



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTRUCTURA INTERNA Y DINÁMICA DE ENFRIAMIENTO DEL
PLUTÓN LA GLORIA, CHILE CENTRAL: UN ENFOQUE A PARTIR DE
ESTUDIOS MAGNÉTICOS, PETROGRÁFICOS Y MODELACIÓN
NUMÉRICA**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS
MENCION GEOLOGÍA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ITALO JOAQUÍN PAYACÁN PAYACÁN

**PROFESOR GUÍA:
DR. FRANCISCO JAVIER GUTIÉRREZ FERRER**

**PROFESOR CO-GUÍA:
DR. MIGUEL ÁNGEL PARADA REYES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DR. CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
DR. CHRISTIAN CREIXELL TORRES**

**SANTIAGO DE CHILE
2015**

**RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Geólogo y grado de
Magíster en Ciencias, mención Geología
POR: Italo Joaquín Payacán Payacán
FECHA: 15/03/2015
PROFESOR GUÍA: Francisco Gutiérrez Ferrer

**ESTRUCTURA INTERNA Y DINÁMICA DE ENFRIAMIENTO DEL PLUTÓN LA
GLORIA, CHILE CENTRAL: UN ENFOQUE A PARTIR DE ESTUDIOS
MAGNÉTICOS, PETROGRÁFICOS Y MODELACIÓN NUMÉRICA.**

La evolución de reservorios de magma silíceos someros es un aspecto trascendental en la transferencia de masa y calor a través de la corteza superior. Caracterizar la estructura interna de plutones resulta primordial para encontrar evidencias de los procesos que habrían ocurrido durante la construcción y enfriamiento de reservorios magmáticos y, así, comprender la naturaleza del registro plutónico. De este modo, se propone estudiar el plutón La Gloria (Chile central), con el objetivo de determinar sus variaciones internas, tanto mineralógicas, texturales (fábricas) como magnéticas, e identificar los procesos fluidodinámicos que dieron lugar a su construcción y diferenciación. Con ello, se propone un modelo del emplazamiento y evolución convectiva del reservorio de magma que habría dado lugar al plutón La Gloria y las diferencias composicionales, mineralógicas y texturales en él observadas.

El plutón La Gloria corresponde a un plutón granítico Mioceno, de geometría elongada en dirección N30°W, de 20 km de largo y 5 km de ancho, con una exposición vertical de hasta 2.5 km. Sus contactos con la roca de caja están bien definidos, variando de subverticales en los bordes laterales a subhorizontal hacia el techo, con bordes escalonados. A pesar de que se han reconocido patrones de zonación composicional y mineralógica dentro del plutón, éste no exhibe grandes variaciones ni contactos internos bien definidos, siendo relativamente homogéneo.

Las variaciones de las propiedades magnéticas naturales y fábricas (tanto magnética como petrográfica) varían sistemáticamente dentro del plutón La Gloria. La fábrica magnética, determinada a través de anisotropía de la susceptibilidad magnética, está controlada por titanomagnetita multi-dominio pobre en Ti y muestra un patrón con lineaciones horizontales (siguiendo la elongación del plutón) y foliaciones paralelas a los bordes del intrusivo (vertical en las paredes y horizontal hacia el centro y techo). Esta es consistente con la fábrica petrográfica dada por plagioclasa y anfíbola+biotita, excepto en las muestras del centro, donde la foliación y lineación magmática son verticales. Estos patrones se interpretan como registro del cizalle producido por flujos de magma, consecuencia de la convección termal del reservorio de magma. Las fábricas se registrarían en la zona de bloqueo reológico entre un magma altamente cristalino (>50%, borde rígido) y un magma pobre en cristales (<50%, con mayor capacidad de fluir), la cual va migrando hacia el centro del plutón a medida que éste se enfría. Ambas fábricas difieren al centro del plutón debido a las diferencias en la morfología de los cristales y su respuesta ante el cizalle. La fábrica magnética está dada por la anisotropía en la distribución de cristales de magnetita, mientras que la fábrica magmática está dada por la orientación preferencial de cristales elongados. De este modo, la fábrica magnética registra el avance del frente de enfriamiento del magma (patrón concéntrico), mientras que la fábrica magmática registra la dirección de los flujos magmáticos (paralelo a las paredes en los bordes y vertical al centro).

La susceptibilidad (10^{-2} – 10^{-1} SI) y remanencia magnética natural (10^{-2} – 10^{-1} A/m) muestran un patrón de zonación, aumentando su intensidad hacia los bordes y techo del plutón, consistente con las variaciones en el contenido y tamaño de cristales de magnetita. Estas variaciones se interpretan como consecuencia del ascenso de fluidos oxidantes, producto de la desvolatilización del magma durante su enfriamiento en etapas tardi-magmáticas a *sub-solidus*, reequilibrando los óxidos de Fe-Ti. Sin embargo, este reequilibrio no alteraría la distribución espacial de los cristales y, con ello, tampoco la fábrica magnética registrada al final de la etapa convectiva. Las direcciones paleomagnéticas primarias obtenidas sugieren que no habrían existido rotaciones tectónicas internas del plutón post-enfriamiento, las cuales hubiesen alterado de manera significativa los patrones de la estructura interna.

Los resultados de esta tesis indican que el plutón La Gloria representa un reservorio de magma que estuvo mayormente fundido, de unos 200 km³, con capacidad de presentar convección interna (registrada por las fábricas) a gran escala y cristalinidades inferiores al 55% vol. (para permitir los flujos de magma). Sin embargo, las etapas iniciales de ensamblaje y construcción del reservorio no son registradas en la estructura interna del plutón.

*Comprender la naturaleza, con sus patrones
y mecanismos, enriquece nuestra
experiencia con lo divino.*

AGRADECIMIENTOS.

Financiamiento: Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto de Iniciación en la Investigación FONDECYT N°11100241 (CONICYT). Mis estudios de magíster fueron financiados a través de la Beca de Magíster Nacional N°22130729 (CONICYT).

Agradecimientos: En primer lugar, quiero agradecer a Pancho, quien, con sabiduría y estima, ha sabido guiar mi desarrollo como geólogo y canalizar mi curiosidad científica. También agradezco a los miembros de la comisión, cuyos valiosos comentarios y críticas permitieron mejorar este trabajo. Además, cabe mencionar a quienes formaron parte importante durante el desarrollo de esta tesis: Pájaro, por su disposición para enseñar las artes del paleomag; a Víctor y Bayer, por su apoyo en terreno; a Álvaro Aravena, quien fue parte del estudio de la Gloria; a Olivier B. y Sarah G. por su contribución a la publicación resultante de este trabajo.

Por otro lado, quiero aprovechar de agradecer a quienes han estado presentes durante mi vida universitaria, siendo parte fundamental de mi crecimiento como persona. A mis amigos andinos: Marcelo y familia, cuyos consejos son siempre bien recibidos; Paulina, por su disposición para escuchar en las buenas y malas; Gisella hijadeJuan, que siempre me permite arrancar al puerto querido. No puedo dejar de agradecer a Lautaro, amigo de la infancia, quien, a través de extensas conversaciones filosóficas, me ha permitido comprender las complejidades de la observación y estudio del cosmos. Agradezco también a mis profesores de media, Rodrigo y Juliet, quienes con el sacrificio que implica su labor, me estimularon a seguir la senda del saber con espíritu crítico.

Además, agradezco a los amigos de la U, quienes ayudaron a hacer más amena cada semana de estudio, trabajo y carrete. Andrés, gran compañero en la ciudad y montaña; Nico Lara, por las ocasiones en que me salvó con alojamiento; mención especial para Rodrigo, a quien le debo estudiar la Tierra. Grandes compañeros de terreno: Álvaro, Seba, Iván y Efra. A los compañeros de cerro: fofito, pelao y feña. A los compañeros durante el posgrado y sus conversaciones de geología y la vida: Claudio, Bucchi, Atax y ‘el gran máster’ Morgado. También quiero agradecer a mis compañeros de departamento durante los últimos años: Ale y Diego.

Sin duda, quiero agradecer a quienes han sido la base de mi formación, motivación para ser quien soy, y para quienes estoy seguro que esto significa mucho (incluso más que para mí). Mi madre, quien con su fuerza natural ha sabido llevar a cabo la difícil tarea de guiarme en la construcción de este camino personal. Mi mono de la selva y hermana, para quien he tratado de ser un foco de inspiración y ejemplo, y quien ha debido enfrentar mis ausencias (sé que después de todo me echa de menos). También agradezco a mis tíos Toño y Priscila (y familia), quienes me apoyaron durante mi vida en la capital.

Finalmente, debo también agradecer a mi compañera de viaje, mi monoto, quien me ha permitido madurar como persona, enseñándome la experiencia de ser un pilar importante en la vida del otro. Gracias por sacar mi esencia humana.

TABLA DE CONTENIDO.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.....	14
1.1. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO.....	14
1.1.1. Reservorios someros de magma silíceo.	14
1.1.2. Estructura interna en plutones.	15
1.1.3. Fábricas y propiedades magnéticas en el estudio de plutones.	16
1.1.4. ¿Por qué el plutón La Gloria?	17
1.2. OBJETIVOS.....	17
1.2.1. Objetivo general.	17
1.2.2. Objetivos específicos.	18
1.3. HIPÓTESIS DE TRABAJO.....	18
1.4. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	18
CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	20
2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO.....	20
2.2 MARCO GEOLÓGICO: CENOZOICO DE CHILE CENTRAL (33-34° S).....	21
2.3 ANTECEDENTES DEL PLUTÓN LA GLORIA.	23
2.3.1 Generalidades.	23
2.3.2 Antecedentes petrográficos y mineralógicos.	26
2.3.3 Antecedentes geoquímicos.	29
CAPÍTULO 3: PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y MINERALOGÍA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA.	31
3.1 INTRODUCCIÓN.....	31
3.2 METODOLOGÍA.....	32
3.2.1 Muestreo terreno: testigos orientados.	32
3.2.2 Petrografía.	34
3.2.2.1 Cortes transparentes y pulidos.	34
3.2.2.2 Análisis digital del contenido de opacos.	34
3.2.3 Propiedades magnéticas naturales.	34
3.2.4 Paleomagnetismo y direcciones primarias.	35
3.3 MINERALOGÍA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA.....	35
3.3.1 Petrografía magnética.	35
3.4 PROPIEDADES MAGNÉTICAS NATURALES DEL PLUTÓN LA GLORIA: SUSCEPTIBILIDAD, NRM, TEMPERATURA DE CURIE Y DESMAGNETIZACIÓN TERMAL.	38
3.5 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS NATURALES (K_M Y NRM).	40
3.6 PALEOMAGNETISMO: MAGNETIZACIÓN REMANENTE Y PALEODIRECCIONES.	41
3.6.1 Desmagnetización termal y mineralogía magnética.	41
3.6.2 Direcciones características.	43
3.7 DISCUSIONES.	45
3.7.1 Zonación magnética del plutón La Gloria: control mineralógico y geoquímico.	45
3.7.2 Efecto del reequilibrio tardío de magnetitas en el plutón La Gloria.	47
3.7.3 Sobre los datos paleomagnéticos del plutón La Gloria.	48
3.7.3.1 Calidad de los datos.	48
3.7.3.2 Rotación tectónica del plutón La Gloria y Chile central.	48
3.7.3.3 Implicancias en el emplazamiento y deformación del plutón La Gloria.	50
CAPÍTULO 4: FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA A PARTIR DE ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.....	51
4.1 INTRODUCCIÓN.....	51
4.2 METODOLOGÍA: MEDICIONES DE AMS.....	52
4.3 ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA: AMS DE BAJO CAMPO.....	53
4.3.1 Mineralogía y susceptibilidad magnética promedio (κ_m).	53

