

**IMPLICANCIAS DEL ESTILO DE DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS  
ESTRATIFICADAS CENOZOICAS EN EL EMPLAZAMIENTO DEL  
INTRUSIVO MIOCENO PLUTÓN SAN GABRIEL, CAJÓN DEL MAIPO,  
REGIÓN METROPOLITANA, CHILE**

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para  
optar al Título de Geólogo.

JOAQUÍN IGNACIO VARGAS JIMÉNEZ

PROFESOR GUÍA:  
MATÍAS PEÑA GÓMEZ

PROFESOR CO-GUÍA:  
ÍTALO PAYACÁN PAYACÁN

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
FERNANDO POBLETE GÓMEZ

SANTIAGO DE CHILE  
NOVIEMBRE, 2020

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO PROFESIONAL DE:** Geólogo  
**POR:** Joaquín Vargas Jiménez  
**FECHA:** 01/11/2020  
**PROFESOR GUÍA:** Matías Peña Gómez  
**PROFESOR CO-GUÍA:** Ítalo Joaquín Payacán Payacán

## **IMPLICANCIAS DEL ESTILO DE DEFORMACIÓN DE LAS ROCAS ESTRATIFICADAS CENOZOICAS EN EL EMPLAZAMIENTO DEL INTRUSIVO MIOCENO PLUTÓN SAN GABRIEL**

El emplazamiento de cuerpos intrusivos en zonas de deformación compresionales sigue siendo materia de estudio, debido a la problemática del espacio necesario para la intrusión de magma. Para analizar esta situación, algunos autores han propuesto estudiar el *strain* presente en la roca de caja, para identificar cada componente asociada al emplazamiento del magma, y distinguirlos de eventos previos y posteriores. La deformación producida por sistemas estructurales complejos como lo son las Fajas Plegadas y Corridas dificulta la discretización de eventos de deformación generados por la actividad tectónica y los eventos producidos por intrusión de magma.

Para analizar lo anterior, esta investigación realiza un análisis estructural, con la elaboración de un mapeo geológico y perfiles estructurales esquemáticos, de la roca de caja del Plutón San Gabriel, ubicado en la Cordillera Principal de Chile central. Este estudio se complementó con el análisis de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) en la roca de caja (Formaciones Abanico y Farellones) y la medición de indicadores cinemáticos presentes tanto en la roca de caja como en el Plutón San Gabriel, con el fin de cuantificar el *strain* presente en la roca de caja. Esto permitió determinar la relación espacial y temporal entre la orientación de la fábrica magnética y estructuras en la roca de caja en las cercanías del contacto del plutón como pliegues y fallas, para diferenciar entre una deformación previa, syn-plutónica o posterior al emplazamiento del plutón.

Como resultado, se reconocieron tres eventos de deformación que han afectado a la zona de estudio, las cuales se diferencian según el grado de deformación y las unidades a las que afectaron. El primero corresponde a un evento compresivo donde ocurrió una depositación sintectónica, lo cual se evidencia en la discordancia angular presente entre las formaciones Abanico y Farellones Inferior. En el segundo evento se produce el mayor acortamiento. Este proceso ocurre durante las etapas finales del enfriamiento del PSG, donde, ocurre la formación de pliegues de longitud de onda variables en la aureola mecánica del intrusivo, evidenciado en la formación de estructuras de Riedel con mineralización. El tercer evento corresponde a un evento de tipo transpresivo, donde predomina la formación de estructuras de rumbo dextral y sinistral, las cuales cortan de manera longitudinal a las formaciones Abanico y Farellones y al PSG.

Existe una directa relación entre la orientación del Plutón San Gabriel, las estructuras y la fábrica magnética de la roca de caja, donde, la orientación principal coincide con la dirección NW-SE del contacto del plutón. La relación oblicua entre la disposición del contacto del PSG y la estratificación de la roca de caja, además de la presencia de xenolitos en el interior del plutón, permiten sugerir que este se emplazó mediante *stoping*. Posteriormente, una vez enfriado el intrusivo, se produce un efecto *butressing* a su alrededor (evento 2), evidenciado por la mayor densidad de estructuras y pliegues circundantes al PSG.

SOLO USO ACADÉMICO

*“A diferencia de la mentira,  
una realidad imaginada es algo en lo que todos creen y,  
mientras esta creencia comunal persista,  
la realidad imaginada ejerce una gran fuerza sobre el mundo.”*

## AGRADECIMIENTOS.

Quisiera agradecer muy profundamente a todas las personas que han sido parte de este largo proceso, para mí ha sido un desafío personal y hoy lo tomo como parte importante de mi crecimiento individual.

A mis padres que siempre creyeron en mí, aun cuando la energía pareciese agotarse en ocasiones. A ti Camila que siempre estuviste dándome el ánimo que necesitaba para creer en mí y fue lo más importante... Te amo.

A todos los que más de una vez me vieron en los pasillos o patio de la universidad y se dieron el tiempo de escuchar lo duro que era tener topes de horario.

A mis hermanos que a pesar de no entender del todo mi atracción por las *pedras* y la naturaleza siempre me dieron una palabra de aliento.

A lo profesores Fernando Poblete, Rodrigo Quiroga, Gonzalo Galaz y Nicolás Garibaldi, por su opinión y consejo en algunas de las temáticas abordadas en este trabajo.

Agradecer a la Universidad Mayor por los Fondos de Desarrollo de la publicación #2019076, para el financiamiento de este proyecto de investigación, al Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo de la Universidad de Chile por la disposición de las instalaciones para la preparación y medición de muestras. Y a Pierrick Roperch por facilitar el software AMS\_OSX para el análisis de datos de AMS.

Y finalmente, pero no por eso con una menor importancia a mis profesores guías, Ítalo y Matías que, sin su orientación y ayuda este trabajo no hubiese podido ser realizado.

# TABLA DE CONTENIDO.

<b>TABLA DE CONTENIDO.....</b>	<b>V</b>
<b>1 INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
<b>1.1 PROBLEMÁTICA.....</b>	<b>1</b>
1.1.1 Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, y Plutonismo Mioceno.....	1
1.1.2 Antecedentes teóricos de plutones en zonas de deformación.....	3
1.1.3 Mecanismos de emplazamiento y aureola mecánica en intrusivos.....	5
1.1.4 Cuantificando la deformación de aureolas mecánicas.....	9
1.1.5 Caso de estudio: los Andes de Chile central.....	12
<b>1.2 HIPÓTESIS.....</b>	<b>14</b>
<b>1.3 OBJETIVOS.....</b>	<b>15</b>
1.3.1 Objetivo general.....	15
1.3.2 Objetivos específicos.....	15
<b>1.4 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....</b>	<b>15</b>
<b>1.5 METODOLOGÍAS.....</b>	<b>16</b>
1.5.1 Mapeo geológico y perfiles estructurales esquemáticos.....	17
1.5.2 Muestreo y Análisis de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS).....	17
1.5.3 Análisis Cinemático.....	18
<b>2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.....</b>	<b>19</b>
<b>2.1 MARCO GEODINÁMICO.....</b>	<b>19</b>
<b>2.2 SEGMENTACIÓN MORFOESTRUCTURAL ANDINA.....</b>	<b>21</b>
<b>2.3 ESTRUCTURAS REGIONALES.....</b>	<b>23</b>
<b>2.4 MARCO TECTÓNICO DEL EOCENO AL HOLOCENO.....</b>	<b>23</b>
<b>2.5 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....</b>	<b>24</b>
2.5.1 Antecedentes generales.....	24
2.5.2 Unidades Estratificadas.....	25
2.5.2.1 Formación Colimapu (Klohn, 1960).....	25
2.5.2.2 Formación Abanico (Aguirre, 1960).....	25
2.5.2.3 Formación Farellones (Klohn, 1960).....	26
2.5.2.4 Depósitos no consolidados.....	27
2.5.3 Unidades Intrusivas.....	29
2.5.3.1 Intrusivos del Mioceno Inferior.....	29
2.5.3.2 Intrusivos del Mioceno Medio-Superior.....	29
2.5.3.3 Plutón San Gabriel.....	29
<b>2.6 MARCO ESTRUCTURAL.....</b>	<b>30</b>
2.6.1 Sistema de Fallas Los Ángeles-Infiernillo.....	31
2.6.2 Sistema de Fallas San Ramón-Pocuro.....	31
2.6.3 Sistema de Fallas El Diablo.....	31
<b>3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CONFLUENCIA DE LOS RÍOS: YESO, VOLCÁN Y MAIPO.....</b>	<b>32</b>
<b>3.1 INTRODUCCIÓN DEL CAPÍTULO.....</b>	<b>32</b>
<b>3.2 METODOLOGÍAS.....</b>	<b>32</b>
<b>3.3 RESULTADOS.....</b>	<b>33</b>
3.3.1 Mapa geológico y estructural de la zona de estudio.....	33
3.3.2 Principales rasgos estructurales de la zona de estudio.....	37
3.3.3 Principales estructuras de la zona de estudio.....	41
3.3.4 Dominios Estructurales.....	48
3.3.4.1 Dominio Oeste.....	50
3.3.4.2 Dominio Este.....	50
<b>3.4 ESTRUCTURAS ASOCIADAS AL PSG Y ESTRUCTURAS REGIONALES.....</b>	<b>51</b>

<b>4</b>	<b>ANÁLISIS DE LA VARIACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA EN LA AUREOLA MECÁNICA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL. ....</b>	<b>53</b>
<b>4.1</b>	<b>INTRODUCCIÓN DEL CAPÍTULO.....</b>	<b>53</b>
<b>4.2</b>	<b>METODOLOGÍAS.....</b>	<b>54</b>
4.2.1	Propiedades Magnéticas en la Naturaleza. ....	54
4.2.2	Materiales Magnéticos. ....	55
4.2.3	Mineralogía Magnética. ....	56
4.2.4	Toma y Análisis de Muestras. ....	57
<b>4.3</b>	<b>PUNTOS DE MUESTREO PARA EL ANÁLISIS DE AMS.....</b>	<b>59</b>
<b>4.4</b>	<b>RESULTADOS. ....</b>	<b>63</b>
4.4.1	Parámetros Escalares.....	63
4.4.1.1	Anisotropía y Susceptibilidad Media.....	63
4.4.1.2	Anisotropía y Parámetro de forma T. ....	67
4.4.1.3	Foliación y Lineación. ....	71
4.4.2	Orientación de los Tensores de Anisotropía Magnética.....	77
<b>5</b>	<b>ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN EL INTRUSIVO PSG, Y LAS FORMACIONES ABANICO Y FARELLONES.....</b>	<b>83</b>
<b>5.1</b>	<b>INTRODUCCIÓN DEL CAPÍTULO.....</b>	<b>83</b>
<b>5.2</b>	<b>METODOLOGÍAS.....</b>	<b>84</b>
5.2.1	Medición de estructuras. ....	84
5.2.2	Estudios previos de la cinemática de fallas. ....	84
5.2.3	Tipos de indicadores cinemáticos. ....	86
<b>5.3</b>	<b>SITIOS DE MEDICIÓN. ....</b>	<b>90</b>
5.3.1	Lagunillas.....	92
5.3.2	Río Maipo (Oeste San Gabriel).....	92
5.3.3	Quebrada Liliana.....	92
5.3.4	Cantera. ....	92
5.3.5	Río Yeso.....	93
5.3.6	Cerro la Antena. ....	93
5.3.7	Puente Cristo.....	93
5.3.8	Las Melosas. ....	93
<b>5.4</b>	<b>RESULTADOS. ....</b>	<b>94</b>
5.4.1	Familias de Estructuras. ....	94
5.4.1.1	Lagunillas. ....	96
5.4.1.2	Río Maipo (Oeste del Plutón San Gabriel). ....	100
5.4.1.3	Quebrada Liliana. ....	105
5.4.1.4	Cantera.....	105
5.4.1.5	Río Yeso. ....	107
5.4.1.6	Cerro La Antena. ....	111
5.4.1.7	Puente Cristo.....	112
5.4.1.8	Las Melosas.....	114
5.4.2	Ejes de Acortamiento y Elongación.....	118
<b>6</b>	<b>DISCUSIONES.....</b>	<b>122</b>
<b>6.1</b>	<b>DEFORMACIÓN CIRCUNDANTE AL PSG.....</b>	<b>122</b>
<b>6.2</b>	<b>RELACIÓN ENTRE LA ARQUITECTURA DE LA DEFORMACIÓN Y LOS PARÁMETROS ESCALARES DE AMS. ....</b>	<b>125</b>
<b>6.3</b>	<b>ORIENTACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA CON RESPECTO AL PSG.....</b>	<b>126</b>
<b>6.4</b>	<b>ANÁLISIS DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL PRESENTE EN EL PSG Y SU ROCA DE CAJA.....</b>	<b>127</b>
<b>6.5</b>	<b>CORRELACIÓN DE DATOS.....</b>	<b>129</b>
<b>6.6</b>	<b>GÉNESIS DE LA DEFORMACIÓN PRESENTE EN EL ÁREA DE ESTUDIO. ....</b>	<b>132</b>
6.6.1	Deformación descrita versus trabajos anteriores. ....	132
6.6.2	Eventos de deformación Regional.....	135
6.6.3	Correlación de eventos de deformación con muestras de AMS e indicadores cinemáticos obtenidos en el área de estudio. ....	137

6.7	DEFORMACIÓN LOCAL ALREDEDOR DEL PSG. ....	138
7	CONCLUSIONES. ....	140
	BIBLIOGRAFÍA. ....	141

	ANEXOS .....	155
	Anexo 1: Tabla con todas las mediciones estructurales obtenidas en terreno. ....	155
	Anexo 2: Resultados Análisis de Anisotropía se Susceptibilidad Magnética. ....	167
	A.2.1. Tabla con los resultados de los parámetros escalares del análisis de AMS. ....	167
	A.2.2. Tabla con los resultados de los parámetros direccionales de análisis de AMS. ....	167
	Anexo 3: Tabla con los valores de dirección e inclinación de los ejes de máximo, intermedio y menor acortamiento del <i>strain</i> en la deformación frágil. ....	168

SOLO USO ACADÉMICO

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: valores de Susceptibilidad Magnética Promedio ( $K_m$ ), y grado de Anisotropía (P) según la mineralogía. Extraído de Chadima, (s.f.).....	56
Tabla 2: Valores máximos y mínimos de Anisotropía (P) y Susceptibilidad Media ( $K_m$ ). Donde se especifica, el sitio, la localidad, el número de muestras y la litología. ....	65
Tabla 3: Resumen de estructuras con los estéreos de los contornos en base a los puntos P (azul) y T (rojo) de los sitios Lagunillas, Puente El Cristo, Cantera y Cerro La Antena. ....	120
Tabla 4: Resumen de estructuras con los estéreos de los contornos en base a los puntos P (azul) y T (rojo) de los sitios Las Melosas, Río Maipo, Río Yeso y Quebrada Liliana. ....	121
Tabla 5: Comparación de datos de AMS, estratificación, <i>plunge</i> de los pliegues (número de pliegue Sección 3.3.5) e indicadores cinemáticos (1: acortamiento máximo; 3: acortamiento mínimo) en redes estereográficas <i>Equal-area</i> . ....	131

## ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1: Relación entre la intrusión de magmas y la deformación de la corteza (Extraído de Paterson y Miller, 1998).	4
Figura 2: Relación entre la deformación de rocas y la intrusión de magmas en modelos análogos de arena (extraído de Galland et al., 2007).	6
Figura 3: Esquemas de los distintos mecanismos de emplazamiento basados en trabajos anteriores (Paterson et al., 1996; Benn et al., 1998; Glazner et al., 2004; Brown, 2013). (A) <i>Stoping</i> . (B) <i>Diapirism</i> . (C) <i>Diking</i> . (D) <i>Ballooning</i> .	7
Figura 4: Perfiles esquemáticos de cómo debería variar el <i>strain</i> según el tipo de pliegue a fallas, y la cercanía con el limbo frontal (extraído de: Thorbjornsen et al., 1997).	9
Figura 5: Ubicación y vías de acceso a la zona de estudio.	16
Figura 6: (a) Compilación de tasas de convergencia y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana (azul: Pardo-Casas y Molnar, 1987; negro: Somosa, 1998; rojo: Müller et al., 2016). (b) Modelamiento de la cinemática de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana durante el Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar, 1987). (c) Configuración tectónica en el margen occidental de Sudamérica desde el Cretácico (Zonenshayn et al., 1984). (Figura extraída de Mardones, 2019).	20
Figura 7: Mapa morfoestructural de la zona central de Chile. Extraído de Farías et al., (2008).	22
Figura 8: Perfil esquemático de las principales unidades morfoestructurales de la zona central de Chile. Modificado de Farías et al.,(2008).	23
Figura 9: Cuadro tectonoestratigráfico de las formaciones presentes y cercanas a la zona de estudio. Los ambientes de depositación fueron graficados de manera esquemática (Elaborado en base a Fock, 2005; Rauld et al., 2010; Mardones, 2019).	28
Figura 10: Mapa Geológico de los Ríos Maipo, Volcán y Yeso. Elaborado en base a Thiele, (1980), Moreno et al., (1991), Fock, (2005), Quiroga, (2013), Villela, (2015), y Mardones, (2019).	34
Figura 11: Mapa estructural de detalle de la aureola mecánica del plutón San Gabriel, donde se juntan los datos obtenidos en terreno y los recopilados de estudios previos. (Thiele, 1980; Moreno et al., 1991; Fock, 2005; Quiroga, 2013; Villela, 2015; Mardones, 2019).	35
Figura 12: Perfiles estructurales esquemáticos de la deformación presente en la zona de estudio.	36
Figura 13: Esquema de la deformación presente al Oeste del plutón San Gabriel, y la discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones. (A) Ladera Oeste del estero El Ingenio. (B) Esquemización de la figura (A). (C) Acercamiento del recuadro rojo en la figura (A). (D) Esquemización de la figura (C), donde se observa la discordancia de las Fms. Abanico y Farellones Inferior.	38
Figura 14: Esquema mostrando la deformación presente en la ladera Norte del valle del río Volcán, al Este del Plutón San Gabriel, donde se observa la discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones.	39
Figura 15: Esquema de las estructuras observadas al Este del plutón San Gabriel, donde se observan la falla Chacayes Yesillo y el plutón San Gabriel.	45
Figura 16: Mapa con las principales estructuras de la zona de estudio descritas en la Sección 3.3.5.	47
Figura 17: Mapa con la topografía y las estructuras presentes en de la zona de estudio, donde se evidencia el aumento de elevación en dominio estructural Este con respecto al Oeste.	49
Figura 18: Gráficos que resumen el comportamiento de los materiales según su respuesta a un campo magnético inducido. Chadima, (s.f.)	55
Figura 19: Procedimientos para la toma de muestras de AMS. A) Perforación. B) Orientación de la muestra. C) Extracción de la muestra. D) Rotulado de la muestra. (Extraído de Chadima, s.f.)	58
Figura 20: Esquemas señalando los sitios de muestreo, donde es posible observar las litologías muestreadas y la estratificación. (A) y (B) Sector de Lagunillas, sitio RV02. (C) y (D) Sector de Las Cañuelas, sitios RV04 y RV05 respectivamente.	60
Figura 21: Esquemas señalando los sitios de muestreo, donde es posible observar las litologías muestreadas y la estratificación. (A) y (B) Sector Río Yeso, sitios RV08 y RV09 respectivamente. (C) y (D) Sector de Las Melosas, sitio RV13.	61
Figura 22: Mapa geológico de la zona de estudio, donde los rectángulos señalan los sitios de medición: Lagunillas (Azul), Las Cañuelas (rojo), Río Yeso (Verde), Las Melosas (Morado). También, se señalan las posiciones de las muestras obtenidas para el análisis de AMS.	62
Figura 23: Gráfico de Anisotropía corregida ( $P'$ ) versus Susceptibilidad Media ( $K_m$ ) con todos los sitios de medición. (A) Mineralogía Diamagnéticos (B) Mineralogía Paramagnética (C) Mineralogía Ferromagnética. (Elaborado en base a parámetros de Parsons et al., 2016)	63

Figura 24: Gráficos de Anisotropía Corregida ( $P'$ ) versus Susceptibilidad Media ( $SI \cdot 10^{-5}$ ) ( $K_m$ ) de todos los sitios de medición, donde los triángulos simbolizan diques. ....	64
Figura 25: Diagrama de Jelinek para todos los sitios de medición. ....	67
Figura 26: Diagrama de Jelinek de todos los sectores de medición, donde los triángulos simbolizan diques. ....	68
Figura 27: Diagrama de Flinn de todos los sitios de medición. ....	72
Figura 28: Diagrama de Flinn de todos los sectores de medición, donde los triángulos simbolizan diques. ....	73
Figura 29: Gráficos con los promedios de los parámetros escalares y de forma de AMS. ....	77
Figura 30: Mapa geológico de la zona de estudio, con los estereogramas de los tensores de AMS, $K_{max}$ , $K_{int}$ y $K_{min}$ . ....	79
Figura 31: Orientación de la fábrica magnética en dominio estructural Este, en la confluencia de los ríos Maipo, Yeso y Volcán. ....	81
Figura 32: Orientación de la fábrica magnética en el sector de Lagunillas. ....	82
Figura 33: Red Estereográfica <i>equal-area</i> con todas las mediciones estructurales realizadas en terreno, ploteado en Stereonet. ....	84
Figura 34: Tipos de estructuras descritas previamente para el análisis cinemático. Modificado de Mescua y Giambiagi, (2019) ....	87
Figura 35: Tipos de estructuras de Riedel, según el criterio del tipo de fractura (T: tensión, R, R' y P: presión). Extraído de Niemeyer, (1999) ....	89
Figura 36: Mapa geológico con los sitios de medición de indicadores cinemáticos. ....	91
Figura 37: Mapa Geológico con las redes estereográficas de los indicadores cinemáticos por parada. ....	95
Figura 38: Redes estereográficas de los sitios de medición de Indicadores Cinemáticos. ....	96
Figura 39: Familias de indicadores cinemáticos en el sector de Lagunillas. ....	98
Figura 40: Estrías de falla (líneas azules) y medias lunas (líneas rojas) presentes en la formación Farellones, en el sector de Lagunillas evidenciando un movimiento de tipo sinistral, donde la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante. ....	99
Figura 41: Indicadores cinemáticos presentes en el sitio Río Maipo (Oeste), donde se evidencia un movimiento de tipo dextral en estructuras de Riedel tipo P. ....	101
Figura 42: Estructuras tipo P presentes en el sector del Río Maipo (Oeste del Plutón San Gabriel), donde existe un sentido de movimiento dextral y la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante. (Líneas azules: estrías. Líneas rojas: medias lunas y diaclasas orientadas) ....	103
Figura 43: Medias lunas (líneas rojas) con estrías de falla (líneas azules) medidas en el sitio Río Maipo (Oeste del PSG), donde existe un sentido de movimiento sinistral, y la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante. ....	104
Figura 44: Familias de indicadores cinemáticos en el sector de la Quebrada Liliana. ....	105
Figura 45: Familias de indicadores cinemáticos en el sector de La Cantera. ....	106
Figura 46: (A) Paredes subverticales presentes en el PSG generadas por diaclasas y fallas. (B) Medias lunas (líneas rojas), y, estrías de falla (líneas azules) indicando un sentido de movimiento dextral, donde la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante. ....	107
Figura 47: Veta de sulfuros de cobre en el sector del Río Yeso, donde se observaron estructuras de Riedel R, R' y T asociadas a mineralización. ....	109
Figura 48: Estructuras de Riedel observadas en el Plutón San Gabriel, donde se distinguen estructuras de tipo R, R' y T, las cuales se encuentran asociadas a mineralización de cobre. ....	110
Figura 49: Familias de indicadores cinemáticos en el sector del Río Yeso. ....	111
Figura 50: Familias de indicadores cinemáticos en el sector del Cerro La Antena. ....	112
Figura 51: Paredes subverticales presentes en el PSG, observadas e en el sector de puente el Cristo. ....	113
Figura 52: Familias de indicadores cinemáticos del sector del Puente Cristo. ....	114
Figura 53: (A) Estructuras de tipo P que se encuentran en Andesitas observadas en el sector de Las Melosas. (B) Estructura subvertical presente en el PSG en el sector de Las Melosas. (Líneas azules: estrías de falla. Líneas rojas: medias lunas) ....	116
Figura 54: Familias de indicadores cinemáticos para el sector de Las Melosas. ....	117
Figura 55: Direcciones de elongación (rojo) y acortamiento (azul) para los diferentes sitios de medición. ....	118
Figura 56: Modelo análogo de deformación, donde se genera un acortamiento de estilo <i>piggyback</i> . Se destacan en azul las vergencias opuestas de deformación presentes en el sistema estructural. (Extraído de Venegas y Nalpas, 2005) ....	124
Figura 57: Perfiles estructurales esquemáticos C-C' y D-D', donde se señalan las zonas donde se realizaron los análisis de AMS e indicadores cinemáticos. ....	130
Figura 58: Sitios de medición de indicadores cinemáticos (presente trabajo), y bloques estructurales de Piquer et al., (2016). ....	134

Figura 59: Recopilación de datos de estudios previos de indicadores cinemáticos en la zona de estudio. Modificado de Piquer et al., (2016). .....	135
Figura 60: Esquema de la evolución de las formaciones presentes en la zona de estudio, y la deformación post emplazamiento. ....	137

SOLO USO ACADÉMICO

# 1 INTRODUCCIÓN.

El emplazamiento de cuerpos intrusivos es materia de discusión hasta los tiempos actuales, donde no se comprende totalmente cómo actúa el mecanismo de emplazamiento, en relación con el balance de masas en zonas de deformación compresiva. Previamente se ha discutido la implicancia que posee el régimen tectónico, las estructuras, el comportamiento reológico, y cómo el magma se abre espacio en la roca de caja durante los procesos de ascenso y posterior emplazamiento de magma (Bowen, 1948; Tuttle and Bowen, 1958; Hutton et al., 1988; Paterson y Tobisch, 1992; Paterson y Fowler, 1993; D. Hutton; 1997; Paterson y Miller, 1998; Brown, 2013; Payacán et al., 2014; Payacán, 2015; Gutiérrez et al., 2018). A raíz de lo anterior, surgen las siguientes interrogantes: ¿Cuáles son las implicancias que existen en la presencia de plutones en Fajas Plegadas y Corridas (FPC)? ¿Es posible diferenciar entre la deformación previa, sincrónica, y posterior al emplazamiento de un cuerpo intrusivo en una FPC?, ¿Cómo se puede determinar el mecanismo de emplazamiento de un cuerpo intrusivo en una Faja Plegada y Corrida?

Con el objetivo de contribuir a responder estas preguntas, el presente trabajo estudia la relación entre el intrusivo Mioceno emplazado en la corteza superior: Plutón San Gabriel (PSG), y las estructuras y deformación registrada en su roca huésped (Formaciones Abanico y Farellones). El excelente grado de exposición del PSG permite analizar cómo se dispone la deformación en la roca de caja (*strain*), y compararla con la disposición del cuerpo intrusivo. Se propone utilizar la metodología del análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (*Anisotropy of Magnetic Susceptibility, AMS*), sumado al análisis estructural y análisis cinemático de las estructuras presentes tanto en la roca de caja como en el cuerpo intrusivo. Lo anterior se realiza con el fin de intentar inferir el mecanismo de emplazamiento del PSG, la distribución de la deformación debido a la intrusión del magma y los efectos que este tiene en la posterior deformación de la corteza, todo a través del análisis del *strain* local y regional.

## 1.1 Problemática.

### 1.1.1 Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, y Plutonismo Mioceno.

Las Fajas Plegadas y Corridas es un modelo que permite estudiar la distribución y acomodo de la deformación asociada a la construcción de orógenos, tal como la Cordillera Principal en Chile Central, donde, entre los 33° y 35°S se expone la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Giambiagi et al., 2003a; Giambiagi et al., 2003b; Farías et al., 2010; Giambiagi et al., 2014). Esta FPC, posee

distintos sistemas estructurales (algunos actualmente activos), donde la arquitectura de la deformación se ha asociado por relaciones de corte a intrusivos de edad Miocena (Muñoz et al., 2009). La problemática en torno a la existencia de estos plutones en zonas de deformación se centra en los procesos que involucran la transferencia de masa en la corteza superior y el acomodo de la deformación durante el emplazamiento de cuerpos intrusivos (Paterson y Tobisch, 1992; Paterson et al., 1996; Brown, 2013). Por otra parte, existe también, una problemática en el cálculo del acortamiento presente en estas fajas a través de secciones balanceadas, lo cual radica en la dificultad de determinar el volumen de roca de caja desplazada por los cuerpos intrusivos durante su emplazamiento (De Paor, 1988). En el caso de ambientes contraccionales, esta problemática se acrecienta, debido a que son zonas donde los espacios se acortan lateralmente, inhibiendo la formación de espacio que permita el emplazamiento de magma (Paterson et al., 1996; Paterson y Miller, 1998; Brown, 2007; Montanari et al., 2010; Brown, 2013).

Resulta esencial el comprender la relación espacial y temporal que existe entre los cuerpos intrusivos y la deformación frágil que se encuentra registrada en la roca de caja (*strain*). En diversos estudios, se ha planteado que el emplazamiento de cuerpos intrusivos se encuentra asociado a zonas de deformación, donde, la presencia de estructuras como pliegues o fallas facilitan el ascenso y posterior emplazamiento de magmas (Montanari et al., 2010; Brown, 2013), o yacimientos minerales (Sillitoe, 2010). Además, en la actualidad existe también una discusión acerca de cómo ocurre la transferencia de masas y calor en la corteza superior durante la intrusión de cuerpos magmáticos, ya que, el magma necesita desplazar roca de caja para generar espacio para su emplazamiento; sin embargo, en general no existe registro de zonas de acumulación de este material cortical (Glazner et al., 2006). Más aún, el ambiente relativamente frío de la corteza superior haría que cualquier pulso magmático que ascienda, se enfríe rápidamente, impidiendo la acumulación de grandes volúmenes de magma (Annen et al., 2009). Sin embargo, si la corteza se encuentra en un estado termalmente maduro, la cual haya sido precalentada por un magmatismo prolongado en el tiempo, el magma puede ascender por zonas de debilidad desplazando hacia abajo la roca de caja circundante (Paterson et al., 1998).

A raíz de esto, esta investigación se propone abordar la temporalidad existente entre las estructuras de la roca de caja y cuerpos intrusivos. Esto permitiría dar luces acerca de los mecanismos de emplazamiento de magma que operan en la corteza superior y el efecto posterior

que puede generar el enfriamiento de un cuerpo rígido y relativamente isótropo en la deformación de la corteza.

Para esto se utiliza el PSG como caso de estudio, debido a que presenta una buena exposición de afloramientos, es un intrusivo de composición granítica emplazado en la corteza superior, posee una historia geológica de la zona de estudio bien constreñida, y se encuentra espacialmente asociado a una zona ampliamente deformada bajo un régimen compresional transpresivo, como lo es la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA).

### 1.1.2 Antecedentes teóricos de plutones en zonas de deformación.

Los intrusivos graníticos han sido materia de estudio debido a las interrogantes que surgen con respecto a su formación, sobre todo lo referente a la construcción de espacios y mecanismos de emplazamiento (Bowen, 1948; Tuttle and Bowen, 1958; Hutton et al., 1988; Paterson y Tobisch, 1992; Paterson y Fowler, 1993; D. Hutton; 1997; Paterson y Miller, 1998; Brown, 2013; Payacán et al., 2014; Payacán, 2015; Gutiérrez et al., 2018).

Los magmas de composición félsica fueron atribuidos durante la *post* segunda guerra a la cristalización y diferenciación de los magmas de composición Basáltica, los cuales, producto de la acidificación y enriquecimiento en sílice del fundido, propician la precipitación de minerales ricos en SiO<sub>2</sub> (Bowen, 1948 en Brown, 2013). Por otra parte, las condiciones de profundidad de emplazamiento no fueron estudiadas hasta 10 años después, donde, se realizó una clasificación según la profundidad de emplazamiento de los magmas (Tuttle and Bowen, 1958).

Estudios previos han sugerido que el emplazamiento de cuerpos intrusivos se relaciona estrictamente con regímenes extensivos, con la ayuda de las estructuras de rumbo generadas (Burchfiel y Davis, 1981; Glazner et al., 1991; Paterson y Miller, 1998; Galland et al., 2007; Brown, 2013). A pesar de lo anterior, la ausencia de estructuras extensionales preservadas, sumado a la presencia de arcos volcánicos activos en zonas compresionales, han otorgado evidencias suficientes como para que actualmente se llegue al consenso de que el emplazamiento de cuerpos intrusivos especialmente los graníticos, se relacionan también con ambientes compresionales (Hutton, 1997; Paterson y Miller, 1998; Galland et al., 2007; Montanari et al., 2010). Además, se ha discutido

sobre la relación que existe entre la generación de estructuras como fallas o pliegues y el ascenso y posterior emplazamiento de cuerpos intrusivos. También, existe una discusión acerca de cuál es la relación que poseen con la formación de arcos volcánicos (D’Lemos et al., 1992, Hutton; 1997; Paterson y Miller, 1998; Montanari et al., 2010; M. Brown, 2013). Diversos autores han analizado la relación que existe entre la deformación presente en la roca de caja y el emplazamiento de los cuerpos intrusivos (Hutton, 1988; Paterson y Tobisch, 1992; D’Lemos et al., 1992; Paterson y Fowler, 1993; Paterson et al., 1996; Hutton, 1997; Brown y Solar, 1998; Paterson y Miller, 1998; Roig y Faure, 1998; Schmidt y Paterson, 2002; Glazner et al., 2004; Montanari et al., 2010; Menand et al., 2011; Brown, 2013).

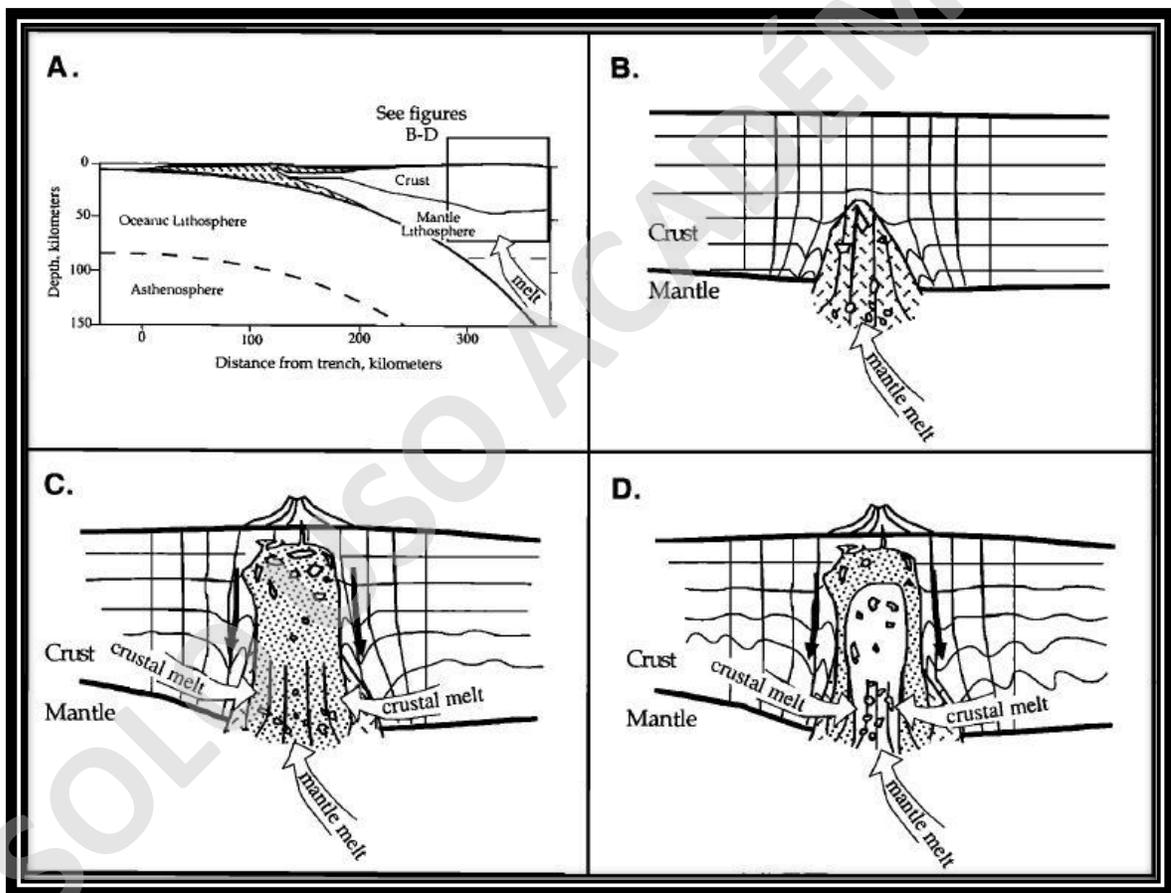


Figura 1: Relación entre la intrusión de magmas y la deformación de la corteza (Extraído de Paterson y Miller, 1998).

Pese a lo anterior, las modalidades en la que se transporta y emplaza el magma bajo regímenes compresionales aún permanece sin esclarecerse totalmente (Brown, 2013). Los modelos más

aceptados han propuesto que existe una interacción, donde ocurre una transferencia de masas entre la roca de caja y el fundido, de modo que el magma genera un desplazamiento hacia de la roca preexistente hacia niveles más profundos de la corteza (Figura 1; Paterson et al., 1991; Paterson et al., 1992, D’Lemos et al., 1992, Paterson et al., 1993; Brown; 1998; Brown, 2013). Dicho desplazamiento puede acomodarse deformando la roca de manera frágil o como un flujo dúctil. También, se ha propuesto que existe una relación entre el *strain* presente en la roca de caja, y los mecanismos de ascenso y emplazamiento de cuerpos intrusivos (Johnson et al., 2010; Montanari et al., 2010; M. Brown, 2013).

Sin embargo, mediante el análisis de arcos antiguos y el stress al que se someten los arcos actuales, se ha demostrado que el emplazamiento de cuerpos plutónicos típicamente se asocia a eventos de compresión perpendiculares al arco volcánico, sin la necesidad de estructuras de rumbo que propicien el emplazamiento (D’Lemos et al., 1992; Paterson et al., 1998; Brown, 2013).

Las zonas de deformación activas de carácter transpresivo, como lo son las Fajas Plegadas y Corridas, pueden presentar eventos de deformación posteriores al emplazamiento de cuerpos intrusivos (Paterson et al., 1991; Miller y Paterson, 1992; Paterson y Miller, 1998), como en el caso del Batolito Mount Stuart, emplazado en el *North Cascades Thrust System* en North Cascades, Washington. En este caso, han postulado que existe una deformación *syn a post* emplazamiento evidenciada en un acortamiento acompañado de pliegues y recristalización de milonitas (Miller y Paterson, 1992). Estos eventos podrían verse afectados por la presencia de cuerpos cristalinos, los que actúan como un contrafuerte a la deformación frágil, generando cabalgamientos y estructuras de rumbo concentradas en las cercanías del cuerpo intrusivo cristalizado (*Buttres Effect*). (Mutch y McGill, 1961; Beck et al., 1993).

### 1.1.3 Mecanismos de emplazamiento y aureola mecánica en intrusivos.

Como se mencionó anteriormente, se ha postulado que algunos factores como el comportamiento reológico, la permeabilidad, la presencia de estructuras (zonas de falla, de cizalle o conductos dados por los estilos de deformación), y la disponibilidad de espacio en la roca de caja, son preponderantes en el ascenso de magmas en la corteza (Clemens, 1998; Hutton, 1997; Clemens y Petford, 1999; Galland et al., 2007; Menand et al., 2011; Brown, 2013). Por ejemplo, una serie de trabajos basados en la modelación análoga muestran que, en zonas de deformación

compresional, el magma tiende a canalizarse a través de las fallas, acumulándose en el núcleo de sistemas anticlinales (Figura 2; Galland et al., 2007).

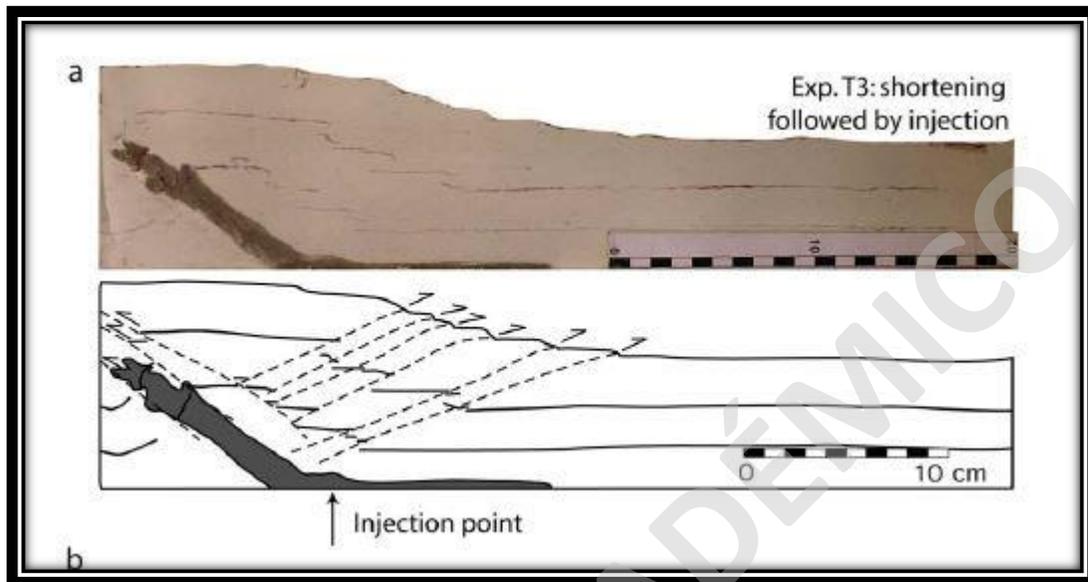


Figura 2: Relación entre la deformación de rocas y la intrusión de magmas en modelos análogos de arena (extraído de Galland et al., 2007).

La intrusión y posterior emplazamiento de cuerpos magmáticos son una combinación de procesos mecánicos, donde la deformación cortical juega un rol fundamental, sumado a estructuras que se puedan generar a partir de la deformación de la corteza como fallas o sistemas estructurales (Gerbi et al., 2004; Ablay et al., 2008; Menand, 2011). Por lo tanto, el ascenso y emplazamiento de magmas la corteza se relaciona directamente a las características tectónicas que afecten a las rocas de caja que estén siendo intruídas (Hutton, 1988; Paterson et al., 1989; Paterson et al., 1991; Paterson y Tobisch, 1992; Paterson et al., 1996; Brown y Solar, 1998; Benn et al., 1998; Paterson 1998; Clemens y Petford, 1999; de Saint-Blanquat et al., 2001; Brown, 2007; Montanari et al., 2010; Brown, 2013; Garibaldi et al., 2018). Además, los factores internos de la roca huésped, como la composición, la temperatura de fusión, el comportamiento reológico y la permeabilidad presente en la roca de caja, pueden determinar el posible mecanismo de emplazamiento que controle la manera en que quedan entrampadas las rocas ígneas en la corteza. (Parsons et al., 1992; Brown y Solar, 1998; Clemens, 1998; Gerbi et al., 2004; M. Bonini, 2007; Montanari et al., 2010; Menand, 2011; Brown, 2013)

Entre los mecanismos de ascenso de magmas más aceptados se destacan el *diapirism* (Figura 4 B) y el *diking* (Figura 4 C), teniendo como principal diferencia las características reológicas de las rocas hospedantes, siendo un comportamiento de tipo frágil para el *diking* y un comportamiento más bien dúctil para el diapirismo (Brown, 2013). A pesar de lo anterior, se ha discutido la aplicabilidad del mecanismo *diapirism*, el cual se presentaba como una buena alternativa para el ascenso y emplazamiento de grandes volúmenes de magma. Sin embargo, las características reológicas de la roca hospedante altamente dúctil, necesarias para favorecer este mecanismo, no suelen encontrarse en los niveles superiores de la corteza (Clemens, 1998). Por otra parte, los diques graníticos son comunes en la naturaleza, lo que sugiere que es razonable que el ascenso de magmas se produzca a través de fracturas, como se ha observado en diferentes batolitos graníticos emplazados en la corteza superior (Clemens, 1988).

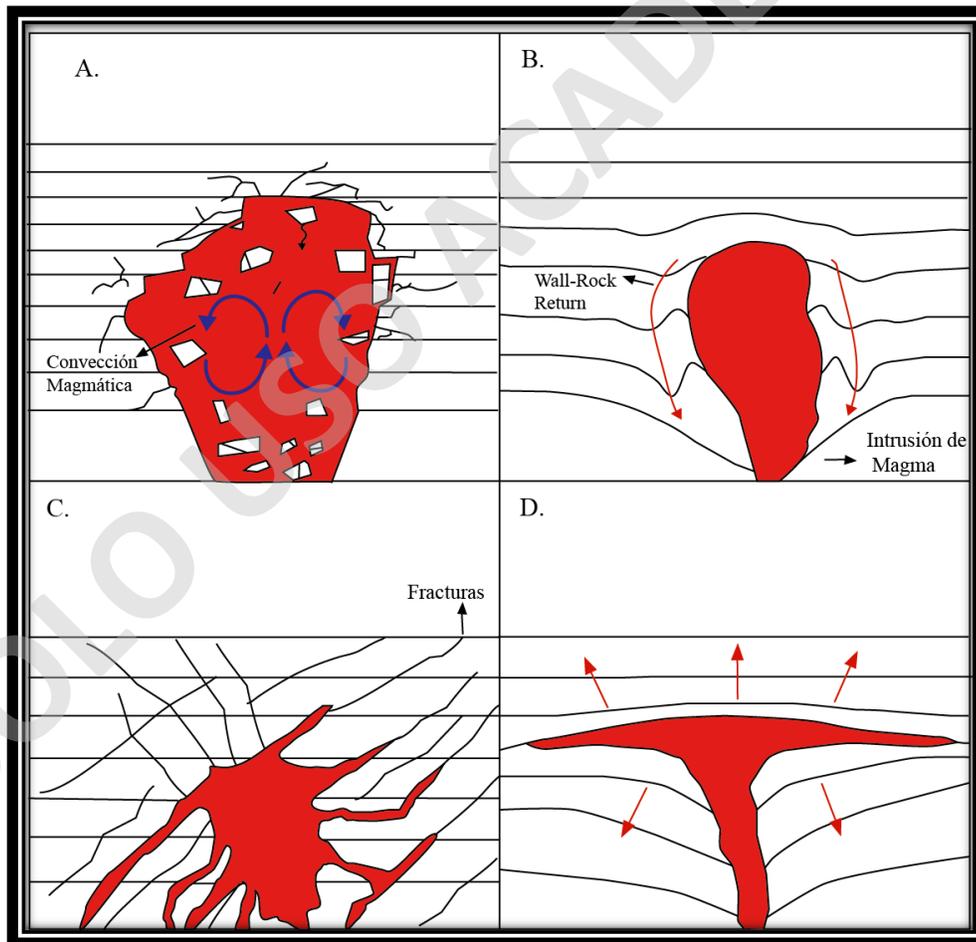


Figura 3: Esquemas de los distintos mecanismos de emplazamiento basados en trabajos anteriores (Paterson et al., 1996; Benn et al., 1998; Glazner et al., 2004; Brown, 2013). (A) *Stopping*. (B) *Diapirism*. (C) *Diking*. (D) *Ballooning*.

Los mecanismos de emplazamiento tradicionalmente se clasifican en dos tipos (de Saint-Blanquat et al., 2001; Menand, 2011; Brown, 2013): (1) *forcefull intrusion*, típicamente asociado a un comportamiento principalmente dúctil a grandes profundidades lo que hace que no se conserve la masa en relación 1 a 1 con la roca preexistente y el magma, donde la roca de caja se cizalla, acomodando deformación en las zonas laterales del plutón, tal como ocurre en el *diapirism, doming* y *ballooning*; (2) por otro lado, el tipo *permitted/passive intrusion*, donde el espacio que ocupa el magma al emplazarse se generó por un desplazamiento de la roca de caja, sin registrar deformación en la roca que hay alrededor, conservando el volumen originalmente ocupado por roca de caja, tal como ocurre en el *stoping, cauldron subsidence* y *sheeting* (Hutton, 1988). (Figura 4)

La discusión en torno a los mecanismos de emplazamiento se centra en cómo es la respuesta de la roca frente a una intrusión de magma (Hutton, 1988). En el caso del *stoping* (Figura 4 A), se ha observado un comportamiento de tipo frágil en la roca de caja, donde el magma va fracturando la roca e incorporando fragmentos (Hutton, 1988; Glazner y Bartley, 2006). En esta situación se ha postulado un intercambio de masa que se ve evidenciado por la presencia de xenolitos de diversas composiciones, y suele registrarse por los contactos discordantes entre el cuerpo intrusivo y la roca de caja, la ausencia de una deformación dúctil en la roca de caja circundante al plutón, y una composición química que evidencia contaminación cortical en el magma (Clarke y Erdman, 2008).

Para el caso del *ballooning* (Figura 4 D) la roca de caja se comporta de una manera frágil frente a la intrusión, generando contactos concordantes en la estratificación con el cuerpo intrusivo. Es común observar que la roca de caja genera un *strain* asociado al emplazamiento, teniendo una deformación en la roca de caja producida por la presión de fluido y la buoyancia del magma, donde se “infla” la roca de caja (Brun y Pons, 1981; Glazner et al., 2004; Brown; 2013).

Finalmente, para el caso del *diapirism* (Figura 4 B) se ha discutido acerca de su origen, donde se ha observado que ni la viscosidad, ni la diferencia de densidad entre la roca de caja, explican por sí solos el flujo de baja inercia necesario para este tipo de intrusión (Vigneresse y Clemens, 2000). A raíz de esto se explica que la generación de este tipo de mecanismo de emplazamiento esta estrictamente restringido a la corteza inferior, producto de su comportamiento dúctil (Clemens, 1998; Roig y Faure, 1998; Vigneresse y Clemens, 2000). Sin embargo, como se mencionó anteriormente, se ha discutido su factibilidad producto de la dificultad para encontrar este tipo de mecanismo en la naturaleza (Brown, 2013).

#### 1.1.4 Cuantificando la deformación de aureolas mecánicas.

Diversos autores han estudiado previamente la deformación en sistemas de Fajas Plegadas y Corridas, buscando metodologías para cuantificar el *strain* (Gray y Willman, 1991; Yin y Ortel, 1992; Thorbjornsen et al., 1997; Poblet y Lisle, 2011), donde los elipsoides de *strain* muestran la manera en la que se distribuye la deformación interna de las rocas (Figura 5). Se ha demostrado que existe una relación entre las estructuras regionales, y los elipsoides obtenidos en distintos puntos de medición, donde su disposición varía según la cercanía a estas estructuras.

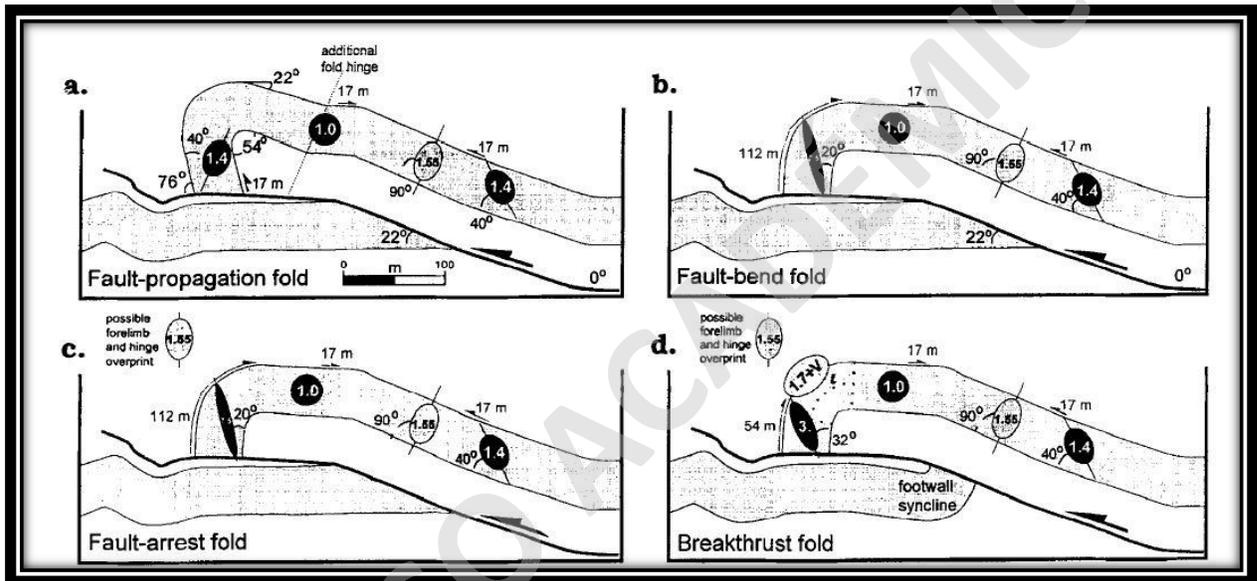


Figura 4: Perfiles esquemáticos de cómo debería variar el *strain* según el tipo de pliegue a fallas, y la cercanía con el limbo frontal (extraído de: Thorbjornsen et al., 1997).

Por otra parte, para analizar la relación entre los cuerpos intrusivos y su roca de caja, es posible estudiar el *strain* registrado en la roca huésped, zona que se define como aureola mecánica, entendida como la zona de la roca de caja alrededor de un intrusivo, donde se registra *strain* a raíz del emplazamiento del intrusivo (Paterson y Fowler, 1993). El estilo y cantidad de *strain* acumulado en la roca de caja puede variar según el mecanismo de emplazamiento del intrusivo (Paterson y Fowler, 1993; Paterson et al., 1996; Benn et al., 1998; Roig y Faure, 1998; Johnson et al., 2003; Gerbi et al., 2004; Bonini et al., 2007; Brown, 2013). Para realizar esto, se debe discriminar entre la deformación que ocurra de manera previa a la intrusión, la deformación que es producto de una intrusión (dependiendo del mecanismo de emplazamiento), o simplemente la

deformación previa o posterior al emplazamiento. Estos 3 escenarios pueden dar paso a diferentes relaciones de corte en la deformación de la roca de caja (Roig y Faure, 1998; Paterson y Smith, 1998; Johnson et al., 2003; Gerbi et al., 2004; Bonini et al., 2007).

