que la deformación en el arco volcánico-magmático durante este período, habría fomentado la intrusión de plutones sintectónicos (Godoy *et al.*, 2003).

La zona norte de Chile correspondiente a la Cordillera de la Costa, está compuesta por abundantes cuerpos intrusivos (Damm *et al.*, 1981), muchos de los cuales fueron emplazados bajo condiciones tectónicas transtensionales propias del periodo Jurásico y movimientos principales de cizallamiento sinistral a lo largo del Sistema de Fallas de Atacama (Mpodozis y Ramos, 1989, 2008; Scheuber *et al.*, 1994). Actualmente gran parte de esos cuerpos intrusivos exhiben una morfología característica al momento de su exhumación, dicha morfología fue condicionada principalmente por el tipo de emplazamiento (pre-tectónico, sintectónico o pos-tectónico) y los esfuerzos principales a los cuales fueron sometidos (Borradaile, 2001). Son estos esfuerzos los que determinan

fundamentalmente las direcciones de propagación del material y son los principales responsables de la generación de estructuras magmáticas (Bateman, 1984). En la zona de estudio existe un gran cuerpo ígneo de composición ácida, el cual exhibe una particular morfología en planta, es decir, el cuerpo intrusivo se extiende aproximadamente 20 km en dirección NE-SW y tan solo 5 km en dirección NW-SE, lo que define una baja simetría entre sus ejes principales. Sumado a lo anterior, la presencia de enclaves orientados, numerosos diques alineados y una marcada foliación magmática del cuerpo plutónico, indican una posible influencia tectónica, la cual podría estar relacionada a movimientos sinistral del SFA. Todo esto complementado a la gran cantidad de estructuras de cizalle, las que demuestran movimientos cinemáticos asociados a un posible sistema de Riedel.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

- ❖ Establecer la evolución estructural que controló el emplazamiento del plutón El Morro.

1.2.2. Objetivos específicos

- ❖ Establecer la distribución espacial y temporal de las distintas unidades geológicas presentes en el área de estudio.
- ❖ Establecer la naturaleza de las estructuras geológicas que controlan el emplazamiento de los diversos pulsos magmáticos presentes en el plutón.
- ❖ Inferir el régimen tectónico bajo el cual se emplazaron los diversos productos generados en el arco magmático durante el Jurásico.
- ❖ Proponer un modelo preliminar para la evolución geotectónica del área de Caldera durante el Jurásico.

1.3. Área de estudio, ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra ubicada a aproximadamente 20 km al SW de la ciudad de Caldera (región de Atacama, Chile). Para llegar al sitio de interés es necesario transitar por la ruta C-354 hasta llegar al balneario de Bahía Inglesa y luego continuar en dirección sur por la ruta C-302 (vía que conduce hacia la localidad de Puerto Viejo) hasta llegar a un letrero señalizado como “El Morro”. Una vez ingresado al sitio, se debe transitar por un camino de tierra de dificultad intermedia (Figura 1.1).

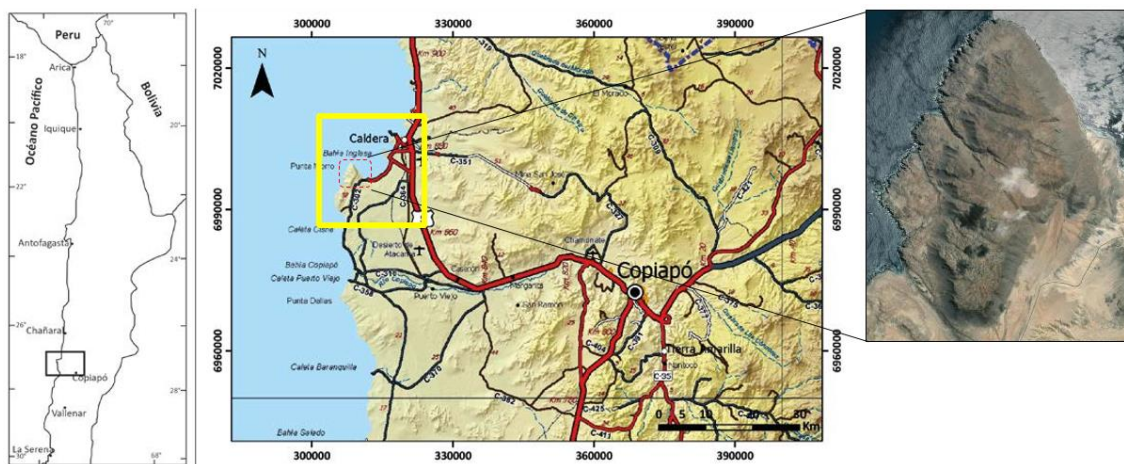


Figura 1.1. Ubicación geográfica del área de estudio (cuadrángulo amarillo) y ruta de acceso principal (modificado de Ministerio de Obras Públicas).

1.4. Estudios previos

Hasta la fecha no existen estudios detallados sobre la petrografía y el control estructural del plutón El Morro, sin embargo, hay registros bibliográficos que lo incluyen y se basan en revisiones generales de los diferentes cuerpos magmáticos que comprenden el Batolito Costero.

- ❖ **Charrier, R. et al., (2007):** En su trabajo presentan una recopilación de diversos autores acerca de la geología del norte de Chile, el Batolito de la Costa, y el Sistema de Fallas de Atacama.
- ❖ **Godoy, E., Marquardt, C. y Blanco, N. (2003):** Carta Caldera, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, escala 1:100.000.
- ❖ **Grocott, J. y Taylor, K. (2002):** Estudio de las estructuras, deformación y emplazamiento de complejos graníticos del arco magmático de la Cordillera de la Costa (25°30'S a 27°00'S).
- ❖ **Berg, K. y Breitzkreutz, C. (1983):** Estudio petrogenético, geocronológico y geoquímico de los plutones de la Cordillera de la Costa del norte de Chile.
- ❖ **Mercado, M. (1978):** Levantamiento geológico a escala 1:100.000 de la Cordillera de la Costa entre Caldera y Chañaral.

1.5. Hipótesis de trabajo

La hipótesis de trabajo a ser comprobada en este estudio, sugiere que la morfología elipsoidal en planta del cuerpo ígneo es originada durante su proceso de emplazamiento sintectónico, donde su ascenso magmático es propiciado por un sistema de fallas de Riedel, asociado al SFA, que determina su orientación preferencial. Esta historia de emplazamiento debe registrarse en las diferentes fábricas magmáticas e indicadores cinemáticos de las estructuras principales que limitan sus diferentes pulsos intrusivos.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

El estudio del comportamiento de las rocas ígneas a medida que evolucionan en cámaras magmáticas ha sido un tema de gran debate en los últimos años. El conocer los factores que influyen en la propagación de un fluido, ha ayudado de manera directa a entender el complejo mecanismo por el cual el magma tiende a moverse y emplazarse a través de la corteza terrestre.

2.1. Texturas de las rocas ígneas y su directa relación con el tiempo de enfriamiento

Cuando un magma se emplaza en la corteza terrestre, se tienen condiciones de presión y temperatura relativamente variables a lo largo de todo el cuerpo intrusivo, lo que provoca que algunos de los elementos en difusión dentro de él empiezan a cristalizar (procesos de nucleación) y aumentar proporcionalmente su tamaño (crecimiento), exhibiendo diversas texturas magmáticas. Son estas texturas, las que nos proporcionan importante información sobre el ambiente de formación de la roca, profundidad de emplazamiento y tiempo de cristalización mineral (Castro, 1989).

Ahora bien, según su tasa de enfriamiento, cada magma experimentará una cierta tasa de nucleación y un cierto grado de crecimiento de cristal (Figura 2.1).

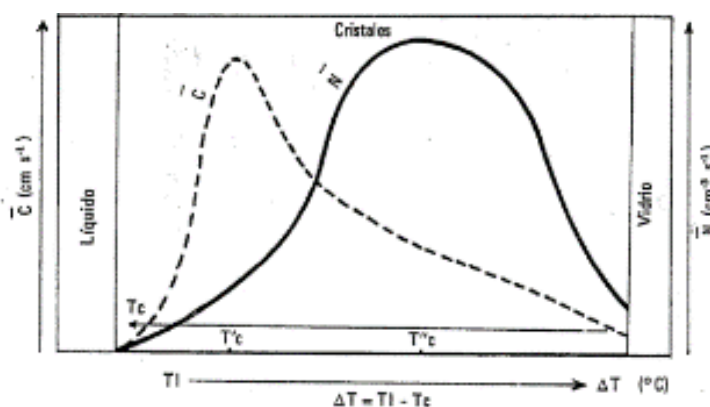


Figura 2.1. Relación entre la tasa de nucleación mineral (N), crecimiento (C) y tasa de enfriamiento (extraído de Castro, 1989).

2.2. Mecanismos de emplazamiento de plutones

Se ha determinado que, para producir el emplazamiento de un magma, se necesita una variedad de procesos continuos y simultáneos, los que determinan el tipo de emplazamiento y las condiciones bajo el cual este se “almacenará” en la corteza. Junto a lo anterior es bien conocido el fundamental rol que juega el contexto tectónico (extensional, transcurrentes y compresivos) en el cual se origina este fenómeno (Marsh, 1989). A rasgos generales se puede subdividir los procesos involucrados en la historia de un magma en: génesis, transporte y emplazamiento, siendo este último el enfoque principal de nuestro estudio.

2.2.1. Mecanismos de ascenso magmático

Estos mecanismos incluyen a todos los procesos a los cuales el magma es sometido cuando recorre una determinada distancia en el interior de la corteza, desde su origen hasta su lugar de emplazamiento o acumulación y posterior enfriamiento. Dentro de la gran variedad de teorías que intentan explicar cómo el magma tiende a moverse por la corteza, sin duda que el mecanismo de “*bouyancia*” (ascenso impulsado por el contraste de densidades) es uno de los procesos que mejor explica este fenómeno (Clemens, 1998). Este mecanismo es consistente hasta la transición frágil-dúctil de la corteza terrestre, pues posteriormente su propagación es a través del mecanismo denominado *dyking*, es decir, la propagación del magma a través de fracturas y/o fallas (Clemens, 1984, 1998; Wall *et al.*, 1987; Clemens y Vielzeuf, 1987; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1993).

2.2.2. Nivel de emplazamiento de plutones

El nivel de emplazamiento de las intrusiones determina muchas características texturales y estructurales de las mismas. De una manera genérica se han definido tres grandes zonas o niveles de emplazamiento dentro de la corteza terrestre: la epizona (superior), la mesozona (media) y la catazona (inferior). Estas zonas no tienen límites concretos, sino al contrario, se solapan durante kilómetros en la vertical (Best, 1982).

En la figura 2.2 se puede observar un corte vertical de la corteza terrestre, con diversos tipos de intrusiones en color gris, unos límites orientativos para los tres niveles de emplazamiento y las estructuras fundamentales de las rocas encajantes. Se aprecia que el mayor volumen de cuerpos intrusivos suele encontrarse en la mesozona y en su transición hacia la epizona. El dibujo también ilustra cómo los cuerpos profundos van a desarrollar una deformación más intensa en comparación con la que puede encontrarse en los niveles más superficiales.

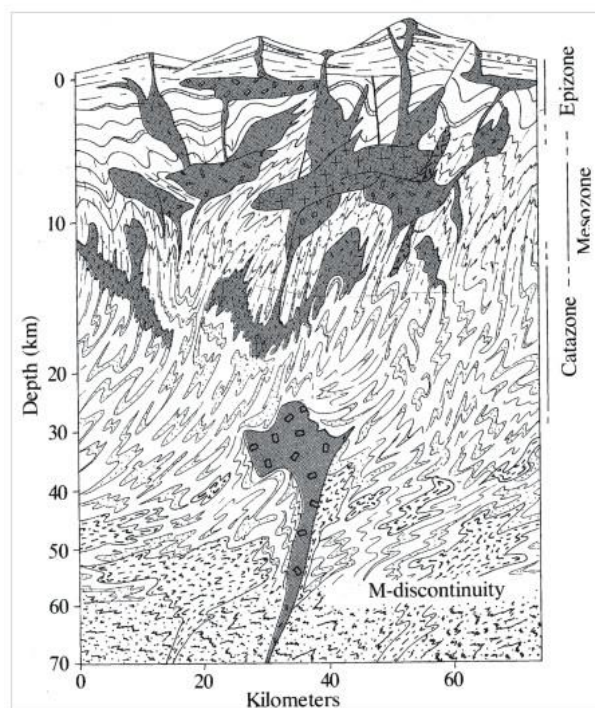


Figura 2.2. Esquema ilustrativo de los distintos niveles de intrusiones magmáticas en la corteza terrestre (extraído de Best, 1982).

Intrusiones catazonales

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

Intrusiones mesozonales

En la mesozona las características de los plutones son intermedias entre la epizona y la catazona, encontrándose normalmente la corteza en temperaturas del rango 300-500 °C (metamorfismo de grado medio-bajo). La corteza transita en esta zona de dúctil a frágil, lo que la hace propicia a la acumulación de grandes cuerpos plutónicos que conforman batolitos. Las intrusiones pueden ser sintectónicas o pos-tectónicas, normalmente isótropas, aunque puede haber deformación en la zona de contacto. Son habituales las aureolas de metamorfismo térmico (Best, 1982).

Intrusiones epizonales

La epizona implica un ambiente de emplazamiento de baja temperatura (aprox. < 300 °C) y baja ductilidad (frágil), donde las rocas encajantes pueden ser rocas volcánicas, sedimentarias o metamórficas de bajo grado. 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. Es común encontrar intrusiones tabulares (diques y sills). Son fenómenos destacables también la presencia de bloques del material encajante (proceso de stoping), la formación de cavidades miarolíticas y el hidrotermalismo (Best, 1982).

2.2.3. Mecanismos forzosos v/s permisivos

El llamado "Ciclo Magmático" en general, y el emplazamiento de magma en la corteza en particular, involucra una serie de procesos y mecanismos cuya interacción entre sí controla el dónde, el cuándo y el cómo los magmas se "almacenan" en la corteza terrestre (Marsh, 1989).

Una serie de parámetros internos y externos influyen el tipo de emplazamiento magmático: composición y propiedades físicas del magma, la presión magmática, la profundidad de emplazamiento, la estructura mecánica y termal de la corteza (Cruden y McCaffrey, 2001; Vigneresse, 1995; Paterson y Fowler, 1993).

Además, si bien la intrusión de magma y los procesos asociados se dan en una variedad de contextos tectónicos (extensional, transcurrentes y compresionales), se ha demostrado que independientemente del campo de *stress* regional, el emplazamiento de magma siempre ocurre en sectores localmente extensionales (Vigneresse, 1995).

Luego, tradicionalmente los mecanismos de emplazamiento se han dividido en "mecanismos forzosos" o que distorsionan la roca caja (Figura 2.3) y "mecanismos permisivos" que aprovechan el "espacio creado" (Hutton, 1988).

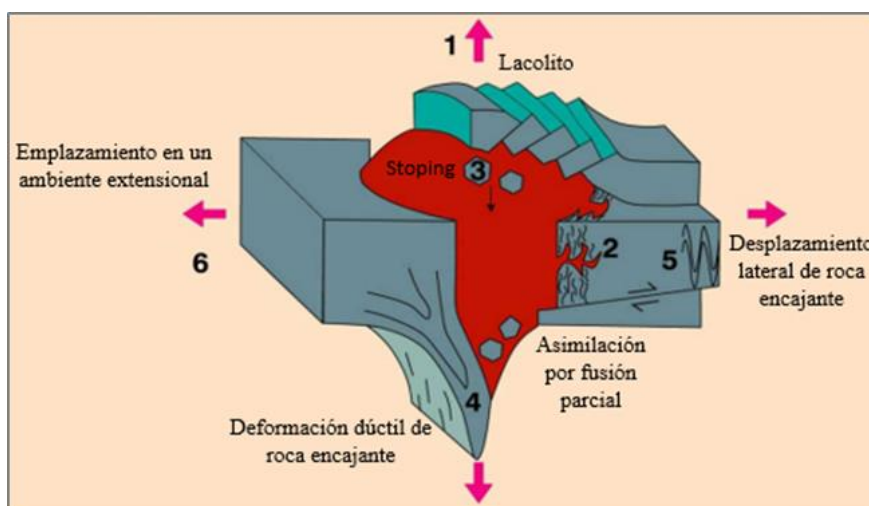


Figura 2.3. Esquema ilustrativo de los principales mecanismos de emplazamiento (modificado de Paterson *et al.*, 1991).

Paterson y Fowler (1993) se refieren a mecanismos "creadores de espacio" (es decir, que incrementan el volumen cortical) y mecanismos de "transferencia de material". Dado que el volumen cortical sólo puede ser aumentado por un alzamiento de la superficie y/o por descenso del límite corteza-manto, la mayoría de los mecanismos de emplazamiento pueden ser clasificados como procesos de "transferencia de material". En ese contexto, los mecanismos de emplazamiento de magma más comunes serían

- ❖ *Buoyancia.*
- ❖ *Sills* y Diques a lo largo de zonas de fracturas y/o planos de debilidad cortical.
- ❖ Formación de lopolitos y lacolitos.
- ❖ *Stoping* o inclusión de la roca encajante dentro del magma.

Es importante mencionar que estos mecanismos pueden verse influenciados directamente por la creación de espacios en lugares con presencia de rasgos estructurales presentes, tales como fallas y/o deformaciones dúctiles (plegamientos) o incluso verse afectados a una escala regional por procesos de desplazamiento lateral de la corteza (Paterson y Fowler, 1993).

2.3. Procesos de diferenciación magmática

Las composiciones de magmas primarios que ascienden por *buoyancia* desde el manto y de la corteza inferior son modificadas por diversos procesos de diferenciación (Best, 2003). Estos procesos pueden ser descritos como:

- a) Procesos de sistemas cerrados
 - i) Cristalización fraccionada en equilibrio.
 - ii) Separación fundido-fluido.

- b) Procesos de sistemas abiertos
 - iii) *Mixing y mingling* de dos o más magmas de diferente composición.
 - iv) Asimilación de un contaminante inicialmente sólido.

Dos o más de estos procesos operan comúnmente de manera simultánea o en conjunto. Por ejemplo, un magma en un arco continental puede evolucionar desde un magma parental primitivo por cristalización fraccionada mientras que asimila rocas de la pared de la cámara magmática; de esta forma el magma resultante podría interactuar químicamente con otro magma.

2.3.1. Sistemas cerrados de diferenciación magmática

Si se asume que los magmas consisten en fundido más cristales, y localmente, de una fase fluida con volátiles disueltos, existen principalmente 2 maneras posibles de diferenciación:

- i) Separación de cristales y fundido (cristalización fraccionada en equilibrio).

Debido al contraste químico entre el fundido y los cristales precipitados, la segregación de los dos provee un medio poderoso para diferenciar un magma primitivo en partes composicionalmente contrastantes (Best, 2003). Los efectos del fraccionamiento en un magma parental son manifestados en fundidos residuales evolucionados y cristales acumulados. Las rocas derivadas desde fundidos residuales presentan composiciones relativamente evolucionadas. En magmas evolucionados, el efecto de cristalización fraccionada es más evidente en las variaciones de elementos traza que en elementos

mayores (Best, 2003). Durante la cristalización progresiva de un magma, elementos compatibles (e.g., Fe, Ni, Cr, Mg) son concentrados en los sólidos mientras que el líquido residual se irá enriqueciendo en elementos incompatibles (e.g., Si, K, Sr, REE).

ii) Separación de la fase fluida y del fundido: pegmatitas

Experimentos y observaciones en rocas indican que fluidos acuosos y carbonatados en equilibrio con un fundido magmático, contienen concentraciones significativas de muchos componentes químicos, tales como Si, Na, K, Fe, y contienen también otros elementos incompatibles. La exsolución de soluciones fluidas desde el fundido donde coexiste, es por lo tanto un medio significativo para modificar su composición. En las etapas finales de la solidificación de muchas intrusiones de magmas graníticos, la creación de cuerpos de pegmatitas se cree que es críticamente dependiente de la separación de una fase fluida acuosa desde el fundido residual saturado en agua, como lo plantea el modelo de formación de Jahns y Burnham (1969).

2.3.2. Sistemas abiertos de diferenciación: magmas híbridos

Si dos o más magmas parentales distintos se mezclan (*mixing*), un magma “hijo” o híbrido, de composición intermedia entre ellos, es producido. Los magmas pueden derivar de distintas fuentes, como por ejemplo un magma basáltico proveniente del manto superior o un magma silíceo de la corteza continental profunda; o pueden haber tenido un mismo magma parental, pero siguieron caminos evolutivos diferentes, como magmas contrastantes en una cámara composicionalmente zonada (Best, 2003).

iii) Magma *mixing* y *mingling*

La interacción entre magmas ácidos y básicos es una característica muy estudiada, especialmente en arcos magmáticos en ambientes de subducción (Didier, 1973; Barbarin, 2005; Castro *et al.*, 2008). Estas interacciones pueden producirse durante toda la evolución de un plutón o batolito cordillerano, incluso pueden continuar durante el ascenso y emplazamiento del magma granítico en la corteza.

En términos generales, se pueden establecer tres tipos de interacciones entre magmas coexistentes (termales, químicas y mecánicas). El término <*mingling*>, indica

interacción mecánica donde los magmas originales retienen su identidad durante la interacción, esto debido principalmente tener densidades y/o viscosidades altamente contrastantes. Un claro ejemplo de este proceso, es la generación de enclaves magmáticos máficos en cuerpos de composición intermedios a félsicos.

Mientras que el término *<mixing>* implica interacciones químicas que completan las interacciones mecánicas para producir “rocas híbridas” homogéneas, donde las identidades de los magmas originales son desconocidas (Barbarin y Didier, 1992).

iv) Asimilación de un contaminante inicialmente sólido

Después de dejar su fuente, una parte del magma primario que va ascendiendo puede encontrarse con una roca de caja de diferente composición, especialmente magmas basálticos que nacen en el manto y entran a rocas siálicas de la corteza. Los magmas interactúan con su exterior en un intento de alcanzar un equilibrio químico y termal (Best, 2003).

La incorporación y fusión de roca sólida en un magma de diferente composición es el proceso de asimilación. Este proceso produce un magma contaminado, que también sería un híbrido, como los magmas afectados por *mixing*. Los contaminantes pueden provenir desde rocas de caja que se encuentran alrededor de la cámara magmática o desde xenolitos dentro del magma. Dependiendo del tipo de magma, composición del material asimilado, temperaturas y tiempo disponible (almacenamiento), el material extranjero se equilibra químicamente con el fundido en varios grados. Los minerales pueden disolverse selectivamente en el fundido y los iones contaminantes pueden incorporarse por difusión, dependiendo del tiempo y de la temperatura.

2.3.3. Propiedades físicas de magmas coexistentes y procesos de interacción

En sistemas magmáticos, las interacciones entre magmas máficos y félsicos están regidas por numerosos factores, tales como sus temperaturas iniciales, composiciones, contenido de H₂O, cristalinidad, valores absolutos de viscosidad, densidad, y posteriormente por su reología relativa.

Como estos parámetros cambian simultáneamente durante la evolución de los sistemas, se pueden presentar diversos tipos de interacciones.

Sparks y Marshall (1986) propusieron un modelo reológico donde considera que la viscosidad y contenido de cristales de magmas varían en función de su masa, por lo tanto, que ocurra *mixing* o *mingling*, depende de los volúmenes relativos de los magmas participantes, así como de sus temperaturas absolutas.

❖ Intercambio termal

El intercambio termal en fundidos silicatados es mucho más rápido que el intercambio mecánico o químico (Sparks y Marshall, 1986). Cuerpos máficos de gran tamaño alcanzan su equilibrio termal con el magma granítico sólo después de un tiempo relativamente largo, durante el cual se puede originar un intercambio químico, llegando a dar lugar al proceso de *mixing* (Barbarin y Didier, 1992).

❖ Intercambio mecánico

Dado que el contraste composicional entre dos fuentes magmáticas es relativamente intenso, muchos de los fenocristales transferidos mecánicamente son inestables en las nuevas condiciones, dando lugar a la recristalización o la disolución de los cristales (Barbarin, 1990). En caso contrario, se daría origen a una textura de desequilibrio, cuyos cristales transferidos se mantendrían estables en las nuevas condiciones magmáticas.

❖ Intercambio químico

Aunque más discreto que el intercambio mecánico, el intercambio químico complementa el proceso de hibridación y juega un rol destacado en la generación de rocas híbridas, el cual actúa generalmente después del equilibrio termal (Barbarin y Didier, 1992).

2.4. Enjambres de diques como indicadores de condiciones tectónicas durante su emplazamiento.

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

Los enjambres de diques máficos ocurren en diversos tipos de contextos tectónicos, y representan el principal mecanismo de ascenso magmático hacia niveles someros de la corteza frágil (Clemens, 1998; Creixell, 2007). Éstos permiten dilucidar la ubicación de cámaras magmáticas y la orientación de los esfuerzos principales en el momento de su emplazamiento, y en base a su orientación y la de sus fábricas, es posible aproximarse a la dirección del flujo magmático que los constituyó (Delaney *et al.*, 1986; Emerman y Marrett, 1990; Mége y Korme, 2004; Creixell, 2007).

El modelo propuesto por Anderson en 1951 para el emplazamiento de un dique, indica que estos son originados como estructuras de carácter tensional, perpendiculares a la dirección de menor *stress* principal σ_3 (Figura 2.4a). Respecto a este modelo teórico idealizado, diversas observaciones de terreno tanto de fábricas magmáticas como modelos conceptuales han señalado que los diques también se pueden formar en orientación oblicua a la dirección de σ_3 (Creixell, 2007; Figura 2.4b). Este caso es común cuando los magmas se emplazan a lo largo de fracturas de cizalle derivadas de una estructura principal, tal cual es propuesto por Riedel 1929. Es decir que no necesariamente existen diques generados a través de fracturas T (tensionales), donde su orientación es perpendicular a σ_3 , sino que además existen diques a través de fracturas de cizalle (R, R', P, P' de Riedel) donde no se cumple lo anteriormente mencionado (Delaney *et al.*, 1986).

En este caso, la dilatación del dique y la fractura hospedante se comportan como estructuras con componente de cizalle (Hutton, 1992).

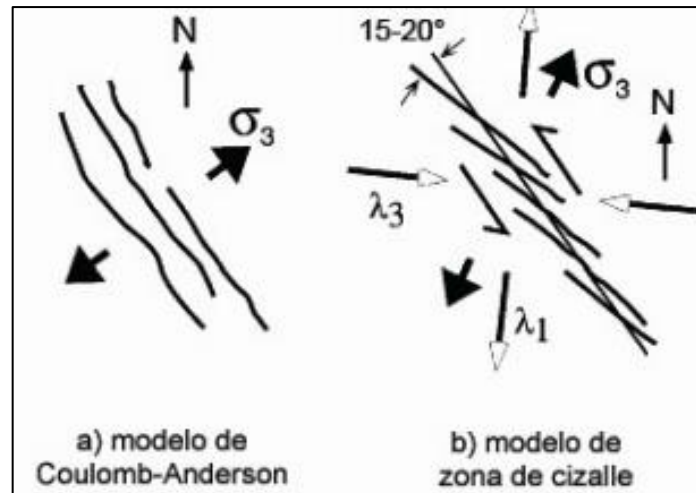


Figura 2.4. Interpretación esquemática de los patrones de dilatación en: (A) diques perpendiculares al esfuerzo principal mínimo σ_3 , y (B) diques oblicuos a esta dirección asociados a fracturas de cizalle derivados de un sistema Riedel (extraído de Glazner *et al.*, 1999; Creixell, 2007).

2.5. Determinación de las direcciones y sentido de flujo magmático en diques

En determinados diques que han cristalizado en ausencia de la influencia de tensión a lo largo de sus paredes, es posible desarrollar una fábrica cuya geometría está fundamentalmente controlada por la dinámica del flujo magmático (Correa-Gomes *et al.*, 2001). En este caso, el *stress* hidrodinámico es el responsable de generar una serie de características que podrían permitir el reconocimiento de las direcciones de flujo magmático (Creixell, 2007). En general, este *stress* provoca una variación de velocidad donde en el centro del dique el magma es transportado a una mayor velocidad que en los márgenes, esto debido fundamentalmente a una diferencia en el roce y diferencia en el grado de cristalización de margen a centro del dique (Johnson y Pollard, 1973). Debido a esto, los cristales y en general los elipsoides de deformación tienden a desarrollar una imbricación hacia el centro en ambos márgenes del dique (Figura 2.5). La preservación de esta orientación de los cristales es una herramienta eficaz en el reconocimiento de direcciones y sentido de flujo magmático. Sin embargo, existen otras características texturales útiles en este sentido, las cuales corresponden a pequeños pliegues de arrastre, ramificaciones de diques, cristales deformados en la dirección del flujo y desplazamiento de xenolitos.

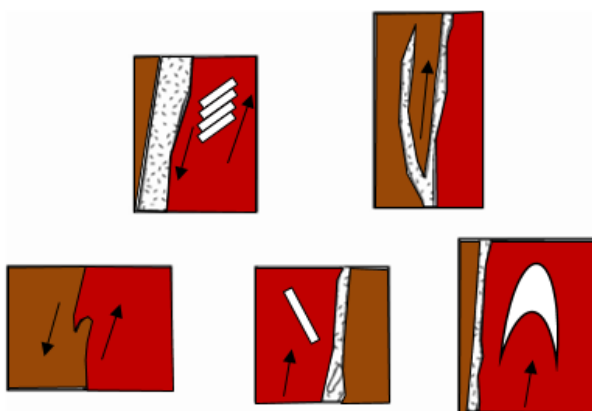


Figura 2.5. Diferentes indicadores texturales de direcciones y sentido de flujo magmático que pueden desarrollarse en márgenes de diques (modificado de Correa-Gomes *et al.*, 2001). En este ejemplo, el dique es sub-vertical (color rojo) y su flujo es ascendente. Vista en perfil vertical.

2.6. Conceptos para el análisis dinámico

Un análisis dinámico corresponde al estudio de las fuerzas que generaron la geometría de las estructuras observadas y de los procesos tectónicos que generaron dichas fuerzas (Marret y Peacock, 1999). Tiene por finalidad caracterizar los esfuerzos que originan el fallamiento en una región, los que para el caso andino se generan principalmente por el sistema de subducción (Velooso *et al.*, 2005).

El campo de esfuerzos regional producido por fuerzas tectónicas puede sufrir importantes variaciones locales a partir de la presencia de estructuras geológicas, carga por topografía, variaciones laterales de densidades, contrastes en la resistencia litosférica y/o por la presencia de un despegue basal (Zoback y Zoback, 2007). Por otra parte, la presencia de fallas que delimitan distintos bloques pueden rotar significativamente el campo de esfuerzo regional, dando lugar a un campo de esfuerzos local (Yale, 2003).

2.6.1. Fuerza: Definición

Se define fuerza como una magnitud vectorial que tiende a producir un cambio en el movimiento de un cuerpo o en su estructura interna, es decir, tiende a producir una deformación (Burchfiel *et al.*, 1982). Debido a su carácter vectorial, varias fuerzas actuando sobre un mismo punto pueden combinarse o sumarse en una sola.

2.6.2. Esfuerzo: Definición y unidades de medida

El esfuerzo («*stress*») se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo (Burchfiel *et al.*, 1982). Es decir, es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica.

Una fuerza que se aplica a todo el cuerpo a su vez tiende a aplicarse a todas las infinitas superficies contenidas en él, aunque nosotros podemos considerar su efecto sobre una o varias en particular.

2.6.3. Componentes del esfuerzo

Los esfuerzos son magnitudes vectoriales, que pueden componerse y descomponerse como tales. En la mayoría de los casos, un vector esfuerzo actúa de manera oblicua sobre un plano, por lo cual, se puede descomponer en uno perpendicular y en otro paralelo a él. Esta descomposición da lugar a las componentes del esfuerzo, que se llaman respectivamente normal y de cizalla y se denotan con las letras griegas σ (sigma) y τ (tau) respectivamente (Rowland *et al.*, 2007).

2.6.4. Tensor de esfuerzo

Para dar una descripción completa del estado de esfuerzo en un punto “P” dentro de una muestra, es necesario identificar los esfuerzos relacionados a las superficies orientadas en tres direcciones ortogonales.

Si en lugar de un plano, en cuyo caso el esfuerzo queda definido por un vector, se considera un punto situado en el interior de un cuerpo rocoso, que por el mismo pasan infinitos planos de diferente orientación. Si se determinan los vectores de esfuerzo para cada uno de los planos, quedará definido el tensor esfuerzo o estado de esfuerzos en dicho punto; esto es, definiendo las fuerzas por unidad de superficie que actúan sobre tres planos ortogonales a través del punto. El estado de esfuerzo no se ve alterado por la elección del sistema de ejes de referencia, pero sí sus componentes (Burchfiel *et al.*, 1982).

Si se considera una superficie infinitesimal ΔA alrededor de un punto P en el interior de un macizo rocoso en equilibrio, y ΔF es la fuerza resultante que actúa sobre el plano, la magnitud del esfuerzo resultante sobre el punto “P” se expresa en la Figura 2.6.