4.3.2	Fábrica magnética: parámetros escalares de AMS.	53
4.3.3	Orientación de los tensores de AMS y fábrica magnética.	55
4.4	ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA: AMS DE ALTO CAMPO.	56
4.5	ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA: DIQUES GRANÍTICOS.	57
4.6	DISCUSIÓN.	59
4.6.1	Mineralogía y fábrica magnética.	59
4.6.2	Fábrica magnética de los diques graníticos.	59
4.6.3	Fábrica magnética como registro de flujos magmáticos del plutón La Gloria.	61
CAPÍTULO 5: FÁBRICA MAGMÁTICA Y SU RELACIÓN CON LA FÁBRICA MAGNÉTICA.		64
5.1	INTRODUCCIÓN.	64
5.2	METODOLOGÍA: DETERMINACIÓN DE LA ORIENTACIÓN PREFERENCIAL DE CRISTALES: (SUPPLEMENTARY MATERIAL 2; PAYACÁN ET AL., 2014).	65
5.2.1	Petrographic data obtention and determination of the magmatic fabric tensor.	65
5.2.2	2-D to 3-D magmatic fabric tensor.	67
5.3	ARTÍCULO: COMPARACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA Y MAGMÁTICA PARA CONSTREÑIR EL REGISTRO DE FLUJOS MAGMÁTICOS EN EL PLUTÓN LA GLORIA, CHILE CENTRAL.	69
5.3.1	Abstract.	69
5.3.2	Introduction.	69
5.3.3	La Gloria Pluton.	71
5.3.3.1	Geological setting.	71
5.3.3.2	Mineralogical and compositional zonation.	71
5.3.4	Magnetic mineralogy and AMS data.	72
5.3.5	Magmatic fabric determination.	72
5.3.5.1	2-D and 3-D preferred mineral orientation tensor.	73
5.3.5.2	Pure and simple shear condition evaluation.	73
5.3.6	Results: The magmatic fabric of La Gloria Pluton.	74
5.3.6.1	2-D Petrographic data based on crystal length.	74
5.3.6.2	3-D magmatic fabric.	75
5.3.6.3	Crystal length preferred orientation and shear conditions.	75
5.3.7	Discussion: The nature of the magmatic and magnetic fabric.	76
5.3.7.1	Comparison between magnetic and magmatic fabrics.	76
5.3.7.2	Magnetic and magmatic fabrics as a record of magmatic flow.	78
5.3.8	Conclusions.	80
5.3.9	Acknowledgments.	81
5.3.10	Figures.	81
CAPÍTULO 6: MODELACIÓN DE LA FÁBRICA MAGMÁTICA.		92
6.1	INTRODUCCIÓN.	92
6.2	SUBFÁBRICAS (SUPPLEMENTARY MATERIAL 3; PAYACÁN ET AL., 2014).	93
6.3	EFEECTO DE LA RAZÓN DE ASPECTO SOBRE LA FÁBRICA MAGMÁTICA (SUPPLEMENTARY MATERIAL 5; PAYACÁN ET AL., 2014).	98
6.3.1	Theoretical setting.	98
6.3.2	Method and initial conditions.	99
6.3.3	Results: influence of aspect ratio on magmatic fabric record.	99
6.4	EVALUACIÓN DEL TIPO DE CIZALLE ACTUANDO SOBRE LOS MINERALES.	100
6.4.1	Initial conditions.	100
6.4.2	Results.	101
6.5	MODELO GEOMÉTRICO DE LA ROTACIÓN DE ALINEAMIENTOS (SUPPLEMENTARY MATERIAL 6; PAYACÁN ET AL., 2014).	102
6.5.1	Geometric method.	102
6.5.2	Results.	104
6.5.3	Discussions and conclusion.	104
CAPÍTULO 7: DISCUSIONES GENERALES Y CONCLUSIONES.		106

7.1	NATURALEZA DE LA ADQUISICIÓN DE FÁBRICAS Y REGISTRO DE FLUJOS MAGMÁTICOS EN EL PLUTÓN LA GLORIA.....	106
7.2	CONSTRUCCIÓN DEL RESERVORIO DE MAGMA: CONVECCIÓN VERSUS MIGRACIÓN LATERAL. 107	
7.3	MODELO CONCEPTUAL DEL EMPLAZAMIENTO Y POSTERIOR EVOLUCIÓN TERMAL DEL PLUTÓN LA GLORIA.....	108
7.4	IMPLICANCIAS EN LA EVOLUCIÓN TERMAL Y CONSTRUCCIÓN DE CÁMARAS MAGMÁTICAS....	110
BIBLIOGRAFÍA... ..		113
ANEXOS.....		126
ANEXO A.	PROPIEDADES MAGNÉTICAS: MARCO TEÓRICO.....	126
A.1.	Propiedades magnéticas naturales.....	126
A.2.	Materiales magnéticos.....	126
A.3.	Mineralogía magnética.....	127
ANEXO B.	MAGNETIZACIÓN REMANENTE Y PALEOMAGNETISMO: MARCO TEÓRICO.	130
B.1.	Magnetización remanente.	130
B.2.	Representación gráfica: diagramas de componentes de vector de magnetización.	130
ANEXO C.	SECCIONES TRANSPARENTES ANALIZADAS PARA LA DESCRIPCIÓN DE FÁBRICAS (NÍCOLES CRUZADOS BAJO LUZ POLARIZADA).	132
ANEXO D.	FÁBRICA MAGNÉTICA: MARCO TEÓRICO.....	144
D.1.	Anisotropía de la susceptibilidad magnética.	144
D.2.	Definición de parámetros.	144
ANEXO E.	PARÁMETROS ESCALARES DEL TENSOR DE FÁBRICA MAGNÉTICA.	146
ANEXO F.	ORIENTACIÓN DE LOS EJES DE ANISOTROPÍA MAGNÉTICA.....	149
ANEXO G.	PROYECCIÓN ESTEREOGRÁFICA DEL TENSOR DE FÁBRICA MAGNÉTICA Y POSICIÓN DE CADA SITIO.	150
ANEXO H.	RESULTADOS DE ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ALTO CAMPO...151	
ANEXO I.	RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS DE FÁBRICA PETROGRÁFICA (MAGMÁTICA).....	152

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1: Análisis SEM en cristales de titanomagnetita (Cornejo y Mahood, 1997). Xulv en magnetita calculado de acuerdo a Carmichael (1967).....	36
Tabla 3.2: Muestras seleccionadas con dirección primaria (vector primario con Dec=declinación e Inc=inclinación) definida. Ajuste lineal muestra el número y rango de temperaturas que definen las direcciones primarias. ...	44
Tabla - E.1: Resultados de los parámetros escalares de la fábrica magnética del plutón La Gloria, dada por AMS de bajo campo. Tomado de Gutiérrez et al. (2013).	146
Tabla - F.1: Orientación de los ejes de anisotropía del tensor de fábrica magnética, dada por AMS de bajo campo. Tomado de Gutiérrez et al. (2013).	149
Tabla - H.1: Componentes ferromagnética y paramagnética de la fábrica magnética del plutón La Gloria, obtenidas mediante mediciones de AMS de alto campo. Las orientaciones de los ejes de anisotropía se encuentran respecto a las coordenadas de los testigos, de acuerdo al plano XY en la Figura 3.1c.....	151
Tabla - I.1: Resultados de la fábrica magmática. P: Anisotropía; L: Lineación; F: Foliación; T: Parámetro de forma (Jelinek, 1981). Tomado de Payacán et al. (2014).	152

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1.1: Esquema de los procesos hipotéticos que tendrían lugar dentro y alrededor de cámaras magmáticas, los cuales han sido tradicionalmente propuestos para explicar el emplazamiento (<i>stopping</i> , flujo descendentes de la roca de caja y <i>ballooning</i>) y diferenciación composicional de reservorios (cristalización fraccionada, mezcla de magma, cristalización hacia las paredes). Tomado de Glazner et al. (2004). b) Variación composicional y de viscosidad del fundido intersticial, respecto a la posición o cristalinidad en un frente de solidificación (Marsh, 2006).	15
Figura 1.2: Ubicación y vías de acceso del plutón La Gloria (rojo). En amarillo, acceso norte del plutón La Gloria. En azul y verde, acceso sur por el sector del Embalse El Yeso.	19
Figura 2.1: Mapa de los principales rasgos morfotectónicos de Chile central, destacando la zona de transición entre los segmentos al norte y sur de los 33-34° S (basado en Giambiagi et al., 2003, Farías et al., 2008). Los contornos representan la profundidad de la zona de Wadati-Benioff (en km), reflejando la geometría de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Cahill y Isacks, 1992). Como referencia, se muestra la localización del plutón La Gloria.	20
Figura 2.2: Mapa geológico de los Andes de Chile central y Argentina, mostrando las unidades generales y las principales estructuras activas durante el Neógeno. Se distinguen las franjas de intrusivos Neógenos: 1) intrusivos Oligoceno-Mioceno inferior, localizados aproximadamente en el borde occidental de la Fm. Abanico, y 2) los intrusivos del Mioceno superior-Plioceno (donde se encuentra el plutón La Gloria), ubicados en el borde oriental de la Fm. Abanico. Modificado de Farías et al. (2008).	21
Figura 2.3: Mapa geológico del contexto regional y sección geológica mostrando la relación del plutón La Gloria con las estructuras de la roca de caja. Otros plutones miocenos se muestran además: SFB = Batolito San Francisco; LOP = Plutón La Obra; MAP = Plutón Mesón Alto; SGP = Plutón San Gabriel. Tomado (Thiele, 1980, Fock, 2005, Armijo et al., 2010). Topografía tomada de Becker et al. (2009).	23
Figura 2.4: Contactos del plutón La Gloria: a) Vista general del plutón La Gloria, destacando su buena exposición. En negro se muestra el contacto superior del intrusivo principal. Recuadro a la derecha muestra la orientación de la fotografía respecto a la elongación del plutón. b) Contacto oeste del plutón La Gloria, donde se reconoce abundancia de diques graníticos y leucograníticos intruyendo la roca de caja en forma perpendicular al contacto, siguiendo las estructuras de estratificación. c) Contacto superior del plutón La Gloria, donde se reconocen diques graníticos intruyendo la roca de caja y la presencia de <i>stopped blocks</i>	24
Figura 2.5: Mapa geológico de la zona de estudio y perfil estructural cortando transversalmente al plutón La Gloria. Tomado de Payacán et al. (2014). Basado en Thiele (1980), Fock (2005), Armijo et al. (2010) y Castro (2012).	25
Figura 2.6: Variaciones mineralógicas del plutón La Gloria (Cornejo, 1990, Cornejo y Mahood, 1997): a) perfil esquemático SW-NE del plutón La Gloria mostrando sus zonaciones laterales y verticales (UL=nivel superior, ML=nivel medio, LL=nivel inferior, BZ=zona de borde). b) Composición mineral modal del plutón La Gloria (KFeld=Feldespatos alcalinos, Plag=Plagioclasa, Qz=Cuarzo). c) y d) Patrón de zonación lateral y vertical, respectivamente, de las razones hornblenda/biotita (Hb/(Hb+Bt)) y ortoclasa/plagioclasa (Or/(Or+Plag)).....	26
Figura 2.7: a) <i>Stoped blocks</i> en el contacto oeste del plutón La Gloria. Notar que tanto el intrusivo principal como el xenolito son cortados por diques leucocráticos. b) Xenolito ubicado cerca del contacto oeste del plutón La Gloria, conservando textura pofírica primaria. c) Aglomeración de enclaves máficos con bordes redondeados, ubicados al centro del plutón La Gloria. d) Detalle de enclave máfico ubicado al centro del plutón, el cual exhibe acumulación de material leucocrático en su interior.. e) Dique leucocrático con borde recto ubicado cerca del borde del plutón La Gloria. f) Dique leucocrático con borde irregular y poco definido, ubicado en el centro del plutón La Gloria.	28
Figura 2.8: Ejemplos de la zonación química vertical del plutón La Gloria. Cuadrado=nivel inferior; círculo=nivel medio; triángulo=nivel superior. Notar que, en general, el nivel inferior del plutón no forma parte de la tendencia principal (línea punteada), lo que permite definir un núcleo relativamente más máfico en el nivel medio del intrusivo. Tomado de Cornejo (1990).....	29
Figura 2.9: Ejemplos de patrones de zonación química lateral del plutón La Gloria. Tomado de Cornejo (1990).	30
Figura 2.10: Perfiles transversales del plutón La Gloria, mostrando las variaciones geoquímicas de roca total a lo ancho y alto del intrusivo: a) variación del contenido de SiO ₂ ; b) variación del contenido de Fe ₂ O ₃ . Estas secciones corresponden a una proyección de las muestras en un plano vertical. Se puede reconocer un núcleo máfico presente en los niveles medios hacia el centro del plutón. Tomado de Aravena (2014).	30
Figura 3.1: Método de muestreo paleomagnético: a) Obtención de testigos orientados mediante una perforadora portátil. b) Instrumento de orientación de los testigos, el cual consta con orientador magnético y solar. c)	