Por ejemplo, Johnson et al., (2003) estudiaron la estructura e historia de emplazamiento del Plutón San José, en el sector de Sierra San Pedro Mártir, Baja California, México. En su trabajo se menciona la importancia de estudiar las lineaciones mediante minerales elongados e intersección de planos y foliaciones presentes tanto en la roca de caja, como en el plutón, medidas en minerales elongados e intersección de planos geológicos para la roca caja, y foliaciones magmáticas y hornblendas orientadas para el plutón (Johnson et al., 2003). Esto, para comprender la distribución de la deformación y su origen. Para este caso, la ausencia de una deformación post-emplazamiento les permitió determinar cuál es la deformación generada a raíz del emplazamiento, donde se infirió una expansión lateral durante la intrusión, permitiendo inferir que el plutón San José se habría emplazado mediante *ballooning*.

Otra manera de cuantificar el *strain* presente en Fajas Plegadas Y Corridas, es mediante el análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (*Anisotropy of Magnetic Susceptibility, AMS*) (J. Graham, 1966; Hirt et al., 2004; Pueyo et al., 2010; M. Espinoza, 2012; Pueyo et al., 2012; Muñoz et al., 2013; Branellec et al., 2015). Esta metodología permite analizar, mediante parámetros magnéticos, la magnitud de la deformación (*strain*), debido a que se pueden estudiar las direcciones preferenciales de los minerales magnéticos contenidos en la roca (con la anisotropía de los tensores magnéticos), y también, las direcciones de acortamiento y tensión (lineaciones y foliaciones magnéticas), mediante la interpretación de la fábrica cristalográfica de la roca de caja (Hrouda; 1987; Rochette et al., 1997; Borradaile y Henry, 1997; Tauxe, 2003; Butler, 2004; Dunlop y Özdemir, 2007).

Por otro lado, la interpretación de los patrones de fábrica magnética en la aureola mecánicas se pueden complementar con el registro en el interior de los plutones, lo que puede llevar a proponer direcciones de flujo del fundido, así como también zonas de inyección de magma, permitiendo determinar las condiciones de emplazamiento (Cruden y Launeau, 1993; de Saint-Blanquat et al., 2001; Aranguren et al., 2003; Moyén et al., 2003; Creixell et al., 2004; Izquierdo et al., 2012; Payacán et al., 2014; Garibaldi et al., 2018). Mediante estos estudios, se ha logrado determinar las dinámicas internas de los cuerpos intrusivos; sin embargo, con estas metodologías por sí solas, no

es posible describir de una manera completamente cuantificable la respuesta producida en la roca de caja durante y posterior al emplazamiento del magma.

Otra manera de analizar el *strain* en las rocas, es estudiar la deformación frágil evidenciada por los indicadores cinemáticos. El análisis de las fracturas en las rocas ha permitido comprender las condiciones bajo las cuales las rocas se deforman, y así determinar cuáles son las direcciones preferenciales de acortamiento y elongación en las que se produce la deformación (Anderson, 1956; Arthaud, 1969). A raíz de lo anterior, es posible definir direcciones de stress a distintos niveles a través de los indicadores microtectónicos (Hancock, 1985; Petit, 1987). Estas formas de entender cómo es el comportamiento frágil de las rocas bajo condiciones de esfuerzos que producen deformación permiten realizar el análisis cinemático de datos de fallas de una manera cualitativa y cuantitativa (Marrett y Allmendinger, 1990). Este tipo de metodología ha sido utilizada previamente para definir el *strain* de manera cuantitativa en dominios estructurales de Fajas Plegadas y Corridas por diversos autores (Butler, 1992; Giambiagi et al., 2003a; Bechis et al., 2010; Giambiagi et al., 2014; Piquer et al., 2016).

En base a lo anterior, se propone realizar un análisis geométrico y cinemático para comprender cómo se deformaron las unidades estratificadas cenozoicas circundantes al PSG, y entender cuál fue el efecto del estilo de deformación en el emplazamiento del intrusivo. Al mezclar las diferentes metodologías antes mencionadas, es posible proponer una nueva metodología de trabajo, la cual corresponde al muestreo sistemático de las rocas que componen la roca de caja, desde los contactos con el plutón hacia afuera, para posteriormente analizar la variación de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética que pudiese existir a medida que se aleja del cuerpo intrusivo. Además, realizar una medición de indicadores cinemáticos en el cuerpo intrusivo y su roca de caja, junto con mediciones estructurales de rumbo y manteo de las rocas estratificadas para tener una referencia al *strain* generado en las cercanías del plutón.

Finalmente, al utilizar la metodología previamente descrita, se espera discretizar entre los eventos deformacionales previos al emplazamiento de un cuerpo intrusivo, la deformación producida a raíz de su emplazamiento y la deformación que ocurrió posterior a la cristalización del magma.

### 1.1.5 Caso de estudio: los Andes de Chile central.

La evolución del margen chileno ha estado caracterizada por la subducción de las placas tectónicas de manera ininterrumpida al menos desde el Carbonífero Temprano Superior hasta la actualidad (Charrier et al., 2007; Clark et al., 2008; del Rey et al., 2016; Coloma et al., 2017; Espinoza et al., 2019; Oliveros et al., 2020). Durante el Carbonífero Temprano Superior, como se mencionó anteriormente, existió una subducción activa, y se mantuvo constante hasta el Triásico Superior entre los 28°S y los 40°S (Charrier et al., 2007; del Rey et al., 2016; Coloma et al., 2017; Oliveros et al., 2020). Desde el Jurásico hasta el Cretácico superior, la placa Fénix subductó a la proto-placa Sudamericana en una dirección NW-SE respecto a la fosa (Charrier et al., 2007), lo que determinó la formación de cuencas extensionales rellenas de depósitos marinos y continentales (Charrier et al., 2007; Mardones, 2019).

A fines del Cretácico Tardío existe un cambio en el vector convergencia a una dirección SW-NE (Placa Farallón), lo que dio paso a eventos de compresión tectónica (Charrier et al., 2007). Esta situación se mantuvo hasta el Oligoceno, donde ocurrió un cambio a una dirección principalmente E-NE de la placa oceánica Nazca, y una velocidad variable por debajo de la placa del continente Sudamericano la cual se mantiene hasta la actualidad (Charrier et al., 2007; Pankhurst y Hervé, 2007). Dicho proceso ha condicionado la sismicidad, el acortamiento y engrosamiento de la corteza (Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010), el desarrollo de la geomorfología (Armijo et al., 2010; Vargas et al., 2014), la generación de magmatismo, y, además, la generación de arcos volcánicos los cuales han migrado hacia el Este desde al menos el Cretácico (Charrier et al., 2007).

Un importante evento tectónico, evidenciado en buena parte de los Andes Centrales en la Cordillera Principal, tuvo lugar durante el Mioceno Tardío, donde se ha interpretado un alzamiento simultáneo de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal entre los 33° y 34°30'S, generando un acortamiento y engrosamiento de la corteza (Farías et al., 2008; Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010). La deformación ocurrida en esta zona dio origen a la formación de sistemas de fallas orientadas principalmente Norte-Sur (Fock et al., 2006; Villela, 2010), cabalgamientos de vergencia Oeste (Rauld et al., 2009), y la migración el arco volcánico hacia el Este desde el Cretácico (Charrier et al., 2007), donde se vieron afectadas rocas de edad Mesozoica y Cenozoica (Pankhurst y Hervé, 2007).

En el caso particular de los 33°30'S, la Cordillera está compuesta por dos dominios estructurales: el dominio de la Cuenca Abanico y el dominio de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Fock, 2005; Quiroga, 2013). La existencia de estos dominios es producto de la formación de fallas inversas, reactivación de fallas extensionales preexistentes (Giambiagi et al., 2003a), y la posterior inversión de cuencas de intra-arco (Charrier et al., 2001) en las que se habrían depositado las secuencias estratificadas como las Formación Abanico (Aguirre, 1960) y Formación Farellones (Klohn, 1960). Estas formaciones fueron afectadas por una deformación de tipo piel fina (Fock et al., 2006), donde se ha determinado que la compresión que generó la deformación ocurrió durante el Oligo-Plioceno en al menos en 3 etapas. Farías et al. (2008) asocia un alzamiento de la Cordillera Principal Occidental entre los 10,5 y 4 Ma, como resultado del engrosamiento y acortamiento con la deformación fuera de secuencia con vergencia Oeste de la Cordillera Frontal entre los 33°-35°S.

Las principales estructuras de la zona central, asociando la falla de San Ramón con un sistema de vergencia Oeste, correspondiente al *West Andean Fold System* (Armijo et al., 2010; Riesner et al., 2017) el cual es formado debido a la compresión ocurrida durante el cambio de ángulo en la subducción (Charrier et al., 2007) y la compresión generada a partir de la subducción (Lamb, 2006), la falla San Ramón, se extiende hacia el este por aproximadamente 12 km por debajo de la Cordillera Frontal hasta alcanzar una raíz de 5 km de profundidad, la cual se extiende por >700 km (Armijo et al., 2010). La formación de esta falla se relaciona posiblemente a otras fallas de orientación similar más hacia el Este. La importancia de estas fallas es la permeabilidad generada en la corteza a partir de estas estructuras, lo que puede ser preponderante para el emplazamiento de cuerpos intrusivos (Gutiérrez et al., 2018), como los que se presentan en el área de estudio, los que comprenden edades desde los 10 a los 15 Ma (Mioceno). Las principales estructuras corresponden a las fallas Chacayes Yesillo y el Diablo, las cuales afloran en las quebradas de los ríos Volcán y Maipo, al Este de la zona de estudio (Fock et al., 2006). Estas estructuras han sido descritas previamente como fallas inversas con rumbo Norte-Sur, vergentes hacia el Oeste y Este respectivamente.

El emplazamiento de los cuerpos intrusivos de edad Miocena en la Formación Abanico y posiblemente la parte inferior de la Formación Farellones, evidencian la migración del arco magmático hacia el Este, durante el proceso de somerización del slab, producto de la subducción

del *ridge* pasivo de Juan Fernández (Charrier et al., 2007). Donde, posiblemente se aprovecharon las estructuras como fallas y pliegues, para que una serie de plutones de edad Miocena, como lo son los plutones La Gloria, La Obra y el Batolito San Francisco (Payacán et al., 2014; Gutiérrez et al., 2018) pudiesen emplazarse en la Cordillera Principal central y occidental (Farías et al., 2008). Estos plutones poseen una disposición similar a fallas y ejes de pliegues (Gutiérrez et al., 2013), siendo así un buen objeto de estudio para comprender de mejor manera la problemática que existe actualmente entre la relación del emplazamiento de cuerpos intrusivos y los estilos de deformación que presentan las rocas de caja.

El PSG se presenta como un intrusivo de composición granodiorítica emplazado en la corteza superior, el cual se encuentra emplazado en el sistema estructural de Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, donde, se ha asociado su emplazamiento junto con otros intrusivos de edad similar, a la migración del magmatismo hacia el Este durante el Mioceno Superior. Este intrusivo se encuentra espacialmente asociado a una serie de pliegues anticlinales y sinclinales de frecuencia y longitud de onda variables, los cuales son interesantes de analizar desde el punto de vista de la relación que existe entre el mecanismo de emplazamiento del PSG y su aureola mecánica.

Cabe destacar al PSG como un buen objeto de estudio, dada su extensa exposición en la confluencia de los ríos Maipo, Yeso y Volcán, donde la geología de la roca de caja circundante se encuentra bien constreñida producto de estudios previamente realizados por diversos autores (Thiele, 1980; Moreno et al., 1991; Fock, 2005; Villela, 2015; Mardones, 2019). Además, los contactos del intrusivo con su roca de caja se encuentran expuestos, siendo observables desde distintos puntos.

## **1.2 Hipótesis.**

La deformación producida por el emplazamiento del PSG es despreciable con respecto a la deformación previa o posterior de la roca de caja. El *strain* registrado en la roca de caja, no es indicativo de la amortiguación generada a partir del emplazamiento de magma. Sino que más bien corresponde a un proceso donde el magma utiliza el espacio que ocupaba la roca preexistente en un emplazamiento de tipo *passive*.

### **1.3 Objetivos.**

#### **1.3.1 Objetivo general.**

Comprender los estilos de deformación que se encuentran en la zona de estudio, y su influencia en el emplazamiento del PSG.

#### **1.3.2 Objetivos específicos.**

- (1) Caracterizar la deformación de unidades cenozoicas estratificadas que afloran en las quebradas de los ríos Volcán, Yeso, y aguas arriba y abajo del río Maipo desde San Gabriel.
- (2) Cuantificar el *Strain* en las cercanías de la roca de caja del PSG.
- (3) Determinar la cinemática de la deformación en la zona de estudio.
- (4) Proponer un modelo geométrico que responda a la deformación y disposición espacial de las unidades estratificadas.
- (5) Proponer un modelo del mecanismo de emplazamiento del PSG.

### **1.4 Ubicación y vías de acceso.**

La zona de estudio se ubica al sureste de la Región Metropolitana, en el dominio geomorfológico de la Precordillera, en la comuna de San José de Maipo, la cual limita al Oeste con las comunas de Pirque, Puente Alto, La Florida, Peñalolén, Las Condes y Lo Barnechea. Al Este de la comuna de San José de Maipo se encuentra el límite político geográfico con la república de Argentina, específicamente la provincia de Mendoza.

El presente trabajo se centra en la localidad de San Gabriel, en la intersección de los ríos Maipo, Yeso y Volcán abarcando una traza desde El Volcán hasta Lagunillas. Las vías de acceso desde Santiago corresponden a la ruta G-25 (Camino al Volcán), a la cual se puede acceder desde la avenida Vicuña Mackenna en dirección Sur, hasta la avenida Santa Amalia en dirección Oriente, hasta a avenida La Florida en dirección Sur (Figura 6).



Las actividades pueden ser realizadas durante las campañas de terreno y post-terreno o gabinete. Las metodologías I, II y III poseen una parte de trabajo de terreno y otra de gabinete, mientras que la metodología IV corresponde a una actividad exclusiva de gabinete o post-terreno. A continuación, se describen en detalle las metodologías estipuladas anteriormente:

#### 1.5.1 Mapeo geológico y perfiles estructurales esquemáticos.

El mapeo geológico se lleva a cabo mediante mapeo de terreno y posterior trabajo de gabinete, en donde se ajustan los polígonos generados en terreno, y se definen las unidades y estructuras presentes en el área de estudio.

Además, en terreno se realizan perfiles estructurales esquemáticos, los que dan una idea de la distribución espacial de las rocas estratificadas, y el estilo de deformación que las está afectando. Para esto, se realizan mediciones del rumbo y el mateo de planos geológicos (e.g. estratificación, planos de falla, lineamientos, foliaciones, limbos, charnelas) con brújula Brunton clásica o estructural, donde la principal diferencia entre ellas es que la brújula estructural puede indicar el manto y dirección de manto de manera mucho más rápida, aumentando así la eficiencia en la toma de datos.

#### 1.5.2 Muestreo y Análisis de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS).

El análisis de susceptibilidad magnética es una técnica que se basa en la disposición espacial de minerales que posean susceptibilidad magnética, la cual se caracteriza por ser una técnica que no es destructiva para los afloramientos, y no necesita de indicadores de *strain* como fósiles deformados, partículas ooides, o incluso una fábrica anisótropa con lineación o foliación para determinar el *strain*. Además, en rocas con una fábrica tectónica bien desarrollada, se ha demostrado que las direcciones principales de susceptibilidad magnética están cercanamente relacionadas a la orientación de las características de las estructurales (e.g. fallas, pliegues, foliaciones y lineaciones) (Dubey, 2014).

Para realizar un análisis de susceptibilidad magnética es necesario realizar 2 procesos: (i) Toma de Muestras en Terreno y (ii) Análisis de Muestras en Laboratorio.

Las muestras obtenidas en terreno deben ser orientadas con respecto al Norte y la distribución espacial de minerales elongables, generando un rake y un strike para los lineamientos que se pueden medir en la elongación de los minerales orientados en rocas sedimentarias no consolidadas o rocas ígneas con un potencial magnético elevado, como la magnetita principalmente y los que poseen contenido de Fe como la Biotita o la Anfíbola (Dubey, 2014).

### 1.5.3 Análisis Cinemático.

El análisis de indicadores cinemáticos consiste en estudiar las consecuencias de las condiciones de borde de un sistema deformado (Giambiagi y Mescua, 2019), es decir la manera en la que se distribuyen los esfuerzos y se mueven las placas o bloques, se generan estructuras llamadas indicadores cinemáticos, las cuales demuestran la orientación y sentido del movimiento al que fue sometido el bloque. Las condiciones que pueden estar controlando la formación y orientación de estas estructuras son: la orientación del borde (margen de placa tectónica o bloque de debilidad reológica mayor), la dirección y la velocidad que posea la placa o bloque (Giambiagi y Mescua, 2019).

Cuando existe una deformación continental proveniente de una convergencia oblicua, es necesario considerar un análisis cinemático en 3 dimensiones, donde la tracción y compresión pueden ser utilizadas para generar un análisis cuantitativo a través del ángulo de movimiento de la placa o bloque (Teyssier, 1995).

El análisis cinemático no considera los esfuerzos o fuerzas responsables del movimiento, pero permite analizar las variaciones a escala local en la deformación de unidades, también permite caracterizar el movimiento de fallas mayores y evaluar el grado de vorticidad de la zona deformada a partir de una deformación finita (Giambiagi y Mescua, 2019).

## 2 ANTECEDENTES GEOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

### 2.1 Marco Geodinámico.

El margen Andino se ha visto afectado por los procesos geotectónicos que han ocurrido producto de la interacción de placas tectónicas, donde debido a las diferencias en la densidad entre las placas oceánica y continental, se genera la subducción (Wilson et al., 1989) del margen Andino en un proceso que ha ocurrido en diferentes etapas, y se ha producido al menos desde el Carbonífero (del Rey et al., 2016) y se ha mantenido constante desde el Jurásico (Mpodozis y Ramos, 1990; Charrier et al., 2007), afectando a las morfoestructuras y las sucesiones estratificadas que tuvieron lugar en el continente (Fock, 2005). Actualmente se encuentra en un margen de tipo océano-continente (*Chilean type*), donde la Placa Oceánica de Nazca subduce a la Placa Continental Sudamericana en el margen occidental (Uyeda y Kanamori, 1979). Sin embargo, es posible separar en 2 diferentes macrounidades litoestratigráficas que se abultan generando la Cordillera de los Andes, donde se encuentran series Mesozoicas, depósitos continentales y marinos de edad Jurásica a Cretácica, depositados en un contexto de cuenca de trasarco, y, series Cenozoicas, depósitos continentales volcánicos a volcanoclásticos de edad Cretácica a Cenozoica (Charrier et al., 2001).

Estas macrounidades se caracterizan por poseer diferentes estilos de deformación asociados principalmente al tipo de fallas maestras generadoras de cuencas, las que se forman durante diferentes episodios de la evolución geotectónica del margen Andino (subducción tipo mariana a chilena), algunas de las cuales fueron reactivadas y produjeron la reinversión de cuencas (Armijo et al., 2010).

Se ha podido determinar que la subducción no es homogénea a lo largo de la fosa chilena, teniendo variaciones tanto en el ángulo como la velocidad de subducción, a raíz de las rugosidades en la Placa de Nazca y *ridges* subductados (Juan Fernández Ridge) (Charrier et al., 2007), lo que ha generado una segmentación de los Andes (Mpodozis y Ramos, 1989; Charrier et al., 2007). Además, es posible dividir en tres segmentos principales el margen continental chileno: el primero entre los 15°- 27°S, con un ángulo de subducción de aproximados 30°. El segundo entre 27° - 33°S, con un ángulo de subducción de aproximadamente 10° y el tercero entre 33°- 45°S con un ángulo de subducción variable de 25° a 15° (Barazangi e Isacks, 1976; Somosa, 1998). (Figura 7 a)

Los segmentos asociados a mayores ángulos de subducción se caracterizan por poseer una depresión central, y generación de volcanismo, a diferencia del segmento de flat-slab el cual posee ausencia de volcanismo y no presenta depresión central (Kley et al., 1999; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007; Piquer et al., 2016).

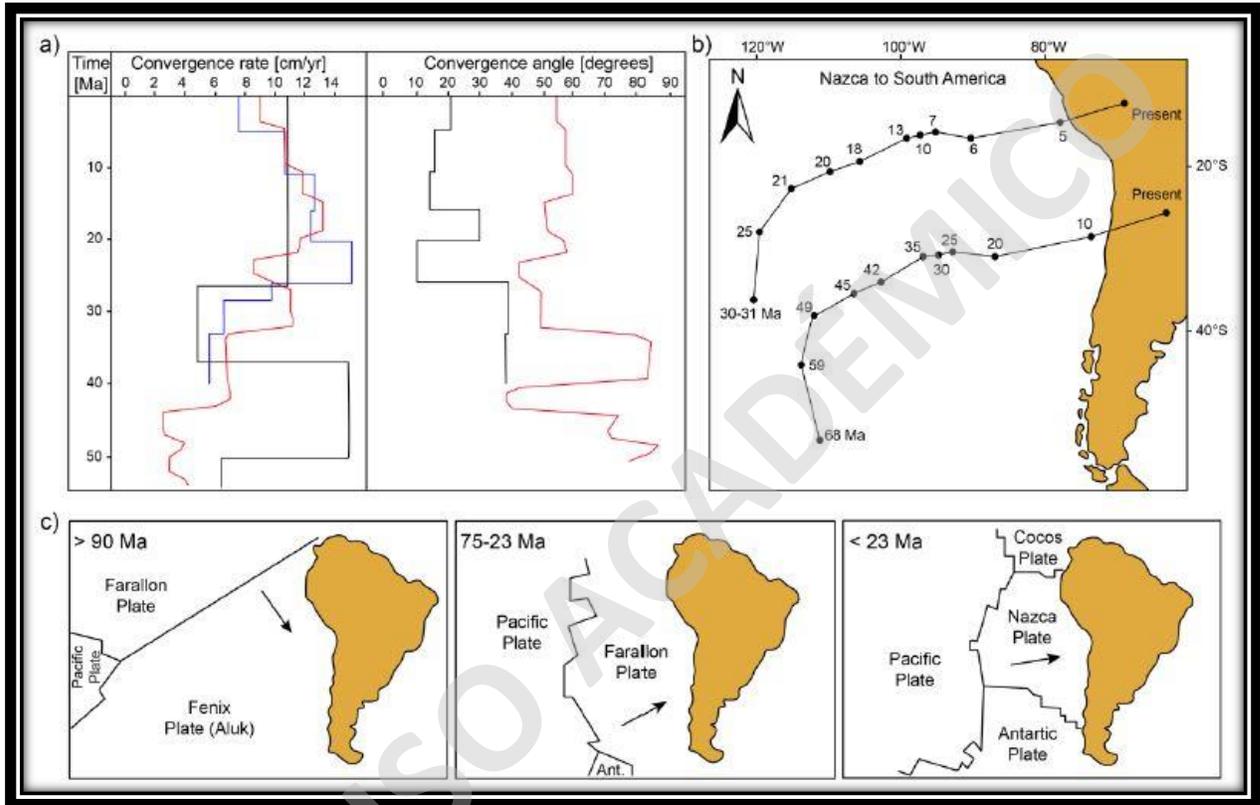


Figura 6: (a) Compilación de tasas de convergencia y oblicuidad promedio entre las placas de Nazca y Sudamericana (azul: Pardo-Casas y Molnar, 1987; negro: Somosa, 1998; rojo: Müller et al., 2016). (b) Modelamiento de la cinemática de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana durante el Cenozoico (Pardo-Casas y Molnar, 1987). (c) Configuración tectónica en el margen occidental de Sudamérica desde el Cretácico (Zonenshayn et al., 1984). (Figura extraída de Mardones, 2019)

## 2.2 Segmentación Morfoestructural Andina

El segmento entre los 32° a 35°S, muestra al menos 5 unidades morfoestructurales principales, dispuestas de manera Norte – Sur en franjas que son paralelas al margen de subducción activo, las que son de W a E: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, y el Antepaís argentino (Figuras 8 y 9) (Kley et al., 1999; Fock, 2005; Farías et al., 2008). De oeste a este, se describieron las diferentes unidades morfotectónicas que existen entre los 32° y 35°S:

- 1) La Cordillera de la Costa está comprendida por cerros que no sobrepasan los 2.000 m s.n.m. Se conforma principalmente por granitoides del Paleozoico Superior en su flanco occidental, mientras que se compone por secuencias volcánicas y sedimentarias Mesozoicas en la parte más oriental (Fock, 2005).
- 2) La Depresión Central se extiende desde los 33°S se extiende hasta los 40° S, y corresponde a una cuenca rellena por depósitos fluvio-aluviales Pleistocenos a Holocenos de hasta 500 metros de potencia (Thiele, 1980; Rauld, 2002). Existen también algunos cerros islas en la depresión central que no superan los 650 m s.n.m. Probablemente asociados a las fallas que ponen en contacto a las rocas Cenozoicas y Mesozoicas (Infiernillo) (Farías et al., 2010; Villela, 2015). Al Norte de los 33°S la Depresión Central desaparece, dando comienzo a una serie de cordones montañosos, separados por valles de baja altitud que eventualmente conectan la Cordillera de la Costa con la Cordillera de los Andes, en lo que se conoce como la zona de valles transversales. Al Sur de los 33°S, existe una marcada Depresión Central, donde el límite oriental de la depresión es abrupto y marcado, limitando con la Cordillera de los Andes. (Fock, 2005).
- 3) Las Cordilleras Principal y Frontal se encuentran bien desarrolladas entre los 32° y 35°S, existiendo una posible separación para la cordillera principal según sus flancos y diferencias en edades, litologías, acortamientos y estilos de deformación (Kley et al., 1999; Giambiagi et al., 2014; Charrier et al., 2007; Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010), teniendo en la cordillera principal occidental las rocas Cenozoicas de las Formaciones Abanico y Farellones, y en el dominio de la Cordillera Principal Oriental, se presentan rocas de edad

Mesozoica que presentan una fuerte deformación, las que forman las fajas plegadas y corridas de La Ramada, Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005; Farías et al., 2010).

- 4) La Cordillera Frontal se constituye por el basamento Precámbrico, Paleozoico y Triásico y la Precordillera a su vez, se constituye por rocas del Paleozoico Inferior (Fock, 2005). Al este de estas morfoestructuras descritas, se desarrollan en el lado trasandino las cuencas de antepaís desde el Mioceno hasta el Holoceno (Kley et al., 1999; Fock, 2005; Fock et al., 2006, Charrier et al., 2007; Farías et al., 2010).

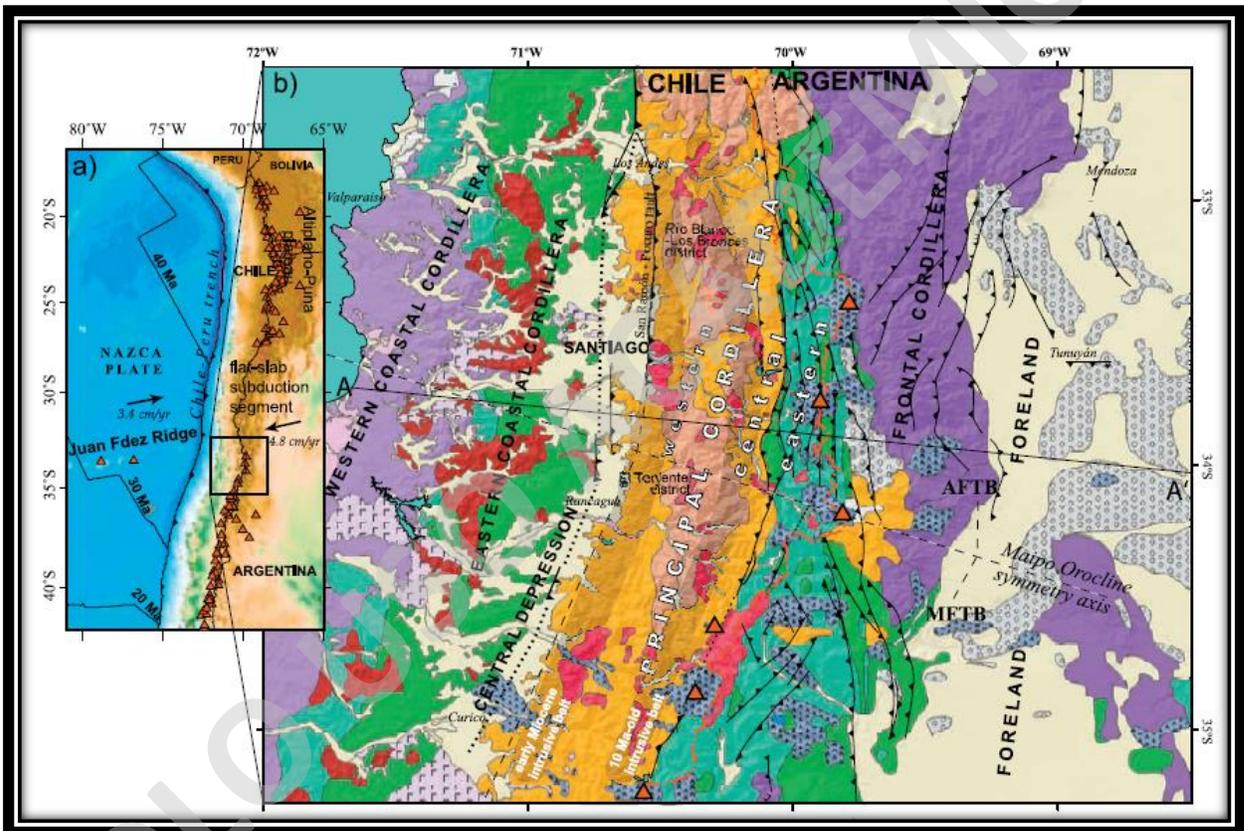


Figura 7: Mapa morfoestructural de la zona central de Chile. Extraído de Farías et al., (2008).

## 2.3 Estructuras Regionales.

Las principales estructuras presentes en la zona central de Chile corresponden a fallas inversas paralelas al margen de subducción, las que poseen vergencias hacia el Oeste y hacia el Este. Se presentan elongadas de manera Norte-Sur, y ponen en contacto rocas Mesozoicas y Cenozoicas.

Las Principales estructuras son: Sistema de Fallas Los Ángeles-Infiernillo, Sistema de Fallas Pucuro-San Ramón, Sistema de Fallas El Diablo, al que se le asocia la falla Chacayes Yesillo.

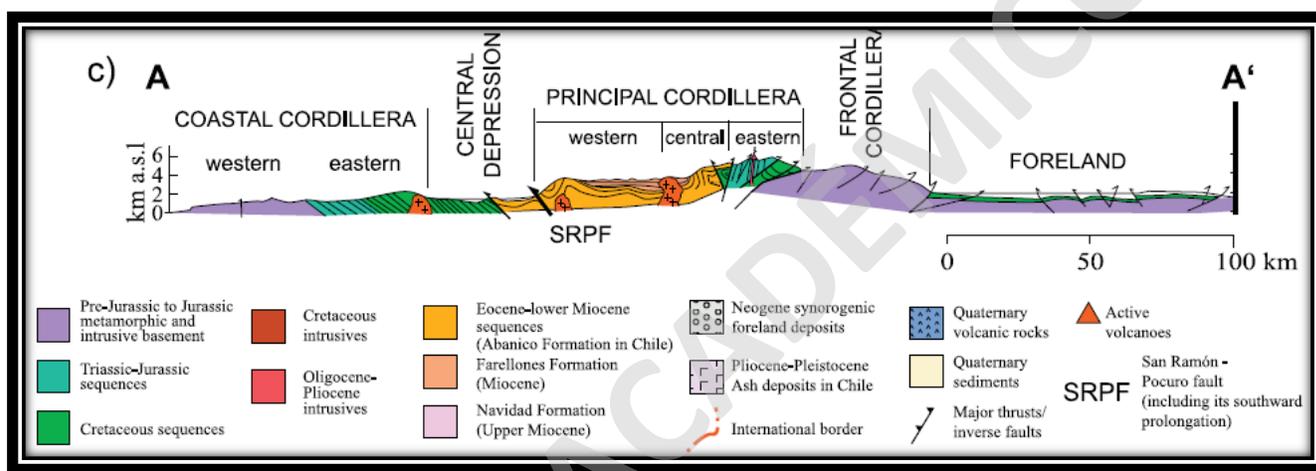


Figura 8: Perfil esquemático de las principales unidades morfoestructurales de la zona central de Chile. Modificado de Farías et al.,(2008).

## 2.4 Marco Tectónico del Eoceno al Holoceno

Como se mencionó anteriormente la Cordillera Principal se puede dividir en dos flancos, los que separan entre las rocas Cenozoicas al Oeste y Mesozoicas al Este (Fock, 2005), donde los rasgos estructurales que componen la zona de estudio se pueden separar en episodios estructurales andinos (Thiele, 1980), que han tenido una serie de eventos extensionales y compresionales (Charrier et al., 2007), los cuales se evidencian por discordancias angulares entre rocas que poseen diferentes ambientes de formación.

Trabajos anteriores han reconocido un evento compresivo que tuvo lugar entre los 38 y 28 Ma (Charrier et al., 2007), donde existió una tasa de convergencia lenta, aproximadamente entre 6 y 4 cm/año con una dirección SW-NE, con una oblicuidad de 55° de la Placa Farallón con respecto al margen de subducción (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Charrier et al., 2007; Farías et al., 2010). Desde los 28 Ma la tasa de convergencia aumenta a cerca de 9 cm/año, llegando a su máxima tasa de convergencia de 15 cm/año a los 26 Ma, con 10° de oblicuidad con respecto al margen continental (Fock, 2005; Charrier et al., 2007; Farías et al., 2010). Esta tasa de convergencia más rápida y de carácter casi ortogonal, duró hasta al menos los 20 Ma, disminuyendo posteriormente de manera paulatina durante el Mioceno hasta el Presente, manteniendo una leve oblicuidad de la Placa Nazca con respecto a la Continental Sudamericana. Los cambios en la tasa de convergencia podrían ser el resultado del quiebre de la Placa Farallón en las Placas Nazca y Cocos, lo que produjo un aumento en la velocidad de convergencia (Fock, 2005).

## **2.5 Marco geológico regional.**

### **2.5.1 Antecedentes generales.**

En la zona central de Chile, entre los 33° y 35°S, se presentan unidades geológicas que van desde edades Mesozoicas a Cenozoicas (Figura 10), las cuales se distribuyen elongadas con un rumbo Norte-Sur (Charrier et al., 2007). La historia geológica de esta zona de Chile se caracteriza principalmente por la subducción entre placas (Charrier et al., 2001; Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007), y la migración del arco volcánico hacia el este, producto de los cambios que sufrió el ángulo de la subducción desde el Jurásico hasta el cuaternario pasando por varias etapas (Piquer et al., 2016; Mpodozis y Ramos, 1990), cambiando desde un tipo mariana a chilena, lo que se tradujo en cambios en las condiciones de stress del continente (Charrier et al., 2007). La variación de la subducción trajo consigo cambios en las estructuras que se formaron en el continente creando la apertura, cierre y reinversión de cuencas (Charrier et al., 2001; Charrier et al., 2007).

En la zona de estudio afloran rocas que van desde el Jurásico Superior hasta el actual, las cuales se encuentran distribuidas en formas de franjas elongadas Norte-Sur, teniendo de Oeste a Este las unidades de más recientes a más antiguas respectivamente.

## 2.5.2 Unidades Estratificadas.

### 2.5.2.1 Formación Colimapu (Klohn, 1960).

Definida por Klohn en 1960, aflora en las quebradas de los ríos Volcán, Yeso y en el Valle del río Maipo, al Este y Sureste de San Gabriel respectivamente, además, en la quebrada Los Lunes (Palma, 1991), se constituye por tres miembros (Klohn, 1960), donde el inferior se compone de lutitas arenosas rojas en parte conglomerádicas, las que son cubiertas por rocas volcánicas andesíticas (lavas y brechas piroclásticas) (Klohn, 1960; Mardones, 2019), acuñadas hacia el Norte sobre los estratos superiores de la Formación Lo Valdés (Palma, 1991). El miembro medio se compone de rocas sedimentarias químicas y clásticas, y finalmente el miembro superior se compone de rocas volcánicas como brechas piroclásticas y lavas andesíticas, intercaladas con areniscas arcillosas rojas, tufitas y conglomerados, encontrándose en contacto que varía de concordante a transicional (Klohn, 1960; Thiele, 1980; Palma, 1991) sobreyaciendo a la Formación Lo Valdés, y subyaciendo a la Formación Abanico en forma aparentemente concordante o en paraconformidad (Thiele, 1980).

La Formación Colimapu posee una potencia estimada de 2.000 metros (Thiele, 1980), la que se describe de buena manera en el trabajo de Palma (1991), donde se puede inferir potencia estimada de 705 metros, la que se compone por intercalaciones de lutitas, limolitas, areniscas conglomerádicas, wackstones bioclásticos coquinosos en lentes, biomicritas, calcarenitas y secuencias limoarenosas (Palma, 1991).

La edad que se asigna a esta formación es del Hauteriviano como máxima edad de depositación, tomando en cuenta la edad de la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980) sin embargo, al existir la presencia de contenido fosilífero correspondiente a *Crioceratites sp. cf. C. diamantese* Gerth (Palma, 1991) se puede asignar una edad Hauteriviana Superior a la Formación Colimapu.

### 2.5.2.2 Formación Abanico (Aguirre, 1960)

Definida por Aguirre (1960), la Formación Abanico, si bien se extiende por gran parte de los Andes compartidos por Chile y Argentina desde aproximadamente los 29°S hasta pasado los 37°S (Charrier et al., 2007). En la Región Metropolitana se presenta de manera extensa en la zona

occidental de la Cordillera de los Andes, aflorando en el Valle del río Maipo desde el inicio de la comuna de San José de Maipo, y además en las quebradas de los Ríos Volcán y Yeso (Thiele, 1960). Se presenta de manera horizontal a subhorizontal dependiendo del sector donde se observe, debido a su manto variable tomando en cuenta que se encuentra deformada por esfuerzos compresionales (Charrier et al., 2001; Charrier et al., 2005). Esta formación se compone principalmente de rocas volcánicas y sedimentarias, y subyace de manera concordante a la Formación Farellones en algunos sectores, pero también se han observado ambas formaciones en contacto por discordancia angular en otras zonas de la cordillera (Charrier et al., 2001; Quiroga, 2013). Además, sobreyace de manera aparentemente concordante a la Formación Colimapu, pero dada la extensión de la brecha de tiempo entre las edades de las dos formaciones (Thiele, 1980), se puede inferir que existe una paraconformidad.

La formación, como se mencionó anteriormente, se compone principalmente de depósitos litificados volcanoclásticos, como lavas, tobas, brechas piroclásticas (Charrier et al., 2001) y de depósitos sedimentarios continentales litificados, como brechas sedimentarias de matriz arenosa, areniscas de grano medio a fino (Thiele, 1980).

Además, esta formación presenta un metamorfismo de bajo grado perteneciente a la facies de Prehnita-Pumpellita (Charrier et al., 2001), y posee una potencia de 2500 metros (Charrier et al., 2001). La edad de la formación se atribuye al Oligo-Plioceno, considerando dataciones realizadas en K/Ar analizadas en el trabajo de Charrier et al., (2001) donde se logró determinar que la depositación syn tectónica debió haber cesado entre los 21 y 16 Ma (Charrier et al., 2001 y Charrier et al., 2005).

#### 2.5.2.3 Formación Farellones (Klohn, 1960).

La Formación Farellones, definida por Klohn (1960), se distribuye principalmente en las zonas altas de la Cordillera Principal Occidental, donde se presentan de manera horizontal a subhorizontal. Se compone principalmente por rocas volcánicas correspondientes al periodo de depositación post tectónico a la compresión del Mioceno, y se encuentra en contacto concordante, variando a discordancia angular dependiendo de la zona que se observe (Thiele, 1980; Charrier et al., 2001), y no se encuentra en contacto con las unidades volcánicas vieja y nueva.

Se compone principalmente de rocas volcánicas como lavas, tobas e ignimbritas, en intercalaciones con brechas piroclásticas, con alternancias de rocas volcanoclásticas de grano más fino (Thiele, 1980). El espesor estimado de esta formación es de 2.500 metros, pero puede que sea sobreestimado, considerando la concentración de intrusiones como lacolitos (Thiele, 1980), *stocks*, *dikes* y *sills* que intruyen las rocas Miocenas, las cuales afectan el espesor total de la formación.

Analizando dataciones realizadas a la roca, es posible determinar que la edad de depositación de la formación, ocurrió entre los 16,6 +- 0,7 Ma (Quiroga, 2013). y los 24,1+-1 Ma (Thiele, 1980), aunque otros autores han descrito que la depositación de esta formación ocurrió producto del volcanismo entre los 19,3 Ma y los 7,4 Ma, estimado mediante dataciones de K-Ar en Biotita y Roca total (Vergara et al., 1988).

#### 2.5.2.4 Depósitos no consolidados

Las unidades que componen al Pleistoceno-Holoceno corresponden a depósitos sedimentarios y edificios volcánicos, entre los que destacan las unidades Volcánicas Vieja y Nueva (Thiele y Katsui, 1969), depósitos lacustres, glaciares, aluviales, fluviales y coluviales, los que coexisten en los valles de los ríos Maipo, Yeso y Volcán, asociados a las laderas y quebradas secundarias las cuales fueron formadas por la actividad fluvial y glacial (Villela, 2015; Jeréz, 2007; Fock, 2006; Moreno et al., 1991; Thiele, 1980).

Periodo		Formación	Litología	Esesor	Ambiente Deposicional	Evento Deformacional					
CENOZOICO	Holoceno	Volcanismo Actual	<p>Secuencias continentales granodécricentes, compuestas por rxs volcánicas riolíticas y andesíticas intercaladas con estratos de lutitas, areniscas y areniscas conglomerádicas</p> <p>Secuencias continentales granodécricentes, compuestas por rxs volcánicas riolíticas y andesíticas intercaladas con estratos de lutitas, areniscas y areniscas conglomerádicas</p> <p>Secuencias de rocas sedimentarias continentales de grano medio a grueso, intercaladas con rocas volcánicas andesíticas</p> <p>Secuencia marina compuesta principalmente por calizas y areniscas fosilíferas.</p>	<p>1.000 - 1.500 mts. (Presente Trabajo)</p> <p>3.000 - 4.000 mts.</p> <p>3.000 mts.</p> <p>1.250 - 2.000 mts.</p> <p>3.000- 4.000 mts.</p>	<p>Intra Arco</p> <p>Intra Arco</p> <p>Continental</p> <p>Marino</p>	<p>Compresión</p> <p>Compresión</p> <p>Extensión</p> <p>Compresión</p> <p>Extensión</p> <p>Extensión</p>					
	Pleistoceno										
	Paelógeno	Superior					Farellones Sup				
		Inferior					Farellones Inf				
	Oligoceno						Fm Abanico				
	Eoceno										
	Paleoceno										
	Cretácico	Superior					Fm Colimapu				
		Inferior					Fm Lo Valdés				
	Jurásico	Superior					Fm Río Damas				
Inferior											

Figura 9: Cuadro tectonoestratigráfico de las formaciones presentes y cercanas a la zona de estudio. Los ambientes de depositación fueron graficados de manera esquemática (Elaborado en base a Fock, 2005; Rauld et al., 2010; Mardones, 2019)

### 2.5.3 Unidades Intrusivas.

En la Cordillera Principal Occidental se disponen las rocas intrusivas orientadas en un rumbo que varía de N-S a NNW-SSE, donde las más antiguas se encuentran hacia el Oeste y se hacen más jóvenes hacia el Este (Thiele, 1980; Fock, 2005; Charrier et al. 2007; Muñoz et al., 2013). Los intrusivos presentes en la Cordillera Principal Occidental se encuentran intruyendo a las unidades Cenozoicas correspondientes a depósitos de intra-arco.

#### 2.5.3.1 Intrusivos del Mioceno Inferior

Corresponden principalmente a granodioritas con edades entre 20 y 18 Ma, los cuales intruyen a la Formación Abanico. Entre los plutones más destacados pertenecientes a esta unidad se encuentran los plutones La Obra y San Francisco (Villela, 2015).

#### 2.5.3.2 Intrusivos del Mioceno Medio-Superior

Estas unidades se componen principalmente por granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas con edades que comprenden entre los 13 y 18 Ma. Entre estos cuerpos intrusivos se encuentra el PSG, el cual es el que representa el presente estudio, además, también se encuentran en esta unidad los plutones La Gloria e Intrusivo Colina, los que intruyen a la Formación Abanico y los miembros inferiores de la Formación Farellones (Thiele, 1980; Villela, 2015; Gutiérrez, 2018). En particular, el plutón La Gloria ha sido altamente estudiado, el cual se ubica al norte de la Laguna Negra y se encuentra intruyendo a las Formaciones Abanico y Farellones. Corresponde a un cuerpo intrusivo de composición granítica el cual presente edades entre los 9,8 y 10,3+ 0,2 Ma, el cual se asocia a la franja de intrusivos Miocenos donde se encuentran los plutones San Gabriel, Mesón Alto y Alfalalito. (Cornejo y Manhood, 1997; Gutiérrez et al., 2013; Payacán et al., 2014; Payacán, 2015; Gutiérrez et al., 2018).

#### 2.5.3.3 Plutón San Gabriel.

Corresponde a un plutón de composición granítica, el cual aflora en la intersección de los Ríos Maipo, Volcán y Yeso, elongándose de manera NNW – SSE por 12 kms. Aproximadamente. Este intrusivo posee un área de 30 km<sup>2</sup> aproximados de exposición y actualmente se encuentra afectado por la incisión fluvial actual. El PSG se encuentra intruyendo a las formaciones Abanico y Farellones (Thiele, 1980; Fock, 2005; Villela, 2015; Payacán et al., en prep), posee una

composición granodiorítica (Kurtz et al., 1997; Deckart et al., 2010; Piquer et al., 2016) la cual es heterogénea, donde, varía tanto la mineralogía como sus texturas (Pizarro, 2020).

Este intrusivo presenta enclaves máficos, los que varían en su orientación y forma. Ha sido descrito previamente por otros autores (Muñoz et al., 2009; Deckard et al., 2010; Pizarro, 2020), donde se ha descrito que posee una composición calco-alcalina con un 52-67 wt.% SiO<sub>2</sub>, y su emplazamiento se asocia a la zona de la corteza superior (techo a 4-5 kms de profundidad), en un contexto de inversión de cuenca intra-arco (Riesner et al., 2017; Payacán et al., en prep). Además, se ha determinado que la edad del plutón es de entre 10,6 ±3 y 13,5 Ma, datado por el método K/Ar en Biotita, Hornblenda-Biotita y Plagioclasa (Vergara y Drake, 1978; Kurtz et al., 1997; Fock, 2005; Deckart et al., 2010), lo que sitúa el emplazamiento de este cuerpo intrusivo en el Mioceno Superior.

## **2.6 Marco Estructural.**

El marco estructural de la zona de estudio está controlado en mesoescala por la zona de transición del flat-slab a subducción normal, teniendo diferencias en el grado y estilo de deformación de oeste a este para las rocas Cenozoicas y Mesozoicas, donde existe un mayor grado de deformación y acortamiento en la zona oriental de la Cordillera Principal (Farías et al., 2010; Giambiagi et al., 2015).

La deformación de la zona de estudio se asocia a la convergencia que genera la subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana, generándose así zonas de compresión y transpresión debido a la oblicuidad de la subducción (Fock, 2005; Fock et al., 2006), dando paso a fallas orientadas de manera Norte-Sur principalmente con vergencia hacia el Oeste y hacia el Este, siendo antitéticas a la subducción, las cuales son responsables por los despegues para la formación de pliegues (Thiele, 1980; Charrier et al., 2001, 2005; Rauld, 2002; Rauld et al. 2009; Armijo et al. 2010).

Las principales estructuras que se presentan en la zona de estudio, de Oeste a Este corresponden a las fallas Infiernillo, San Ramon, Chacayes Yesillo, el Diablo, Laguna Negra al Norte en la misma latitud que la última. (Fock, 2005; Fock et al., 2006; Vilella, 2015).

### 2.6.1 Sistema de Fallas Los Ángeles-Infiernillo.

Sistema orientado de manera N-S en la zona central de Chile, interpretado por algunos autores como el borde occidental de la Cuenca Abanico, donde la traza de la falla actualmente se encuentra cubierta por los depósitos de la cuenca fluvio-aluvial de Santiago en la Depresión Central (Fock, 2005, Fock et al., 2006, Villela, 2015). Pone en contacto las formaciones Abanico y Lo Valle en el sector de la cuesta Chacabuco (Fock, 2005), con una vergencia hacia el Oeste. (Figura 8)

### 2.6.2 Sistema de Fallas San Ramón-Pocuro.

Corresponde a un sistema de fallas presente en la zona Centro y Sur de Chile. Actualmente se interpreta como una falla normal invertida, o como una falla inversa, y se discute sobre cuál es su importancia en el alzamiento de la Cordillera de los Andes (Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010).

La vergencia de este sistema de fallas es hacia el Oeste y marca el límite occidental del frente de deformación, donde existen evidencias de la actividad contemporánea de este sistema, como abanicos aluviales Pleistocenos-Holocenos cortados por escarpes de falla (Rauld et al., 2009; Villela, 2015). (Figura 8)

### 2.6.3 Sistema de Fallas El Diablo.

Sistema de Fallas buzante hacia el Oeste que se asocia a al límite oriental de la cuenca Abanico, la cual está directamente relacionada con la inversión de la cuenca, teniendo su reactivación a inicios del Mioceno, durante el proceso de aumento de la tasa de convergencia, propiciando la inversión tectónica (Charrier et al., 2005; Fock, 2005; Quiroga, 2013; Muñoz-Sáez, 2014; Villela, 2015).

Posee un buzamiento hacia el Este y una vergencia hacia el Oeste, teniendo gran implicancia en el desarrollo de fallas de atajo, por lo que se asocia a la Falla Chacayes Yesillo. (Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007; Muñoz-Sáez et al., 2014). (Figura 8)

### **3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CONFLUENCIA DE LOS RÍOS: YESO, VOLCÁN Y MAIPO.**

#### **3.1 Introducción del capítulo.**

El siguiente capítulo tiene como objetivo explicar el análisis estructural realizado en el área de estudio, donde, se recopilaron datos de rumbo y manteo de diferentes autores (Moreno et al., 1991; Fock, 2005; Farías et al., 2008; Villela, 2015; Mardones, 2019), además de la toma de datos de rumbo y manteo en la estratificación de las formaciones Abanico y Farellones en terreno. El trabajo realizado en terreno consistió en 4 sectores de observación (Lagunillas, Río Maipo, Río Yeso y Las Melosas), llevadas a cabo en 3 días de terreno efectivo.

Este capítulo resume la geología estructural definida y recopilada en la zona de estudio, donde se destaca el mapeo geológico y estructural de terreno, además de la confección de perfiles estructurales esquemáticos elaborados mediante el método kink. Posterior a la elaboración de mapas y perfiles, se realizó una discretización de las estructuras presentes en la zona de estudio, donde se describieron individualmente (fallas y pliegues), y finalmente se separó en 2 dominios estructurales (Este y Oeste).

A continuación, se describen en detalle las metodologías utilizadas, los datos recopilados y obtenidos en terreno. Además, se definen dominios estructurales, y se propone un modelo que explique las estructuras y la deformación presente en la zona de estudio.

#### **3.2 Metodologías.**

La metodología utilizada en el capítulo de geología estructural corresponde a la recopilación de información de autores como: Thiele, (1980); Moreno et al., (1991); Fock, (2005); Villela, (2015); Mardones, (2019). Entre la información recopilada se destacan rumbos y manteos estructurales, dataciones radiométricas, disposiciones espaciales de las formaciones presentes en la zona de estudio, y estructuras previamente descritas.

Durante el trabajo de terreno, se realizó un mapeo geológico, y un modelamiento estructural mediante perfiles esquemáticos, los cuales fueron adaptados y mejorados en el trabajo de post-terreno. La realización de perfiles tuvo como base, el método kink. Se definieron nuevas estructuras observadas en terreno, las cuales fueron agregadas a la recopilación bibliográfica y se discretizaron

las estructuras presentes en la zona de estudio, y se describieron en detalle. Y posteriormente se definieron dominios estructurales.

Para comprender como se distribuye la deformación en la roca de caja del PSG, se elaboraron una serie de mapas con las estructuras geológicas con los rasgos geomorfológicos mediante un *hillshade* para su descripción. Y, además, se realizó un mapa de la topografía en conjunto con las estructuras para fundamentar de mejor manera la separación de dominios estructurales.

### **3.3 Resultados.**

#### **3.3.1 Mapa geológico y estructural de la zona de estudio**

Durante el desarrollo de esta investigación se confeccionaron 2 mapas estructurales (figuras 11 y 12), el primero corresponde el área de estudio total, y el segundo al mapeo en detalle de los contactos del PSG. Estos mapas se realizaron en base a información obtenida en terreno y recopilación bibliográfica de autores como: Thiele, (1980); Moreno et al., (1991); Fock, (2005); Villela, (2015); Mardones, (2019).