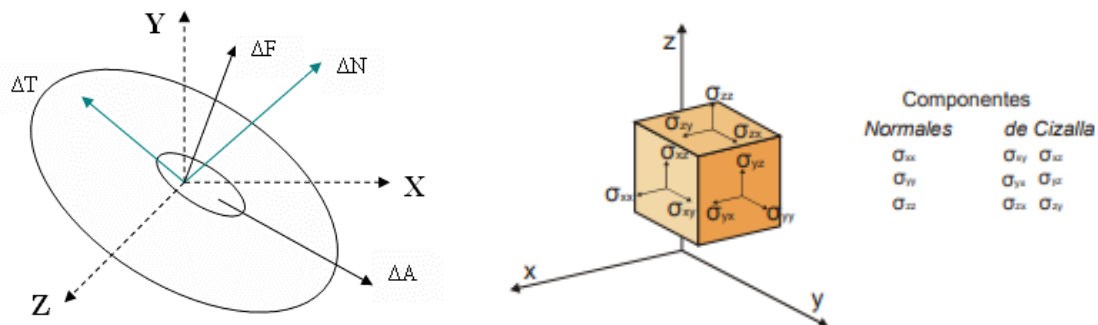


Figura 2.6 Componentes del tensor de esfuerzos (modificado de Burchfiel *et al.*, 1982).

Su componente normal y tangencial sobre un ΔA del plano que contiene al punto quedan definidas por:

$$\sigma_n = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta N}{\Delta A} \quad \sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta T}{\Delta A}$$

Si la normal a la superficie ΔA está orientada paralelamente a uno de los ejes, por ejemplo, al eje x , las componentes de esfuerzo que actúan sobre esta superficie pueden ser referidas a los ejes x , y , z . Mientras que el esfuerzo normal queda definido de una forma evidente, el esfuerzo tangencial no, al no coincidir por lo general con la dirección de ninguno de los ejes, siendo necesario referirlo a dos componentes. Así, el esfuerzo sobre el plano considerado viene dado por los siguientes tres componentes:

$$\sigma_x, \tau_{xy} \text{ y } \tau_{xz}$$

Indicando el primer subíndice la dirección de la normal al plano (o el plano sobre el que actúa la componente), y el segundo la dirección de actuación de la componente de esfuerzo. Similarmente, para las otras dos direcciones, y , z , las componentes del esfuerzo actuando sobre los planos normales a las mismas son:

$$\sigma_y, \tau_{yx} \text{ y } \tau_{yz}$$

$$\sigma_z, \tau_{zx} \text{ y } \tau_{zy}$$

La matriz de esfuerzo con las nueve componentes queda definida por:

$$T = \begin{pmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{pmatrix}$$

La expresión anterior es llamada tensor esfuerzo. Ofrece una descripción completa del estado de esfuerzo en el punto P.

El tensor esfuerzo en un punto queda definido por nueve componentes de esfuerzos independientes, 3 normales y 6 tangenciales. Si se considera el equilibrio del cubo de la Figura 1.4, debe cumplirse que:

$$\tau_{xy} = \tau_{yx} \quad \tau_{xz} = \tau_{zx} \quad \tau_{yz} = \tau_{zy}$$

Por lo que únicamente son necesarias seis componentes de esfuerzo para conocer el estado de esfuerzos en un punto:

$$T = \begin{pmatrix} \underline{\sigma_x} & \underline{\tau_{xy}} & \underline{\tau_{xz}} \\ \underline{\tau_{yx}} & \underline{\sigma_y} & \underline{\tau_{yz}} \\ \underline{\tau_{zx}} & \underline{\tau_{zy}} & \underline{\sigma_z} \end{pmatrix}$$

Si existe presión de fluidos, u , el tensor queda modificado únicamente en sus componentes normales, ya que la presión hidrostática no actúa sobre las componentes tangenciales; por lo tanto, el tensor esfuerzo se define como:

$$T = \begin{pmatrix} \sigma_x - u & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y - u & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z - u \end{pmatrix}$$

2.6.5. Esfuerzos principales

Para las orientaciones especiales de los sistemas coordenados, el tensor esfuerzo tiene una forma particularmente simple, el cual corresponde a los esfuerzos principales.

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

Se puede demostrar, que, en un punto analizado, de acuerdo con la teoría de esfuerzos, existen tres planos ortogonales en los cuales no existen esfuerzos cortantes. En estos planos actúan exclusivamente esfuerzos normales (Figura 2.7).

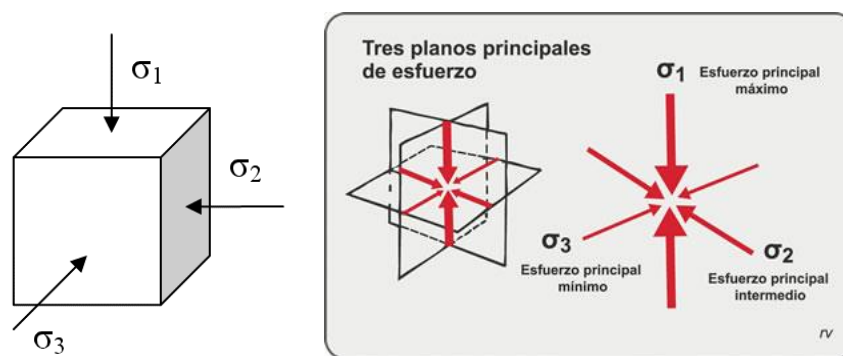


Figura 2.7. Esfuerzos principales (modificado de Burchfiel *et al.*, 1982).

A los planos así definidos se les llama planos principales, y a los esfuerzos que actúan en estos planos se les define como esfuerzos principales.

Con base en lo anterior, se sabe que en cualquier estado de esfuerzo tridimensional deben existir tres esfuerzos principales que son ortogonales entre sí. Así que siempre se deberá cumplir que:

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$$

Donde:

σ_1 = Esfuerzo principal mayor.

σ_2 = Esfuerzo principal intermedio.

σ_3 = Esfuerzo principal menor.

En el caso donde estos esfuerzos no sean todos diferentes, se puede tener que:

$$\sigma_1 = \sigma_2 \geq \sigma_3$$

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 = \sigma_3$$

Cuando estas condiciones particulares se cumplen, se puede hacer un análisis plano que represente el estado tridimensional en forma exacta.

También se puede presentar el caso donde:

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$

Este caso se tiene, por ejemplo, al medir la presión en condiciones litostáticas, cuyo valor no depende de la dirección en la cual sea medida.

2.7. Tectónica de márgenes convergentes

Los márgenes convergentes corresponden a zonas de deformación distribuida y/o localizada, de miles de kilómetros de largo y cientos de kilómetros de ancho, que acomodan una parte significativa de la convergencia de dos placas litosféricas relativamente rígidas. En el caso de los márgenes continente-océano, una placa oceánica, más densa, subduce por debajo de una placa continental, más ligera. Este proceso, denominado subducción, produce episodios periódicos de liberación de energía elástica acumulada en la zona de intraplaca (terremotos) que, junto con la deformación inter-sísmica, conducen a la deformación permanente de la placa cabalgante en el largo plazo (orogénesis). El acortamiento resultante de la convergencia, se acomoda de manera heterogénea a lo largo y ancho de los márgenes convergentes y su naturaleza depende de varios factores de primer orden como la velocidad y ángulo de convergencia, la velocidad absoluta de la placa cabalgante, la edad de la placa subducida y la composición y naturaleza termal de la placa cabalgante (Jordan *et al.*, 1983; Yáñez y Cembrano, 2004, Allmendinger *et al.*, 2005).

En particular, el ángulo de convergencia, definido como aquél entre el margen de placas y el vector de convergencia, ejerce un control fundamental en la cinemática de la deformación del margen continental.

Otro elemento importante que controla la manera mediante la cual se acomoda la deformación global impuesta por la convergencia, es la existencia de grandes discontinuidades litosféricas dispuestas de manera oblicua al margen continental (Kley *et al.*, 1999, Rivera y Cembrano, 2000). Estas pueden actuar como zonas de transferencia entre bloques corticales, permitiendo así la acomodación de acortamiento diferencial mediante rotaciones de bloques rígidos (Grocott y Taylor, 2002; Arriagada *et al.*, 2003; Yáñez y Cembrano, 2004).

Un elemento fundamental que controla la deformación de la placa cabalgante es la existencia del arco volcánico (Figura 2.8). Este, que en tres dimensiones puede ser visualizado como una región tabular sub-vertical de cientos de kilómetros de largo, se

caracteriza por un flujo calórico significativamente más alto que aquél de las regiones vecinas de antearco y antepaís.

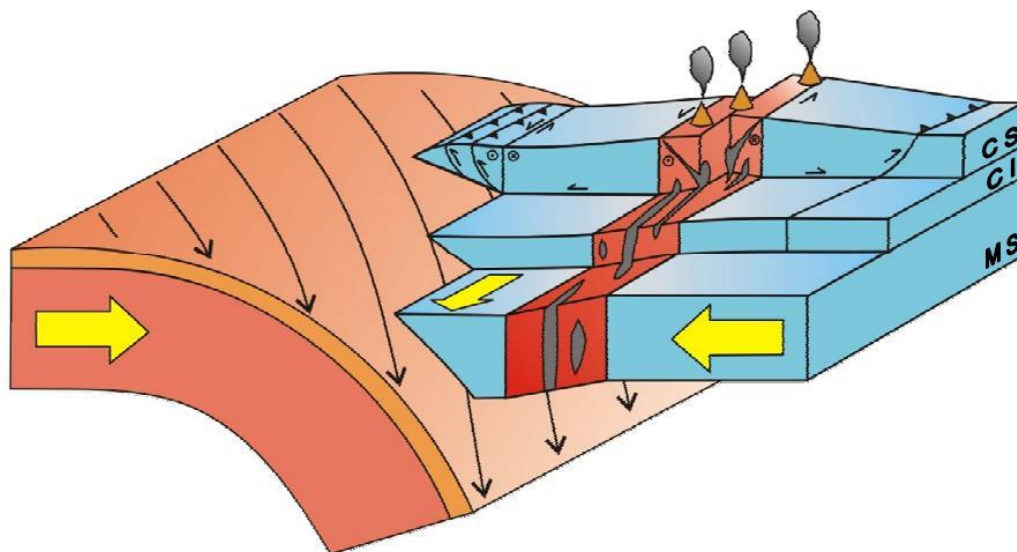


Figura 2.8. Geometría y cinemática tridimensional de los márgenes convergentes con subducción oblicua. La convergencia oblicua impuesta por la litosfera oceánica se transfiere a la corteza continental a través del manto superior. El arco magmático acomoda una parte significativa de la componente lateral de convergencia mientras que las regiones de antearco y trasarco absorben principalmente la componente de acortamiento (modificado de Saint Blanquat *et al.*, 1998).

2.8. Sistemas de fallas de rumbo

Las fallas de rumbo corresponden a planos de ruptura verticales o con una gran inclinación en su manto los cuales poseen una dirección de deslizamiento cercano a la horizontal y paralelo a su rumbo (Bates y Jackson, 1987). Se caracterizan por ser las fallas de más difícil reconocimiento en terreno, debido a que muchas veces no es posible observar marcadores transversales a su desplazamiento (Niemeyer, 1999).

Una falla de rumbo puede ser sinistral o dextral, habitualmente involucra movimientos verticales de sus bloques, y experimenta grandes desplazamientos. Generalmente estas estructuras yuxtaponen bloques con diferentes litologías, edades y origen, lo que provoca un truncamiento de algunos rasgos geológicos tales como foliación, pliegues, diques y fallas preexistentes (Sylvester, 1988).

El movimiento lateral entre los dos bloques rígidos ha mostrado de forma empírica que durante su deslizamiento se originan numerosas microestructuras (Figura 2.9) y ciertos criterios (e.g., Figura 2.10) que permiten determinar la cinemática del movimiento de los bloques.

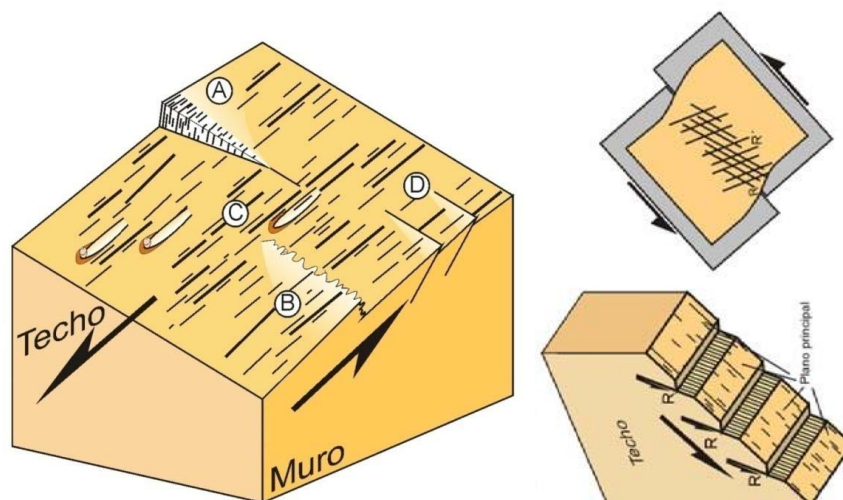


Figura 2.9. Microestructuras relacionadas a la cinemática de fallas: (A) Escalones de recristalización. (B) Escalones de estrilolitos. (C) Cantos arrastrados. (D) Escalones R.

CRITERIOS T	CRITERIOS R	CRITERIOS P
Fracturas tensionales 	RO 	PT P
Fracturas en forma de hoz 	RM 	P
	Fracturas en forma de lúnula 	PO P

Figura 2.10. Criterios de fracturas secundarias asociadas a un plano de falla principal "M" (extraído de Niemeyer, 1999).

2.8.1. Grietas de tracción

Las grietas de tracción, también conocidas como venas en echelon (dado que siempre están rellenas de mineral) son familias de pequeñas venas que se orientan paralelamente a las diaclasas tectónicas (se forman paralelas a σ_1 y se abren en dirección de σ_3).

Cuando estas venas son deformadas en una zona de cizalla, el campo de fuerzas provoca una cierta expansión dentro de la falla, desarrollando estructuras sigmoidales que permiten identificar la cinemática (Figura 2.11). Estas estructuras frecuentemente se rellenan con calcita o cuarzo, y son caracterizados como indicadores directos de fallas, cuyo movimiento es opuesto a los bordes del sigmoide.

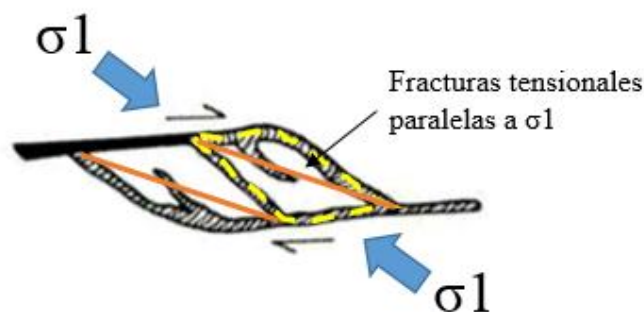


Figura 2.11. Grietas de tracción originadas a partir de un movimiento sinistral, obsérvese la fractalidad de las estructuras (modificado de Niemeyer, 1999).

2.8.2. Sistemas de fallas tipo Riedel

En 1987, Jean Pierre Petit describe y clasifica los tipos de fracturas menores alrededor de fallas mayores según su orientación respecto al plano de cizalle principal, clasificando fallas en terreno según la terminología usada en estudios experimentales “tipo Riedel” (Riedel, 1929) de pruebas de deformación frágil.

Las fallas de tipo Riedel son sistemas compuestos por una falla principal y fallas secundarias que tienen un desplazamiento sintético (R, P) y antitético (R', P') respecto al sentido de deslizamiento de la zona de falla principal (Figura 2.12). El ángulo inicial según el cual se forman estas fallas respecto de la zona de cizalle varía con respecto al ángulo de fricción interna “ f_i ” del material al cual afectan. Así las fallas R se forman a unos $\sim 15^\circ$ con respecto a la falla principal, mientras que las fallas R' se originan a ángulos que bordean los $\sim 75^\circ$. El ángulo entre fallas R y R' es de $\sim 60^\circ$, ya que se consideran fallas conjugadas. Estos ángulos y la geometría de las fallas Riedel significan que las direcciones de máximo acortamientos y de máxima extensión de los ejes de *strain* infinitesimal, se orientan inicialmente a 45° de la zona de cizalle mayor (Niemeyer, 1999).

A medida que el cizalle progresa, las fallas Riedel rotan, para formar ángulos más pronunciados. Dado que, en ocasiones, las fallas R' forman un ángulo mayor, ellas rotan más rápidamente hasta una posición de inactividad. Esto quiere decir que las fallas R tienden a permanecer activas por más tiempo, y por lo tanto presentan mayor desplazamiento. Por lo mismo, son más notorias en terreno y muy útiles para determinar el sentido de movimiento en una falla de rumbo (Niemeyer, 1999).

Mediante modelos experimentales y observaciones geológicas se ha establecido que cuando una zona se somete a deformación por cizallamiento en un dominio de cizalla simple, en la cobertura potencialmente, pero no comúnmente, se forman un patrón de seis familias de fracturas (Silvester, 1988), las cuales se presentan a continuación:

Cizallas (Y)-fallas principales paralelas a la zona de desplazamiento principal.
 Cizalla Riedel (R)-fallas sintéticas de desplazamiento lateral.
 Cizalla Riedel conjugada (R')-fallas antitéticas de desplazamiento lateral.
 Cizallas (P)-fallas sintéticas secundarias de desplazamiento lateral simétrico a (R).
 Cizallas (P')-fallas antitéticas secundarias de desplazamiento lateral simétrico a (R').
 Fracturas de tensión (T) y/o fallas normales.

Bajo condiciones naturales, se ha establecido que los elementos del sistema de Riedel no se desarrollan forzosamente ni simultáneamente, sino más bien de una forma secuencial, de la cual tanto su magnitud como el grado de desarrollo de las estructuras es objeto de estudio actualmente (Silvester, 1988).

Las fracturas de extensión T

Las fracturas de extensión T no presentan estrías en sus paredes, sino que representan, al menos inicialmente, fracturas abiertas que se forman a 45° del rumbo de la falla principal (Figura 2.12). Su terminación es en punta y pueden posteriormente ser reutilizadas por el movimiento general de la zona de cizalle, para producir rotación de bloques de tipo dominó.

Las fracturas P

Finalmente, se forman las fallas P . Al igual que las fallas R , presentan un ángulo agudo de valor $\phi/2$ con la zona de cizalle principal, pero en sentido opuesto (Figura 2.12). Unen fallas R y sus desplazamientos sintéticos respecto a la zona de cizalle principal se deben a una reorientación local de σ_1 entre las fracturas R .

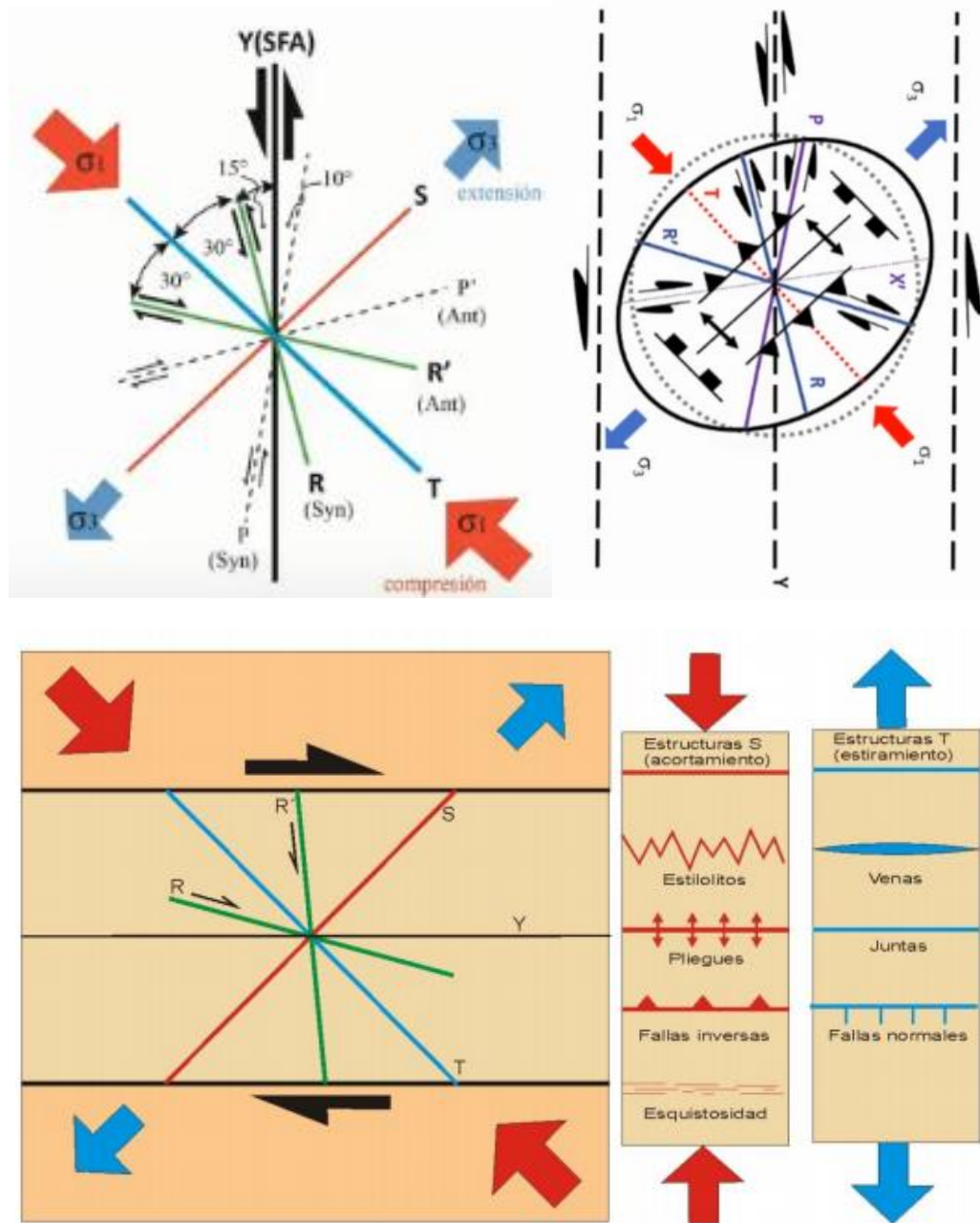


Figura 2.12. Esquemas ilustrativos del sistema de Riedel originados a partir de una zona de cizalle (modificado de Niemeyer, 1999).

2.8.3. Modelos análogos de deformación frágil y frágil-dúctil

Una manera de comprender mejor la geometría y cinemática de zonas de cizalle es mediante la confección de modelos análogos de deformación. Estos modelos son reproducciones a escala de la deformación natural y permiten estudiar la evolución espacial y temporal de sistemas de deformación complejos. Una limitación inherente a estos modelos es que se asume un medio inicial isótropo, no fracturado. De allí es que deben ser interpretados con cautela al momento de confrontarlos con la realidad geológica.

Estudios experimentales han sido efectuados con arcilla (Tchalenko, 1970; Hempton y Neher, 1986) y arena (Naylor y Mandl, 1986). Dadas las propiedades físicas de la arcilla saturada en agua, (presión confinante efectiva es la misma verticalmente), ésta se utiliza para modelar deformación dúctil a frágil-dúctil (incluyendo fallas y pliegues); pues la deformación dúctil es relativamente insensible a la presión, aunque tiene el inconveniente de no reproducir adecuadamente la resistencia cohesiva de las rocas. En contraste, la arena, si bien carece de cohesión interna, tiene la ventaja de reproducir mejor la fricción de las rocas y por lo tanto se utiliza para modelar deformación frágil.

Experimentos con diferentes espesores de arena, muestran que las longitudes de los cizalles de Riedel pueden ser usados para determinar la profundidad aproximada de la cobertura. La geometría alcanzada por un patrón de fallamiento es indicativa del desplazamiento total en el basamento, expresado en unidades de espesor de la cobertura.

2.8.3.1. Experimento con arcilla

Este experimento análogo tiene la ventaja de reproducir estructuras formadas en dominio frágil-dúctil y dúctil, que no pueden ser obtenidos a partir de la deformación de arena (fracturas de extensión, pliegues). En particular, el modelo de Tchalenko (1970) intenta reproducir las estructuras (discontinuidades) y la distribución espacial del *strain* (distribuido) en una zona de relevo o *stepover* entre dos fallas de basamento sinistralas.

La cizalla inducida por el desplazamiento de las tablas (basamento) se puede manifestar en la torta de arcilla (cobertura) por la aparición de los siguientes tipos de estructuras menores (Figura 2.13c). No obstante, en la mayoría de las experiencias, y dependiendo de las condiciones impuestas (esencialmente espesor y humedad de la torta de arcilla, diferenciación o no de capas en ella y velocidad de la deformación), sólo aparecerán algunas de las estructuras anteriormente descritas.

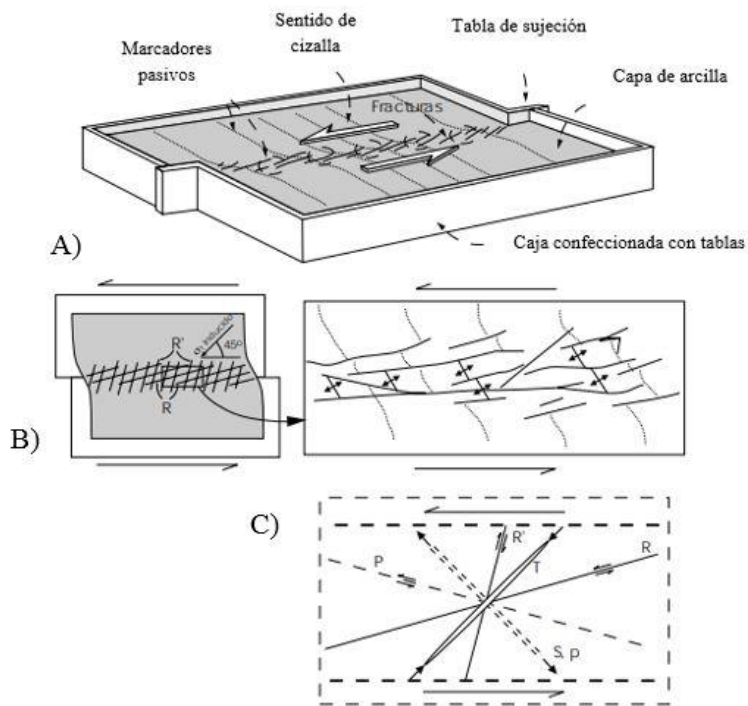


Figura 2.13. (A) Dispositivo experimental utilizado en la reproducción del experimento de Riedel. (B) Estructuras más frecuentes y detalle de las mismas. (C) Conjunto de estructuras que pueden aparecer en una zona de cizalla (modificado de Tchalenko, 1970).

En el experimento se va aumentando progresivamente el desplazamiento relativo de las dos tablas que sustentan la torta de arcilla (Figura. 2.14a), y se puede observar diferentes estados de evolución.

- ❖ En el estado 1 (Figura 2.14b), no aparecen estructuras apreciables en la superficie de la torta de arcilla y la deformación se resuelve internamente en ella.
- ❖ En el estado 2, aparecen la familia de fracturas de cizalla R bien desarrollada y, a continuación, la familia de fracturas R', normalmente menos desarrollada, que desplazarán los marcadores.
- ❖ En el estado 3, se empiezan a desarrollar las micro fallas P y las grietas tensionales (fracturas T). A la vez que progresa el desplazamiento, y asociada a la cizalla inducida, las estructuras anteriores deberían sufrir una rotación ganando ángulo respecto del plano principal.
- ❖ Finalmente, en el estadio final, aparece la fractura principal, por rotura de los puentes de arcilla entre distintas fracturas, con la misma orientación que la fractura del zócalo.

Al comparar los resultados obtenidos por Fabre y Robert (1975) que rehicieron el experimento discriminando entre dos situaciones diferentes: (a) el caso de una "cobertura" delgada y bien adherida al "zócalo" y (b) el de una "cobertura" de gran espesor y baja adherencia. Los resultados más destacados obtenidos por estos autores son: En el caso (a) la falla del zócalo acaba apareciendo en la cobertura al progresar la deformación y romperse los puentes de arcilla entre las fracturas R; en este caso la familia R' alcanza un desarrollo mínimo y puede no llegar a aparecer. En el caso (b) se produce un despliegue más homogéneo tanto de las fracturas R como de las R'. Otro aspecto incluiría la comparación de los resultados obtenidos para condiciones similares y distintas velocidades de deformación, así como la comparación del conjunto de resultados con los obtenidos por Tchalenko (1970) que separa tres estadios de evolución de acuerdo con las estructuras que aparecen y con el gráfico de esfuerzo-desplazamiento obtenido en la propia experiencia de laboratorio.

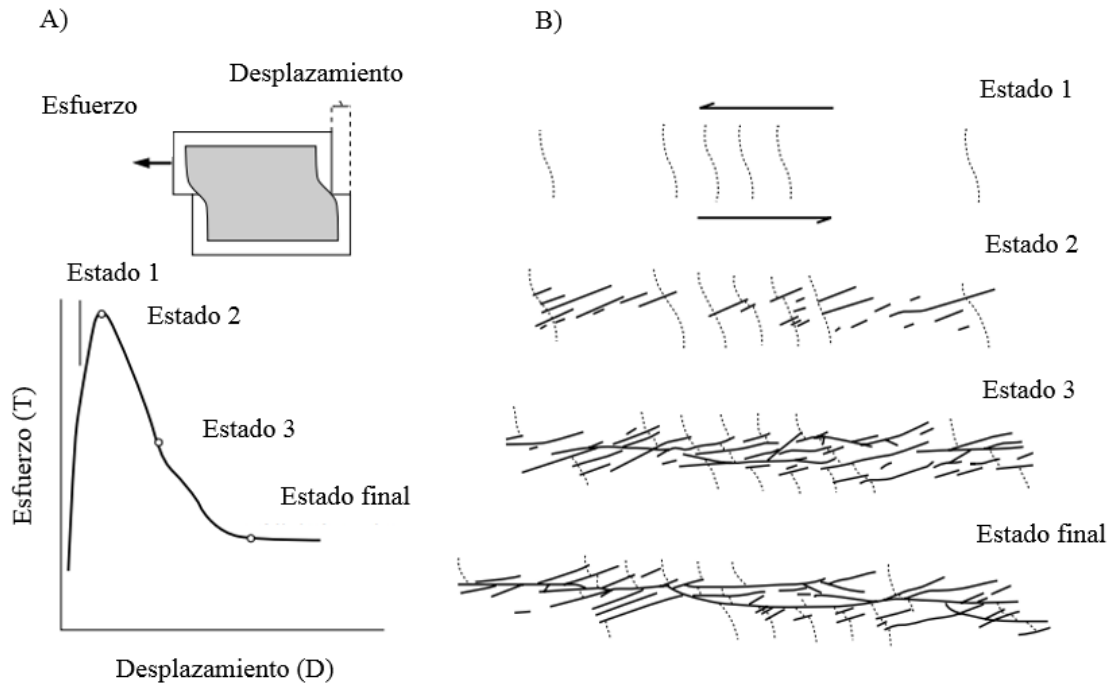


Figura 2.14. Experimento de deformación progresiva en una banda de cizalla. (A) Gráfico esfuerzo (T) vs desplazamiento (D). (B) Cuatro estadios en el desarrollo de la cizalla: estadio I, deformación interna “pre-peak”; estadio II, estructura “de peak”; estadio III, estructura “post-peak” y estadio final, estructura residual (modificado de Tchalenko ,1970).

2.8.3.2. Aplicación de los modelos análogos de deformación a casos reales

Diversos autores sostienen que existen ejemplos naturales que reproducen fielmente la geometría y cinemática predicha por los experimentos (ver varios ejemplos en Naylor y Mandl (1986) y un ejemplo específico para la Cordillera de la Costa del Norte de Chile por Leech *et al.*, 2003). Sin embargo, existen varios problemas al intentar “calzar” una geometría observada con la encontrada en experimentos. (1) El material utilizado en experimentos es mecánicamente isótropo e intacto. En la naturaleza, en cambio las rocas son heterogéneas y están comúnmente fracturadas. Ello facilita la reactivación preferencial de algunas discontinuidades preexistentes y la generación de otras. En consecuencia, es difícil o imposible discriminar entre aquellas estructuras que han sido generadas por un proceso de deformación progresiva común y aquellas que siendo más antiguas se han reactivado. (2) Para asociar un conjunto de estructuras de distinta orientación y cinemática a un mismo proceso de deformación progresiva es indispensable demostrar la coetaneidad de las estructuras consideradas. Es decir, no sólo se debe reproducir la geometría y cinemática de los experimentos, sino que debe demostrarse que las estructuras fueron coetáneas, al menos durante un período de tiempo. En suma, los modelos análogos de deformación contribuyen a comprender mejor la geometría y cinemática de la deformación natural. Sin embargo, en su comparación con casos reales hay que evitar la sobre interpretación de los datos de terreno ya que ello puede conducir a una asimilación errónea y sin significado geológico.