	Orientación espacial de los testigos, que, aparte de la posición, requiere su azimut (ángulo respecto al norte) y su buzamiento (<i>hade</i> ; ángulo respecto a un eje vertical).....	32
Figura 3.2:	Imagen <i>Shadehill</i> del relieve (Becker et al., 2009), mostrando la ubicación de los sitios muestreados del plutón La Gloria para este estudio.....	33
Figura 3.3:	Análisis digital de fotomicrografías para determinación de contenido de óxidos de Fe-Ti. a) Ejemplo de fotomicrografía (luz polarizada con Nícoles paralelos) mostrando cristales de óxidos de Fe-Ti (opacos). b) Resultado del análisis digital del contenido de opacos de la fotomicrografía en a). Método según Aravena (2014).....	34
Figura 3.4:	(a) Ejemplo de fotomicrografía (Nícoles cruzados) de sección transparente orientada (muestra del sitio 24, cerca del techo del plutón La Gloria), distinguiendo dos grupos de minerales opacos (óxidos de Fe-Ti). Mt1 consiste en cristales individuales crecidos en los intersticios cristalinos y asociados a los bordes de los minerales silicatados (especialmente ferromagnesianos). Mt2, grupo subordinado, representa cristales crecidos como inclusiones en cristales silicatados. Otras secciones se muestran en el 1.1.1.1(a)Anexo C. (b) Fotomicrografías (bajo luz reflejada) de cristales individuales de titanomagnetita de muestras del sitio 24 (tomado de Aravena, 2014).....	36
Figura 3.5:	CSD de minerales opacos (óxidos de Fe-Ti). Estos presentan una distribución fractal (F-CSD) según Higgins (2006b). <i>n</i> representa la densidad de población de cristales de cada tamaño (<i>bins</i> en mm) por unidad de volumen.....	37
Figura 3.6:	Variación del contenido modal de magnetita en el plutón La Gloria (modificado de Aravena, 2014): (a) total de magnetita; (b) cristales de magnetita de tamaño menor a 3 mm; (c) cristales de magnetita de tamaño entre 3 mm y 6 mm; (d) cristales de magnetita de tamaño mayor a 6 mm.....	38
Figura 3.7:	Gráfico log-log de la susceptibilidad magnética promedio [10 ⁻⁵ SI] y la intensidad de NRM [A/m] para los sitios del plutón La Gloria. Las barras grises muestran el error 2σ.....	39
Figura 3.8:	Resultados del experimento termomagnéticos para 4 muestras del plutón La Gloria: a) magnetización de saturación normalizada versus temperatura y determinación de la temperatura de Curie; b) desmagnetización termal, mostrando la variación de la intensidad de la magnetización remanente (I) en función de la temperatura (respecto a la magnetización remanente natural, I ₀).....	39
Figura 3.9:	Interpolación de la distribución espacial de las propiedades magnéticas naturales del Plutón La Gloria. (a) Mapa de la distribución de K _m , (b) mapa de la distribución de la intensidad de NRM. (c) y (d) muestran un perfil N60E, normalizado al ancho y transversal a la elongación de PLG, mostrando la distribución de κ _m y NRM, respectivamente. Las líneas de contornos muestran una interpolación biarmónica (Sandwell, 1987). Los puntos negros representan los sitios de muestreo.....	41
Figura 3.10:	Resultados de los experimentos de desmagnetización termal en muestras seleccionadas del plutón La Gloria: a) susceptibilidad magnética (κ _{bulk}) normalizada respecto al valor a temperatura ambiente (κ ₀); b) intensidad de la magnetización remanente (I) normalizada respecto a la magnetización remanente natural (I ₀).....	42
Figura 3.11:	Diagramas ortogonales (Zijderveld, 1967) de la desmagnetización termal de muestras representativas de distintas zonas del plutón La Gloria (10LG0908A y 10LG0808A en niveles inferiores y 11LG2102A y 11LG2412A en superiores). Es posible notar que las muestras del sector sur (niveles superiores del plutón) exhiben direcciones de magnetización más estables que las muestras del sector norte (niveles inferiores)....	43
Figura 3.12:	a) Diagramas ortogonales (Zijderveld, 1967) de la desmagnetización termal de muestras que exhiben una dirección primaria bien definida. Se muestran los rangos de temperatura que se usaron para definir las direcciones. b) Orientación de las direcciones primarias de la magnetización remanente en las muestras del plutón La Gloria (proyección estereográfica de Schmidt, hemisferio inferior). Gráfico inferior muestra promedios de las direcciones primarias: círculo rojo muestra el promedio para el plutón (α95 sombreado en rojo); círculos azules muestran promedio de muestras del sector norte (LG N) y sector sur del plutón (LG S), con α95 sombreado en azul.....	45
Figura 3.13:	Dependencia de la intensidad de la magnetización remanente respecto al tamaño de cristales de magnetita (Butler, 1992).....	46
Figura 3.14:	(a) Comparación de la dirección primaria de magnetización remanente del plutón La Gloria con la dirección de los paleopolos magnéticos a los 9.5 Ma y 10 Ma, respecto al cratón estable de Sudamérica, usados como referencia (tomados de Besse y Courtillot, 2002). (b) Rotaciones tectónicas obtenidas para Chile central, incluyendo los resultados obtenidos para el plutón La Gloria, los que no evidencian una rotación tectónica post-10Ma (modificado de Arriagada et al., 2013). <i>f</i> : Gogitchaichvili et al. (2000). <i>i</i> : Astudillo et al. (2010).....	49
Figura 4.1:	Esquema mostrando la relación entre la fábrica de un Plutón (círculo) y su roca de caja. (A) Caso en que la foliación del Plutón tiene un patrón concéntrico, siguiendo las paredes del intrusivo, desacoplado con el	

	patrón de la roca de caja, cuyo origen sería netamente magmático. (B) Caso en que la foliación del Plutón está en continuidad con la fábrica de la roca de caja, cortando los bordes del intrusivo, cuyo origen se interpreta como tectónico. Modificado de Paterson <i>et al.</i> (1998).....	51
Figura 4.2:	Parámetros escalares de la fábrica magnética para sitios muestreados en el plutón La Gloria: (a) grado de anisotropía (P) versus susceptibilidad magnética promedio (κ_m bulk); (b) diagrama Flinn que muestra el grado de lineación versus el de foliación magnética, el cual permite distinguir la forma del tensor de AMS (prolato u oblató); (c) parámetro de forma del tensor de AMS calculado según Jelinek (1981), comparado con el grado de anisotropía. Se distinguen las muestras cercanas al techo (en gris) y cercanas al centro y bordes (en negro) del plutón La Gloria.	54
Figura 4.3:	Mapa de distribución de los parámetros escalares de la fábrica magnética del plutón La Gloria: (a) lineación magnética; (b) foliación magnética y (c) anisotropía magnética. Puntos representan los sitios de muestreo.	54
Figura 4.4:	Mapa de orientación de la fábrica magnética del plutón La Gloria: (a) dirección y grado de buzamiento de la lineación magnética; (b) dirección y manteo de la foliación magnética.	55
Figura 4.5:	Variación del manteo del plano de foliación magnética a lo ancho del plutón La Gloria en dirección SW a NE (N60°E; dirección perpendicular a la elongación principal del plutón). El eje de las abscisas muestra la variación de la inclinación (de abajo hacia arriba) desde manteos al W, pasando por manteo horizontal (0°), hasta manteos hacia el E. La línea punteada muestra la variación lineal del manteo a lo ancho del plutón, variando gradualmente de vertical cerca de las paredes a subhorizontal hacia el centro del plutón.....	56
Figura 4.6:	Proyección estereográfica (red de Schmidt, hemisferio inferior, equi-areal) de los ejes de anisotropía de las componentes ferromagnética y paramagnética de la fábrica magnética obtenida a partir de AMS de alto campo, y comparación con tensor obtenido a partir de AMS de bajo campo. La orientación está dada según el sistema de coordenadas de las muestras, en el plano XY de acuerdo a la Figura 3.1c.	57
Figura 4.7:	Fábrica magnética de diques graníticos del plutón La Gloria. a) Diagrama Flinn con los valores de lineación y foliación magnética. b) Parámetro de forma versus grado de anisotropía magnética. En a) y b) se muestran en gris los resultados del resto de los sitios del plutón como referencia. c) y d) Fotografías de terreno de los diques graníticos (D.LG26 y D.LG51, respectivamente). Proyección de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) representan la orientación de los ejes de AMS de los respectivos diques respecto a coordenadas geográficas. La orientación de los diques está dada por la línea continua negra (ρ : rumbo; μ : manteo del plano del dique).	58
Figura 4.8:	Proyección de la orientación del dique granítico D.LG51 y su fábrica magnética en función de la posición respecto a las paredes del dique. Esta imbricación de la foliación magnética respecto a las paredes sugiere un flujo de magma saliendo del plutón La Gloria.	60
Figura 4.9:	Contacto en el techo del plutón La Gloria (sector Laguna Negra) y bandeamiento producto deformación dúctil sufrida por la roca de caja.....	61
Figura 4.10:	Ejemplo de la variación de la foliación magnética consistente con las paredes del plutón La Gloria. Se tiene un cambio de foliación subhorizontal (Sitios 35 y 36) a foliación subvertical (Sitio 33 y 34), a medida que el borde del plutón varía de igual forma.	62
Figura 4.11:	Secciones transversales de las simulaciones de la fluido dinámica del plutón La Gloria después de 3.5 ka de simulación: (a) temperatura; (b) cristalinidad; (c) tasa de cizalle y (d) inclinación del cizalle. Las líneas punteadas representan el frente de bloqueo reológico, que corresponde a la transición entre magma altamente cristalino (>55% vol.) y magma móvil de baja cristalinidad (<55% vol.; Marsh, 1996). Flechas negras representan la dirección y magnitud (proporcional) de la velocidad. Tomado de Gutiérrez et al. (2013).	63
Figura 5.1:	(a) Thin section planes perpendicular to each magnetic anisotropy axis (Plmax+Kmax; Plint+Kint; Plmin+Kmin; where Pl are the mineral planes and K are the magnetic anisotropy axes). Rose diagrams represent the preferred orientation of crystal population characterized by angles ϕ_{max} , ϕ_{int} and ϕ_{min} . (b) Photomicrograph (Plmax as example) showing measured plagioclase crystals. Crystal orientations are plotted in a rose diagram. The preferred orientation of crystals (E1max) was determined in each plane using Bingham statistics, where ϕ_{max} is the angle respect to the respective AMS axis (according to the mineral plane). (c) Schematic individual crystal from Plmax. Length (Li), width (Wi) and orientation (ϕ_i) data were obtained for each individual crystal. (d) 2-D tensor generated by projection of the crystal length (Li) on E1max, which represents the orientation degree of the crystal with respect to the mineral group.	67
Figura 6.1:	Rose diagrams of plagioclase orientation in sample 9 (from the center of La Gloria pluton), for each mineral plane (Plmax, Plint and Plmin in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).	94