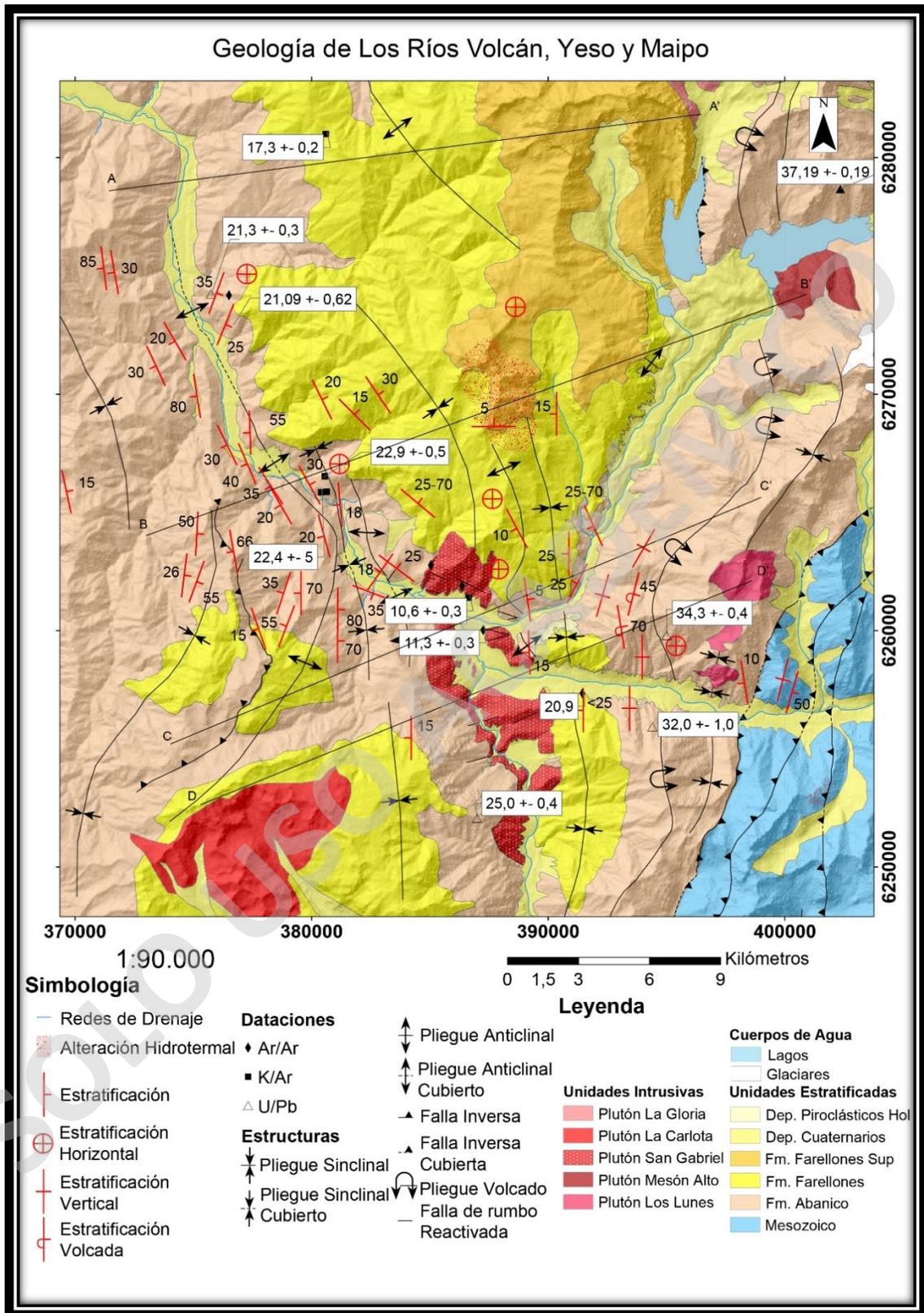


Figura 10: Mapa Geológico de los Ríos Maipo, Volcán y Yeso. Elaborado en base a Thiele, (1980), Moreno et al., (1991), Fock, (2005), Quiroga, (2013), Vilella, (2015), y Mardones, (2019).



Se confeccionaron 4 perfiles estructurales esquemáticos: A-A', B-B', C-C' y D-D' (Figuras 10 y 13), los cuales muestran la deformación de Norte a Sur presente en el Río Maipo.

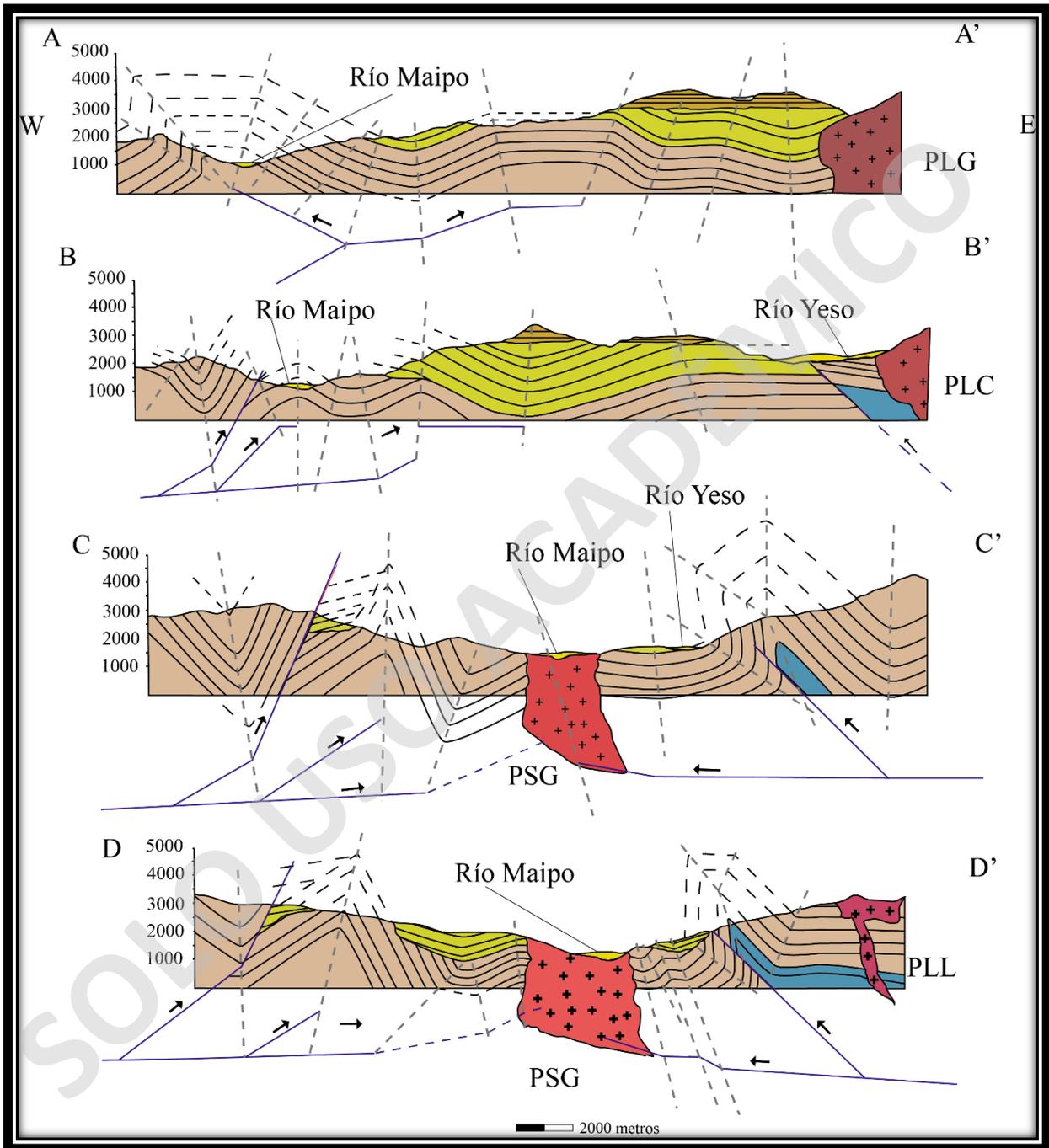


Figura 12: Perfiles estructurales esquemáticos de la deformación presente en la zona de estudio.

### 3.3.2 Principales rasgos estructurales de la zona de estudio.

En la zona de estudio existen diferentes rasgos estructurales tanto a escala regional como local, los cuales controlan la geometría de las formaciones presentes en la zona central de Chile. Estas características evidencian los diferentes procesos que han tenido cabida en el margen continental entre los 33° 30' y 34°S. Dentro de dichos eventos se destaca la transición entre un ambiente extensional a uno compresional.

Como se ha mencionado anteriormente, la zona de estudio se encuentra enmarcada en la transición de una subducción plana al Norte, y normal al Sur de la zona de estudio. Esta característica ha sido previamente asociada a la formación de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA).

Las formaciones presentes en el área de estudio responden a la presencia de la FPCA, y al estar depositadas en un contexto de apertura y posterior inversión de cuencas, presentan discontinuidades estratigráficas en sus contactos. En el caso del contacto entre las unidades Mesozoicas, con las unidades Cenozoicas, existe una discordancia angular entre la formación Abanico y Colimapu. Para las unidades Cenozoicas, es posible reconocer diferentes discordancias angulares entre las formaciones Abanico y Farellones (Figuras 14 y 15), donde en algunos casos incluso es posible observar discordancias progresivas. Estas características han sido previamente descritas por otros autores, y además han sido observadas en terreno. (Aguirre, 1999; Villela, 2015)

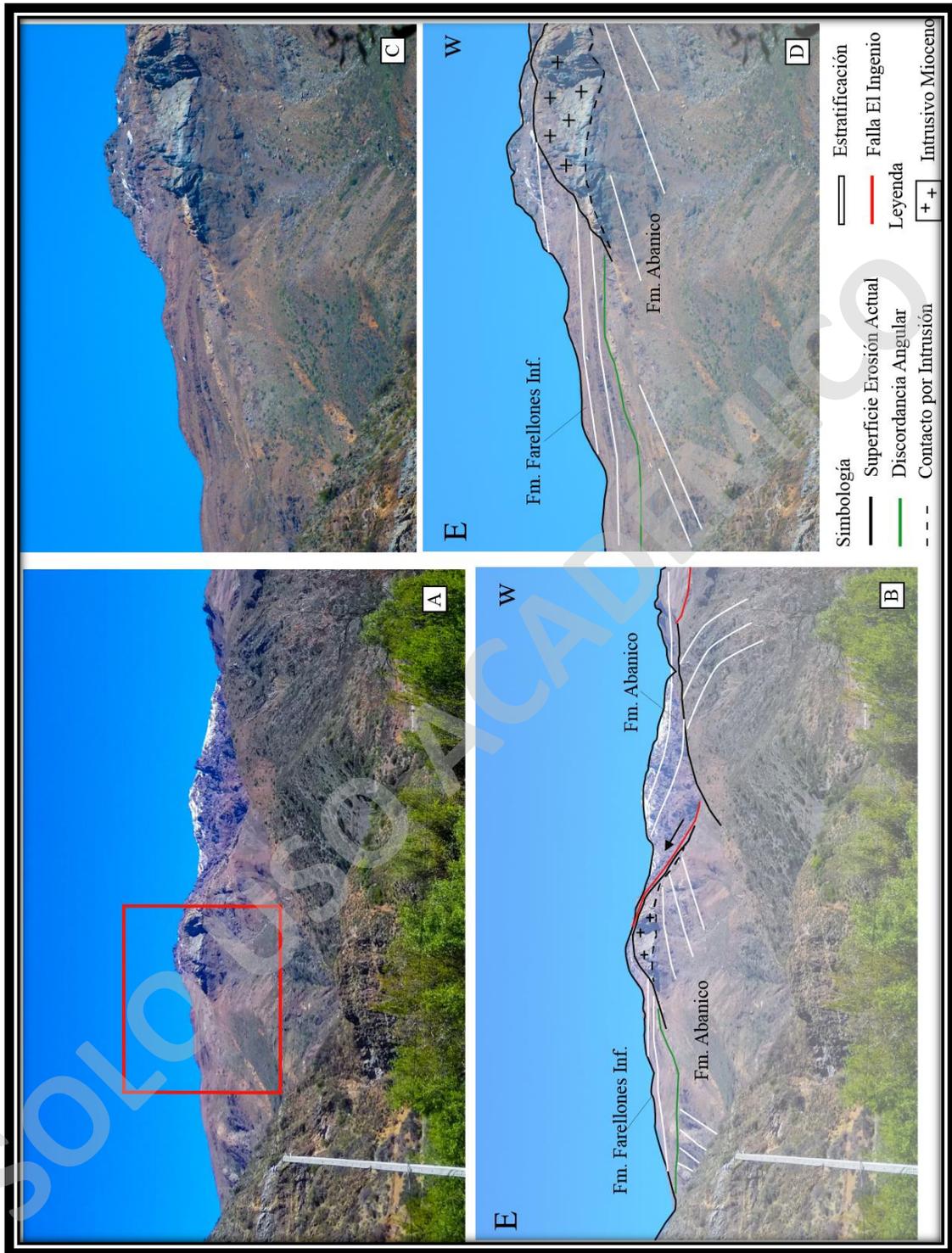


Figura 13: Esquema de la deformación presente al Oeste del plutón San Gabriel, y la discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones. (A) Ladera Oeste del estero El Ingenio. (B) Esquemización de la figura (A). (C) Acercamiento del recuadro rojo en la figura (A). (D) Esquemización de la figura (C), donde se observa la discordancia de las Fms. Abanico y Farellones Inferior.

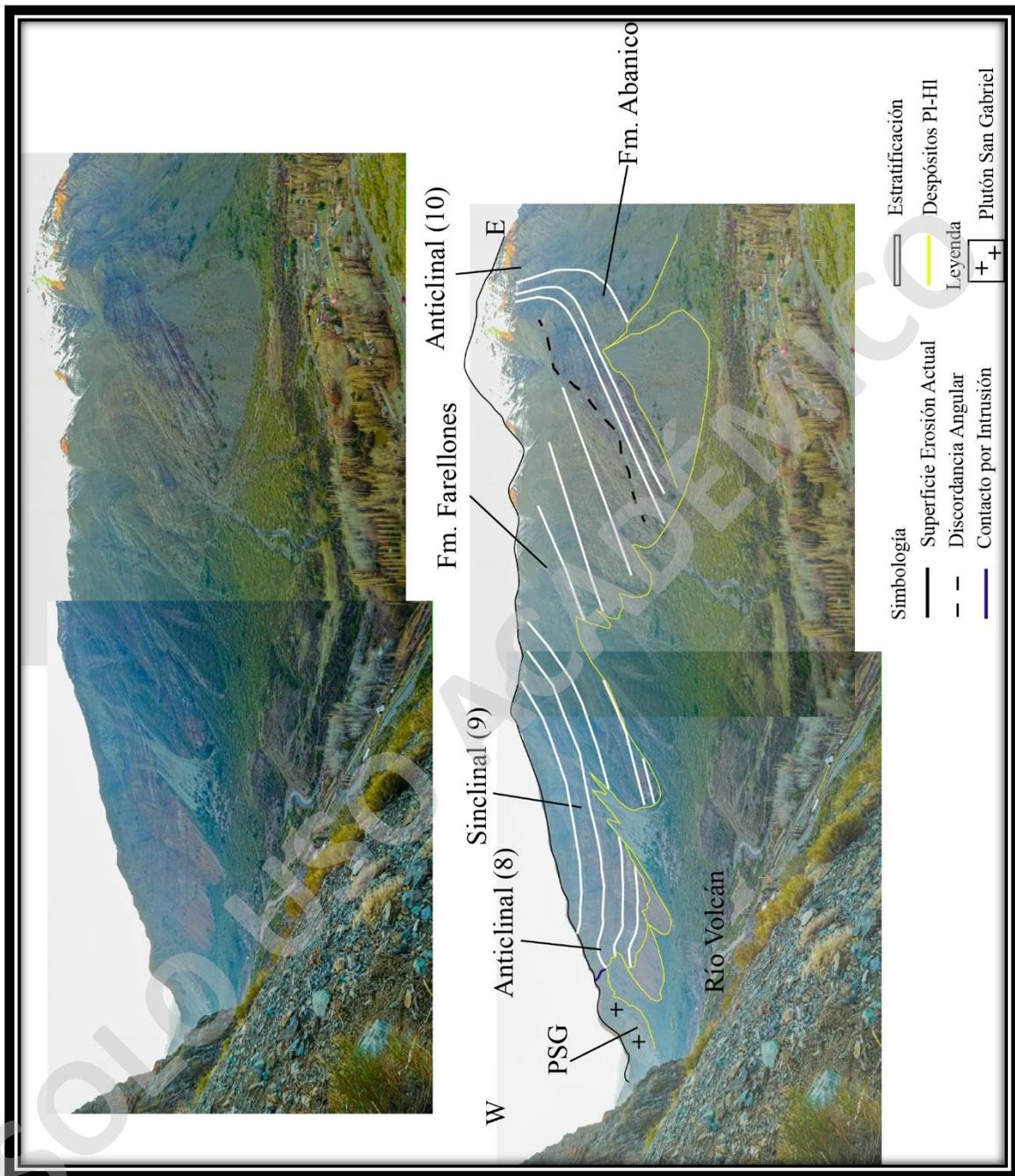


Figura 14: Esquema mostrando la deformación presente en la ladera Norte del valle del río Volcán, al Este del Plutón San Gabriel, donde se observa la discordancia angular entre las formaciones Abanico y Farellones.

Otra característica importante de la geología estructural de la zona de estudio es la presencia de estructuras como fallas, además de pliegues anticlinales y sinclinales, de longitud de onda y frecuencia variable. Estas estructuras se evidencian de buena manera en las observaciones realizadas en terreno, donde llama la atención la variación en la deformación en las zonas contiguas al PSG.

Con respecto a las fallas, es posible separar entre fallas inversas y de rumbo, las cuales afectan a distintas unidades. Las fallas inversas se encuentran al Oeste y Este del PSG, donde, las más importantes han sido mencionadas previamente. Al analizar las estructuras de tipo inversa, es posible decir que existen vergencias opuestas hacia el PSG, teniendo una especie de “zona triangular” de compresión, como se observa en los perfiles C-C’ y D-D’ (Figura 13). Con respecto a las estructuras de rumbo, según criterios de corte, es posible afirmar que son posteriores al emplazamiento de PSG, debido a que se encuentran afectando al granito.

Con relación a los pliegues presentes en el área de estudio, se ha observado que poseen diferentes orientaciones, las cuales evidencian variaciones tanto en los rumbos, como en las vergencias de las estructuras. Llama especialmente la atención que la longitud de onda media de estas estructuras disminuye hacia los contactos de la roca de caja con el PSG, y que su orientación es paralela a la elongación NNW-SSE del plutón. A medida que la distancia de las estructuras con el PSG aumenta, se observa que, hacia el NW las estructuras cambian su rumbo a una dirección NW-SE, y hacia el Este, cambian en dirección NNE-SSW.

Respecto a lo anterior, es posible afirmar que existe un aumento en el grado de deformación hacia el Este, el cual se evidencia en la presencia de estructuras como pliegues por propagación de falla, asociados a estructuras previamente descritas por otros autores, como lo son las fallas Chacayes Yesillo, y El Diablo (Charrier et al., 2002; Fock et al., 2005; Villela, 2015; Mardones, 2019). Además, la presencia de estas fallas se asocia a el alzamiento de rocas de edad Mesozoica, las cuales aumentan su manteo hacia el Este. Estos cambios en los estilos estructurales también parecen tener una relación con la variación en la topografía, donde la altura aumenta hacia el Este, como se observa en los perfiles C-C’ y D-D’. (Figura 17)

### 3.3.3 Principales estructuras de la zona de estudio

A continuación se describen y enumeran las estructuras presentes en el área de estudio (Figura 16).

- a) Falla El Ingenio (este trabajo): Falla de vergencia Este, que aflora al Oeste del estero El Ingenio. Posee una extensión aproximada de 12 kms, un rumbo de dirección NE y un manto aproximado de  $66^\circ$  NW. Esta estructura se encuentra espacialmente asociada con un sinclinal de vergencia Este en su bloque colgante (estructura 2), y un anticlinal de vergencia Este en su bloque yacente (estructura 3). La deformación asociada a esta estructura, pone en contacto a la Formación Abanico y Farellones Inferior, por lo que su edad debe ser posterior a los 17 Ma. Esta estructura se encuentra asociada al anticlinal El Ingenio definido por Villela (2015) en su bloque yacente (estructura 3 Sección 3.3.5., Figura 17), y a un sinclinal en su bloque colgante (estructura 3 Sección 3.3.5., Figura 16).
- b) Falla Chacayes Yesillo (Baeza, 1999; Fock, 2005; Mardones, 2019): Corresponde a una falla inversa de vergencia Oeste que aflora en los valles de los ríos Yeso y Maipo. Esta falla, posee un rumbo  $N20^\circ E$ , y manto subvertical ( $80^\circ E$ ), con componentes de rumbo dextral (Bustamante, 2001; Fock, 2005; Mardones, 2019). Esta falla se asocia a la falla Coroinal (fuera de la zona de estudio) (Quiroga, 2013; Mardones, 2019). Esta estructura pone en contacto a las formaciones Abanico, y Colimapu (Fock, 2005) o la Unidad Las Coloradas (Mardones, 2019), y se asocia al Anticlinal 10 (Figura 16).
- c) Falla El Diablo (Chrier et al., 2002): es una falla inversa de vergencia al Este que aflora en el valle del río Volcán, y al sur del valle el río Maipo. Esta falla, posee un rumbo que varía entre  $N20^\circ E$  y NE, y posee un manto subvertical (Fock, 2005; Mardones, 2019). Se asocia con la falla Las Leñas al Norte, y Chacayes Yesillo al Este (Fock, 2005; Quiroga, 2013; Mardones, 2019), y pone en contacto diferentes niveles de la formación Colimapu. (Figura 16).
- d) Falla Río Colina: Perteneciente al sistema de fallas del Chacayal (Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2014), corresponde a una falla inversa de vergencia al Este, la cual aflora al Este del valle del río Volcán. Dicha estructura posee un rumbo predominantemente

NS, y un manteo subvertical. pone en contacto a estratos de las formaciones Lo Valdés y Río Colina. (Figura 16).

- e) Falla Laguna Negra: Corresponde a una falla inversa de vergencia hacia el Oeste, la cual aflora en el valle del río Yeso. Esta falla se presenta con un rumbo de dirección principalmente N-S, y pone en contacto a las formaciones Abanico y Farellones por un contacto tectónico. Esta falla, se asocia a la falla Coironal al Norte, y corta a filones manto asociados al plutón La Gloria (PLG) (Fock, 2005). Además, se podría asociar al modelo de emplazamiento del PLG propuesto por Gutiérrez et al., (2013 y 2018). (Figura 16)
- f) Fallas Actuales: Corresponde a diversas estructuras de rumbo reactivadas presentes en el PSG y su roca huésped. La orientación de estas estructuras es de un rumbo NE-SW y NW-SE, y un manteo subvertical, y presentan al menos 2 eventos de deformación. Estructuras similares en el Plutón La Gloria por (Lavenu y Cembrano, 2008) y el Yacimiento El Teniente (Piquer et al., 2019) han sido descritas previamente respectivamente, los que determinaron según sus criterios de corte que poseen una edad posterior a los 9 Ma. (Figura 16)
  - 1. Ubicado en el sector del estero Coyanco se presenta un pliegue sinclinal simétrico de orientación NW-SE con vergencia hacia el Oeste. Este pliegue posee un *plunge* de dirección NW. La longitud de onda media es kilométrica, por lo que se estima que esta estructura afectó a la Formación Abanico. (Figura 16)
  - 2. Corresponde a un pliegue sinclinal asimétrico de vergencia al Este, el cual aflora entre los esteros Coyanco y Los Maitenes. Este pliegue sinclinal posee una orientación N-S al Sur de la zona de estudio, la cual varía hacia el Norte, a una dirección NE-SW. La estructura buza con un *plunge* hacia el NE, con un ángulo agudo entre sus dos limbos, y se encuentra asociada a la falla El Ingenio (a). Esta estructura se encuentra afectando a la formación Abanico principalmente. Ha sido descrita previamente por Fock, (2005); Villela, (2015). (Figura 16)

3. En la ladera Oeste de la quebrada del estero El Ingenio, y en el valle del río Maipo hacia el Norte, aflora como un anticlinal asimétrico de vergencia hacia el Este. Dicha estructura posee un rumbo de dirección NE-SW en la zona Sur, el cual varía a dirección NW-SE en la zona el Norte. Los limbos de esta estructura, son asimétricos formando un pliegue de tipo cerrado, y poseen un manteo mínimo de  $35^{\circ}\text{NW}$  en el limbo Oeste, y un manteo mínimo de  $70^{\circ}\text{E}$  en el limbo Este, teniendo un *plunge* de  $19^{\circ}\text{NE}$ . La estructura ha sido definida previamente como Anticlinal El Ingenio por Villela, (2015), e interpretado como un pliegue por flexura de falla o un pliegue por propagación de falla, con deformación interna. Esta estructura se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones. (Figura 16)
4. En ambas laderas del valle del río Maipo se expone un pliegue sinclinal asimétrico de vergencia al E. Dicho pliegue posee una dirección NNW-SSE, la cual es paralela a la elongación del PSG. Los limbos de esta estructura varían entre  $80^{\circ}\text{E}$  para el limbo occidental, y  $35^{\circ}\text{SW}$  para el limbo oriental, formando un pliegue de tipo cerrado, donde, el *plunge* de esta estructura es de  $32^{\circ}\text{S}$ , el cual se vuelve subhorizontal hacia el Norte. La estructura se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones Inf. (Figura 16)
5. Pliegue anticlinal asimétrico presente en la ladera Norte y Sur del valle del río Maipo en el sector de San Gabriel. Esta estructura presenta una orientación NNW-SSE, la cual es paralela a la orientación al PSG, y además, posee un *plunge* de  $16^{\circ}\text{NW}$ . Los limbos de esta estructura varían entre  $20^{\circ}\text{NE}$  y  $25^{\circ}\text{NE}$  para el limbo oriental, y  $18^{\circ}\text{NW}$  para el limbo occidental, teniendo un pliegue de tipo abierto. Este anticlinal se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones Inf. (Figura 16)
6. Corresponde a un pliegue sinclinal simétrico ubicado en el cerro La Carlota (Thiele, 1980), entre el estero El Ingenio, y el PSG. Posee una longitud de onda media de 3 kilómetros aproximadamente, y una orientación preferentemente N-S. Esta estructura se presenta como un pliegue de tipo amplio, el cual, se encuentra afectando a la formación Farellones Inferior y probablemente esta asociada a la discordancia angular que existe en el sector entre las formaciones Abanico y Farellones Inf. (Figura 16)

7. Esta estructura corresponde a un pliegue de tipo sinclinal asimétrico, el cual se encuentra ubicado en el cerro San Gabriel. Esta estructura se extiende con una dirección NW-SE, formando un pliegue de tipo amplio. El pliegue se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones Inferior, donde la continuidad de esta estructura está interrumpida por el PSG. (Figura 16)
8. En el valle del río Yeso, se expone un pliegue de tipo anticlinal asimétrico de rumbo variable (Figura 16). Esta estructura posee una orientación paralela al PSG, donde el manto de sus limbos varía entre  $30^{\circ}\text{SW}$  en el limbo Oeste y  $8^{\circ}\text{SE}$  en el limbo Este, generando un pliegue de tipo suave. Esta estructura afecta a las formaciones Abanico y Farellones Inferior, donde se presenta un *plunge* de  $3^{\circ}\text{SE}$  en la ladera Norte, y  $15^{\circ}\text{NW}$  en la ladera Sur.
9. Esta estructura corresponde a un pliegue sinclinal de tipo asimétrico el cual se expone en las laderas Norte y Sur de los ríos Yeso y Volcán (Figuras 14, 15 y 16). Este pliegue posee un rumbo de dirección NNW-SSE, el cual buza con  $16^{\circ}\text{NNW}$ , y se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones. Los manteos de los limbos de esta estructura fluctúan entre  $5^{\circ}\text{E}$  para el limbo Oeste, y  $25\text{-}34^{\circ}\text{W}$  para el limbo Este.
10. Corresponde a un pliegue invertido de vergencia Oeste que se aflora en los valles de los ríos Volcán y Yeso (Figuras 14, 15 y 16). Esta estructura presenta un rumbo variable, siendo N-S en la zona Sur del área de estudio, el cual varía a una dirección NE-SW hacia el Norte, elongándose de manera paralela al cauce del río Yeso. Este pliegue ha sido descrito previamente por distintos autores (Thiele, 1980; Fock, 2005; Mardones, 2019), donde se le ha asociado a la falla Chacayes Yesillo.

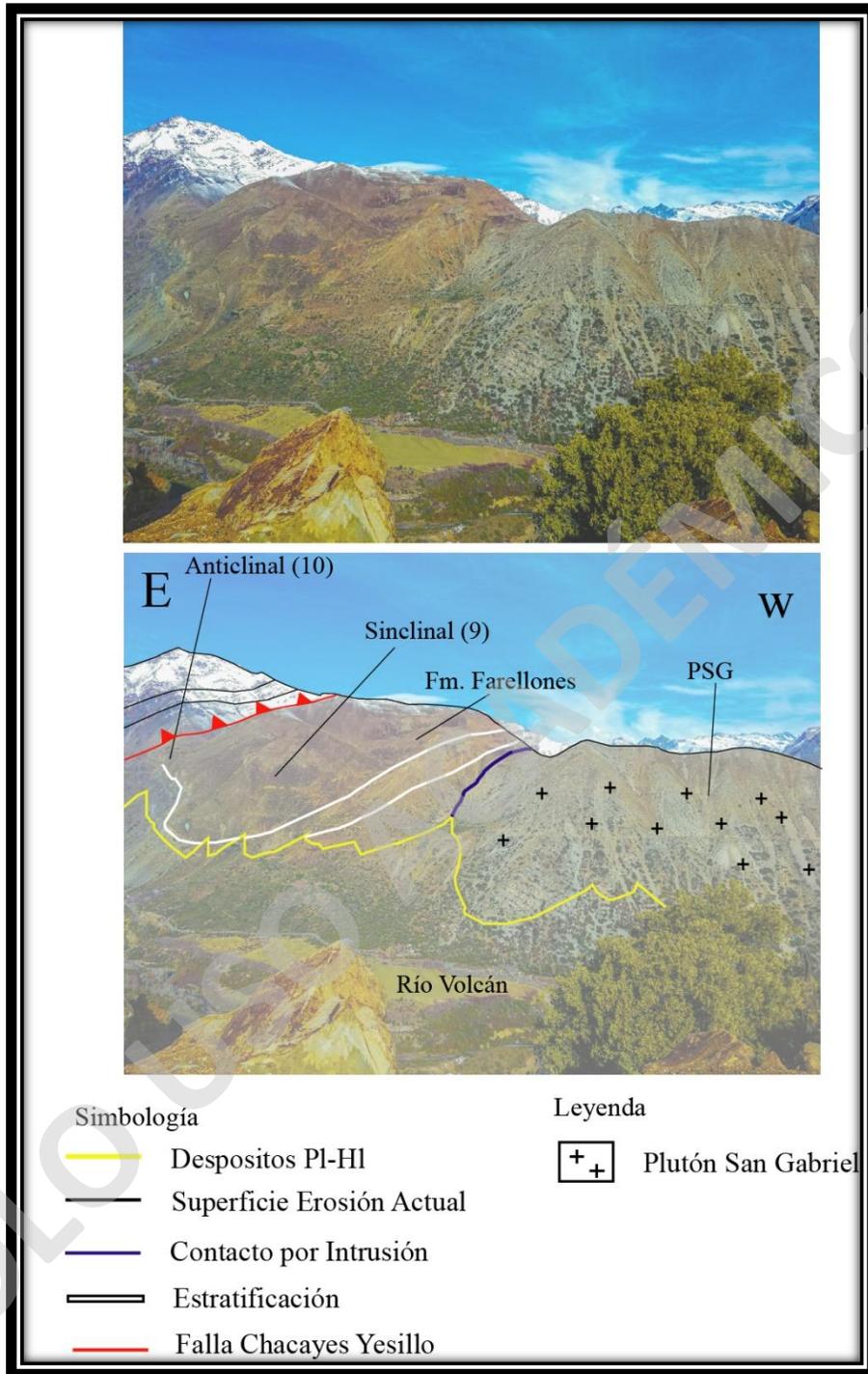


Figura 15: Esquema de las estructuras observadas al Este del plutón San Gabriel, donde se observan la falla Chacayes Yesillo y el plutón San Gabriel.

11. Esta estructura corresponde a un pliegue de tipo sinclinal, el cual aflora de buena manera en el valle del río Volcán (Figura 16). El rumbo de esta estructura es N-S, el cual varía a una dirección NNE-SSW hacia el Norte. Este pliegue posee una vergencia hacia el Oeste y se encuentra espacialmente asociado al el Plutón Los Lunes, donde afecta a la formación Abanico, la roca de caja de este plutón.
12. Este pliegue corresponde a un pliegue anticlinal de vergencia al Oeste que aflora en ambas laderas del valle del río Colorado (Figura 16). Los limbos de esta estructura, varían entre  $26^{\circ}\text{W}$  para el limbo occidental, y  $17^{\circ}\text{E}$  para el limbo oriental. Esta estructura presenta un rumbo de dirección NW-SE, el cual varía hacia el Norte a una dirección N-S, y se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones Inferior. Este anticlinal ha sido descrito previamente por otros autores, los que la definen como parte dentro del domino estructural de la cuenca Abanico (Rauld et al., 2009; Armijo et al., 2010; Quiroga, 2013; Riesner et al., 2017).

### Estructuras de la zona de estudio

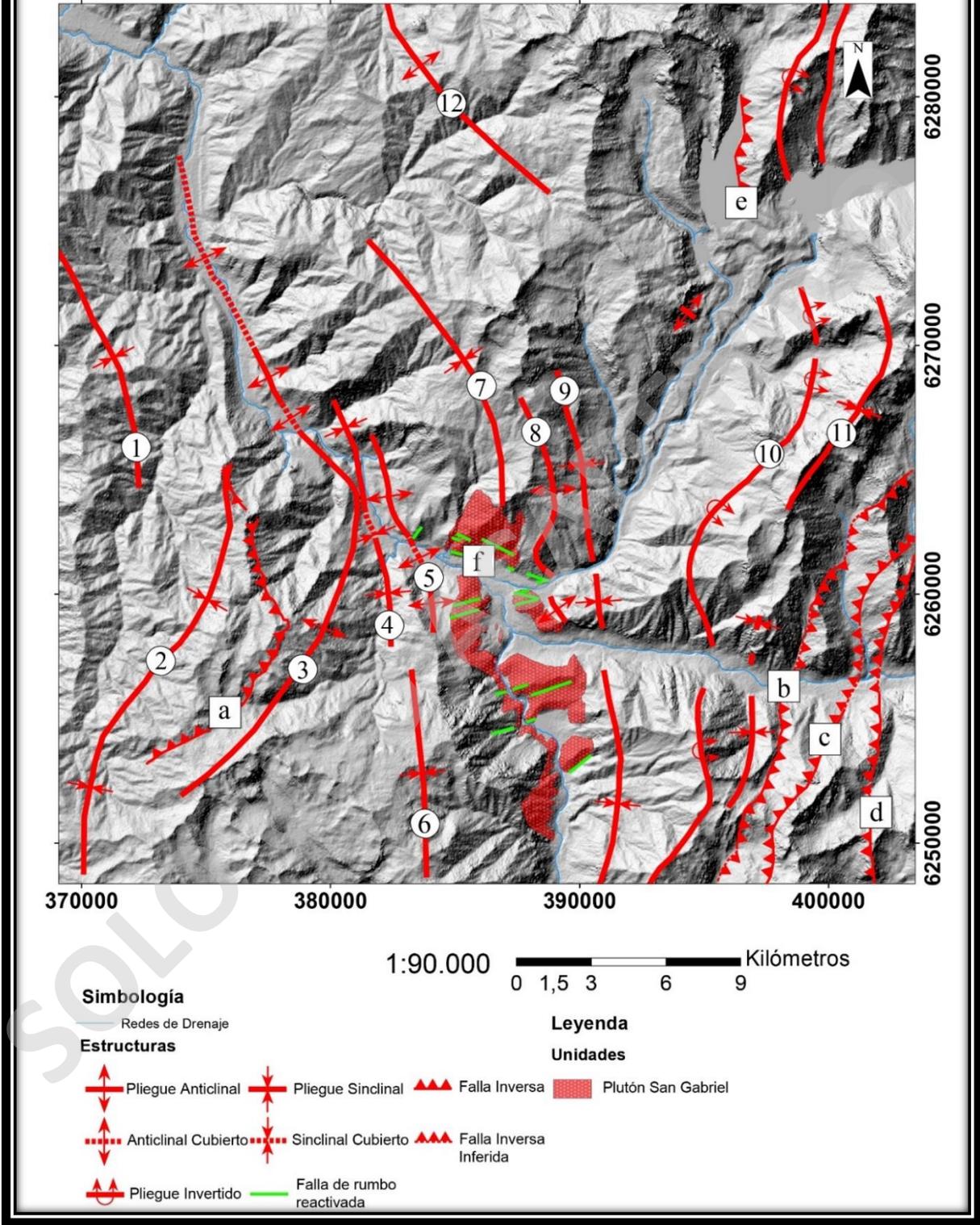


Figura 16: Mapa con las principales estructuras de la zona de estudio descritas en la Sección 3.3.5.

#### 3.3.4 Dominios Estructurales

En la zona de estudio se presentan diferentes estilos estructurales, los cuales varían al Este y Oeste del PSG, por lo que se ha separado en 2 dominios estructurales distintos. El dominio Este se caracteriza por la presencia de estructuras de tipo inversa las cuales poseen una vergencia hacia el Oeste. Por otra parte, el dominio Oeste posee estructuras de tipo fallas inversas con vergencia hacia el Este con una serie de pliegues anticlinales y sinclinales. (Figuras 13, 14, 15 16 y 17)

Para analizar y documentar la manera en la que las rocas estratificadas Cenozoicas se deformaron en los sectores de los ríos Maipo, Yeso y Volcán, se realizó una distinción entre los estilos de deformación presentes al Este y al Oeste del PSG. En ambos lados del PSG se exponen las formaciones Abanico y Farellones, sin embargo, poseen una notoria diferencia en los tipos de estructuras que se encuentran afectando a estas formaciones.

En ambos lados del plutón San Gabriel es posible observar una diferencia tanto en las vergencias de la deformación como en las orientaciones de las estructuras. Esto queda evidenciado en la variación del *plunge* de los pliegues, y, la presencia de fallas con vergencias opuestas como lo son las fallas Chacayes Yesillo, y El Ingenio. Por otra parte, existen series de pliegues de longitud de onda media decamétrica, de baja amplitud y frecuencia variable, que se encuentran cercanos al PSG. En el dominio Oeste existe una deformación evidenciada en la variación de los rumbos de los ejes de pliegues, los cuales se orientan de manera NE-SW, y cambian su orientación hacia el Norte, a una dirección NW-SE. (Perfiles C-C' y D-D' en Figura 13 y Mapas en Figuras 11 y 12)

En el dominio Este del Plutón existen una serie de pliegues, los cuales afectaron de manera diferente a las formaciones Abanico y Farellones, teniendo discordancias angulares entre ambas unidades. Hacia el Este, existe un pliegue anticlinal de tipo volcado, el cual se encuentra afectando a las formaciones Abanico y Farellones (Charrier et al., 2005; Charrier et al., 2007; Farías et al., 2008; Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010; Villela, 2015; Mardones, 2019).

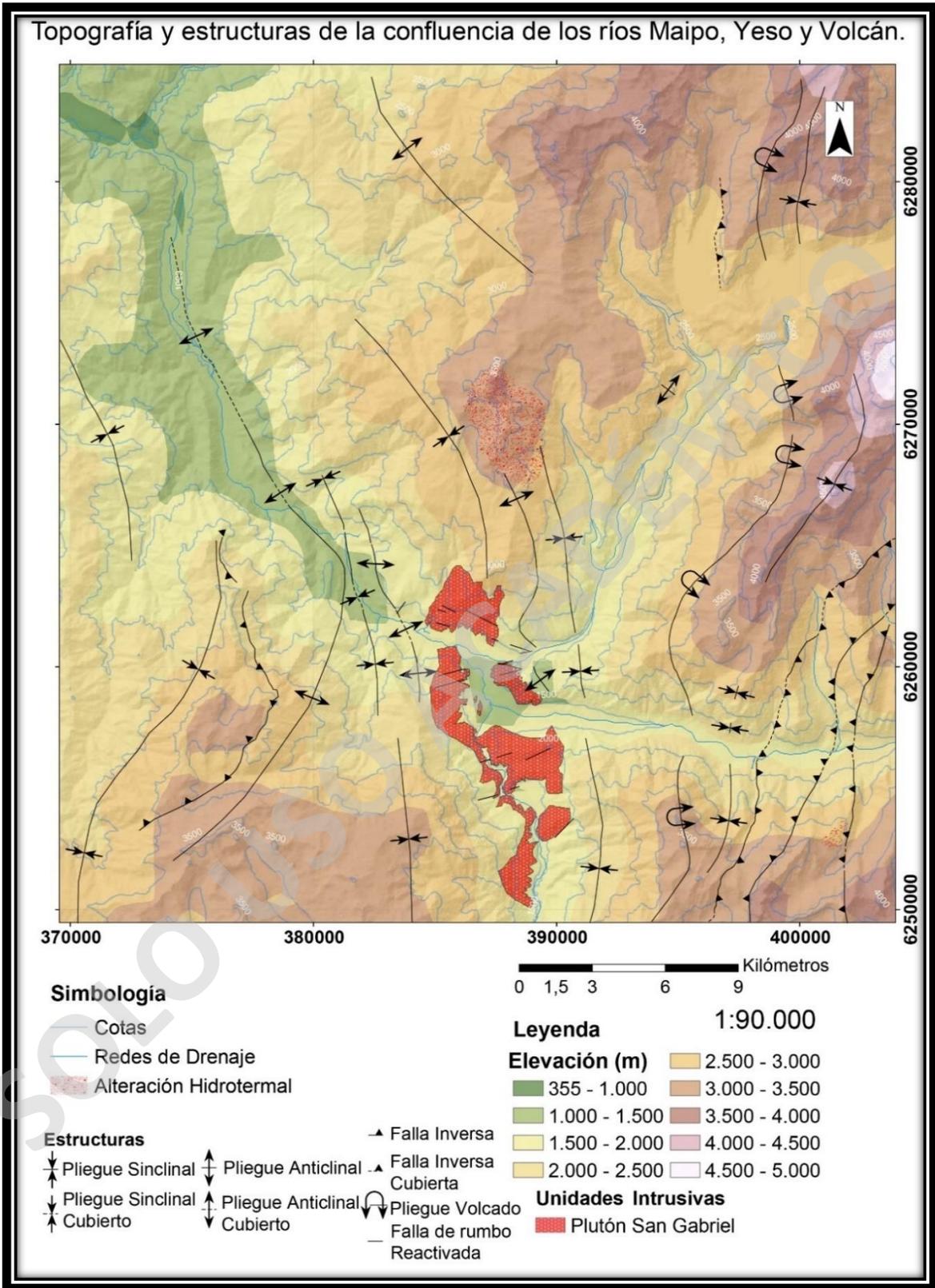


Figura 17: Mapa con la topografía y las estructuras presentes en de la zona de estudio, donde se evidencia el aumento de elevación en dominio estructural Este con respecto al Oeste.

#### 3.3.4.1 Dominio Oeste.

El dominio Oeste se compone por una serie de pliegues que afectan tanto a las formaciones Abanico como Farellones, donde existe una serie de discordancias propias de la depositación Syn-Tectónica de estas formaciones (Figuras 13 y 14). La serie de pliegues que compone este dominio, poseen una vergencia hacia el Este, teniendo asociados a estos, fallas que acomodan la deformación, y ponen en contacto tectónico las formaciones Abanico por sobre la formación Farellones (Figura 13, trazas C-C' y D-D').

En este sector existe una deformación de los ejes de los pliegues, generando una curvatura la cual posee una orientación NW al Norte y SW al Sur, donde pareciese ser que los intrusivos presentes en la zona se ven relacionados al menos espacialmente con la disposición de estas estructuras. (Figuras 16 y 17).

Las estructuras pertenecientes a este dominio corresponden a los pliegues 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 y 12 (Figura 16), los cuales poseen un cambio de rumbo en la latitud  $33^{\circ}45'$ , de N  $10^{\circ}$ W a N  $40^{\circ}$ W. Además, también se presenta la falla El Ingenio, la cual se asocia a los pliegues 2 y 3, los que se han interpretado como pliegues por propagación de falla (Villela, 2015), ambas estructuras son parte de un sistema estructural, el que se aumenta su grado de deformación hacia las paredes del PSG.

#### 3.3.4.2 Dominio Este

Para el caso del dominio Este, se da la ocurrencia de una serie de estructuras como pliegues y fallas de vergencia Oeste. Estas estructuras presentan un grado de deformación mayor que el Dominio Oeste, el cual se evidencia en la frecuencia de pliegues, el orden de las fallas y la altitud a la que se encuentra la topografía al Este del PSG (Figuras 15, 16 y 17).

Las formaciones que afloran hacia el Este de los ríos Yeso y Volcán presentan un grado de plegamiento y acortamiento mayor que al Oeste como se mencionó anteriormente. Llama la atención la presencia de un pliegue volcado, interpretado como un pliegue por propagación de falla, el cual, en sus niveles inferiores expone rocas de edad Mesozoica.

Las estructuras pertenecientes a este dominio corresponden a los pliegues 8, 9, 10 y 11 (Figuras 15, 16 y 17), siendo el pliegue 10 el más interesante producto de su geometría. Este pliegue se

extiende por toda el área de estudio por unos 39 kms. Aproximadamente, donde, junto al pliegue 11 presentan un cambio de rumbo en la latitud  $33^{\circ}45'10''$ , pasando de un rumbo de  $N 20^{\circ}E$  a  $N 45^{\circ}E$ . Los pliegues 8 y 9 poseen una orientación paralela a la elongación del PSG, teniendo una frecuencia más alta que los pliegues 10 y 11, y una menor longitud de onda media. Con respecto a las fallas, se puede observar que se presentan al SE de la zona de estudio y poseen vergencias al Este y al Oeste y ponen en contacto a las rocas Mesozoicas con las Cenozoicas, por lo que se interpreta un mayor orden en la deformación. Estos pliegues se encuentran entre el PSG y el pliegue anticlinal volcado que se encuentra al Este, y es generado por la Falla Chacayes Yesillo. La cercanía entre estas estructuras, un bloque rígido como lo es el plutón San Gabriel, y una zona de compresión importante como lo es la estructura anticlinal, generan una serie de interrogantes, como cuál es su relación genética entre ellas, dando como cuestión de estudio, el analizar si dichos pliegues se asocian a la deformación previa a la intrusión, o más bien se asocian a la aureola mecánica del PSG.

A diferencia del dominio Oeste, donde las estructuras cambian su rumbo a una dirección NW-SE hacia el Norte, el dominio Este presenta un cambio de rumbo de una dirección NNE-SSW a NE-SW.

### **3.4 Estructuras asociadas al PSG y estructuras regionales.**

Al analizar la distribución de las estructuras en la zona de estudio, y su relación con la presencia del PSG, es posible observar que existen pliegues que poseen direcciones similares a la elongación del plutón en las zonas cercanas al PSG. Estos pliegues de orientación similar se encuentran tanto en el dominio Este como en el Oeste, siendo los pliegues 5, 6, 7, 8 y 9 (Figura 16) los que se encuentran espacialmente asociados al PSG.

Los pliegues 1, 2, 10, 11 y 12 (Figura 16), se encuentran a una distancia mayor del PSG, que lo pliegues antes señalados. Estas estructuras presentan rumbos que no parecen tener directa relación con la orientación del intrusivo Mioceno PSG, debido a que, si bien, sus rumbos varían, no lo hacen en función a las direcciones de los contactos de intrusivo con la roca de caja. Por el contrario, estas estructuras, presentan una similitud a estructuras de carácter regional, teniendo direcciones de ejes de pliegues paralelas a estructuras regionales definidas por otros autores

previamente (Giambiagi et al., 2003a; Fock, 2005; Rauld et al., 2009; Armijo et al., 2010; Quiroga, 2013; Villela, 2015; Riesner et al., 2017; Mardones; 2019).

Mediante el análisis estructural, es posible separar entre los dominios estructurales Este y Oeste, teniendo el SPG como punto de separación, sin embargo, esta metodología por si sola, no basta para definir la separación de dominios estructurales, y estructuras asociadas al PSG. Por lo que como se ejemplifica más adelante, es posible combinar esta metodología, con otros tipos de análisis y cuantificación del *strain* como lo son el Análisis Cinemático de estructuras frágiles, y Análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética.

SOLO USO ACADÉMICO

## **4 ANÁLISIS DE LA VARIACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA EN LA AUREOLA MECÁNICA DEL PLUTÓN SAN GABRIEL.**

### **4.1 Introducción del capítulo.**

El presente capítulo explica en detalle el trabajo correspondiente al Análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética de las muestras obtenidas en los valles de los ríos Yeso y Maipo. Esta metodología se utiliza para cuantificar el *strain* que se acumula hacia los contactos del PSG en la roca de caja, especialmente en las estructuras asociadas al PSG (Sección 3.4).

La Anisotropía Magnética es la variabilidad direccional de alguna variable magnética, donde la más comúnmente utilizada es la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (*AMS*) (Chadima, s.f.). El análisis de *AMS* se puede utilizar para estudiar la fábrica magnética de las rocas o la orientación de minerales magnéticos en sedimentos no consolidados (Dubey, 2014). Este método posee una ventaja con respecto a otros métodos, debido a que permite determinar la deformación poco desarrollada, aún en ausencia de una lineación o foliación (Dubey, 2014).

Tomando en cuenta lo anterior, se realizó un muestreo de 15 sitios, repartidos en los valles de los ríos Yeso y Maipo en la roca de caja del PSG (principalmente rocas ígneas efusivas, diques y rocas sedimentarias). El método de muestreo fue realizar perforaciones en la roca de caja de Este a Oeste en el río Yeso, y de Sur a Norte en el río Maipo, donde se obtuvieron 125 muestras orientadas para el análisis de *AMS*. En cada sitio se intentó mantener una distancia de muestreo relativamente similar.

La manera de comprender la relación que existe entre las estructuras presentes en los contactos del PSG y su fábrica magnética, es comparando el mapeo estructural con los resultados de *AMS* obtenidos. Se ha observado que las fábricas poseen una forma principalmente oblata, y que el rumbo de la foliación magnética es principalmente paralelo a los contactos del cuerpo intrusivo con la roca de caja en las muestras más cercanas al PSG. Además, el grado de anisotropía magnética aumenta hacia los contactos del plutón.

## 4.2 Metodologías.

### 4.2.1 Propiedades Magnéticas en la Naturaleza.

La magnetización (**M**) de un cuerpo se define a partir del momento magnético (*M*) partido por el volumen (*v*) (Ecuación 1), la cual puede ser inducida (**Mi**) o remanente (**Mr**) (Ecuación 2) (Tauxe, 2003).

$$\mathbf{M} = \frac{dM}{dv} \left( \frac{\text{Amperes}}{\text{metro}^3} \right) \text{ (Ecuación 1)}$$

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_r \text{ (Ecuación 2)}$$

La susceptibilidad magnética (**K**) es la capacidad de un cuerpo a adquirir una magnetización inducida, o la habilidad de ser magnetizado. Este parámetro físico se define como la magnetización, dividido por el campo magnético (**H**) (Tauxe, 200). (Ecuación 3)

$$\mathbf{K} = \frac{\mathbf{M}}{\mathbf{H}} \text{ (Adimensional) (Ecuación 3)}$$

#### 4.2.2 Materiales Magnéticos.

- 1) **Materiales Diamagnéticos:** esta clasificación ocurre cuando la magnetización generada ocurre con una dirección opuesta al campo inducido, y se pierde inmediatamente cuando el campo inducido es retirado. Cuando el campo magnético producido tiene una dirección opuesta al campo inducido, se está en presencia de una susceptibilidad negativa ( $\sim 10^{-5}$  SI). (Dubey, 2014) (Figura 18)
- 2) **Materiales Paramagnéticos:** corresponden a los materiales que no tienen sus niveles electrónicos completos. Este tipo de materiales, se caracterizan por tener un momento magnético, que sigue la dirección del campo aplicado, donde el paramagnetismo se pierde una vez que el campo magnético inducido es retirado. Generalmente, estos materiales poseen una susceptibilidad en un rango entre  $10^{-2}$  y  $10^{-4}$  SI. (Dubey, 2014) (Figura 18)
- 3) **Materiales Ferromagnéticos:** este tipo de material es característico de sustancias en donde los vectores magnéticos y el campo aplicado se encuentran con la misma dirección, y una vez retirado el campo inducido, mantienen la dirección magnética (magnetización remanente). (Dubey, 2014) (Figura 18)

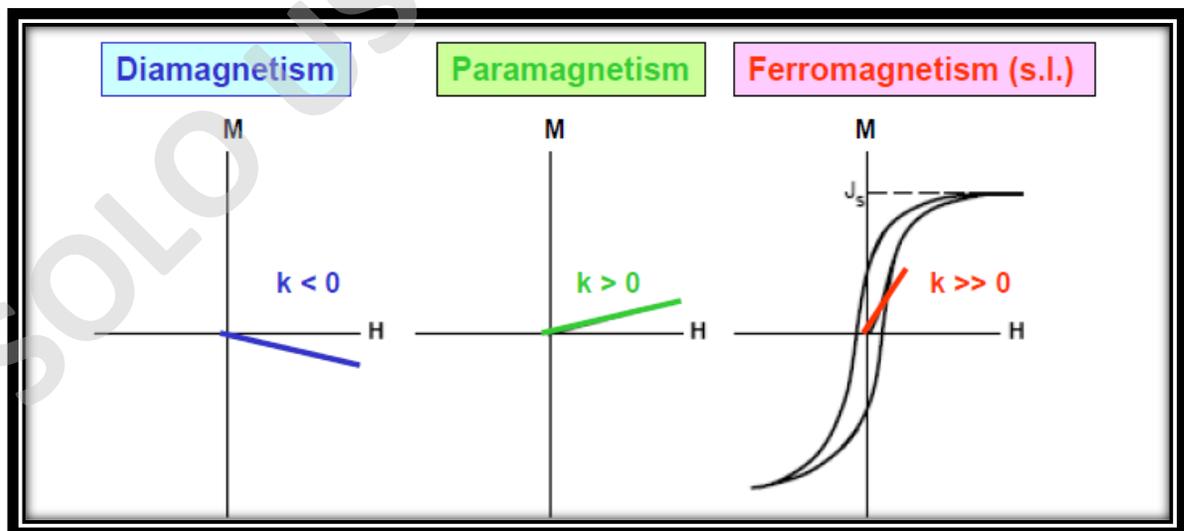


Figura 18: Gráficos que resumen el comportamiento de los materiales según su respuesta a un campo magnético inducido. Chadima, (s.f.)