2.9. Fábricas magmáticas

Producidas por el esfuerzo inducido a un fluido en estado sub-sólido, las fábricas magmáticas son sumamente importante al momento de describir los procesos tectónicos por lo cual ha atravesado un determinado magma al interior de la corteza terrestre, hasta su posterior emplazamiento en diversos cuerpos plutónicos (Bateman, 1984; Crudden, 1990).

De acuerdo con Paterson *et al.* (1998), el patrón de fábrica magmática puede registrar el campo de “deformación” al que estaba sometido el magma durante la etapa final del emplazamiento, permitiendo abordar la relación entre emplazamiento y deformación regional. Diversos estudios (e.g., Hutton, 1988; Paterson *et al.*, 1998) indican que el emplazamiento puede ser considerado sintectónico, si el patrón de la fábrica magmática es consistente con el campo de deformación regional. Además, también ha sido ampliamente aceptada la idea de que las fábricas planares y lineales desarrolladas en plutones graníticos, son resultado de la interacción entre la dinámica interna del magma durante su cristalización y la tectónica regional durante el emplazamiento.

De manera general, los esfuerzos infinitos que actúan sobre un punto determinado, se pueden simplificar en tres esfuerzos principales, siendo estos σ_1 , σ_2 y σ_3 .

Durante el ascenso magmático, cuando el magma asciende por diapirismo, este es sometido a una presión confinante, litostática o hidrostática, es decir, la presión tiene una misma magnitud en todas las direcciones, siendo los tres esfuerzos principales idénticos ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), generando una fábrica isótropa. Sin embargo, cuando el magma tiende a propagarse por el ambiente frágil de la corteza, ya sea por fracturas o fallas, en algunos casos es sometido a esfuerzos diferenciales (es decir, al menos uno de los esfuerzos principales es distinto), generando fábricas magmáticas anisótropas al momento de su cristalización (Figura 2.15).

- 1) Lineación magmática producto de una dirección preferencial de menor presión, por donde se produce la “migración preferencial del magma que cristalizará”, es decir.

$$\sigma_1 = \sigma_2 > \sigma_3.$$

- 2) Foliación magmática producto de dos direcciones preferenciales de migración del material, es decir.

$$\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3.$$

- 3) Lineación y foliación magmática cuando se tiene la siguiente relación

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3.$$

Estas estructuras, características de esfuerzos diferenciales se presentan en las fases tardías de enfriamiento magmático, restringiéndose a las últimas etapas de emplazamiento (Paterson *et al.*, 1998).

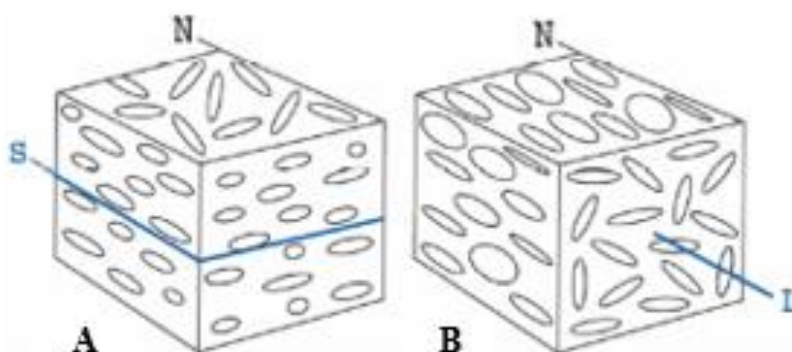


Figura 2.15. Esquema ilustrativo de petrofábricas magmáticas. (A) Foliación magmática ideal. (B) Lineación magmática ideal (extraído de Borradaile, 2001).

2.10. Diagrama de Flinn

La deformación dúctil originada en el interior de la corteza terrestre tiene como consecuencia, importantes cambios geométricos y volumétricos en las rocas. Si las características de esta deformación no cambian de un punto a otro, se dice que la deformación es homogénea (Fossen, 2010).

Una consecuencia de las deformaciones homogéneas se proyecta al dibujar una esfera ideal en el interior de la roca antes de la deformación, la cual, acaba convirtiéndose en un elipsoide. Para abarcar la totalidad de formas de elipsoides que se pueden obtener bajo la infinidad de tipos de deformación posibles, se han propuesto diferentes diagramas, siendo uno de los más utilizados hoy en día, el diagrama de Flinn (1962). Su principio consta en medir la longitud de los tres ejes principales del elipsoide. X (eje largo), Y (eje intermedio) y Z (eje corto) y determinar los cocientes (X/Y) e (Y/Z) , dichos cocientes constituyen precisamente los ejes de ordenadas y abscisas respectivamente del diagrama de Flinn (Fossen, 2010).

2.10.1. Análisis del significado de las distintas líneas y campos del diagrama

Es obvio que cada elipsoide se caracteriza por unos valores propios de X, Y, Z, por lo que se proyectará como un único punto en el diagrama, de esta forma numerosos elipsoides de formas distintas aparecerán en diferentes posiciones del diagrama.

En una esfera se cumple que $X=Y=Z$, por lo que quedará proyectada en el origen del diagrama de Flinn, cuyas coordenadas son 1,1.

En el eje de ordenadas del diagrama se proyectan todos los elipsoides para los que $Y/Z=1$, es decir, elipsoides de revolución en los que los ejes Y y Z son iguales entre sí (definen una sección circular del elipsoide), mientras que el eje largo (X) es perpendicular a dicha sección circular: son elipsoides alargados, prolatos o en forma de cigarro (Figura 2.16c). Por el contrario, en el eje de abscisas se sitúan todos los elipsoides que cumplen $X/Y=1$. En ellos los ejes X e Y son iguales, definiendo una sección circular, perpendicularmente a la cual se sitúa el eje corto (Z): son elipsoides chatos, oblatos, de forma parecida a la de una lenteja (Figura 2.16c).

En la línea inclinada 45° se situarán todos los elipsoides para los que las coordenadas verticales (X/Y) y horizontales (Y/Z) sean iguales. Sin más demostración al respecto, podemos asegurar que se trata de elipsoides de deformación plana a volumen constante.

El campo situado entre la línea de 45° y el eje vertical contiene todos los elipsoides con geometría intermedia entre los de deformación plana y los prolatos, llamados elipsoides de constricción aparente (Figura 2.16c).

Por otro lado, el campo comprendido entre la línea de 45° y el eje horizontal del diagrama sirve para proyectar los elipsoides intermedios entre los de deformación plana y los oblatos: elipsoides de aplastamiento aparente (Figura 2.16c).

La posición de las esferas en el origen del diagrama de Flinn implica que, cuanto más lejos nos encontremos de ese punto, mayor serán los valores de X/Y y/o Y/Z, es decir, mayor será la intensidad de la deformación (Fossen, 2010). Como es lógico, la representación bidimensional de la forma de figuras tridimensionales debe dejar de considerar algún elemento. En efecto, el diagrama de Flinn no es capaz de representar el valor absoluto de la longitud de los tres ejes del elipsoide, ni la orientación en el espacio de dichos ejes, ni la posición del elipsoide medido dentro de una estructura concreta, ni otros aspectos de la deformación como el cambio de volumen o el componente rotacional (Fossen, 2010).

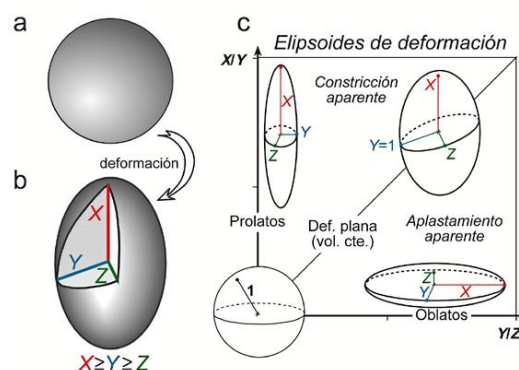


Figura 2.16. (A) Esfera ideal. (B) Elipsoide de deformación Prolato. (C) Gráfico comparativo de los diferentes tipos de elipsoides de deformación (extraído de Fossen, 2010).

2.11. Análisis de fallas y de obtención de los esfuerzos tectónicos

Las fallas constituyen la deformación frágil más frecuente en la corteza terrestre, y, por tanto, al igual que en el caso de los pliegues, se trata de uno de los elementos más representados en Geología Estructural. La proyección estereográfica resulta muy útil a la hora de resolver los numerosos problemas asociados al estudio de las fallas, especialmente en el caso de determinar la orientación de los ejes principales de esfuerzos, así como de obtener el ángulo de rotación asociado a una falla de tipo rotacional.

El análisis cinemático permite caracterizar la deformación mediante la reconstrucción del movimiento de las principales estructuras observadas a lo largo del tiempo. Un aspecto importante es el hecho de que no toma en cuenta los esfuerzos responsables de generar dichos movimientos, sino que es más bien un estudio de geometría en el que se considera la traslación, rotación y deformación (Marret y Peacock, 1999).

La caracterización cinemática es realizada en base a la distribución de ejes de acortamiento máximo y alargamiento máximo (ejes P y T, respectivamente) (Marret y Allmendinger, 1990), los cuales se ubican a 45° del polo del plano de falla (Figura 2.17a). En base a la distribución de estos ejes se distinguen dos tipos de deformación, uno homogéneo en caso de obtenerse un *cluster* en la distribución de los ejes (Figura 2.18a), y uno heterogéneo si estos ejes presentan una gran dispersión y no es posible distinguir agrupaciones (Figura 2.18b).

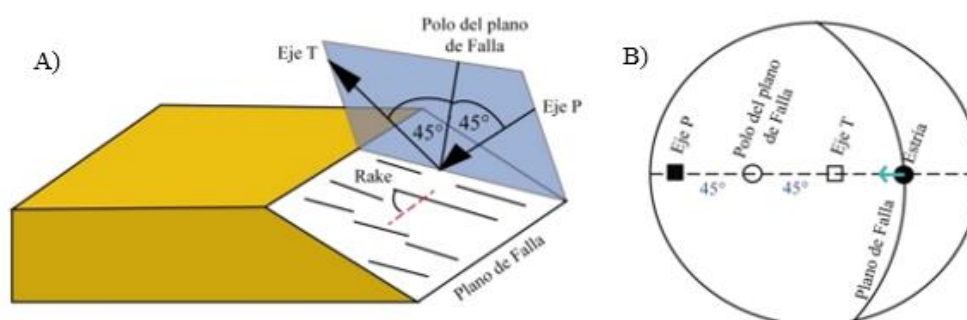


Figura 2.17. Representación geométrica de conceptos cinemáticos. (A) Distribución de ejes P y T. (B) Ejes P y T en una proyección estereográfica (modificado de Niemeyer, 1999).

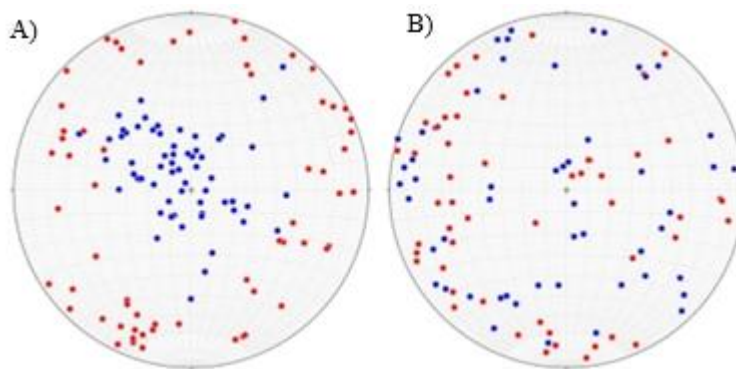


Figura 2.18. Distribución de ejes P y T. (A) Deformación Homogénea. (B) Deformación Heterogénea.

En caso de deformación homogénea es posible utilizar el método de los diedros o de pelota de playa (diagrama de *strain*) (Figura 2.19). Por el contrario, en el caso de ser heterogéneo, carece de sentido geológico realizar este diagrama ya que existe una superposición de distintos esfuerzos y cualquier interpretación sería errónea. A través de este método es posible caracterizar la deformación utilizando los ejes de deformación 1, 2 y 3, los cuales son perpendiculares entre sí. El eje 1 corresponde al eje de alargamiento máximo y el eje 3 al de acortamiento máximo.

Un sistema de fallas homogéneo corresponde a un sistema donde las fallas fueron activadas al mismo tiempo bajo un campo de *stress* homogéneo y bajo un campo de deformación homogéneo (Zalohar y Vrabec, 2008). Sin embargo, en la mayoría de los casos esto no ocurre en la naturaleza, sino que más bien existe una deformación heterogénea con subgrupos de fallas homogéneas (Angelier, 1989).

Para realizar el análisis cinemático se utilizará el *software* © *FaultKin 8.0* desarrollado por Marrett y Allmendinger (1990), el cual requiere, como mínimo, la orientación del plano de falla (rumbo y manteo), sentido de deslizamiento (dextral, sinistral, inversa o normal) y orientación de la estría de falla (*rake* o *trend* y *plunge*), lo que en su conjunto compone el *datum* de falla.

2.11.1. Método de los Diedros Rectos

El método de los diedros rectos es fundamentado mediante el concepto de plano nodal y de mecanismo focal. Es uno de los métodos gráficos más utilizados, el cual fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado por Angelier y Mechler (1977). Es aplicable de forma directa, tanto a fallas, como a mecanismos focales de terremotos, el cual consiste de un método geométrico basado en limitar para cada falla, las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión. Normalmente se emplea acudiendo a la proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan a) el plano de falla y b) otro plano auxiliar (perpendicular) y cuyo polo es la estría (Figura 2.19b). No conviene olvidar que, mientras que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, el plano auxiliar sólo existe como construcción geométrica.

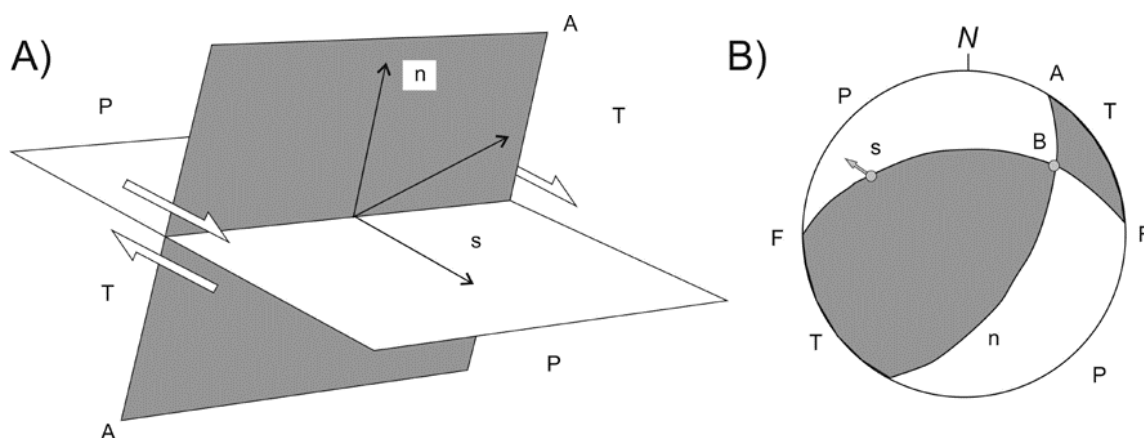


Figura 2.19. Diedros rectos y mecanismo focal de una falla. (A) En perspectiva. (B) En proyección estereográfica (extraído de CSN, 1998).

De este modo quedan definidos los diedros rectos en extensión (T) y en compresión (P), teniendo en cuenta el sentido de movimiento de la falla. Resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio, sino que deben de ubicarse en el diedro compresivo (diedro color blanco) y extensivo (diedro color negro) respectivamente (Angelier, 1994).

2.12. Rotación de bloques en sistemas transcurrentes

En los últimos años, estudios paleo-magnéticos han permitido determinar la rotación de bloques que se producen en sistemas de fallas transcurrentes. Datos publicados por algunos autores para la cordillera de la Costa (e.g. Randall *et al.*, 1996; Forsythe y Chisholm, 1994), han documentado rotaciones tectónicas de bloques internos en sentido horario, el cual suele ser explicado por un sistema de bloques tipo dominó, limitado por fallas, las que tienden a acomodar la deformación en el margen continental. Estos arreglos estructurales frecuentemente son originados por el movimiento de rumbo de un sistema de fallas mayor (e.g Sistema de Fallas de Atacama). Este modelo es planteado para explicar las diferentes orientaciones de los cuerpos intrusivos, los cuales en muchas ocasiones presentan una superposición de eventos rotacionales horarios-antihorarios, tal cual es propuesto por Contreras, 2018. A continuación, se muestra un esquema ilustrativo (Figura 2.20) de las estructuras generadas en un sistema de rumbo dextral de rotación horaria. En el esquema se logra observar como a través de un esfuerzo uniaxial ejercido por un pistón, se genera un movimiento dextral en el cizalle principal y la generación de estructuras secundarias homotéticas al sentido de movimiento mayor (riedels).

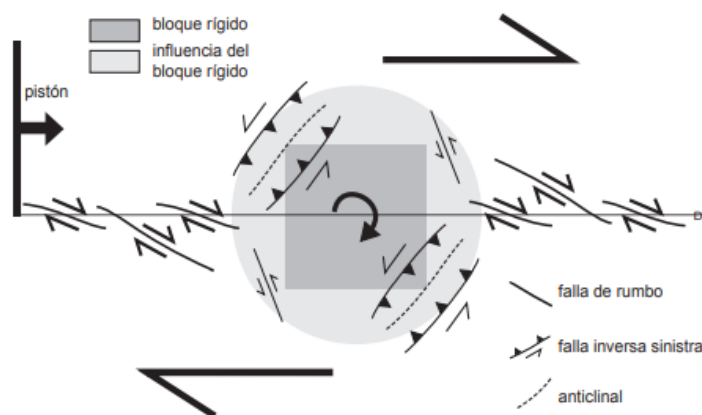


Figura 2.20. Esquema que muestra las características generales de la deformación alrededor del bloque rígido para un caso de movimiento dextral. Para un caso sinistral todos los indicadores de movimiento y geometría se invierten (extraído de Nalpas *et al.*, 2011).

CAPÍTULO III : MARCO GEOLÓGICO

3.1. Geología Regional

La geología regional de la zona de estudio está ligada principalmente a la evolución geológica del Ciclo Andino en el margen sur-occidental de Gondwana, dentro de la cual se involucran diversos episodios de depositación, emplazamiento, generación y deformación de rocas preexistentes. Evidencias de ello, son observables en el norte de Chile, donde es posible reconocer numerosas fases de extensión, compresión y transtensión, asociada a diversos factores, tales como, ángulo de subducción, velocidad de convergencia, acople y desacople de la placa entre otros.

Es en este ciclo, donde algunos autores (e.g., Charrier *et al.*, 2007) plantean el origen de un antiguo arco volcánico Jurásico (representado por la Fm. La Negra) en dirección N-S y el emplazamiento de numerosos cuerpos intrusivos (Figura 3.1), sin embargo, actualmente estos estudios se encuentran en discusión, debido a antecedentes que plantean un arco volcánico aún más antiguo y un proceso de subducción que ha permanecido activo desde mucho antes (Oliveros *et al.*, 2012; Coloma *et al.*, 2017; González *et al.*, 2017).

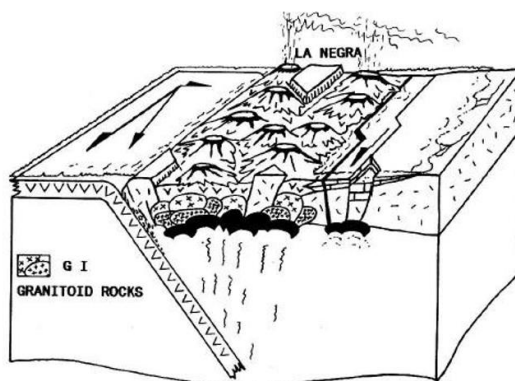


Figura 3.1. Modelo esquemático del ambiente tectónico y del magmatismo asociado durante la primera etapa del Ciclo Andino en el norte de Chile (190-130 Ma). Se muestra una subducción oblicua que desencadenó un cizallamiento paralelo al margen continental. El arco volcano-magmático está formado por lavas correspondientes a la Formación La Negra y por varios cuerpos intrusivos (modificado de Pichowiak, 1994).

Para explicar de manera detallada la geología regional del área de estudio, se debe incluir gran parte de la evolución del Ciclo Andino, el cual ha sido dividido en tres grandes etapas separadas por fases tectónicas, las que determinaron grandes cambios en la paleogeografía de cada periodo (Figura 3.2). A continuación, se describen los principales eventos y características de cada etapa para la región comprendida entre los 28° S y los 30° S.

Cenozoico	Neógeno	Holoceno	3° Etapa	
		Pleistoceno		
		Plioceno		
		Mioceno	FASE QUECHUA	
	Paleógeno	Oligoceno	3° Etapa	
		Eoceno	FASE INCAICA	
		Paleoceno	2° Etapa	
		Cretácico	Superior	FASE K-T
			Inferior	FASE PERUANA
			Jurásico	Superior
Medio				
Inferior				
Mesozoico	Jurásico	Superior	1° Etapa	
		Medio		
		Inferior		

Figura 3.2. Cuadro que muestra las diferentes etapas y fases compresivas del Ciclo Andino (modificado de Charrier *et al.*, 2007).

3.1.1. Primera etapa del Ciclo Andino (Jurásico temprano-Cretácico temprano)

Caracterizado por una subducción con mayor velocidad de convergencia y la generación de un arco volcánico juvenil (orientado en dirección ~N-S), los inicios del Ciclo Andino se han establecido por sus extremas condiciones de extensión cortical y generación de profundas cuencas, las que denotan condiciones transtensionales en el arco, mismo arco que al ir evolucionando, estuvo asociado a cuencas de trasarco interconectadas (Charrier *et al.*, 2007). Actualmente estas rocas volcánicas del arco afloran en el norte y sur de Chañaral y se encuentran asignadas a la Formación La Negra, estableciéndose solo la conservación de la expresión más oriental del arco (Charrier *et al.*, 2007).

Es en el Jurásico medio-Cretácico temprano donde el régimen transtensional y su convergencia oblicua dan lugar al desarrollo de voluminosas cuencas de trasarco (Figura 3.3) principalmente compuestas por sedimentitas marinas y continentales. Estos depósitos están asociados con el desarrollo y establecimiento de cuencas marginales abortadas de trasarco, que resultan de la extensión progresiva del borde continental de Sudamérica, reiniciado a principios del Cretácico (Mpodozis y Ramos, 1990; Martínez *et al.*, 2012).

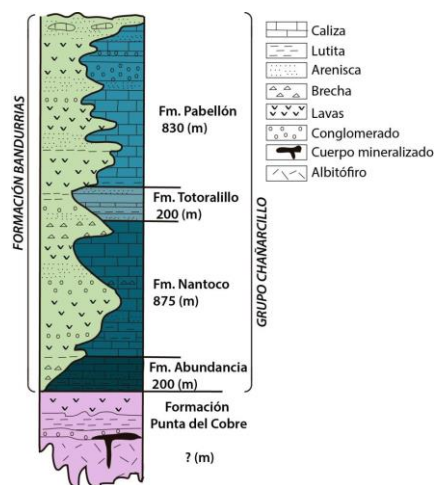


Figura 3.3. Columna estratigráfica del Cretácico Inferior, mostrando la interdigitación entre el Grupo Chañarillo y Bandurrias, y sus intercalaciones entre facies marinas y volcánicas (modificado de Camus, 1980).

En la sub etapa 1 del Ciclo Andino (185-170 Ma), se produce la actividad volcánica más intensa, la cual quedará registrada por la gran cantidad de diques y *stock* sub-volcánicos, que cubrirán más del 40% del área entre los principales ramales del Sistema de Fallas Atacama (SFA) y que presentan una frecuente alineación N-S de sus grandes cuerpos intrusivos (Godoy y Lara, 1998). Dentro de estos últimos se encuentra el plutón El Morro (189-180 Ma), compuesto principalmente por granodioritas, tonalitas y dioritas (Godoy *et al.*, 2003).

Es el SFA el rasgo estructural más notable, extenso, e importante de este periodo, estableciéndose como una falla de rumbo (*strike-slip*) paralela a la fosa, y cuya traza de más de 1000 kilómetros, se ubica a lo largo de la actual Cordillera de la Costa (Figura 3.4). Su génesis estuvo relacionada con la oblicuidad que tenía el vector de convergencia entre las placas Aluk y Sudamericana en el Jurásico temprano, determinando un movimiento principalmente sinistral, con componentes normales (transtensional), reportando posteriormente numerosos movimientos tanto sinistral como dextrales durante su actividad (Godoy y Lara, 1998).

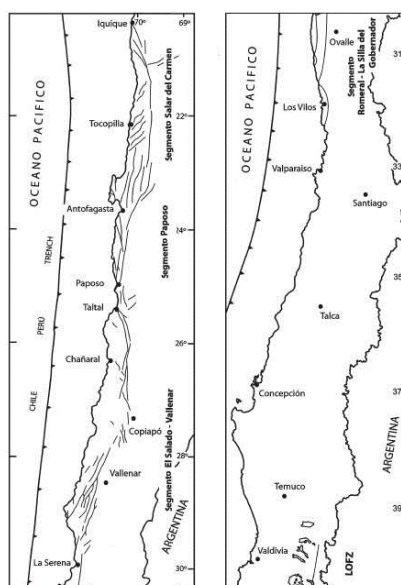


Figura 3.4. Trazas de los diferentes segmentos del Sistema de Fallas de Atacama, de norte a sur: Salar del Carmen, Paposo, El Salado-Vallenar y Romeral-La Silla del Gobernador (extraído de Charrier *et al.*, 2007).

Esta primera etapa llegó a su fin con un pulso de deformación compresiva ocurrido en el límite entre el Cretácico Inferior y el Cretácico Superior, el cual invirtió parcialmente las cuencas de trasarco hasta entonces existentes (Mourgues, 2007). Este evento de deformación corresponde a la llamada Fase Peruana o Sub-Hercyniana (Charrier y Vicente, 1972; Vicente *et al.*, 1973; Reutter, 2001) y puede correlacionarse con la reorganización de placas ocurrida a los 90 Ma (Scheuber *et al.*, 1994; Reutter, 2001), que causó el desplazamiento hacia el SE de la placa Farallón y la convergencia oblicua dextral entre dicha placa y la Sudamericana (Figura 3.5).

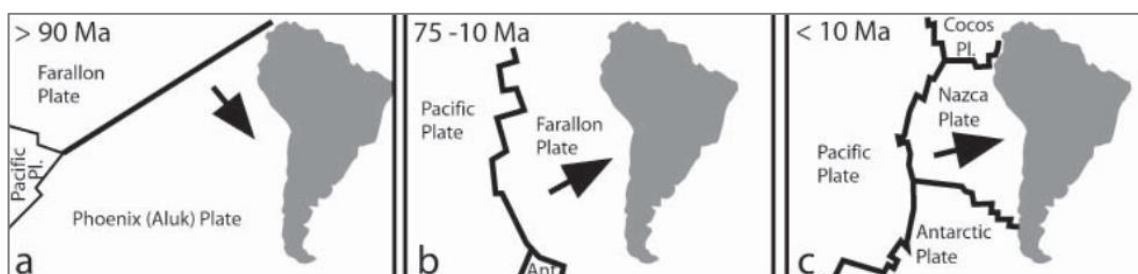


Figura 3.5. Geometría de las placas en el margen sudamericano para (A) Cretácico Superior temprano; (B) Cretácico Superior al Mioceno superior; (C) Mioceno superior al presente (extraído de Scheuber *et al.*, 1994).

3.1.2. Segunda etapa del Ciclo Andino (Cretácico temprano – Paleógeno inferior)

Luego de la Fase Peruana la organización paleogeográfica de la región cambió drásticamente, el arco magmático migró hacia el este, ubicándose en la zona de la actual Depresión Central y más hacia el oriente se desarrolló una cuenca de antepaís, reemplazando a la cuenca de trasarco de la etapa anterior (Charrier *et al.*, 2007).

Episodios extensionales asociados con intensa actividad magmática caracterizan a esta etapa. El predominio de condiciones tectónicas extensionales/transtensionales puede ser relacionado con el período de baja tasa de convergencia oblicua entre las placas Farallón y Sudamericana desarrollado durante el Cretácico Superior y las primeras etapas del Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar, 1987). Luego, en el límite Cretácico Superior-Paleoceno ocurrió un evento compresivo que ha sido nombrado por estos mismos autores como Fase K-T. Este evento fue esencialmente controlado por la inversión de las principales fallas desarrolladas a lo largo de los ejes del arco, algunas de las cuales habían participado en los movimientos extensionales ocurridos durante el Cretácico Superior.

Posteriormente a dicho evento compresivo, existe una reactivación en la extensión, (aunque con menor intensidad que el comienzo de la etapa), el cual se mantuvo hasta el Eoceno medio, momento en que se produjo una segunda fase de deformación compresiva conocida como Fase Incaica (Charrier y Vicente, 1972; Charrier y Malumian, 1975; Maksaev, 1978; Reutter, 2001). Esta fase marca el fin de la Segunda Etapa y da lugar a una inversión tectónica generalizada en el arco y en las cuencas extensionales desarrolladas luego de la fase K-T, coincidiendo con un *peak* en la tasa de convergencia de las placas ocurrida aproximadamente a los 45 Ma, el que a su vez se asocia con una reducción considerable de su oblicuidad (Pilger, 1984; Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

3.1.3. Tercera etapa del Ciclo Andino (Paleógeno Superior - Reciente)

Durante esta etapa es cuando se produce el alzamiento andino y Los Andes chilenos adquieren sus actuales características, desarrollándose gran parte de las unidades morfo-estructurales que hoy observamos y el arco volcánico alcanza su actual posición.

Al comienzo de esta etapa, al menos al norte de los 27° S, la paleogeografía se caracterizaba por la presencia del “relieve incaico”, rasgo topográfico desarrollado a partir de la inversión y consecuente alzamiento del arco y las cuencas intra-arco asociadas, que se produjo durante el Eoceno medio – Eoceno superior (Fase Incaica).

Durante el Oligoceno y Mioceno inferior, en el área ubicada aproximadamente entre 26° y 27° S habría continuado la erosión del relieve incaico remanente. En los lugares en que los ríos podían alcanzar el océano, la sedimentación ocurrió en la plataforma continental. Según Riquelme *et al.* (2003), en esta zona la actividad miocena a lo largo de la SFA alzó la parte occidental de la Cordillera de la Costa, dando origen a cuencas sedimentarias cerradas hacia el este. Sedimentos gruesos comenzaron a cubrir el flanco oeste de la Cordillera de Domeyko (Precordillera en esa latitud), rellenando los profundos sistemas de drenaje previamente generados para dar origen a las Gravas de Atacama.

3.2. Geología Local

El área de estudio (cuadrángulo rojo) está conformada principalmente por la unidad de Granodiorita Morro Copiapó (Figura 3.6) de edad Jurásico Inferior, la cual se encuentra parcialmente cubierta por depósitos sedimentarios, pertenecientes a la Formación Bahía Inglesa, Estratos de Caldera y depósitos aluviales más recientes (Godoy *et al.* 2003).

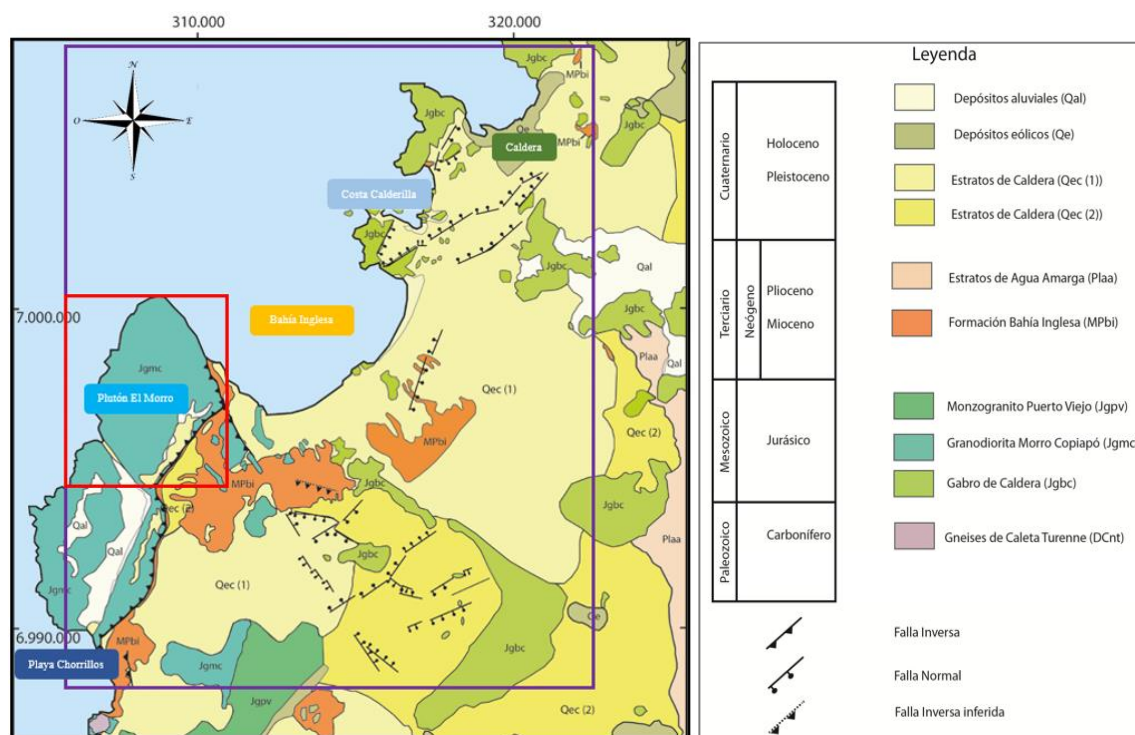


Figura 3.6. Mapa geológico para la zona de estudio (cuadrángulo rojo). Escala 1:100.000 (modificado de Godoy *et al.* 2003 y Marquardt *et al.*, 2004).