Figura 6.2: Rose diagram of amphibole + biotite orientation in sample 9 (from the center of La Gloria pluton), for each mineral plane (Plmax, Plint and Plmin in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).	95
Figura 6.3: Rose diagram of plagioclase orientation in sample 48 (next to the borders of La Gloria pluton), for each mineral plane (Plmax, Plint and Plmin in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).	96
Figura 6.4: Rose diagram of amphibole + biotite orientation in sample 48 (next to the borders of La Gloria pluton), for each mineral plane (Plmax, Plint and Plmin in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).	97
Figura 6.5: Elliptical rigid particle rotating under both pure and simple shear strains (ϵ and γ , respectively). Simple shear strain acts dextrally in the plane orthogonal to the axis Y, while pure shear strain acts in parallel to the axis Y. a and b are the major and minor axes of the particle, respectively. The rotation of the particle is given by the angle (ϕ) between the major axis of the particle (a) and the axis Y.....	99
Figura 6.6: Results of the numerical simulation of the theoretical crystal groups. Evolution of (a) the mean orientation of the crystal groups and (b) the mean circular standard deviation (2σ), both calculated according to Berens (2009). Total mean values are presented in rectangles on the corners for each crystal group. Range of variation of both parameters is given by 95% of confidence (standard deviation).	100
Figura 6.7: Example of the lower 2σ interval limit of the simulated 2-D magmatic anisotropy values under different Sr values for both plagioclase and amphibole+biotite, respectively. 2-D magmatic anisotropy increases when higher pure shear rates than simple shear rates is applied (higher Sr values)	101
Figura 6.8: Maximum Sr value necessary to give place to the measured 2-D magmatic anisotropy of each mineral plane.	102
Figura 6.9: Scheme of the geometric model of crystal alignment orientation caused by pure shear strain (lateral shortening E as percentage of the initial width) with conservation of area. A crystal alignment orientated with an initial angle respect to the horizontal plane (α) is orientated in a new direction (α') as consequence of lateral shortening.....	103
Figura 6.10: Results of the geometric analysis of the rotation of alignments under pure shear strain. (a) Angle of rotation as function of the initial direction of alignments respect to the shortening direction for different shortening magnitudes. (b) Maximum rotation angle respect to the shortening magnitude, following a quadratic curve.	104
Figura 7.1: Sección esquemática del emplazamiento de un flujo de lava pahoehoe mediante inflación, generando estructuras almohadilladas. HVZ: zona vesicular horizontal. Tomado de Self et al. (1996).....	107
Figura 7.2: Modelo conceptual de la construcción y enfriamiento del plutón La Gloria: (a) Etapa temprana y emplazamiento (baja cristalinidad); (b) etapa convectiva y tardi-magmática (alta cristalinidad). Modificado de Gutiérrez et al. (2013).....	110
Figura 7.3: (a) Comparación del tamaño relativo del plutón La Gloria con otros plutones, donde se identifican variaciones composicionales interpretadas como múltiples pulsos de magma (Plutón Caleu, Cord. de la Costa, Chile central: Parada et al, 2005; Tuolumne Intrusive Suite, California, USA: Coleman et al., 2004). (b) El tamaño del plutón La Gloria aproximadamente coincide con el tamaño de las zonas litológicas del plutón Caleu, sugiriendo que este último estuvo constituido por varios reservorios activos de las dimensiones del plutón La Gloria. Esto es consistente con el patrón de fábricas magnéticas registrado en el plutón Caleu (Parada et al., 2005).	112
Figura - A.1: Comportamiento de la magnetización inducida respecto a un campo magnético inductor: a) material diamagnético, donde la susceptibilidad magnética es una constante negativa; b) material paramagnético, donde la susceptibilidad magnética es una constante positiva; c) material ferromagnético, donde la magnetización muestra una curva de histéresis y la susceptibilidad magnética no es una constante simple. Esta curva recibe el nombre de <i>loop de hysteresis</i> . Modificada de Butler (1992).....	127
Figura - A.2: a) Diagrama ternario TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 de la composición de los óxidos de Fe-Ti. Se muestran las soluciones sólidas de las titanomagnetitas y titanohematitas. b) Magnetización de saturación (en $-Gauss$; $1G = 10^3 A/m$) y temperatura de Curie para la serie titanomagnetita. Modificado de Butler (1992).....	128
Figura - A.3: Esquema de dominios magnéticos en una partícula individual de un material ferromagnético: a) dominio simple (<i>Single-Domain</i> ; SD); y b) dominio múltiple (<i>Multi-Domain</i> ; MD). Las flechas representan las direcciones de imantación de la partícula. Tomado de Butler (1992).	129

Figura - B.1: a) Diagrama en perspectiva de la variación del vector de la magnetización remanente durante el proceso de desmagnetización, orientado respecto a los ejes geográficos norte (N), este (E) y eje vertical (DOWN). Las flechas sólidas representan los vectores de la magnetización remanente de los pasos 0 al 6 del proceso de desmagnetización. b) Construcción del diagrama de componentes del vector de magnetización (Zijderveld, 1967), a partir de los gráficos de a). Cuadrados negros muestran la proyección en el plano horizontal, describiendo la declinación del vector de magnetización. Cuadrados blancos muestran la proyección en el plano vertical orientado Norte-Sur, representando la inclinación del vector de magnetización. Los números representan los niveles de desmagnetización. Tomado de (Butler, 1992). 131

Figura - C.1: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 3. 132

Figura - C.2: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 4. 133

Figura - C.3: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 9. 134

Figura - C.4: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 20. 135

Figura - C.5: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 24. 136

Figura - C.6: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 34. 137

Figura - C.7: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 41. 138

Figura - C.8: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 43. 139

Figura - C.9: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 46. 140

Figura - C.10: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 48. 141

Figura - C.11: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 52. 142

Figura - C.12: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 53. 143

Figura - D.1: (a) y (b) muestran la geometría de los elipsoides según el valor del parámetro de forma T (Jelinek, 1981). (a) El caso oblató ($T > 0$) corresponde a un elipsoide en que la foliación es mayor que la lineación, mientras que (b) el caso prolato ($T < 0$) es mayor la lineación. (c) Proyección de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) usada para representar el elipsoide de anisotropía definido por K_{max} (cuadrados, área azul), K_{int} (triángulos, área roja) y K_{min} (círculo, área verde). Es posible reconocer la dirección de la lineación (dada por K_{max} hacia el SE) y el plano de foliación (rumbo NW, manteniendo al NE; línea negra continua) y cuyo polo es el eje K_{min} . Las áreas representan los valores estadísticos con un intervalo de confianza del 95%. 145

Figura - G.1: Proyección estereográfica de Schmidt (hemisferio inferior) con la orientación de los tensores de fábrica magnética del plutón La Gloria, dada por AMS de bajo campo. Las áreas representan la superficie de 95% de confianza. 150

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN.

La presente tesis propone estudiar la estructura interna de un plutón granítico emplazado en la corteza superior: el plutón La Gloria, Chile central. Esto se lleva a cabo a través de técnicas magnéticas, petrográficas y de modelación numérica, con el objetivo de caracterizar cuantitativamente las variaciones texturales y petromagnéticas dentro del cuerpo intrusivo. Se propone, además, identificar la naturaleza de este tipo de registro en plutones, proponiendo un modelo conceptual para evolución fluidodinámica del plutón La Gloria, consistente con las evidencias estructurales y petrográficas presentadas en esta tesis.

1.1. Formulación del estudio propuesto.

1.1.1. Reservorios someros de magma silíceo.

El estudio de los procesos que controlan la evolución de reservorios magmáticos silíceos resulta esencial para comprender la construcción y diferenciación de la corteza continental. El emplazamiento de magma y la extracción de fundidos residuales juegan un rol importante en la transferencia de calor y masa a través de la corteza continental superior (Brown, 2007), especialmente en márgenes convergentes como los Andes. Los cuerpos intrusivos cristalizados (plutones), observados en terreno, son evidencia de la existencia de estos reservorios de magma emplazados en la corteza, por lo que estudiar el registro plutónico es fundamental para comprender los procesos que controlan la construcción y enfriamiento de reservorios de magma (Marsh, 1989).

Muchos tópicos respecto a los reservorios de magma han sido objeto de debate, e incluso, hasta el día de hoy, siguen siendo temas controversiales. En efecto, respecto al rol de las cámaras magmáticas (reservorios con contenido de fundido silicatado; Marsh, 1989) en la actividad magmática y la naturaleza de las evidencias otorgadas por los cuerpos plutónicos han existido posturas discordantes (Glazner et al., 2004). Diversos trabajos postulan que los cuerpos plutónicos representan reservorios de magma ensamblados incrementalmente mediante la inyección de pequeños pulsos de magma, durante lapsos de miles a millones de años (e.g., Lipman, 2007, Walker Jr et al., 2007, de Saint Blanquat et al., 2011, Miller et al., 2011). Simulaciones numéricas sugieren que los cuerpos de magma ensamblados incrementalmente no serían capaces de contener suficiente material fundido capaz de fluir, por lo que los reservorios de magma someros no juegan un rol importante en la actividad volcánica de grandes erupciones riolíticas (Annen, 2009). Bajo dichas condiciones, los plutones representan la amalgamación de diques o *sills* crípticos, los cuales no habrían alcanzado a conformar un reservorio capaz de fluir (Glazner et al., 2004). Sin embargo, otras posturas consideran que los plutones representarían reservorios de magma que habrían sido mayormente fundidos (similar a un estanque de magma), los cuales habrían tenido la capacidad de fluir y ascender de forma similar a un diapiro (Marsh, 1982, Miller y Paterson, 1999). Otro aspecto controversial entorno a los reservorios de magma es la escala temporal de los procesos que ocurren durante su construcción y diferenciación. Datos geocronológicos obtenidos en plutones sugieren que el período de actividad de un sistema magmático puede variar entre miles y millones de años (e.g., Matzel et al., 2006, Walker Jr et al., 2007, de Saint Blanquat et al., 2011, Miller et al., 2011). Sin embargo, simulaciones numéricas de la evolución termal de sistemas magmáticos suelen predecir tiempos de duración del orden de miles de años (e.g., Glazner et al., 2004, Annen, 2009, Gutiérrez et al., 2013).

Estos y otros aspectos llevan a la necesidad de mejorar la comprensión de los modelos conceptuales entorno a los reservorios de magma someros y su evolución. Sin embargo, para eso, y por sobre todo, es primordial encontrar evidencias de los procesos que controlan los sistemas magmáticos que darían origen a los cuerpos plutónicos observados en terreno, con el fin de afrontar los paradigmas existentes respecto a su naturaleza.

1.1.2. Estructura interna en plutones.

Caracterizar la estructura interna de cuerpos plutónicos (determinación de variaciones mineralógicas, texturales, relaciones de contacto internas y relación con la roca de caja) es fundamental para encontrar evidencias de los procesos que habrían ocurrido durante la construcción y enfriamiento de reservorios magmáticos y responder, aunque sea parcialmente, las problemáticas planteadas anteriormente. Entre estos procesos magmáticos existen procesos asociados al emplazamiento y ascenso de magma a través de la corteza (e.g., *stopping*, flujos dúctiles de la roca de caja), así como también procesos de diferenciación del magma (e.g., cristalización fraccionada, mezcla de magmas; Figura 1.1a; Glazner et al., 2004). Por otro lado, la generación de frentes de cristalización juega un rol de primer orden en su proceso de diferenciación de reservorios de magma someros, tanto composicional como reológicamente (Figura 1.1b; Marsh, 1996, Vigneresse et al., 1996, Marsh, 2006). Al alcanzar una cristalinidad crítica (~55% vol.), el magma sufre un bloqueo reológico, alcanzando una viscosidad suficiente para que los flujos magmáticos sean poco y facilitando la extracción de fundidos residuales (Marsh, 1996, Dufek y Bachmann, 2010).

Sin embargo, el mayor problema es comprender la naturaleza del registro plutónico preservado en las rocas intrusivas. Los cuerpos plutónicos suelen registrar los procesos finales de la evolución de los reservorios de magma, borrando el registro de los procesos tempranos (e.g., inyección inicial), fuertemente influenciados por procesos tardi-magmáticos (última etapa antes del *solidus*) o incluso *sub-solidus* (reacciones metamórficas, deformación y re-equilibrios minerales) (para una discusión: Bachmann et al., 2007).