### 4.2.3 Mineralogía Magnética.

En el presente trabajo, a pesar de no contar con cortes transparentes, ni muestras para el análisis de temperatura de Curie, se puede intentar interpretar el tipo de mineralogía que se encuentra en las muestras obtenidas, mediante el análisis de los gráficos Susceptibilidad Media ( $K_m$ ) versus el grado de Anisotropía Corregida ( $P_j$ ). En este gráfico (Figura 21) se puede interpretar la susceptibilidad del campo magnético de respuesta de la muestra que está siendo analizada, teniendo grados de anisotropía y valores de susceptibilidad esperables según la mineralogía (Tabla 1).

Tabla 1: valores de Susceptibilidad Magnética Promedio ( $K_m$ ), y grado de Anisotropía ( $P$ ) según la mineralogía. Extraído de Chadima, (s.f.).

Mineral	Susceptibility [ $10^{-6}$ ]	Degree of anisotropy	Shape of anisotropy	Anisotropy type
<i>Magnetite</i>	3000000	1.1 to 3.0	Variable	Shape
<i>Hematite</i>	1300 to 7000	>100	~1.00	Magnetocrystalline
<i>Pyrrhotite</i>		100 to 10000	~1.00	Magnetocrystalline
<i>Actinolite</i>	490	1.2 to 1.2	-0.40 to 0.40	Magnetocrystalline
<i>Hornblende</i>	746 to 1368	1.665	-0.51	Magnetocrystalline
<i>Glaucophane</i>	787	1.205	0.10	Magnetocrystalline
<i>Chlorite</i>	70 to 1550	1.2 to 1.7	~1.00	Magnetocrystalline
<i>Biotite</i>	998 to 1290	1.2 to 1.6	~1.00	Magnetocrystalline
<i>Phlogopite</i>	1178	1.3	0.95	Magnetocrystalline
<i>Muscovite</i>	122 to 165	1.4	0.44	Magnetocrystalline
<i>Quartz</i>	-13.4 to -15.4	1.01	1.00	Magnetocrystalline
<i>Calcite</i>	-13.8	1.11	1.00	Magnetocrystalline
<i>Aragonite</i>	-15.0	1.15	0.80	Magnetocrystalline

#### 4.2.4 Toma y Análisis de Muestras.

Se realizaron 3 salidas a terreno entre los meses de mayo a agosto de 2019, repartidas en 1 terreno por el día y 2 terrenos de 3 días, donde se realizaron 4 estaciones de toma de muestras para paleomagnetismo (Lagunillas, Río Yeso, Las Cañuelas, Las Melosas). Se obtuvieron 125 muestras para el análisis paleomagnético, de las cuales 55 muestras presentaron un campo de respuesta ante la aplicación de un campo magnético inducido.

La malla de muestreo se distribuyó con el fin de determinar cómo varía el *strain* en la roca de caja, y así medir como varía la deformación en función a la distancia con el PSG, donde se realizaron 5 sitios de medición en el sector del Río Yeso, 3 sitios en el sector de Las Cañuelas, 3 sitios en el sector de Las Melosas, y 3 sitios en el sector de Lagunillas. En la traza del sector del Río Yeso, se disminuyó la distancia hacia el PSG, siendo la muestra RV07 la más alejada, y la muestra RV11 la más cercana. En los sectores de Las Cañuelas y Las Melosas, también se realizó un muestreo disminuyendo la distancia hacia el PSG, donde las muestras del sitio RV13 son las más lejanas y las del sitio RV15 las más cercanas al PSG en el sector de Las Melosas, y para el sector de las cañuelas el sitio RV04 es el más alejado y el sitio RV06 es el más cercano al intrusivo.

La toma de muestras se realizó mediante un equipo de perforación portátil (imagen a, figura 18), donde se mide la dirección del testigo con respecto al Norte (imagen b, figura 18), y luego al retirarlo con cuidado de preservar la mayor parte del testigo, se marca una línea que divida el testigo en 2, y se dibuja con una flecha la dirección de buzamiento. Las muestras obtenidas fueron cortadas y medidas en el Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo de la Universidad de Chile, siendo medidas en un equipo KLSY-3 Kappabridge. El trabajo de datos se realizó mediante el uso del software Microsoft Excel, y los softwares gratuitos Stereonet (Allmendinger) y AMS\_OSX (Pierrick Roperch).



Figura 19: Procedimientos para la toma de muestras de AMS. A) Perforación. B) Orientación de la muestra. C) Extracción de la muestra. D) Rotulado de la muestra. (Extraído de Chadima, s.f.)

### 4.3 Puntos de muestreo para el análisis de AMS.

Se realizó un muestreo en los valles de los ríos Maipo, Yeso y Volcán, donde se perforó en 4 localidades, las cuales corresponden a Lagunillas, Las Cañuelas, Río Yeso, y, las Melosas.

- 1) En el sector de Lagunillas se obtuvieron 3 sitios de medición, en donde se tomaron 17 muestras, de las cuales 11 presentaron un campo magnético de respuesta al campo inducido. Los testigos fueron muestreados en Tobas de Lapilli Andesíticas (RV01), y, rocas sedimentarias como areniscas conglomerádicas laminadas (RV02), pertenecientes a la formación Farellones Inferior (Figura 19 A y B), y un dique Dacítico con textura traquítica incipiente, con un rumbo 170/86 (RV03).
- 2) En el sector de Las Cañuelas se obtuvieron 3 sitios de medición, donde se tomaron 18 muestras, de las cuales 10 presentaron un campo magnético de respuesta. Las litologías corresponden a lutitas arenosas líticas fisibles, intercalas con litarenitas (RV04) pertenecientes a la formación Farellones Inferior (Figura 19 C), y Andesitas-Basálticas porfíricas pertenecientes a la formación Abanico (RV05 y RV06) (Figura 19 D). Estas secuencias se disponen basculadas hacia el Este, teniendo una notoria alteración a arcillas de la familia de las limonitas, debido a su tonalidad amarillenta anaranjada, dejando a entrever la posible presencia de la acción de fluidos hidrotermales, o la oxidación de minerales como sulfuros.

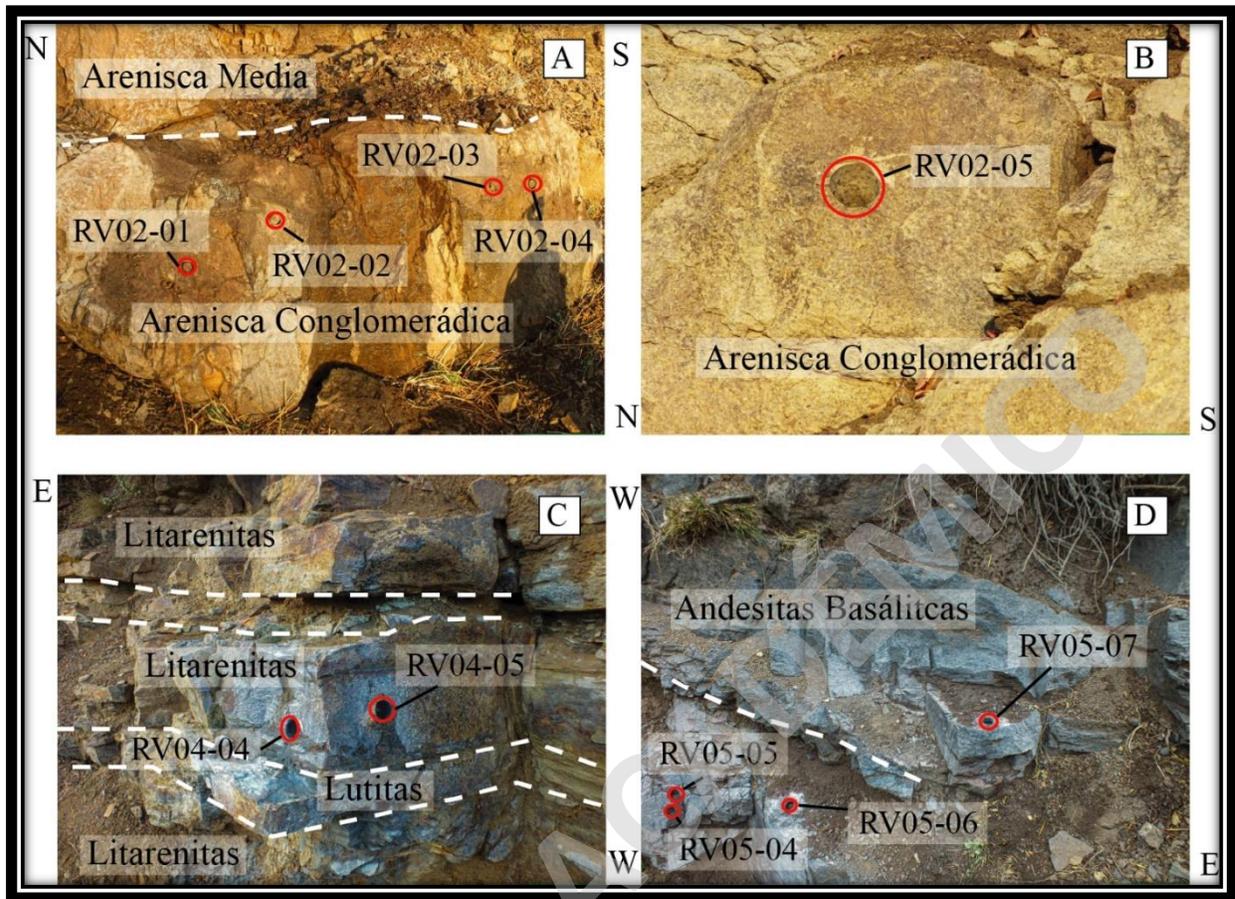


Figura 20: Esquemas señalando los sitios de muestreo, donde es posible observar las litologías muestreadas y la estratificación. (A) y (B) Sector de Lagunillas, sitio RV02. (C) y (D) Sector de Las Cañuelas, sitios RV04 y RV05 respectivamente.

- 3) En el sector del Río Yeso se obtuvieron 5 sitios de medición, donde se tomaron 45 muestras, de las cuales 26 poseen una susceptibilidad que no supera la sensibilidad de la medición. Las litologías son similares y corresponden a Andesitas porfíricas de Anfíbol, las cuales se encontraban basculadas, y pertenecen a la formación Abanico (Figura 20 A y B). En este sector los 5 sitios de medición, los cuales fueron muestreados en la ladera Norte del valle del Río Yeso, siendo el sitio RV07 el más alejado del plutón, y el sitio RV11 el más cercano. Las rocas muestreadas presentan deformación regional, evidenciada como un pliegue sinclinal de una longitud media de onda de unos 2,5 kilómetros aproximadamente, y estructuras de rumbo, las cuales se disponen de manera subvertical a vertical, y poseen diferentes componentes de movimiento tanto dextrales como sinestrales. En los sitios más cercanos al plutón las rocas presentan una notoria alteración hidrotermal o posible metamorfismo de contacto (RV10 y RV11).

- 4) En el sector de Las Melosas se obtuvieron 3 sitios de medición, donde se obtuvieron 29 muestras, de las cuales sólo 7 muestras cuya sensibilidad pudo medirse con éxito. Estas muestras fueron obtenidas de un Dique Micro-monzogranítico de Biotita, Areniscas Conglomerádicas líticas intercaladas con andesitas Basálticas de Piroxeno (RV13) (Figura 20, c), y Andesitas- Basálticas porfíricas de Piroxeno (RV14 y RV15) pertenecientes a la Formación Abanico. En el sitio RV15 es posible observar que existe una evidente alteración hidrotermal o metamorfismo de contacto producto de la cercanía con el PSG.

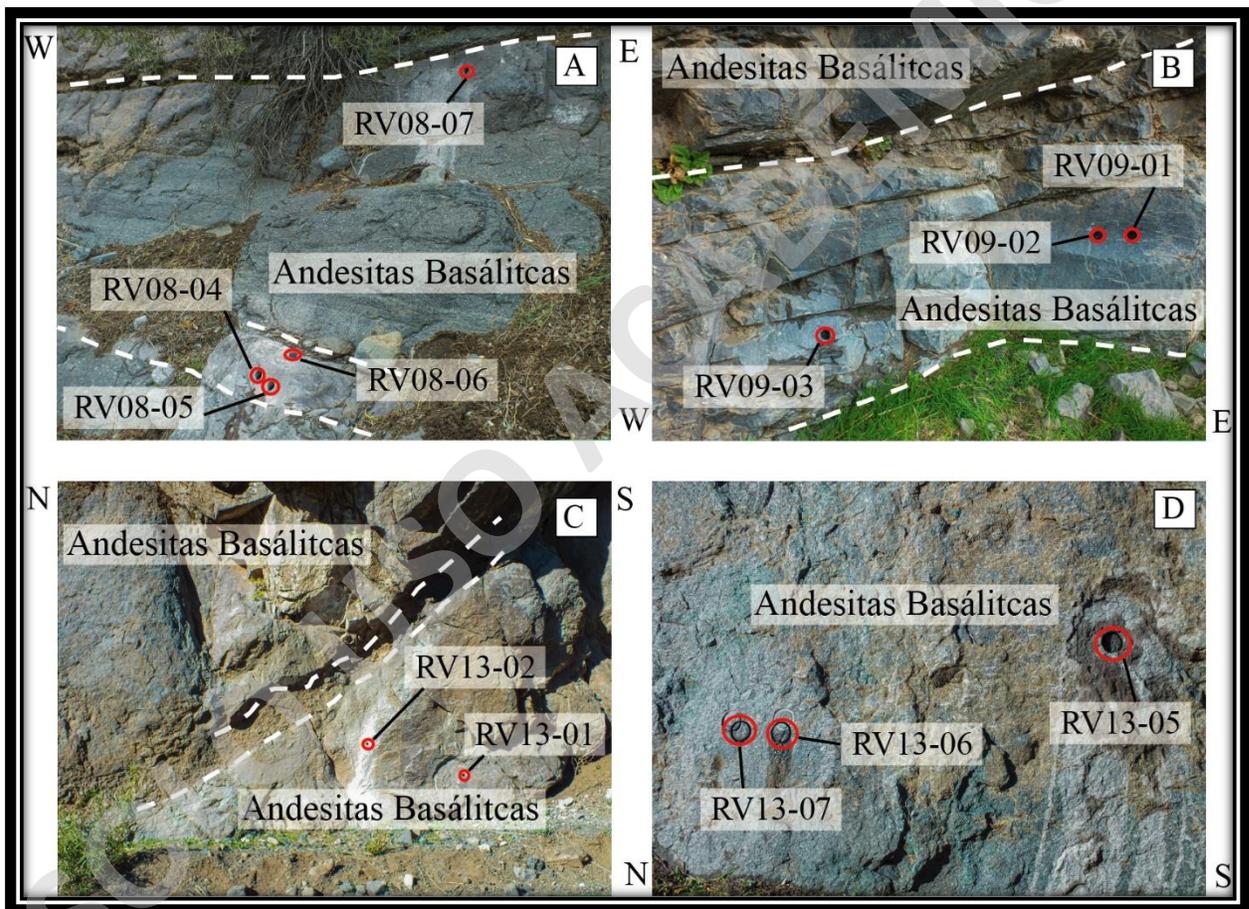


Figura 21: Esquemas señalando los sitios de muestreo, donde es posible observar las litologías muestreadas y la estratificación. (A) y (B) Sector Río Yeso, sitios RV08 y RV09 respectivamente. (C) y (D) Sector de Las Melosas, sitio RV13.

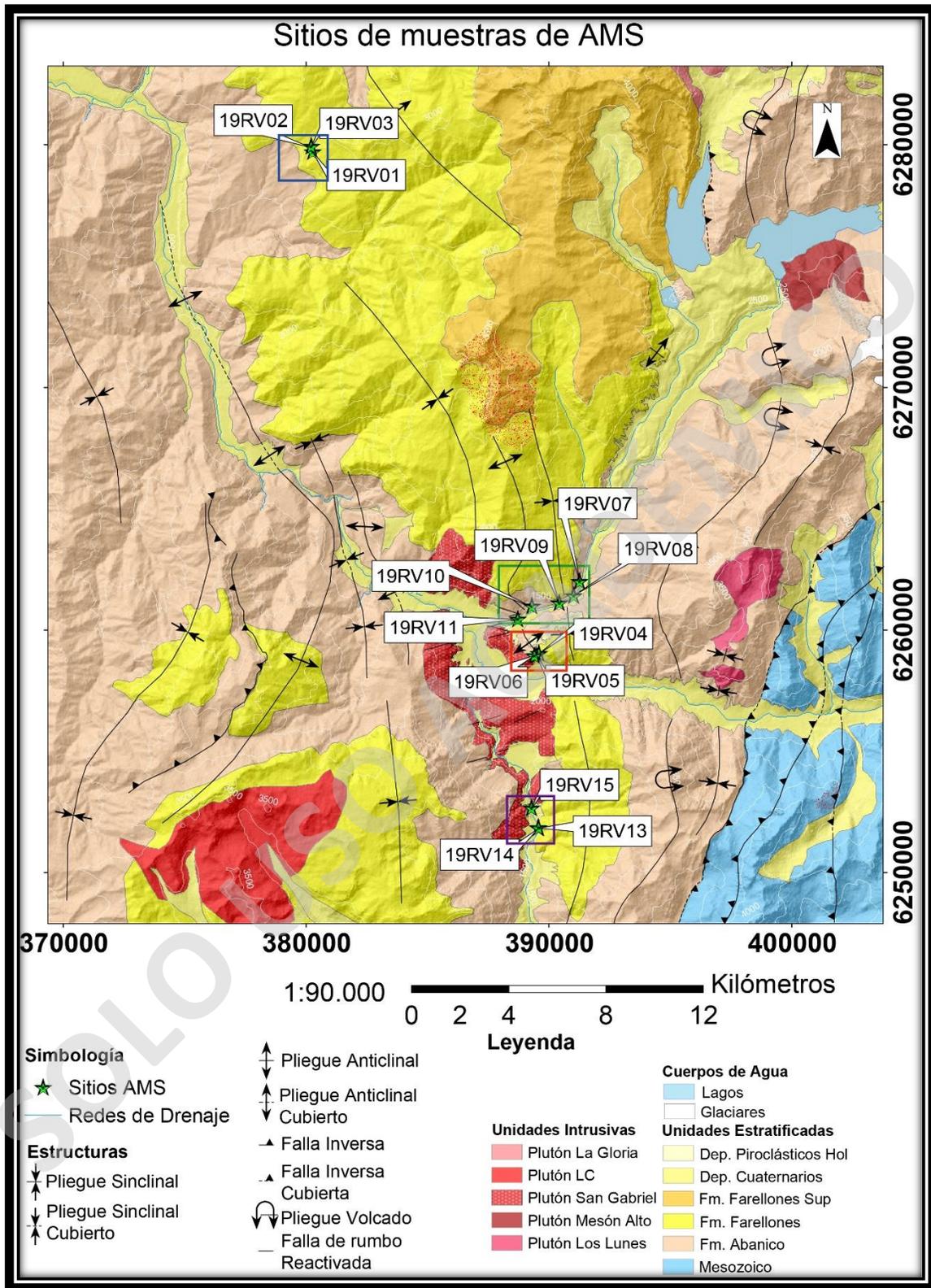


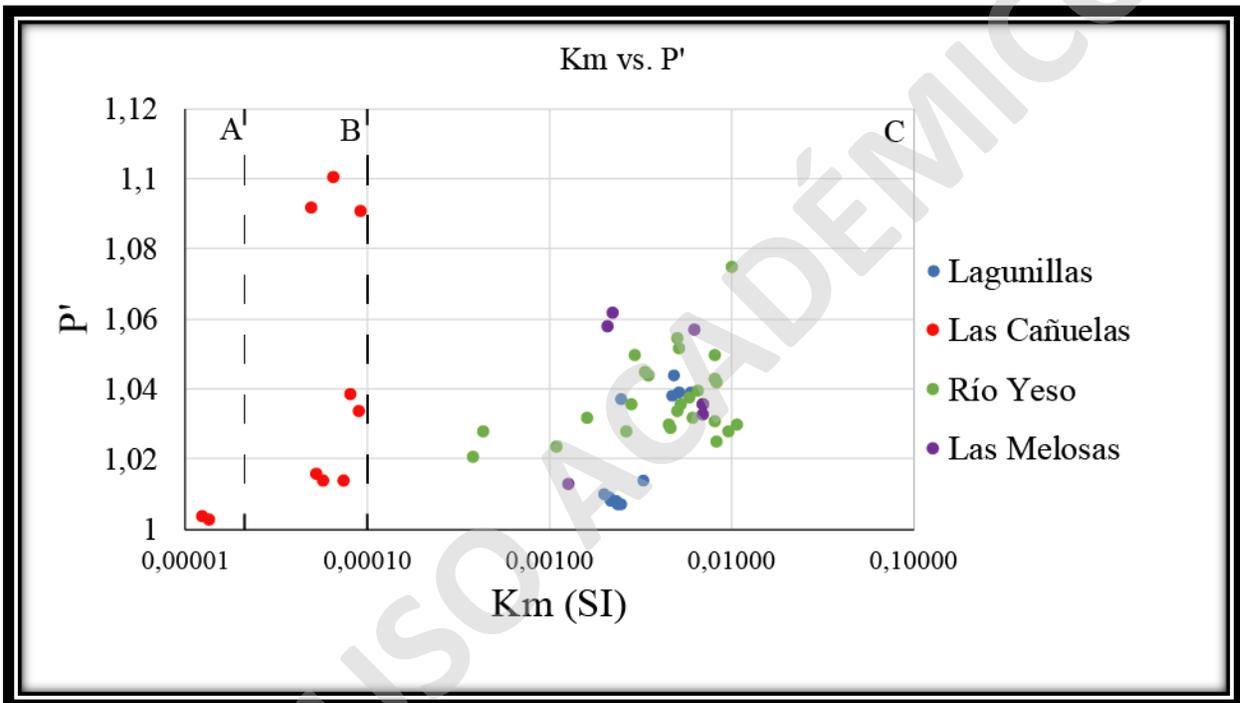
Figura 22: Mapa geológico de la zona de estudio, donde los rectángulos señalan los sitios de medición: Lagunillas (Azul), Las Cañuelas (rojo), Río Yeso (Verde), Las Melosas (Morado). También, se señalan las posiciones de las muestras obtenidas para el análisis de AMS.

#### 4.4 Resultados.

##### 4.4.1 Parámetros Escalares.

##### 4.4.1.1 Anisotropía y Susceptibilidad Media.

Como se mencionó anteriormente, para analizar la fábrica magnética, se realizaron 4 sitios de medición, los que se distribuyen en Lagunillas (al Oeste de San José de Maipo), Río Yeso, Las Cañuelas (ladera Sur), y en el sector de Las Melosas, ubicado al sur del Río Maipo (Las Melosas).



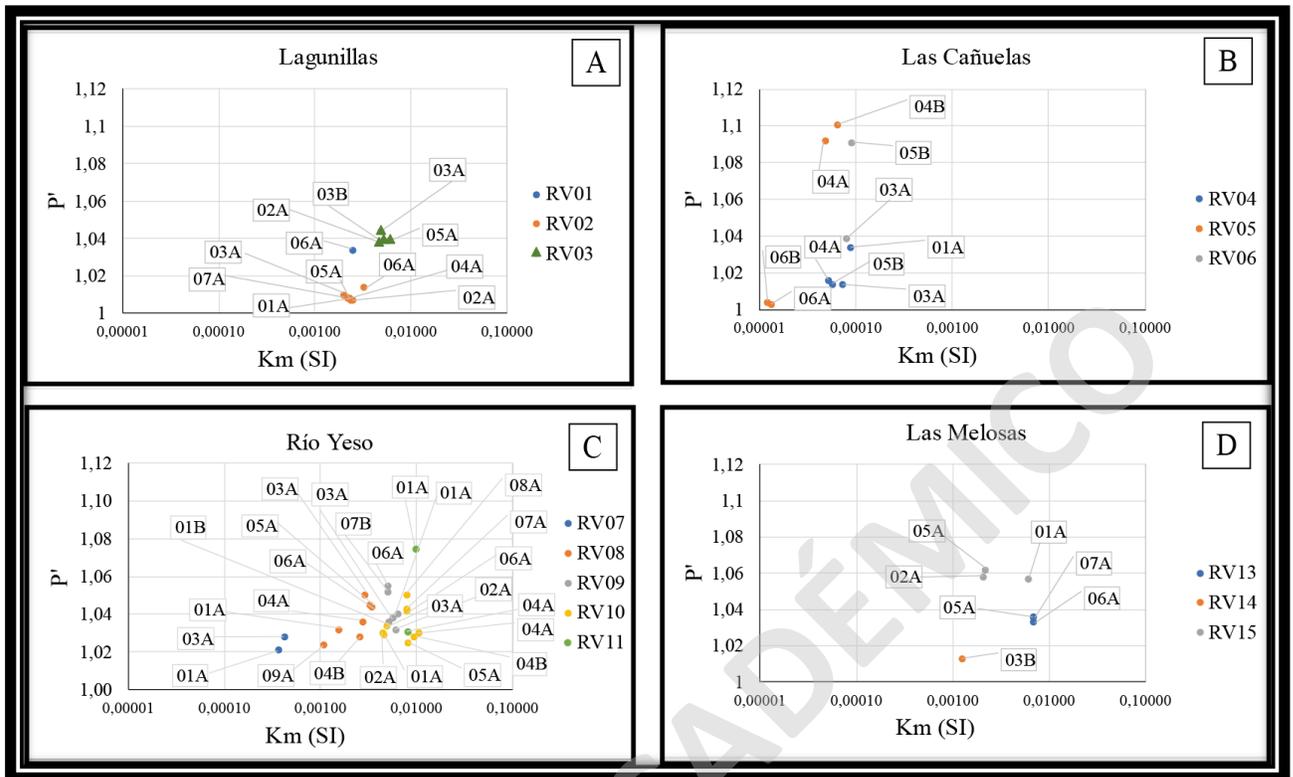


Figura 24: Gráficos de Anisotropía Corregida ( $P'$ ) versus Susceptibilidad Media ( $SI \cdot 10^{-5}$ ) ( $K_m$ ) de todos los sitios de medición, donde los triángulos simbolizan diques.

Al analizar los gráficos de Anisotropía Corregida ( $P'$ ) versus Susceptibilidad Media ( $K_m$ ), fue posible observar que los sitios de medición presentan distintos valores de  $K_m$ , los cuales varían entre  $1.06 (SI \cdot 10^{-6})$  y  $1.22 (SI \cdot 10^{-6})$ . Los cambios en los valores de  $K_m$  se encuentran asociados a cambios en las litologías y la cercanía a cuerpos intrusivos como diques o el PSG. Se ha determinado, que existen distintos tipos de distribuciones, donde los valores de Susceptibilidad Media ( $K_m$ ) más altos se encuentran en el sector del Río Yeso. En este sector se realizó un muestreo en la Formación Abanico, donde se observaron principalmente Andesitas porfíricas, las cuales poseen susceptibilidades de hasta  $1.05 (SI \cdot 10^{-6})$ , en el sitio RV10. Posteriormente, los sitios con menores susceptibilidades corresponden a sector de Las Melosas, donde también se muestreó la Formación Abanico. Además, se puede observar que la Susceptibilidad Media del sector de Lagunillas posee una pendiente positiva, con respecto a su Anisotropía, y finalmente en el sector de las Cañuelas se observa la Susceptibilidad Media más baja de todos los sitios de medición

(Figura 24). Para el caso del grado de Anisotropía (P) se puede observar que, es donde se presentan los mayores grados de anisotropía, seguido por el Río Yeso, Las Melosas y Lagunillas.

Tabla 2: Valores máximos y mínimos de Anisotropía (P) y Susceptibilidad Media ( $K_m$ ). Donde se especifica, el sitio, la localidad, el número de muestras y la litología.

Sitio	Localidad	Número de Muestras	Máx. de anisotropía	Mín. de anisotropía	Máx. de Susceptibilidad (*1e-5)	Mín. de Susceptibilidad (*1e-5)	Litología
19RV01	Lagunillas	1	1.036	1.036	2.480	2.480	Toba de Lapilli Andesítica
19RV02	Lagunillas	8	1.039	1.007	5.980	2.010	Areniscas Conglomerádicas
19RV03	Lagunillas	3	1.044	1.036	5.140	4.700	Dike Dacítico
19RV04	Las Cañuelas	4	1.033	1.013	89.2	51.8	Arenisca limosa
19RV05	Las Cañuelas	4	1.098	1.003	64.2	12.2	Andesita
19RV06	Las Cañuelas	2	1.09	1.039	90.9	80.2	Andesita
19RV07	Río Yeso	2	1.026	1.021	427	374	Andesita
19RV08	Río Yeso	7	1.05	1.024	3.420	1.080	Andesita
19RV09	Río Yeso	6	1.048	1.031	6.470	5.030	Andesita
19RV10	Río Yeso	9	1.05	1.023	10.600	4.470	Andesita
19RV11	Río Yeso	2	1.075	1.031	9.950	8.060	Andesita
19RV13	Las Melosas	3	1.035	1.031	6.910	6.900	Arenisca Conglomerádicas
19RV14	Las Melosas	1	1.013	1.013	1.260	1.260	Andesita-Basáltica
19RV15	Las Melosas	3	1.062	1.051	6.130	2.050	Andesita-Basáltica
<b>Total general</b>		<b>55</b>	<b>1.098</b>	<b>1.003</b>	<b>10.600</b>	<b>12.2</b>	

Se describieron las distribuciones de los valores de Susceptibilidad Magnética y Anisotropía de los sectores de medición:

- 1) Lagunillas: Es posible observar una pendiente positiva en el grado de Anisotropía versus la Susceptibilidad Media, donde el dike Dacítico posee una alta Susceptibilidad Media. Se hace notorio como varían los valores de  $K_m$  y  $P$  en función de la litología. Se presentan Susceptibilidades Magnéticas con un rango entre 2.010 y 5.980  $SI \times 10^{-5}$ , y para el caso de la Anisotropía se encuentra entre un rango de 1,007 y 1,044. (Tabla 2)
- 2) Las Cañuelas: Al analizar los resultados obtenidos de las muestras tomadas en el sector de Las Cañuelas, es posible observar que corresponde al sector donde existe una menor susceptibilidad magnética con respecto a los otros sectores medidos. Además, es posible observar que la Anisotropía en este sector es la más alta en comparación con los otros sectores, siendo el sitio RV05 el que posee la Anisotropía más alta (hasta 1,098), y el sitio RV06, el que posee la Susceptibilidad Media ( $K_m$ ) más alta del sector (85,55  $SI \times 10^{-5}$ ). (Tabla 2)
- 3) Río Yeso: En este sector fue donde se pudieron observar las Susceptibilidades Medias más altas de todos los sitios de medición (hasta 10.6  $SI \times 10^{-5}$ ), y, al describir el gráfico de Anisotropía versus Susceptibilidad Media, es posible decir que se observa un aumento, tanto en la Anisotropía como en la Susceptibilidad Media, a medida que la distancia entre los sitios y el PSG disminuye. Esto se observa en que el mayor valor de Susceptibilidad Magnética se encuentra en el sitio RV10, seguido por el sitio RV11, y, la menor Susceptibilidad Magnética fue observada en el sitio RV07. Para el caso de la Anisotropía, el sitio RV11 es el que posee una mayor Anisotropía (hasta 1,075) y el sitio RV07 el que posee la menor Anisotropía (hasta 1,026). (Tabla 2)
- 4) Las Melosas: En este sector es posible observar que los sitios RV13 y RV15 poseen Susceptibilidades Medias y Anisotropías más altas que el sitio RV14, donde, el sitio RV13 posee una mayor Susceptibilidad y el sitio RV15 posee una mayor Anisotropía. La distribución de la magnitud de Susceptibilidad Media se encuentra en un rango entre 6.910 y 1.260 ( $SI \times 10^{-5}$ ). Para el caso de la Anisotropía, existe una variación entre 1,013 y 1,062. (Tabla 2)

#### 4.4.1.2 Anisotropía y Parámetro de forma T.

Es posible analizar la forma del elipsoide generado a partir del análisis de la anisotropía de susceptibilidad magnética, utilizando el gráfico de Jelinek, es posible analizar la forma del elipsoide en función de el parámetro de deformación T y la anisotropía de cada muestra, teniendo diferentes tipos de forma, tanto oblatas como prolatas y también triaxiales.

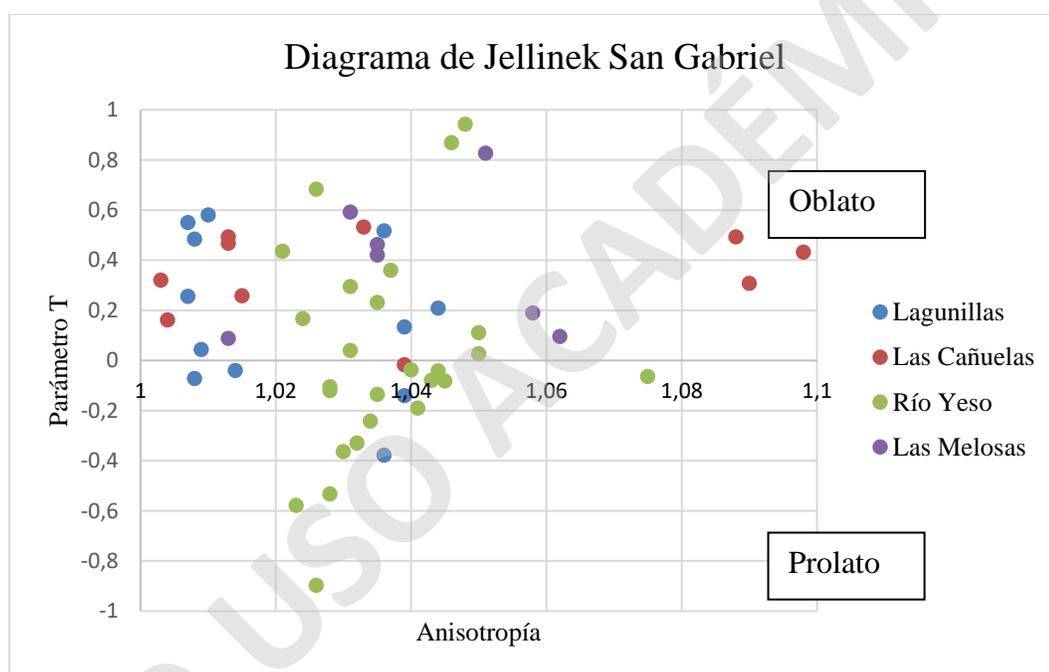


Figura 25: Diagrama de Jelinek para todos los sitios de medición.

La fábrica magnética está caracterizada por elipsoides de geometrías principalmente oblatas. Sin embargo, también es posible observar algunas formas prolatas, especialmente en el sector del Río Yeso, donde coexisten ambos tipos de formas.

En rasgos generales se puede decir que la distribución de las muestras con respecto al parámetro de forma T, posee cierta continuidad en cada sector de manera aislada. Además, también se puede observar que la distribución se acota entre los valores de Anisotropía 1 y 1,07.

Además, el sector que posee tanto las anisotropías más altas como las más bajas, es el sector de Las Cañuelas, donde se observan formas de elipsoides principalmente oblatas, pero no tan desarrollada como en el sector del Río Yeso, donde, a pesar de poseer una Anisotropía más baja que en el caso de Las Cañuelas, es el sitio que alcanza mayores valores absolutos (cercanos a 1) para el parámetro de deformación T, lo que se traduce en un mayor desarrollo de la geometría tanto oblata como prolata.

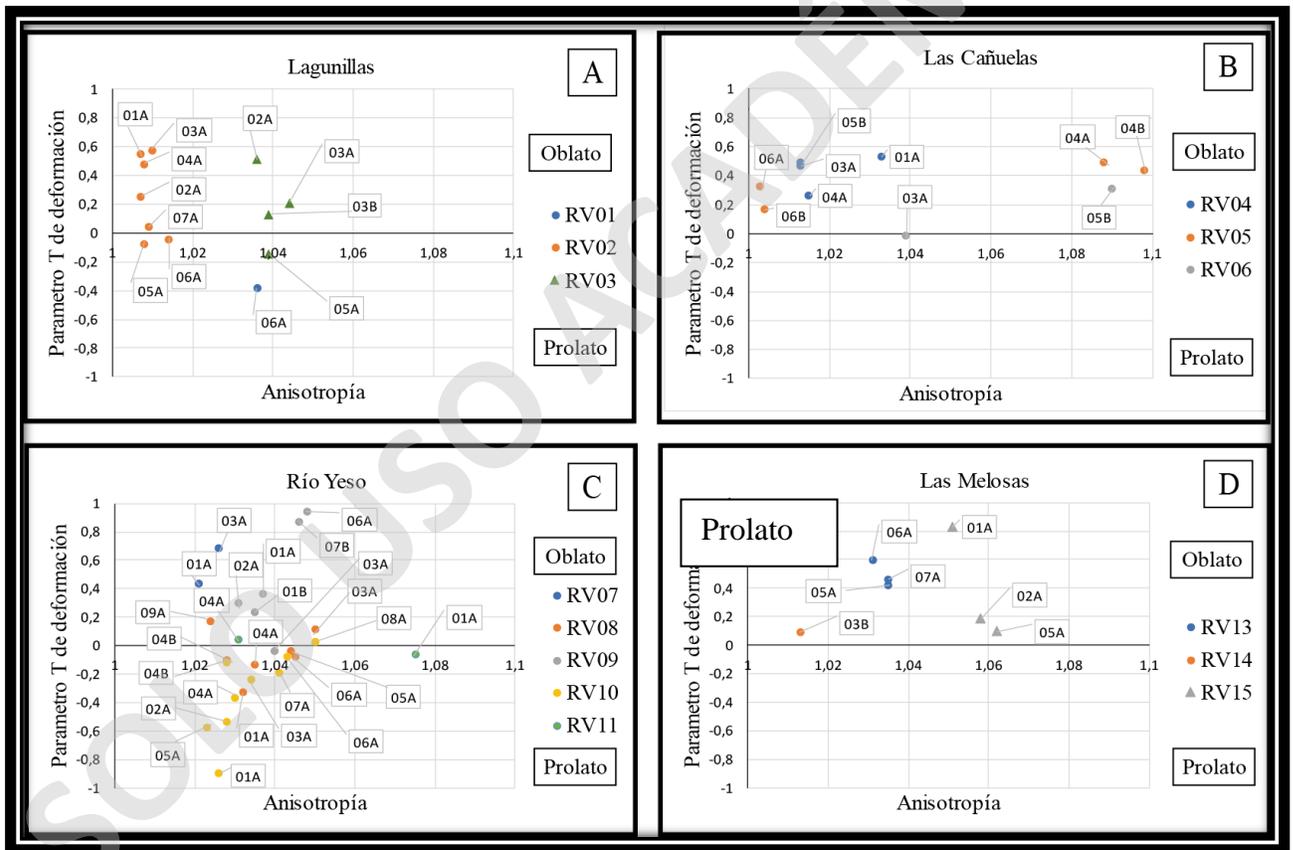


Figura 26: Diagrama de Jellinek de todos los sectores de medición, donde los triángulos simbolizan diques.

- 1) Lagunillas: En el sector de Lagunillas, predominan las formas oblatas como se observa en el gráfico de Jelinek, siendo sólo el caso del sitio RV01, el que desarrolla una forma prolata más definida en su elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética. Para los casos de los sitios RV02 y RV03 es posible observar formas oblatas y triaxiales (para el caso del sitio RV02).

Si bien la Anisotropía de este sector no es la más alta de todos los sitios de medición, es posible observar un carácter bimodal en la distribución de la Anisotropía, donde la familia 1 corresponde a las muestras del sitio RV02, y la familia 2, a los sitios RV01 y RV03. Además, es posible observar que las Anisotropías de la primera familia se encuentran entre 1 y 1,02, donde se presenta una forma oblata principalmente (exceptuando las muestras 5A y 6A). Para el caso de la segunda familia, existen valores de Anisotropía cercanos al 1,04, donde se presentan formas oblatas y prolatas, en muestras pertenecientes a los tres sitios de medición.

- 2) Las Cañuelas: Como se pudo observar en la sección anterior, el sector de Las Cañuelas es donde se presenta una mayor anisotropía con respecto a los demás sectores de medición, además, analizando el gráfico de Jelinek es posible observar que para este sector solo se presentan formas oblatas, donde los sitios que presentan un mayor valor absoluto del parámetro de deformación T y por ende una forma oblata más definida, son los sitios RV04 y RV05.

Es posible realizar una separación de las muestras donde se observa que se puede agrupar al menos en 2 grandes grupos las muestras obtenidas, donde existe una anisotropía que no supera el 1,04 y otro grupo donde la anisotropía es cercana al 1,1. (Figura 26)

- 3) Río Yeso: En el sector del Río Yeso es donde existe una mayor heterogeneidad en los valores tanto de anisotropía como de los valores absolutos del parámetro de deformación T de las muestras, donde se puede observar que existen formas oblatas, prolatas y triaxiales. (Figura 26)

Como se mencionó en la sección anterior, las muestras fueron tomadas en una sección por el Río Yeso, donde las muestras RV11 y RV10 son las muestras más cercanas al PSG y las muestras RV07 y RV08 son las más alejadas del plutón.

Con respecto a las formas de los elipsoides de anisotropía de susceptibilidad magnética, es posible observar que existen 3 tipos de formas las cuales son oblatas, prolatas y triaxiales, las que poseen una variación a medida que disminuye la distancia de las muestras con el PSG,

donde se pasa de una forma oblata a triaxial, prolata, oblata nuevamente, prolata bien definida y finalmente triaxial con una alta Anisotropía. (Figura 26)

El sitio RV07 posee una forma de elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética de tipo oblata, y tiene una Anisotropía mínima de 1,021 y una anisotropía máxima de 1,026. Estos valores de Anisotropía son los más bajos de la transecta correspondiente al sector del Río Yeso. El sitio RV08 por su parte, posee valores de Anisotropía máximos y mínimos de 1,05 y 1,024 respectivamente, e índices de parámetro de forma T que varían entre -0,33 y 0,167. El sitio RV09 posee la forma oblata más desarrollada de todos los sitios, y el sitio RV10 es el que posee la forma prolata más desarrollada. (Figura 26)

- 4) Las Melosas: En el sector de Las Melosas, es posible observar formas oblatas y triaxiales, teniendo la Anisotropía más alta en el sitio RV15 la cual es cercana a 1,06. Este sector es el tercer sector de medición con la Anisotropía más alta (Figura 26), donde si no se considera la muestra 1A del sitio RV11 en el sector del Río Yeso, se podría posicionar a Las Melosas como el segundo sector con Anisotropía más alta. (Figura 26)

Además, se puede observar que los 3 sitios difieren en sus valores de Anisotropía, donde existen 3 tendencias de valores de Anisotropía bien definidas como se mencionó en la sección anterior. Los sitios RV14 y RV15 poseen una forma principalmente triaxial, salvo para la muestra 01A la cual posee una forma oblata (parámetro T superior a 0,8), superando incluso al sitio RV13, el cual también posee una forma oblata (parámetro T entre 0,4 y 0,6). (Tabla 3)

Tabla 3: Valores máximos y mínimos de Anisotropía (P) y el parámetro de forma (T). Donde se especifica, el sitio, la localidad, el número de muestras y la varianza y desviación estándar de T.

Sitio	Localidad	Numero de Muestras	Máx. de anisotropía	Mín. de anisotropía	Máx. de t	Mín. de t	Varianza de t	Desv. Est. de t
19RV01	Lagunillas	1	1.036	1.036	-0.378	-0.378	-	-
19RV02	Lagunillas	8	1.039	1.007	0.58	-0.141	0.088	0.298
19RV03	Lagunillas	3	1.044	1.036	0.517	0.134	0.041	0.202
19RV04	Las Cañuelas	4	1.033	1.013	0.532	0.258	0.015	0.122
19RV05	Las Cañuelas	4	1.098	1.003	0.493	0.162	0.021	0.145
19RV06	Las Cañuelas	2	1.09	1.039	0.308	-0.017	0.052	0.229
19RV07	Río Yeso	2	1.026	1.021	0.683	0.436	0.03	0.174
19RV08	Río Yeso	7	1.05	1.024	0.167	-0.33	0.027	0.164
19RV09	Río Yeso	6	1.048	1.031	0.942	-0.038	0.147	0.383
19RV10	Río Yeso	9	1.05	1.023	0.027	-0.897	0.085	0.293
19RV11	Río Yeso	2	1.075	1.031	0.04	-0.065	0.005	0.074
19RV13	Las Melosas	3	1.035	1.031	0.592	0.421	0.007	0.089
19RV14	Las Melosas	1	1.013	1.013	0.088	0.088	-	-
19RV15	Las Melosas	3	1.062	1.051	0.827	0.095	0.158	0.398
<b>Total general</b>		<b>55</b>	<b>1.098</b>	<b>1.003</b>	<b>0.942</b>	<b>-0.897</b>	<b>0.138</b>	<b>0.371</b>

#### 4.4.1.3 Foliación y Lineación.

Para analizar la forma de los elipsoides de fábrica magnética se puede realizar una relación entre la Lineación y la Foliación magnética, donde al utilizar el diagrama de Flinn es posible realizar una razón entre la lineación y foliación para analizar la forma del elipsoide de *strain* generado. (Figura 26)



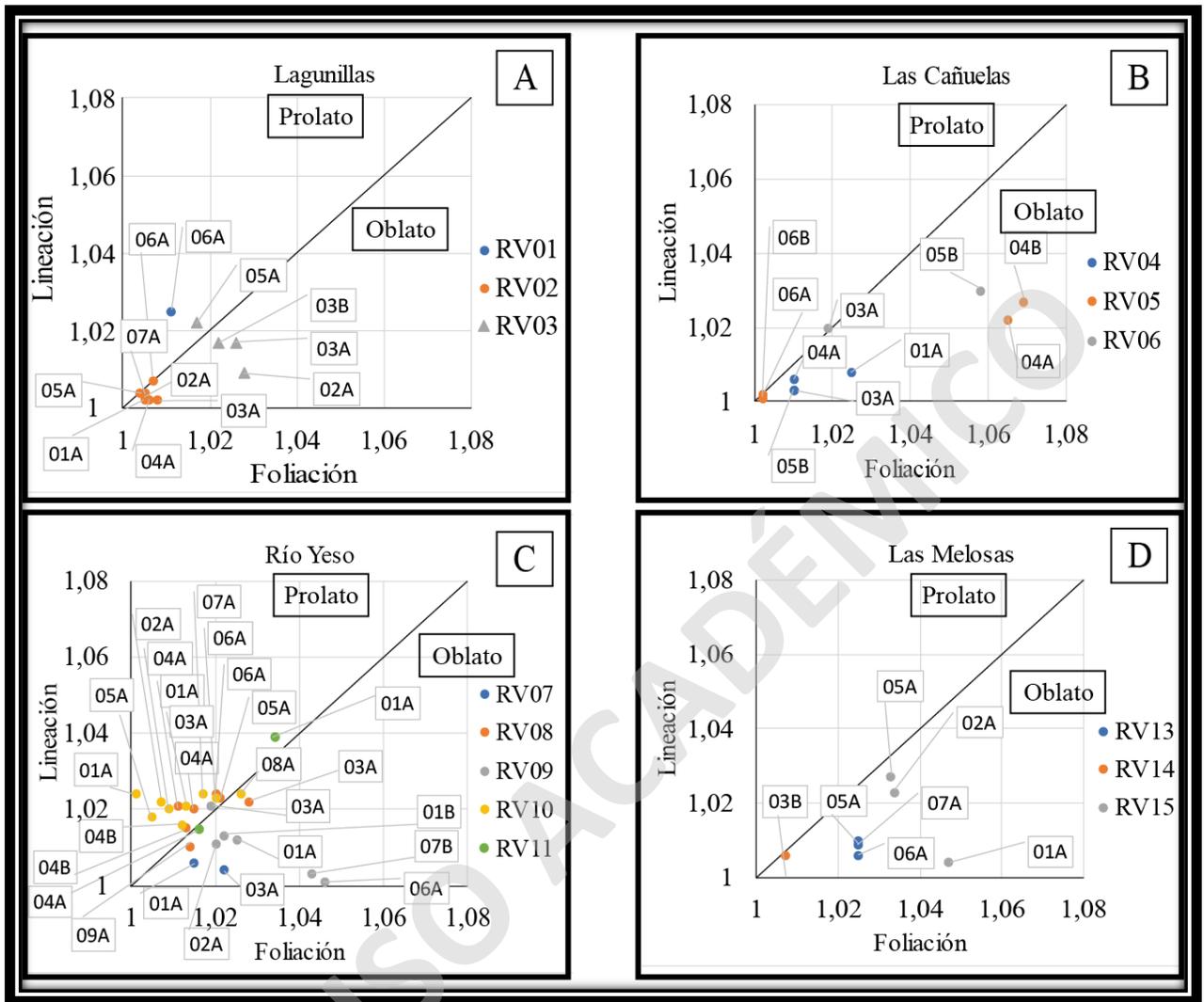


Figura 28: Diagrama de Flinn de todos los sectores de medición, donde los triángulos simbolizan dikes.

- 1) Lagunillas: En el sector de Lagunillas se puede observar que la dispersión de las muestras en el gráfico de Flinn se relacionan con su sitio de medición, donde, existen formas tanto oblatas como prolatas y triaxiales teniendo un bajo índice  $P_j$ . La variación de las muestras con respecto a la relación entre la lineación y la foliación no es alta, teniendo una lineación máxima de 1,025 y una foliación máxima de 1,028, y una lineación mínima de 1,002 y una foliación mínima de 1,004.

El sitio de medición de este sector que posee la menor Anisotropía corregida ( $P_j$ ), es el sitio RV02, donde la forma que posee el elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética es principalmente triaxial, por otra parte, los sitios RV01 y RV03 poseen una Anisotropía corregida ( $P_j$ ) similar, pero varían tanto en su forma, como en su parámetro de deformación T, teniendo una forma prolata para el caso de RV01 y principalmente oblata para el caso del sitio RV03.

- 2) Las Cañuelas: En el sector de Las Cañuelas se presenta una variación tanto en la lineación como en la foliación dentro de un mismo sitio como lo son los sitios RV05 Y RV06, donde existe una diferencia notoria entre las muestras 05B-03A y las muestras 01A-04A en el sitio RV05, y entre las muestras 04A y 01A en el sitio RV06.

En este sector, existen formas oblatas y triaxiales, donde los valores del parámetro de deformación (T) poseen máximo de 0,532 el cual corresponde al sitio RV04, lo que evidencia una forma de tipo oblata, y el valor mínimo se observa en el sitio RV06 con -0,017 lo que indica una forma prácticamente triaxial. Además, es la zona donde es posible apreciar el mayor valor de Anisotropía corregida ( $P_j - P'$ ), donde el máximo posee un valor de 1,101%, y el valor mínimo corresponde a 1,003%, donde ambos corresponden al sitio RV05.

Analizando los datos es posible separar en 2 familias de formas, donde en una se observa una anisotropía corregida ( $P_j$ ) baja con una forma oblata, y en la segunda se observa una alta Anisotropía (la más alta de todos los sitios de medición), con una forma oblata. Por otra parte, es posible decir que la variación de estas 2 familias con respecto al parámetro de deformación (T), es baja, por lo que existe una forma similar, pero un cambio en el nivel de Anisotropía corregida ( $P_j - P'$ ).

- 3) Río Yeso: Al analizar el sector del Río Yeso, es posible determinar que es el sector donde se observa la mayor variación en el parámetro de deformación (T), teniendo formas prolatas, triaxiales y oblatas. La máxima lineación se observa en el sitio RV11, y la máxima foliación se observa en el sitio RV09, donde los valores corresponden a 1,039 y 1,046 respectivamente, y los valores de mínima lineación y foliación se observan en los sitios RV09 (1,001) Y RV10 (1,001) respectivamente. La Anisotropía corregida (Pj), varía según el sitio, donde el valor mínimo (1,021) se observa en el sitio RV07, mientras que el valor máximo se observa en el sitio RV11 (1,075).

La forma del elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética se relaciona directamente con el sitio de medición, donde se observa que el sitio RV07 posee una forma triaxial oblata, la cual se torna más oblata, seguida del sitio RV08 el cual posee, una forma principalmente triaxial, la que se hace más prolata a medida que la distancia con el PSG disminuye, el sitio RV09 posee una forma triaxial la cual varía a oblata, teniendo 2 tendencias de formas, las cuales se pueden separar, teniendo un grupo de muestras triaxiales levemente prolatas, y otras 2 muestras las cuales poseen una forma oblata.

Con respecto al sitio RV10, se puede observar una marcada tendencia, donde se observa una forma prolata, la cual aumenta su parámetro de deformación (T) a medida que se acerca al plutón, y finalmente se observa la forma del sitio RV11, la cual posee una forma triaxial prolata, donde las 2 muestras disponibles poseen una notoria diferencia en su grado de anisotropía corregida (Pj).

- 4) Las Melosas: En el sector de las Melosas se presenta una notoria variación entre los 3 sitios medidos, donde la mínima lineación y foliación se observa en el sitio RV14, donde presenta un valor de 1,006 y 1,007 respectivamente, las cuales aumentan en el sitio RV13, las cuales presentan una similitud en su foliación con un valor de 1,025, y varían en su lineación con valores entre 1,01 y 1,006. Finalmente se puede observar el sitio RV15 el cual presenta la más alta lineación y foliación de este sector, las cuales poseen valores de 1,027 y 1,047 respectivamente.