3.2.1. Unidades Geológicas

A continuación, se presenta una síntesis de las unidades geológicas reconocidas en la zona de estudio con especial énfasis a las comprendidas dentro del cuadrángulo rojo, ya que corresponden a las estudiadas en este trabajo.

Mesozoico

En la región, es posible reconocer una alta presencia de rocas plutónicas asociadas al arco magmático del margen continental activo presente en este período.

Durante el Jurásico temprano abundan cuerpos gabroicos, monzograníticos y dioríticos, muchos de los cuales habrían intruído el basamento epimetamórfico. Pertenecen a este período El Monzogranito Puerto Viejo, Gabro Caldera y Granodiorita Morro Copiapó (Godoy *et al.*, 2003).

Hacia el Jurásico Medio, se hace evidente la presencia de un sistema estructural de orientación NNE-SSW que controlaría el emplazamiento de numerosos cuerpos ígneos subverticales. Estas estructuras serían parte del Sistema de Fallas de Atacama (Godoy *et al.*, 2003).

3.2.1.1. Granodiorita Morro Copiapó

La Granodiorita Morro Copiapó se caracteriza por ser un cuerpo intrusivo perteneciente al gran Batolito de la Costa, el cual ha sido datado con una edad de 189-186 Ma ($40Ar/39Ar$ en hornblenda). Composicionalmente se divide en numerosos pulsos magmáticos compuestos principalmente por rocas de composición ácida a intermedia, tales como, dioritas, tonalitas y granodioritas. Estas rocas tienden a aflorar entre quebrada Añañucal (al sur del río Copiapó) y El Morro Copiapó, y se ponen en contacto con sedimentos marinos y eólicos de edad Neógeno y Cuaternario mediante una gran estructura denominada “Falla del Morro Copiapó”. Esta estructura ha sido definida como una falla inversa que proviene del gran SFA y que dio lugar al emplazamiento de numerosos diques subverticales de composición diorítica con rumbo NW-SE encontrados en gran parte del distrito (Godoy *et al.*, 2003).

Cenozoico

En la zona de estudio no existen unidades pertenecientes al Paleógeno. La ausencia de rocas ígneas está asociada a la migración que tuvo el arco magmático hacia el oriente en los períodos anteriores. Por otro lado, la inexistencia de rocas sedimentarias sería consecuencia de una continua exhumación del área costera durante este período (Godoy *et al.*, 2003).

El Neógeno está representado en la zona de estudio por depósitos continentales provenientes de la erosión de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, y por sedimentos marinos depositados en la plataforma continental, que, en la actualidad, afloran en la franja costera (Godoy *et al.*, 2003). Las unidades de este período halladas en la zona de estudio son principalmente La Formación Bahía Inglesa y Estratos de Caldera (Marquardt *et al.*, 2000).

3.2.1.2. Formación Bahía Inglesa

Corresponde a una sucesión sedimentaria semi-consolidada, clástica y fosilífera de tipo marina- litoral con muchos cambios de facies, lateral y verticalmente. Se caracteriza por un dominio de litofacies de coquinas, areniscas, margas y fangolitas, en las últimas de la cuales se incluyen diatomitas, fosforitas y cenizas retrabajadas. De manera subordinada presenta conglomerados y brechas. Aflora a lo largo de la costa, desde Quebrada Blanca hasta Puerto Viejo, al norte y sur, respectivamente (Marquardt *et al.*, 2000; Rojo, 1985). Esta unidad sobreyace dos unidades distintas en la región y Marquardt (1999) propone redefinirla en base a dos localidades tipo:

Desembocadura del río Copiapó: En esta localidad, la exposición de su base muestra un conglomerado grueso de carácter transgresivo de 1,5 m de potencia, depositado sobre las Gravas de Angostura mediante una discordancia erosiva. Hacia el techo, continuarían 30m de areniscas interdigitadas con coquinas.

Playa Chorrillos: En esta localidad, la formación sobreyacen mediante inconformidad a la Granodiorita Morro Copiapó y subyace, al menos, por 10 secuencias sedimentarias asociadas a diferentes facies.

En toda su exposición, la formación está sobreyacida por los Estratos de Caldera mediante una discordancia erosiva.

3.2.1.3. Estratos de Caldera

Sucesión sedimentaria marina-litoral que aflora a 15 km al interior de la línea de costa actual, en donde alcanzan cotas de 210 ± 20 m. Compuesta fundamentalmente por sedimentos clásticos y carbonatados, los cuales constituyen niveles grano decrecientes cuyos espesores varían desde 1 a 3 metros y que morfológicamente se expresan como un conjunto de terrazas de abrasión marina. Estas terrazas sobreyacen tanto mediante inconformidad a la Granodiorita Morro Copiapó (Jurásico inferior) como en discordancia de erosión a la Formación Bahía Inglesa (Mioceno medio-Plioceno inferior) (Godoy *et al.*, 2003).

Dentro de sus dominios, se establecen dos facies sedimentarias, divididas en (i) facies de conglomerados basales y (ii) facies de areniscas y coquinas superiores. La primera se haya constituida por orto y para-conglomerados masivos, con alto grado de redondeamiento y esfericidad, de mala selección y clastos de composición monomíctica, posiblemente producto de la erosión del basamento (Marquardt, 1999). La segunda, se caracteriza por la presencia de clastos líticos mayores, de composición monomíctica y polimíctica, y con un grado de esfericidad y redondeamiento medio. Las areniscas presentan grano fino y generalmente se hayan bien seleccionadas, mientras que las coquinas se hayan de forma masiva y con gran variedad de asociaciones faunísticas.

3.2.1.4. Depósitos aluviales

Caracterizados por sedimentos no cohesivos a levemente consolidados, los depósitos aluviales del distrito se constituyen por clastos tamaño bloques, gravas y en menor distribución arenas y limos, los que conforman los abanicos aluviales del sector y sobreyacen a las unidades más antiguas, determinándose como depósitos pertenecientes al periodo Cuaternario (Godoy *et al.*, 2003).

Las gravas del distrito presentan empaquetamiento del tipo clasto soportado, mientras que las arenas demuestran regímenes de alta y baja energía, lo que queda plasmado por estructuras sedimentarias, tales como laminación paralela y en artesa. Los clastos monomícticos (mal seleccionados y con bajo grado de redondez) son producto de la erosión y transporte de las rocas intrusivas de los sectores aledaños y se haya presentes en una matriz areno-limosa. En cuanto a su distribución areal, estos depósitos se presentan en toda el área de estudio, concentrándose al pie de la Cordillera de la Costa (Godoy *et al.*, 2003).

CAPÍTULO IV: METODOLOGÍAS

4.1. Etapa de gabinete I

Se procedió a realizar una revisión bibliográfica de estudios anteriormente publicados de la zona de interés (cartas geológicas, revistas científicas, congresos geológicos, etc.) para luego confeccionar la base de un mapa lito-estructural a escala 1:10.000. La imagen satelital del sector de estudio, se obtuvo a partir del *software* © SASPlanet y su georreferenciación se realizó según el sistema de coordenadas UTM, *datum* WGS84, H19S.

4.1.1. Elaboración de base de datos

Para optimizar el trabajo en terreno se elaboró una tabla de datos, mediante el *software* © Microsoft Office Excel 2013, con los siguientes parámetros a obtener en terreno.

Punto	Localidad	Coordenada N	Coordenada E	Dato	Rumbo	Manteo	Rake
-------	-----------	--------------	--------------	------	-------	--------	------

<i>Plunge</i> estría	<i>Trend</i> estría	Tipo	Criterio	Calidad	Alteración	Muestra	Foto
-------------------------	------------------------	------	----------	---------	------------	---------	------

Estación	Coordenada Norte	Coordenada Este	Ejes de elipsoide		
			Eje largo (X)	Eje medio (Y)	Eje corto (Z)

- ❖ Puntos visitados en terreno.
- ❖ Localidad, es referida al sector geográfico donde fue tomado el dato.
- ❖ Coordenada Norte y Este, medida en UTM (*Universal Transversal Mercator*).
- ❖ Dato, indica el nombre de estructura medida (falla, dique o plano de estratificación).
- ❖ Rumbo y Manteo, corresponde a la orientación espacial de la estructura.
- ❖ *Rake*, es la orientación de la estría medida con la regla de la mano derecha.

Geología y control estructural del plutón El Morro, Caldera, Chile.

- ❖ *Plunge y Trend*, orientación espacial de una línea.
- ❖ Tipo, hace referencia a la cinemática de las fallas.
- ❖ Criterio(s) con el(los) cual(es) se determinó el sentido del desplazamiento.
- ❖ Calidad de los criterios cinemáticos, categorizados de A-D (Tabla n°1).
- ❖ Foliación de los enclaves.
- ❖ Ejes del elipsoide en tres dimensiones.

Tabla n°1	
Tipo	Criterio
A	Estrías muy marcadas más la presencia de dos o más índices cinemáticos, incluidas las fibras de relleno.
B	Estrías claras, con uno o más índices cinemáticos.
C	Presencia de un solo índice cinemático no muy claro, con estrías más o menos marcadas, presencia de índices cinemáticos con escasa asimetría.
D	Planos de fallas muy poco claros o inferidos, no se utilizarán en los análisis cinemáticos.

4.2.Etapa de terreno I

4.2.1. Mapeo y muestreo

El muestreo y levantamiento geológico en primera instancia fue patrocinado por el Departamento de Geología de la Universidad de Atacama, en el cual se contribuyó con todos los recursos asociados al traslado y seguro ante accidentes del grupo de trabajo. La visita consistió en 4 días de terreno (ida y vuelta) con al menos 8 horas cronológicas. La segunda visita, fue realizada de manera particular durante 5 días, en un campamento cercano a la zona estudiada, en esta visita se amplió el tiempo de trabajo a 10 horas de terreno. Finalmente se realizó una tercera ida a terreno, por 3 días, en donde se logró concluir con el mapeo lito-estructural del sector.

En el trabajo de campo se analizó la roca de caja, mineralización, alteración, estructuras geológicas y contacto entre unidades presentes, dando énfasis en determinar la temporalidad relativa de los cuerpos plutónicos, ya sea, mediante relaciones de corte, intrusiones magmáticas y/o texturas de desequilibrio. La geología estructural es determinante en este aspecto, por lo cual se midió la mayor cantidad de estructuras,

enfocándose principalmente en el hallazgo de fábricas magmáticas e indicadores cinemáticos. Posteriormente se procedió a realizar un levantamiento geológico y una recolección amplia de muestras, para finalmente realizar una breve descripción petrográfica de cada una de ellas. Es importante mencionar que en cada punto de interés se realizó un esquema y un muestreo detallado de cada unidad litológica presente, las que fueron almacenadas en bolsas plásticas individuales con su respectivo código determinado.

4.3.Etapa de gabinete II

Tras haber recolectado toda información geológica de terreno, se procedió a realizar un análisis petrográfico-estructural detallado (macroscópico) y procesamiento estadístico de datos mediante los programas *Dips* 5.0 y *Faultkin* 8.0.

4.3.1. Descripción petrográfica

La descripción petrográfica macroscópica de la roca, fue realizada con lupa de mano (10x de aumento), microscopio portátil (60x-120x de aumento), rayador, comparador visual y ácido clorhídrico al 10%. Posteriormente, se reconocieron cada uno de los minerales visibles a simple vista, para luego calcular los porcentajes estimativos de aquellos y definir las texturas principales de la roca. En el caso de las rocas ígneas, su clasificación fue otorgada según Steckelisen (1974).

CAPÍTULO V: UNIDADES LITOLÓGICAS DEL PLUTÓN EL MORRO

A continuación, se muestra un mapa geo-estructural del distrito a escala 1:10.000, la distribución espacial de las unidades litológicas y su orientación preferencial. También es posible observar dos trazas de perfiles en diferente dirección (A-A'; B-B'), realizadas con el objetivo de mostrar las relaciones de contacto entre las secuencias sedimentarias y las rocas intrusivas del área estudiada.

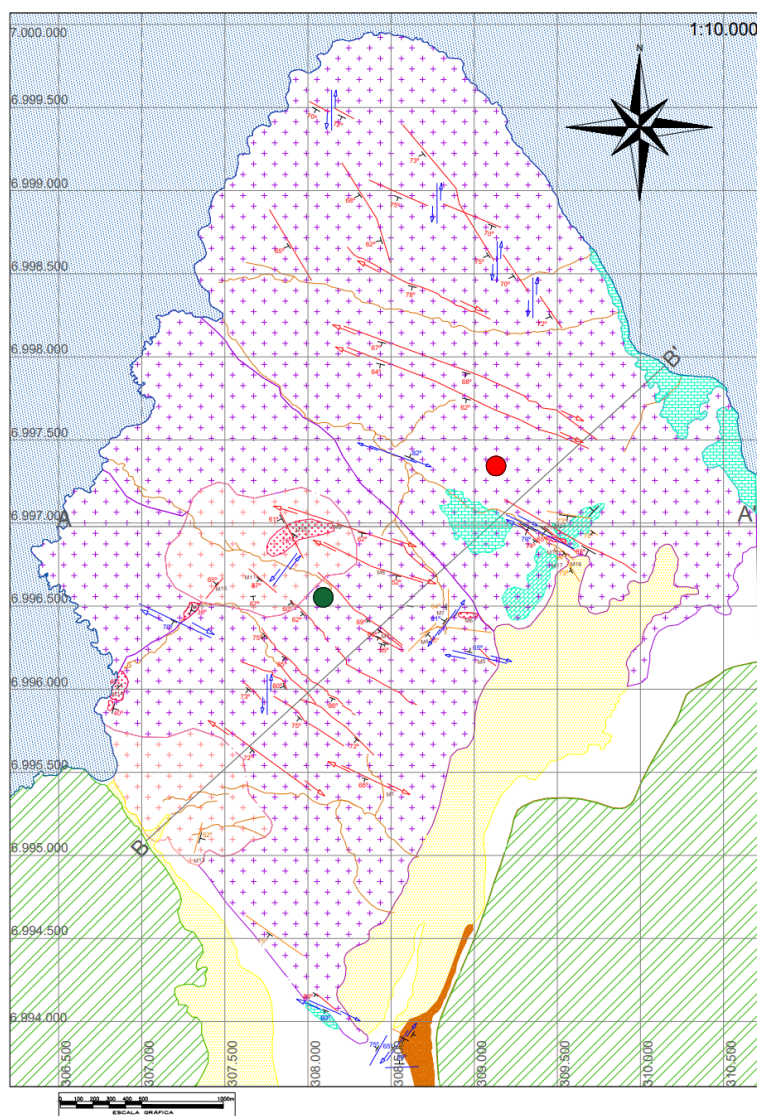


Figura 5.1. Mapa geo-estructural del área de estudio

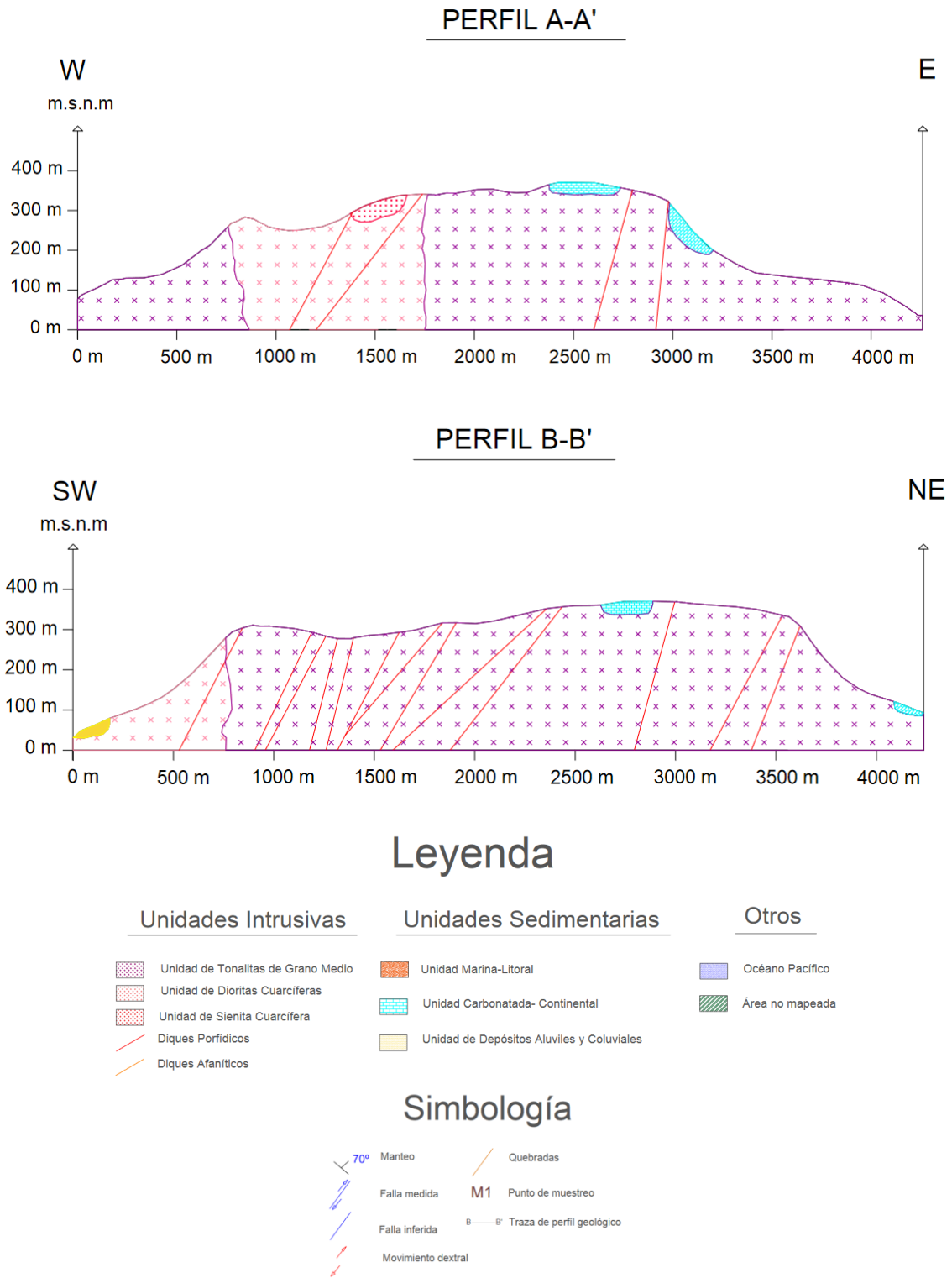


Figura 5.2. Perfiles lito-estructurales del plutón El Morro (señalados en el mapa).

5.1. Rocas Intrusivas

5.1.1. Unidad de Tonalita de Grano Medio (UTGM)

Distribución y relaciones de contacto

Unidad geológica más extensa del área de estudio (Figura 5.3a), la cual infrayace mediante inconformidad a las secuencias sedimentarias del distrito (Unidad Clásica Carbonatada y Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales) (Figura 5.3b). Esta unidad es intruída tanto por la Unidad de Dioritas Cuarcíferas como por numerosos diques dioríticos de textura porfídica y afanítica. Su extensión espacial es considerable, abarcando la mayor parte del sector norte del cuerpo intrusivo (Figura 5.3c).

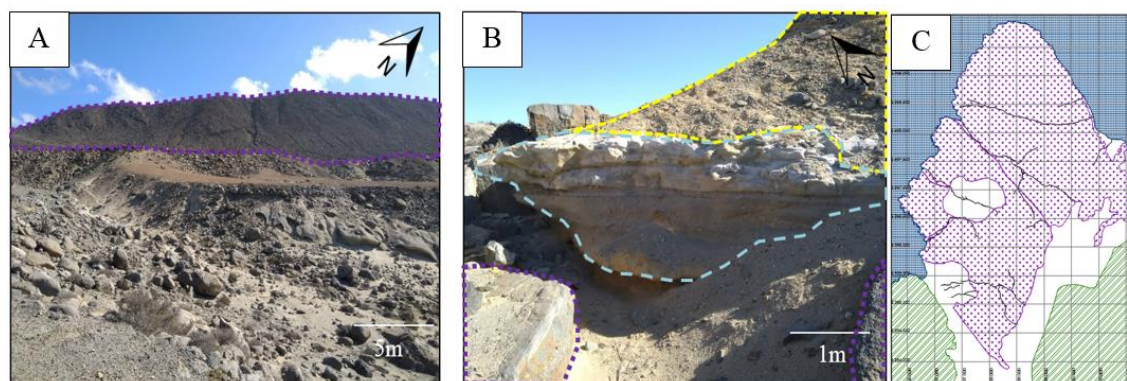


Figura 5.3. Relaciones de corte entre las unidades presentes en el distrito. (A) Unidad Tonalita de Grano Medio (línea segmentada color morado). (B) Contacto por inconformidad entre la Unidad Clásica Carbonatada (color celeste) y la Unidad de Tonalitas de Grano Medio (color morado), la cual se haya cubierta por depósitos clásticos provenientes de la erosión del plutón (color amarillo). Obsérvese cómo los depósitos clásticos cubren gran parte de la unida señalada. (C) Distribución espacial de la UTGM.

Litología

Corresponde a una tonalita de color gris oscuro (Figura 5.4) con textura holocristalina, fanerítica y equigranular, cuyo tamaño promedio de los cristales varía entre 1 y 2mm. Dentro de su composición mineralógica se observan minerales tales como cuarzo (25%) con desarrollo cristalino anhedral, plagioclasas (65%) con desarrollo subhedral a anhedral y minerales máficos (biotitas y hornblendas) (10%) con desarrollo cristalino subhedral.



Figura 5.4. Muestra de mano de UTGM, obsérvese la textura equigranular representada por los cristales de plagioclasa y cuarzo.

5.1.2. Unidad de Dioritas Cuarcíferas (UDC)

Distribución y relaciones de contacto

Unidad geológica presente en determinados sectores del área de estudio, principalmente en el sector NW del distrito, la cual intruye a la UTGM (Figura 5.5a) e infrayace mediante inconformidad a las secuencias sedimentarias (Unidad Clástica Carbonatada y Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales). A su vez esta unidad es intruída por números diques dioríticos de textura afanítica (Figura 5.5b), porfídica, y microtonalíticos.

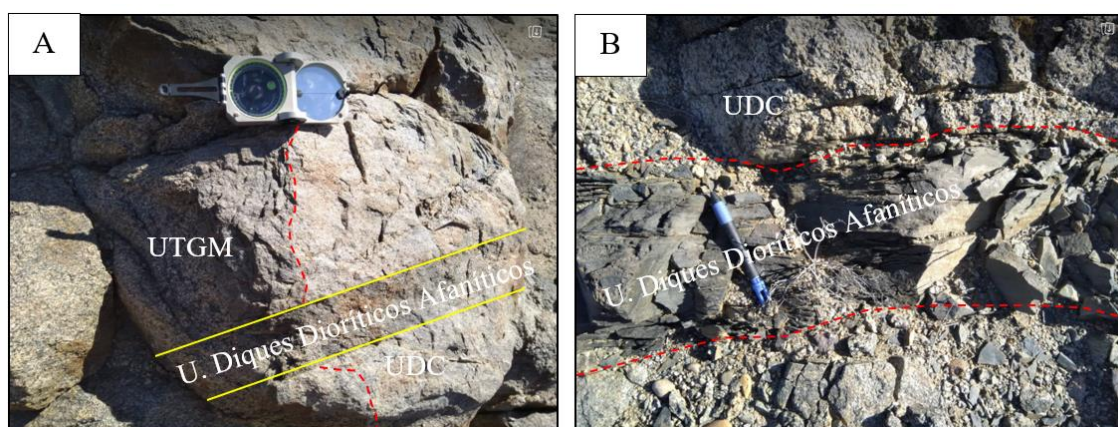


Figura 5.5. (A) Contacto por intrusión entre la UTGM y la UDC (línea segmentada color rojo). Intrusión de un dique de composición diorítica (línea continua color amarillo). (B) Dique afanítico intruyendo a la UDC.

Litología

Corresponde a una roca color grisácea (Figura 5.6) de textura fanerítica, holocristalina y equigranular, cuyos cristales de plagioclasa (65%) y cuarzo (12%) varían en tamaño desde 1,5 a 2mm. Adicionalmente se observan minerales máficos, tales como biotitas (8%) y hornblendas (15%), ambas con desarrollo cristalino subhedral, las cuales constituyen alrededor de un 23% de la muestra.



Figura 5.6. (A) Muestra de mano de UDC, obsérvese la gran cantidad de minerales máficos en la roca.

5.1.3. Unidad de Diques Micro-tonalíticos (UDMT)

Distribución y relaciones de contacto

Diques relativamente escasos que intruyen a la UTGM (Figura 5.7a) y la UDC (Figura 5.7b), estos diques afloran principalmente en quebradas de orientación NE-SW, aprovechando fracturas de bajo buzamiento, cuyos manteos promedios varían entre 10 y 20°. Se caracterizan por presentar la menor densidad, potencia y corrida de los diques observados en el distrito. Estos cuerpos hipabisales son cortados por la Unidad de Diques Pórfido-Dioríticos (Figura 5.8a) y Unidad de Diques Dioríticos Afaníticos (Figura 5.8b). Presentan contactos netos con la roca de caja, a veces incluyendo xenolitos de la UTGM en sus márgenes (Figura 5.8c). Su potencia modal varía en 0,8 y 1 m de espesor, mientras que su corrida estimada varía entre 13 y 14 m visibles (Figura 5.8c).

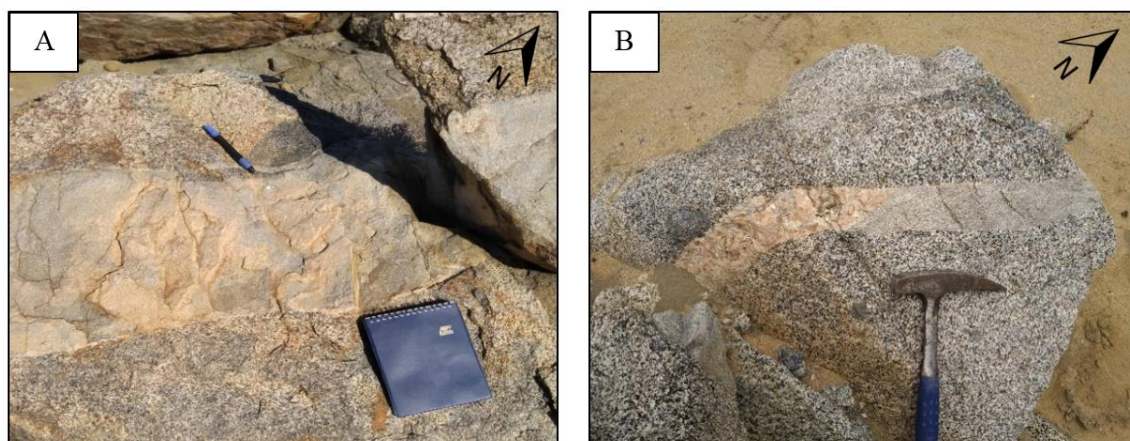


Figura 5.7. (A) Contacto por intrusión entre la UDMT y la UTGM. (B) Contacto por intrusión entre UDMT y UDC, obsérvese la interacción magmática entre UDMT y diques pegmatíticos (USC).

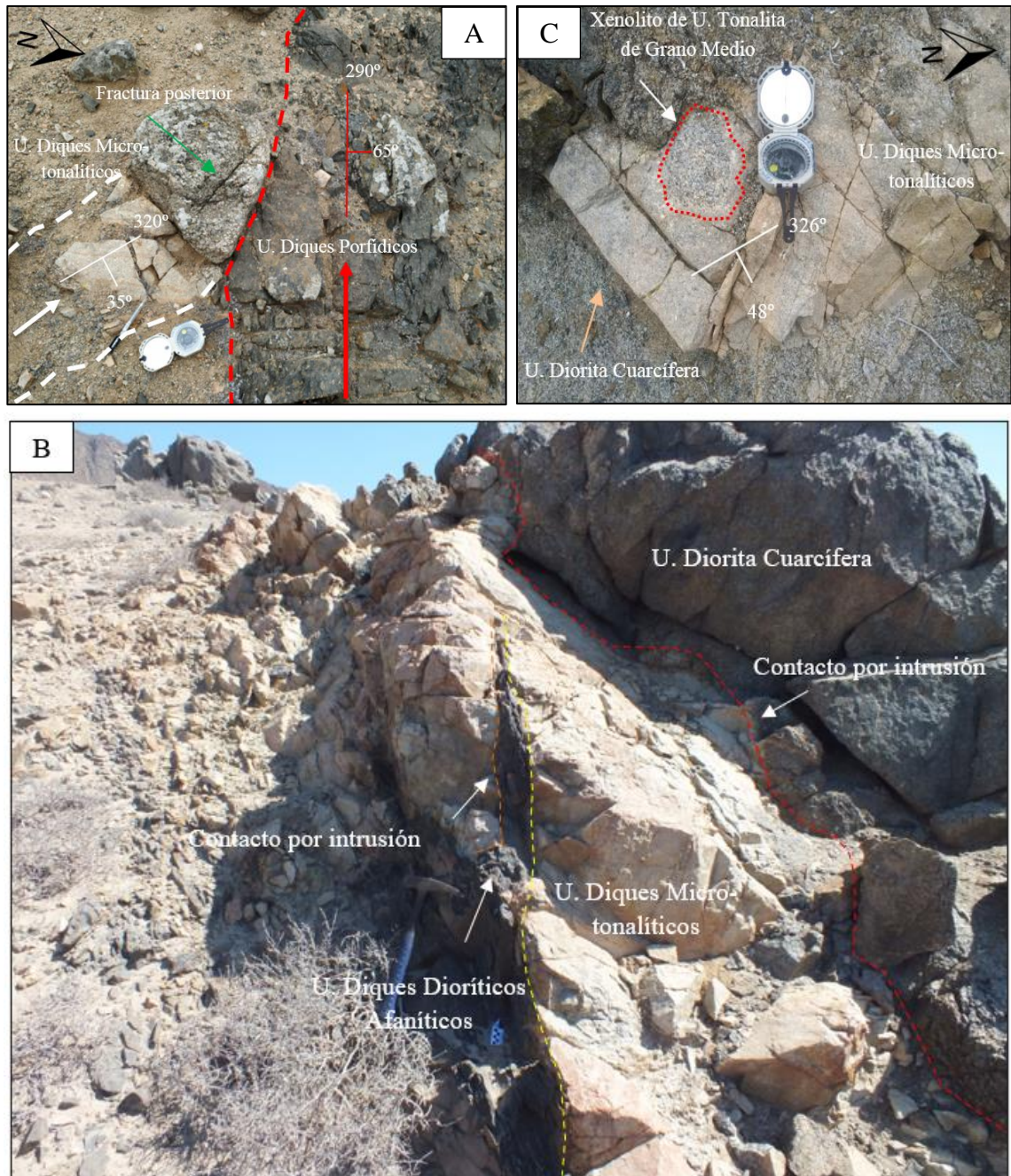


Figura 5.8. (A) Contacto por intrusión entre Unidad de Diques Porfídicos (UDP) y UDMT (línea segmentada color rojo). (B) Contacto por intrusión entre UDMT con UDC (línea segmentada color rojo) y Unidad de Diques Afaníticos (UDA) con UDMT (línea segmentada color amarillo). (C) Emplazamiento sub-horizontal e intrusión de UDMT en UDC, obsérvese el xenolito de UTGM (contorno color rojo) en los márgenes del cuerpo hipabisal.

Litología

Macroscópicamente corresponden a diques tonalíticos de textura microcristalina con índice de color leucocrático, es posible observar cristales de plagioclasa (55%) con desarrollo cristalino subhedral, cuarzo anhedral (35%) y biotita subhedral (10%).