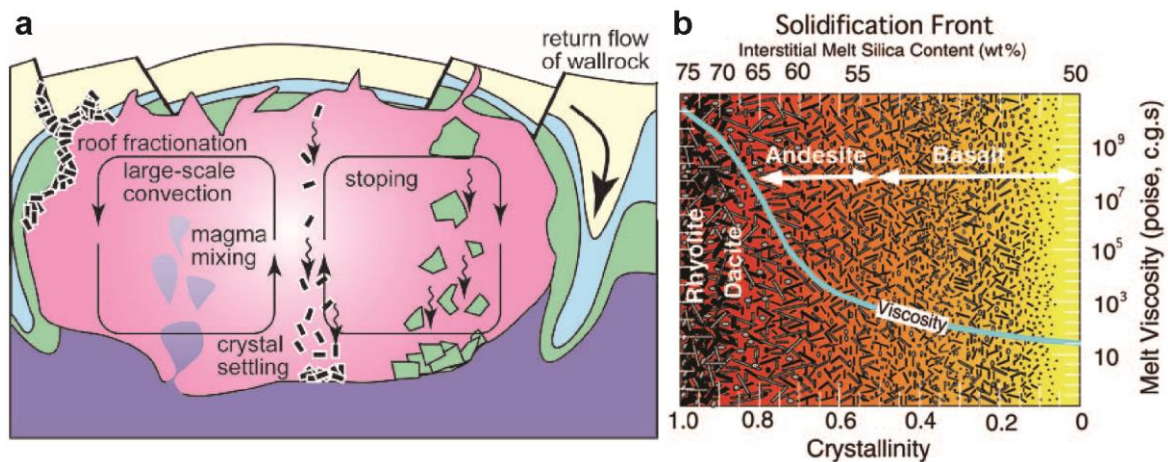


Figura 1.1: Esquema de los procesos hipotéticos que tendrían lugar dentro y alrededor de cámaras magmáticas, los cuales han sido tradicionalmente propuestos para explicar el emplazamiento (*stopping*, flujo descendentes de la roca de caja y *ballooning*) y diferenciación composicional de reservorios (cristalización fraccionada, mezcla de magma, cristalización hacia las paredes). Tomado de Glazner et al. (2004). b) Variación composicional y de viscosidad del fundido intersticial, respecto a la posición o cristalinidad en un frente de solidificación (Marsh, 2006).

Las variaciones químicas, composicionales y texturales a lo largo de un cuerpo intrusivo permiten entender procesos de diferenciación composicional, tales como cristalización fraccionada, *crystal settling*, inyección de otros pulsos de magma, asimilación de roca de caja, extracción de líquidos residuales o exsolución de volátiles. No obstante, encontrar registro de los procesos dinámicos, tales como emplazamiento, flujos magmáticos y eventos de deformación tectónica syn-magmática, puede ser más complejo, pues muchas veces la fábrica petrográfica (orientación preferencial de minerales), indicadora de direcciones de *strain* de cizalle, no está bien desarrollada. Además, la acción de fallas después del emplazamiento y cristalización del plutón puede modificar el patrón de la fábrica petrográfica, borrando toda señal de procesos magmáticos. Para esto, la caracterización de la estructura interna de cuerpos plutónicos se vuelve fundamental (e.g., Hutton, 1988, Paterson et al., 1989, Bouchez, 1997, Paterson et al., 1998, Vernon, 2000).

En el caso en que el origen del cizalle registrado por la fábrica petrográfica en rocas plutónicas sea interpretado como magmático, los patrones de fábrica representan las direcciones de flujos magmáticos registrados en alguna etapa de la evolución del reservorio de magma. Sin embargo, determinar el origen y naturaleza de los flujos magmáticos registrados y el instante durante el cual se registran puede resultar complejo. Por ejemplo, algunos estudios han inferido el mecanismo de construcción de plutones, a través del reconocimiento de lóbulos o capas internas evidenciadas por cambios en las fábricas, el emplazamiento de plutones durante deformación tectónica activa o, incluso, flujos magmáticos convectivos tardíos, borrando el registro de los flujos asociados al emplazamiento del magma (e.g., Horsman et al., 2005, Parada et al., 2005, de Saint-Blanquat et al., 2006, Stevenson et al., 2007a, Archanjo et al., 2008, Magee et al., 2012). Estas interpretaciones resultan aún más complejas cuando se reconoce la presencia de fábricas múltiples, las que podrían evidenciar múltiples eventos de cizalle o diferentes respuestas de los minerales ante un mismo evento de deformación (Žák et al., 2005, Žák et al., 2008). Para afrontar estas dificultades e interpretar correctamente el registro magmático, caracterizar y analizar la fábrica petrográfica en plutones resulta esencial, lo que se ve facilitado por la cuantificación y modelación de la generación del registro.

1.1.3. Fábricas y propiedades magnéticas en el estudio de plutones.

La anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS por su sigla en inglés) corresponde a un tensor, el cual permite describir la fábrica magnética de una roca, la que representa la variación de la susceptibilidad magnética según la dirección en que sea medida. Este método magnético es una poderosa herramienta para determinar la fábrica petrográfica, especialmente en rocas plutónicas donde esta no está bien desarrollada macroscópicamente, ya que la fábrica magnética y la petrofábrica rara vez difieren (Bouchez, 1997). A pesar de que esta relación pueda ser directa en el caso de plutones paramagnéticos, donde las propiedades magnéticas están controladas por silicatos de Fe-Mg, los que determinan tanto la fábrica magnética como petrográfica, no necesariamente lo es en el caso de intrusivos con contenido de minerales ferromagnéticos como óxidos de Fe-Ti (e.g., Archanjo et al., 1995, Olivier et al., 1997). Para esto resulta esencial identificar el origen de la mineralogía controladora de cada fábrica y caracterizar la relación espacial entre los respectivos cristales. La caracterización cuantitativa y la simulación numérica de la adquisición de fábricas constituyen herramientas robustas que permiten comprender el registro de cizalles en rocas magmáticas, y con ello, la naturaleza del registro plutónico.

En cuerpos intrusivos graníticos zonados, las propiedades magnéticas (susceptibilidad magnética) y paleomagnéticas (magnetización remanente) pueden variar siguiendo patrones y correlacionarse con variaciones químicas y composicionales (Aydin et al., 2007). Sin embargo, para determinar dichas variaciones, se requiere realizar un estudio magnético 3D, efectuando un muestreo sistemático a lo largo, ancho y alto del cuerpo intrusivo. Si bien existen algunos casos de estudio de emplazamiento y construcción de plutones en los Andes chilenos (e.g. Skarmeta y Castelli (1997): lacolito de Torres del Paine, Andes australes; Parada et al. (2005): Plutón Caleu, Cordillera de la Costa en Chile central; Ferrando et al. (2014): Complejo Plutónico Illapel, Chile central), no se tiene un estudio que haga una aproximación 3D a las variaciones de las propiedades magnéticas y su interpretación. Por otro lado, en intrusivos graníticos, los óxidos de Fe-Ti y minerales máficos pueden registrar un magnetismo remanente. Si bien, a partir del análisis del magnetismo remanente es posible llegar a interpretaciones tectónicas, es necesario realizar un análisis de los posibles eventos de magnetización que habrían afectado al plutón durante su historia geológica. De este modo, los métodos paleomagnéticos (determinación de las direcciones paleomagnéticas primarias) permiten identificar eventos de deformación interna del plutón, posteriores al registro de la fábrica, los cuales podrían haber alterado el patrón de variación de las propiedades magnéticas y fábricas (Petronis et al., 2004).

1.1.4. ¿Por qué el plutón La Gloria?

Muchos estudios se han desarrollado con el fin de encontrar evidencias de procesos de construcción y diferenciación de reservorios de magma registrados en plutones. Sin embargo, pocos estudios han empleado un enfoque tridimensional en el registro de procesos magmáticos en plutones, usualmente debido a su mala exposición (Bachl et al., 2001). Por este motivo, se propone aplicar este estudio en el plutón La Gloria (~10 Ma; Deckart et al., 2010), un cuerpo intrusivo granítico somero zonado (Cornejo y Mahood, 1997), sin evidencias de deformación syn o post intrusión (Cornejo y Mahood, 1997, Fock, 2005). El plutón La Gloria representa un sistema magmático plutónico simple, sin evidencias de inyecciones de magma posteriores ni cambios litológicos importantes (excepto la existencia de enclaves máficos y diques leucograníticos). Además, presenta un excelente grado de exposición, siendo posible observar los bordes, el techo y las zonas internas del intrusivo. El propósito de esta tesis es caracterizar la estructura interna del plutón La Gloria (variaciones texturales y de las propiedades magnéticas), con el objetivo de identificar procesos fluidodinámicos ocurridos durante su enfriamiento e interpretar su origen basándose en simulaciones numéricas, con el fin de desarrollar un modelo conceptual del emplazamiento, diferenciación y enfriamiento del plutón.

1.2. Objetivos.

1.2.1. Objetivo general.

Identificar procesos fluido-dinámicos y cinéticos registrados durante el enfriamiento del plutón La Gloria, a través de evidencias petrográficas, paleomagnéticas y simulaciones numéricas; y con ello, proponer un modelo del emplazamiento y la evolución convectiva del reservorio de magma que habría dado lugar al plutón La Gloria y las diferencias composicionales, mineralógicas y texturales previamente reconocidas.

1.2.2. Objetivos específicos.

- 1) Identificar la mineralogía que controla las propiedades magnéticas del plutón La Gloria a través de microscopía óptica y técnicas magnéticas, y determinar la etapa del enfriamiento del plutón durante la cual cristalizaron.
- 2) Identificar posibles eventos de deformación interna del plutón que puedan haber alterado su estructura interna (patrones de variación de propiedades magnéticas y petrográficas), a través de observación de terreno y determinación de las direcciones magnéticas primarias a través de análisis paleomagnéticos.
- 3) Determinar la fábrica magnética del plutón La Gloria a través de AMS y establecer patrones de variación dentro del cuerpo intrusivo.
- 4) Determinar la fábrica petrográfica (orientación preferencial de cristales) del plutón La Gloria y compararla con la fábrica magnética, con el fin de identificar patrones de cizalle registrados en el intrusivo.
- 5) Evaluar las condiciones de cizalle que permitieron registrar las fábricas magnética y petrográfica del plutón La Gloria, a través de simulaciones numéricas de la adquisición de fábricas.
- 6) Interpretar las etapas del enfriamiento del reservorio durante las cuales se registraron las propiedades magnéticas y petrográficas del plutón, identificar los procesos registrados por estas y proponer un modelo evolutivo del emplazamiento y la fluidodinámica del plutón La Gloria durante su enfriamiento.

1.3. Hipótesis de trabajo.

En el caso del plutón La Gloria, los métodos petrográficos y magnéticos, apoyados con simulaciones numéricas, permiten hallar evidencias del comportamiento fluidodinámico del magma durante la construcción y posterior evolución del reservorio. En particular, las fábricas petrográfica y magnética son evidencia de la deformación (*strain*) sufrida por el magma durante el enfriamiento del plutón La Gloria, consecuencia de flujos magmáticos debidos a la convección interna y desplazamiento general del intrusivo. Las fábricas registran las direcciones del cizalle ocurrido en el frente de cristalinidad crítica (~55%vol.), correspondiente a la transición entre magma con bajo grado de cristalinidad (convectivo) y magma con alto grado de cristalinidad (rígido), la cual representa una zona de bloqueo reológico. Los patrones de variación de las propiedades magnéticas y fábricas son registro de un proceso de aislación termal de un núcleo de magma con capacidad de fluir, a medida que se construye un borde rígido de magma inmóvil con alta viscosidad efectiva, cuyo frente va avanzando hacia el centro del reservorio.

1.4. Ubicación y vías de acceso.

El plutón La Gloria se ubica en la Cordillera de Los Andes de Chile central a unos 40 km. al SE de Santiago, en la provincia Cordillera.

Es posible acceder por tierra a través de dos vías (Figura 1.2): (1) Siguiendo el valle del Río Colorado llegando al sector de la central el Alfalfal, donde existe camino apto para vehículo, o bien (2) por el sur siguiendo el valle del Río Yeso, donde al llegar a la represa del Embalse el Yeso se debe cruzar el río sin posibilidad de continuar en vehículo, para luego cruzar a lo largo la

Laguna Negra. Es importante considerar que la segunda opción es mucho más compleja logísticamente.