El grado de Anisotropía corregida (Pj) máxima para este sector corresponde al sitio RV15 con un 1,062, y un mínimo de 1,013, donde existe una notoria variación entre los 3 sitios de medición, por lo que se podría separar en 3 familias o de lineación y foliación magnética separadas tomando en cuenta las magnitudes de estos valores y la diferencia que se presenta en el grado de Anisotropía Corregida.

Tabla 4: Valores máximos y mínimos de Lineación (L), Foliación (F) y Anisotropía Corregida (P'). Donde se especifica, el sitio, la localidad y el número de muestras.

Sitio	Localidad	Número de Muestras	Máx. de lineación	Mín. de lineación	Máx. de foliación	Mín. de foliación	Máx. de P'	Mín. de P'
19RV01	Lagunillas	1	1.025	1.025	1.011	1.011	1.037	1.037
19RV02	Lagunillas	8	1.022	1.002	1.017	1.004	1.039	1.007
19RV03	Lagunillas	3	1.017	1.009	1.028	1.022	1.044	1.038
19RV04	Las Cañuelas	4	1.008	1.003	1.025	1.01	1.034	1.014
19RV05	Las Cañuelas	4	1.027	1.001	1.069	1.002	1.101	1.003
19RV06	Las Cañuelas	2	1.03	1.02	1.058	1.019	1.091	1.039
19RV07	Río Yeso	2	1.006	1.004	1.022	1.015	1.028	1.021
19RV08	Río Yeso	7	1.024	1.01	1.028	1.011	1.05	1.024
19RV09	Río Yeso	6	1.021	1.001	1.046	1.019	1.055	1.032
19RV10	Río Yeso	9	1.024	1.016	1.026	1.001	1.05	1.025
19RV11	Río Yeso	2	1.039	1.015	1.034	1.016	1.075	1.031
19RV13	Las Melosas	3	1.01	1.006	1.025	1.025	1.036	1.033
19RV14	Las Melosas	1	1.006	1.006	1.007	1.007	1.013	1.013
19RV15	Las Melosas	3	1.027	1.004	1.047	1.033	1.062	1.057
<b>Total general</b>		<b>55</b>	<b>1.039</b>	<b>1.001</b>	<b>1.069</b>	<b>1.001</b>	<b>1.101</b>	<b>1.003</b>

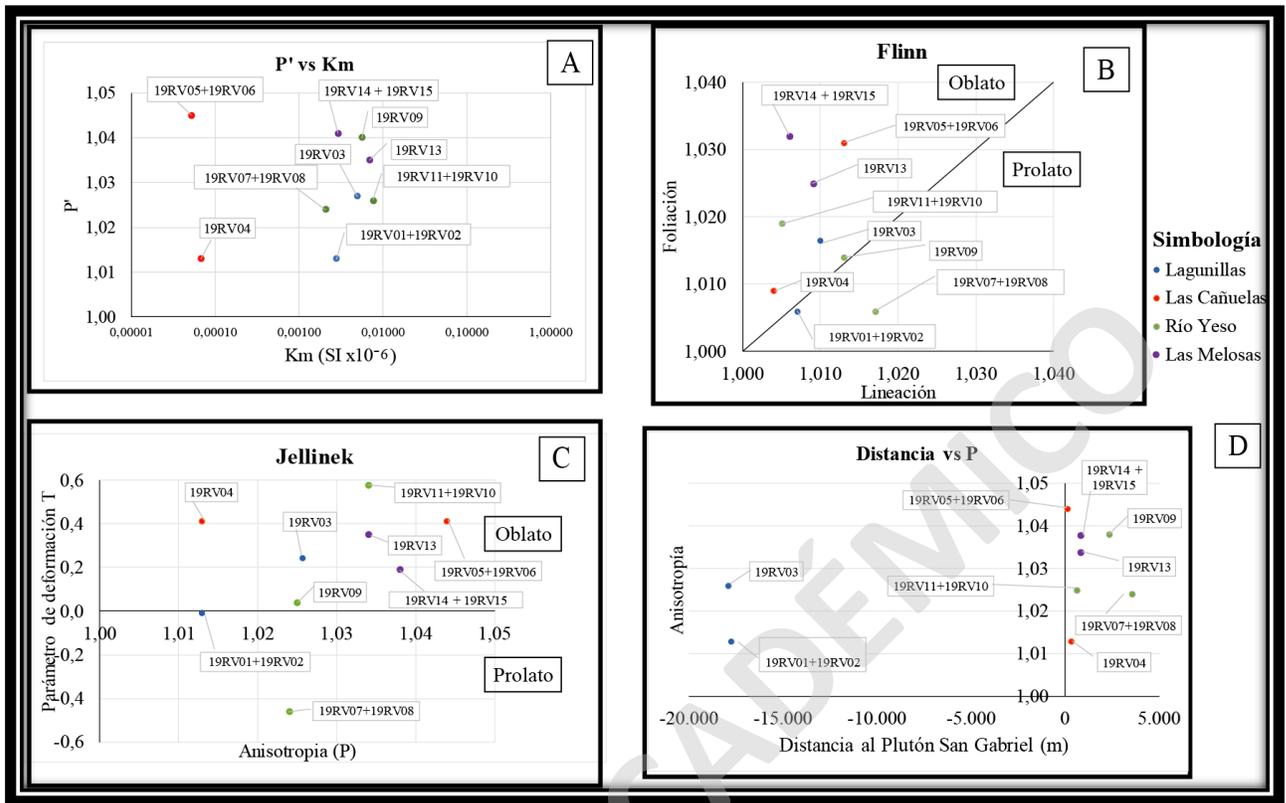


Figura 29: Gráficos con los promedios de los parámetros escalares y de forma de AMS.

#### 4.4.2 Orientación de los Tensores de Anisotropía Magnética.

Es posible observar en el mapa (Figuras 29, 30 y 31), que las orientaciones de las lineaciones y foliaciones magnéticas varían según la distancia al PSG al igual que el grado de Anisotropía (Figura 29). En el sector de Lagunillas es posible observar que la lineación magnética promedio de los sitios RV01 y RV02 posee una orientación de dirección S8°E, con un *plunge* de ~2°, y, el sitio RV03 posee una orientación de N45°W/47SW (Figura 30). Estas orientaciones de los elipsoides de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética promedio poseen una variación con respecto al manto de la estratificación de entre 30° y 40°, y poseen los mismos rumbos de la estratificación en el sitio RV01 y RV02. En este sector existen tobas de lapilli líticas, las cuales presentan estratificación de N60°E/28SE, y areniscas conglomerádicas que presentan una estratificación de N25°W/17SE (formación Farellones Superior).

Con respecto a la transecta realizada en el sector del Río Yeso, es posible observar que la orientación de la lineación magnética promedio en los sitios RV07 y RV08 posee un *plunge* de NS/8°S, la cual varía a una foliación magnética de rumbo N7°E y un manteo de 36°NW en el sitio RV09, y, finalmente, se puede observar una foliación magnética con una dirección N70°W/17SW rumbo en el sitio RV10 y 11 (Figura 30). Para el caso del sector de Las Cañuelas, es posible observar que el rumbo de la foliación del sitio RV04 tiene una dirección de N54°E con un manteo de ~35°NW, y, los sitios RV05 y RV06 poseen una foliación magnética promedio con un rumbo de dirección N69°W con un manteo de ~8°NE (Figura 30). La estratificación varía al igual que la litología en esta transecta con respecto a la Anisotropía de la Fábrica Magnética, donde las rocas muestreadas en el sector del Río Yeso corresponden a Andesitas-Basálticas de Anfíbol pertenecientes al limbo Este del sinclinal 9 (Sección 3.3.5) en la formación Abanico, las cuales presentan una estratificación de N15°W/28SW para el caso de los sitios RV07, RV08, y RV09. Esta estratificación posee un rumbo similar a la dirección de la lineación presente en el sitio RV07 y RV08, y, para el sitio RV09 se observa una similitud tanto en la forma como la dirección de la fábrica magnética promedio con respecto a la estratificación. En los sitios RV10 y RV11 se encuentra el anticlinal 8 (Sección 3.3.5) en la formación Abanico, el cual, al igual que la foliación magnética presenta una variación en el rumbo al disminuir la distancia con el PSG, donde la foliación magnética se encuentra casi paralela al rumbo de la estratificación, teniendo una variación de 15° con respecto al manteo. (Figura 29)

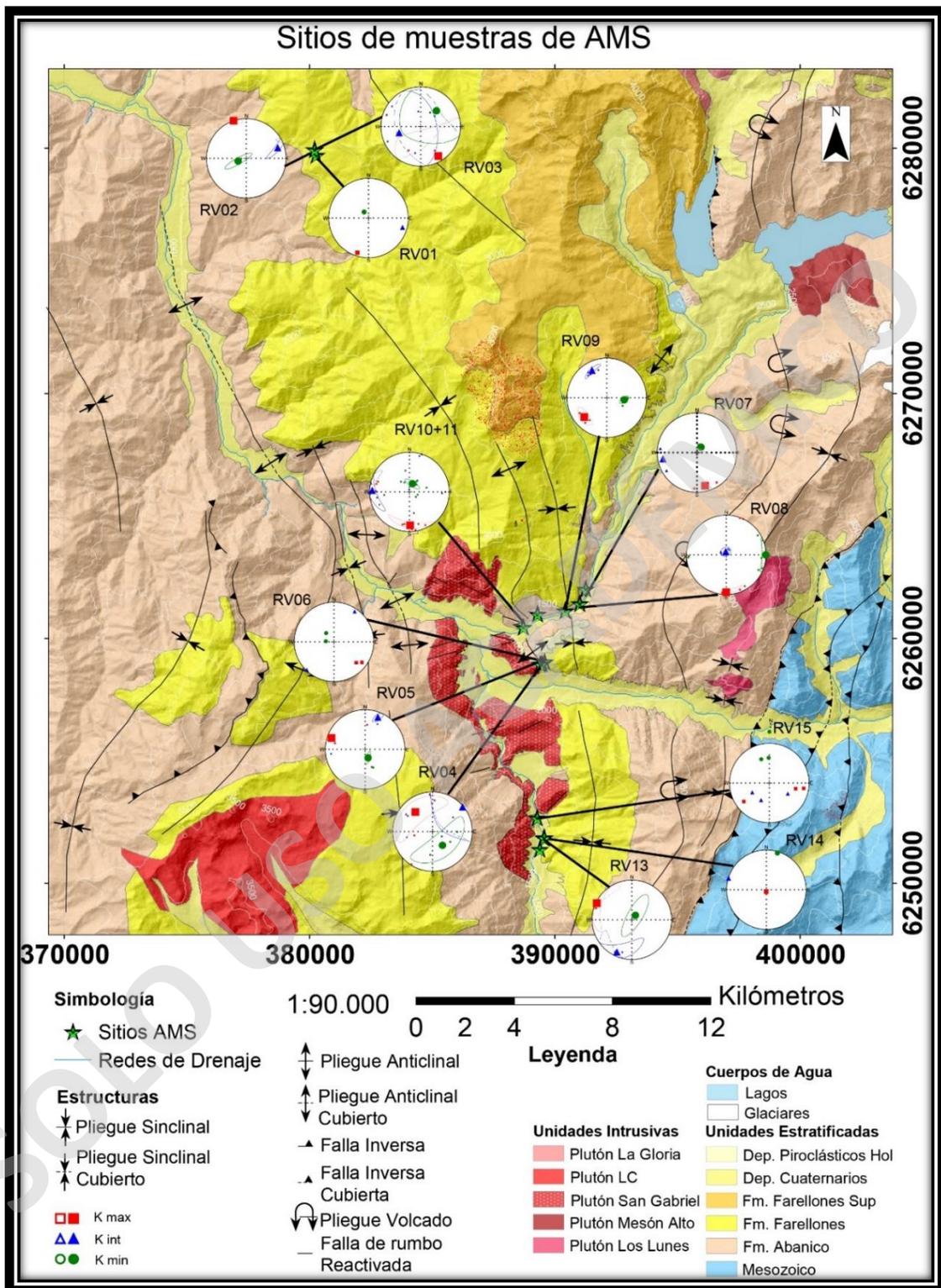
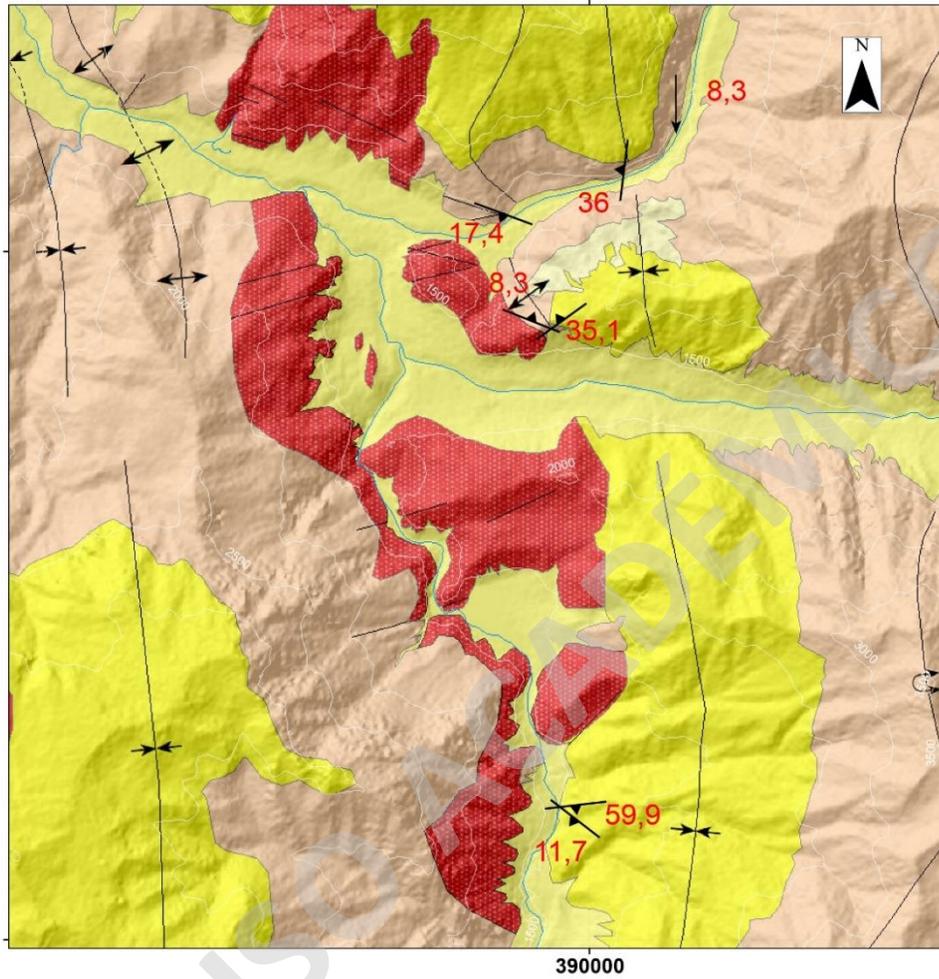


Figura 30: Mapa geológico de la zona de estudio, con los estereogramas de los tensores de AMS,  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{min}$ .

En la misma transecta, pero a menor distancia del PSG, es posible observar de buena manera cómo varía el rumbo de las foliaciones magnéticas en función a la cercanía al PSG, donde los sitios más cercanos (RV05 y RV06) poseen foliaciones magnéticas promedio con un rumbo casi paralelo a los contactos con el intrusivo Mioceno PSG. Por otra parte, el sitio RV04 posee una dirección y manto distinta a los sitios RV05-06. Cabe destacar como las foliaciones varían según la litología, donde las muestras obtenidas en el sitio RV04 corresponden a areniscas limosas intercaladas con lutitas fisibles pertenecientes a la formación Farellones Inferior, las cuales se encuentran afectadas por el pliegue sinclinal 9 (Sección 3.3.5). Para el caso de los sitios RV05 y RV06, fueron muestreadas Andesitas Porfíricas obliteradas pertenecientes a la formación Abanico, las cuales presentan una estratificación orientada de manera N30°W/43SW, la cual es muy similar al manto medido en los sitios RV10 y RV11. Cabe destacar que la orientación de la foliación magnética en los sitios RV05 y RV06, presentan un rumbo similar al que se encuentra en los sitios RV10 y RV11, pero con una variación de 25° en el manto de la foliación.

Finalmente, en la transecta realizada en el sector de Las Melosas es posible observar formas oblatas en los sitios RV13, RV14 y RV15, donde los elipsoides de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética promedio se orientan de manera N53°W/12SW (sitio RV13), y, N83°E/60SE para los sitios RV14 y RV15 (Figura 30). En estos sitios fueron muestreadas areniscas conglomerádicas pertenecientes a la formación Farellones de orientación N30°W/40°NE, y un dique porfírico de composición andesítica (RV13), y Andesitas-Basálticas de Piroxeno orientadas de manera N/30E (RV14 y RV15) pertenecientes a la formación Farellones. En esta transecta se observa que el rumbo de la foliación magnética es casi perpendicular al contacto con el PSG, donde el sitio RV13 posee un rumbo similar a los sitios RV10-11 y RV05-06.

## Foliaciones y Lineaciones Magnéticas



1:43.000  
 0 0,5 1 2 3 Kilómetros

### Simbología

- Foliaciones Magnéticas
- Lineaciones Magnéticas
- Redes de Drenaje

### Estructuras

- Pliegue Anticlinal
- Pliegue Sinclinal
- Pliegue Anticlinal Cubierto
- Pliegue Sinclinal Cubierto
- Pliegue Anticlinal Invertido
- Falla de rumbo reactivada

### Leyenda

#### Unidades Intrusivas

- Plutón San Gabriel

#### Unidades Estratificadas

- Depósitos Piroclásticos Holocenos
- Depósitos Cuaternarios
- Formacion Farellones Inf
- Formacion Abanico

Figura 31: Orientación de la fábrica magnética en dominio estructural Este, en la confluencia de los ríos Maipo, Yeso y Volcán.

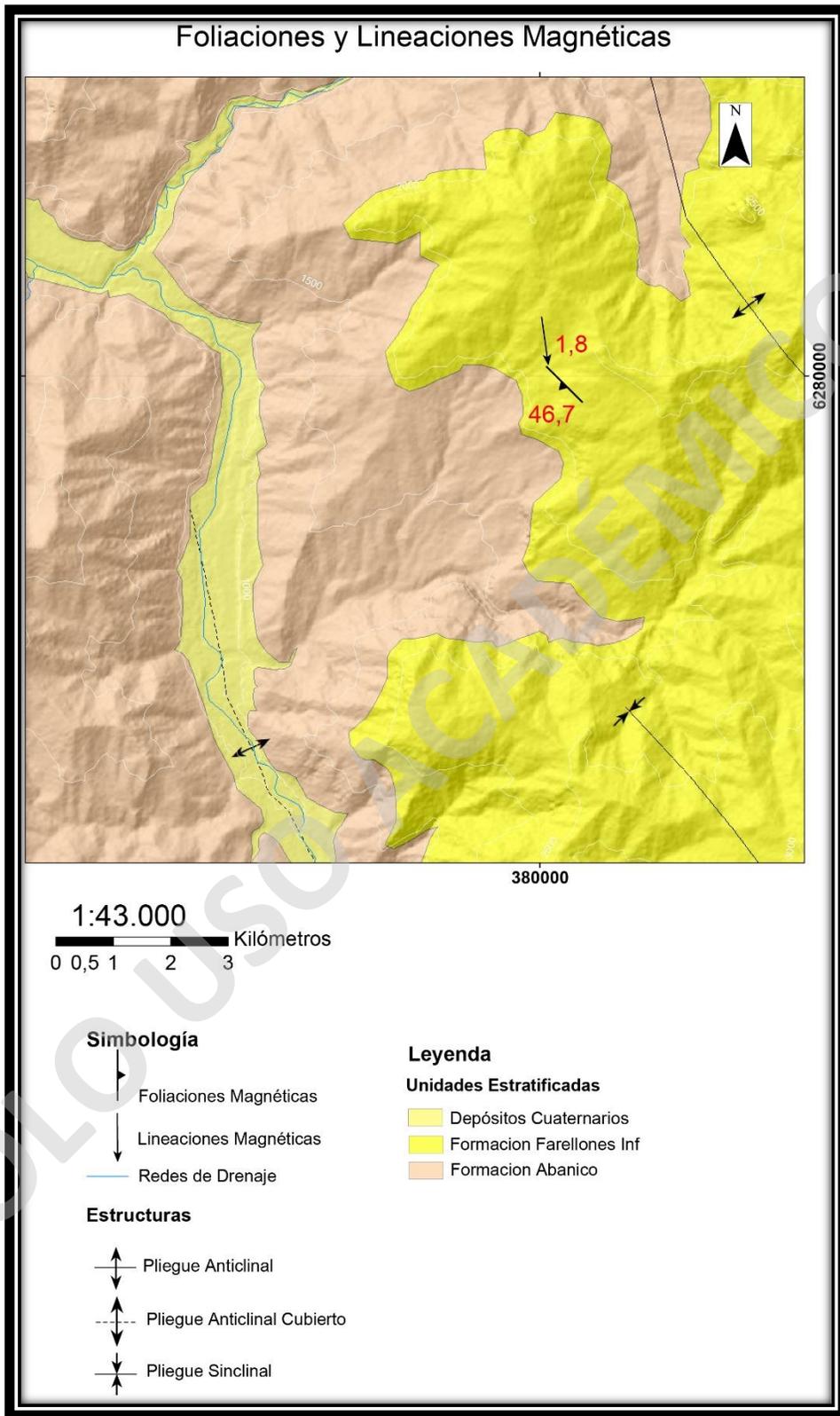


Figura 32: Orientación de la fábrica magnética en el sector de Lagunillas.

## **5 ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LA DEFORMACIÓN FRÁGIL EN EL INTRUSIVO PSG, Y LAS FORMACIONES ABANICO Y FARELLONES.**

### **5.1 Introducción del capítulo.**

Propuesta por P. Hancock en 1985, la microtectónica frágil se ha definido previamente como la aplicación del análisis de mesofracturas, para una solución a los problemas de la tectónica. Los indicadores cinemáticos son analizados debido a que permiten estudiar la deformación frágil de manera cualitativa y cuantitativa (Marret y Allmendinger, 1990; Giambiagi y Mescua, 2019), donde los planos generados son reflejo de las direcciones de esfuerzos, teniendo así fracturas producidas como respuesta a estas direcciones, donde se producen los acortamientos mínimos y máximos en condiciones andersonianas (Anderson, 1951). Los planos de debilidad son afectados por el cizalle producido entre los bloques que presentan un movimiento relativo, generando así, estructuras frágiles principalmente, las que pueden ser medidas mediante una brújula tipo Brunton o estructural, analizando y midiendo la orientación en el espacio de los planos generados.

Para este trabajo fueron analizados 8 sitios de medición distribuidos en los sectores de Lagunillas, Río Maipo, Río Yeso y Las Melosas, donde las rocas expuestas presentan indicadores cinemáticos tales como medias lunas, estrías de falla, entrecrecimiento mineral y estructuras de Riedel. Aparte de las estructuras frágiles, también se observaron y describieron estructuras de Riedel asociadas a mineralización presentes en el PSG. Estas estructuras son importantes para comprender los cambios que ocurren a nivel micro en las direcciones de esfuerzos que afectaron al PSG en las etapas finales del enfriamiento del magma. La presencia de la mineralización evidencia el transporte de fluidos hidrotermales y posterior precipitación de sulfuros, los que generalmente, y tomando en cuenta la franja metalogénica en que se encuentra emplazado el PSG, se puede asociar a los estados más tardíos del emplazamiento del plutón.

Para este análisis de estructuras fue utilizado el software gratuito FaultKinWin ® 8.0.0 de Allmendinger (2001), donde se realizó un análisis cinemático de las estructuras medidas en terreno, utilizando el *Trend*, *Plunge* y *Rake* de cada estructura. Esta metodología permite inferir las orientaciones preferenciales de planos o estructuras, y analizar sus sentidos de movimiento promedio, además de las direcciones principales de tensión y acortamiento.

N = 331

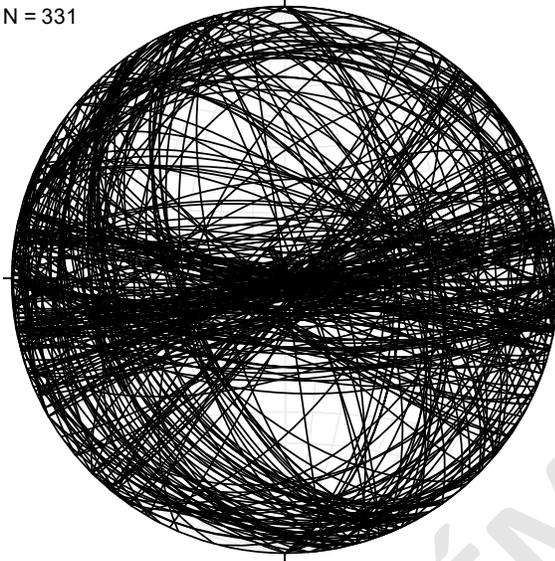


Figura 33: Red Estereográfica *equal-area* con todas las mediciones estructurales realizadas en terreno, ploteado en Stereonet.

## 5.2 Metodologías.

### 5.2.1 Medición de estructuras.

En la zona de estudio se midieron 205 indicadores cinemáticos, los cuales se distribuyen en 8 sitios de medición repartidos entre los sectores de Lagunillas, Río Maipo, Río Yeso y Las Melosas (Sección 5.3). Estos indicadores se encuentran afectando a rocas pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones, y al PSG.

Las principales estructuras observadas en terreno corresponden a estructuras de rumbo, evidenciadas con indicadores cinemáticos entre los que destacan: medias lunas, estrías de falla, entrecrecimiento mineral, estructuras de Riedel con mineralización.

### 5.2.2 Estudios previos de la cinemática de fallas.

Asociado a la formación de estructuras como fallas, está la formación de estructuras secundarias, las cuales han sido materia de estudio para diversos autores (Hancock, 1985; Petit, 1987; Marrett y Allmendinger, 1990), ya que sirven como herramientas para determinar las trayectorias del *paleostress* y *paleostrain* que afecta a las rocas en la tectónica.

El estudio de la deformación frágil es la integración de datos de estructuras asociadas a las fallas, para así establecer las causas del movimiento (Niemeyer, 2008). Al realizar este estudio se pueden utilizar múltiples metodologías, las que se pueden agrupar en 2 grandes tipos: los métodos dinámicos y cinemáticos. Los métodos dinámicos analizan el stress (Anderson, 1951; Pollard, 2000) y los cinemáticos analizan el *strain* (Tyessier et al., 1995; Marrett y Peacock, 1999; Peacock y Marrett, 2000), donde ambos intentan determinar el sentido del desplazamiento en falla. La discusión en torno al análisis cinemático radica entre las corrientes que resaltan la importancia de las condiciones de borde en los sistemas de placas rígidas (Teyssier et al., 1995; Marrett y Peacock, 1999; Peacock y Marrett, 2000), y el análisis de las direcciones y magnitudes de esfuerzos (Anderson, 1951; Pollard, 2000) para la generación de fracturas.

En el análisis cinemático se debe tomar en cuenta que la deformación en la corteza es heterogénea principalmente, lo cual es aplicable a todas las escalas de observación, por lo que es muy común aproximar a una deformación homogénea en zonas acotadas, denominadas “dominios estructurales” (Giambiagi y Mescua, 2019). Los análisis cinemáticos son recomendados como una manera de cuantificar el *strain* de manera fácil en terreno, a diferencia de los estudios de *stress*.

El análisis cuantitativo de la cinemática considera la extracción de datos estructurales divididos en estaciones de medición, donde se obtienen datos de rumbo y manteos de planos de fallas, con el *rake* y *plunge* de sus indicadores cinemáticos como pueden ser estrías de falla, medias lunas, entrecrecimiento de fibras minerales, entre otras. Al obtener estos datos y promediarlos, se pueden obtener los tres ejes principales de un elipsoide de deformación  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  y  $\lambda_3$  (Arthaud, 1969; Giambiagi y Mescua, 2019).

Al analizar el movimiento de las fallas, se realiza un estudio básicamente cinemático, donde el deslizamiento en una dirección particular produce una deformación única, y diferentes estados de esfuerzos pueden causar el deslizamiento de una falla en una dirección particular (Hancock, 1985; Petit, 1987; Marret y Peacok, 1999; Peacock y Marrett, 2000; Giambiagi y Mescua, 2019).

### 5.2.3 Tipos de indicadores cinemáticos.

Como se ha mencionado anteriormente, los indicadores cinemáticos permiten identificar el sentido de movimiento relativo de los componentes de una falla (Petit, 1987; Angelier, 1994; Doblas et al., 1998; Niemeyer, 2008; Mescua y Giambiagi, 2019).

Según el criterio de Angelier (1994), se puede clasificar a los indicadores cinemáticos, según la fricción sentida en la palma de la mano cuando se frota sobre una superficie de falla en dirección de la lineación, teniendo un carácter positivo o negativo dependiendo si el bloque faltante produce la mayor (Negativo) o menor (Positivo) fricción.

Algunos tipos de indicadores observados en terreno son:

- Estrías/espejos de falla: se producen por una abrasión paralela a la dirección de movimiento. Están comúnmente relacionadas con rocas no carbonáticas donde las estilolitas no son comunes, y en rocas de distinta dureza se producen surcos (*Groove*). Este tipo de indicadores señalan la dirección, pero no así su sentido, y poseen un carácter negativo en el caso de poseer marcas de herramientas (Figura 33 E). (Mescua y Giambiagi, 2019)

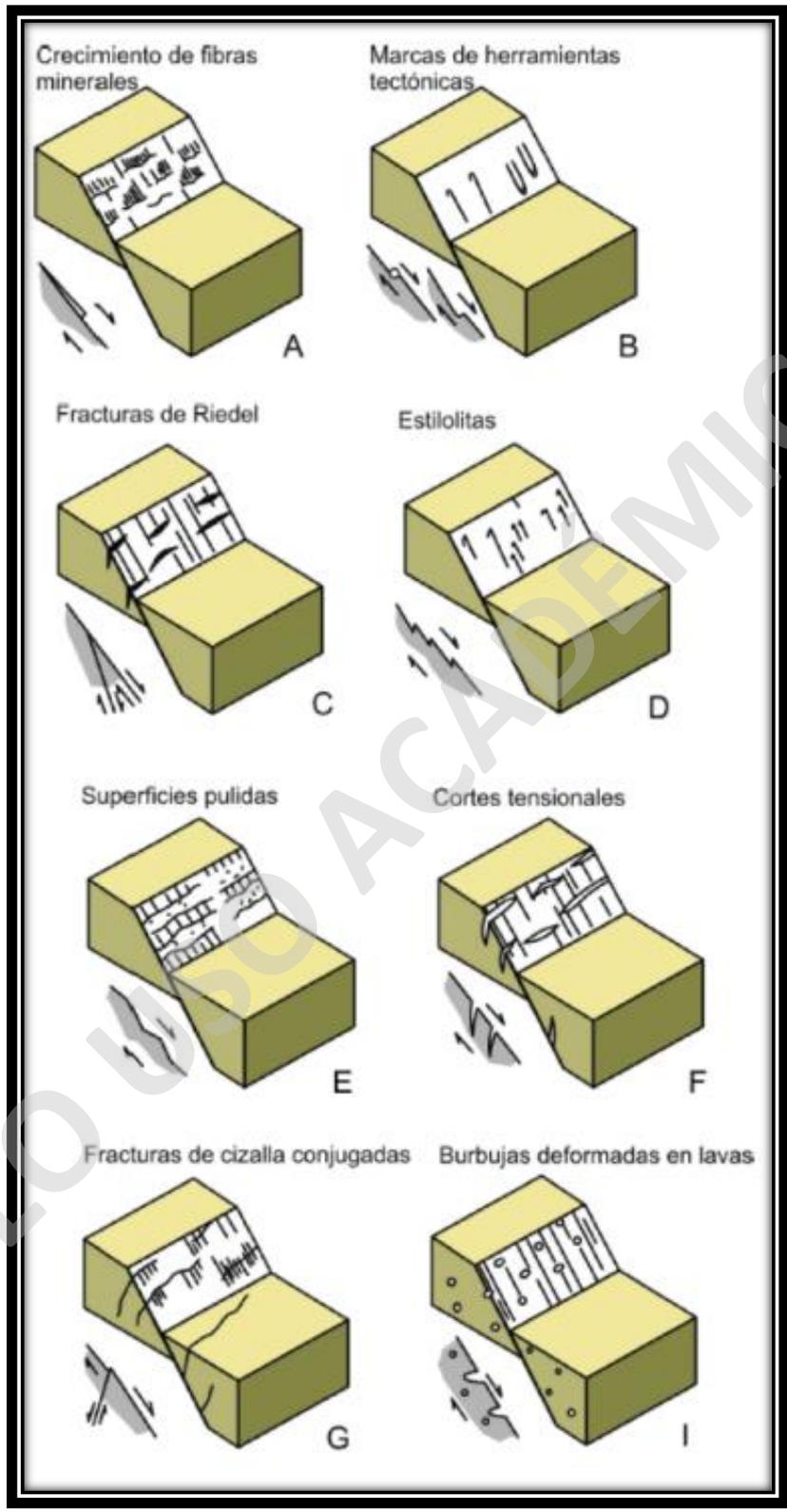


Figura 34: Tipos de estructuras descritas previamente para el análisis cinemático. Modificado de Mescua y Giambiagi, (2019)

- Fibras de entrecrecimiento mineral: las fallas se asocian con la precipitación de minerales durante su movimiento. Los minerales más comunes asociados con esto corresponden a Cuarzo, Calcita o Yeso, los cuales precipitan en condiciones de alta presión de fluidos (en estas condiciones el esfuerzo normal efectivo sobre el plano de falla es cercano a 0 o negativo) (Figura 33 A). Este tipo de indicador posee un carácter positivo. (Mescua y Giambiagi, 2019)
- Estructuras secundarias: algunos indicadores cinemáticos se basan en la formación de fracturas secundarias, según el modelo de Riedel (Niemeyer, 2008), los cuales se pueden clasificar según la orientación y el sentido del movimiento con respecto al plano principal *M* (*Main*) (Figura 34). Las estructuras tipo *R* son sintéticas al movimiento, y se forman con un ángulo de  $15^\circ$  con respecto al plano principal de movimiento (Figura 34). Las estructuras *R'* son conjugadas a las estructuras *R* con un movimiento antitético al movimiento principal, con el cual forman un ángulo de  $75^\circ$ . Por otra parte, las estructuras *T* (Tensional) (Figura 34), se forman con un ángulo con respecto al plano principal, resultante de la bisectriz entre las estructuras *R* y *R'* ( $45^\circ$  respecto al plano principal). Finalmente, las estructuras tipo *P* (*Pressure*) (Figura 34), se forman como respuesta a la presión local producida por las estructuras *R* y *R'* con un ángulo de  $15^\circ$  al plano principal, pero en sentido opuesto a las estructuras *R*. Este tipo de indicador cinemático corresponde a un criterio negativo. (Niemeyer, 2008; Mescua y Giambiagi, 2019)

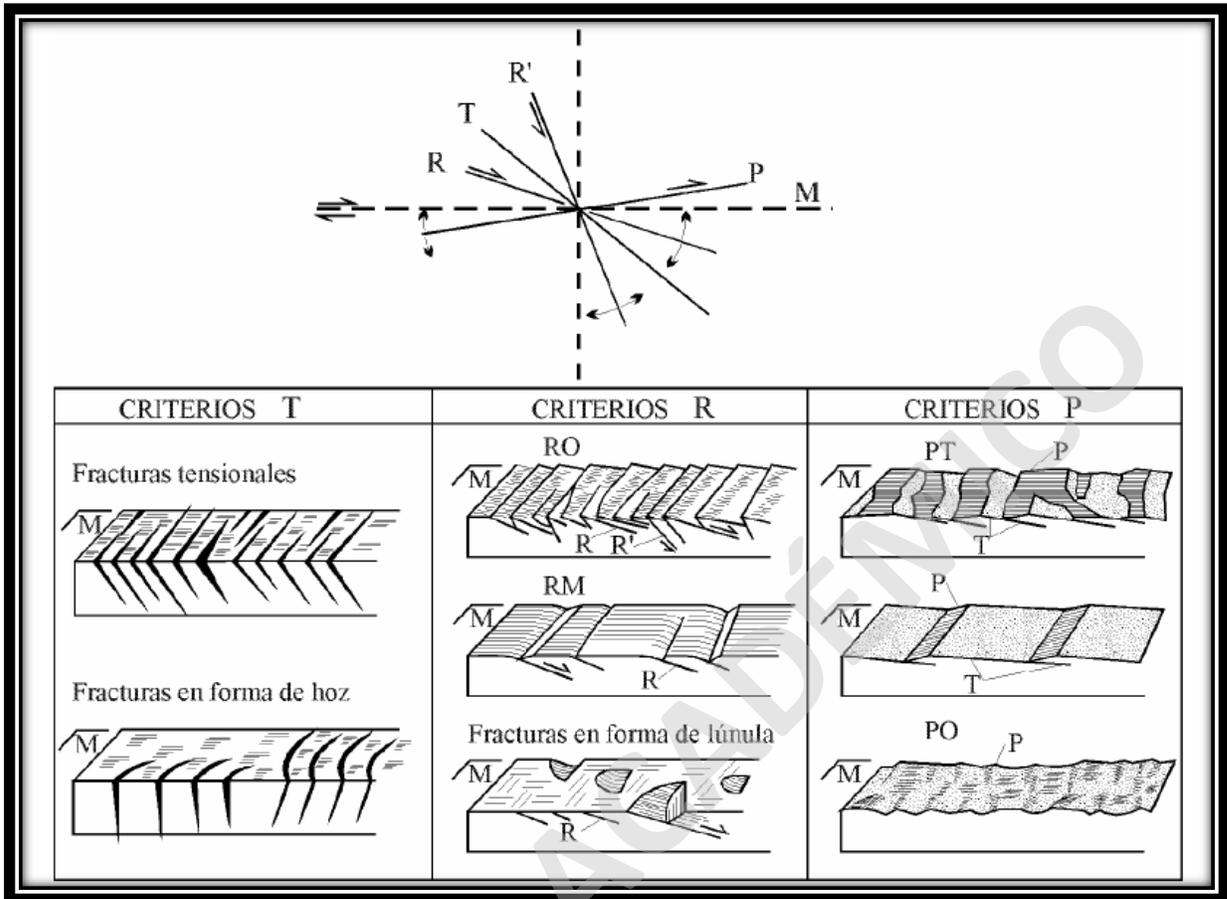


Figura 35: Tipos de estructuras de Riedel, según el criterio del tipo de fractura (T: tensión, R, R' y P: presión).  
 Extraído de Niemeyer, (1999)

### **5.3 Sitios de medición.**

Se realizaron 8 sitios de medición distribuidos en la confluencia de los ríos Maipo y Yeso, y en el sector de Lagunillas (Figura 34). En estos sectores fueron medidos indicadores cinemáticos en rocas pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones, y al PSG. Se observaron principalmente medias lunas, estrías de fallas, fibras de entrecrecimiento mineral, y estructuras de Riedel en fracturas y en fracturas con mineralización. Los sitios corresponden a los sectores de: Lagunillas, Río Maipo (Oeste San Gabriel), Quebrada Liliana, Cantera, Río Yeso, Cerro La Antena, Puente Cristo, y Las Melosas (Figura 34).

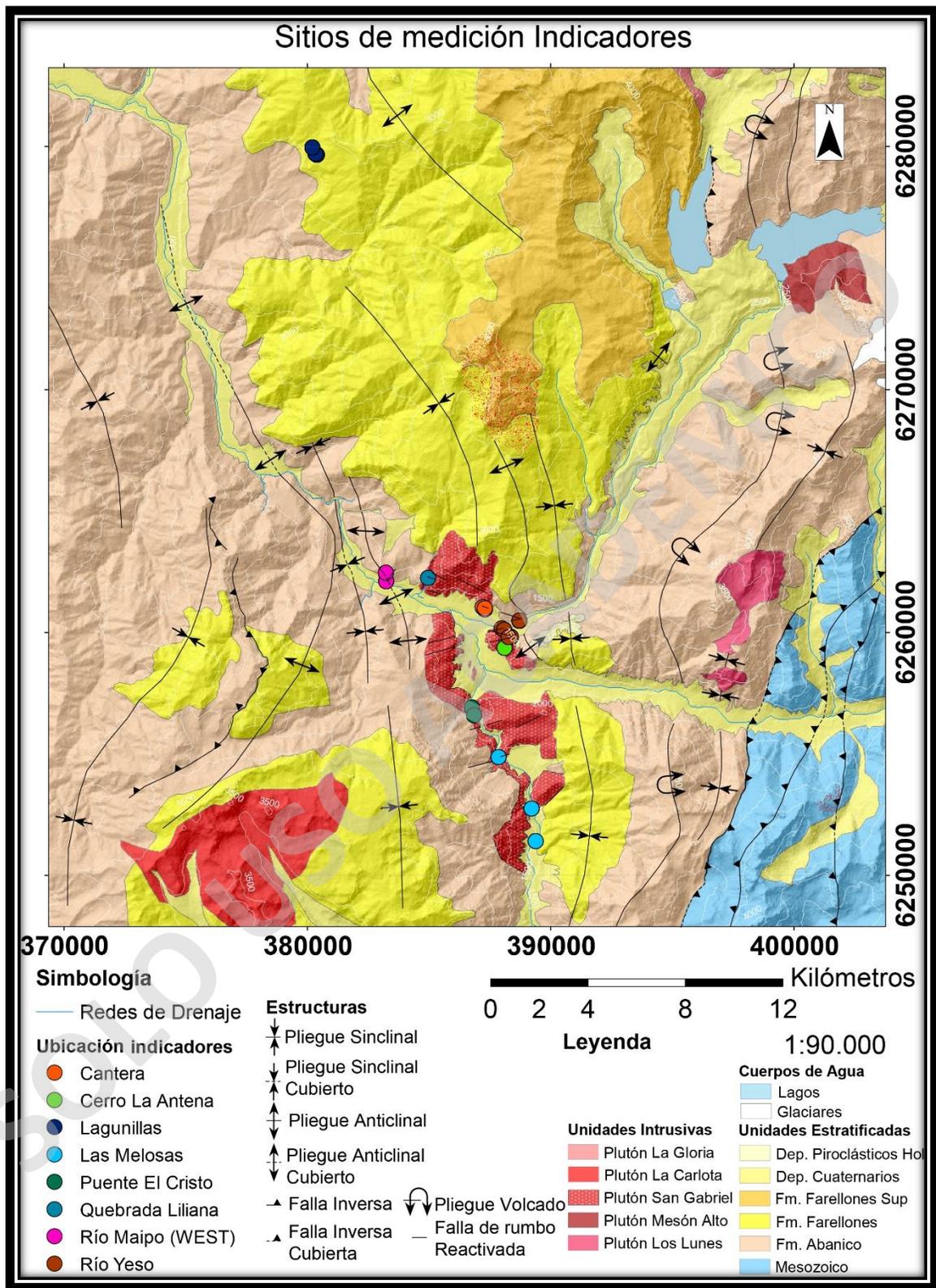


Figura 36: Mapa geológico con los sitios de medición de indicadores cinemáticos.

### 5.3.1 Lagunillas.

En el sector de Lagunillas se estudiaron indicadores cinemáticos presentes en la Formación Farellones, los cuales fueron medidos en rocas piroclásticas y volcánicas efusivas principalmente. La finalidad de realizar mediciones a una distancia considerable del PSG, es analizar la variación de la deformación que se presentan en una zona alejada del cuerpo intrusivo granítico de edad Miocena, para compararlo con el *strain* presente en la Aureola Mecánica del PSG.

### 5.3.2 Río Maipo (Oeste San Gabriel).

Al Oeste de San Gabriel, en la ladera norte de la rivera del Río Maipo, es posible observar la roca de caja del intrusivo Mioceno PSG (Formación Abanico), donde las tobas de lapilli intercaladas con lavas y areniscas presentan una clara estratificación la cual mantea hacia el Oeste. Además, se presentan estructuras subverticales, que componen un sistema de estructuras las cuales son perpendiculares, teniendo diferentes orientaciones, y presentando indicadores cinemáticos como medias lunas, estrías de falla, estructuras de Riedel.

### 5.3.3 Quebrada Liliana.

En la Quebrada Liliana se fue posible observar indicadores cinemáticos expuestos en las rocas graníticas que afloran en las laderas E y W de la quebrada, teniendo una baja calidad de dato producto de la erosión del agua y presencia de materia orgánica como musgo el cual cubre los planos de fracturas, pero sin embargo fue posible observar y medir diversos planos con medias lunas, los cuales se encuentran dispuestos de manera E- W cortando la quebrada de manera transversal.

### 5.3.4 Canteras.

En la ladera Norte del Río Yeso, donde se intersecta con el Río Maipo, es posible observar el PSG, el cual aflora como paredes subverticales condicionadas por fracturas elongadas de manera E-W, las cuales poseen indicadores como medias lunas, estrías y entrecrecimiento mineral.

### 5.3.5 Río Yeso.

Las estructuras presentes en el Río Yeso afectan tanto al PSG como a la roca de caja aumentan su densidad a medida que se disminuye la distancia entre en contacto del plutón y la roca de caja, lo que indica un cambio en el comportamiento reológico de la roca hacia el contacto, teniendo principalmente estructuras subverticales orientadas de manera E-W como estrías de fallas, estructuras de Riedel, entrecrecimiento mineral y vetillas de óxidos orientadas de la misma manera que las estructuras.

### 5.3.6 Cerro la Antena.

En el cerro la antena (cerro entre los Ríos Volcán, Yeso y Maipo), se presenta una notable zona de alteración roja, la cual se hace más notoria hacia la cima del cerro, y donde además se observa la roca granítica que compone al PSG, la cual se encuentra bastante fracturada con planos preferenciales de fracturas, los cuales se disponen de manera E-W, y NW-SE. En algunos planos de fractura de la roca, fue posible observar principalmente indicadores como medias lunas y estructuras de Riedel tipo R, las que se presentaban como planos orientados NW-SE con un manteo entre 50° y 60° de inclinación.

### 5.3.7 Puente Cristo.

En el sector del Puente Cristo afloran las rocas graníticas con enclaves de composición básica a intermedia que conforman al PSG, las que se presentan expuestas producto de la acción antrópica de la construcción del camino, mostrando así estructuras como medias lunas y superficies pulidas con estrías de fallas incipientes contenidas en el PSG, teniendo principalmente orientaciones NW-SE, con componentes de rumbo.

### 5.3.8 Las Melosas.

En la Melosas se exponen estructuras orientadas NE-SW principalmente, donde existen indicadores cinemáticos contenidos tanto en la roca de caja como en el PSG, donde se destacan las estructuras como estrías de falla o medias lunas, además de entrecrecimiento mineral.

Las rocas que están siendo afectadas por la deformación frágil corresponden a lavas porfíricas de composición andesítica, y rocas volcánicas efusivas, las cuales se encuentran siendo afectadas por alteración hidrotermal o metamorfismo de contacto, evidenciada por una intensa silicificación.

## **5.4 Resultados.**

### **5.4.1 Familias de Estructuras.**

A continuación, se describen las familias de estructuras que lograron ser medidas en terreno, donde en casi todos los sitios de medición fue posible observar más de una familia de estructuras. En primera instancia se realizó la separación de familias de estructuras según su disposición en el espacio, por lo tanto, se tomaron en cuenta el rumbo, el manteo y el rake de las estructuras observadas en terreno.

Por otra parte, también es posible realizar una separación de las familias de estructuras observadas en los sitios de medición, tomando en cuenta la concentración de puntos de P (acortamiento) y T (elongación), para poder identificar las estructuras que se formaron bajo condiciones de contracción y elongación similares, y se podrían asociar o a un mismo evento de deformación, o a una dirección de acortamiento y elongación que se repite o perdura en el tiempo.

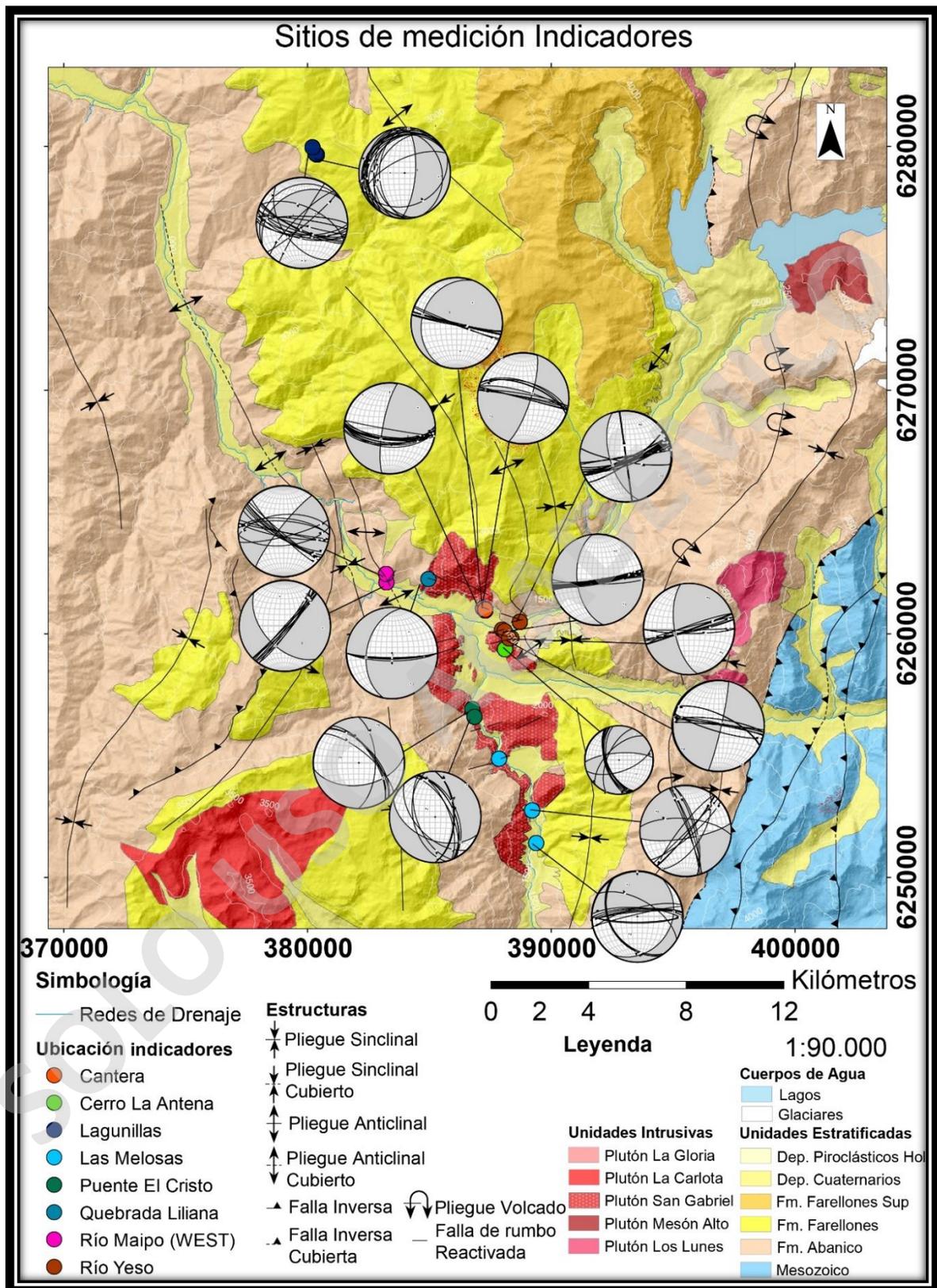


Figura 37: Mapa Geológico con las redes estereográficas de los indicadores cinemáticos por parada.

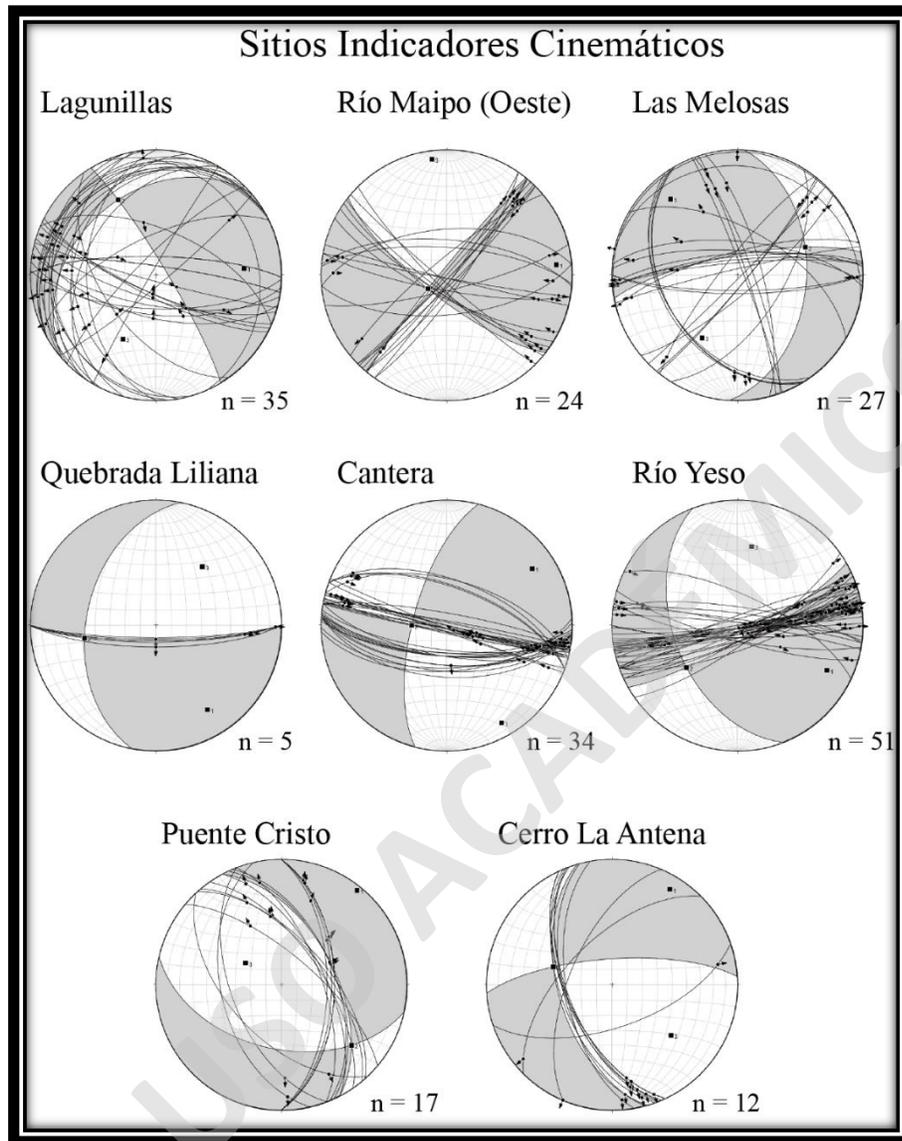


Figura 38: Redes estereográficas de los sitios de medición de Indicadores Cinemáticos.