Figura 5.9. (A) Muestra de mano de UDMT.

5.1.4. Unidad de Diques Pórfido-Dioríticos (UDP)

Distribución y relaciones de contacto

Unidad caracterizada por cortar la secuencia intrusiva en direcciones preferenciales (NW-SE). Esta unidad se presenta a lo largo de todo el distrito demostrando un contacto por intrusión tanto en la UTGM (Figura 5.10), como en la UDC. Se distinguen por exhibir la mayor corrida y potencia de los diques presentes en terreno. Frecuentemente estos cuerpos tabulares se emplazan en estructuras de 280° - 290° (NW-SE) en su rumbo y mantean generalmente entre 60 - 70° SW. Debido a su considerable longitud, estos cuerpos son fácilmente distinguibles en planta desde imágenes satelitales.

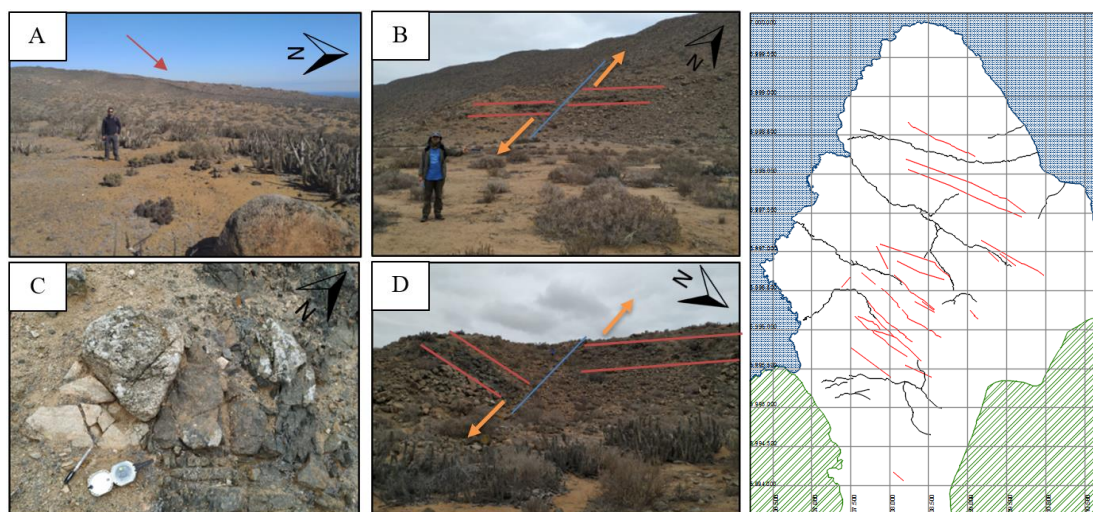


Figura 5.10. Fotografías en distintas perspectivas de afloramientos de diques porfídicos. Obsérvese la gran longitud de los cuerpos hipabisales y su orientación preferencial. (A) Dique intruyendo a la UTGM. (B) Falla sinistral inversa desplazando el cuerpo hipabisal. (C) Contacto por intrusión entre dique porfídico, UTGM y UDCF. (D) Dique desplazado producto de falla sinistral normal.

Litología

Corresponde a diques con masa fundamental afanítica (~60%), dentro de la cual se hallan inmersos cristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa (25%), los cuales varían en tamaño desde 1mm a 1cm de longitud (textura porfídica seriada), también se presentan cristales de hornblendas (15%) con desarrollo cristalino subhedral, cuyo tamaño promedio es de ~4mm. A escala afloramiento, los cristales de plagioclasa se tienden a orientar en forma oblicua a la dirección de emplazamiento del dique (dirección indicada por el bolígrafo).

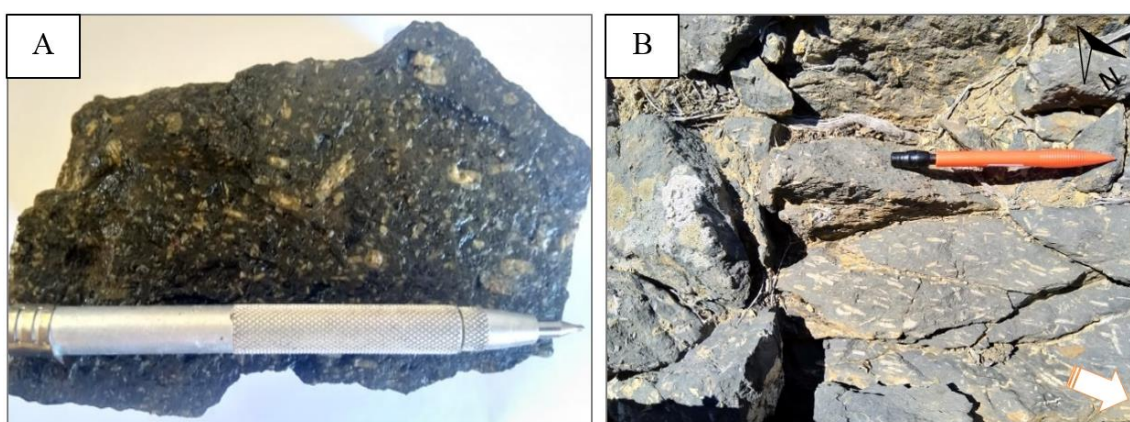


Figura 5.11. (A) Muestra de mano de UDP, obsérvese la textura porfídica seriada representada por los cristales de plagioclasa. (B) Fotografía de afloramiento de UDP, donde se indica la orientación preferencial de los cristales de plagioclasa (flecha color blanco).

5.1.5. Unidad de Diques Dioríticos Afaníticos (UDA)

Distribución y relaciones de contacto

Estos diques presentan contacto por intrusión con la UTGM, UDC y UDMT. Se distribuyen a lo largo de todo el distrito, aflorando sutilmente en sectores de alta meteorización. Se clasifican como diques de potencia relativamente baja ($< 1\text{m}$) y corridas variables de entre 15 y 20 metros visibles en superficie (Figura 5.12). Suelen presentar bordes enfriados con foliación oblicua a sus paredes y emplazarse en estructuras que bordean los 50° - 70° de buzamiento generalmente.



Figura 5.12. Unidad de Diques Afaníticos intruyendo a la UTGM (línea segmentada color rojo).

Litología

Corresponde a diques de color gris oscuro cuyo índice de color ~60% (mesocrático), presenta textura holocristalina y afanítica. A escala mesoscópica se logra observar una masa fundamental microcristalina con cristales milimétricos de plagioclasa (<1mm), los cuales constituyen alrededor de un 5% de la muestra total, clasificándose como una diorita según Streckeisen (1974).



Figura 5.13. Muestra de mano de UDA, obsérvese el gran porcentaje de minerales máficos presentes en la roca.

5.1.6. Unidad de Sienita Cuarcifera (USC)

Distribución y relaciones de contacto

Unidad de escasa extensión areal que aflora en determinados lugares del sector de estudio (principalmente en las quebradas del sector NE-SW del distrito), emplazándose en cuerpos tabulares paralelos y sub-horizontales (Figura 5.14a y 5.14b). Estos cuerpos magmáticos intruyen a la UTGM y UDC aprovechando fracturas preexistentes en la roca con orientaciones preferenciales de 220° (Figura 5.14c y 5.14d).

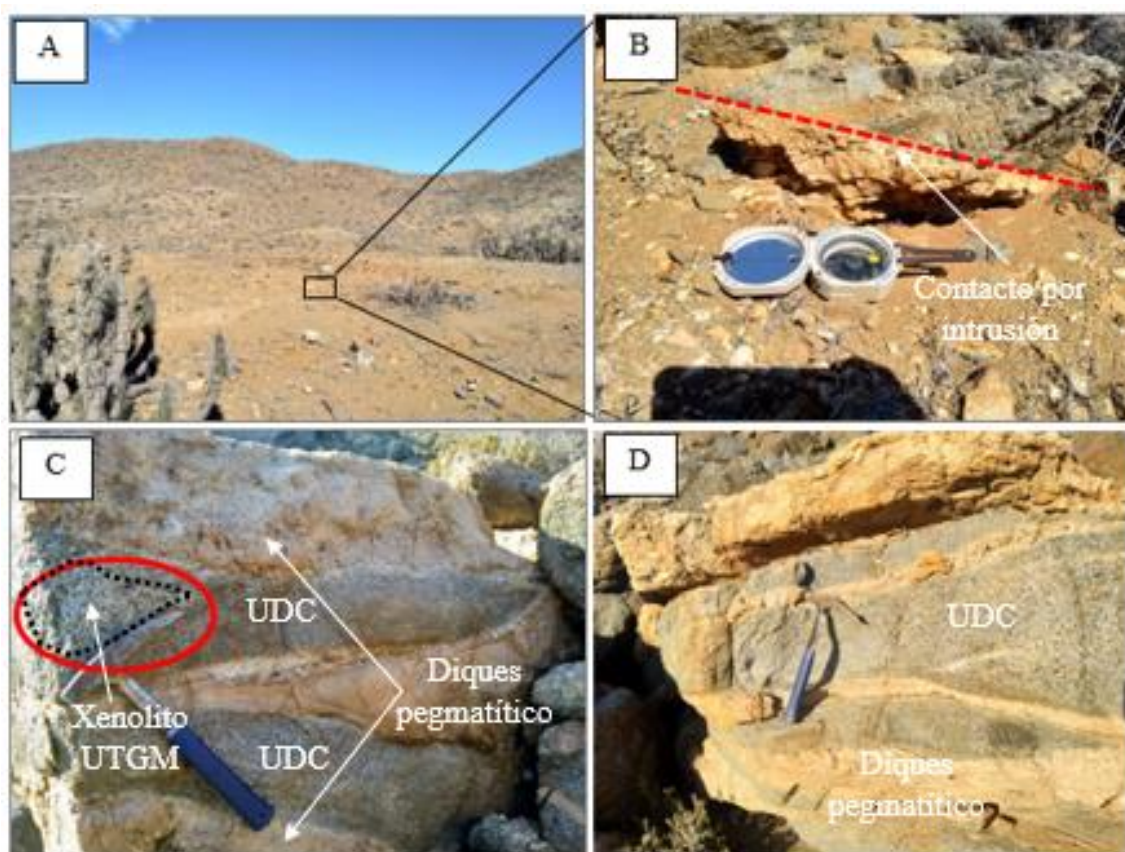


Figura 5.14. (A) Afloramiento de la USC. (B) Contacto por intrusión entre la USC y la UTGM. (C) Contacto entre USC y UDC, obsérvese el xenolito perteneciente a la UTGM y el acuñaamiento lateral de los diques pegmatíticos. (D) Sets de diques pegmatíticos paralelos.

Litología

Corresponde a una roca intrusiva de textura pegmatítica, holocristalina, fanerítica y equigranular (1,5-2cm) (Figura 5.15a). Los cristales de ortoclasa (65%) presentan desarrollo cristalino subhedral, mientras que el cuarzo (12%) y la plagioclasa (23%) desarrollo cristalino anhedral. Macroscópicamente se logra observar pequeñas vetillas rellenas de óxidos de Fe y Mn. Es posible observar un borde de reacción en el contacto entre la roca hospedante y el cuerpo intrusivo (Figura 5.15b).

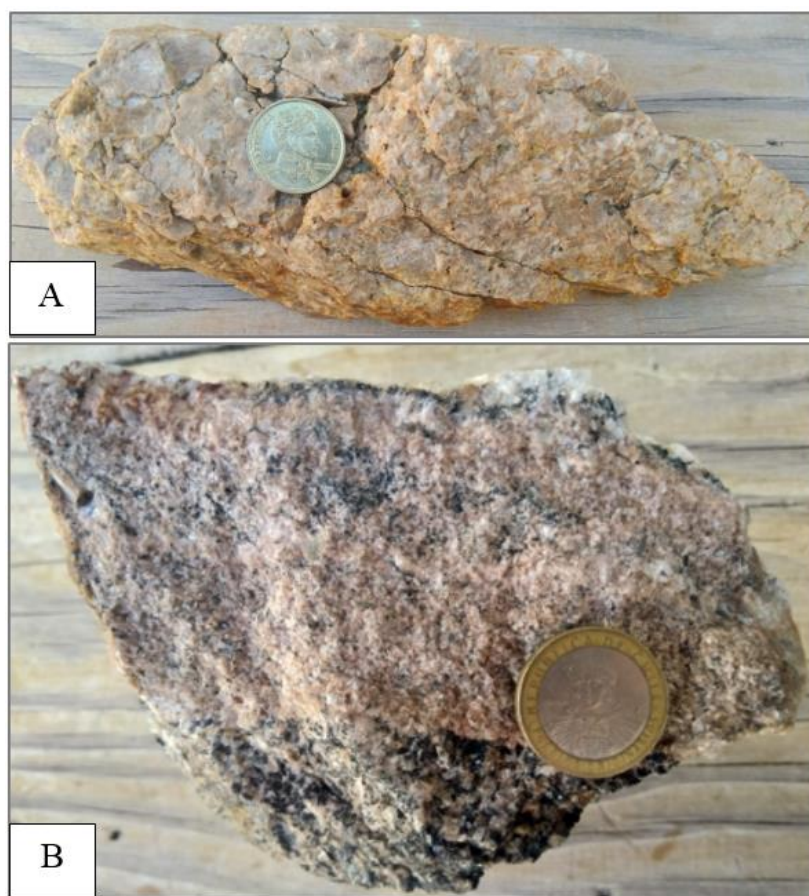


Figura 5.15. Muestras de la Unidad de Sienita Cuarcéfera.

5.2.Rocas Sedimentarias

5.2.1. Unidad Clástica-Carbonatada

Distribución y relaciones de contacto

Esta unidad aflora en los bajos topográficos a los pies de las laderas del plutón (Figura 5.16) en el cual sobreyace mediante inconformidad a la UTGM y la UDC. Su extensión areal es escasa y se logra observar en sectores determinados del distrito hasta alturas de 184 m.s.n.m. En terreno se ha logrado subdividir esta unidad en dos secciones, un sector netamente continental y otro marino, los cuales llamaremos Unidad Clástica (UCC-1) y Unidad Carbonatada (UCC-2) respectivamente.

Morfológicamente se expresan como un conjunto de terrazas marinas cuaternarias, las cuales se hayan “colgadas” en las laderas del plutón El Morro. Estas terrazas engranaron lateralmente con sistemas aluviales, los cuales darían al aporte detrítico de las paleocuenclas. Estos depósitos retrabajados principalmente por acción del mar, se clasifican como zonas de transición entre las terrazas marinas y abanicos aluviales.

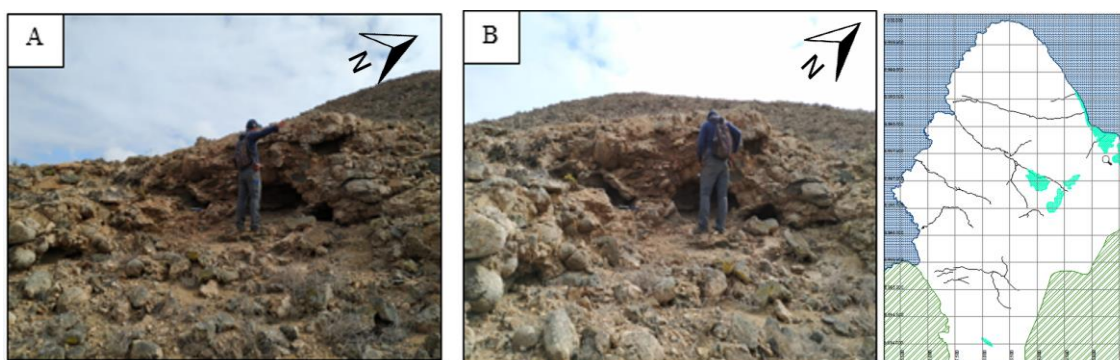


Figura 5.16. Afloramiento de la UCC-1.

Litología

Unidad Clástica:

Corresponde a conglomerados polimícticos de matriz soportada, cuyos tamaños relativos de clastos varían entre 1 cm y 0,5 m (Figura 5.17a). La matriz de la roca es de tamaño arena, y se encuentra relativamente bien cementada (cemento silíceo) (Figura 5.17b). Los clastos de la roca tienen alto grado de esfericidad y redondeamiento (Figura 5.17c) de los cuales la mayoría de los cristales de plagioclasa y ortoclasa que los componen presentan alteración argílica de intensidad moderada.

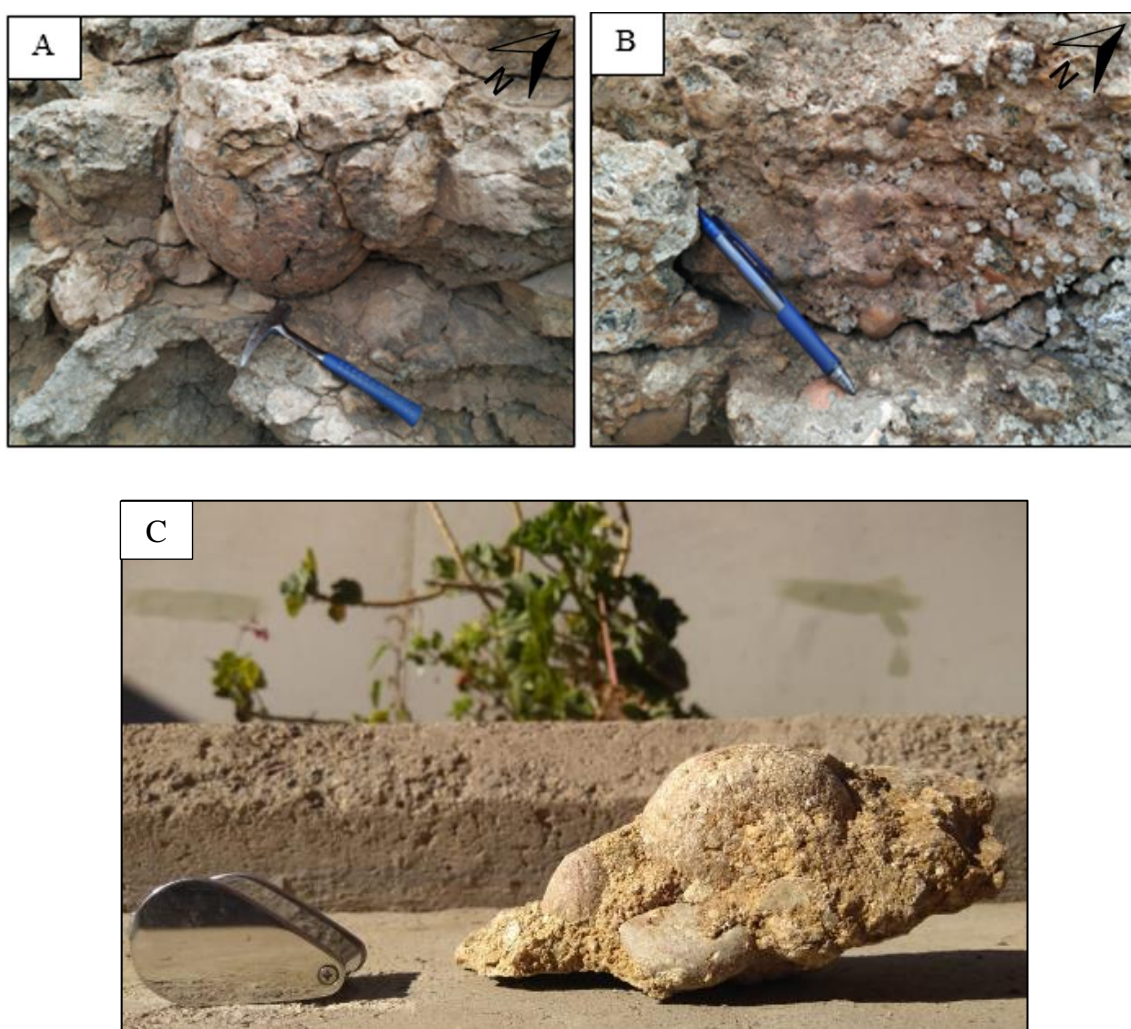


Figura 5.17. Fotografías de terreno de la UCC-1, obsérvese el alto grado de esfericidad y redondeamiento de los clastos inmersos en la secuencia.

Unidad Carbonatada:

Corresponde a depósitos bien cementados y estratificados con alto contenido fosilífero, frecuentemente se hayan sub-horizontales con un manteo promedio de los 15°. Afloran tanto en cotas bajas cercanas al nivel del mar y cotas relativamente altas en los sectores más superficiales del plutón. Litológicamente se presenta secuencias de areniscas bioclásticas con gran variedad de asociaciones faunísticas (Figura 5.18)

El depósito de esta unidad estaría ligado a las transgresiones pleistocenas en una costa emergente e inmerso durante un período con tasas de alzamiento relativamente altas.

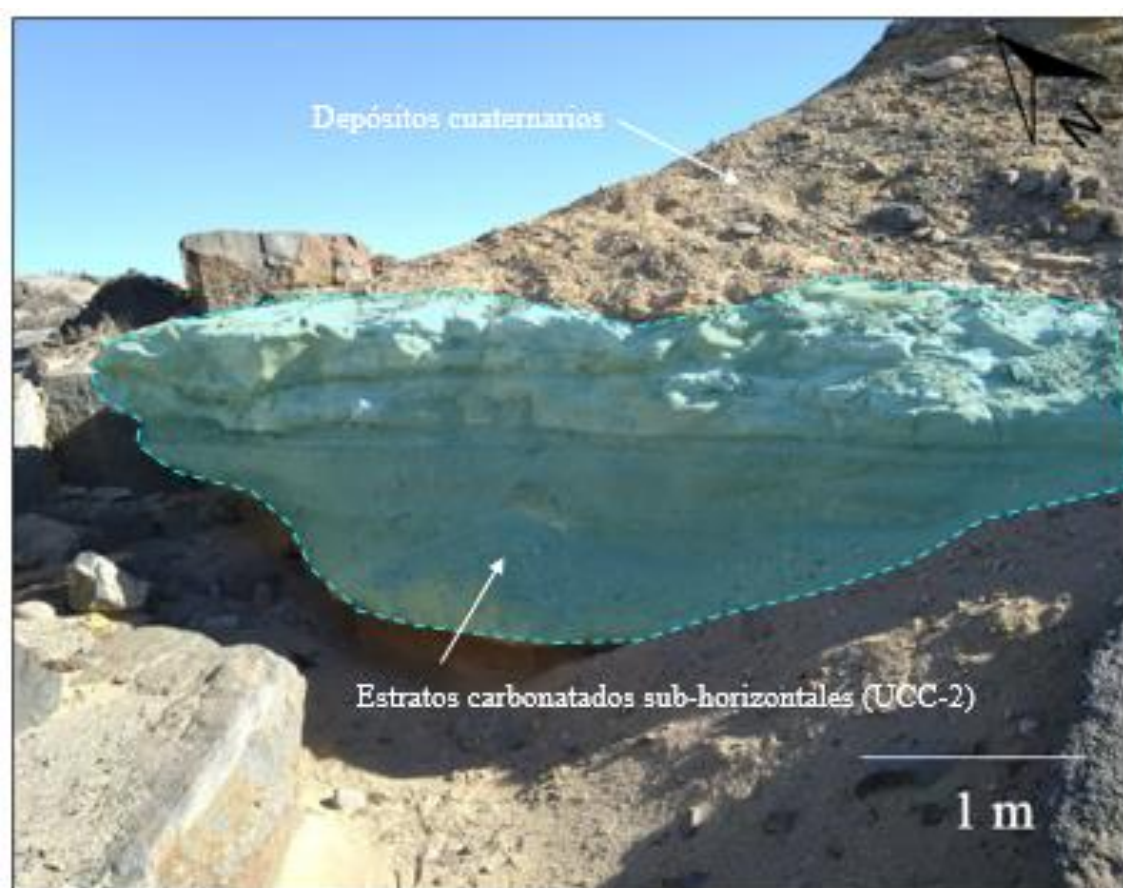


Figura 5.18. Fotografías de terreno de la UCC-2, obsérvese los estratos sub-horizontales cubiertos parcialmente por depósitos cuaternarios.

5.2.2. Unidad Marino-Litoral

Distribución y relaciones de contacto

La unidad sobreyace mediante inconformidad a las unidades intrusivas de UTGM y UDC (Figura 5.19a). Dentro del distrito, esta unidad presenta una moderada distribución areal, concentrándose principalmente en bajos topográficos al pie de relieves de la Cordillera de la Costa. Su secuencia se encuentra relativamente basculada hacia el SE, y presenta intercalaciones de sedimentos marinos y continentales (Figura 5.19b), evidenciando eventos de transgresión y regresión marina (Figura 5.20). En cuanto a su litología general, se reconoce un alto grado de esfericidad y de redondez en sus clastos, los cuales se hallan inmersos en una matriz carbonatada retrabajada.

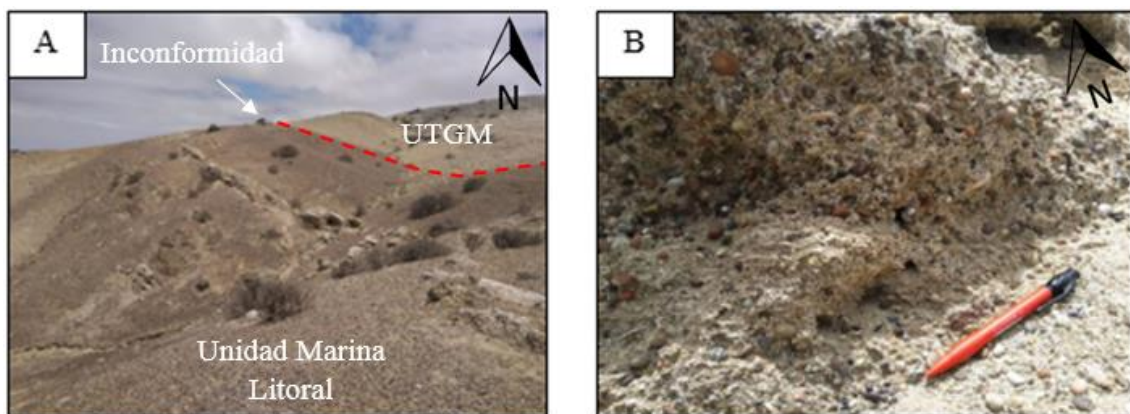
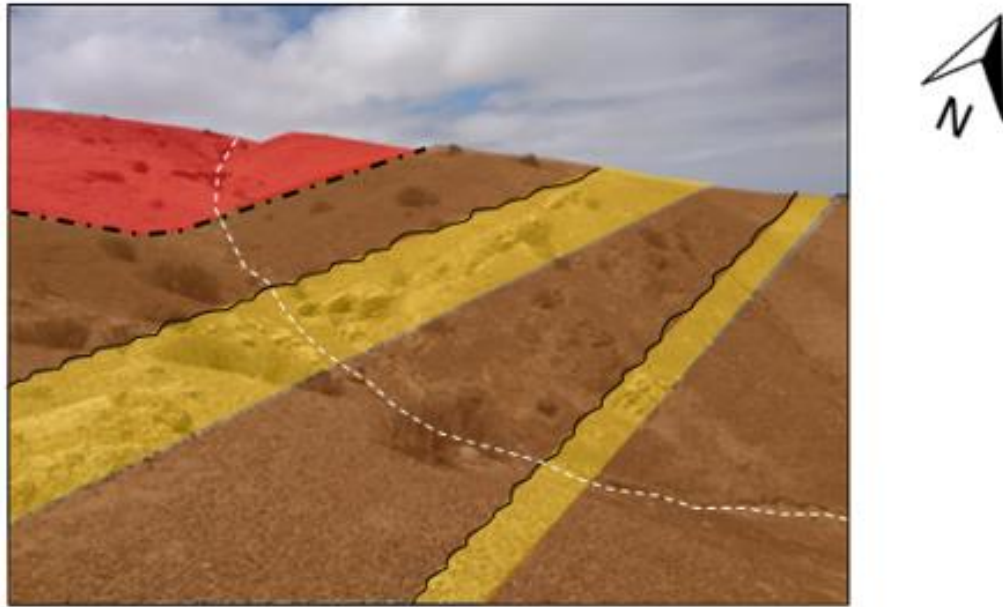


Figura 5.19. (A) Contacto por inconformidad entre la UTGM y la Unidad Marino-Litoral. (B) Afloramiento centimétrico de la Unidad Marino-Litoral.



Leyenda

-  Gravas polimícticas en matriz carbonatada
-  Estratos calcáreos basculados
-  Unidad de Tonalitas de Grano Medio (UTGM)

Simbología




-  Contacto erosivo
-  Quebrada
-  Inconformidad

Figura 5.20. Esquema ilustrativo de los contactos transgresivos y regresivos de secuencias marinas y continentales en el área de estudio.

Litología

Corresponde a depósitos semi-consolidados de gravas, los cuales están constituidos principalmente por clastos polimícticos inmersos en una matriz-soportada con escasa imbricación. Los clastos predominantes presentan una alta esfericidad y buena selección, los cuales se hallan inmersos en una matriz calcárea (Figura 5.21).



Figura 5.21. Conglomerado perteneciente a la Unidad Marino Litoral. Se logra observar clastos de composición polimíctica de alta esfericidad, indicativo de un alto transporte desde su área fuente.

5.2.3. Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales

Distribución y relaciones de contacto

Esta unidad se haya presente en toda el área de estudio, la cual se concentra al pie de los altos topográficos en cotas relativamente bajas (cercanas al nivel del mar). La Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales sobreyace mediante inconformidad a las unidades intrusivas y se identifica por ser los depósitos más modernos del distrito (Figura 5.22a). Si bien se caracterizan por ser secuencias sedimentarias no muy potentes, su extensión areal es considerable, siendo una de las unidades con mayor extensión del sector estudiado (Figura 5.22b).



Figura 5.22. Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales. Obsérvese la gran extensión areal y su distribución espacial a los pies de la ladera del plutón.

Litología

Caracterizados por sedimentos mal seleccionados, no cohesivos a levemente consolidados, los depósitos aluviales del área de estudio se constituyen por clastos tamaño bloques, gravas y en menor distribución arenas y limos, los que conforman los abanicos aluviales del sector y sobreyacen a las unidades intrusivas más antiguas, determinándose como depósitos pertenecientes al periodo Cuaternario. Su litología predominante (clastos monomícticos, mal seleccionados y con bajo grado de redondez) son productos de la erosión y transporte de las rocas intrusivas de sectores próximos.

CAPÍTULO VI: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL

El área de estudio es caracterizada por un marcado sistema estructural de fallas sinistral y dextral, cuyas orientaciones y relaciones angulares son semejantes a modelos estructurales propuestos en la literatura (e.g Riedel, 1929; Petit, 1987).

Dentro del distrito, es posible observar un dominio dúctil, representado fundamentalmente por fabricas magmáticas (lineaciones y foliaciones minerales), las cuales tienden a exponerse a lo largo de toda el área de estudio y permiten establecer en parte los esfuerzos a los cuales fue sometido el cuerpo intrusivo al momento de su cristalización.

El análisis de las estructuras frágiles, será interpretado a partir del *software* © Faultkin 8.0 (Marrett y Allmendinger, 1990) el cual permitirá observar de manera gráfica e interpretativa las poblaciones de fallas y las direcciones estimadas de los paleo-esfuerzos que generaron dichas estructuras.

6.1. Fábricas magmáticas y emplazamiento sintectónico

Caracterizado fundamentalmente por estructuras como lineaciones minerales y foliaciones magmáticas, estas fábricas se observan plasmadas en la UDC y UTGM. Las lineaciones minerales (L1) se orientan en dirección 210° y se componen principalmente por filosilicatos (biotitas) y cuarzo (Figura 6.1a). En esa misma dirección se hayan numerosos enclaves máficos, los cuales suelen presentar una notable elongación (Figura 6.1b).

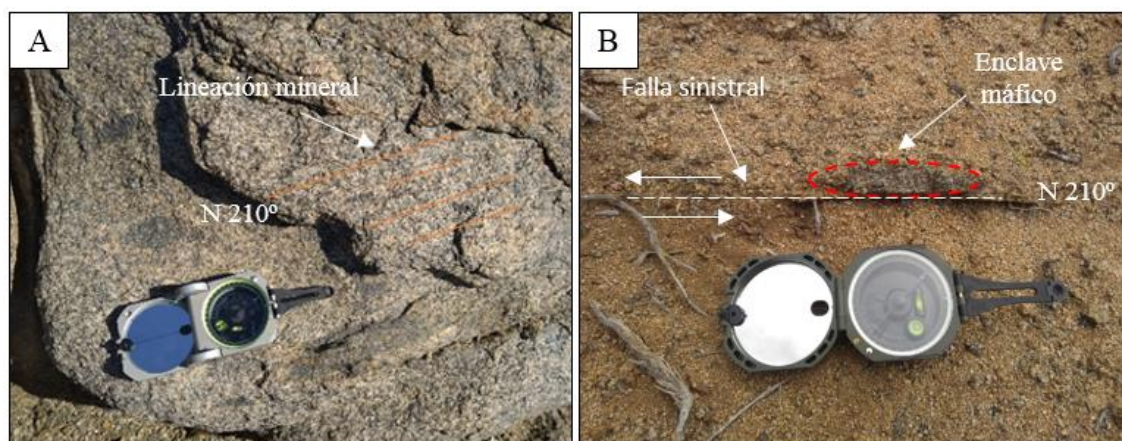


Figura 6.1. Estructuras asociadas al dominio dúctil. (A) Lineaciones minerales compuestas principalmente de biotitas y cuarzo. (B) Enclave máfico cortado por estructura $N210^{\circ}$.