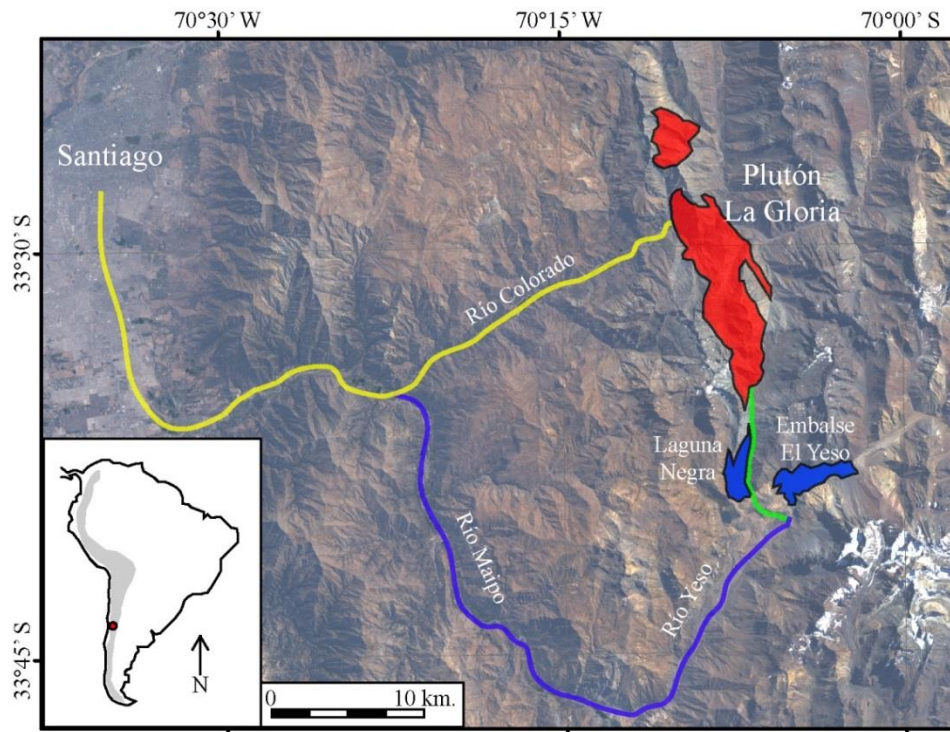


Figura 1.2: Ubicación y vías de acceso del plutón La Gloria (rojo). En amarillo, acceso norte del plutón La Gloria. En azul y verde, acceso sur por el sector del Embalse El Yeso.

CAPÍTULO 2: ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.

2.1 Contexto geodinámico.

Los Andes de Chile central (30-35 °S) es el resultado de la actividad tectónica y magmática asociadas a subducción, la cual se ha mantenido activa por lo menos desde el Jurásico hasta el presente (Mpodozis y Ramos, 1989, Charrier et al., 2007). Actualmente, la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana a una velocidad relativa entre 8-10 [cm/yr], en dirección N78°E (Figura 2.1; Pardo-Casas y Molnar, 1987). En particular, el segmento entre los 33-34°S representa una zona de transición entre el segmento de subducción subhorizontal (*flat slab*) y el segmento de subducción normal, al norte y sur, respectivamente (Barazangi y Isacks, 1976, Cahill y Isacks, 1992). Junto con este cambio en el estilo de subducción, una serie de cambios mayores coinciden con esta zona de transición. Hacia el norte de los 33°S, la zona de *flat slab* se asocia a la ausencia de volcanismo actual y rumbo aproximadamente N-S de las estructuras regionales, donde las unidades morfoestructurales son, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera (Figura 2.1). Por otro lado, al sur de los 34°S, el margen continental y las estructuras regionales adquieren un rumbo NNE-SSW, reaparece el arco volcánico y las unidades morfoestructurales son, de oeste a este, la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal (Figura 2.1; Giambiagi et al., 2003, Farías et al., 2008).

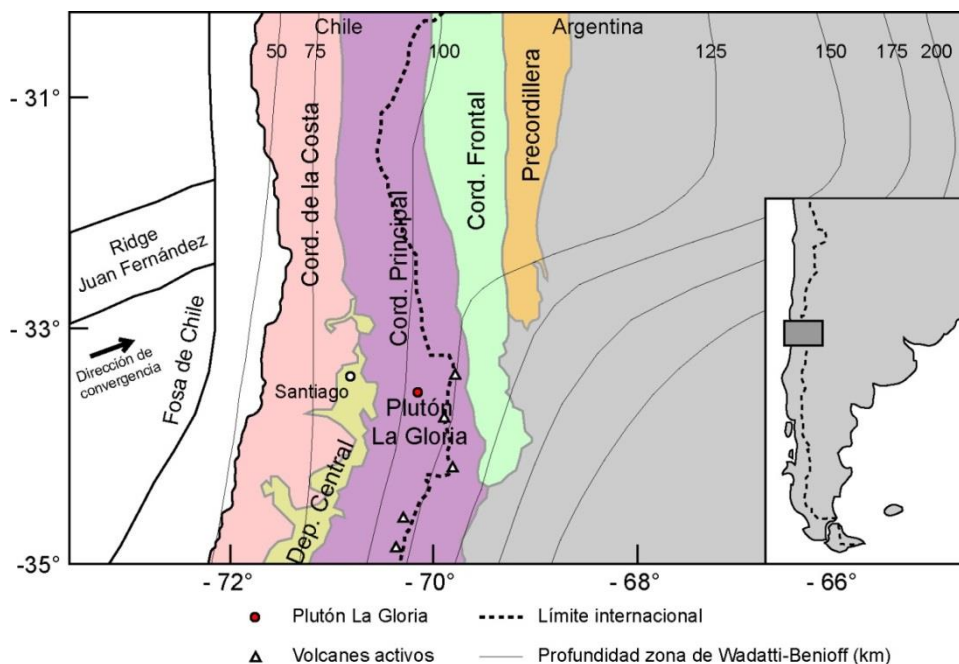


Figura 2.1: Mapa de los principales rasgos morfoestructurales de Chile central, destacando la zona de transición entre los segmentos al norte y sur de los 33-34° S (basado en Giambiagi et al., 2003, Farías et al., 2008). Los contornos representan la profundidad de la zona de Wadatti-Benioff (en km), reflejando la geometría de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (Cahill y Isacks, 1992). Como referencia, se muestra la localización del plutón La Gloria.

2.2 Marco Geológico: Cenozoico de Chile central (33-34° S).

Las rocas que afloran en la zona de estudio corresponden a sucesiones continentales del Cenozoico, las que se hacen progresivamente más jóvenes hacia el Este y consisten principalmente en rocas volcánicas y, en menor medida, sucesiones sedimentarias. La acumulación de estos depósitos estuvo controlada por la actividad volcánica durante el Oligoceno-Mioceno superior, confinada en una cuenca de intraarco denominada Cuenca de Abanico, en la actual Cordillera Principal (Charrier et al., 2002, Charrier et al., 2009). Ésta se caracteriza por una franja aproximadamente N-S de unidades principalmente volcánicas (Formaciones Abanico y Farellones) y una serie de unidades intrusivas igualmente orientadas (Figura 2.2). La Cuenca de Abanico está delimitada por fallas de alto ángulo, de orientación N-S, las que la separan de las secuencias mesozoicas (Figura 2.2; Fock, 2005, Farías et al., 2008).

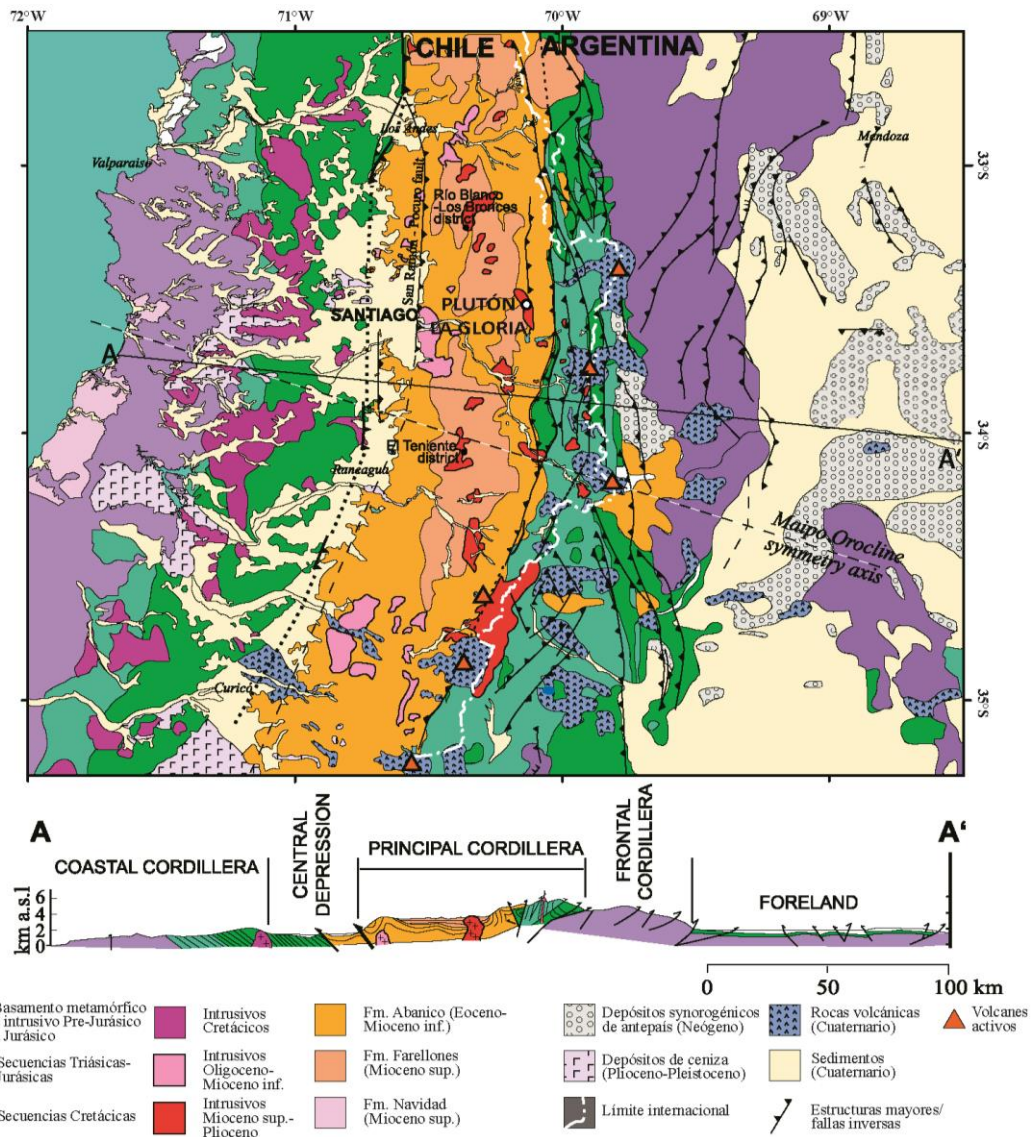


Figura 2.2: Mapa geológico de los Andes de Chile central y Argentina, mostrando las unidades generales y las principales estructuras activas durante el Neógeno. Se distinguen las franjas de intrusivos Neógenos: 1) intrusivos Oligoceno-Mioceno inferior, localizados aproximadamente en el borde occidental de la Fm. Abanico, y 2) los intrusivos del Mioceno superior-Plioceno (donde se encuentra el plutón La Gloria), ubicados en el borde oriental de la Fm. Abanico. Modificado de Farías et al. (2008).

La evolución geológica de los Andes de Chile central comprende una serie de etapas extensionales y compresivas (Charrier et al., 2007). En particular, la evolución de la Cuenca de Abanico se puede dividir en dos etapas. La primera etapa corresponde a un período de deformación extensional, con un adelgazamiento de la corteza, el cual tuvo lugar entre el Eoceno y Oligoceno, llegando incluso hasta el Mioceno temprano (Charrier et al., 2009). Durante este período ocurrió la acumulación de depósitos volcánicos y volcanoclásticos, con lentes sedimentarios, representados por la Formación Abanico, la que alcanza hasta 3000 m de espesor (Charrier et al., 2002).