#### 5.4.1.1 Lagunillas.

En el sector de Lagunillas se presentan 4 familias de estructuras de datos (a), donde 2 de ellas poseen la mayor densidad de datos. La familia (b) posee una densidad de  $n = 10$  estructuras, las que tienen una orientación que varía entre los  $142^\circ$  ( $n = 9$  datos) y  $145^\circ$  grados ( $n = 1$ ). Estas estructuras se presentan de manera subvertical, mostrando una componente de movimiento de carácter inversa, la cual posee un eje de elongación (3) cercano a los  $10/60$ , y un eje de acortamiento (1) casi horizontal con un *trend* y *plunge* de  $185/25$ , lo que es característico de sistemas

compresionales. La familia (c) posee una densidad de  $n = 15$  datos, los que se presentan de manera subhorizontal con un rumbo principalmente NE-SE y una componente de movimiento normal, donde los ejes de acortamiento (1) y elongación (3) poseen un *trend* y *plunge* de 273/65 y 98/24 respectivamente, los que generan un plano de movimiento casi E-W. La familia (d) corresponde a  $n = 4$  estructuras subverticales de orientación NE-SW y una componente de movimiento de tipo sinistral, donde los ejes de elongación (3) y acortamiento (1) se encuentran casi horizontales. Finalmente, la familia (e) se compone de  $n = 4$  estructuras de orientación E-W, las cuales poseen una componente de movimiento de tipo dextral, donde los ejes de acortamiento (1) y tensión (3), se encuentran con un *trend* y *plunge* de direcciones 305/3 y 225/20 respectivamente.

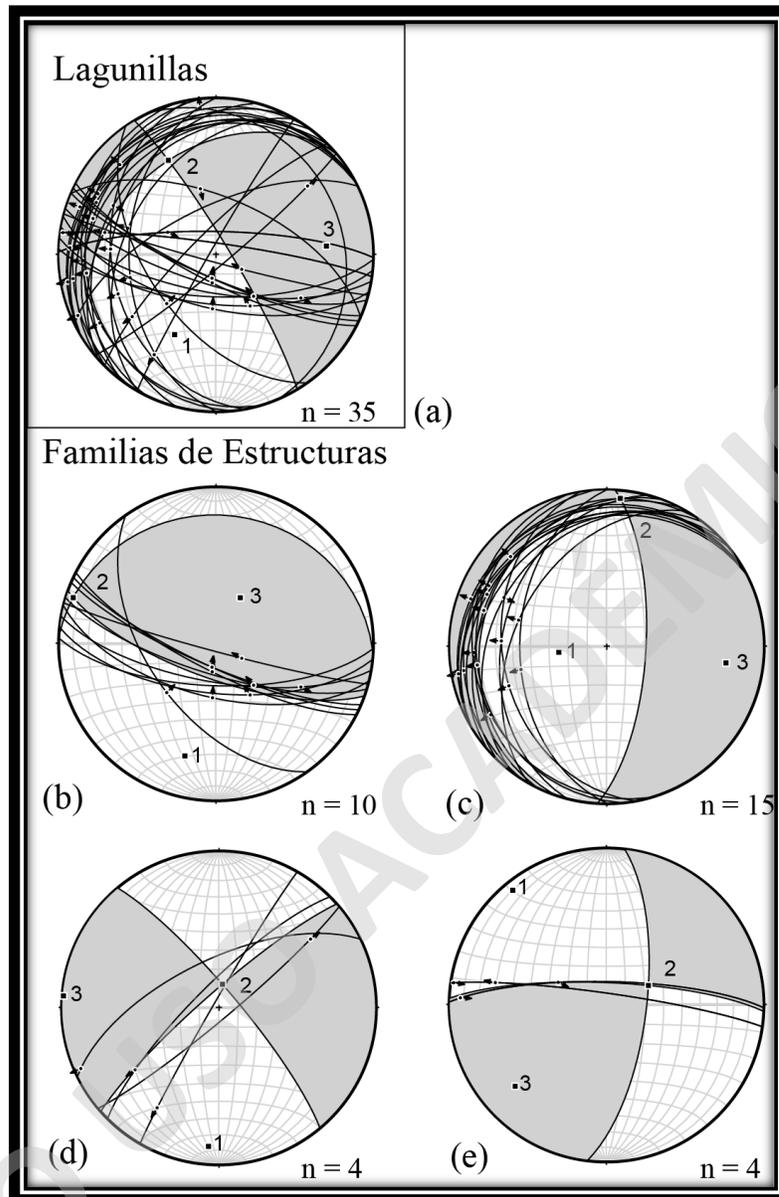


Figura 39: Familias de indicadores cinemáticos en el sector de Lagunillas.

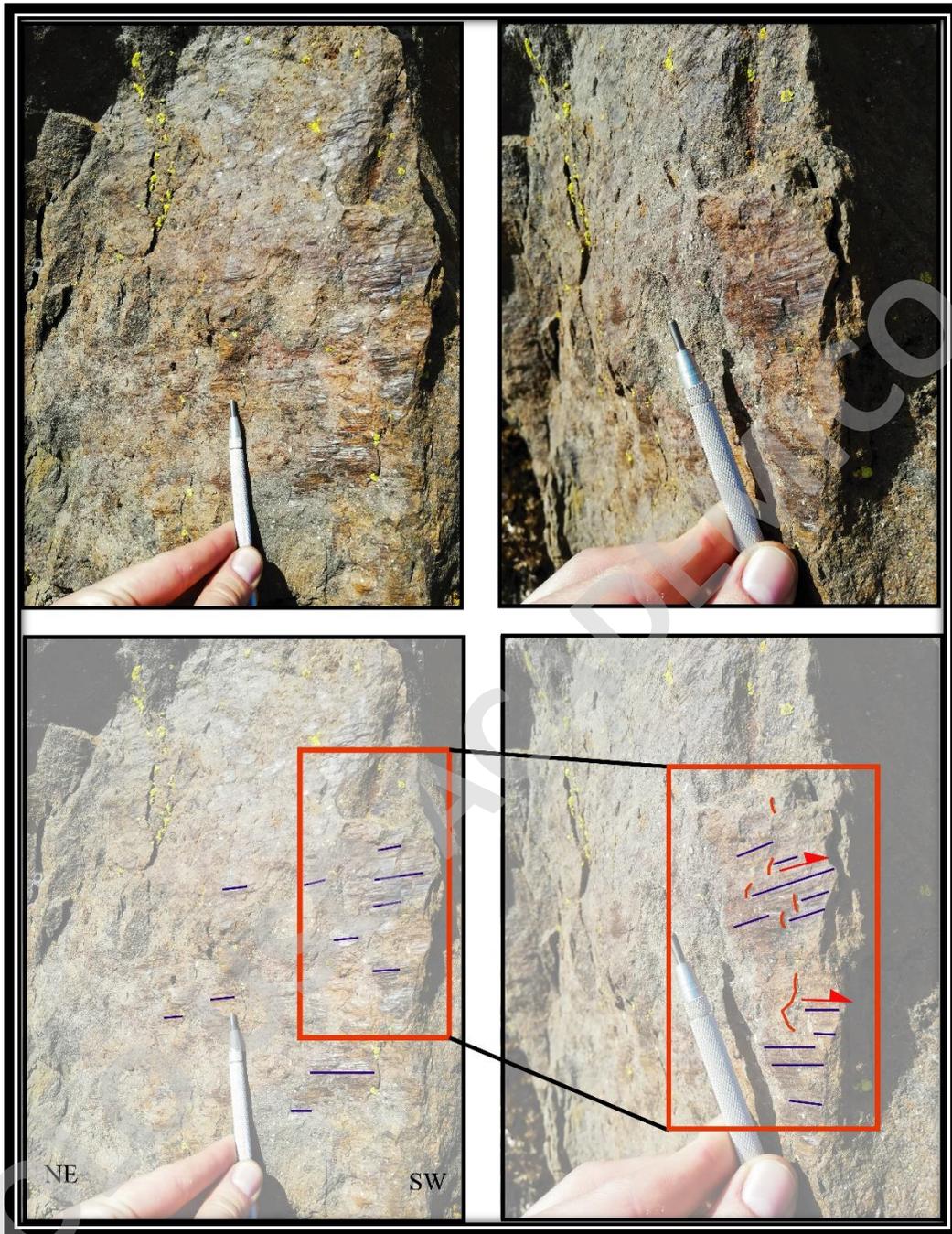


Figura 40: Estrías de falla (líneas azules) y medias lunas (líneas rojas) presentes en la formación Farellones, en el sector de Lagunillas evidenciando un movimiento de tipo sinistral, donde la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante.

#### 5.4.1.2 Río Maipo (Oeste del Plutón San Gabriel).

Al analizar todas las estructuras en su conjunto (a), es posible observar que existe un componente de movimiento de tipo dextral normal, donde se destacan dos familias, que pueden ser conjugadas, tomando en cuenta que sus movimientos se complementan con una extensión E-W. (Figura 41).

En este punto de medición fue posible observar 5 familias de estructuras, las que se disponen principalmente de manera NE-SW, NW-SE y E-W. Las cuales poseen componentes de rumbo con movimientos tanto dextrales como sinestrales, y el eje de movimiento se encuentra de manera subvertical.

La familia (b) corresponde a estructuras de Riedel tipo P orientadas de manera NE-SW las cuales se presentan de manera subvertical, caracterizando un movimiento de rumbo sinistral, donde los ejes de acortamiento (1) y elongación (3) se disponen de manera subhorizontal, y, el eje intermedio (2) de manera subvertical, por lo que el plano de movimiento en esta familia se encuentra manteando levemente hacia el NE. (Figura 41)

La familia (c) se compone por  $n = 6$  estructuras del tipo medias lunas, las cuales se elongan de manera NW-SE con una inclinación subvertical, las cuales poseen componentes de rumbo dextrales donde los ejes de máxima (1) y mínimo (3) acortamiento corresponden poseen una dirección  $175^\circ$  y  $85^\circ$  respectivamente, y un manteo subhorizontal en ambos casos, lo que genera un plano de movimiento subhorizontal. (Figura 41)

La familia (d) se compone principalmente de medias lunas, y estrías asociadas, poseen una orientación casi E-W, ligeramente inclinado hacia el NW, lo que es bastante similar a la familia (b) del Río Yeso, pero para este caso existe una componente de movimiento de tipo dextral, a diferencia del movimiento sinistral presente en la familia (c) del Río Yeso. Los ejes de máxima (1) y mínimo (3) acortamiento corresponden a una disposición NW y NE respectivamente, con un manteo subhorizontal, generando un plano de movimiento subhorizontal. (Figura 41)

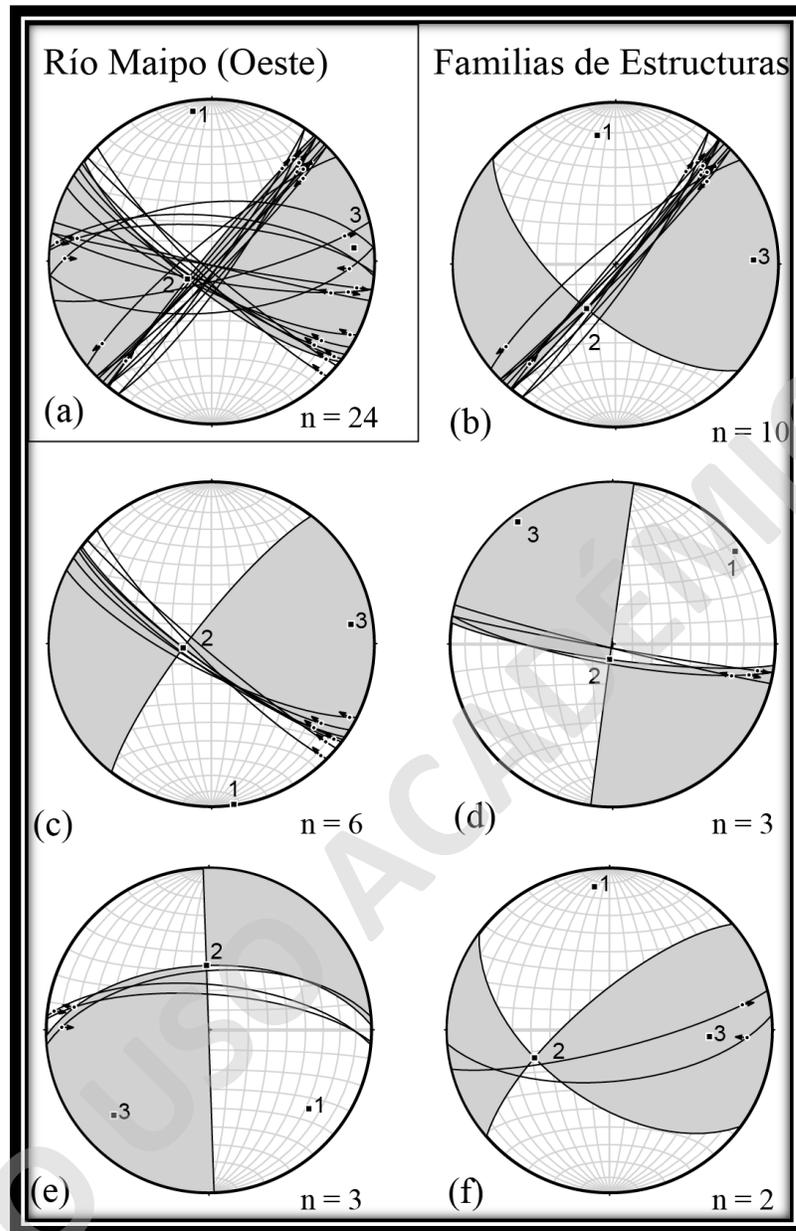


Figura 41: Indicadores cinemáticos presentes en el sitio Río Maipo (Oeste), donde se evidencia un movimiento de tipo dextral en estructuras de Riedel tipo P.

La familia (e) se compone por  $n = 3$  estructuras del tipo medias lunas y estrías, dispuestas con un rumbo principalmente E-W, y un manteo de  $66^\circ$  aproximadamente. Estas estructuras poseen una cinemática de movimiento dextral, la cual posee un eje de máximo acortamiento (1) con una dirección 128/22, y un eje de máxima elongación con una dirección 228/22. (Figuras 40 y 41)

La familia (f) se compone por  $n = 2$  indicadores cinemáticos del tipo medias lunas, las cuales se disponen con una dirección 80/60, con una componente de movimiento sinestral. Esta familia de estructuras, a pesar de poseer manteos y *rakes* similares, es posible observar que la cinemática del movimiento es opuesta. La dirección del eje de máximo acortamiento (1) posee un *trend* y un *plunge* de 342/12, y la dirección de máxima elongación (3) posee un *trend* y un *plunge* de 93/38. (Figuras 41 y 42)

SOLO USO ACADÉMICO



Figura 42: Estructuras tipo P presentes en el sector del Río Maipo (Oeste del Plutón San Gabriel), donde existe un sentido de movimiento dextral y la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante. (Líneas azules: estrías. Líneas rojas: medias lunas y diaclasas orientadas)

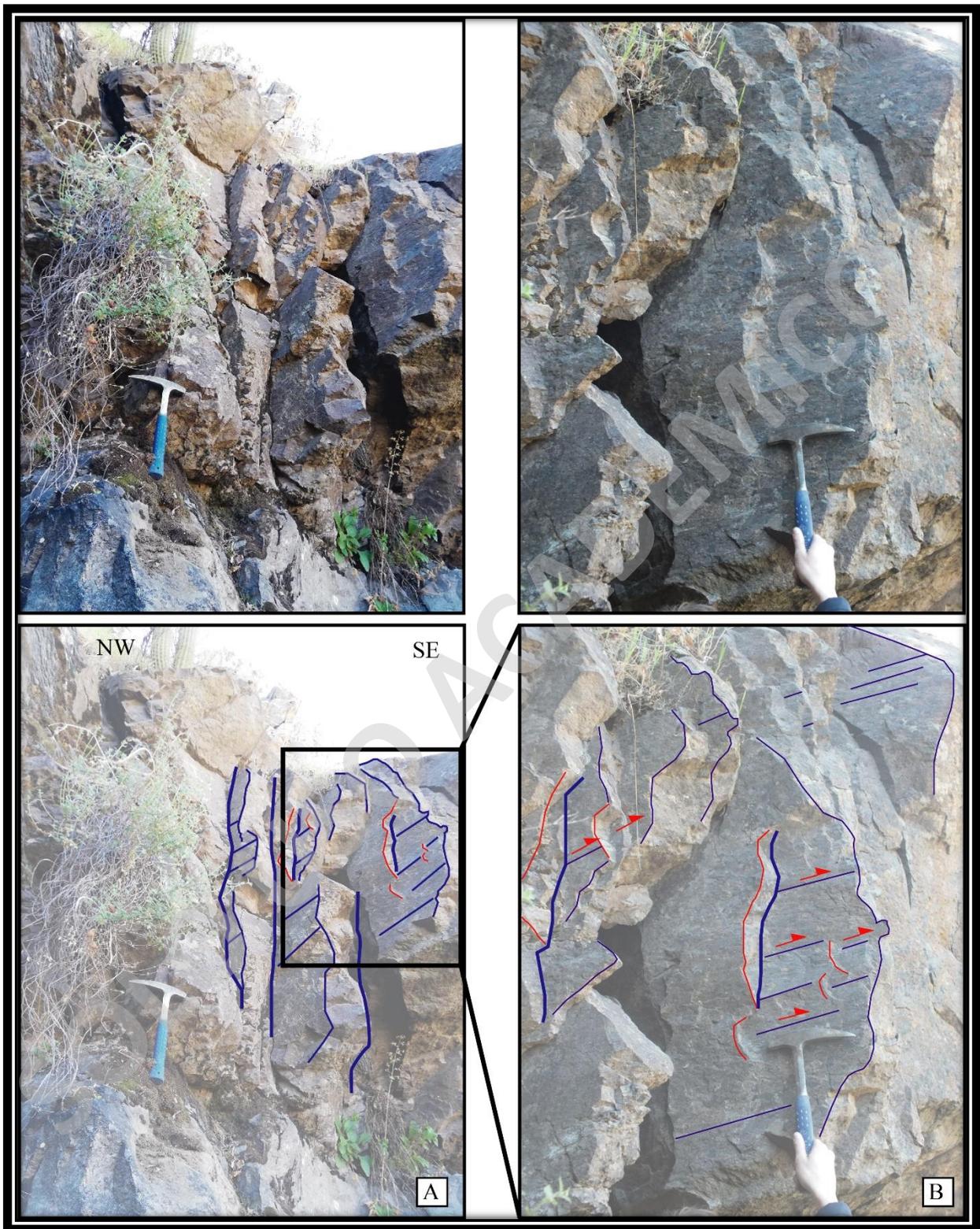


Figura 43: Medias lunas (líneas rojas) con estrías de falla (líneas azules) medidas en el sitio Río Maipo (Oeste del PSG), donde existe un sentido de movimiento sinistral, y la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante.

#### 5.4.1.3 Quebrada Liliana.

En este sitio de medición fue posible generar solo una familia de estructuras, las que corresponden a medias lunas, las que presentan una orientación E-W y una componente de movimiento total de tipo sinestral inversa, donde sus ejes de máxima (3) y mínima (1) elongación corresponden a 148/22 y 38/40 respectivamente. (Figura 43)

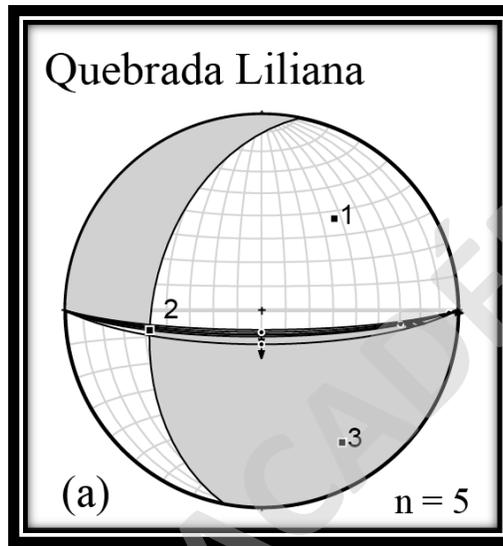


Figura 44: Familias de indicadores cinemáticos en el sector de la Quebrada Liliana.

#### 5.4.1.4 Cantera.

En el sector de la cantera fue posible observar y medir diferentes planos geológicos, los cuales contienen estrías de fallas, medias lunas, y fibras de entrecrecimiento mineral, los que se encuentran afectando al PSG (Figura 43 a). Es posible separar en 3 familias de estructuras, las que poseen un rumbo casi E-W, con una leve rotación hacia el NW-SE. Los manteos son variables, pero predominantemente subverticales, teniendo una componente de movimiento total de tipo dextral. (Figura 44).

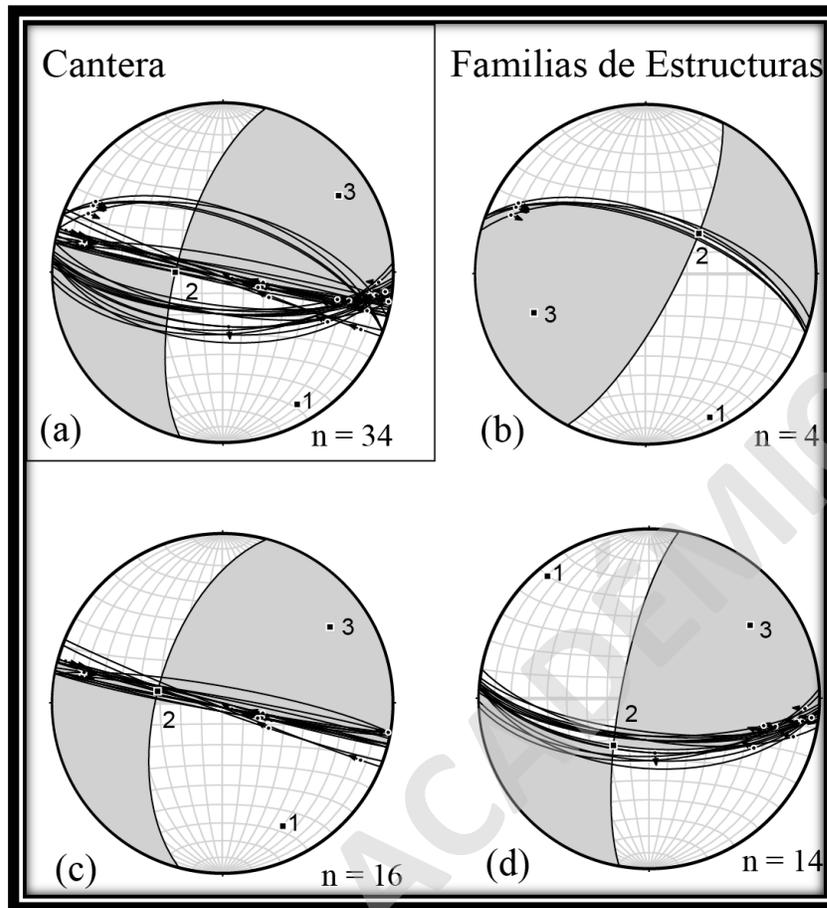


Figura 45: Familias de indicadores cinemáticos en el sector de La Cantera.

Estas 3 familias de estructuras poseen rumbos, manteos y *rakes* distintos. La familia (b) se compone de  $n = 4$  estructuras, las cuales poseen un rumbo NW-SE, con un manteo hacia el NE, el cual es mayor a 80 grados. Los ejes de elongación (3) y acortamiento (1), se encuentran dispuestos de manera subhorizontal, buzando levemente hacia el NE y SW respectivamente, teniendo una componente de movimiento de tipo dextral. La familia (c) corresponde a 16 datos de indicadores cinemáticos los cuales se disponen de manera vertical a subvertical con un rumbo NW-SE, donde los ejes de elongación (3) y acortamiento (1) se encuentran subhorizontales, buzando hacia el NE y SE respectivamente. Esta familia posee un componente de movimiento dextral. (Figura 45)

La familia (d) corresponde a estructuras subverticales de rumbo NW-SE casi E-W (Figura 45), donde los ejes de elongación (3) y acortamiento (1) se encuentran dispuestos de manera subhorizontal, buzando hacia el NE y NW respectivamente, teniendo una componente de rumbo dextral normal.

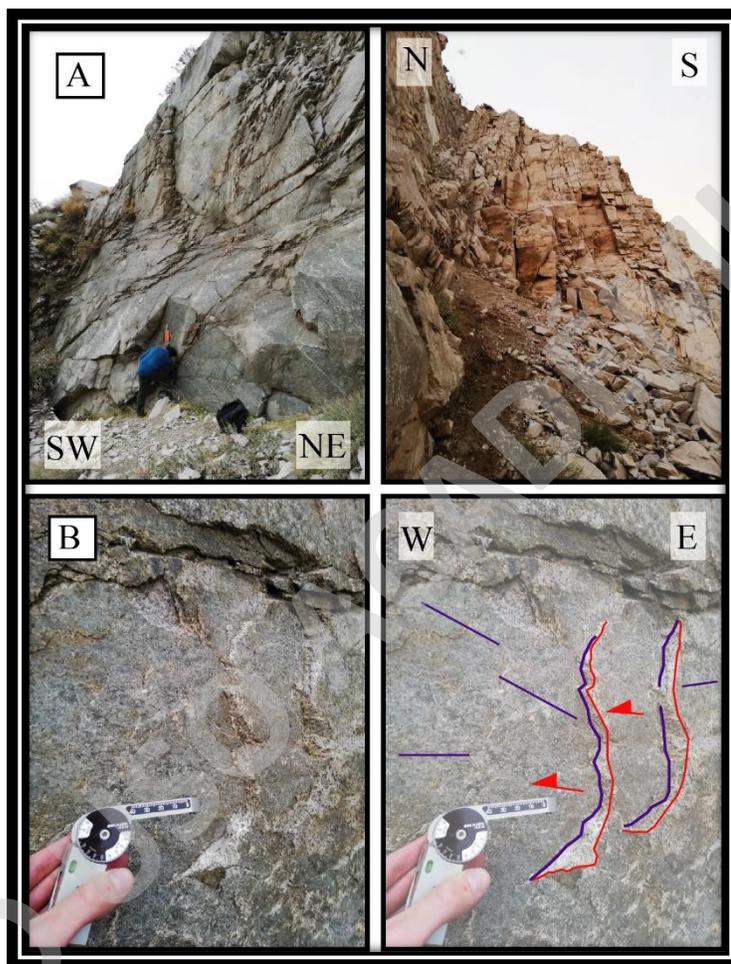


Figura 46: (A) Paredes subverticales presentes en el PSG generadas por diaclasas y fallas. (B) Medias lunas (líneas rojas), y, estrías de falla (líneas azules) indicando un sentido de movimiento dextral, donde la flecha roja apunta la cinemática del bloque faltante.

#### 5.4.1.5 Río Yeso.

En el sector del Río Yeso fueron medidas estructuras como medias lunas, estrías de fallas, entrecrecimiento de fibras minerales, y estructuras de Riedel con mineralización (Figuras 46, 47 y 48), las cuales fueron separadas en familias según el *rake* que poseen y las estructuras con la orientación del plano que las contiene. Es posible observar que las estructuras se orientan

principalmente E-W, con una componente de rumbo, teniendo movimientos tanto siniestrales como dextrales, con los ejes de elongación y acortamiento cercanos a la horizontal.

Las estructuras fueron mayormente observadas en las cercanías del contacto del PSG con la roca de caja, donde se pueden separar 4 familias de estructuras. La familia (b) se caracteriza por poseer una densidad de datos de  $n = 8$ , y una zona con intensa mineralización (Figuras 46 y 47). Los datos de esta familia poseen rakes cercanos a la horizontal, con ejes de acortamiento (1) y elongación (3) poseen un *trend* y *plunge* de 327/06 (1) y 235/14 (3) respectivamente, un eje intermedio subvertical y una componente de movimiento dextral. La familia (c) posee  $n = 5$  datos con un rumbo E-W y un manteo subvertical, donde los ejes de acortamiento (1) y elongación (3) se encuentran en la horizontal, los cuales poseen un *trend* y *plunge* de 148/18 (1) y 046/32 (3) respectivamente. Con respecto a la familia (d) se puede afirmar que posee un  $n = 25$  datos, la mayor cantidad de datos que se repetían observados en terreno, poseen una orientación similar a la familia anterior, pero con una leve inclinación hacia el NE-SW, el cual posee un componente de movimiento sinistral, con direcciones de acortamiento (1) y elongación (3) cercanos a la horizontal orientadas con un *trend* y *plunge* de 027/28 (1) y 130/22 (3). La última familia de estructuras (e) posee una densidad de 13 datos, los cuales poseen una orientación NE-SW, con una componente de movimiento total sinistral inversa, donde los ejes de acortamiento (1) y estiramiento (3) de 027/28 (1), y 130/22 (3), y su eje intermedio (2) subhorizontal. (Figura 48)



Figura 47: Veta de sulfuros de cobre en el sector del Río Yeso, donde se observaron estructuras de Riedel R, R' y T asociadas a mineralización.

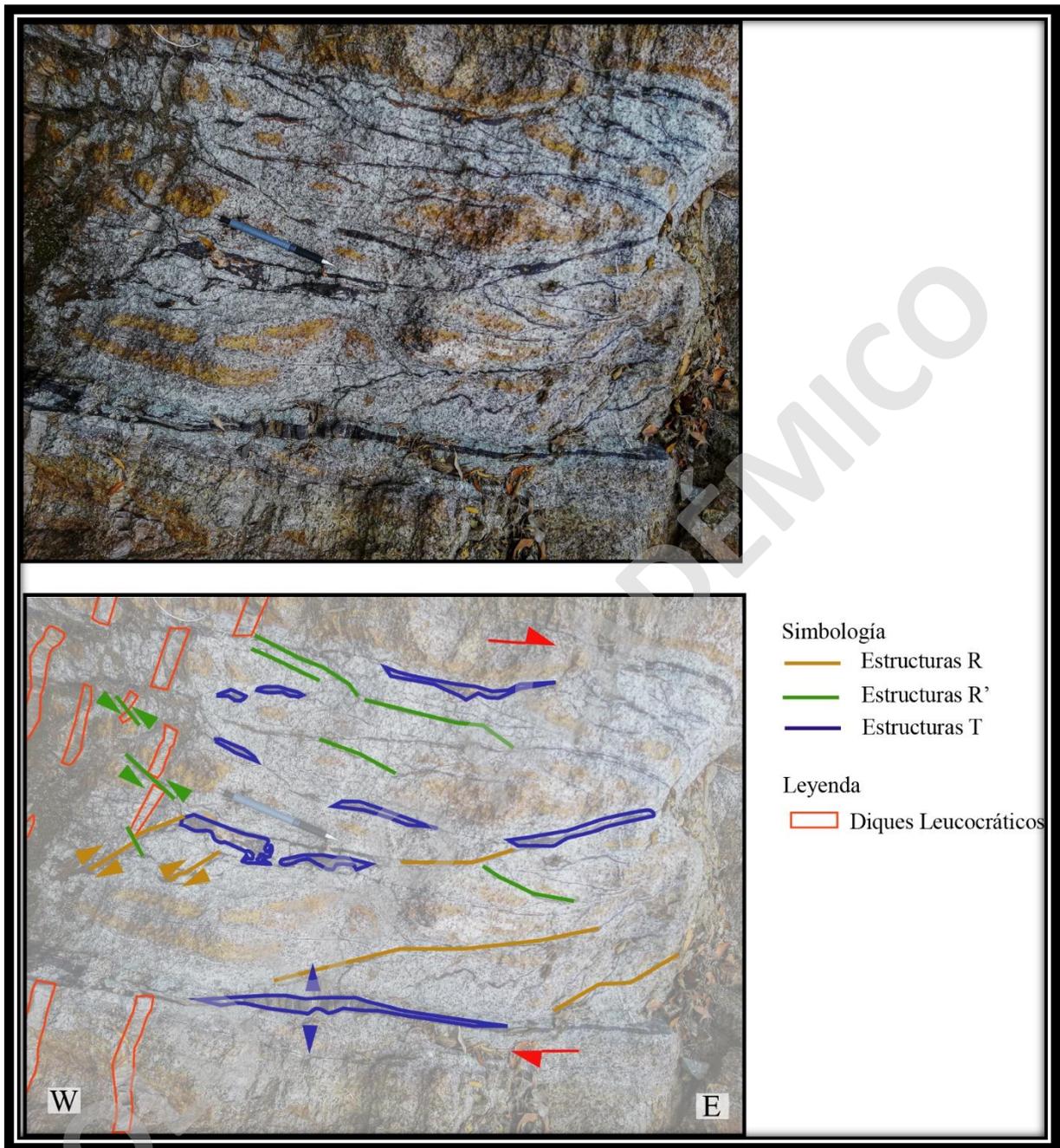


Figura 48: Estructuras de Riedel observadas en el Plutón San Gabriel, donde se distinguen estructuras de tipo R, R' y T, las cuales se encuentran asociadas a mineralización de cobre.

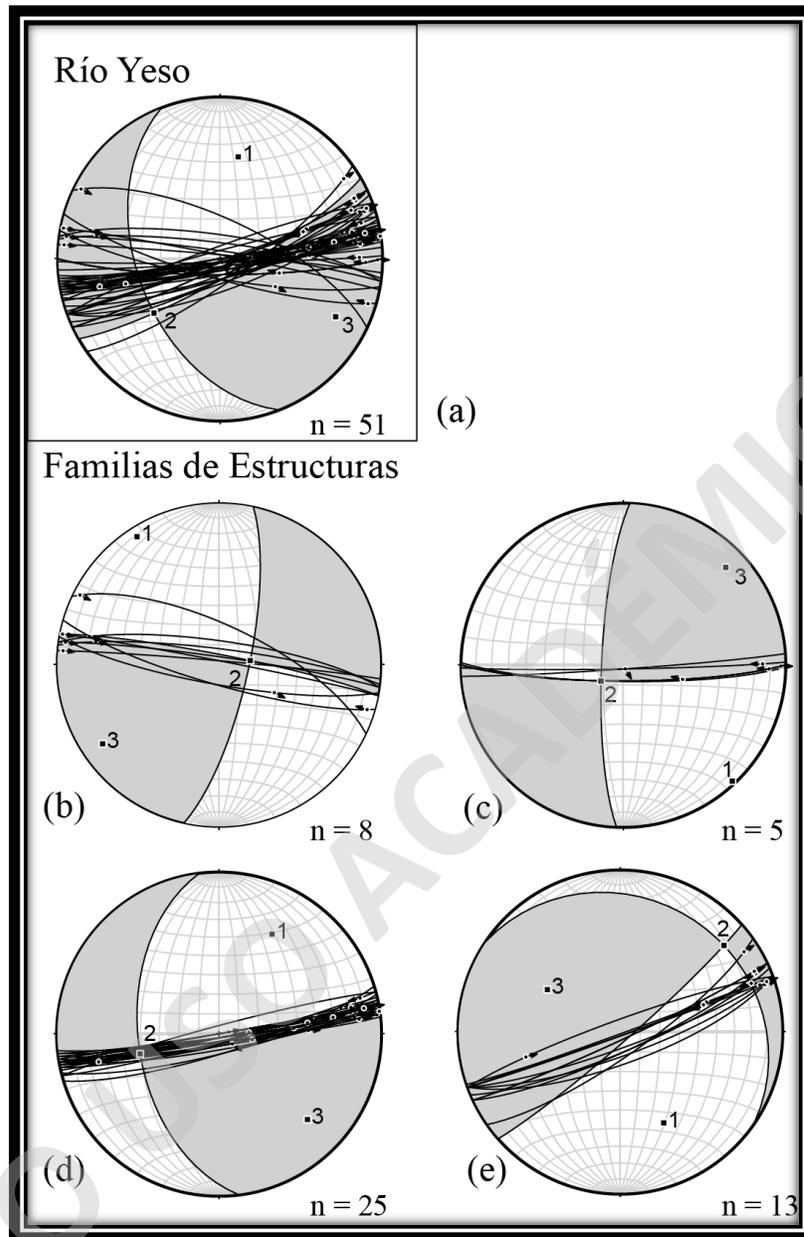


Figura 49: Familias de indicadores cinemáticos en el sector del Río Yeso.

#### 5.4.1.6 Cerro La Antena.

En el Cerro La Antena, existe principalmente un movimiento de rumbo de tipo sinistral, donde fue posible separar entre 2 familias de estructuras. La primera familia (b) corresponde a indicadores cinemáticos, principalmente medias lunas, y estructuras de Riedel tipo R, las cuales poseen un rumbo NW-SE y un manteo aproximado de  $60^{\circ}$ SW, teniendo los ejes de elongación (3) y

acortamiento (1) cercanos a la horizontal, buzando levemente hacia el NE y SE respectivamente, con un movimiento de tipo dextral. (Figura 49).

La familia (c) corresponde a solo 2 indicadores, los cuales poseen una orientación NE-SW y un manteo aproximado de  $60^{\circ}$ NW, los que poseen ejes de elongación (3) y acortamiento (1) subhorizontales los cuales buzando casi de manera E y S respectivamente. (Figura 49)

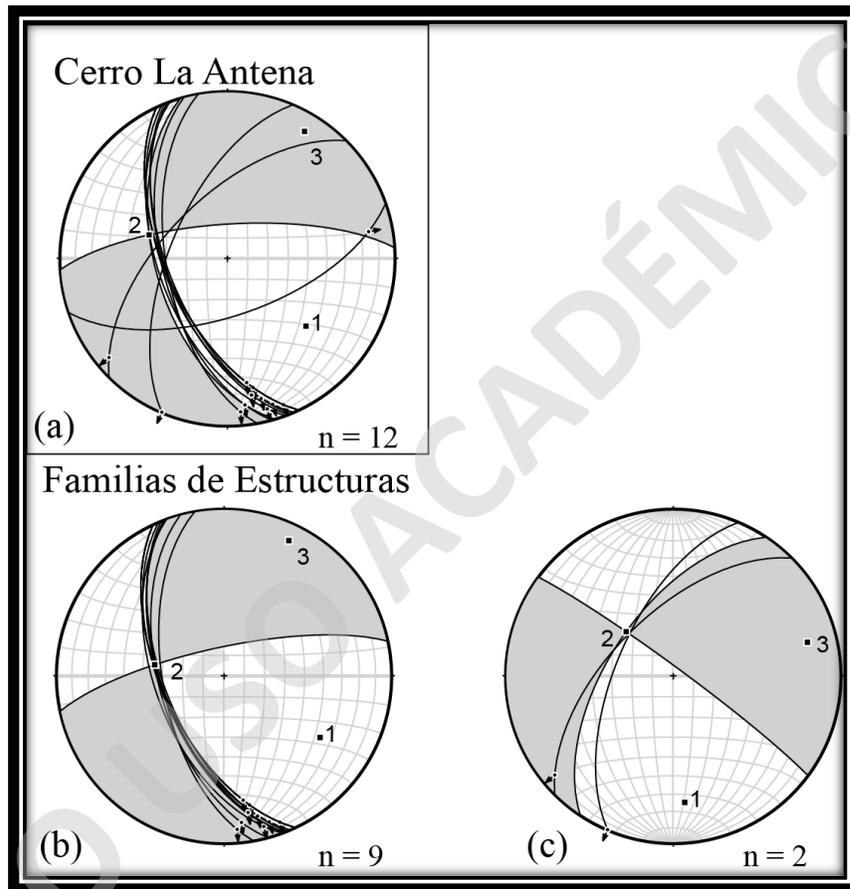


Figura 50: Familias de indicadores cinemáticos en el sector del Cerro La Antena.

#### 5.4.1.7 Puente Cristo

En el sector del Puente Cristo, existen indicadores cinemáticos, los cuales son principalmente medias lunas y superficies subverticales (Figura 50) incipientemente pulidas, teniendo una componente de movimiento principalmente sinistral. Sus ejes de elongación (3) y acortamiento (1) se encuentran cercanos a la horizontal, buzando hacia el NE para el caso de la elongación y un *trend* hacia el NW para el acortamiento.

Para el caso de la familia (b) existe una serie de indicadores cinemáticos (principalmente medias lunas) orientados de manera NW-SE, teniendo una componente de movimiento sinistral ligeramente inversa. Posee casi los mismos ejes de tensión (3) (286/44) y presión (1) (20/4) de todos los datos de este sitio. (Figura 51)

En el caso de la familia (c) existe un total de 6 indicadores orientados de manera N-S con un manto de  $57^{\circ}\text{E}$ . Estos indicadores son principalmente medias lunas asociadas a superficies pulidas, las cuales poseen una componente de movimiento sinistral. Los ejes de máximo acortamiento (1) y máxima elongación (3) se disponen con una dirección 328/52 y 59/0 respectivamente. (Figura 51)

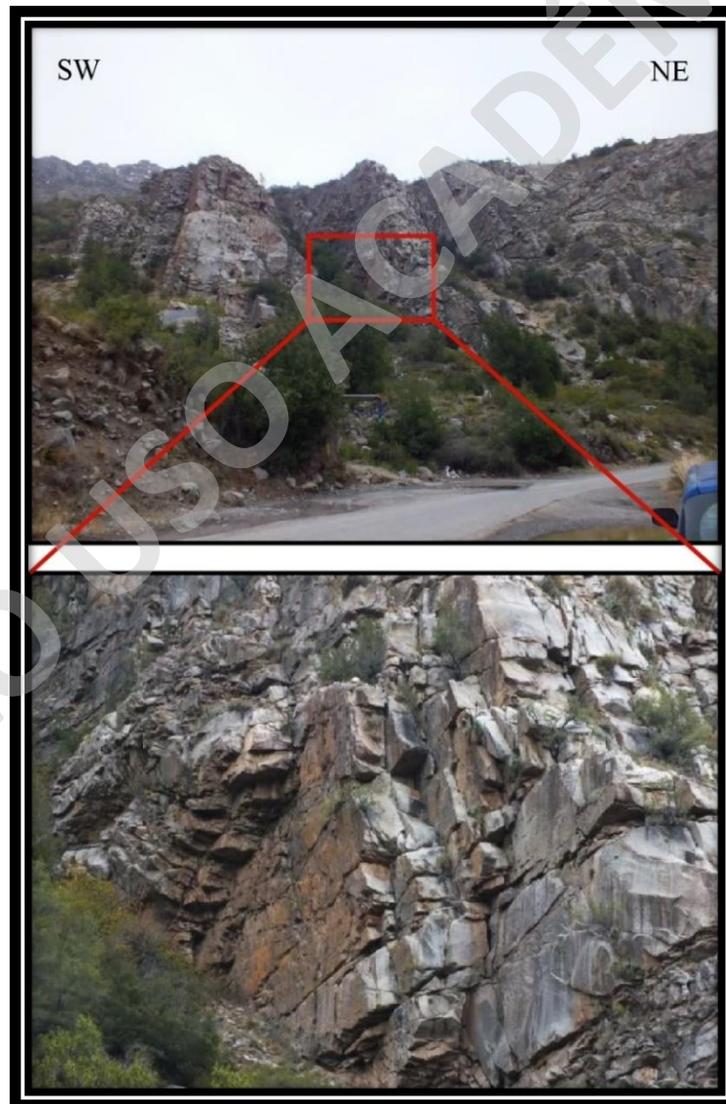


Figura 51: Paredes subverticales presentes en el PSG, observadas e en el sector de puente el Cristo.

Finalmente, la familia (d) se compone de 3 indicadores cinemáticos (principalmente medias lunas asociadas a superficies pulidas), las cuales se orientan de manera 155/54 con una componente de rumbo sinestral. Estas estructuras poseen un eje de máxima elongación (3) orientado de manera 23/10 y 122/42 respectivamente. (Figura 51)

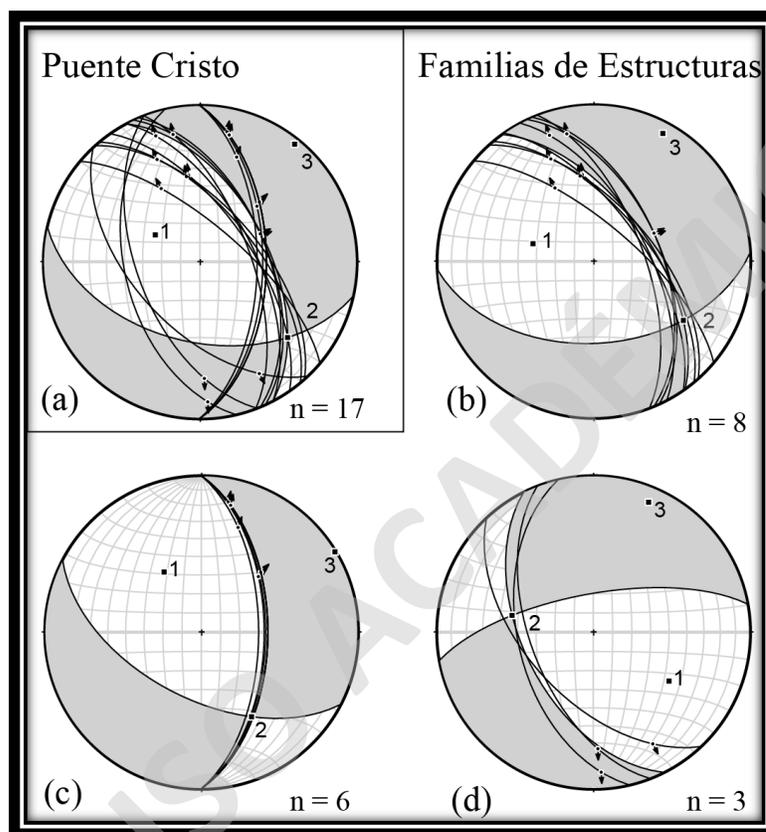


Figura 52: Familias de indicadores cinemáticos del sector del Puente Cristo.

#### 5.4.1.8 Las Melosas

En el sector de Las Melosas se exponen diferentes sistemas de estructuras, los cuales poseen rumbos y manteos distintos, donde sin embargo se pueden agrupar en 2 grandes grupos, tomando en cuenta sus ejes de dirección de elongación (3) y acortamiento (1), los cuales debido a su inclinación y el *rake* de las estrías y la dirección de movimiento, indican un desplazamiento de tipo sinestral con un plano de movimiento en la E-W.

Además, se puede separar entre 6 familias de estructuras, tomando en cuenta el rumbo manteo y *rake* de cada estructura, donde en algunos casos existen planos con rumbo y manteo semejante, pero al cambiar el *rake* o la componente de movimiento es posible separar las estructuras en familias diferentes. Estas familias se pueden asociar a eventos que tienen ejes de elongación (3) y acortamiento (1) opuestos o diferentes, lo que puede evidenciar más de una dirección de deformación. Este *strain* puede ser interpretado como un mismo evento con reacomodaciones internas en los sistemas estructurales, o la reactivación de una estructura debido a más de un evento de deformación (Figura 53).

La primera familia de estructuras (b) se compone por 8 indicadores cinemáticos, los cuales poseen un rumbo elongado de manera E-W y un manteo subvertical, donde los *rake* se presentan con un buzamiento subhorizontal con un componente de rumbo sinistral. Los ejes de máximo acortamiento (1) y máxima elongación (3) se presentan con una dirección 312/3 y 220/23 respectivamente (Figura 53).

La familia (c.1) se compone por 3 datos de rumbo NE-SW de manteo subvertical, los cuales poseen una componente de movimiento de rumbo tipo dextral, donde los ejes de elongación (3) y acortamiento (1) se encuentran hacia el Norte y el Este, respectivamente, con un buzamiento casi horizontal para la compresión (1) y de 25° para la elongación (3). Posee una componente de rumbo dextral (Figura 53).

La familia (c.2) se compone por 3 datos orientados NE-SW con un mantero subvertical, muy similar a la familia anterior, pero en este caso existe una componente de rumbo sinistral (Figura 53, A), teniendo los ejes de acortamiento (1) y elongación (3) en la horizontal, en dirección Norte y Este respectivamente. El eje intermedio de estiramiento (2) posee una orientación subvertical, la cual buza hacia el Sur, teniendo un *plunge* de 83° (Figura 53).

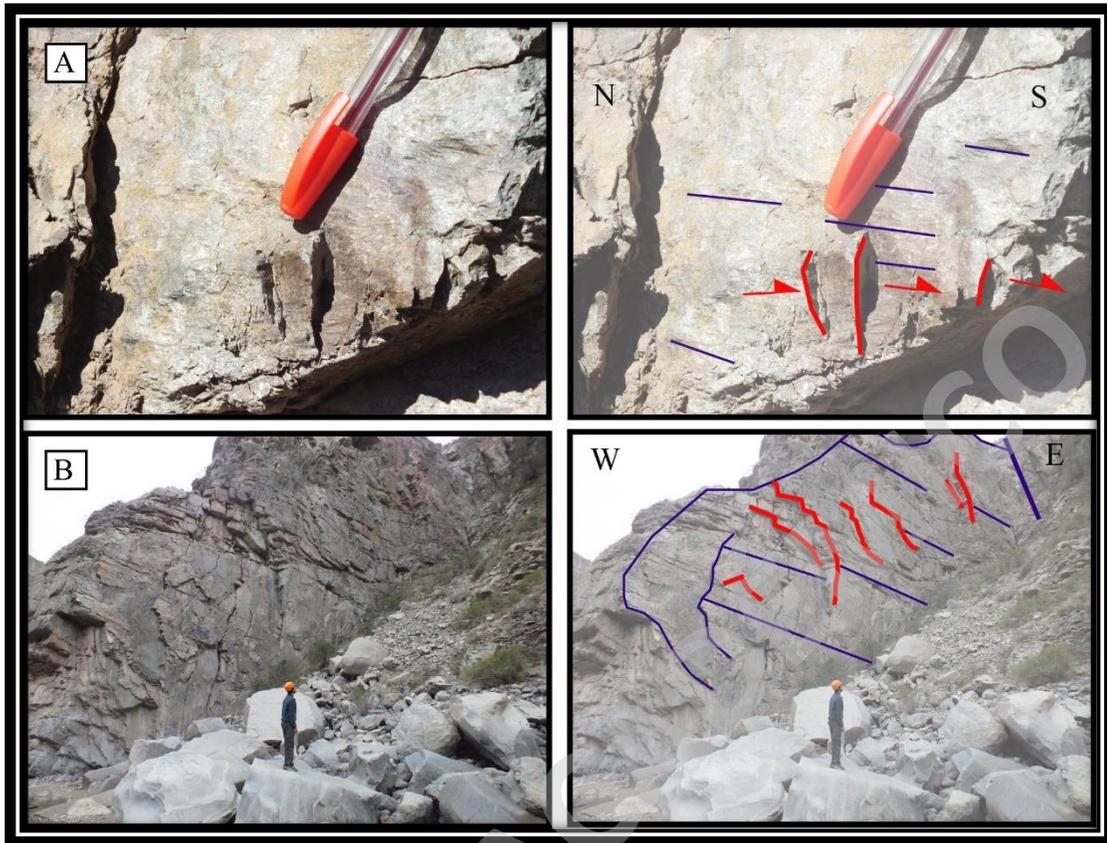


Figura 53: (A) Estructuras de tipo P que se encuentran en Andesitas observadas en el sector de Las Melosas. (B) Estructura subvertical presente en el PSG en el sector de Las Melosas. (Líneas azules: estrías de falla. Líneas rojas: medias lunas)

La familia (d) corresponde a un set de 4 estrías y medias lunas, las cuales se presentan de manera subvertical con un rumbo NE-SW, el cual presenta un movimiento tipo rumbo dextral, teniendo sus ejes de máximo (1) y mínimo (3) acortamiento se encuentran hacia el NE y SW respectivamente, teniendo un eje intermedio cercano a la vertical. (Figura 53)

En el caso de la familia (e), se compone por 4 estructuras de tipo Riedel tipo p, las cuales presentan una orientación NW-SE, y una inclinación promedio de  $40^\circ$ , la que presenta un movimiento de tipo sinistral normal. El eje de acortamiento (1) se encuentra buzando hacia el SE, con una inclinación de  $55^\circ$ , y el eje de elongación se encuentra con una disposición hacia el NE, con una inclinación baja de  $16^\circ$ . (Figura 53)

La familia (f) se compone por 2 medias lunas contenidas en un plano subvertical elongado de manera E-W, las cuales poseen una componente de rumbo dextral, la cual se compone por ejes de elongación (3) y acortamiento (1) prácticamente horizontales, y un eje intermedio (2) vertical.