6.1.1. Forma, densidad y análisis de los enclaves máficos.

Enclaves propios de la UTGM, los cuales tienden a distribuirse a lo largo de toda el área de estudio. La tendencia general de estos enclaves tiende a aumentar hacia los márgenes del cuerpo intrusivo, concentrándose con mayor frecuencia al extremo NE del distrito. La relación entre dos de los tres ejes principales de los enclaves (vistos en planta) varía entre 3 y 34 centímetros en el eje transversal y entre 1 y 20 centímetros en el longitudinal (Figura 6.2). La geometría de los enclaves máficos, es geoméricamente relacionable a un elipsoide, el cual se establecería como el producto final de una cristalización orientada de un magma en estado dúctil sometido a *stress* diferencial.

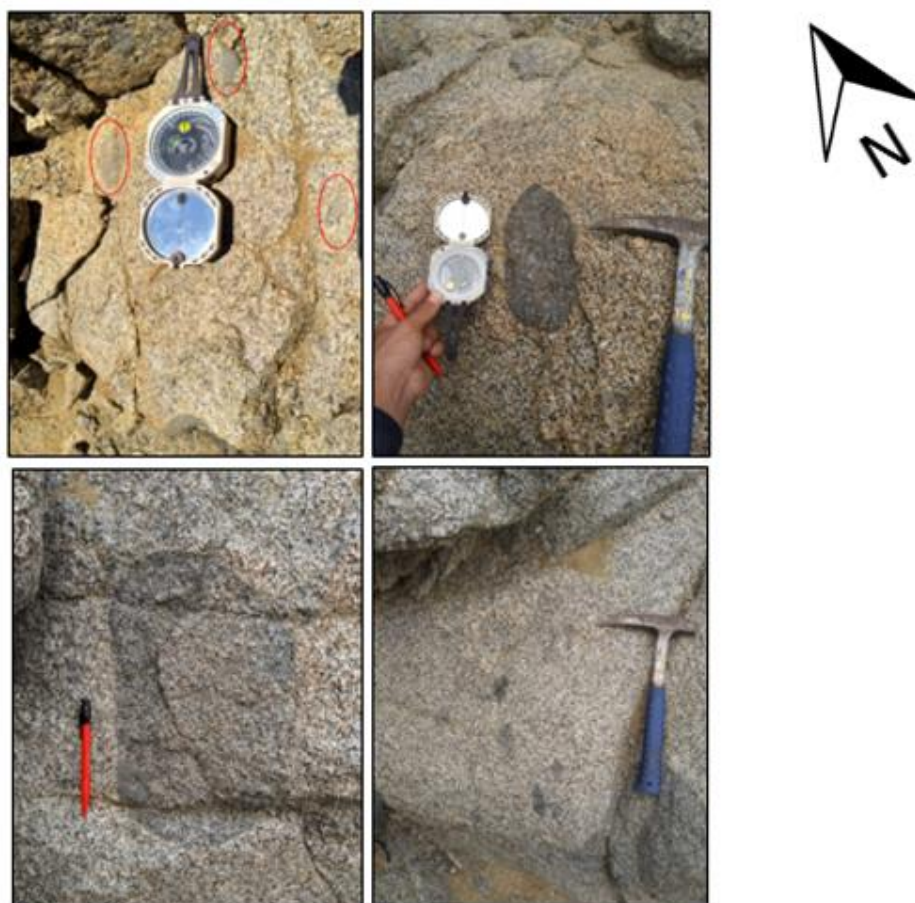


Figura 6.2. Familia de enclaves máficos pertenecientes a la UTGM. Obsérvese la notoria elongación entre sus ejes principales y su clara orientación preferencial.

Estos enclaves se encuentran generalmente redondeados a ovoides, aunque también es posible encontrarlos subangulares o angulares. Algunos presentan bordes dentados o puntiagudos con lóbulos convexos hacia la roca huésped (Figura 6.3). Los enclaves elongados son marcadamente elipsoidales a lenticulares. Presentan tamaños variables, que van desde milimétricos a centimétricos. Típicamente presentan contactos abruptos con el granitoide, aunque también se encuentran contactos difusos (reabsorbidos parcialmente). A escala mesoscópica, granos de cuarzo y feldespato del granitoide se incorporan dentro de los enclaves (Figura 6.3). Los minerales dentro de enclaves elongados presentan una orientación preferencial similar a la encontrada en la roca huésped adyacente (foliación), sin embargo, la orientación preferencial es más distinguible en los enclaves.

Su grado de elongación está correlacionado con la intensidad de foliación de flujo en la roca huésped, sugiriendo que ambos, enclave y granitoide, fueron orientados preferencialmente de forma similar durante el flujo.

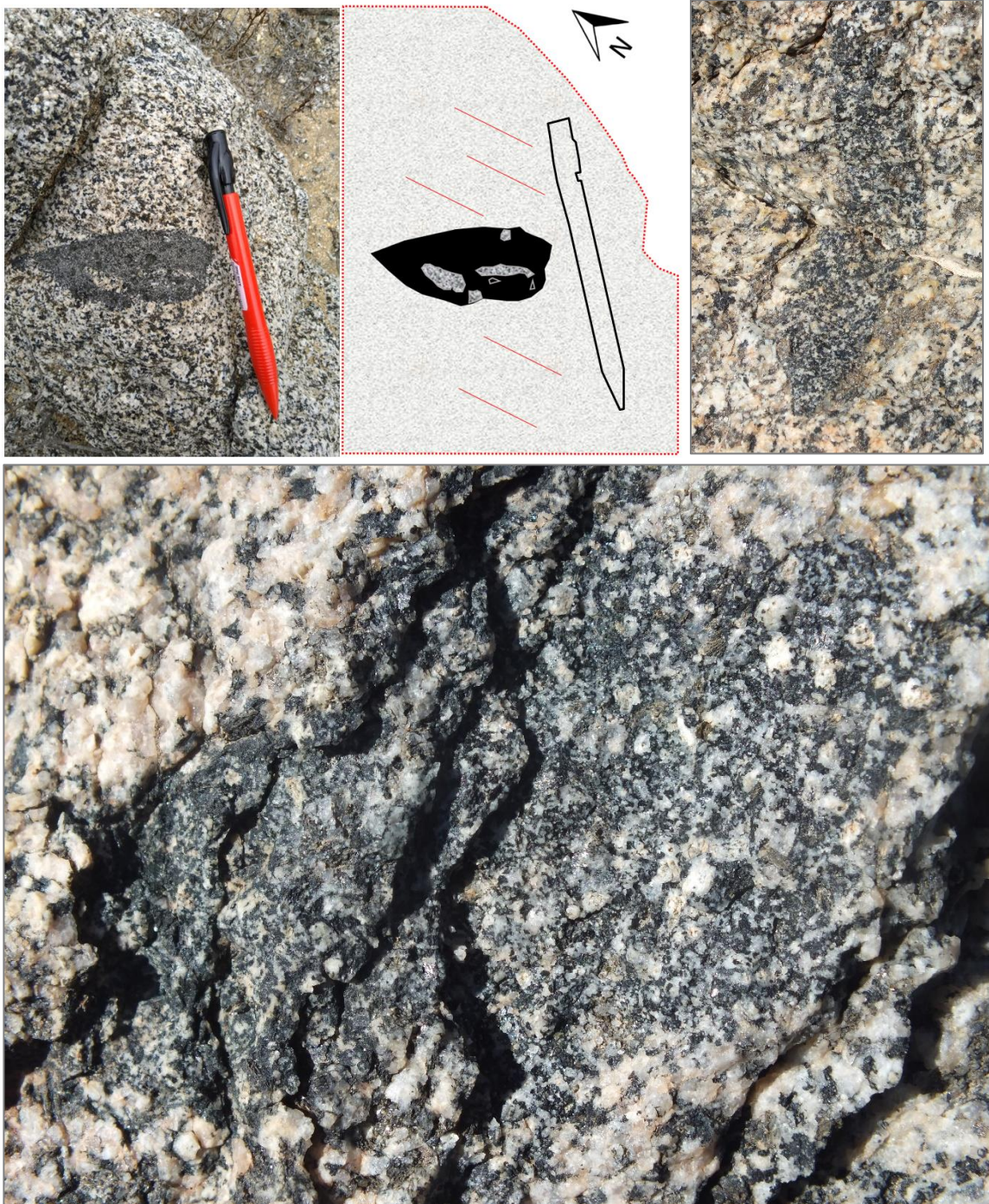


Figura 6.3. Enclaves máficos pertenecientes a UTGM, obsérvese la interacción e inmersión de cristales de la roca huésped dentro del enclave (textura de desequilibrio) y la notoria elongación tanto del enclave como de la foliación adyacente (línea color rojo).

6.1.2. Análisis en la deformación de los enclaves

Los enclaves máficos del plutón tienen una forma similar a la de un elipsoide prolato, cuyo eje mayor presenta una dirección paralela al plano que define la foliación de flujo magmático. Con el objetivo de cuantificar la forma del elipsoide, definido por la geometría de los enclaves, se midieron sus dimensiones en secciones subverticales y sub-horizontales de afloramientos. El primer paso fue probar si las secciones de los enclaves son efectivamente elípticas. Para ello, se midió la longitud de los ejes largo, medio y corto de enclaves expuestos en las secciones estudiadas. Los datos obtenidos fueron representados en un diagrama cartesiano (Figura 6.4), cuya relación entre sus ejes es formulado por Flinn (1962).

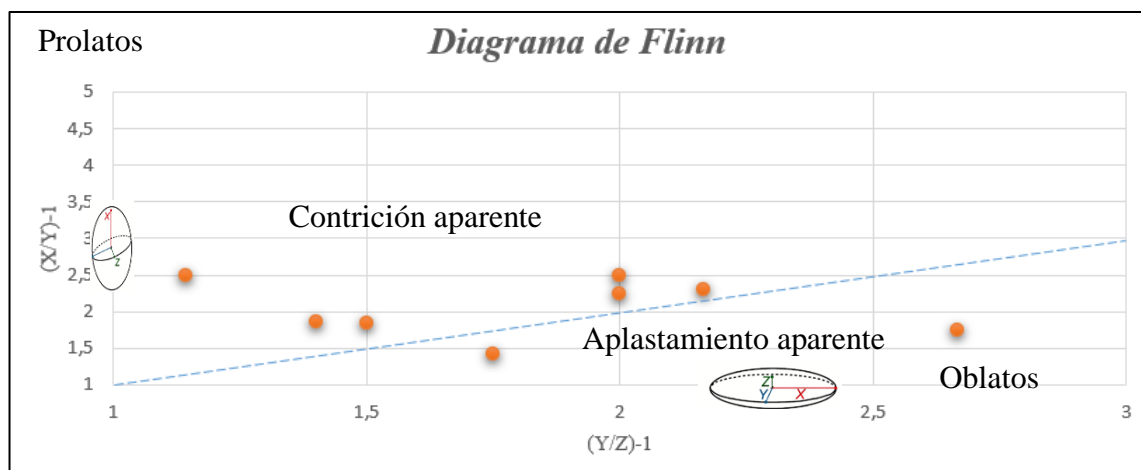


Figura 6.4. Diagrama de Flinn (1962) de enclaves vistos en terreno, línea color celeste (45°) indica separación entre elipsoides de deformación constrictiva y elipsoides por aplastamiento. Se logra observar que la mayor cantidad de datos se concentran en el extremo izquierdo del diagrama, denotando elipsoides de deformación por contricción aparente.

A partir de la medición realizada en los enclaves, se ha determinado que la mayoría de los enclaves medidos en terreno presentan un parámetro de Flinn mayor a 1 (Tabla n°3), quedando el elipsoide resultante en el campo de deformación constrictiva, describiendo elipsoides prolatos. En estos enclaves, se es posible determinar una dirección de estiramiento, la cual se orienta en dirección NE-SW. Por otro lado, mediciones realizadas en la estación 3 presenta en gran medida un parámetro de Flinn menor a 1, quedando en el campo de la deformación por aplastamiento aparente y describiendo elipsoides oblatos.

En todas las estaciones, la foliación medida promedio es de 215-220° con manto promedio de 60°. Estos valores del elipsoide han sido tabulados de acuerdo a las estaciones estudiadas (Tabla n°3).

Tabla n°2

Estación	Foliación	C.N	C.E	Ejes de elipsoide			Parámetro Flinn (K)
				Eje largo (X Cms)	Eje medio (Y Cms)	Eje corto (Z Cms)	
1	213°/68°	6.994.706	307.535	5	2	1	1,5
				30	13	6	1,12
2	220°/40°	6.997.540	310.415	13	7	5	2,14
				4.5	2	1	1,25
3	228°/65°	6.997.621	310.515	7	4	1,5	0,45
				10	7	4	0,57
4	215°/70°	6.997.593	310.516	25	15	10	1,33
				5,5	3	2	1,66

Tabla n°2. Ejes principales de enclaves máficos vistos en terreno.

6.2. Dominio frágil

Caracterizado principalmente por estructuras tales como fallas y diaclasas, este dominio se haya representado a lo largo de todo el sector de estudio, donde dominan estructuras mayoritariamente en sentido sinistral (210°-220°) y dextral (280°-290°), ambas de buzamientos relativamente alto. La notación de las estructuras fue realizada con la regla de la mano derecha (*Righth hand*) y su movimiento fue determinado por sus indicadores cinemáticos presentes.

Estas estructuras han sido clasificadas según su temporalidad relativa (basada fundamentalmente en relaciones de corte) y su grado de desarrollo, englobándose bajo un mismo universo denominado **sistema de fallas strike-slip**. Esto es mencionado para que el lector tenga una mejor comprensión en la jerarquía de las estructuras que se mencionaran a continuación.

A continuación, se muestra una tabla resumen (Tabla nº3) de algunos de los planos medidos en terreno.

Rumbo en grados (<i>Righth hand</i>)	Manteo (grados)	Coordenada U.T.M Norte(m)	Coordenada U.T.M Este (m)
295°	70°	6.997.580	310.430
290°	73°	6.997.039	309.624
300°	85°	6.996.928	309.555
212°	67°	6.996.866	309.550
285°	85°	6.996.911	309.441
115°	79°	6.996.986	309.338
290°	82°	6.997.415	308.552
130	80	6.996.871	309.494
300	70	6.996.921	309.491
290	82	6.998.274	308.794
230	85	6.998.287	308.695
215	82	6.998.340	308.470

Tabla nº3. Datos estructurales de los principales planos de fallas encontradas en el distrito (*Datum* WGS-84, H19S).

6.2.1. Orientación de estructuras y planteamiento del modelo de Riedel

Cerca de 90 planos fueron medidos durante la campaña de terreno, de los cuales 45 han sido utilizados en los análisis que siguen a continuación por tener la información mínima necesaria para poder ingresarlos en los distintos *softwares*.

Del total de datos, se pueden determinar 2 orientaciones principales, NNE y WNW (Figura 6.5a). Al subdividirlos según tipo de estructura se obtiene que en las fallas sinistralas priman una orientación preferencial 210-220° (Figura 6.5b), mientras que para el caso de las fallas dextrales, su orientación principal es de 280-290° (Figura 6.5c). En cuanto a su movimiento relativo, ambas fallas poseen una segunda componente de movimiento vertical, denotado por la orientación espacial oblicua de sus estrías.

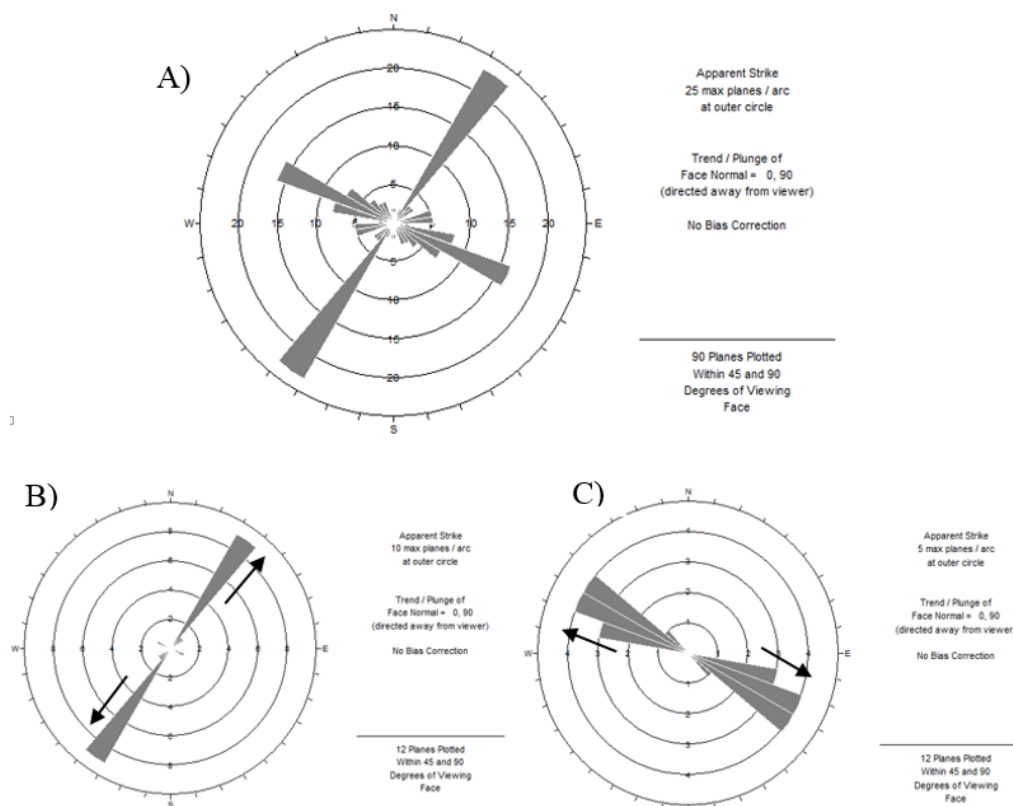


Figura 6.5. (A) Diagrama de roseta de la totalidad de las estructuras. (B) Diagrama de roseta de estructuras sinistralas. (C) Diagramas de rosetas de estructuras dextrales.

En el área de estudio fue posible controlar un total de 45 planos de fallas, muchos de los cuales carecían de indicadores cinemáticos observables, cuyos planos de desplazamiento fueron categorizados como una falla inferida (Figura 6.6a). En otros casos, en donde existían claros indicadores, su cinemática fue determinada a través de índices cinemáticos tipo R, fibras de crecimiento (epidota, calcita y sílice) y grietas de tracción. (Figura 6.6b).



Figura 6.6. Análisis cinemático del sitio estructural. (A) Plano de falla inferido. (B) Plano de falla indicado por la presencia de fibras de recristalización y estrías de movimiento.

Estos planos fueron ploteados en el *software* © Faultkin 8.0 (Marrett y Allmendinger, 1990) para visualizar de manera estereográfica la distribución de las familias de estructuras y así realizar un análisis acerca de los esfuerzos involucrados en su formación a partir del método de los diedros rectos. La geometría resultante de este diagrama permite establecer de forma cualitativa la orientación de máximo acortamiento horizontal y las tipologías de fallas predominantes en la población analizada.

Todas las estructuras fueron determinadas a partir de los marcadores petrográficos in situ, tales como, estrías de movimiento, fibras de recristalización y sigmoides frágiles (Niemeyer, 1999).

Fallas NNE

Estructuras de cizalle sinistral presentes a lo largo de toda el área de estudio, cuyas orientaciones varían entre 210 y 220° , con manteos sub-verticales. En sectores determinados es posible observar planos de cizalle bien definidos con desplazamiento de varios centímetros de espesor, cuyo relleno mineral es caracterizado por la presencia de salbanda y/o mineralización asociada a clorita y epidota. En base a relaciones de corte, se pueden establecer como el conjunto de fallas más antiguas del sistema *strike-slip*, las cuales son cortadas por las demás estructuras. Registros demuestran al menos una reactivación de esta estructura, caracterizada por el desplazamiento sinistral de diques en dicha dirección ($\sim 210^\circ$) (Figura 6.7).

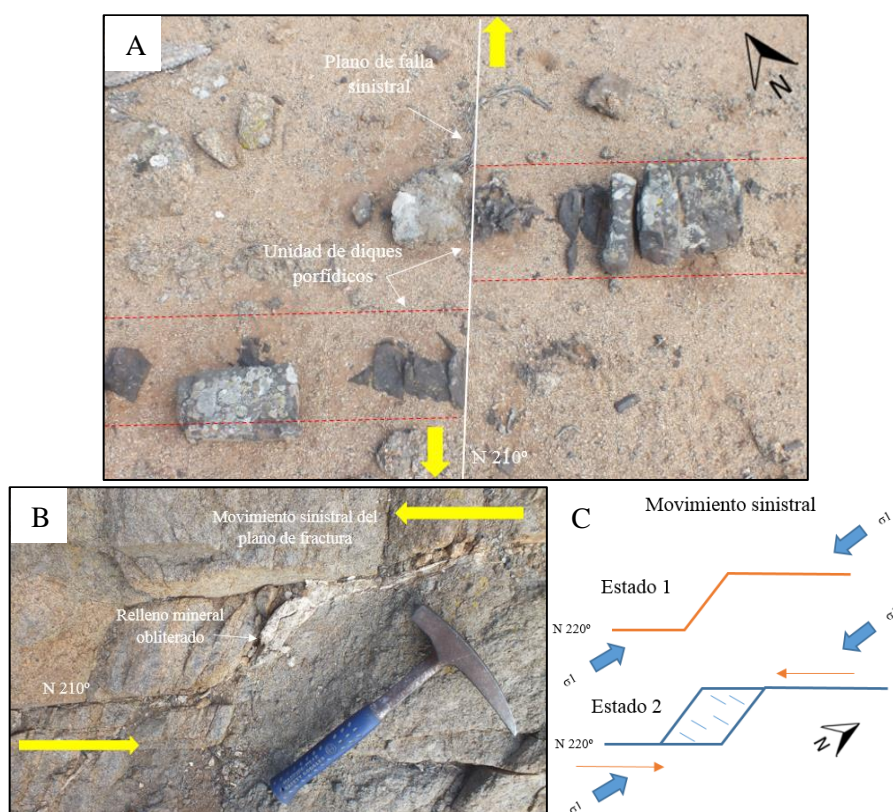


Figura 6.7. Análisis cinemático del sitio estructural. (A) Plano de falla desplazando sinistralmente a dique porfídico. (B) Plano de falla sinistral con relleno mineral obliterado. Obsérvese la orientación de las puntas de fractura contrarias al movimiento de los bloques. (C) Modelos esquemáticos de la figura B, destacando los esfuerzos principales y la generación de un *stepover*.

La distribución de sus orientaciones es relativamente homogénea según la distribución de polos de su proyección estereográfica (Figura 6.8). La orientación del eje de acortamiento máximo (P) es $173^{\circ}/22^{\circ}$ y la del eje de alargamiento máximo (T) es $265^{\circ}/5^{\circ}$. El diagrama de strain muestra una deformación transcurrente con un plano de falla sinistral orientado NNE-SSW (Figura 6.7).

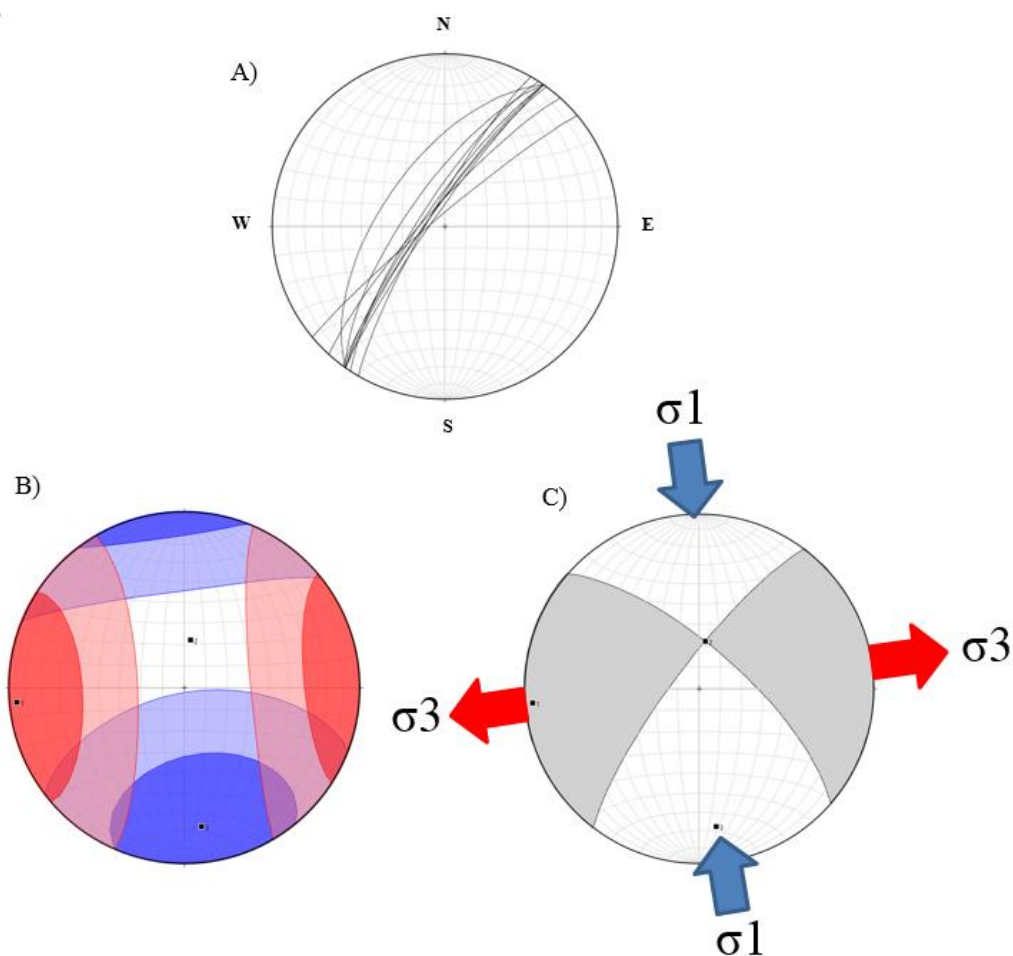


Figura 6.8. Análisis cinemático del sitio Estructural. (A) Distribución espacial de las estructuras. (B) Diagrama de *strain*. Áreas azules simbolizan las zonas en compresión (P) y áreas rojas en extensión (T). (C) Orientación de los esfuerzos principales a partir del diagrama de los diedros rectos.

Fallas NS

Estructuras de cizalle de carácter sinistral presentes escasamente en el área de estudio, cuyas orientaciones varían entre 185 y 190° . Sus relaciones de corte no han sido posible ser verificadas en terreno, por lo cual, ha sido atribuida exclusivamente a fotointerpretación satelital (Figura 6.9). Estas estructuras de movimiento homotético a la estructura principal, cortan los diques R' (emplazados en estructuras $280-290^\circ$) y los diques T (emplazados en estructuras $330-340^\circ$), por lo cual se establecen como parte de las estructuras más jóvenes del sistema *strike-slip* en el área de estudio. Debido a la escases de información sobre este tipo de familia, no ha sido posible realizar un análisis estadístico ni estructural en detalle, por lo cual, cualquier interpretación debe de considerarse con cautela.

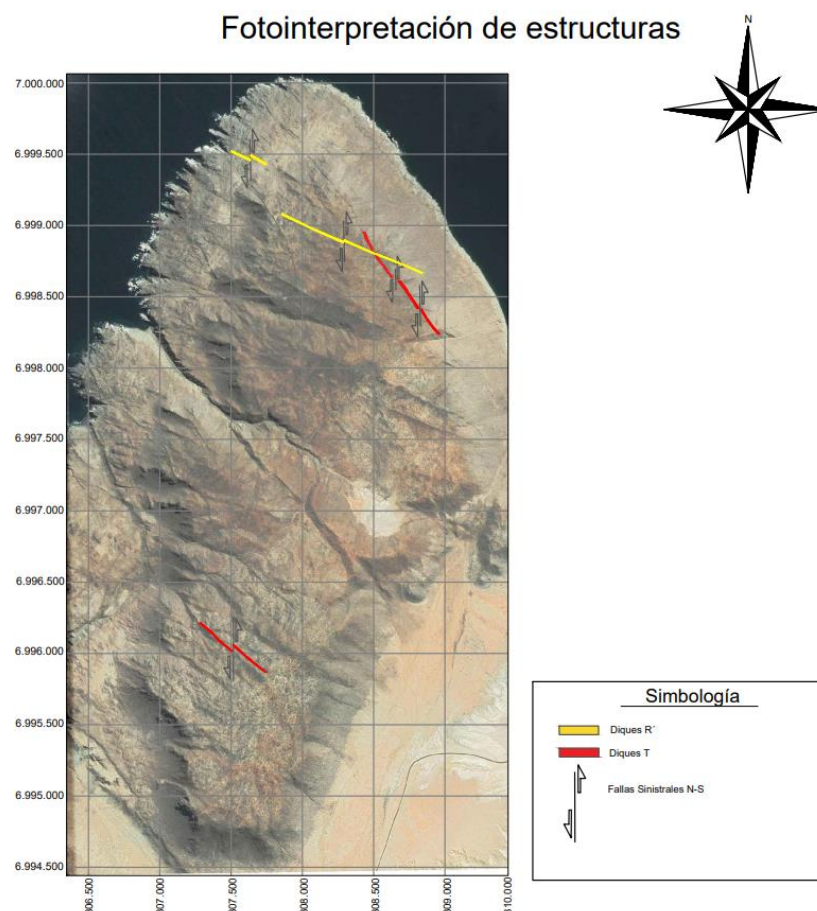


Figura 6.9. Fotointerpretación de estructuras N-S

Fallas WNW

Estructuras de cizalle distribuidas ampliamente en todo el sector de estudio, cuyas orientaciones varían entre 280-290°, con manteos sub-verticales. Denotan movimientos en sentido dextral y se clasifican como la estructura más desarrollada del área de estudio dentro del sistema *strike-slip*. En sectores localizados presentan núcleos compuestos por brecha de falla, cuyos espesores varían entre 50-60 cm indicando actividad de cizalle. La presencia de indicadores cinemáticos directos tales como sigmoides frágiles y estrías de movimiento han permitido determinar su movimiento principal (Figura 6.10). En base a relaciones de corte e interpretación satelital, estas fallas son posteriores a las estructuras 210 y 330°, y anteriores a las estructuras 190°.

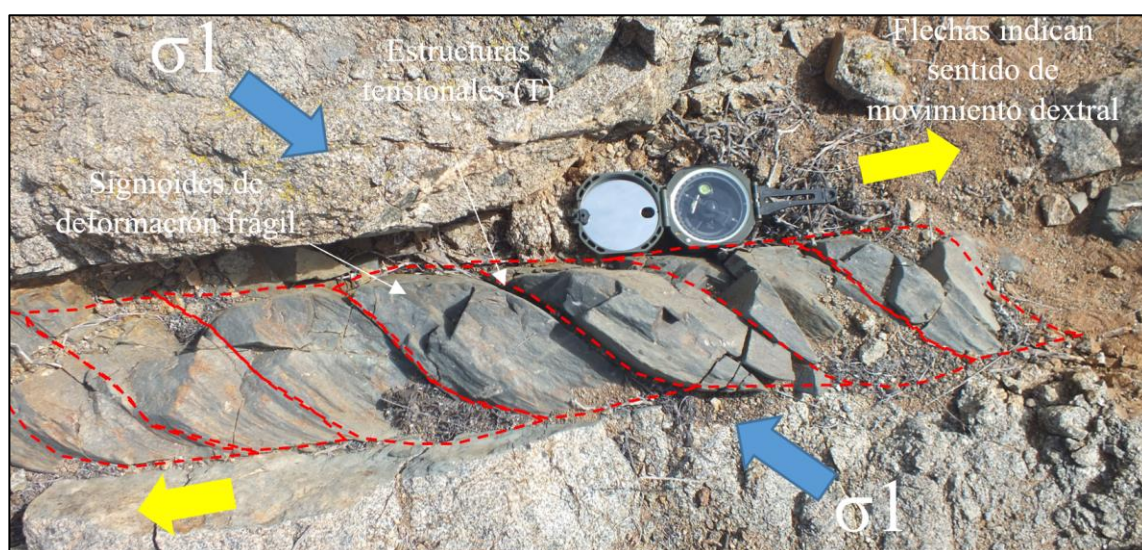


Figura 6.10. Orientación de los esfuerzos principales a partir de fracturas tensionales originadas en zona de cizalle dextral. Obsérvese la orientación de las fracturas T paralelas al esfuerzo principal máximo (σ_1).