La segunda etapa de la evolución de la Cuenca de Abanico está caracterizada por la inversión tectónica de las estructuras que controlan sus bordes, asociada a un período de deformación compresiva que tuvo lugar durante el Mioceno temprano (Godoy et al., 1999, Charrier et al., 2002). La deformación generada por la inversión de la Cuenca de Abanico afectó principalmente a sus bordes, permitiendo la generación de una nueva cuenca en el centro, donde se depositaron las rocas que conforman la Formación Farellones (Fock, 2005, Farías et al., 2008). Ésta alcanza hasta 2400 m de espesor y está compuesta por rocas principalmente volcánicas andesíticas a riolíticas, representando el arco volcánico mioceno (Vergara et al., 1988, Elgueta et al., 1999). Se ha mostrado que la deformación ocasionada por la inversión de la Cuenca de Abanico estuvo acompañada por un engrosamiento cortical y migración de la deformación hacia el Este (Kay y Mpodozis, 2002, Fock, 2005, Kay et al., 2005, Farías et al., 2008, Charrier et al., 2009).

Reconstrucciones de la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana han establecido que la subducción del *Ridge* de Juan Fernández habría migrado hacia el sur durante el Mioceno, arribando y estabilizándose a los 33°S hace 10 Ma (Yáñez et al., 2001). A partir de ese período, la subducción del segmento relativamente E-W del *ridge* se mantuvo en la misma posición hasta la actualidad. Se ha interpretado que este proceso sería el responsable de la segmentación del margen Andino durante el Mioceno, controlando rasgos como la disminución del ángulo de subducción, los cambios del *stress* cortical, el engrosamiento cortical y la segmentación morfoestructural (Kay y Mpodozis, 2002, Giambiagi et al., 2003).

La actividad magmática desarrollada durante el Cenozoico tuvo una estrecha relación con la evolución de la Cuenca de Abanico, variando progresivamente sus características entre ambas etapas (Charrier et al., 2009). Los depósitos volcánicos acumulados durante la etapa extensional de la cuenca (Formación Abanico) corresponden a lavas básicas afíricas y rocas piroclásticas ácidas, de carácter toleitico y signatura isotópica de Sr-Nd poco enriquecida, consistentes con un período de corteza adelgazada de alrededor de 35-40 km de espesor (Kay y Mpodozis, 2002, Nyström et al., 2003). Por otro lado, la actividad magmática Miocena está caracterizada por los depósitos volcánicos de la Formación Farellones. Estos corresponden a secuencias de lavas (sin presencia de basaltos) y potentes secuencias piroclásticas en la base, con signaturas más evolucionadas que las de la Fm. Abanico y con afinidades calcoalcalinas (Kay y Mpodozis, 2002, Nyström et al., 2003). Estos cambios se han interpretado como consecuencia del engrosamiento cortical que tuvo lugar durante el Mioceno superior (Kay et al., 2005). Además, el magmatismo de este período está representado por unidades plutónicas, constituidas por intrusivos graníticos de geometría elongada en dirección aproximadamente N-S, siguiendo el rumbo de las estructuras de la roca de caja (Figura 2.3). Esta relación sugiere que su emplazamiento estuvo controlado por zonas de alta deformación tectónica (pliegues y fallas).

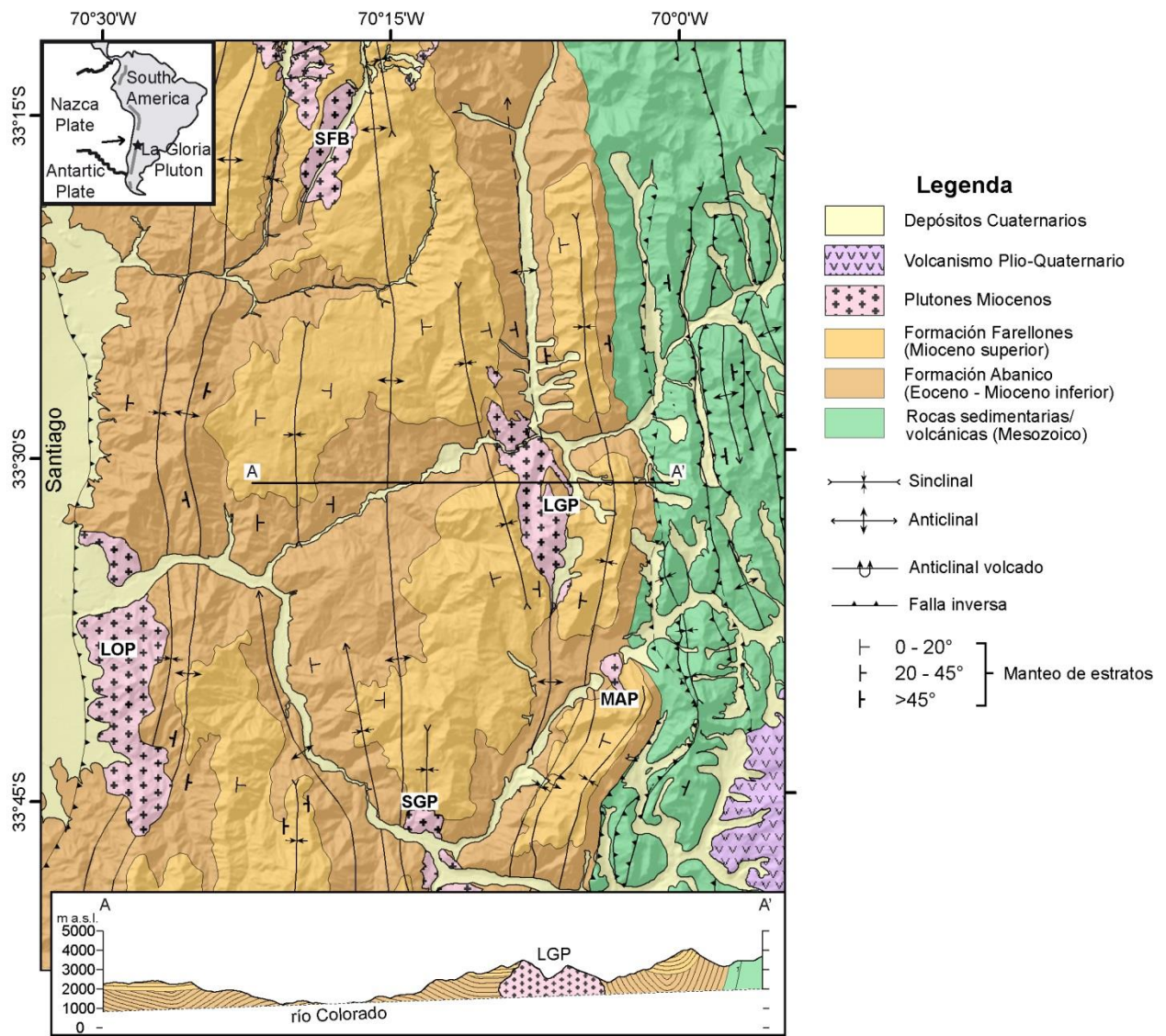


Figura 2.3: Mapa geológico del contexto regional y sección geológica mostrando la relación del plutón La Gloria con las estructuras de la roca de caja. Otros plutones miocenos se muestran además: SFB = Batolito San Francisco; LOP = Plutón La Obra; MAP = Plutón Mesón Alto; SGP = Plutón San Gabriel. Tomado (Thiele, 1980, Fock, 2005, Armijo et al., 2010). Topografía tomada de Becker et al. (2009).

2.3 Antecedentes del Plutón La Gloria.

2.3.1 Generalidades.

El Plutón La Gloria corresponde a un cuerpo intrusivo elongado de unos 20 km de largo y 5 km de ancho, con forma de canoa invertida, el cual presenta un excelente grado de exposición, llegando a 2500 m en vertical, y siendo posible reconocer tanto el centro como los contactos con la roca de caja (bordes laterales y techo; Figura 2.4 y Figura 2.5). Los contactos del plutón La Gloria con la roca de caja son rectos, irregulares, y están bien definidos a lo largo del intrusivo, con diques graníticos intruyendo la roca de caja. Los bordes del plutón exhiben una geometría escalonada, alternando sistemáticamente paredes verticales y techos subhorizontales, probablemente condicionados por la estratificación de la roca de caja (Mahood y Cornejo, 1992).

La geometría escalonada de los bordes del intrusivo se destaca especialmente en el contacto este del plutón, donde una sección de roca de caja se preserva manteniendo una forma elongada en la dirección del plutón, con un contacto que varía de subhorizontal a vertical (Figura 2.4a y c).

El plutón La Gloria presenta edades de 9,8 Ma (K-Ar en biotita; Cornejo y Mahood, 1997) y $10,3 \pm 0,2$ Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón; Deckart et al., 2010), formando parte de una franja de intrusivos miocenos con orientación N-S, incluyendo además los plutones: Mesón Alto (11-12Ma), San Gabriel (11Ma) y Alfalfalito (11-12Ma; Deckart et al., 2010). El plutón La Gloria intruye sucesiones de rocas volcánicas y volcanoclásticas de las Formaciones Abanico y Farellones (Figura 2.3 y Figura 2.5), y habría sido emplazado durante el período de inversión de la cuenca de intraarco desarrollada durante el Neógeno en Chile central (Castro, 2012). La discordancia angular que pone en contacto ambas formaciones está en contacto subhorizontalmente con los niveles superiores del plutón La Gloria, definiendo le techo del plutón (Figura 2.5). Si bien el plutón La Gloria fue emplazado a través de una zona altamente deformada, asociada al núcleo de un anticlinal de inversión de la Cuenca de Abanico (Figura 2.5; Fock, 2005, Castro, 2012), no se registran evidencias de deformación interna del plutón generadas por zonas de cizalle o fallas de manera pervasiva.

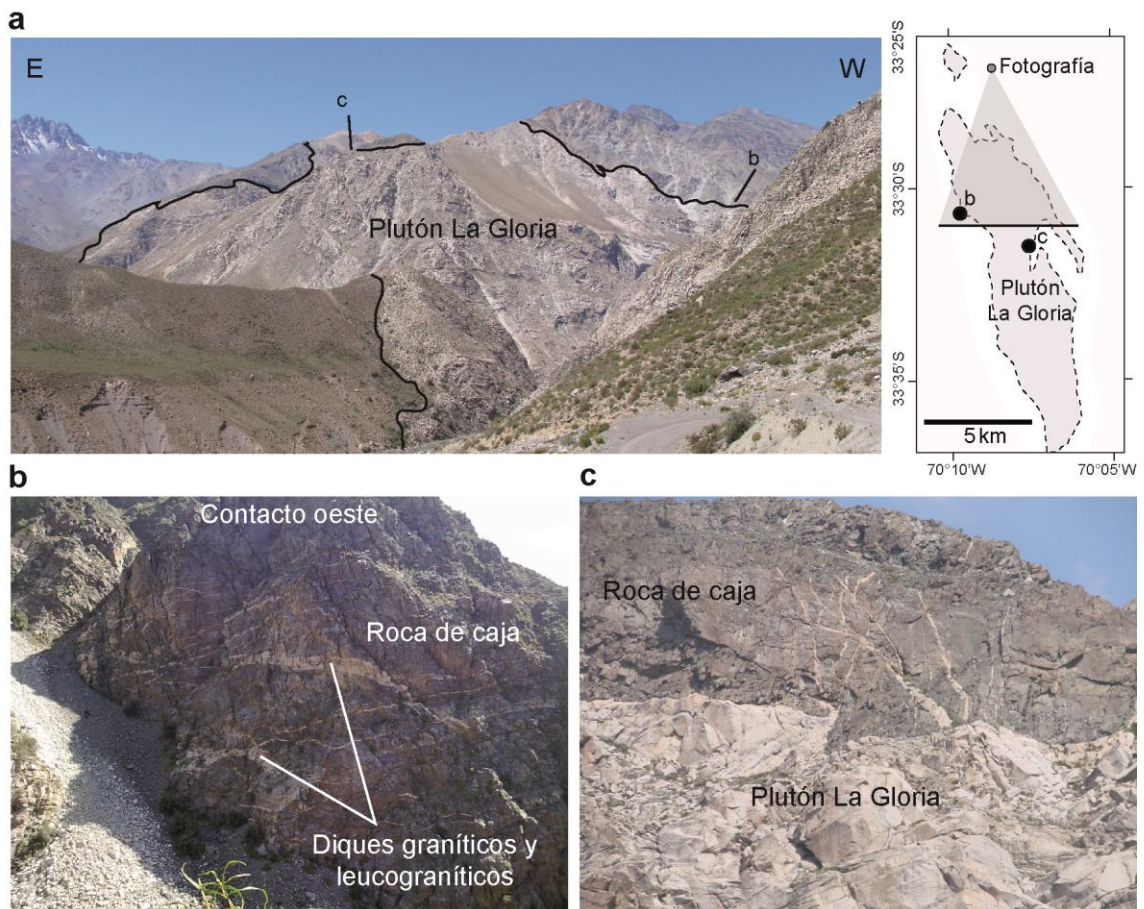


Figura 2.4: Contactos del plutón La Gloria: a) Vista general del plutón La Gloria, destacando su buena exposición. En negro se muestra el contacto superior del intrusivo principal. Recuadro a la derecha muestra la orientación de la fotografía respecto a la elongación del plutón. b) Contacto oeste del plutón La Gloria, donde se reconoce abundancia de diques graníticos y leucograníticos intruyendo la roca de caja en forma perpendicular al contacto, siguiendo las estructuras de estratificación. c) Contacto superior del plutón La Gloria, donde se reconocen diques graníticos intruyendo la roca de caja y la presencia de *stoped blocks*.