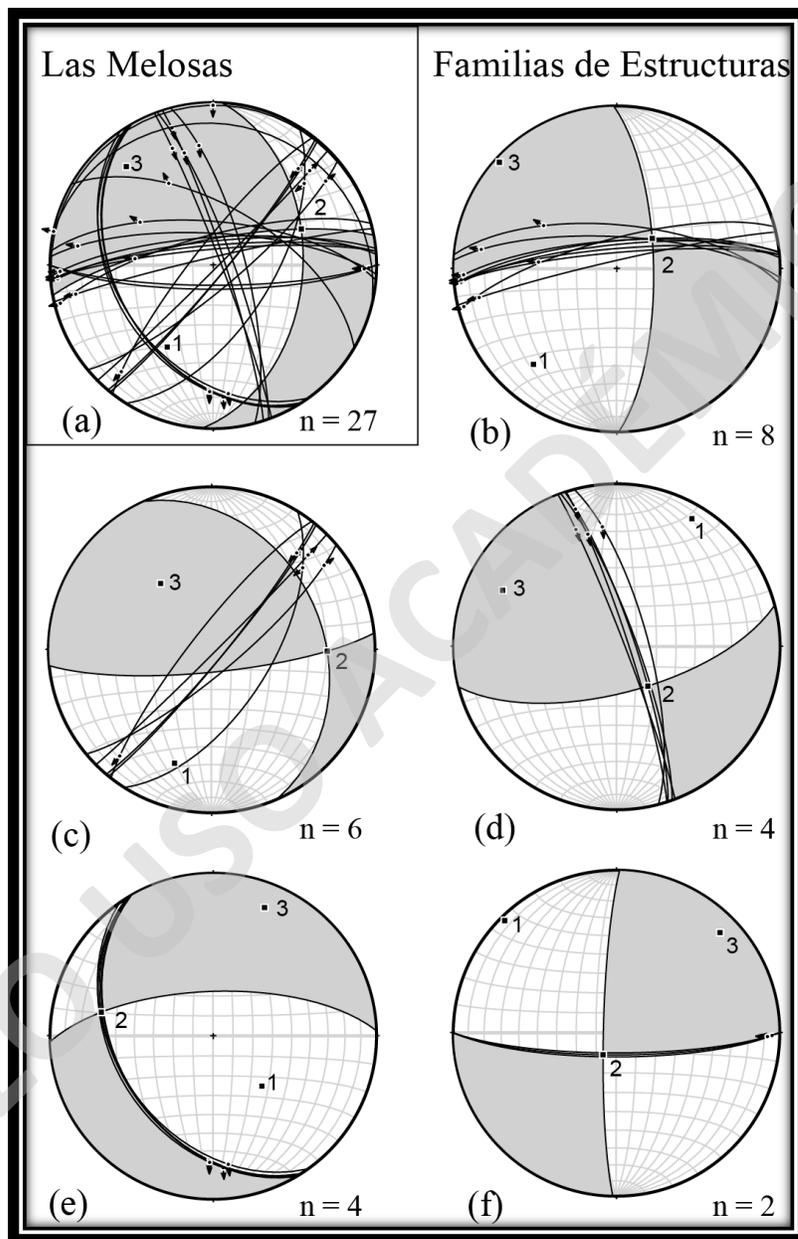


Figura 54: Familias de indicadores cinemáticos para el sector de Las Melosas.

### 5.4.2 Ejes de Acortamiento y Elongación

Para realizar el análisis de los ejes de elongación y acortamiento, se analizaron los datos de rumbo y manto de estructuras e indicadores cinemáticos, utilizando diferentes criterios, entre los que se encuentran: los sitios de medición, la similitud en los ejes de presión y tensión, las familias de estructuras y las litologías que afectan. En primera instancia se realizó la separación de estructuras por sitios de medición, donde es posible observar las direcciones de acortamiento (1, azul) y elongación (3, rojo) que se repiten, teniendo bien definidas 2 direcciones de acortamiento, NE-SW y NW-SE. (Figura 54)

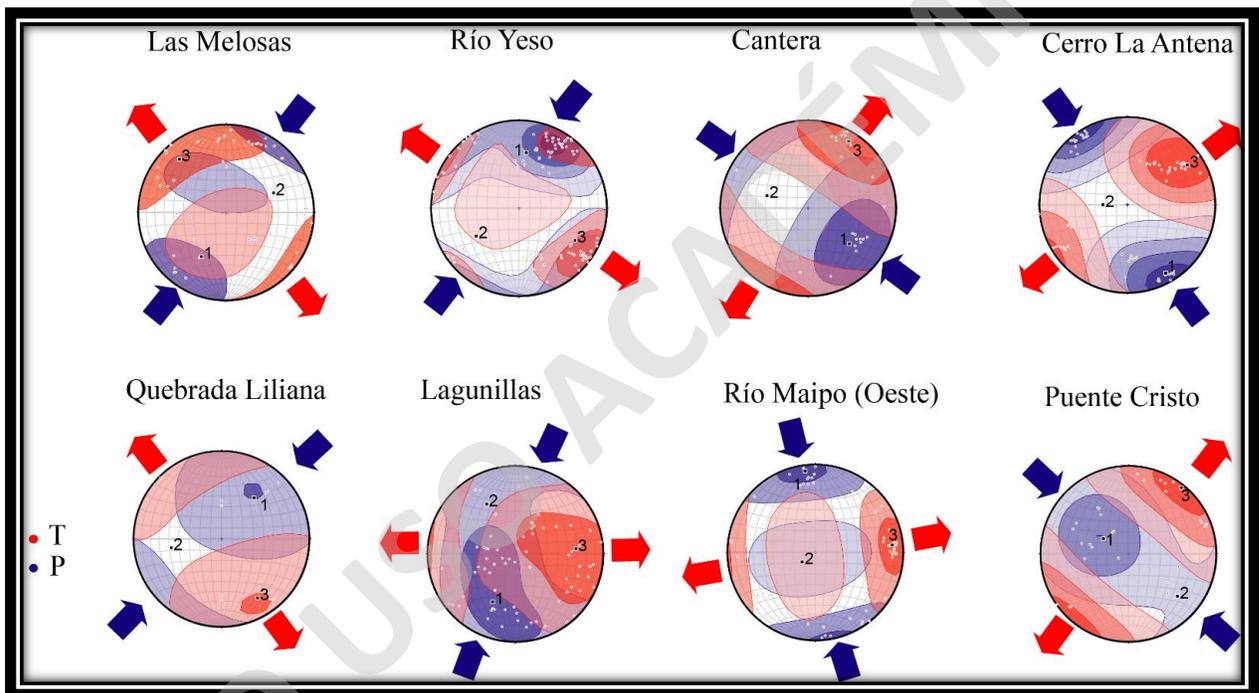


Figura 55: Direcciones de elongación (rojo) y acortamiento (azul) para los diferentes sitios de medición.

A pesar de tener direcciones para cada sitio de medición, es interesante observar que existen zonas donde los ejes de acortamiento y elongación se encuentran mezclados, por lo que es posible separar las poblaciones de puntos de P y T (Tablas 3 y 4). Al separar las familias de movimientos por sitio, es posible observar que poseen direcciones de acortamiento y elongación opuestas, lo que se puede deber a 2 posibles escenarios: 2 eventos deformativos sobreimpuestos, o 2 direcciones de esfuerzos durante 1 mismo evento. Esta situación puede ser producto de las dinámicas que poseen las geometrías de las cuencas que están siendo invertidas o las características que presentan los sistemas de fallas y estructuras.

Tabla 3: Resumen de estructuras con los estéreos de los contornos en base a los puntos P (azul) y T (rojo) de los sitios Lagunillas, Puente El Cristo, Cantera y Cerro La Antena.

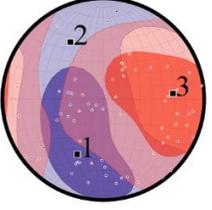
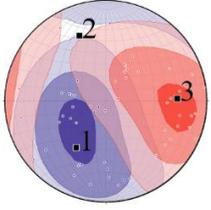
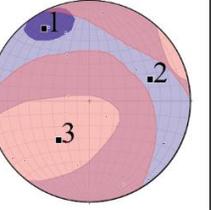
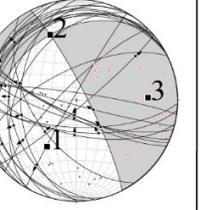
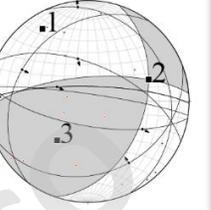
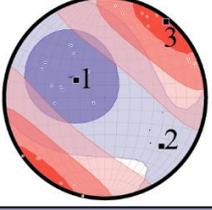
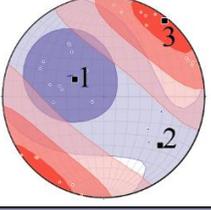
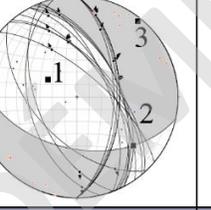
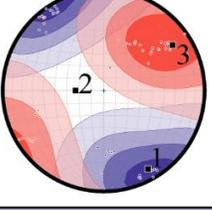
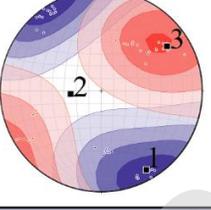
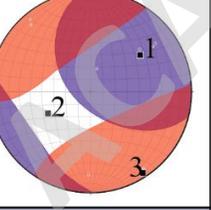
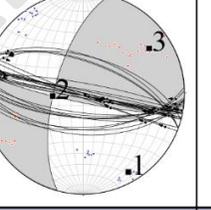
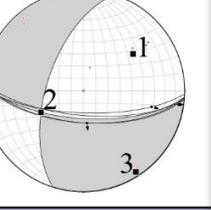
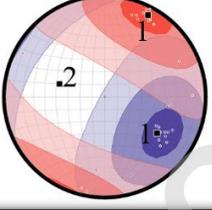
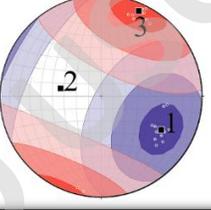
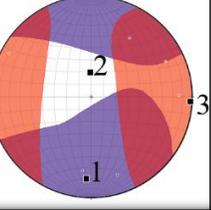
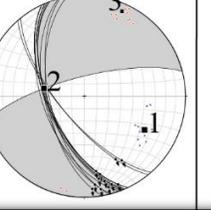
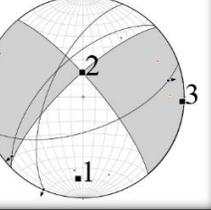
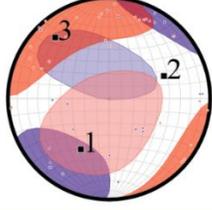
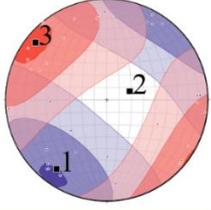
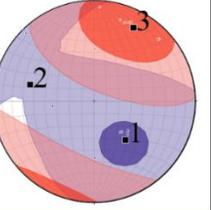
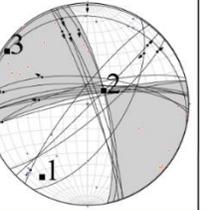
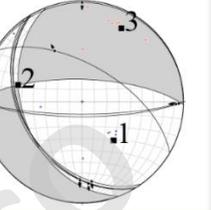
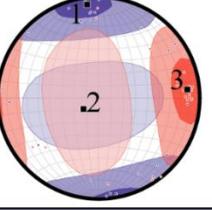
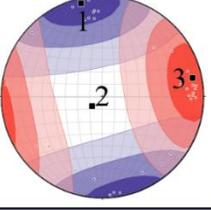
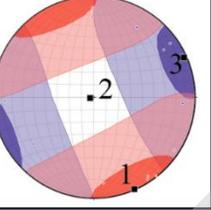
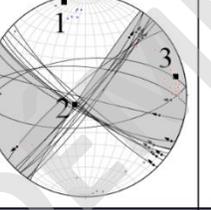
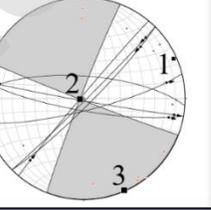
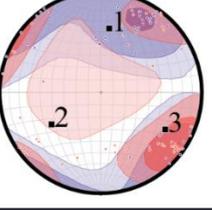
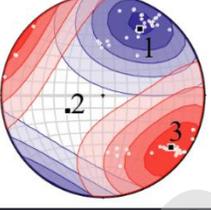
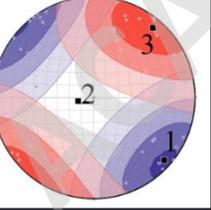
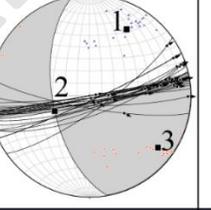
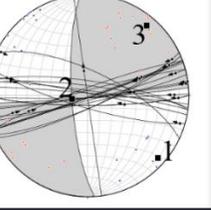
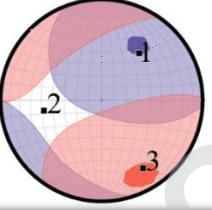
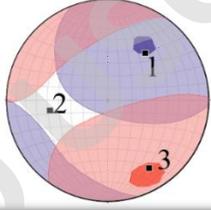
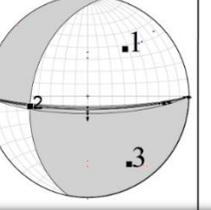
Lagunillas	Familia 1	Familia 2	Familia 1	Familia 2
				
Puente el Cristo	Familia 1		Familia 1	
				
Cantera	Familia 1	Familia 2	Familia 1	Familia 2
				
Cerro La Antena	Familia 1	Familia 2	Familia 1	Familia 2
				

Tabla 4: Resumen de estructuras con los estéreos de los contornos en base a los puntos P (azul) y T (rojo) de los sitios Las Melosas, Río Maipo, Río Yeso y Quebrada Liliana.

Las Melosas	Familia 1	Familia 2	Familia 1	Familia 2
				
Río Maipo (Oeste)	Familia 1	Familia 2	Familia 1	Familia 2
				
Río Yeso	Familia 1	Familia 2	Familia 1	Familia 2
				
Quebrada Liliana	Familia 1		Familia 1	
				

## 6 DISCUSIONES.

### 6.1 Deformación circundante al PSG.

La deformación presente en la zona de estudio se enmarca en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (FPCA) (Giambiagi et al., 2003a; Giambiagi et al., 2003b; Farías et al., 2010; Giambiagi et al., 2014). Esta interpretación es un rasgo estructural que ha permitido comprender y estudiar la evolución de los Andes centrales entre los 33°y 35°, donde, asociado a esto, se hace muy llamativa la presencia del Oroclino del Maipo (Farías et al., 2010), y la orientación que poseen diferentes intrusivos de edad Miocena (Muñoz et al., 2009) al Norte y Sur de esta estructura.

El PSG, destaca entre estos plutones, al encontrarse a corta distancia del contacto entre los dominios estructurales (Fock et al., 2005; Quiroga 2013) de la cuenca Abanico, y la deformación de piel gruesa de la FPCA que alza el Mesozoico. A pesar de lo anterior, en este trabajo se plantea que se podría realizar una distinción entre los dominios presentes a cada lado del PSG, lo que permite definir dominios estructurales diferentes a los propuestos previamente por otros autores (Fock, 2005; Quiroga, 2013).

En este trabajo se definieron de 2 dominios estructurales, donde, sus principales características distintivas, corresponden a diferencias como la geometría, altura, vergencia, e intensidad de la deformación. Si bien, previamente autores como Quiroga (2013), postularon que la deformación y sus dominios estructurales responden a las formaciones que se encuentran afectadas. El presente trabajo, postula que la geometría de la deformación indica que el PSG es un límite geológico que se encuentra separando 2 dominios estructurales.

Como se mencionó en el Capítulo 3, las unidades que se encuentran afectadas por estructuras presentes en los costados del PSG, poseen una notoria diferencia en los estilos de deformación presentes al Oeste y Este del intrusivo. Esta característica, se puede observar en la presencia de pliegues y fallas con vergencias opuestas para cada dominio, una notoria desigualdad en el grado de deformación en ambos dominios, y también, un cambio en la geomorfología observado en la elevación, la cual aumenta hacia el dominio Este (Sección 3.3.6).

En el dominio Este existe un pliegue por propagación de falla vergente hacia el Oeste (Anticlinal 10, Sección 3.3.5) (Thiele, 1980; Fock, 2005; Mardones, 2019), el cual, se encuentra asociado a la formación Abanico en la superficie de erosión actual. Esta estructura posee una

secuencia de areniscas finas, intercaladas con limolitas pertenecientes a la formación Farellones Inferior, las cuales fueron depositadas en discordancia angular por sobre el *footwall syncline* de la estructura. Hacia el contacto con el PSG, es posible observar pliegues de longitud de onda decamétrica, los cuales aumentan su frecuencia hacia el PSG.

Por su parte el dominio Oeste, presenta pliegues anticlinales y sinclinales asimétricos de vergencia hacia el Este, los cuales, se asocian a estructuras como la falla El Ingenio (estructura a, Sección 3.3.5). Es notoria la diferencia con respecto al grado de deformación entre los dominios Este y Oeste, donde, como se mencionó anteriormente, el dominio Este presenta estructuras de gran extensión bien desarrolladas como el pliegue 10 (Sección 3.3.5). Y, por otra parte, el dominio Oeste presenta una deformación que afecta principalmente a la formación Abanico, con pliegues anticlinales y sinclinales de longitud de onda decamétrica a kilométrica, los cuales aumenta su frecuencia hacia los contactos de la roca de caja con el PSG.

La discordancia presente entre las formaciones Abanico y Farellones Inferior, se puede observar en ambos dominios estructurales, donde, la deformación presente en ambas unidades se puede discretizar en algunos sectores, teniendo rocas plegadas (Formación Abanico) subyaciendo a rocas que se disponen basculadas, o deformadas en un menor grado, pertenecientes a la formación Farellones, formando discordancias progresivas como las descritas en el Capítulo 3.

Ante esta situación es posible asociar el cambio en la vergencia de la deformación en ambos dominios estructurales a eventos deformacionales compresivos, donde la deformación pudo ocurrir al menos de 2 maneras:

- La falla El Ingenio, en conjunto con los pliegues que se encuentran hacia el Este de la falla, pueden ser producto de la respuesta de *backthrust* al sistema de fallas San Ramón-Pocuro o Infiernillo.
- La deformación presente en ambos costados del PSG, se acumula hacia sus contactos con la roca de caja.

Ante este escenario también se determinó que la presencia tanto de pliegues como fallas, a ambos lados del PSG, deja en evidencia la existencia de una zona de compresión triangular de vergencias opuestas, similar a los sistemas estructurales de tipo *piggyback*. (e.g. Figura 55).

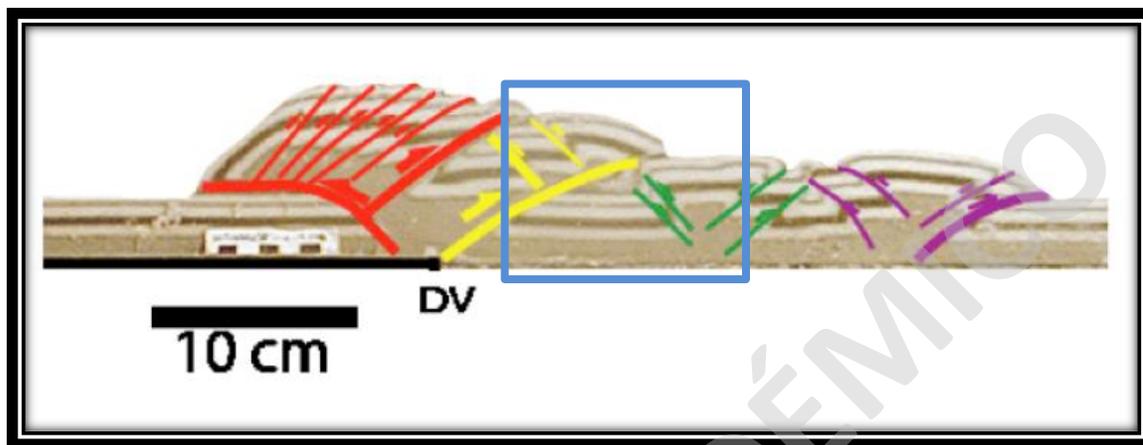


Figura 56: Modelo análogo de deformación, donde se genera un acortamiento de estilo *piggyback*. Se destacan en azul las vergencias opuestas de deformación presentes en el sistema estructural. (Extraído de Venegas y Nalpas, 2005)

Lo anterior queda evidenciado de buena manera en el mapeo estructural realizado, y además en los perfiles C-C' y D-D'. Esta deformación puede evidenciar un efecto *buttressing*, donde en el dominio Este, la deformación se presenta con mayor intensidad, y afecta a rocas de ambiente de baja energía, como lo son las lutitas. Este efecto *buttressing*, podría ser explicado con la presencia de una estructura subvertical de carácter transpresivo, la cual, debido a su alto ángulo, permitió que la fuerza producida por la compresión presente en la placa continental haya generado una deformación local de escama delgada como respuesta. Esta situación ha sido demostrada mediante modelos análogos por algunos autores previamente (Nalpas et al., 2011), donde se considera que la presencia de un bloque rígido condiciona la deformación en sistemas transpresivos, teniendo la generación de estructuras de vergencias opuestas como las que se observan en terreno.

Las evidencias para explicar la presencia de una posible estructura son principalmente el grado de deformación, que es mayor en un dominio que en el otro (dominio Este posee una mayor deformación), y las estructuras de Riedel presentes en el PSG, las cuales albergan la alteración y mineralización. Sin embargo, aún queda inconcluso si el emplazamiento del PSG utilizó dicha estructura para emplazarse, debido a la ausencia de evidencias de esta posible falla en superficie.

## 6.2 Relación entre la arquitectura de la deformación y los parámetros escalares de AMS.

Para entender la fábrica magnética alrededor del PSG, se debe analizar las litologías que fueron muestreadas, tomando en cuenta, la formación, el tipo de roca que está siendo muestreada y su disposición en el espacio.

A raíz de lo anterior, es necesario considerar que las rocas presentes en el área de estudio comprenden rocas ígneas tanto intrusivas como efusivas del tipo coladas de lava o secuencias de rocas piroclásticas, y rocas sedimentarias clásticas. Estas unidades se encuentran afectadas por al menos 2 eventos deformacionales, evidenciadas en las discordancias angulares descritas en la sección anterior, teniendo también, estructuras como trenes de pliegues con vergencias opuestas a ambos lados del plutón.

En algunos de los casos se muestrearon rocas intruídas por dikes de composición andesítica, los que poseían una orientación preferencial (75/88 promedio), lo que podría haber afectado tanto la anisotropía como la susceptibilidad magnética.

Sin embargo, la dinámica que controló la depositación de las formaciones Abanico y Farellones corresponde a una cuenca syn-extensional, la cual se vio afectada por la inversión de estructuras, para el caso de la Formación Abanico, y posteriormente una depositación syn-compresional, generando discordancias angulares para el caso de la Formación Farellones, y progresivas en algunos casos. Dicho escenario, condicionó el escaso transporte en distancia desde la fuente de origen, lo que puede haber permitido que los minerales ferromagnesianos se preservaran de buena manera, siendo así, una buena fuente de muestras con presencia de minerales magnéticamente susceptibles para la medición de AMS.

Por lo general se emplean los parámetros de deformación y anisotropía generada a raíz de deformaciones tectónicas, en rocas sedimentarias (Clark y Emerson, 1991; Frizon de Lamotte et al., 2002) esto es debido al comportamiento reológico que poseen dichas rocas, teniendo una resistencia menor a los esfuerzos que pueden soportar las rocas ígneas efusivas antes de deformarse.

Para el caso del PSG, la roca de caja se compone principalmente de Andesitas-Basálticas, por lo que, al no comprender la respuesta de este tipo de rocas, puede ser considerado como un punto en contra, y que se debe tomar en cuenta para la discusión.

Esta metodología en rocas ígneas efusivas como las Andesitas y Andesitas-Basálticas que componen la roca de caja del PSG, busca analizar el *strain* de una manera cuantitativa. Sin embargo, a pesar de tener bajos grados de anisotropía como los que se observan en los Pirineos o el Himalaya (Izquierdo et al., 2012; Dubey, 2014) no es posible asociar los grados de anisotropía y parámetro de deformación T (valor absoluto) medidos en la zona de estudio a estructuras, como lo son la serie de pliegues de longitud de onda media decamétrica, que se encuentran continuos al PSG.

La combinación de procesos geológicos que ocurren durante el emplazamiento de cuerpos plutónicos implica transferencia de masa, generación de espacios, y cambios físico-químicos del magma y la roca de caja, por lo que el comportamiento reológico resulta preponderante en el ascenso y posterior emplazamiento de magma. A raíz de esto, es interesante analizar cómo se comporta la roca de caja en respuesta a la intrusión de magma, y así entender de mejor manera como varía el *strain* en la roca de caja, mediante el análisis de la disposición de su fábrica magnética. Por otra parte, existen procesos posteriores al emplazamiento y enfriamiento de rocas ígneas, donde si existe un sistema estructural activo, puede verse sometido a esfuerzos que perduran en el tiempo.

### **6.3 Orientación de la fábrica magnética con respecto al PSG.**

Para analizar cómo se relaciona la fábrica magnética en los bordes del plutón, se realizó una transecta por el Río Yeso de muestras de AMS, donde las muestras correspondientes a la Formación Abanico poseen orientaciones similares tanto en el rumbo de la foliación, como en las lineaciones magnéticas (según corresponda) con respecto a la forma del PSG.

Se observa que las direcciones de las foliaciones magnéticas varían según la formación, teniendo similares rumbos y manteos en los sitios RV10-11, RV06 y RV15, donde las litologías muestreadas todas correspondieron a Andesitas-Basálticas porfíricas.

La inclinación de la foliación magnética como se describió en el Capítulo 4, teniendo una orientación N-S en la muestra más alejada (RV07), y una orientación que no es igual en las muestras RV08, RV10 Y RV11 (Sección 4.4.2). A medida que la distancia al plutón disminuye, es posible observar como la fábrica magnética se hace paralela al contacto de la roca de caja con el PSG, teniendo en el sector de Las Cañuelas y Las Melosas una evidente relación entre la elongación de la fábrica magnética y los bordes del plutón.

Con respecto a las formas presentes de los elipsoides de la anisotropía magnética, las muestras poseen una forma predominantemente oblata, exceptuando RV10 la cual posee una forma prolata bien desarrollada. También, se ha observado que las muestras cercanas al plutón poseen la anisotropía más alta, por lo que surge la discusión si efectivamente existe un proceso de deformación de las rocas estratificadas, al apretarse contra el PSG, teniendo una deformación post-emplazamiento.

#### **6.4 Análisis de la deformación frágil presente en el PSG y su Roca de Caja.**

Con respecto a los indicadores cinemáticos se puede decir que las variaciones en los distintos tipos de indicadores cinemáticos, tanto en su disposición como en su vergencia, fue posible determinar que algunas de las variaciones fueron producidas a raíz de cambios en las litologías y por los cambios reológicos asociados a la litología, por lo tanto, existe una estrecha relación entre las litologías que están siendo afectadas y las direcciones de esfuerzos que generaron las estructuras frágiles medidas en terreno. Es posible concluir que existen al menos 3 direcciones de acortamiento que afectaron tanto a la roca de caja, como al PSG, donde las principales direcciones de acortamiento fueron NE-SW, NW-SE y N-S.

Como se mencionó en el Capítulo 5, la separación que se realizó entre familias de indicadores cinemáticos fue considerando el sitio de medición, las orientaciones de las estructuras medidas (tomando en cuenta el rake de las estructuras como forma de separación), por lo que es posible decir que las principales estructuras que se observan en el PSG, tienen orientaciones preferenciales NE-SW y NW-SE, en el caso del Río Yeso se vuelven prácticamente E-W en el Río Yeso, y una orientación N45°E en el sector de Las Melosas. En las estructuras más cercanas al E-W, evidencian movimientos tantos dextrales como sinestrales, lo que se puede deber a una reactivación de los

planos de fallas, teniendo más de un evento de deformación con direcciones de acortamiento y elongación opuestas, o simplemente a las diferentes acomodaciones que sufren los bloques, debido a los movimientos y ajustes locales, producto tanto de la heterogeneidad en el comportamiento reológico de las rocas, como de la complejidad de los sistemas estructurales con fallas de rumbo (Czech y Hudleston, 2003). Estas estructuras, se formaron posteriormente a los 11 Ma considerando la edad del PSG.

La formación de este tipo de sistema de fallas posee una estrecha relación en su génesis con el factor de la forma de la tierra, donde, al tener un sistema de placas rígidas en la distribución corteza, es inevitable la formación de puntos triples y movimientos transcurrentes. Al tener un margen compresional con una subducción oblicua, se producen sistemas transpresivos, lo que condiciona la generación de estructuras oblicuas como fallas de rumbo perpendiculares al esfuerzo mayor (Czech y Hudleston, 2003), teniendo como resultado sistemas de fallas conjugadas a la subducción y en muchos casos asociados a fallas importantes como lo son las de bordes de cuencas las cuales fueron reinvertidas, o asociado a fallas inversas más jóvenes. Las rocas que componen la roca de caja, en las cercanías del contacto con el PSG en el dominio estructural Este, poseen una serie de estructuras de orientación similar a las que se encuentran afectando al plutón, por lo que se puede decir que son coetáneas, y que la deformación que afectó a la roca de caja se transfirió al plutón, generando estas estructuras tanto en la roca de caja como el plutón.

En el sector de Lagunillas se evidencian movimientos de rumbo, normales e inversos, teniendo al menos 2 direcciones de *strain* principales, las que pueden ser interpretadas como resultado de los esfuerzos más regionales, los cuales afectaron a la Formación Farellones, posteriormente a los 17 Ma, teniendo direcciones de acortamiento NE-SW, y NW-SE, donde la primera posee la mayor cantidad de estructuras asociadas.

En el Río Maipo se exponen diferentes familias de indicadores cinemáticos, donde se pueden observar dos direcciones de acortamiento preferenciales. Analizando los distintos puntos de medición a lo largo del Río Maipo (Río Maipo Oeste, Cantera, Cerro La Antena, Puente Cristo, Las Melosas), es posible observar una dirección NW-SE de acortamiento, con una elongación que varía entre las direcciones NE-SW y E-W. En el caso del Río Yeso, existen estructuras subverticales de rumbos variables entre E-W y NEE-SWW.

## 6.5 Correlación de datos.

Las direcciones de las charnelas que poseen los pliegues presentes en los bordes del PSG, exhiben una notoria similitud entre la variación del rumbo de la estructura, y la forma del plutón. Esta situación ocurre con los pliegues 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9, donde, a pesar de encontrarse en dominios estructurales distintos, evidencian una respuesta reológica a la presencia del PSG.

Al comparar la situación que se observa en los pliegues, con los datos de AMS, se puede apreciar que la dirección de las foliaciones y lineaciones magnéticas de los sectores cercanos al PSG, presentan una orientación en los rumbos de las foliaciones (*trend* en lineaciones) paralela a los contactos de la roca de caja con el PSG. Además, en el sector de Lagunillas, el *plunge* del pliegue 11 (Sección 3.3.5) es el mismo que el de la lineación magnética del sitio RV01-02 (Sección 4.5), al igual que en el sector de Las Cañuelas, es posible observar que la estratificación coincide con el sitio RV06 (Sección 4.5). En el sector del Río Yeso, es posible observar que las direcciones de las foliaciones magnéticas varían a medida que la distancia con el PSG disminuye (Sección 4.5), sin embargo, no parecen tener una relación aparente con la estratificación, y finalmente en el sector de Las Melosas se observa que la foliación magnética es similar a la estratificación (Sección 4.5). Al igual que las direcciones de las fábricas magnéticas, los parámetros escalares de AMS como la Anisotropía (P) aumenta cuando la distancia con el PSG disminuye (Sección 4.4.1). (Figura 56)

Los indicadores cinemáticos indican al menos 2 direcciones de acortamiento, las cuales son predominantemente NE-SW y NW-SE (Tabla 5). La primera dirección es perpendicular a la dirección de los ejes de pliegues, y a la dirección del rumbo de la foliación magnética, lo que puede indicar que esta dirección de acortamiento ha persistido en el tiempo, tomando en cuenta que los indicadores cinemáticos probablemente corresponden a al menos dos eventos posteriores a los 9 Ma (Lavenu y Cembrano, 2008). Esta situación también se evidencia en las direcciones de acortamiento y elongación presente en las estructuras de Riedel observadas en el sector del Río Yeso, que se encuentran afectando al PSG y alojan mineralización, lo que indicaría que se produjeron en las últimas etapas del enfriamiento de la cámara magmática.

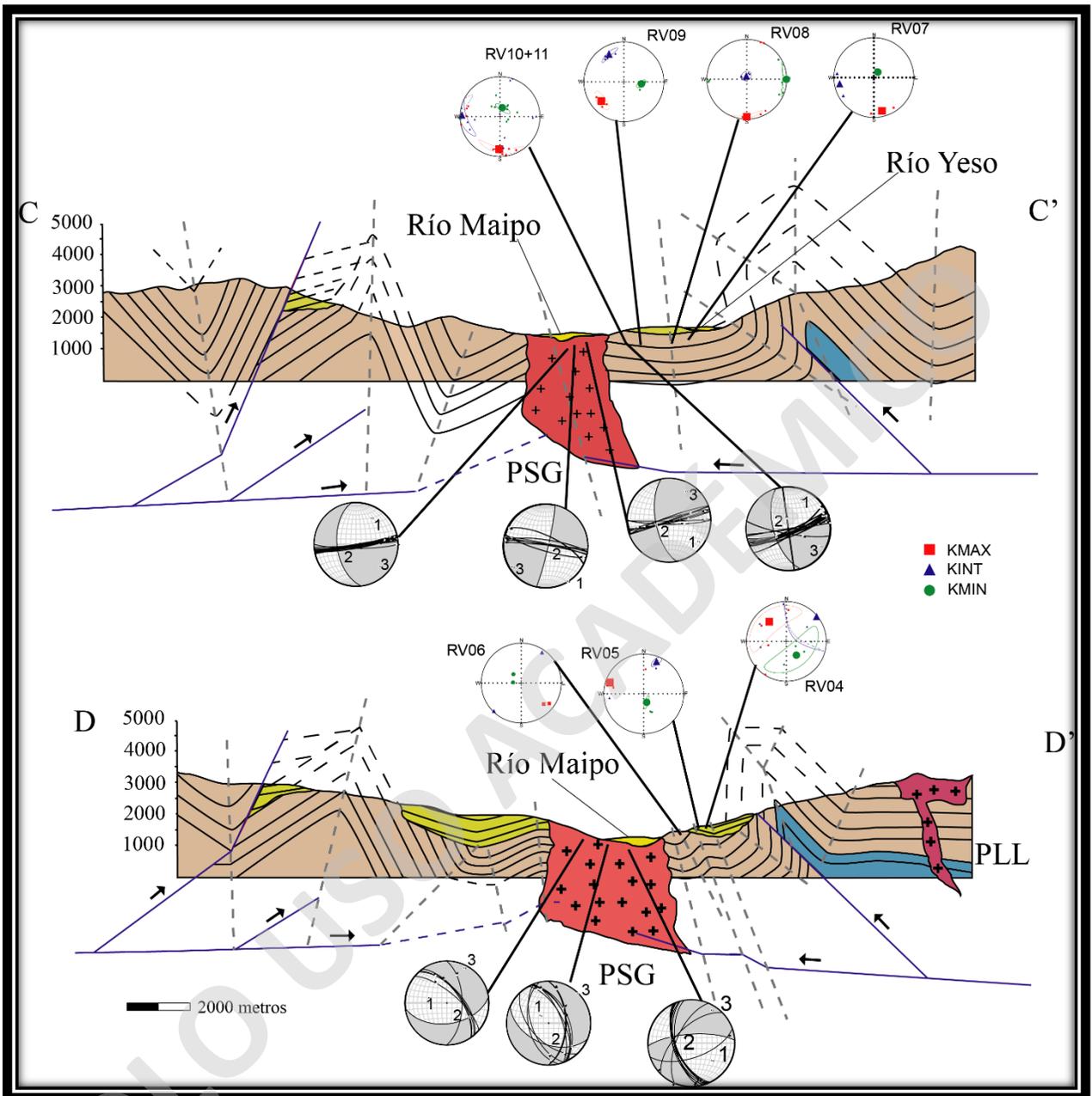
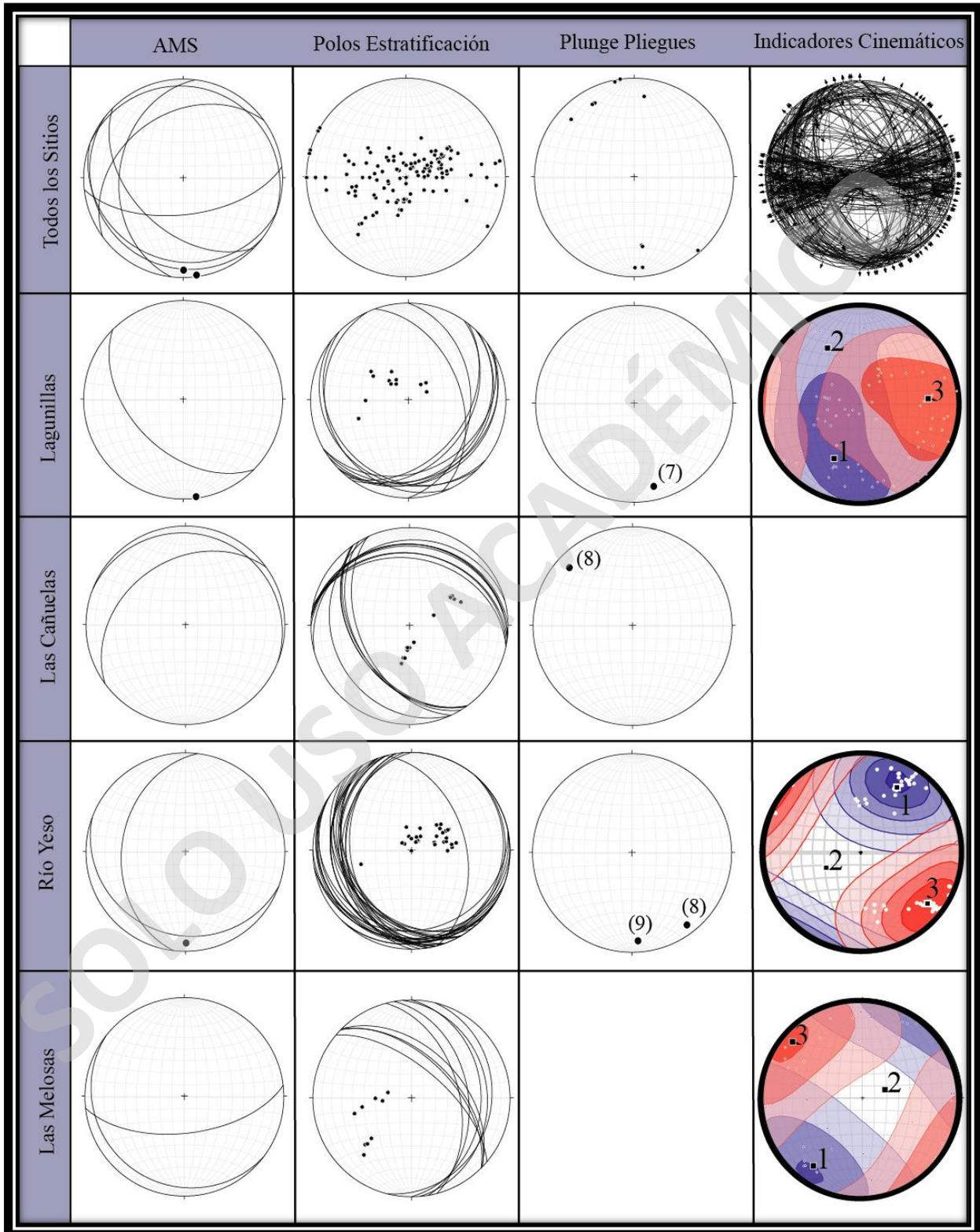


Figura 57: Perfiles estructurales esquemáticos C-C' y D-D', donde se señalan las zonas donde se realizaron los análisis de AMS e indicadores cinemáticos.

Tabla 5: Comparación de datos de AMS, estratificación, *plunge* de los pliegues (número de pliegue Sección 3.3.5) e indicadores cinemáticos (1: acortamiento máximo; 3: acortamiento mínimo) en redes estereográficas *Equal-area*.



## **6.6 Génesis de la deformación presente en el Área de Estudio.**

Las estructuras presentes en la zona de estudio, tanto fallas como pliegues, evidencian los diferentes eventos de deformación que afectaron a las rocas estratificadas cenozoicas y al PSG, donde, analizando las edades radiométricas, relaciones de corte, indicadores cinemáticos, criterios estratigráficos y datos de orientación de las fábricas magnéticas, es posible separar y acotar los diferentes eventos de deformación que afectaron a la zona de estudio.

### **6.6.1 Deformación descrita versus trabajos anteriores.**

Si bien, trabajos anteriores han descrito la deformación presente en la zona de estudio, la relación existente entre los cuerpos intrusivos y estructuras como pliegues y fallas aún no se entiende con claridad, donde diversos modelos han propuesto una deformación de tipo piel gruesa en la zona donde aflora el Mesozoico (Charrier et al., 2005; Fock, 2005; Farías et al., 2010; Mardones, 2019), y una deformación de tipo piel delgada en la zona donde aflora el Cenozoico, sin embargo, tanto la distribución espacial de las estructuras, como su orientación y vergencia, evidencian un posible control reológico que pueden estar ejerciendo las rocas ígneas intrusivas como lo son los intrusivos de edad Miocena, entre los cuales se destaca el PSG.

La existencia de una serie de pliegues de longitud de onda media decamétrica hasta ahora se había asociado a la dinámica de la FPCA, donde, como se mencionó anteriormente, la presencia de estas estructuras se asocia a un tipo de deformación tipo piel delgada (Giambiagi et al., 2003; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Charrier et al., 2007; Armijo et al., 2010; Giambiagi et al., 2014, Villela, 2015). A pesar de esto, y analizando las relaciones estratigráficas, sumado a los datos paleomagnéticos, indican que la presencia de estos pliegues se encuentra íntimamente relacionada a la existencia de un cuerpo intrusivo de composición granítica como lo es el PSG. La forma y disposición de los pliegues presentes en la roca de caja circundante al PSG, indica que la reología juega un rol preponderante, teniendo así, una gran influencia en la deformación que afectó las rocas estratificadas cenozoicas, posterior al emplazamiento y enfriamiento del PSG. A raíz de lo anterior, cabe destacar que la deformación descrita en el presente trabajo genera un aporte al entendimiento de cómo se comporta la dinámica de emplazamiento de cuerpos intrusivos en sistemas estructurales complejos como lo es la FPCA.

Previamente algunos autores han descrito datos de indicadores cinemáticos en el sector del Río Maipo (Lavenu y Cembrano, 2008), donde se puede observar que existen direcciones de los ejes de máximo y mínimo acortamiento, son similares a las observadas en terreno, exceptuando la dirección de acortamiento máximo E-W, propuesta por Lavenu y Cembrano, (2008) y Piquer et al., (2016) (Figuras 58 y 59), el cual observo estas estructuras en los valles de los ríos Yeso y Volcán, y en el PSG.

La sismicidad también parece está íntimamente relacionada con los sistemas de Fajas Plegadas y Corridas (Koyi, Hasami y Teixel, 2000), esta situación ha sido propuesta y demostrada en el sistema de FPCA por diversos autores (Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010; Rauld, 2011; Piquer et al., 2016). Y, específicamente en el sector donde se encuentra emplazado, existen evidencias actuales de sismicidad, como lo es el sismo de las Melosas de 1958 (Alvarado et al., 2009), donde se observa en su trabajo que los mecanismos focales, son similares a los resultados obtenidos en el capítulo de indicadores cinemáticos.

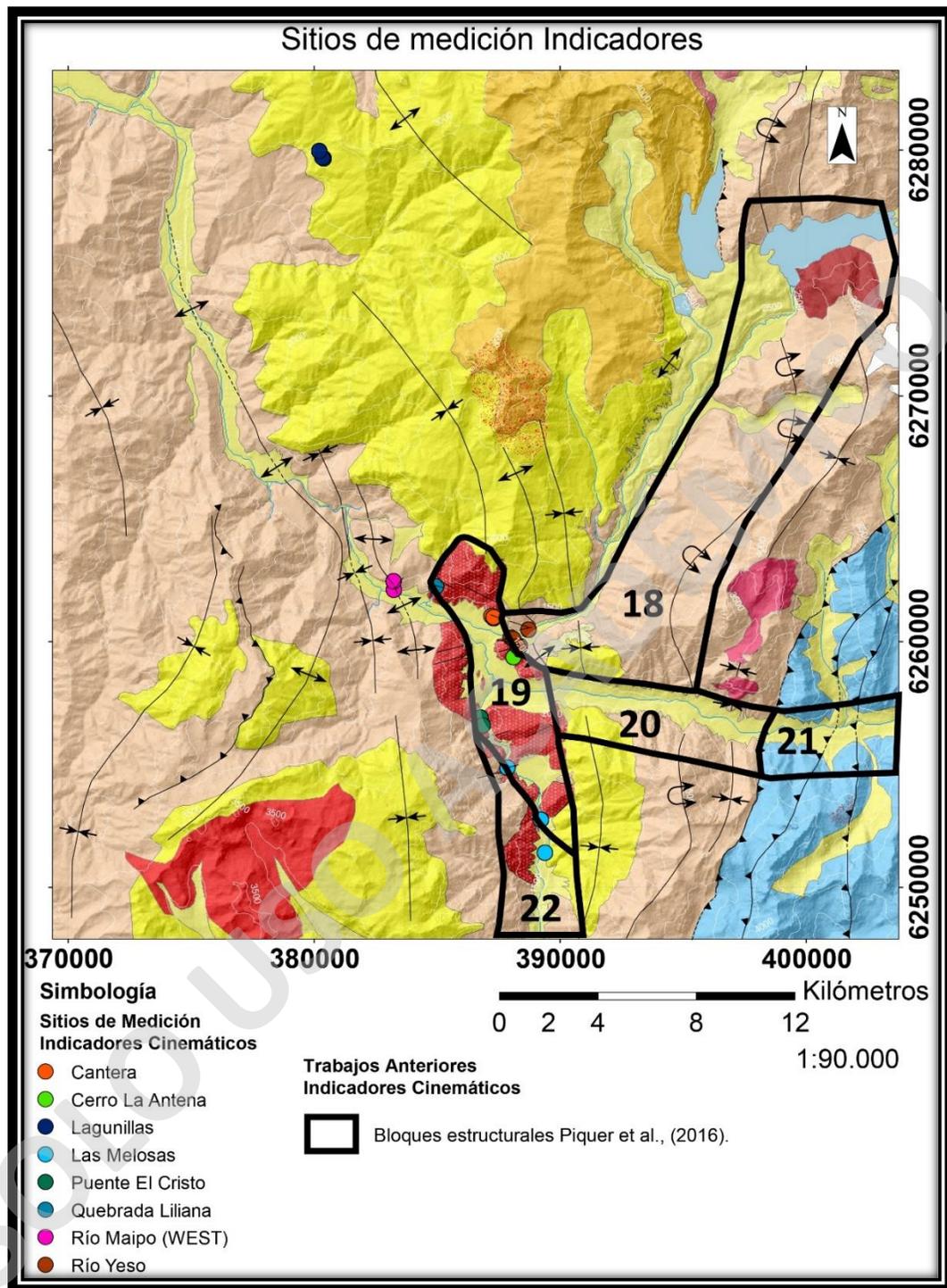


Figura 58: Sitios de medición de indicadores cinemáticos (presente trabajo), y bloques estructurales de Piquer et al., (2016).

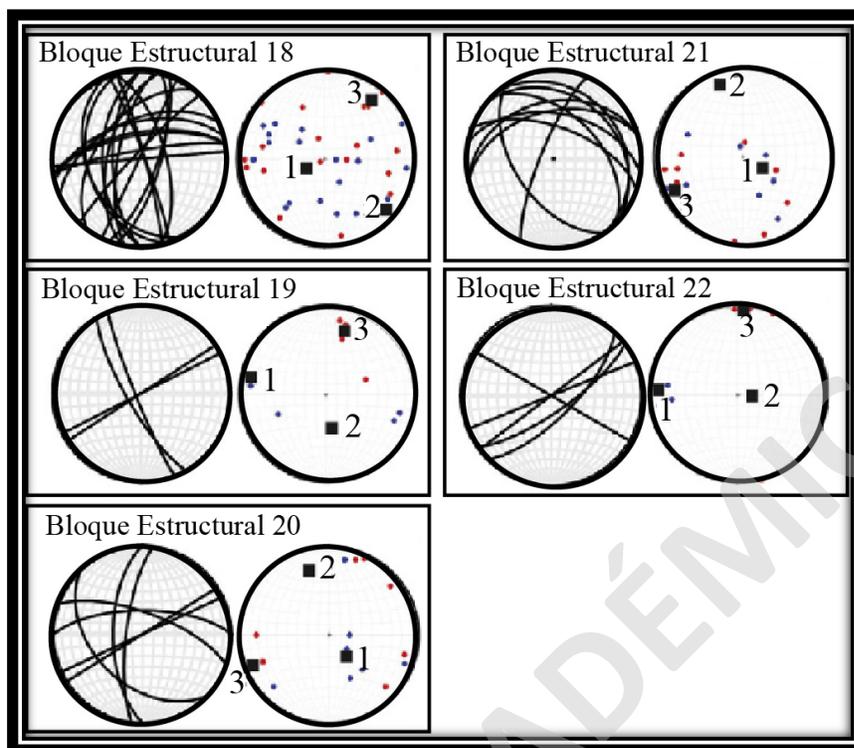


Figura 59: Recopilación de datos de estudios previos de indicadores cinemáticos en la zona de estudio. Modificado de Piquer et al., (2016).

### 6.6.2 Eventos de deformación Regional.

Fue posible separar entre al menos 3 eventos de deformación (Figura 60), donde las dataciones realizadas, tanto en la Formación Abanico, como la Formación Farellones, sumado a las relaciones estratigráficas indican principalmente eventos de tipo compresional, los cuales eventualmente sufrieron variaciones en las direcciones de esfuerzo y como resultado, se originó un régimen trastensivo, evidenciado por la presencia de estructuras de rumbo, en las cercanías del plutón y en el sector de Lagunillas.

Otros autores, también han registrado movimientos de rumbo en la zona central de Chile, los cuales los asocian a que la deformación compresional se ha trasladado hacia el tras arco, y la deformación que se existe en la cordillera principal posterior a los 9 Ma, corresponde a un sistema acomodado bajo un régimen compresivo con componentes de rumbo (Lavenu y Cembrano, 2008; Giambiagi et al., 2014; Piquer, 2015; Piquer et al., 2016; Piquer et al., 2018; Piquer et al., 2019).

A continuación, se nombran los principales eventos de deformación que afectaron a la zona de estudio:

- Posterior a los 3 Ma: Esta deformación esta evidenciada en la relación de corte que existe en las principales estructuras observadas en el PSG, y a los depósitos cuaternarios que se encuentran afectados por indicadores cinemáticos (Lavenu y Cembrano, 2009) y se asocia al proceso de la migración del frente de deformación compresional (Giambiagi et al., 2014; Piquer, 2015; Piquer et al., 2016; Piquer et al., 2018; Piquer et al., 2019).
- Entre los 9-5 Ma: Entre los 13 y 9 Ma existe una deformación de tipo compresional, la cual afecto tanto a la Formación Abanico como a la Formación Farellones (inferior), el cual se evidencia en la deformación existente en la Formación Farellones, además de la mineralización contenida en estructuras de Riedel en el PSG.
- Entre los 34-17 Ma: La deformación Correspondiente a este periodo, se evidencia de buena manera en las discordancias angulares presentes entre las Formaciones Abanico y Farellones, donde existen dataciones en las rocas deformadas subyacentes a la Formación Farellones.

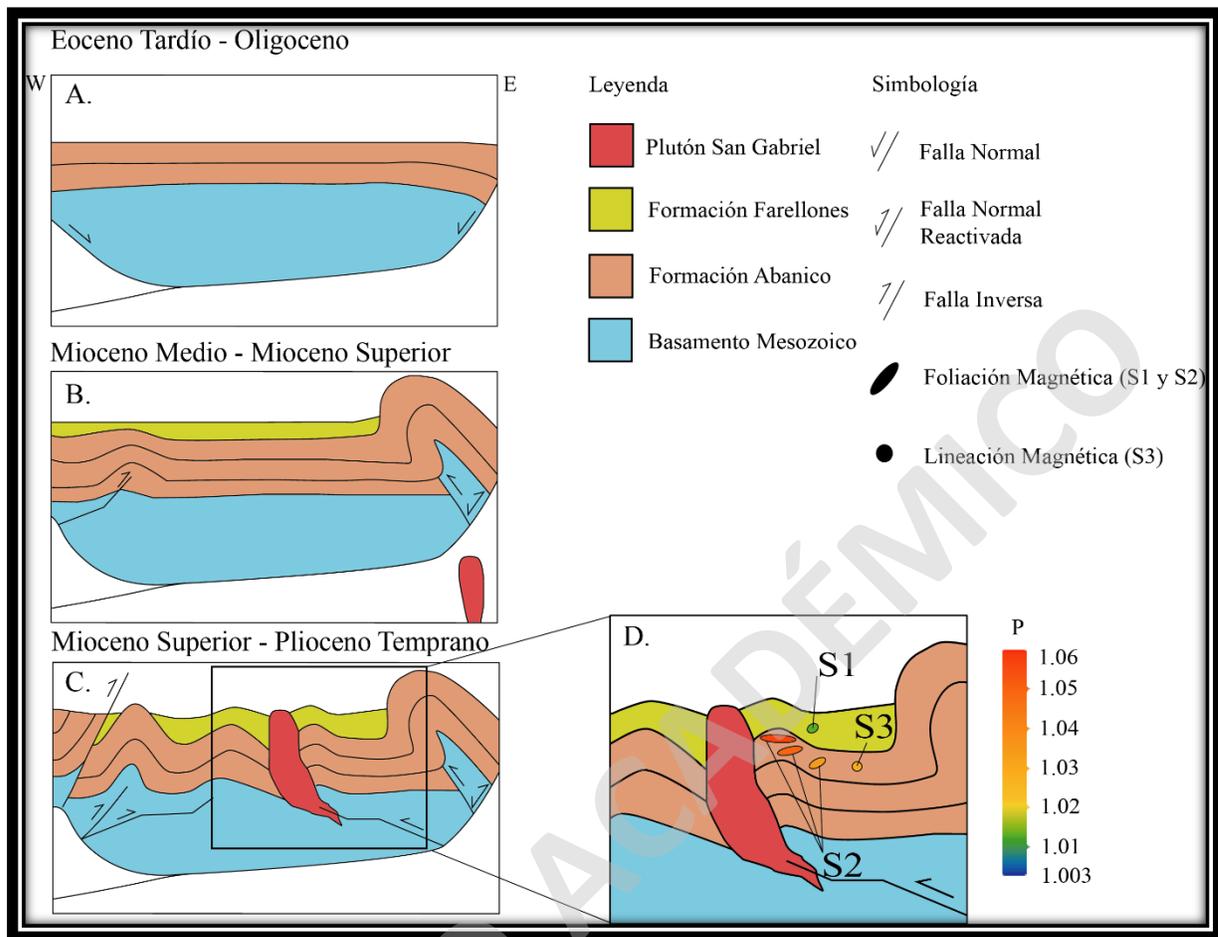


Figura 60: Esquema de la evolución de las formaciones presentes en la zona de estudio, y la deformación post emplazamiento.