La distribución de sus orientaciones es relativamente homogénea según su distribución de polos (Figura 6.9). La orientación del eje de acortamiento máximo (P) es $341^{\circ}/10^{\circ}$ y la del eje de alargamiento máximo (T) es $246^{\circ}/29^{\circ}$. El diagrama de *strain* muestra un fallamiento transcurrente con componente inverso, de plano dextral 285° (Figura 6.11).

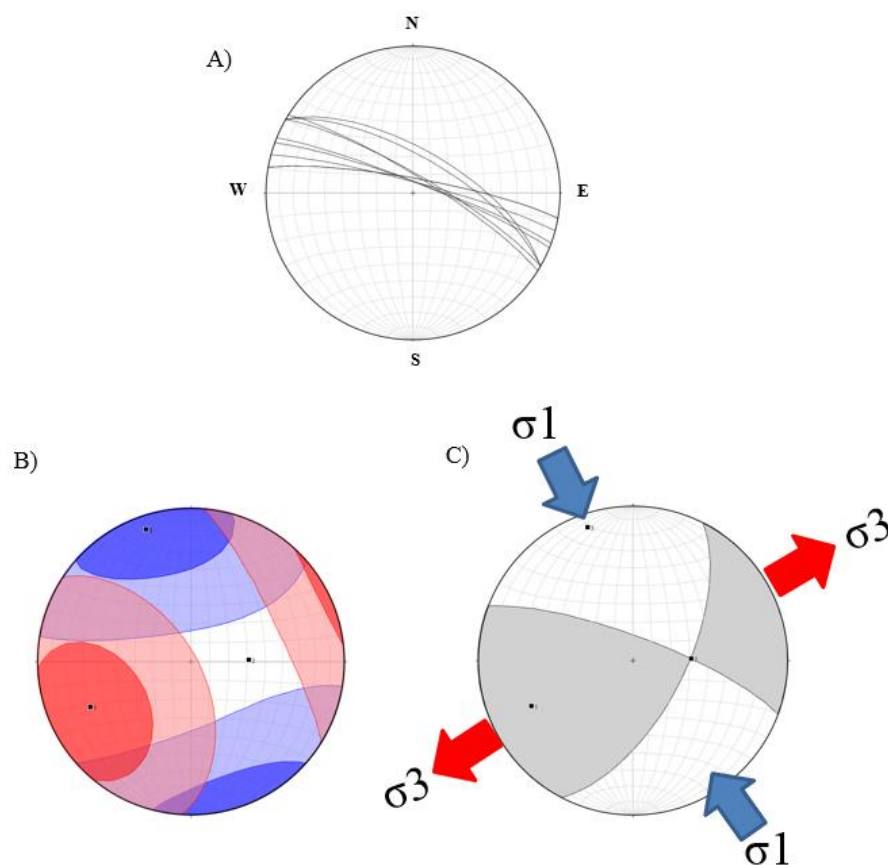


Figura 6.11. Análisis cinemático del sitio estructural en proyección estereográfica. (A) Distribución espacial de las estructuras. (B) Diagrama de *strain*. Áreas azules simbolizan las zonas en compresión (P) y áreas rojas en extensión (T). (C) Orientación de los esfuerzos principales a partir del diagrama de los diedros rectos.

Estructuras NW (tensionales)

El conjunto de estructuras NW se distribuye principalmente en el sector NE del área de estudio, donde mantienen con ángulos iguales o superiores a los 65° de inclinación y orientaciones de 330 - 340° . Relaciones de corte han demostrado ser posteriores a las fallas NNE (210°) y anteriores a las fallas WNW (290°). Estas estructuras no presentan criterios cinemáticos, caracterizándose como estructuras tensionales paralelas a σ_1 .



Figura 6.12. Relación temporal de intrusión entre diques emplazados en estructura de cizalle R' y estructura tensional T. Obsérvese como el dique más joven (290°) corta el más antiguo 330° .

6.2.1.1. Resumen de estructuras:

La proyección estereográfica de todas las estructuras vistas en terreno muestra dos familias de estructuras transcurrentes con movimientos opuestos. Una familia de orientación NNE-SSW con componente sinistral – normal y una familia de orientación NNW-SSE con componente dextral-normal (Figura 6.13). Ambas estructuras denotan movimientos sub-verticales de forma subordinada con ángulos relativamente altos.

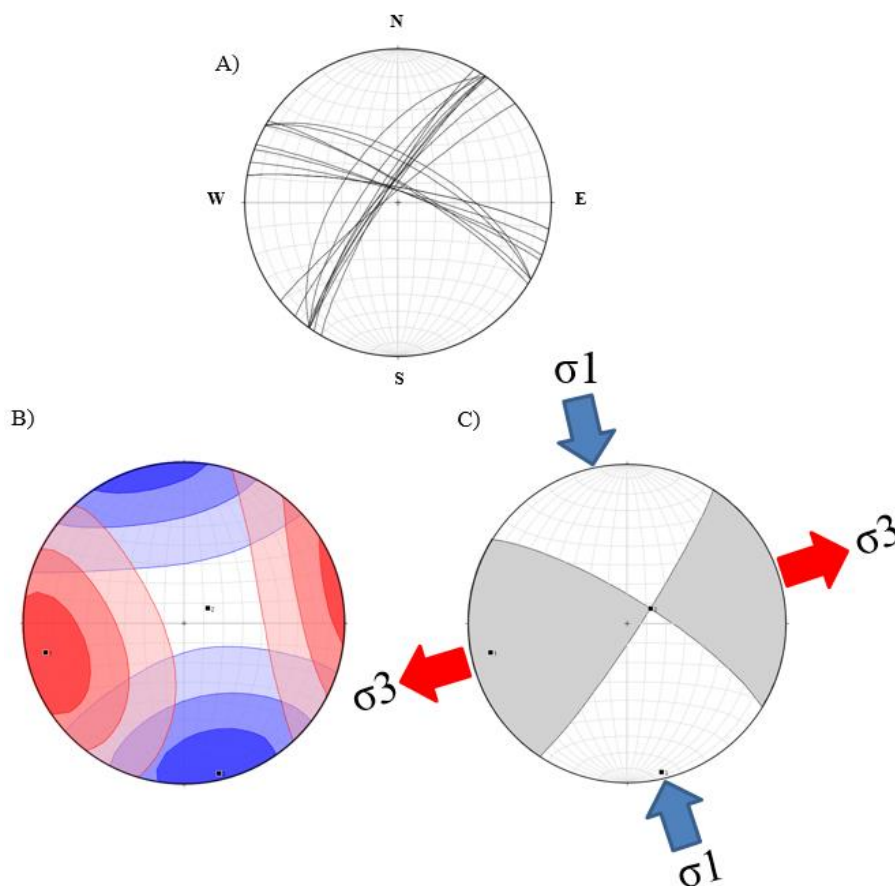


Figura 6.13. Análisis cinemático del sitio estructural en proyección estereográfica. (A) Distribución espacial de las estructuras. (B) Diagrama de strain. Áreas azules simbolizan las zonas en compresión (P) y áreas rojas en extensión (T). (C) Orientación de los esfuerzos principales a partir del diagrama de los diedros rectos.

Representación gráfica de las estructuras vistas en terreno

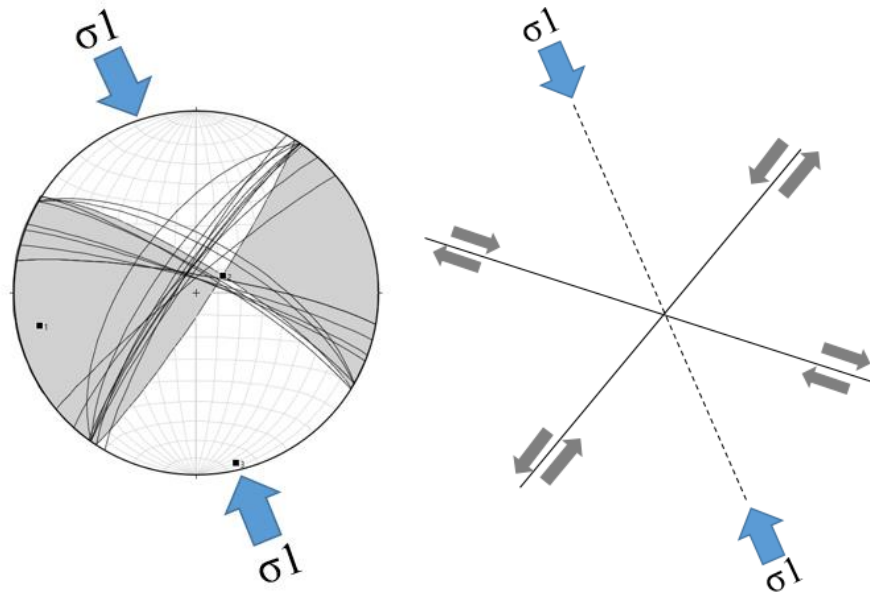


Figura 6.14. Análisis cinemático del sitio estructural en proyección estereográfica. Obsérvese como bajo un mismo tensor de esfuerzos, se generan dos estructuras antitéticas de rumbo 210° y 290° respectivamente.

6.2.2. Estructuras condicionantes del emplazamiento de diques porfídicos y afaníticos.

En la zona de estudio, numerosos diques se emplazan a lo largo de todo el distrito, denotando contactos netos con la roca huésped y caracterizando estructuralmente una marcada preferencia en sus direcciones de propagación. Estos diques se emplazan en estructuras de cizalle y estructuras tensionales, las cuales se agruparán dependiendo de su similar orientación, características cinemáticas, relleno magmático y/o mineralización.

Para este estudio se representarán los datos estructurales de 50 diques, los cuales serán analizados en proyecciones estereográficas con el *software* © Dips 5.0 de Rockscience Inc el cual utiliza como datos la orientación en dip direction / dip y entrega como resultado diagramas de roseta con las direcciones preferenciales (Figura 6.15).

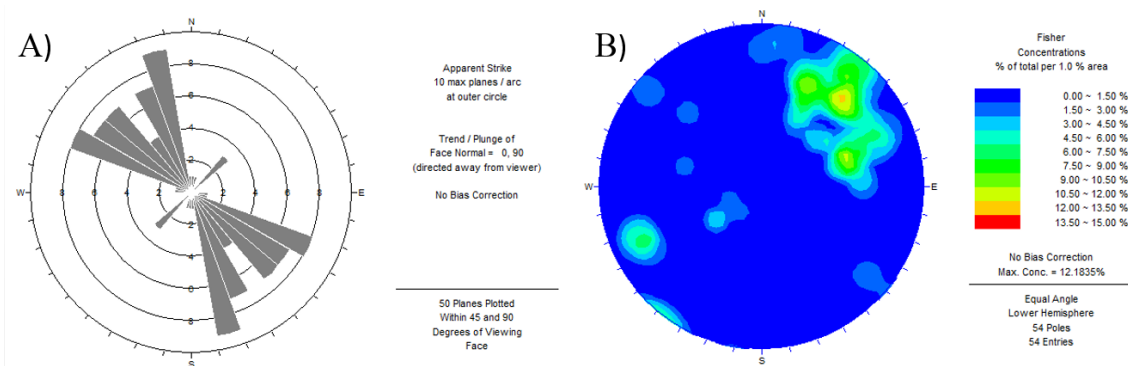


Figura 6.15. (A) Diagrama de roseta de todas las estructuras condicionantes del emplazamiento de diques. (B) Proyecciones estereográficas, en diagramas de polos de actitudes de los diques vistos en terreno.

6.2.2.1. Diques Porfídicos

Como se logra observar en la figura 6.16a, estos diques se emplazan principalmente en estructuras de dirección NNW y WNW, dentro de las cuales es posible separar en tres familias. La familia 1, emplazada en estructuras que cuyas orientaciones varían entre 290-300°, con un buzamiento 60-65° y movimientos dextrales. La familia 2 aprovecha estructuras que varían entre 330-350°, con un buzamiento 65-70° sin movimientos cinemáticos apreciables y la familia 3 la cual aprovecha estructuras de 30-40° con buzamientos de 70-80° de inclinación y movimientos sinistral.

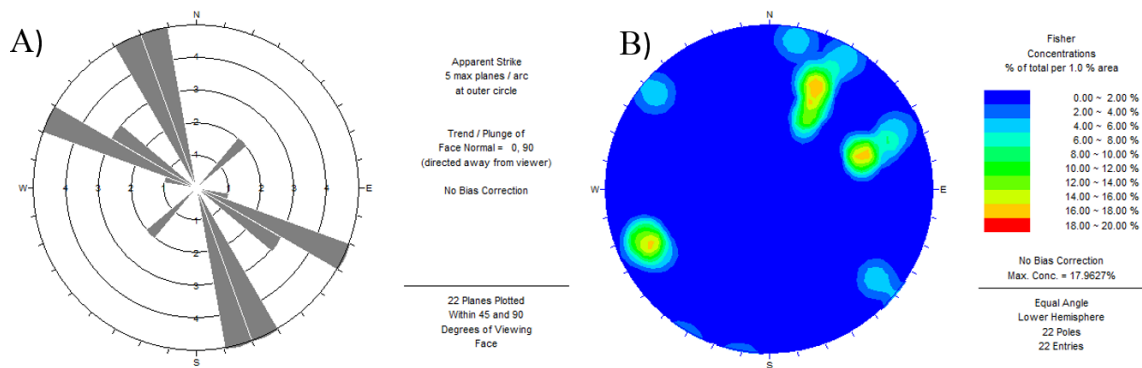


Figura 6.16. (A) Diagrama de roseta de las estructuras condicionantes del emplazamiento de UDP. (B) Proyecciones estereográficas, en diagramas de concentración de polos de los diques porfídicos en la zona de estudio.

6.2.2.2. Diques Afaníticos

Como se logra observar en la figura 6.17a, estos *sets* de diques se emplazan particularmente en 4 direcciones principales. La familia 1, emplazadas en estructuras cuyas orientaciones varían entre 290-310°, con un buzamiento 60-70° y movimientos dextrales. La familia 2 la cual aprovecha estructuras que varían entre 320-350°, con un buzamiento 50-60° sin movimientos cinemáticos apreciables, la familia 3 la cual aprovecha estructuras de 0-10° con buzamientos de 65-75° sin indicadores cinemáticos concluyentes y la familia 4 la cual presenta estructuras 30-40°, con buzamientos de 65-75° y movimientos sinistral.

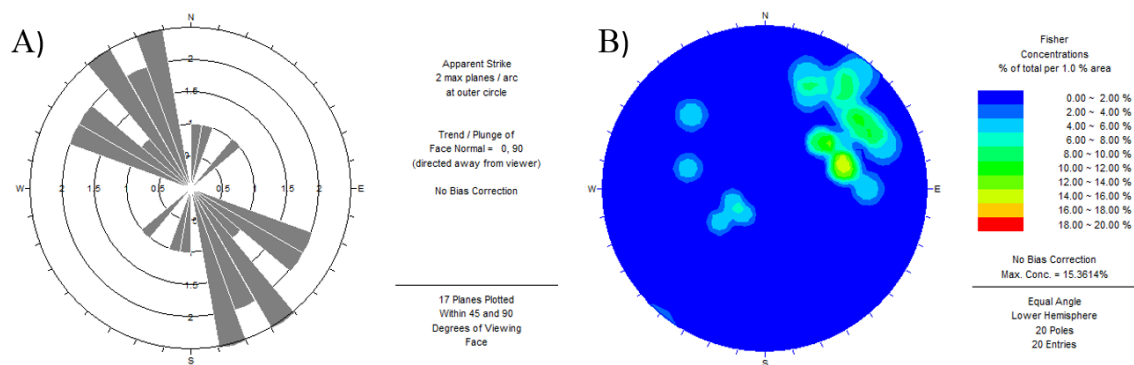


Figura 6.17. (A) Diagrama de roseta de las estructuras condicionantes del emplazamiento de UDA. (B) Proyecciones estereográficas, en diagramas de concentración de polos de los diques afaníticos en la zona de estudio.

6.2.2.3. Diques Micro-tonalíticos

Estos diques se emplazan principalmente en estructuras de dirección NNW-SSE, dentro de las cuales es posible determinar una familia de estructuras paralelas que varían entre 320-350°, con un buzamiento sub-horizontal de 30-40°. Debido a la escases de datos, estos diques no son representativos para un análisis estadístico.

6.3. Planteamiento de sistema de Riedel.

A continuación (Figura 6.18) se muestra un esquema gráfico de las estructuras de cizalle y los diques vistos en terreno, cuya relación cinemática y angular se expresa en el plano cartesiano de la derecha. La relación temporal de los diques, esta basada en las relaciones de corte vistas en el apartado anterior.

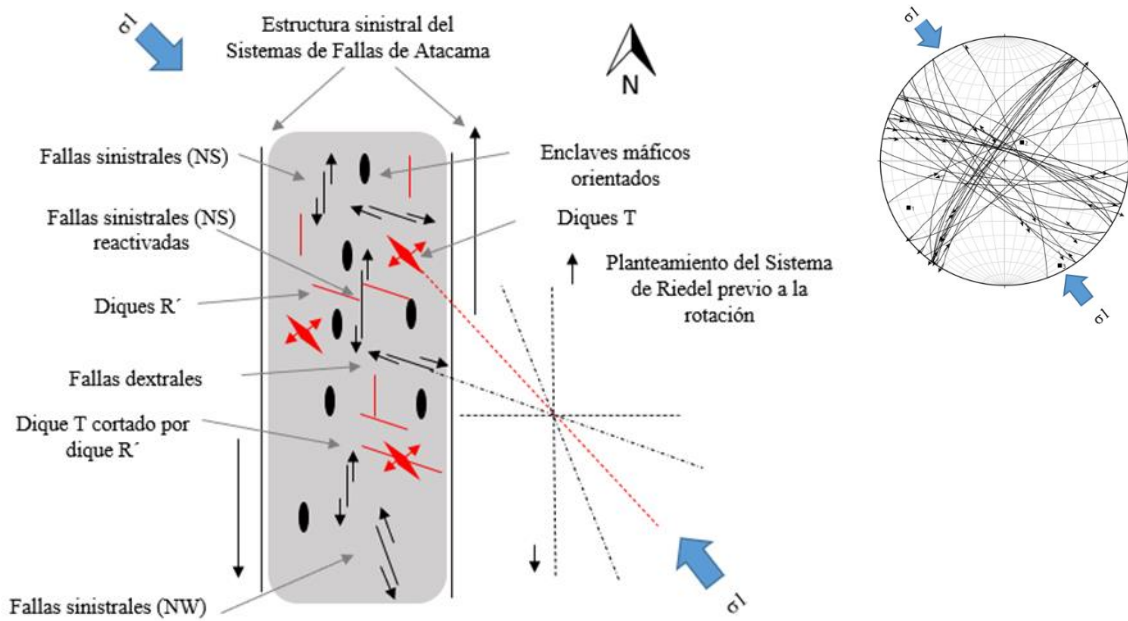


Figura 6.18. (A) Esquema ilustrativo del emplazamiento sintectónico del plutón El Morro. Obsérvese la elongación de los enclaves máficos y la generación de estructuras de cizalle derivadas de una falla principal de cinemática sinistral. Al lado derecho, se puede observar el planteamiento del sistema de Riedel con las orientaciones y cinemáticas anteriormente descritas, en color rojo se expresan los diques que intruyen al cuerpo magmático principal (color gris).

CAPÍTULO VII: DISCUSIONES

En este trabajo se argumenta la idea de un emplazamiento sintectónico del plutón El Morro a lo largo de una zona de cizalle activa, de penetración profunda en la corteza (Figura 7.1a). La inyección de magma a lo largo de esta zona, habría permitido canalizar fundidos desde niveles profundos, localizados, probablemente en la base de la corteza bajo el arco, hacia el nivel de emplazamiento del plutón. Reflejos de este fuerte control estructural en la dinámica de intrusión del plutón son (i) su aspecto fuertemente elongado; (ii) la orientación preferencial de sus enclaves; y (iii) la foliación de flujo magmático, orientada de un modo sub-paralelo (Figura 7.1b).

Este cuerpo intrusivo habría aprovechado estructuras de carácter sinistral derivadas del Sistema de Fallas de Atacama (SFA) en los inicios del Ciclo Andino con un vector de convergencia NW-SE, cuyas etapas iniciales de magmatismo, se vieron caracterizadas por el intercambio mecánico de minerales entre magmas de diferente composición, generando las texturas de desequilibrio presentes en el plutón. Este mecanismo denominado como *mingling* ha sido reportado en numerosos plutones colindantes al sector de estudio de edades similares, por lo cual se puede inferir que, en los comienzos del Jurásico, existían cámaras de diferente composición interactuando en profundidad (Figura 7.2a), sin embargo, la ausencia de dataciones no permite acotar un rango de edad más específico para esta interacción magmática.

Estructuras de cizalle observadas en el distrito, evidencian orientaciones y cinemáticas concordantes al modelo estructural propuesto por Riedel en el año 1929. Dichas estructuras habrían permitido el emplazamiento de diques y fluidos hidrotermales desde cámaras magmáticas emplazadas en niveles más profundos.

Estructuras orientadas 210-220° denotan movimientos de cizalle en sentido sinistral, y se clasifican como la estructura principal del sistema *strike-slip* presente en el sector de estudio, la cual permitió el emplazamiento del plutón El Morro y la cristalización orientada de gran parte de sus productos magmáticos (Figura 7.2b). Dataciones realizadas al cuerpo intrusivo, arrojan edades de cristalización de ~189 Ma (Godoy y Lara, 1998), por lo cual, se puede establecer que esta estructura de orientación NE-SW

permaneció activa por lo menos en los comienzos de Ciclo Andino con un vector de convergencia NW-SE, el que daría origen a movimientos sinistres-normales del Sistema de Fallas de Atacama en un régimen inicialmente transtensional (e.g. Scheuber y González, 1999).

Estos resultados guardan relación con lo que sostienen Godoy *et al.* (2003), Hutton (1988), y Paterson *et al.* (1998), quienes señalan que el SFA ha fomentado la intrusión de numerosos plutones sintectónicos. Estos autores expresan además que para que un plutón sea llamado sintectónico, el patrón de la fábrica magmática debe ser consistente con el campo de deformación regional.

Esta estructura de cizalle, permitió la circulación de fluidos magmáticos ricos en feldespatos potásicos, las que darían origen a los cuerpos pegmatíticos (USC) vistos en terreno.

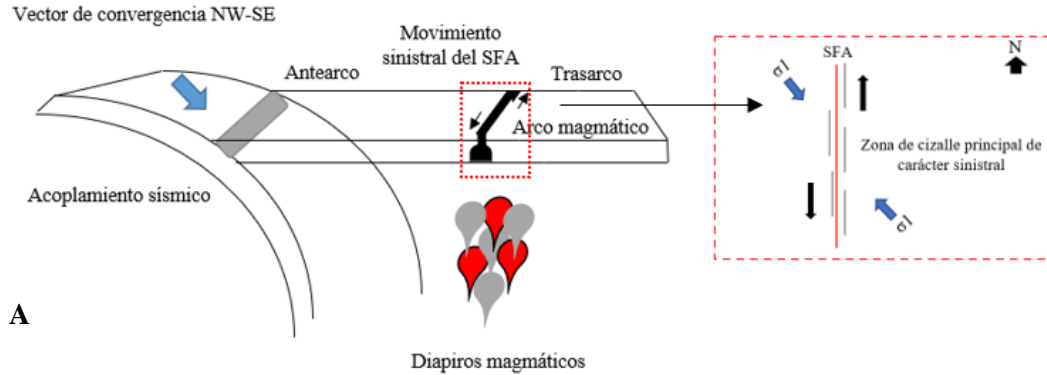
Estos movimientos de rumbo a su vez originaron estructuras sinistresales N-S y estructuras tensionales 330-340°, siendo estas últimas las responsables de permitir el emplazamiento de las unidades de diques UDP y UDA, dichas estructuras no presentan criterios cinemáticos de cizalle, ya que, corresponden a zonas de extensión generadas comúnmente paralelas a σ_1 (Riedel, 1929) (Figura 7.2d).

Subsecuentemente se activarían estructuras orientadas entre 280-290°, de movimiento dextral (antitético), y responsables de permitir el emplazamiento de diques porfídicos y afaníticos más potentes del distrito, los cuales tienden a exponerse a lo largo de todo el sector de estudio (Figura 7.2e).

Estos diques se distribuyeron siguiendo los planos de menor resistencia, los cuales se desarrollan como fracturas de cizalle dispuestas en forma transversal a la dirección de cizalle principal, tal cual es propuesto por Ramsay y Graham (1970) para zonas de fallas transcurrentes.

Modelo de emplazamiento del plutón y generación de estructuras de cizalle tipo Riedel.

i) Contexto geo-tectónico



ii) Secuencia de emplazamiento sintectónico del plutón El Morro

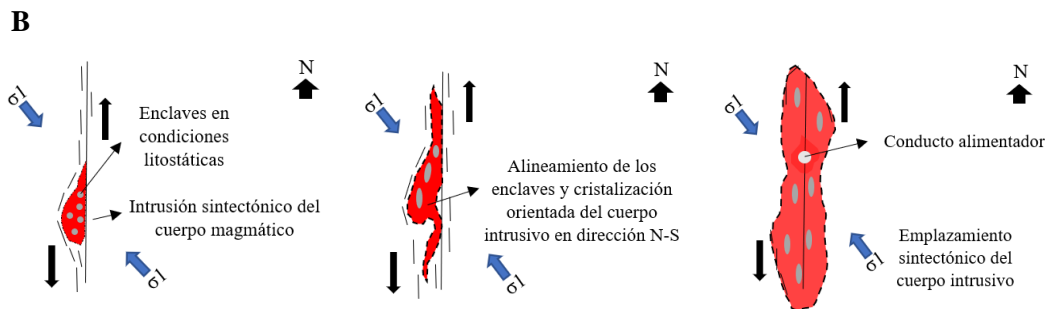
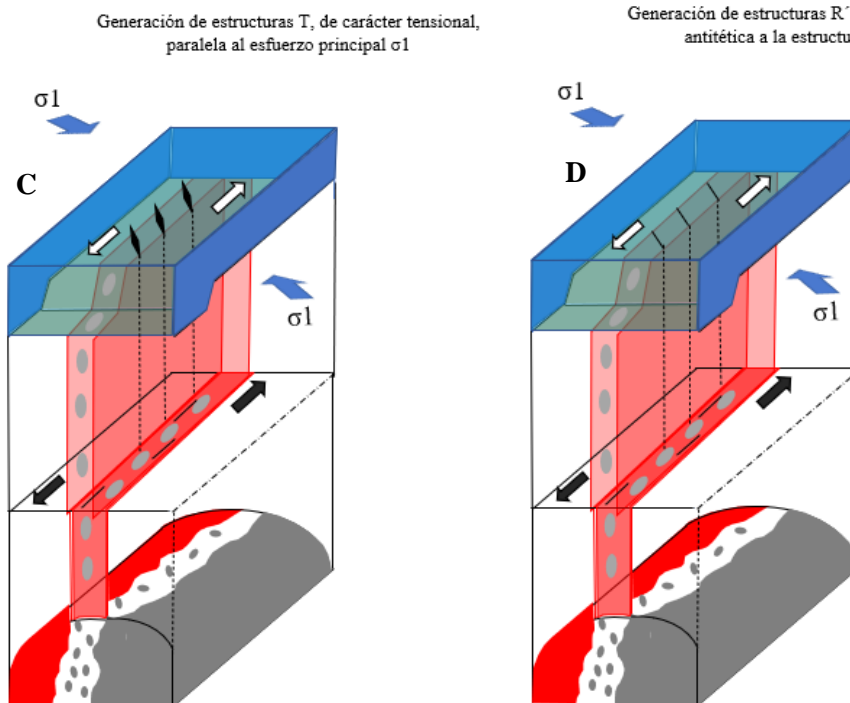
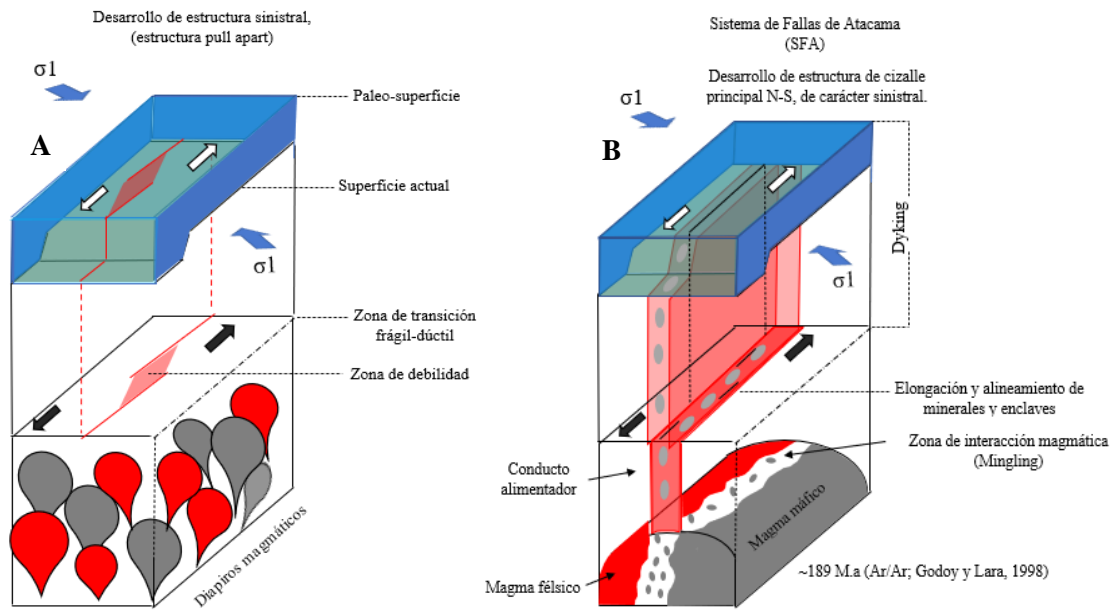


Figura 7.1 (A) Contexto tectónico en el emplazamiento del plutón El Morro. En color rojo y gris se demarcan las cámaras magmáticas de diferente composición que interactúan en profundidad (mingling). En el cuadrángulo adjunto, se delimita la zona de cizalle principal del Sistema de Fallas de Atacama de movimiento sinistral-normal. (B) Modelo secuencial del emplazamiento sintectónico del cuerpo intrusivo (color rojo). Obsérvese la alineación de los minerales y enclaves magmáticos en una zona de cizalle de carácter sinistral orientada en dirección N-S. La morfología característica que adquiere el cuerpo magmático es producto de un esfuerzo principal (σ_1) en dirección NW-SE, el que origina un acortamiento E-W y una extensión N-S.

iii) Generación de estructuras y planteamiento del sistema de Riedel



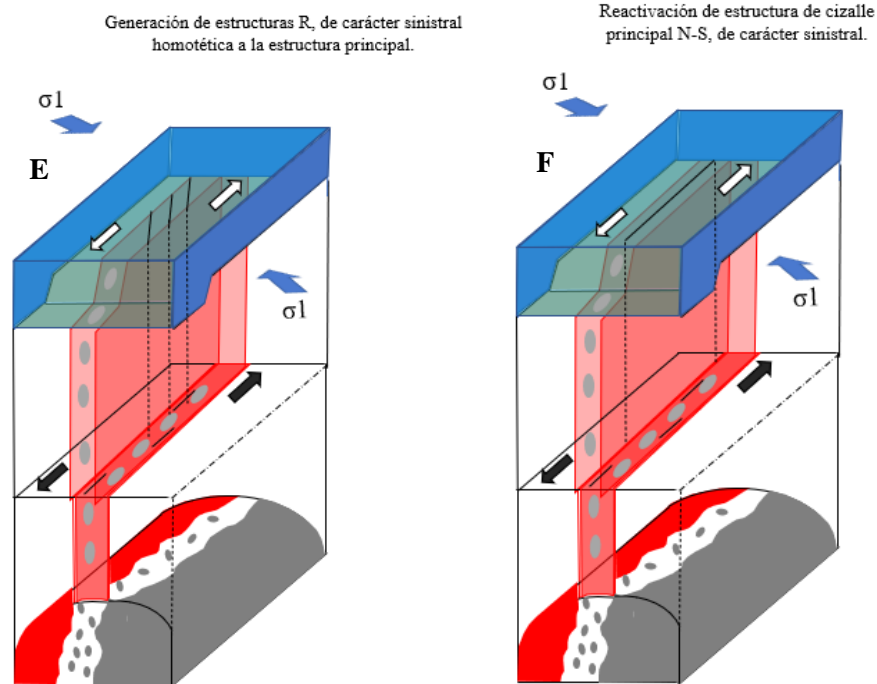


Figura 7.2 (A) Desarrollo de estructura principal de carácter sinistral de orientación N-S y generación de cuenca *pull-apart*. Obsérvese como los diapiros magmáticos llegan hasta la transición frágil dúctil de la corteza. (B) Ascenso magmático, emplazamiento sintectónico del cuerpo intrusivo y generación de estructuras N-S de carácter sinistral. Obsérvese la zona de interacción magmática (mingling) entre dos cámaras altamente contrastantes. (C) Desarrollo de estructura T (extensional) paralela al esfuerzo principal σ_1 . (D) Generación de estructuras R' (antitética a la estructura principal). (E) Generación de estructura R (homotética a la estructura principal). (F) Reactivación de la estructura sinistral N-S.