### 6.6.3 Correlación de eventos de deformación con muestras de AMS e indicadores cinemáticos obtenidos en el área de estudio.

Es posible correlacionar los dos últimos eventos de deformación con los indicadores cinemáticos, ya que, según los criterios de relación de corte, los indicadores presentes en el PSG corresponden al evento posterior a los 11 Ma y los indicadores cinemáticos presentes en el sector de Lagunillas se pueden asociar a un evento posterior a los 17 Ma, tomando en cuenta las dataciones radiométricas existentes en la Formación Farellones.

Por otra parte, los datos de AMS indican un fuerte control estructural dado por el comportamiento reológico del PSG, donde se puede separar entre la anisotropía presente en las zonas alejadas del plutón y las zonas cercanas al contacto con la roca de caja. Además, las muestras

obtenidas en el sector del Río Yeso corresponden a las Formaciones Abanico y Farellones, y es posible observar que las direcciones e inclinaciones del eje  $K_{max}$  para ambas formaciones poseen una orientación distinta, por lo que es posible separar entre 2 eventos (deposición y deformación de Abanico, y posterior deposición en discordancia angular entre Abanico y Farellones) (Sección 3.3.3.). El proceso antes mencionado puede estar relacionado a los 2 primeros eventos interpretados en el presente trabajo, los cuales son 34 y 20 Ma (1) y entre los 20 y 15 Ma (2).

## 6.7 Deformación local alrededor del PSG.

Considerando lo anterior, es posible decir que la generación del magma del intrusivo Mioceno PSG ocurrió durante un proceso compresivo, el cual se originó a partir del aumento de la tasa de convergencia que tuvo lugar durante el Mioceno (Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2005; Farías, 2010; Armijo et al., 2010; Gutiérrez et al., 2013; Gutiérrez et al., 2018) (Figura 58). Durante este periodo, tuvo lugar el engrosamiento de la corteza y la generación de magmatismo durante la evolución y migración del arco magmático (Charrier et al., 2005; Fock, 2005; Fock et al., 2006; Charrier et al., 2007; Farías et al., 2010). El emplazamiento del PSG, ocurrió entre los 13 y 11 Ma (Payacán et al., en prep.) mediante el mecanismo de *Stoping*, considerando que la estratificación de la roca de caja con el intrusivo se ve truncada, además de la existencia de xenolitos de composición Andesítica al interior del PSG.

Ante esta situación el espacio posiblemente se crea mediante el fracturamiento termal de la roca de caja, donde los fragmentos se incorporan al fundido, y finalmente, el magma ocupa el volumen de la roca preexistente. Esta condición tiene como consecuencia que el emplazamiento del intrusivo y la construcción de espacios para el magma, no tuvo asociada una gran acumulación de la deformación registrada en la aureola mecánica. Esto se evidencia en los resultados de AMS, donde la fábrica magnética de la roca de caja es consistente con la estratificación de la roca de caja y no con la disposición del contacto con el intrusivo. Si el magma hubiese desplazado lateralmente la roca de caja, se esperaría que la foliación magnética fuera paralela a los bordes del intrusivo (Paterson et al., 1998).

El emplazamiento ocurre en una zona que presenta deformación previa de al menos 2 eventos compresionales (eventos: límite K-Pg, e inversión de la cuenca Abanico con la depositación syntectónica de la formación Farellones), donde el emplazamiento del PSG ocurre en el contacto de las formaciones Abanico y Farellones Inferior, mediante un mecanismo de emplazamiento de tipo “*passive*”. Tomando en cuenta la relación que existe entre las estructuras observadas en terreno y la separación de dominios estructurales que representa el PSG, podría existir alguna estructura de carácter subvertical que se encuentre con una orientación similar a la del PSG, la cual podría ejercer mayor fuerza como condicionante para la formación del efecto *buttressing*, sin embargo, no existen evidencias suficientes en el presente estudio, que demuestren la presencia de esta estructura.

## 7 CONCLUSIONES.

A partir de los antecedentes presentados en el presente trabajo, además sumado a los nuevos datos generados a partir de un estudio estructural integrado es posible concluir que:

- Existe un patrón de rumbo preferencial de la fábrica magnética y las direcciones de deformación obtenidas en este trabajo. Esta situación refleja la presencia de una aureola mecánica en la roca de caja del PSG, la cual es controlada por los eventos de deformación posteriores al emplazamiento del intrusivo.
- Existe una relación entre la deformación presente en las Formaciones Abanico y Farellones, y la fábrica magnética, ya que se puede separar de buena manera las orientaciones magnéticas de  $K_{max}$  que corresponden a cada formación.
- El estilo de deformación presente en la roca de caja que se encuentra contigua al plutón se relaciona directamente con la fábrica magnética, debido a que las lineaciones de  $K_{max}$  se encuentran paralelas a los bordes del plutón y existe un aumento de la anisotropía a medida que disminuye la distancia entre el PSG y la roca de caja.
- Los indicadores cinemáticos se relacionan con la forma del plutón, sólo en las direcciones de acortamiento y elongación de algunas familias de indicadores, ya que se presentan de manera perpendicular a la elongación del plutón, pero, sin embargo, existen otras familias que podrían ser producto de la reactivación de fallas por cambios en las direcciones de los esfuerzos regionales.
- Existen al menos 3 eventos de deformación evidenciados estratigráficamente, radiométricamente, estructuralmente y paleomagnéticamente, de los cuales, 2 de ellos son anteriores (34-20 Ma y 20-15 Ma) y el último es posterior al emplazamiento del PSG (posterior a los 11 Ma).
- El emplazamiento del Intrusivo Mioceno PSG utilizó el mecanismo de *Stopping*, por lo que no afectó a la deformación de la roca de caja, y la deformación presente se generó posterior al emplazamiento.

## BIBLIOGRAFÍA.

- Ablay, G. J., Clemens, J. D., & Petford, N. (2008). Large-scale mechanics of fracture-mediated felsic magma intrusion driven by hydraulic inflation and buoyancy pumping. *Geological Society Special Publication*, 302, 3–29. <https://doi.org/10.1144/SP302.2>
- Aguirre, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua)* (Nº 9).
- Aguirre, R. (1999). *Deposición y deformación de la secuencia volcánica Terciaria en el sector cordillerano Pata del Diablo, Cajón del Maipo, Región Metropolitana, Chile*. Universidad de Chile.
- Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M., & Beck, S. (2009). Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175(1–2), 26–36. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.03.015>
- Anderson, E. (1956). The Dynamics of Faulting. *Geological Survey*, V, 387–402.
- Angelier, J. (1994). Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. En P. L. Hancock (Ed.), *Continental Deformation* (pp. 53–100). Oxford: Pergamon Press.
- Annen, C. (2019). *a par Modelling the growth of Volcanoes , Plutons , and Magma reservoirs* (Université de Bristol). <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.24331.64805>
- Aranguren, A., Cuevas, J., Tubía, J. M., Román-Berdiel, T., Casas-Sainz, A., & Casas-Ponsati, A. (2003). Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Tojiza pluton (NW Spain). *Journal of the Geological Society*, 160(3), 435–445. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-079>
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29(2), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008TC002427>
- Arthaud, F. (1969). Methode de determination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermediaire d'une population de failles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. S7-XI, pp. 729–737. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.s7-xi.5.729>
- Baeza, O. (1999). *Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana*. Universidad de Chile.
- Barazangi and Isacks. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction. *Geology*, 4, 686–692. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1976\)4<686](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1976)4<686)

- Bechis, F., Giambiagi, L., García, V., Lanés, S., Cristallini, E., & Tunik, M. (2010). Kinematic analysis of a transtensional fault system: The Atuel depocenter of the Neuquén basin, southern Central Andes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 32(7), 886–899. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.03.009>
- Beck, M. E., Rojas, C., & Cembrano, J. (1993). On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems. *Geology*, 21(8), 755–758. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021)
- Benn, K., Odonne, F., & De Saint Blanquat, M. (1998). Pluton emplacement during transpression in brittle crust: New views from analogue experiments. *Geology*, 26(12), 1079–1082. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026)
- Bonini, M. (2007). Deformation patterns and structural vergence in brittle-ductile thrust wedges: An additional analogue modelling perspective. *Journal of Structural Geology*, 29(1), 141–158. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.012>
- Borradaile, G. J., & Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, 42(1–2), 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Bowen, N. (1948). The granite problem and the method of multiple prejudices. En J. Gilluly (Ed.), *Origin of Granite* (pp. 79–90). Geological Society of America Memoir.
- Branellec, M., Callot, J., Aubourg, C., Nivière, B., & Ringenbach, J. (2015). Tectonophysics Matrix deformation in a basement-involved fold-and-thrust-belt : A case study in the central Andes , Malargüe ( Argentina ). *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.022>
- Brown, M. (2007). Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: Mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, 164(4), 709–730. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-171>
- Brown, M. (2013). Granite : From genesis to emplacement. *GSA Bulletin*, 125(7–8), 1079–1113. <https://doi.org/10.1130/B30877.1>
- Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20(9–10), 1365–1393. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00074-1](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00074-1)
- Brun, J. P., & Pons, J. (1981). Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3(3), 219–229. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(81\)90018-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(81)90018-3)
- Burchfiel, B., Davis, G., & Ernst, W. (1981). Mojave Desert and environs. En *THE GEOTECTONIC DEVELOPMENT OF CALIFORNIA* (pp. 217–252).

- Butler, R. F. (2004). Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*, (September). <https://doi.org/10.5860/choice.29-5708>
- Butler, R. W. H. (1992). Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains. *Thrust Tectonics*, 287–298. [https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0\\_26](https://doi.org/10.1007/978-94-011-3066-0_26)
- Chadima, M. (s. f.). Magnetic Anisotropy of Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 54, 2429–2442.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... Zurita, E. (2001). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (338±368S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117–139. Recuperado de [www.elsevier.com/locate/jsames](http://www.elsevier.com/locate/jsames)
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., ... Wyss, A. R. (2005). The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 236(1–2), 43–77. <https://doi.org/10.1127/njgpa/236/2005/43>
- Charrier, R., & Muñoz, N. (1994). Jurassic Cretaceous Palaeogeographic Evolution of the Chilean Andes at 23°–24°S Latitude and 34°–35°S Latitude: A Comparative Analysis. En *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 233–242). [https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2\\_16](https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2_16)
- Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En *The Geology of Chile* (pp. 21–114). <https://doi.org/10.1144/goch>
- Clark, D., & Emerson, D. (1991). Notes on Rock Magnetization Characteristics in Applied Geophysical Studies. *Exploration Geophysics*, 22, 547–555. <https://doi.org/https://doi.org/10.1071/EG991547>
- Clark, S. R., Stegman, D., & Müller, R. D. (2008). Episodicity in back-arc tectonic regimes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 171(1–4), 265–279. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.04.012>
- Clemens, J. D. (1998). Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *Journal of the Geological Society*, 155(5), 843–851. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.155.5.0843>
- Clemens, J. D., & Petford, N. (1999). Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings. *Journal of the Geological Society*, 156(1), 1057–1060.

- Coloma, F., Valin, X., Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Salazar, E., & Ducea, M. N. (2017). Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*, 44(2), 147. <https://doi.org/10.5027/andgeoV44n2-a03>
- Cornejo, P. C., & Mahood, G. A. (1997). Seeing past the effects of re-equilibration to reconstruct magmatic gradients in plutons: La Gloria Pluton, central Chilean Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1–2), 159–175. <https://doi.org/10.1007/s004100050273>
- Creixell, C., Parada, M. Á., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., & de Arce, C. P. (2006). Syntectonic emplacement of the Middle Jurassic Concón Mafic Dike Swarm, Coastal Range, central Chile (33° S). *Tectonophysics*, 425(1–4), 101–122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.005>
- Cruden, A. R., & Launeau, P. (1994). Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, SW Abitibi Greenstone Belt. *Journal of Structural Geology*, 16(5), 677–691. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90118-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90118-X)
- Czeck, D. M., & Hudleston, P. J. (2004). Physical experiments of vertical transpression with localized nonvertical extrusion. *Journal of Structural Geology*, 26(3), 573–581. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.07.002>
- Daxberger, H., & Riller, U. (2015). Kinematics of Neogene to Recent upper-crustal deformation in the southern Central Andes (23°-28°S) inferred from fault-slip analysis: Evidence for gravitational spreading of the Puna Plateau. *Tectonophysics*, 642(1). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.003>
- De Paor, D. (1988). Balanced Section in Thrust Belts Part 1: Construction. *AAPG Bulletin*, 72(I), 73–90. <https://doi.org/10.1306/703c81cd-1707-11d7-8645000102c1865d>
- de Saint-Blanquat, M., Law, R. D., Bouchez, J. L., & Morgan, S. S. (2001). Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: An integrated structural, petrographic, and magnetic susceptibility study. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(8), 976–995. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<0976:ISAEOT>2.0.CO;2)
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens, A., Jerez, D., & Saeed, A. (2010). Barren Miocene granitoids in the central Andean metallogenic belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf and U-Pb isotope systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1–31. <https://doi.org/10.4067/s0718-71062010000100001>
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., & Martínez, F. (2016). Resolving the paradigm of the late Paleozoic–Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*, 37, 172–181. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>
- D'lemos, R., Paterson, S. R., & Strachan, R. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *North*, 149, 487–490.

- Doblas, M. (1998). Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295(1–2), 187–197. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00120-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00120-6)
- Dubey, A. (2014). *Understanding an Orogenic Belt. Structural Evolution of the Himalaya*.
- Dunlop, D. J., & Özdemir, Ö. (2007). *Magnetizations in Rocks and Minerals*.
- Espinoza, M. (2012). *Interpretación Tectónica de la Fábrica Magnética presente en la Faja Plegada Y Corrida De Magallanes Basada En Estudios De Anisotropía De Susceptibilidad Magnética ( Asm ), Tierra Del Fuego ,. Universidad de Chile*.
- Espinoza, M., Montecino, D., Oliveros, V., Astudillo, N., Vásquez, P., Reyes, R., ... Martínez, A. (2019). No The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): Sedimentary, volcanic, and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research*, 31(1), 4–32. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/bre.12305>
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., ... Comte, D. (2008). Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33° - 35°S). *Tectonics*, 27(1). <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002480>
- Fock, A., Charrier, R., & Farias, M. (2006). *Tectonoagmatic Control of the Giant Ore Deposits in the SUBduction Factory of the High Andes Between 32°36°S: A Multidisciplinary Approach (Anillo ACT18) View project Structure and Tectonic Evolution of the Andean orogen: Insights from the southern Centra*. Recuperado de <https://www.researchgate.net/publication/284292103>
- Fock, A. (2005). *Cronología Y Tectónica De La Exhumación En El Neógeno De Los Andes De Chile Central Entre Los 33° y Los 34° S*. Universidad De Chile.
- Frizon de Lamotte, D., Souque, C., Grelaud, S., & Robion, P. (2002). Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(5), 461–469. <https://doi.org/10.2113/173.5.461>
- Galland, O., Cobbold, P. R., de Bremond d’Ars, J., & Hallot, E. (2007). Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(6), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2006JB004604>

- Garibaldi, N., Tikoff, B., Schaen, A. J., & Singer, B. S. (2018). Interpreting Granitic Fabrics in Terms of Rhyolitic Melt Segregation, Accumulation, and Escape Via Tectonic Filter Pressing in the Huemul Pluton, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 8548–8567. <https://doi.org/10.1029/2018JB016282>
- Gerbault, M., Cembrano, J., Mpodozis, C., Farias, M., & Pardo, M. (2009). Continental margin deformation along the Andean subduction zone: Thermo-mechanical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 177(3–4), 180–205. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.09.001>
- Gerbi, C., Johnson, S. E., & Paterson, S. R. (2004). Implications of rapid, dike-fed pluton growth for host-rock strain rates and emplacement mechanisms. *Journal of Structural Geology*, 26(3), 583–594. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.008>
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E., & Ramos, V. A. (2003). The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, 369(1–2), 1–19. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00171-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00171-9)
- Giambiagi, L. B., & Mescua, J. (2019). *Curso Geología Estructural Avanzada*. Mendoza.
- Giambiagi, L. B., Ramos, V. A., Godoy, E., Alvarez, P. P., & Orts, S. (2003). Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, 22(4), n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2001tc001354>
- Giambiagi, L. B., Tassara, S., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., ... Pagano, S. D. (2014). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo – Tunuya transect ( 33 8 40 S ): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, 399.
- Giambiagi, L., Tassara, A., Mescua, J., Tunik, M., Alvarez, P. P., Godoy, E., ... Pagano, S. D. (2014). Evolution of shallow and deep structures along the Maipo–Tunuyán transect (33°40'S): from the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 63–82. <https://doi.org/10.1144/SP399.14>
- Glazner, A. F., Farmer, G. L., Hughes, W. T., Wooden, J. L., & Pickthorn, W. (1991). Contamination of basaltic magma by mafic crust at Amboy and Pisgah craters, Mojave Desert, California. *Journal of Geophysical Research*, 96(B8). <https://doi.org/10.1029/91jb00175>
- Glazner, A. F., & Bartley, J. M. (2006). Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process? *Bulletin of the Geological Society of America*, 118(9–10), 1185–1195. <https://doi.org/10.1130/B25738.1>

- Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W., & Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today*, 14(4/5), 4–9. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2004\)014<0004](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2004)014<0004)
- Graham, J. W. (2013). Significance of Magnetic Anisotropy in Appalachian Sedimentary Rocks. *Geophysical Monograph Series*, 10, 627–648. <https://doi.org/10.1029/gm010p0627>
- Gray, D. R., & Willman, C. E. (1991). Thrust-related strain gradients and thrusting mechanisms in a chevron-folded sequence, southeastern Australia. *Journal of Structural Geology*, 13(6), 691–710. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90031-D](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90031-D)
- Gutiérrez, F., Payacán, I., Szymanowski, D., Guillong, M., Bachmann, O., & Parada, M. A. (2018). Lateral magma propagation during the emplacement of La Gloria Pluton, central Chile. *Geology*, 46(12), 1051–1054. <https://doi.org/10.1130/G45361.1>
- Gutiérrez, F., Payacán, I., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. A. (2013). Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir : Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton , central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1984–1998. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50164>
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, 7(3–4), 437–457. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(85\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(85)90048-3)
- Hirt, A. M., Lowrie, W., Lüneburg, C., Lebit, H., & Engelder, T. (2004). Magnetic and mineral fabric development in the ordovician Martinsburg Formation in the Central Appalachian Fold and Thrust Belt, Pennsylvania. *Geological Society Special Publication*, 238(1995), 109–126. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.09>
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys*, 5(1), 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Hutton, D. H. W. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79(2–3), 245–255. <https://doi.org/10.1017/S0263593300014255>
- Hutton, D. H. W. (1997). Syntectonic Granites and the Principle of Effective Stress: A General Solution to the Space Problem? En J. Bouchez & E. Al (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (pp. 189–197). [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5\\_12](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_12)
- Isacks, B., & Molnar, P. (1972). Correction [to “ Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solutions of mantle earthquakes”]. *Reviews of Geophysics*, 10(3), 847–847. <https://doi.org/10.1029/RG010i003p00847>
- Izquierdo-Llavall, E., Román-Berdiel, T., Casas, A. M., Oliva-Urcia, B., Gil-Peña, I., Soto, R., & Jabaloy, A. (2012). Magnetic and structural study of the Eaux-Chaudes intrusion:

understanding the Variscan deformation in the Western Axial Zone (Pyrenees). *International Journal of Earth Sciences*, 101(7), 1817–1834. <https://doi.org/10.1007/s00531-012-0760-9>

Jeréz, D. (2007). *Contribución A La Geocronología Y Geoquímica De Los Intrusivos Estero Yerba Loca Y Batolito San Francisco, Cordillera De Chile Central. (33°S)*. Universidad de Chile.

Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R., & Tate, M. C. (2003). Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1933–1957. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(03\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(03)00015-4)

Kley, J., Monaldi, C. R., & Salfity, J. A. (1999). Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics*, 301(1–2), 75–94. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)90223-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)90223-2)

Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. *Instituto de Investigaciones Geológicas*.

Koyi, H. A., Hessami, K., & Teixell, A. (2000). Epicenter distribution and magnitude of earthquakes in fold-thrust belts: Insights from sandbox models. *Geophysical Research Letters*, 27(2), 273–276. <https://doi.org/10.1029/1999GL010833>

Kurtz, A. C., Kay, S. M., Charrier, R., & Farrar, E. (1997). Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, central Chile (34–35°S). *Revista Geologica de Chile*, 24(1), 75–90.

Lamb, S. (2006). *Shear stresses on megathrusts : Implications for mountain building behind subduction zones*. 111(February). <https://doi.org/10.1029/2005JB003916>

Lavenu, A., & Cembrano, J. (2008). Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Revista Geologica de Chile*, 35(2), 233–252. <https://doi.org/10.4067/s0716-02082008000200003>

Mardones, V. (2019). *Evolución Tectónica Meso-Cenozoica de la Cordillera Principal de los Andes de Chile Central, 33°30'S-34°S*. Universidad de Chile.

Marrett, R., & Allmendinger, R. W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12(8), 973–986. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(90\)90093-E](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90093-E)

Marrett, R., & Peacock, D. C. P. (1999). Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1057–1063. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00020-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00020-6)

- Menand, T. (2011). Tectonophysics Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies : A review. *Tectonophysics*, 500(1–4), 11–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.10.016>
- Miller, R. B., & Paterson, S. R. (1992). Tectonic implications of syn- and post-emplacement deformation of the Mount Stuart batholith for mid-Cretaceous orogenesis in the north Cascades. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(3), 479–485. <https://doi.org/10.1139/e92-041>
- Montanari, D., Corti, G., Sani, F., Del Ventisette, C., Bonini, M., & Moratti, G. (2010). Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics*, 484(1–4), 147–155. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.09.010>
- Moreno, H., Thiele, R., & Varela, J. (1991). Estudio Geológico y de Riesgos Volcánicos y de Remoción en Masa del Proyecto Hidroeléctrico Alfalfal II y Las Lajas (Informe técnico). *Chilgener S.S*, p. 78p.
- Moyen, J.-F., Nédélec, A., Martin, H., & Jayananda, M. (2002). Syntectonic granite emplacement at different structural levels : the. *Journal of structural geology*, 25(2003), 611–631.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1990). *the Andes of Chile and Argentina*. 11.
- Muñoz, M., Deckart, K., Charrier, R., & Fanning, C. M. (2009). New geochronological data on Neogene-Quaternary intrusive rocks from the high Andes of central Chile ( 33°15 ' -34°00 ' S ). *XII Congreso Geológico Chileno*, (1), 8–11.
- Muñoz, M., Farías, M., Charrier, R., Fanning, C. M., Polvé, M., & Deckart, K. (2013). Isotopic shifts in the cenozoic andean arc of central chile: Records of an evolving basement throughout cordilleran arc mountain building. *Geology*, 41(8), 931–934. <https://doi.org/10.1130/G34178.1>
- Muñoz, M., Tapia, F., Persico, M., Benoit, M., Charrier, R., Farías, M., & Rojas, A. (2018). Extensional tectonics during Late Cretaceous evolution of the Southern Central Andes: Evidence from the Chilean main range at ~35°S. *Tectonophysics*, 744, 93–117. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.06.009>
- Muñoz-Sáez, C., Pinto, L., Charrier, R., & Nalpas, T. (2014). Influencia de la carga de los depósitos en la generación de fallas de atajo durante la inversión de una cuenca extensional: El caso de la cuenca de Abanico (Eoceno-Oligoceno), Andes de Chile central (33°-35°S). *Andean Geology*, 41(1), 1–28. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a01>
- Mutch, T., & McGill, G. (1962). Deformation In Host Rocks Adjacent To An Epizonal Pluton (The Royal Stock, Montana). *Geological Society of America Bulletin*, 73(1), 1541–1544.

- Nalpas, T., Townley, B., & Sanhueza, D. (2011). Influencia de un bloque rígido en un sistema de fallas de rumbo: modelamiento análogo. *Andean Geology*, 38(1), 23–36. <https://doi.org/10.5027/andgeov38n1-a03>
- Niemeyer, H. (1999). *Apuntes de geología estructural*. Antofagasta.
- Niemeyer, H. (2008). *Geología Estructural* (Ril Editores, Ed.).
- Oliveros, V., Vásquez, P., Creixell, C., Lucassen, F., Ducea, M. N., Ciocca, I., ... Kasemann, S. A. (2020). Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*, 80, 202–227. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.002>
- Palma, W. A. (1991). Evidencias de una regresión diacrónica en la Formación Colimapu al sur del Río Volcán, Región Metropolitana, Chile. *Congreso Geológico Chileno*, 515–519.
- Pankhurst, Robert; Hervé, F. (2007). The Geology of Chile. En *The Geology of Chile*. <https://doi.org/10.1144/goch>
- Pardo-Casas, F., & Molnar, P. (1987). Relative Motion Of The Nazca (Farallon) And South American Plates Since Late Cretaceous Time. En *Tectonics* (Vol. 6).
- Parsons, A. J., Ferré, E. C., Law, R. D., Lloyd, G. E., Phillips, R. J., & Searle, M. P. (2016). Orogen-parallel deformation of the Himalayan midcrust: Insights from structural and magnetic fabric analyses of the Greater Himalayan Sequence, Annapurna-Dhaulagiri Himalaya, central Nepal. *Tectonics*, 35(11), 2515–2537. <https://doi.org/10.1002/2016TC004244>
- Parsons, T., Sleep, N. H., & Thompson, G. A. (1992). Host Rock Rheology Controls On The Emplacement Of Tabular Intrusions: Implications For Underplating Of Extending Crust. *Tectonics*, 11(6), 1348–1356. <https://doi.org/doi:10.1002/2016TC004244>
- Paterson, S. R., Brudos, T., Fowler, K., Carlson, C., Bishop, K., & Vernon, R. H. (1991). Papoose Flat pluton: forceful expansion or postemplacement deformation? *Geology*, 19(4), 324–327. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019)
- Paterson, S. R., & Fowler, T. K. (1993). Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, 15(2), 191–206. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90095-R](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90095-R)
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., & Miller, R. B. (1996). Pluton emplacement in arcs: A crustal-scale exchange process. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87(1–2), 115–123. <https://doi.org/10.1017/s0263593300006532>
- Paterson, S. R., & Miller, R. B. (1998). Magma emplacement during arc-perpendicular shortening: an example from the Cascades crystalline core, Washington. *Tectonics*, 17(4), 571–586. <https://doi.org/10.1029/98TC01604>

- Paterson, S. R., & Tobisch, O. T. (1992). Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology*, 14(3), 291–300. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90087-D](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90087-D)
- Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tobisch, O. T. (1989). A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11(3), 349–363. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90074-6)
- Payacán, I. (2015). *Estructura Interna Y Dinámica De Enfriamiento Del Plutón La Gloria , Chile Central : Un Enfoque a Partir De Estudios Magnéticos , Petrográficos Y Modelación Numérica*. Universidad de Chile.
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Bachmann, O., & Parada, M. Á. (s. f.). *Assembling and compositional diversification of the San Gabriel pluton, central Chile*.
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. Á. (2014). Comparing magnetic and magmatic fabrics to constrain the magma flow record in La Gloria pluton, central Chile. *Journal of Structural Geology*, 69(PA), 32–46. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.015>
- Peacock, D. C. P., & Marrett, R. (2000). Strain and stress: Reply. *Journal of Structural Geology*, 22(9), 1369–1378. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00047-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00047-X)
- Petit, J. P. (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5–6), 597–608. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90145-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90145-3)
- Piquer, J., Berry, R. F., Scott, R. J., & Cooke, D. R. (2016). Arc-oblique fault systems: Their role in the Cenozoic structural evolution and metallogensis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89, 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.05.008>
- Piquer, J., Yáñez, G., Rivera, O., & Cooke, D. R. (2019). Long-lived crustal damage zones associated with fault intersections in the high andes of Central Chile. *Andean Geology*, 46(2), 223–239. <https://doi.org/10.5027/andgeov46n2-3106>
- Pizarro, B. (2019). *Deformación Interna Del Plutón San Gabriel (Chile Central) Registrada Por Enclaves Máficos: Relación Entre El Mecanismo De Construcción, Diversificación Composicional Y Deformación Tectónica*. Universidad Mayor, Santiago, Chile.
- Poblet, J., & Lisle, R. J. (2011). Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts. *Geological Society Special Publication*, 349, 1–24. <https://doi.org/10.1144/SP349.1>
- Pollard, D. D. (2000). Strain and Stress: Discussion. *Journal of Structural Geology*, 22, 1359–1367. <https://doi.org/10.1201/9781420042207>

- Pueyo Anchuela, Ó., Gil Imaz, A., & Pocoví Juan, A. (2010). Significance of AMS in multilayer systems in fold-and-thrust belts. A case study from the Eocene turbidites in the Southern Pyrenees (Spain). *Geological Journal*, 45(5–6), 544–561. <https://doi.org/10.1002/gj.1194>
- Pueyo Anchuela, Ó., Pueyo, E. L., Pocoví Juan, A., & Gil Imaz, A. (2012). Vertical axis rotations in fold and thrust belts: Comparison of AMS and paleomagnetic data in the Western External Sierras (Southern Pyrenees). *Tectonophysics*, 532–535, 119–133. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.023>
- Quiroga, R. (2013). *Análisis estructural de los depósitos cenozoicos de la cordillera Principal entre el cerro Provincia y el cordón el Quempe, Región Metropolitana, Chile (33°18' y 33°25'S)* (Universidad de Chile). Recuperado de <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/115299>
- Rauld, R., Armijo, R., Vargas, G., Lacassin, R., & Campos, J. (2009). Cartografía y modelación estructural del Frente Andino Occidental de Santiago, un sistema de pliegues por propagación de falla. *XII Congreso Geológico Chileno*, 22–26. Santiago: Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Rauld, R. (2002). *Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el Río Mapocho y la Quebrada de Macul*. Universidad De Chile.
- Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*, 36(2), 287–303. <https://doi.org/10.1002/2016TC004269>
- Rochette, P., Jackson, M., & Aubourg, C. (1992). Rock Magnetism and the Interpretation of AMS. *Reviews of Geophysics*, 3(30), 209–226.
- Roig, J. Y., Faure, M., & Truffert, C. (1998). Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analyses: The case study of the Tulle antiform, SW French Massif Central. *Journal of Structural Geology*, 20(9–10), 1169–1189. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00061-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00061-3)
- Schmidt, K. L., & Paterson, S. R. (2002). A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith: Transpression or local complex flow around a continental margin buttress? *Tectonics*, 21(5), 14-1-14–19. <https://doi.org/10.1029/2001TC001353>
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1), 3–41. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.1.3>
- Sylvester, A. G. (1988). Geological Society of America Bulletin Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin Strike-slip faults*, (11), 1666–1703. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1988\)100<1666](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1988)100<1666)

- Tauxe, L. (2019). *Paleomagnetic Principles and Practice* (18<sup>a</sup> ed., Vol. 53; G. Nolet, Ed.). <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Teysier, C., Tikoff, B., & Markley, M. (1995). Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23(5), 447–450. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023)
- Thiele, R. (1980). Hoja Santiago. *Instituto de Investigaciones Geológicas*.
- Thiele, R., & Katsui, Y. (1969). *Contribucion al conocimiento del volcanismo post-miocenico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile*. (Nº 35). SANTIAGO DE CHILE.
- Thorbjornsen, K. L., & Dunne, W. M. (1997). Origin of a thrust-related fold: Geometric vs kinematic tests. *Journal of Structural Geology*, 19(3-4 SPEC. ISS.), 303–319. [https://doi.org/10.1016/s0191-8141\(96\)00090-9](https://doi.org/10.1016/s0191-8141(96)00090-9)
- Tuttle, O. F., & Bowen, N. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system: NaAl–Si<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O. *Geological Society of America Memoir*, 74, 153.
- Uyeda, S., & Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84(B3), 1049. <https://doi.org/10.1029/JB084iB03p01049>
- Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., ... Armijo, R. (2014). Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*, 42(12), 1083–1086. <https://doi.org/10.1130/G35741.1>
- Venegas, C., & Nalpas, T. (2005). Erosion influence on the evolution of compressive system constrained by analogue modelling. *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, (1), 779–782. Barcelona.
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepulveda, P., Thiele, R., & Drake, R. (1988). Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30'S–34°35'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 199–209. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90038-7](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90038-7)
- Vergara, M., & Drake, R. (1978). Edades potasio argón y su implicancia en la geología regional de Chile. En *Comunicaciones*. Santiago.
- Vigneress, J. L., & Clemens, J. D. (2000). Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy. *Geological Society Special Publication*, 174, 1–19. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.174.01.01>
- Villela, D. (2015). *Desarrollo Estructural De La Cordillera Principal Al Suroeste Del Río Maipo, Sector De El Ingenio, Región Metropolitana, Chile (33°40'-33°50's)*. Universidad De Chile.

Wilson, M., & Wilson, M. (1989). Relation of present-day magmatism to global tectonic processes. En *Igneous Petrogenesis* (pp. 3–12). [https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0\\_1](https://doi.org/10.1007/978-94-010-9388-0_1)

Yin, A., & Oertel, G. (1993). Kinematics and strain distribution of a thrust-related fold system in the Lewis thrust plate, northwestern Montana (U.S.A.). *Journal of Structural Geology*, *15*(6), 707–719. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90057-H](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90057-H)

Zonenshayn, L., Savostin, L., & Sedov, A. (1984). Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 million years. *Geotectonics*, *18*(3), 181–195.

SOLO USO ACADÉMICO

## ANEXOS

**Anexo 1: Tabla con todas las mediciones estructurales obtenidas en terreno.**

Fecha	Ubicación	Parada	Coord_Norte	Coord_Este	Azimut (MD)	Dip	Dip_dir	Rake	Cinemática	Q	Tipo_dato
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	280	87	10	17	Dext	1	Crec. Fibra
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	282	88	12	17	Dext	1	Crec. Fibra
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	284	90	14	15	Dext	1	Crec. Fibra
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	280	82	10	18	Dext	2	Crec. Fibra
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	285	90	15	10	Dext	2	Crec. Fibra
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	285	90	15	5	Dext	2	P. Falla
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	285	60	15	17	Dext	1	Media Luna
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	290	64	20	18	Dext	1	Media Luna
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	290	65	20	17	Dext	1	Media Luna
01-05-2019	Plutón San Gabriel	1	6260947	387308	290	60	20	18	Dext	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	167	50	257	15	Sin	2	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	137	55	227	25	Sin	2	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	159	57	249	32	Sin	2	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	337	55	67	90	Inv	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	335	55	65	90	Inv	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	360	55	90	60	Sin	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	360	57	90	62	Sin	1	Media Luna

01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	360	55	90	60	Sin	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	360	55	90	20	Sin	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	360	55	90	22	Sin	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	332	62	62	18	Sin	1	Media Luna
01-05-2019	Puente El Cristo	2	6256900	386765	339	64	69	20	Sin	1	Media Luna
01-05-2019	Quebrada Liliana	3	6239680	234966	90	80	180	25	Sin	2	Media Luna
01-05-2019	Quebrada Liliana	3	6239680	234966	90	82	180	5	Sin	3	Media Luna
01-05-2019	Quebrada Liliana	3	6239680	234966	90	80	180	30	Sin	3	Media Luna
01-05-2019	Quebrada Liliana	3	6239680	234966	90	81	180	90	Norm	2	Media Luna
01-05-2019	Quebrada Liliana	3	6239680	234966	90	76	180	90	Norm	2	Media Luna
20-05-2019	Camino Al Volcán	1	6262397	381745	275	20	5	-	-	-	Estratificación
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	335	20	65	20	Sin	2	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	225	24	315	45	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	240	12	330	50	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	214	12	304	47	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	242	20	332	57	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	165	16	255	75	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	230	20	320	65	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	240	14	330	20	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279682	380369	244	65	334	5	Sin	1	Espejo Falla
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	217	29	307	80	Dext	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	210	42	300	80	Norm	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	170	34	260	80	Norm	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	70	28	160	78	Inv	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	180	44	270	79	Norm	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	207	20	297	80	Norm	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	175	18	265	87	Norm	2	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	1	6279661	380400	195	34	285	80	Norm	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279694	380355	60	28	150	-	-	-	Estratificación

21-05-2019	Lagunillas	2	6279704	380333	210	87	300	26	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279704	380333	50	84	140	28	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279704	380333	240	18	330	74	Norm	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279704	380333	225	78	315	35	Sin	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279704	380333	35	36	125	-	-	-	Fracturamiento Lajoso
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	116	86	206	-	-	-	Orientación Dike
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	115	78	205	87	Inv	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	117	76	207	85	Inv	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	113	78	203	87	Inv	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	145	54	235	84	Inv	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	293	60	23	70	Inv	1	Media Luna
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	107	74	197	65	Inv	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	100	70	190	42	Norm	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	278	84	8	2	Dext	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	278	84	8	29	Norm	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	105	86	195	75	Dext	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	271	78	1	65	Dext	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	271	78	1	8	Inv	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	92	68	182	70	Inv	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	96	64	186	70	Inv	1	Estrías
21-05-2019	Lagunillas	2	6279966	380207	104	62	194	85	Inv	1	Crec. Fibra
21-05-2019	Lagunillas	2	6279933	380196	155	17	245	-	-	-	Estratificación
21-05-2019	Lagunillas	2	6279933	380196	128	17	218	-	-	-	Estratificación
21-05-2019	Lagunillas	2	6279933	380196	135	21	225	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6277797	377903	46	23	136	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6277797	377903	44	20	134	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6277797	377903	54	17	144	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6277797	377903	60	20	150	-	-	-	Estratificación

22-05-2019	Lagunillas	2	6276907	377183	38	40	128	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6276907	377183	360	36	90	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6276907	377183	340	45	70	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Lagunillas	2	6276907	377183	350	46	80	-	-	-	Estratificación
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	165	58	255	15	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	160	56	250	9	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	157	59	247	11	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	155	60	245	8	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	155	60	245	26	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	155	60	245	30	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	158	61	248	17	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	203	62	293	0	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	159	60	249	21	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	225	60	315	10	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	170	60	260	10	Sin	1	Media Luna
22-05-2019	Cerro La Antena	3	6259349	388104	71	62	161	17	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	1	6260159	387987	277	82	7	24	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	88	170	19	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	90	170	4	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	79	85	169	7	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	81	90	171	31	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	82	170	15	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	81	84	171	17	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	79	85	169	33	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	77	88	167	24	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	90	82	180	3	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	88	170	16	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	78	88	168	18	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	79	88	169	39	Sin	1	Media Luna

23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	83	88	173	2	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	84	86	174	44	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	83	86	173	14	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	82	84	172	84	Norm	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	84	170	74	Norm	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	88	170	75	Norm	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	80	90	170	85	Norm sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	2	6260106	388095	86	88	176	89	Norm sin	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	255	86	345	25	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	250	84	340	40	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	89	88	179	15	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	90	82	180	11	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	90	82	180	60	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	75	86	165	11	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	70	88	160	45	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	71	88	161	45	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	70	89	160	43	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	70	88	160	45	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	3	6259816	388376	78	84	168	52	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	4	6259800	388277	278	86	8	5	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	4	6259800	388277	275	88	5	4	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	4	6259800	388277	278	78	8	20	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	4	6259800	388277	281	88	11	2	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	4	6259800	388277	106	80	196	5	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	4	6259800	388277	295	70	25	5	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	101	90	191	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	105	88	195	-	-	-	Orientación Vetillas

23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	98	86	188	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	275	88	5	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	115	70	205	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	125	80	215	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	108	84	198	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	110	86	200	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	125	88	215	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Río Yeso	5	6259766	388189	120	80	210	-	-	-	Orientación Vetillas
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	40	84	130	18	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	32	60	122	30	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	39	84	129	22	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	275	68	5	52	Sin	2	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	342	84	72	13	Dext	1	Estrías
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	340	80	70	30	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	339	86	69	25	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	345	74	75	28	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	50	78	140	15	Sin	1	Estrías
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	45	88	135	18	Sin	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	6	6252732	389227	218	80	308	15	Sin	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	245	88	335	1	Sin	2	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	240	88	330	9	Sin	1	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	278	88	8	7	Sin	1	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	240	86	330	35	Sin	1	Riedel

23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	245	90	335	17	Sin	1	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	60	88	150	35	Sin	1	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	245	88	335	35	Sin	1	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	105	70	195	0	Dext	2	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	80	70	170	5	Sin	3	Riedel
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	90	78	180	5	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	90	80	180	8	Dext	1	Crec. Fibra
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	150	40	240	32	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	149	40	239	40	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	145	40	235	35	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Las Melosas	7	6254852	387871	148	38	238	40	Sin	1	Media Luna
23-06-2019	Puente El Cristo	8	6256573	386859	360	60	90	35	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Puente El Cristo	8	6256573	386859	325	64	55	50	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Puente El Cristo	8	6256573	386859	320	62	50	52	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Puente El Cristo	8	6256573	386859	310	70	40	50	Dext	1	Media Luna
23-06-2019	Puente El Cristo	8	6256573	386859	318	60	48	35	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Quebrada Liliana	1	6261936	384852	80	78	170	-	-	-	P. Falla
29-07-2019	Quebrada Liliana	1	6261936	384852	77	78	167	-	-	-	P. Falla
29-07-2019	Quebrada Liliana	1	6261936	384852	89	80	179	-	-	-	P. Falla
29-07-2019	Quebrada Liliana	1	6261936	384852	79	80	169	-	-	-	P. Falla
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	101	88	191	67	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	105	88	195	65	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	100	86	190	75	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	101	88	191	85	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	104	88	194	70	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	101	86	191	72	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	112	88	202	13	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	110	86	200	65	Dext	1	Estrías
29-07-2019	Cantera	2	6260947	387308	104	90	194	70	Dext	1	Estrías

29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	100	70	190	14	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	93	70	183	35	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	97	74	187	30	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	95	72	185	28	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	94	70	184	14	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	96	70	186	10	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	95	64	185	85	Dext Norm	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	89	62	179	10	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	94	64	184	9	Sin	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	95	70	185	10	Sin	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	94	60	184	38	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	87	60	177	29	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	94	56	184	5	Dext	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	92	72	182	33	Sin	1	Media Luna
29-07-2019	Cantera	3	6260982	387306	100	88	190	1	Dext	1	Media Luna
30-07-2019	Las Cañuelas	1	6259054	389590	281	27	11	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	1	6259054	389590	278	27	8	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	1	6259054	389590	282	32	12	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	2	6238978	389483	270	18	0	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	2	6238978	389483	275	20	5	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	2	6238978	389483	277	18	7	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	2	6238978	389483	255	14	345	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	2	6238978	389483	275	18	5	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	3	6258951	389323	155	48	245	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	3	6258951	389323	149	44	239	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	3	6258951	389323	144	42	234	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	3	6258951	389323	145	44	235	-	-	-	Estratificación
30-07-2019	Las Cañuelas	3	6258951	389323	145	42	235	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	156	22	246	-	-	-	Estratificación

31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	150	33	240	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	165	28	255	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	150	36	240	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	165	30	255	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	254	72	344	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	264	78	354	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	264	72	354	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	245	88	335	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	246	88	336	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	69	88	159	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	77	90	167	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	260	88	350	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	1	6262119	391226	260	84	350	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	2	6262018	391261	150	24	240	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	2	6262018	391261	180	30	270	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	2	6262018	391261	160	20	250	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	2	6262018	391261	111	20	201	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	2	6262018	391261	150	30	240	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	2	6262018	391261	160	20	250	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	3	6261421	391023	175	34	265	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	3	6261421	391023	165	20	255	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	3	6261421	391023	160	31	250	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	3	6261421	391023	170	38	260	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	3	6261421	391023	171	34	261	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	80	12	170	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	78	20	168	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	125	10	215	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	354	0	84	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	45	8	135	-	-	-	Estratificación

31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	90	10	180	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	40	10	130	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	120	10	210	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	122	14	212	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	117	8	207	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	4	6261007	389306	110	12	200	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	80	80	170	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	85	90	175	65	Sin	3	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	90	90	180	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	90	80	180	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	352	90	82	70	Sin	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	100	86	190	-	-	-	Orientación Vetillas
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	80	90	170	10	Sin	1	Media Luna
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	76	80	166	30	Sin	1	Media Luna
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	70	82	160	10	Sin	1	Media Luna
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	73	80	163	45	Sin	1	Media Luna
31-07-2019	Río Yeso	5	6260461	388713	100	80	190	60	Sin	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	90	86	180	-	-	-	Zona de alteración
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	91	88	181	-	-	-	Zona de alteración
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	79	86	169	-	-	-	Zona de alteración
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	67	80	157	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	70	90	160	-	-	-	Contacto Dike
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	65	80	155	10	Dext	2	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	67	80	157	15	Dext	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	82	88	172	0	Dext	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	65	86	155	11	Sin	1	Estrías

31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	65	86	155	10	Sin	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	70	74	160	7	Sin	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	55	78	145	10	Sin	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	70	78	160	5	Sin	1	Estrías
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	95	80	185	-	-	-	Orientación Vetillas
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	75	88	165	9	Sin	1	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	62	86	152	12	Sin	1	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	25	84	115	-	-	-	P. Falla
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	134	30	224	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	150	35	240	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	142	30	232	-	-	-	Estratificación
31-07-2019	Río Yeso	5	6260480	388723	138	33	228	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	264	78	354	5	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	265	80	355	5	Sin	1	Media Luna
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	273	74	3	18	Sin	1	Media Luna
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	266	76	356	7	Sin	1	Media Luna
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	255	75	345	4	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	257	86	347	15	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	265	82	355	51	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	300	60	30	51	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	250	2	340	110	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	282	14	12	0	Sin	1	Estrías
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	345	44	75	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	350	42	80	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	345	50	75	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	1	6251405	389389	360	46	90	-	-	-	Orientación Vetillas
01-08-2019	Río Maipo	2	6251850	389561	14	20	104	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	2	6251850	389561	360	30	90	-	-	-	Estratificación

01-08-2019	Río Maipo	2	6251850	389561	355	24	85	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	2	6251850	389561	242	90	332	-	-	-	Contacto Dike
01-08-2019	Río Maipo	2	6251850	389561	245	84	335	-	-	-	Contacto Dike
01-08-2019	Río Maipo	2	6251850	389561	165	70	255	-	-	-	Falla
01-08-2019	Río Maipo	3	6247622	389560	315	56	45	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	3	6247622	389560	310	64	40	-	-	-	Estratificación
01-08-2019	Río Maipo	3	6247622	389560	314	54	44	-	-	-	Estratificación

SOLO USO ACADÉMICO

## Anexo 2: Resultados Análisis de Anisotropía se Susceptibilidad Magnética.

A.2.1. Tabla con los resultados de los parámetros escalares del análisis de AMS.

Sitio	N	E	Distancia PSG (m)	Nº	K_mean	K_max	K_int	K_min	F	L	P	P'	T
19RV01+19RV02	6262367	380277	-17700	9	1,03	1,006	1,000	0,994	1,006	1,007	1,013	1,013	-0,01
19RV03	6279966	380207	-17800	3	0,63	1,012	1,002	0,986	1,016	1,01	1,026	1,027	0,23
19RV04	6259054	389590	381	4	0,42	1,006	1,002	0,993	1,009	1,004	1,013	1,013	0,41
19RV05+19RV06	6258965	389402	160	6	0,41	1,019	1,006	0,976	1,031	1,013	1,044	1,045	0,41
19RV07+19RV08	6262018	391261	3577	9	2,68	1,013	0,996	0,990	1,006	1,017	1,024	1,024	-0,46
19RV09	6261135	390425	2390	6	0,29	1,015	1,007	0,978	1,029	1,008	1,038	1,040	0,55
19RV11+19RV10	6260461	388713	650	11	0,27	1,010	1,005	0,986	1,019	1,005	1,025	1,026	0,58
19RV13	6251850	389561	850	3	0,35	1,014	1,005	0,981	1,025	1,009	1,034	1,035	0,48
19RV14+19RV15	6251865	389571	838	4	0,19	1,014	1,008	0,977	1,032	1,006	1,038	1,041	0,67

A.2.2. Tabla con los resultados de los parámetros direccionales de análisis de AMS.

Sitio	Forma	K_max Dec	K_max Inc	K_int Dec	K_int Inc	K_min Dec	K_min Inc	Fol strike	Fol dip	Dip Q
19RV01+19RV02	prolate	172,1	1,8	81,7	12,6	270,1	77,3			
19RV03	oblate	149,4	14,9	253,6	42,8	44,8	43,4	134,8	46,7	S
19RV04	oblate	318,9	35	50,6	2,4	144,1	54,9	234,1	35,1	N
19RV05+19RV06	oblate	294,6	0,4	24,6	8,3	201,6	81,7	291,6	8,3	N
19RV07+19RV08	prolate	179,7	8,3	327,5	80,2	89	5,2			
19RV09	oblate	229,5	26,6	331,7	22,9	96,7	53,6	187	36	W
19RV11+19RV10	oblate	179,2	16,3	270,9	5,9	20,3	72,6	110,3	17,4	S
19RV13	oblate	295,3	2,5	204,8	11,4	37,7	78,3	127,7	11,7	S
19RV14+19RV15	oblate	262,3	1,9	169,1	59,8	353,4	30,1	83,4	59,9	S

**Anexo 3: Tabla con los valores de dirección e inclinación de los ejes de máximo, intermedio y menor acortamiento del *strain* en la deformación frágil.**

Sitio	Familia	Eje	Eigenvalue	Trend	Plunge
Río Maipo (Oeste)	b	1.	0,1934	352	20,7
		2.	0,0109	213	63,4
		3.	0,2043	88,2	16
	c	1.	0,488	172	0
		2.	0,0012	262,1	75,8
		3.	0,4869	82	14,2
	d	1.	0,1697	52,8	5,7
		2.	0,0119	190,3	82,3
		3.	0,1816	322,3	5,2
	e	1.	0,1812	128,1	22,5
		2.	0,0184	358	57,3
		3.	0,1628	228	22,5
	f	1.	0,1138	354,1	12,1
		2.	0,0207	249,6	49,3
		3.	0,1345	93,8	38,1
Quebrada Liliana	a	1.	0,4043	38,5	40,1
		2.	0,008	260	41,7
		3.	0,4122	148,6	22,3
Cantera	b	1.	0,4989	250,8	31,2
		2.	0,0006	52,9	57,5
		3.	0,4984	155,8	8,1
	c	1.	0,3677	54,7	23,4
		2.	0,0188	280,4	58,2
		3.	0,3865	153,8	20,2
	d	1.	0,2306	54,1	27,3
		2.	0,0043	217,1	61,7

		3.	0,2262	320,4	7,1
Río Yeso	b	1.	0,3867	327,5	6,9
		2.	0,0165	82,5	74,1
		3.	0,4031	235,7	14,3
	c	1.	0,2431	143,9	22,6
		2.	0,0074	262	48,5
		3.	0,2357	38,4	32,6
	d	1.	0,2844	28	30,8
		2.	0,0035	255,6	48,5
		3.	0,2809	134,1	24,8
	e	1.	0,0786	154,4	37,6
		2.	0,0129	50,2	17,7
		3.	0,0657	300,2	47

SOLO USO ACADÉMICO

Sitio	Familia	Eje	Eigenvalue	Trend	Plunge
Cerro La Antena	b	1.	0,3535	92,8	1,7
		2.	0,0334	358,1	70,3
		3.	0,3201	183,4	19,6
	c	1.	0,3977	38,8	3,9
		2.	0,062	130,8	26,9
		3.	0,3357	301,1	62,8
	d	1.	0,474	20,8	4,7
		2.	0,0077	115,5	45
		3.	0,4663	286,1	44,6
Puente Cristo	b	1.	0,4746	328,3	52,7
		2.	0,0002	149,3	37,3
		3.	0,4748	59	0,5
	c	1.	0,4746	328,3	52,7
		2.	0,0002	149,3	37,3
		3.	0,4748	59	0,5
	d	1.	0,4699	122,8	42
		2.	0,01	281,7	46
		3.	0,4599	23	10,7
Las Melosas	b	1.	0,4549	312,3	3,2
		2.	0,0012	49,8	66,6
		3.	0,4537	220,9	23,2
	c.1	1.	0,4817	354,1	25,6
		2.	0,012	186,7	63,8
		3.	0,4937	86,5	5
	c.2	1.	0,4862	90,5	2
		2.	0,0318	198,1	83,6
		3.	0,4544	0,3	6,1
	d	1.	0,4891	296,3	23,2

	2.	0,0047	141,6	64,6
	3.	0,4938	30,5	9,7
e	1.	0,4986	21,9	16,1
	2.	0,0001	282	30,6
	3.	0,4985	135,8	54,6
f	1.	0,5	46	12,3
	2.	0,0005	210,9	77,2
	3.	0,4995	315,3	3,2

SOLO USO ACADÉMICO