En base a lo anterior, podemos demostrar que el conjunto de estructuras es correlacionable por su distribución de orientación, cinemática y rellenos comunes, al modelo tectónico propuesto por Riedel en el año 1929 para el desarrollo de estructuras *strike-slip* (Figura 7.3). Tomando en consideración una estructura principal no netamente N-S como es planteado ampliamente en modelos anteriormente reportados, sino que más bien un sistema rotado 30° en sentido horario del cuerpo intrusivo (Figura 7.4). Parte de la rotación es planteada por algunos autores (e.g Creixell *et al.*, 2011) y permite explicar la distribución de las orientaciones medidas en terreno, estableciendo que necesariamente el sistema de Riedel debió haberse originado previo a la rotación del cuerpo intrusivo, ya que, en caso contrario, la orientación del esfuerzo principal (σ_1)

habría generado estructuras de orientaciones distintas a las presentes en el área estudiada.

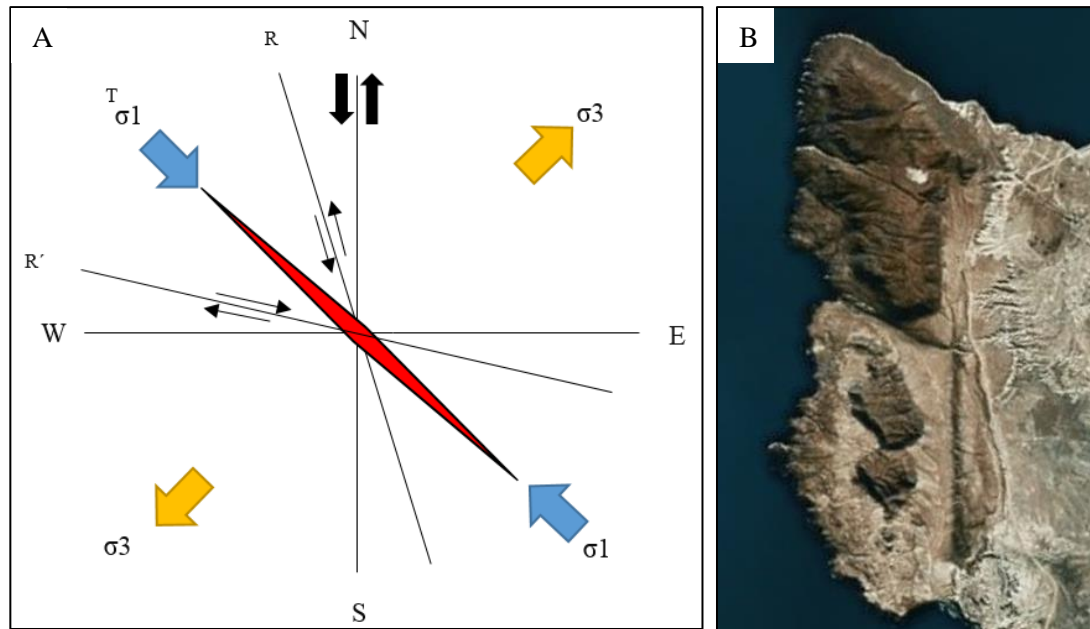


Figura 7.3 (A) Sistema de Riedel del plutón El Morro antes de la rotación. Obsérvese la relación temporal de las estructuras señaladas en el esquema. (B) Imagen satelital del área de estudio orientada N-S (extraído de Google Earth, 2022).

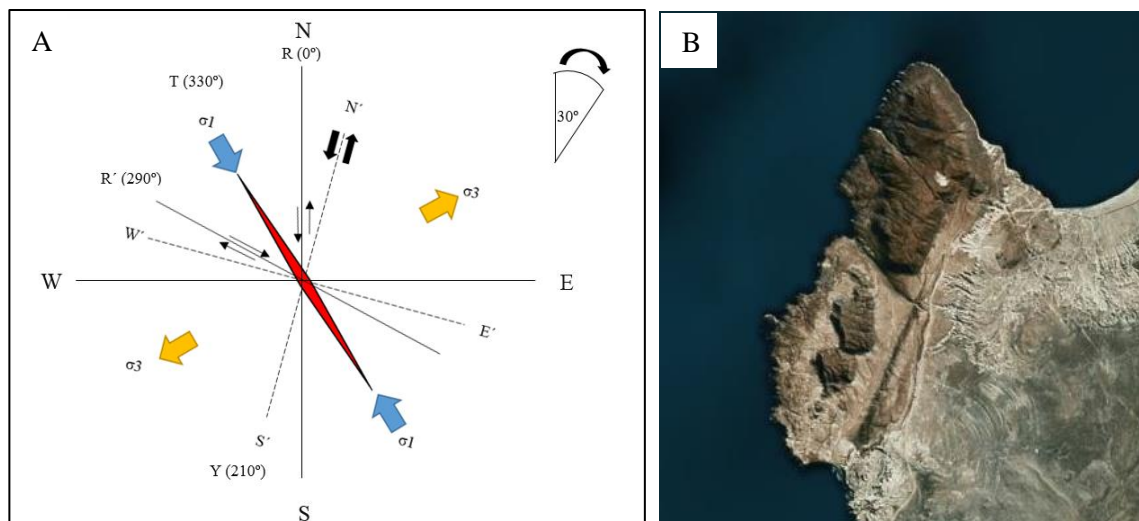


Figura 7.4 (A) Sistema de Riedel del Plutón El Morro después de una rotación horaria en 30°. (B) Imagen satelital del área de estudio (extraído de Google Earth, 2022).

Esto último tiene coherencia con lo postulado en numerosos estudios paleo-magnéticos realizados en el Batolito Costero en la región de Atacama (Peña, 2012; Mpodozis *et al.*, 2006), donde explican la influencia del oroclino boliviano en la orientación de los cuerpos intrusivos pertenecientes a la Cordillera de Costa. Sin embargo, estos estudios sugieren rotaciones horarias de $\sim 20^\circ$, por lo cual es de considerar que la rotación propuesta en el área de estudio ($\sim 30^\circ$), incorpora una rotación posterior de $\sim 10^\circ$, las cuales se encuentran documentadas en estudios paleo-magnéticos recientes para la zona norte del país (e.g Contreras, 2018).

Además, podemos inferir en base a análisis estadísticos que las estructuras descritas con anterioridad fueron originadas bajo un mismo tensor de esfuerzos, donde la estructura principal $\sim 210^\circ$, junto a la estructura R' ($\sim 280^\circ$) son las principales controladoras del magmatismo Jurásico para la zona de estudio, todo originado bajo un régimen tectónico fundamentalmente transtensional con un esfuerzo principal (σ_1) en dirección NW-SE

CAPÍTULO VIII: RECOMENDACIONES

Para obtener una mayor calidad y veracidad de la información geológica tanto petrográficamente como estructuralmente, se sugiere la realización de estudios posteriores que aumenten la cantidad de datos estructurales y toma de muestras en el sector sur del plutón El Morro, donde no se han realizado estudios específicos geológico-estructurales.

Es recomendable un análisis micro-petrográfico de las zonas de emplazamiento de los diques, en especial de las texturas de desequilibrio en los contactos entre enclaves y roca de caja. También se sugiere una geocronología de los diques, el cual resolvería en gran parte la edad de emplazamiento y a su vez, permitiría correlacionarlo con eventos de deformación ya reportados en numerosos cuerpos intrusivos pertenecientes al Batolito Costero.

Finalmente se propone un estudio paleo-magnético mayor que incluya rocas de distintas edades, para determinar con mayor exactitud las rotaciones tectónicas que afectaron a la zona de Caldera, de este modo se comprobaría la hipótesis planteada en este estudio y se podría extrapolar lo planteado por Contreras (2018) para la zona norte de país.

CAPÍTULO IX : CONCLUSIONES

- ❖ Se estableció la distribución espacial y temporal de los eventos geológicos en el área de estudio, llegándose a concluir que dicho cuerpo magmático está compuesto a su vez de numerosos pulsos intrusivos mayores y menores, cuyas relaciones de corte y texturas en desequilibrio permitieron determinar su temporalidad relativa, siendo esta temporalidad en orden decreciente, Unidad de Tonalitas de Grano Medio, Unidad de Dioritas Cuarcíferas, Unidad de Sienita Cuarcífera, Unidad de Diques Micro-tonalíticos, Unidad de Diques Pórfido-Dioríticos y Unidad de Diques Afaníticos.
- ❖ Registros estructurales de emplazamiento sintectónico (foliaciones magmáticas, fracturas de cizalle, enclaves orientados y rellenos hidrotermales), permitieron determinar el sintectonismo del cuerpo magmático, llegándose a establecer que el plutón El Morro fue sometido a *stress* diferencial al momento de su emplazamiento, lo que generó una cristalización orientada de todos sus productos magmáticos en un ambiente tectónico inicialmente transtensional, condicionado por el SFA en los inicios del Ciclo Andino.
- ❖ El análisis estadístico determinó que las estructuras presentes en el plutón El Morro fueron originadas bajo un mismo tensor de esfuerzos, el cual considera un σ_1 orientado en dirección NW-SE, valor consistente con la convergencia de placas planteada en el Jurásico inferior para el margen oeste de Gondwana.
- ❖ La Unidad de Diques Pórfido-Dioríticos (UDP) presentan los diques de mayor potencia y corrida del distrito, los cuales aprovechan fracturas de cizalle orientadas en dirección NW-SE y NNW-SSE, esta dirección a su vez se correlaciona con estructuras tipo T y R' en un sistema de Riedel principal de movimiento sinistral orientado N-S.

- ❖ Relaciones de corte, han permitido determinar la temporalidad relativa de las estructuras vistas en el área de estudio, siendo esta temporalidad en orden decreciente: Estructuras principal ($\sim 210^\circ$), T ($\sim 330^\circ$), R' ($\sim 290^\circ$), R ($\sim 190^\circ$) y reactivación de estructuras orientadas $\sim 210^\circ$.
- ❖ Las orientaciones y cinemáticas de las estructuras vistas en terreno han señalado la existencia de una rotación en sentido horario de 30° , lo cual ha sido respaldado por estudios paleo-magnéticos realizados en la zona norte del país (e.g Contreras, 2018).
- ❖ La Unidad Clástica-Carbonatada se distribuye en dos dominios, uno principalmente continental y otro marino, observándose tanto en las laderas del plutón como en los altos topográficos. Esto último evidencia la elevación considerable que ha presentado el área de estudio en los últimos miles de años.
- ❖ La Unidad de Depósitos Aluviales y Coluviales se establece como la unidad más joven del sector de estudio, la cual se presenta mediante un contacto por no conformidad con las unidades intrusivas.
- ❖ El modelo evolutivo propuesto, establece que el plutón el Morro se emplazó en una estructura de cizalle activa, la cual orientó sus productos magmáticos y fue la responsable de la generación de estructuras secundarias (en un ambiente frágil), que permitieron el emplazamiento de los diques presentes en terreno.

ANEXO

Paleomagnetismo en la zona de estudio:

A continuación, se muestran dos estudios realizados al batolito costero, en donde se destacan las rotaciones tectónicas que han sufrido parte de los cuerpos intrusivos.

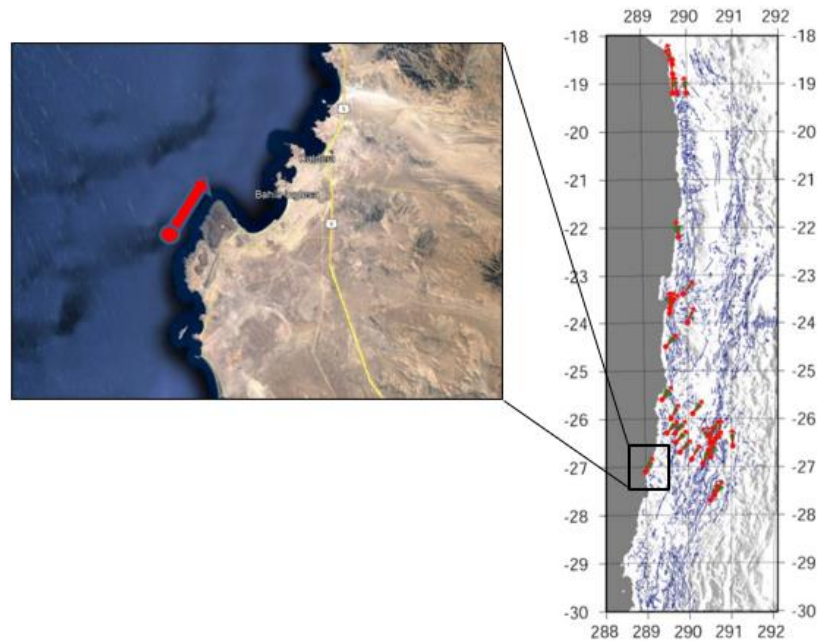


Figura 10.1. Rotaciones tectónicas observadas en el Norte de Chile. Las rocas analizadas varían en edades de 200 a 120 millones de años (extraído de Arriagada *et al.*, 2003).

B01102		TAYLOR ET AL.: PALEOMAGNETISM AND TECTONICS, N CHILE				B01102	
Table 3. Paleomagnetic Results From 25° to 28°S, Northern Chile ^a							
Locality	Latitude	Longitude	Assigned Age, Ma	Rotation	Reference		
<i>Coastal Cordillera</i>							
Cifuncheo Formation remagnetization	-25.6	289.4	160	34.6 ± 13.6	5		
La Negra, south of Taltal	-26.0	289.4	170	40.9 ± 11.2	4		
Pluton Las Animas dikes, Chañaral	-26.2	289.6	150	40.4 ± 14.8	4		
Pluton Vetado dikes, Chañaral	-26.2	289.6	155	45.3 ± 16.2	4		
Las Tazas dikes, El Salado	-26.3	289.6	130	43.4 ± 14.3	4		
Remolino dikes, Manto Verde	-26.3	289.7	125	42.0 ± 13.5	4		
Pluton Flamenco Dikes, Flamenco	-26.3	289.4	155	42.0 ± 11.3	4		
Caldera gabbros, caldera	-27.1	289.0	190	26.9 ± 14.4	6		

Figura 10.2. Resultados paleomagnéticos realizados en intrusivos pertenecientes a la Cordillera de la Costa entre los 25°-28°S. (Extraído de Taylor *et al.*, 2002).

REFERENCIAS

- Allmendinger, W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H. y Brooks, B. (2005). Bending the Bolivian orocline in real time: *Geology*. Vol. 33(11), pág. 905-908.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisables en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droits. *Bulletin de la Société géologique de France*. Vol. 7(6), pág. 1309-1318.
- Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. 11(1-2), pág. 37-50.
- Angelier, J. (1994). Análisis de deslizamiento de fallas y reconstrucción de paleostresses. In *Continental Deformation*. Pergamon Press, Universidad de Bristol. Vol. 4, pág. 53-100.
- Anderson, E. (1951). The dynamics of faulting. Edinburgh: Oliver and Boyd. Pág 193-195
- Arabasz, W. (1971). Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in northern Chile. Dissertation (Ph.D.), California Institute of Technology, pág. 104-110.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Dupont-Nivet, G., Cobbold, P., Chauvin, A. y Cortés, J. (2003). Paleogene clockwise rotations in the forearc of central Andes, Antofagasta region, northern Chile. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 18(1), pág. 3-4.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C y Fernández, R. (2006). Paleomagnetismo y tectónica del sur del desierto de Atacama (25 – 28°S), norte de Chile. *Tectonics*. Vol. 25, pág 5-6.
- Baker, R. (1998). The escape of pegmatite dikes from granitic plutons: Constraints from new models of viscosity and dike propagation. *Can. Mineral*. Vol. 36, pág. 255-263.
- Barbarin, B. (1990). Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Journal Geology*. Vol. 25, pág. 227-238.
- 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 host. *Lithos*. Vol. 80, pág. 155-177.
- Barbarin, B. y Didier, J. (1992). Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. Vol. 83, pág. 145 – 153.
- Bateman, R. (1984). On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*. Vol.110, pág. 211-231.
- Bates, L. y Jackson, A. (1987). Glossary of geology. American geological institute. Vol. 3, pág. 788.
- Berg, K. y Breikreuz, C. (1983). Mesozoiche Plutone in der Nordchilenischen Kustenkordillere: Petrogenese, Geochronologie, Geochemie und Geodynamik Mantelbetonter Magmatite. *Geotektonische Forschungen*. Vol. 66, pág. 1-107.
- Best, M. (1982). *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, pág 630.
- Best, M. (2003). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Science, pág.729.
- Blumenfeld, P. y Bouchez, J. (1988). Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid stated. *Journal of Structural Geology*. Vol. 10, pág. 361-372.

- Borradaile, G. (2001). Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology*. Vol. 23, pág. 1581–1596.
- Burchfiel, C., Wernicke, B. (1982). Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. 4, pág. 105-115.
- Cabello, C. (2019). Configuración estructural del basamento y su relación con el volcanismo activo de la zona volcánica sur. Memoria para optar al título de geóloga. Universidad de Concepción.
- Camus, F. (1980). Posible Modelo genético para los yacimientos de cobre del distrito minero Punta del Cobre. *Revista Geológica de Chile* No. 11, pág. 51-76.
- 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. (1989). Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas intrusivas. Madrid: Editorial Thomson-Paraninfo, pág. 72-75.
- Castro, A., Martino, R., Vujovich, G., Otamendi, J., Pinotti, L., D'Eramo, F., Tibaldi, A y Viñao, A. (2008). Topdown structures of mafic enclaves within the Valle Fértil magmatic complex (Early Ordovician, San Juan, Argentina). *Geological Acta*. Vol. 6, pág. 217-229.
- Charrier, R. y Vicente, J. (1972). Liminary and geosyncline Andes: Major orogenic phases and synchronically evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes. Solid Earth problems conference, upper mantle project, Buenos Aires. Vol. 2, pág. 451-470.
- Charrier, R. y Malumián, N. (1975). Orogénesis y epirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Revista asociación geológica argentina*. Vol. 30(2), pág. 193–207.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, P. (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *Journal of the Geological Society of London*, pág. 21-116.
- Clemens, J. (1984). Water contents of intermediate to silicic magmas. *Lithos*. Vol.17, pág. 273-287.
- Clemens, J. (1998). Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 155, pág.843-851.
- Clemens, J. y Mawer, K. (1992). Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*. Vol. 204, pág. 339-360.
- Clemens, J. y Petford, N. (1999). Granite melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 156, pág. 1057-1060.
- Clemens, J. y Vielzeuf, D. (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 86, pág. 287-306.
- Consejo de Seguridad Nacional de España (1998). Proyecto SIGMA: Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual en la Península Ibérica. Madrid: CSN, pág. 239.
- Contreras, J. P. (2018). Segmentación de patrones de rotación tectónica delimitados por la falla Taltal: Cordillera de la Costa del Norte de Chile (25°-26° Latitud Sur).
- Correa-Gomes, C., Souza, R. y Oliveira, 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*. Vol. 23, pág. 1415–1428.

- Creixell, C., Peña, M., Arriagada, C., Martínez, F. (2011) Oroclino de Vallenar. Un estudio geológico y paleo-magnético. Vol. 1, pág. 1-6.
- Creixell, C. (2007). Petrogénesis y emplazamiento de enjambres de diques máficos mesozoicos de Chile central (30°- 33°45' 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.
- Cruden, R. (1990). Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. *The Journal of Geology*. Vol. 98(5), pág. 681-698.
- Cruden, R. y McCaffrey, K. (2001). Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms. *Physics and Chemistry of the earth, Part A, Solid Earth and Geodesy*. Vol. 26, pág. 303–315.
- Dallmeyer, R., Brown, M., Grocott, V., Taylor, G. y Treolar, P. (1996). Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean Plate Boundary Zone, 26°-27°30' S, North Chile: Constraints from 40Ar/39Ar mineral ages. *Journal of Geology*. Vol. 104, pág. 19- 40.
- Damm, K. y Pichowiak, S. (1981). Geodynamik und magmengenese in der kuustenkordillere nordchiles zwischen Taltal und Chañaral. *Geotektonische Forschungen*. Vol. 61, pág. 166.
- Delaney, P., Pollard, D. y McKee, E. (1986). Field relations between dikes and joints: Emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 91, pág. 4920-4938.
- Didier, J. (1973). Granites and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites. *Developments in Petrology*. Vol. 3, pág. 393-400.
- Dingwell, D., Castro, A., Fernández, C. y Vigneresse, J.L. (1999). Granitic melt viscosities and understanding granites: Integrating new and classical techniques. *Geological Society*. Vol. 168, pág. 27-38.
- Emerman, S. y Marrett, R. (1990). Why dikes? *Geology*. Vol. 18(3), pág. 231-233.
- Fabre, D. y Robert, J. (1975). Analyse expérimentale des ruptures de la couverture liées à un mouvement décrochant du roche et applications. *Geological Society*. Vol. 3, pág. 175-182.
- Flinn, D. (1962). On folding during three-dimensional progressive deformation. *Journal of the Geological Society*. Vol. 118, pág. 385-428.
- Fossen, H. y Tikoff, B. (1993). The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its applications to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. 15, pág. 413-422.
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. Cambridge University, pág. 463-464.
- Glazner, A., Bartley, J. y Carl, B. (1999). Oblique opening and noncoaxial emplacement of the Jurassic independence dike swarm. *Journal of Structural Geology*. Vol. 21, pág. 1275-1283.
- Godoy, E. y Lara, L. (1998). Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 5-6, 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Godoy, E. y Blanco, N. (2000). Plutones Jurásico tardíos - Cretácico tempranos asociados al Sistema de Fallas Atacama entre los 26° y 28° S. *Congreso Geológico Chileno*. Vol. 1, pág. 616-620.
- Godoy, E., Marquardt, C. y Blanco, N. (2003). Carta Caldera, Región de Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N.º 76,39 pág 1, mapa escala 1:100.000.

- Grocott, J. y Taylor, K. (2002). Magmatic arc fault systems, deformation partitioning and emplacement of granitic complexes in the Coastal Cordillera, north Chilean Andes (25°30'S to 27°30'S). *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 159, pág. 425-442.
- Hempton, M. y Neher, K. (1986). Experimental fracture, strain and subsidence patterns over in echelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *Journal of Structural Geology*. Vol. 8, pág. 597-605.
- Hutton, D. (1982). A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 139, pág. 615-631.
- Hutton, D. (1992). Granite sheeted complexes: Evidence for the dyking ascent mechanism. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*. Vol. 83, pág. 377-382.
- Hutton, D. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. Vol.79(2-3), pág. 245-255.
- Jahns, H. y Burnham W. (1969). Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geology*. Vol. 64(8), pág. 843-864.
- Johnson, M. y Pollard, 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*. Vol. 18, pág. 261-309.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, A. y Ando, J. (1983). Andean tectonics related to geometry of the subducted Nazca Plate. *Geological Society of America*. Vol. 94, pág. 341-361.
- Kamenetsky, S. (2006). Melt inclusion record of magmatic immiscibility in crustal and mantle magmas. In: *Melt Inclusions in plutonic rocks*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, pág. 81-98.
- Kley, J., Monaldi, C. y Salfity, J. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics*. Vol. 301(1-2), pág. 75 -94.
- Kretz, R. (1991). The dilation direction of intrusive sheets. *Journal of Structural Geology*. Vol. 13(1), pág. 97-99.
- Leech, D.P., Treloar, P.J., Lucas, N.S. y Grocott, J. (2003). Landsat TM analysis of fracture patterns: A case study from the Coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Remote Sensing*. Vol. 24 (19), pág. 3709-3726.
- Maksaev, V. (1978). Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta. Instituto de investigaciones geológicas, Santiago. Carta Geológica de Chile, n°31. escala 1:50.000.
- Marquardt, C. (1999). Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y caleta pajonal (27°00'-27°45'S), III Región de Atacama. Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Marquardt, C., Blanco, N., Godoy, E., Lavenu, A., Ortlieb, L., Marchant, M. y Guzmán, N. (2000). Estratigrafía del Cenozoico superior en el área de Caldera (26°45'-28°S). En: *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas. Vol. 1(9), pág. 504-508.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E. y Comte, D. (2004). Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, 394 (3-4), pág. 193-219.

- Marrett, R. y Peacock, D.C. (1999). Strain and stress. *Journal of Structural Geology*. Vol. 21, pág. 1057-1063.
- Marrett, R. y Allmendinger, R. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*. Vol. 12(8), pág. 973-986.
- Martínez, F., Arriagada, C., Mpodozis, C. y Peña, M. (2012). The Lautaro Basin: a record of inversion tectonics in northern Chile. *Andean Geology*. Vol. 39 (2), pág. 258-278.
- Mash, D. (1989). Magma chambers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 17, pág. 439-474.
- Mège, D. y Korme, T. (2004). Dyke swarm emplacement in the Ethiopian Large Igneous Province: not only a matter of stress. *Journal of volcanology and Geothermal Research*. Vol. 132 (4), pág. 283-310.
- Mercado, M. (1978). Geología de la Cordillera de la Costa entre Chañaral y Caldera, Región de Atacama. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile. No 27, 15 p. 1 mapa escala 1:100.000, Santiago.
- Mourgues, A. (2007). Paléontologie stratigraphique (Ammonites) et évolution tectono- sédimentaire du bassin d'arrière arc de Chañarillo (Berriasien-Albien, Nord du Chili). Unpublished PhD thesis, University of Toulouse, France.
- Mpodozis, C. y Ramos, A. (1989). Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. Vol. 11, pág. 59-90.
- Mpodozis, C. y Ramos, A. (2008). Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 63(4), pág. 481 - 497.
- Nalpas, T., Townley, B., y Sanhueza, D. (2011). Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. *Andean geology*. Vol. 38(1), pág. 23-36.
- Naranjo, J. y Puig, A. (1984). Hojas Taltal y Chañaral, regiones de Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile. No 62- 63, 140 p. 1 mapa escala 1.250.000, Santiago.
- Naranjo, J. (1987). Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Falla de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 31, pág.43-55.
- Naylor, M.A., Mandl, G. y Sijpesteijn, C.H. (1986). Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*. Vol. 8(7), pág. 737-752.
- Niemeyer, H. (1999). Nuevos datos cinemáticos para la Falla Sierra Castillo en Quebrada del Carrizo, Precordillera de la Región de Atacama, Chile. *Revista geológica de Chile*. Vol. 26(2), pág. 159-174.
- Pardo-Casas, F. y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*. Vol. 6(3), pág. 233-248.
- Paterson, R., Vernon, H. y Tobisch, O. (1989). Una revisión de criterios para la identificación de foliaciones magmáticas y tectónicas en granitoides. *Revista de geología estructural*. Vol. 11, pág. 349-363.
- Paterson, R., Vernon, H. y Fowler, K. (1991). Aureole tectonics. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Vol. 26(1), pág. 673-722.
- Paterson, R. y Fowler, K. (1993). Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes? *Geology*. Vol. 21, pág 781-784.

- Paterson, R., Fowler, K., Schmidt, L., Yoshinobu, S., Yuan, S. y Miller, B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*. Vol. 44, pág. 53-82.
- Peña, M. (2012). Reconocimiento del límite sur del patrón paleógeno de rotaciones horarias entre los 28°-32° S del margen chileno a través de un estudio paleomagnético. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Petit, J.P. (1987). Criteria for sense of movement on fault surface in brittle rocks, *Journal of Structural Geology*. Vol. 9(5-6), pág. 597-608.
- Petford, N., Kerr, C. y Lister, R. (1993). Dike transport of granitoid magma. *Geology*. Vol. 21(9), pág. 845-848.
- Petford, N. y Koenders, A. (1998). Granular flow and viscous fluctuations in low Bagnold number granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 155(5), pág. 873-881.
- Pichowiak, S. (1994). Early Jurassic to early Cretaceous magmatism in the coastal cordillera and the central depression of north Chile. In *Tectonics of the southern Central Andes*, pág. 203-217.
- Pilger, H. (1984). Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*. Vol. 141 (5), pág. 793-802.
- Ramsay, J. y Graham, R.H. (1970). Strain variation in shear belts. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol.7(3), pág. 786-813.
- Ramsay, J. (1989). Emplacement kinematics of a granite diapir: The Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of the Structural Geology*. Vol.11 (1-2), pág. 191-209.
- Reutter, J. (2001). Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*. Vol.37(1-2), pág. 5-37.
- Riedel, W. (1929). Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. *Zentral-blatt fur Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, pág. 354-368.
- Riquelme, R., Hérail, G., Martinod, J., Charrier, R. y Darrozes, J. (2007). Late Cenozoic geomorphologic signal of Andean forearc deformation and tilting associated with the uplift and climate changes of the Southern Atacama Desert (26°S -28°S). *Geomorphology*. Vol. 86(3-4), pág. 283-306.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J. y Charrier, R. (2003). A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*. Vol. 361(3-4), pág. 255-275.
- Rivera, O. y Cembrano, J. (2000). Modelo de deformación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas Oligo-miocenas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33° 00'-34° 30'S). In *Congreso Geológico Chileno No. 9, Actas*, Vol. 2, pág. 631-636.
- 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. *Congreso Geológico Chileno*, Vol. 1(4), pág. 514-532.
- Rowland, S., Duebendorfer, E. y Schiefelbein, I. (2007). Structural analysis and synthesis. A laboratory course in structural geology. Vol. 3(1), pág 2-3.

- Saint Blanquat, M., Tikoff, B., Teyssier, C. y Vigneresse, J.L. (1998). Transpressional kinematics and magmatic arcs. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London. Vol. 135, pág. 327-340.
- Sanderson, D. y Marchini, D. (1984). Transpression. *Journal of Structural Geology*. Vol. 6, pág. 449-458.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reuter K. (1994). Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. In *tectonics of the southern Central Andes*. pág. 121-139.
- Scheuber, E. y González, G. (1999). Tectonics of the Jurassic- Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22-26° S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*. Vol. 18(5). pág. 895-910.
- Scheuber, E. y Reutter, K. (1992). Magmatic arc tectonics in the Central Andes between 21° and 25°S. *Tectonophysics*. Vol. 205(1-3), pág. 127-140.
- Sen, G. (2013). *Petrology: Principles and practice*. Springer Science & Business Media.
- Somoza, R. (1998). Updated Nazca (Farallon), South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 11(3), pág. 211-215.
- Sparks, S. y Marshall, A. (1986). Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 29 (1-4), pág. 99-124.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau. Internationale Zeitschrift für Geologie*. Stuttgart. Vol. 63, pág. 773-786.
- Stern, R. (1991). Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology*. Vol 19(1), pág.78-81.
- Sylvester, A. (1988). Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*, pág. 1666-1703.
- Sylvester, H. y Palacios, C. (1992) Transpressional structures in the Andes between the Atacama fault zone and the West Fissure system at 27°S. III Region, Chile: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, pág. 1645-1658.
- Tchalenko, J. S. (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol 81(6), pág. 1625-1640.
- Thiele, R. y Pincheira, M. (1987). Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Falla de Atacama, Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 31, pág. 77-94.
- Uribe, F., Niemeyer, H. (1984). Franjas miloníticas en la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Cuadrángulo de Cerro Cristales, 24°00'-24°15'S) y la distribución del basamento precámbrico. *Revista Geológica de Chile*, No. 23, pág. 87-91.
- Veloso, E., Anma, R. y Yamazaki, T. (2005). Tectonic rotations during the Chile Ridge collision and obduction of the Taitao ophiolite (southern Chile). *The Island Arc*. Vol. 14(4), pág. 599-615.
- Vernon, H., Johnson, E. y Melis, A. (2004). Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*. Vol. 26, pág. 1867-1884.

- Vicente, C., Charrier, R., Davidson, J., Mpodozis, A. C. y Rivano, S. (1973). La Orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. 5th Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Vol. 5, pág. 81-98.
- Vigneresse, J.L. (1995). Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*. Vol. 249(3-4), pág. 173-186.
- Wall, J., Clemens, D. y Clarke, B. (1987). Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology*. Vol. 95(6), pág. 731-749.
- Wilson, J., Dallmeyer, R. y Grocott, J. (2000). New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates from the Las Tazas complex, northern Chile: Tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 13, pág. 115-122.
- Woodcock, N.H. (1986). The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. Vol. 317, pág. 13-29.
- Yale, D.P. (2003). Fault and stress magnitude controls on variations in the orientation of in situ stress. *Geological Society of London*. Vol. 209(1), pág. 55-64.
- Yáñez, G. y Cembrano, J. (2004). Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 109.
- Zalohar, J. y Vrabec, M. (2008). Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: The Multiple-slip method. *Journal of Structural Geology*. Vol. 30(12), pág. 1603-1613.
- Zoback, M.L. y Zoback, M. (2007). Lithosphere stress and deformation. *Treatise on Geophysics*. Vol. 6, pág. 253-273.