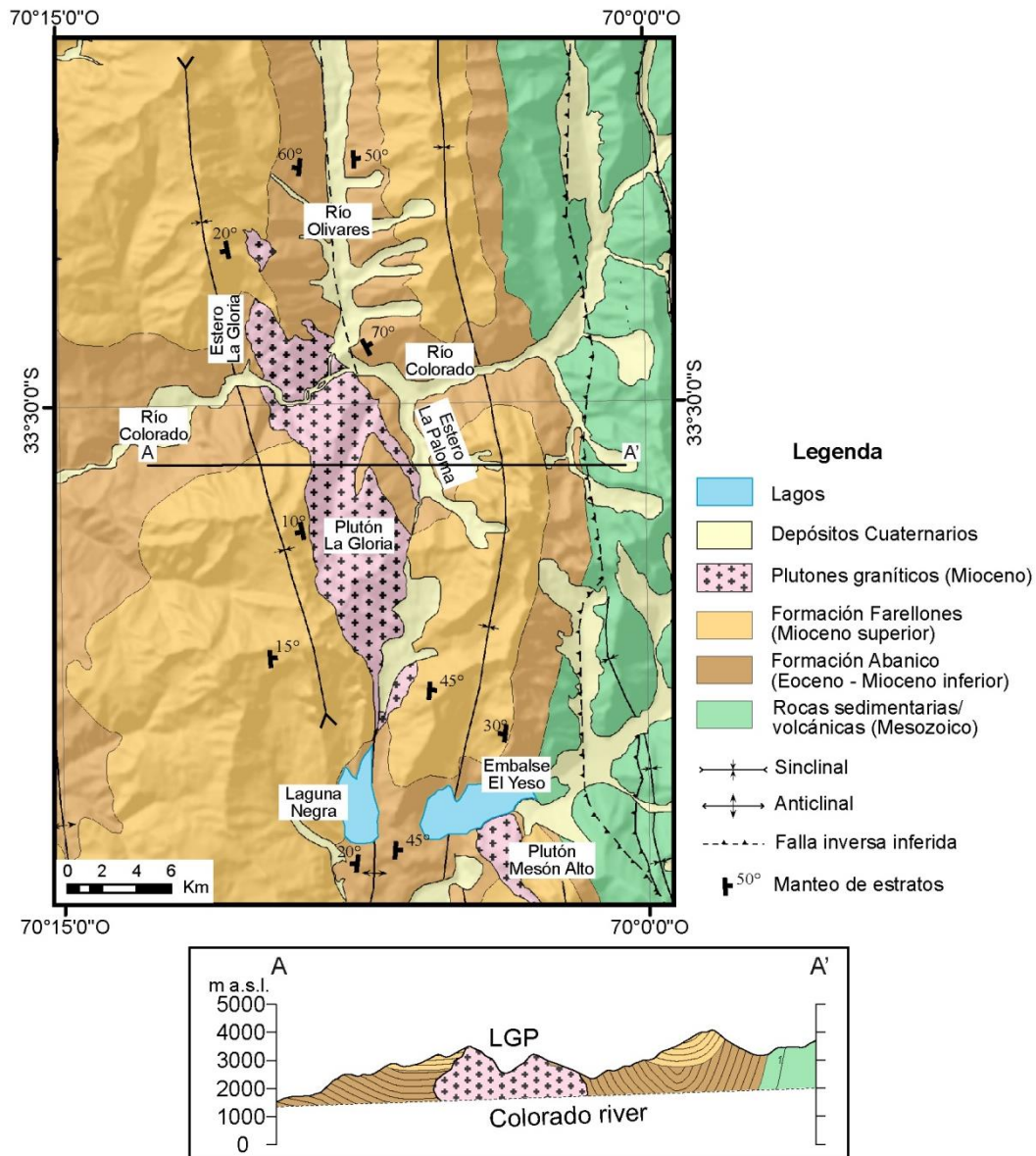


Figura 2.5: Mapa geológico de la zona de estudio y perfil estructural cortando transversalmente al plutón La Gloria. Tomado de Payacán et al. (2014). Basado en Thiele (1980), Fock (2005), Armijo et al. (2010) y Castro (2012).

Debido al corto rango de edades de enfriamiento del plutón La Gloria, obtenidas mediante métodos distintos (Cornejo y Mahood, 1997, Deckart et al., 2010), se ha interpretado que el intrusivo tuvo un corto período de enfriamiento, lo que sugiere que el plutón La Gloria representa un reservorio de magma “aislado”, ensamblado en unos pocos pulsos y sin episodios de alimentación de magma posteriores (Gutiérrez et al., 2013). Estudios de geotermobarometría indican que el plutón La Gloria corresponde a un cuerpo intrusivo somero (~1kbar), con temperaturas de cristalización entre 720 y 750°C y fugacidades de oxígeno *sub-solidus* entre 10^{-19} y 10^{-16} bar (Cornejo, 1990).

2.3.2 Antecedentes petrográficos y mineralógicos.

El intrusivo principal del plutón La Gloria muestra una zonación mineralógica, composicional y textural, variando gradualmente tanto en dirección vertical como horizontal, sin contactos internos definidos (Figura 2.6). En el centro del intrusivo se observa granodiorita-cuarzo monzodiorita de biotita y anfíbola equigranular de grano medio. Lateralmente varía de forma gradual a cuarzo monzodiorita de hornblenda, inequigranular de grano medio a grueso; mientras que hacia el techo aumenta el tamaño de grano y el contenido de feldespato potásico, dando lugar a cuarzo monzodiorita inequigranular de grano grueso en el nivel medio; y variando gradualmente a cuarzo monzonita porfírica de hornblenda en el techo (Figura 2.6). Sin embargo, el plutón La Gloria corresponde a un cuerpo intrusivo generalmente homogéneo comparado con otros cuerpos plutónicos zonados (e.g., Bachl et al., 2001, Coleman et al., 2004, Parada et al., 2005, Miller et al., 2007), presentando leves variaciones entre granodiorita y cuarzo-monzodiorita, las que difícilmente son observables en terreno.

La secuencia de cristalización inferida para el plutón La Gloria corresponde a (Cornejo, 1990, Cornejo y Mahood, 1997): 1) plagioclasa acompañada por clinopiroxenos (en el nivel inferior) como fases tempranas. 2) Luego siguió la cristalización de anfíbola, asociada a clinopiroxenos (por reacción) en el nivel superior y como fase separada en asociación con apatito, titanita y óxidos de Fe-Ti en el nivel superior y bordes del plutón. 3) Posteriormente, cristalización de biotita tuvo lugar como fase separada, comúnmente asociada a feldespato potásico. 4) Finalmente ocurrió la cristalización de feldespato potásico seguido por cuarzo, excepto en el sector del techo donde cristalizaron juntos, y apatito, circón y allanita como fases traza.

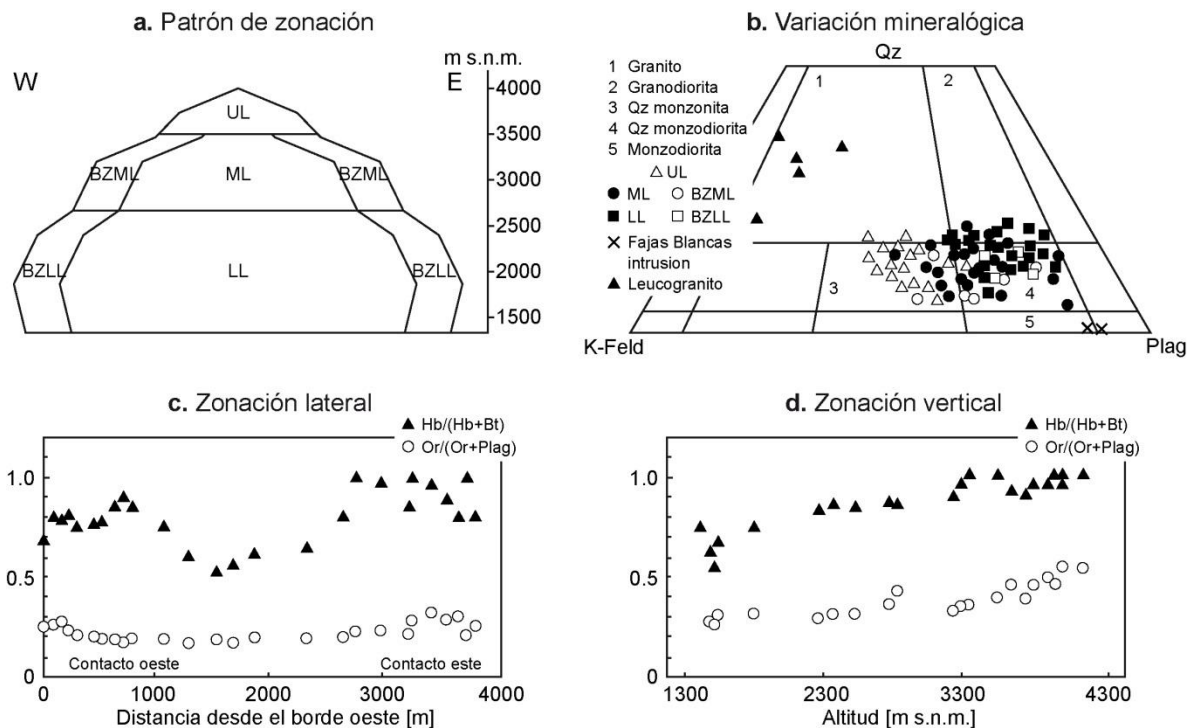


Figura 2.6: Variaciones mineralógicas del plutón La Gloria (Cornejo, 1990, Cornejo y Mahood, 1997): a) perfil esquemático SW-NE del plutón La Gloria mostrando sus zonaciones laterales y verticales (UL=nivel superior, ML=nivel medio, LL=nivel inferior, BZ=zona de borde). b) Composición mineral modal del plutón La Gloria (KFeld=Feldespato alcalino, Plag=Plagioclasa, Qz=Cuarzo). c) y d) Patrón de zonación lateral y vertical, respectivamente, de las razones hornblenda/biotita ($Hb/(Hb+Bt)$) y ortoclasa/plagioclasa ($Or/(Or+Plag)$).

A lo largo de todo el plutón La Gloria es posible observar enclaves máficos, aunque estos suelen ser más abundantes en la parte inferior central del plutón (Figura 2.7). Sus dimensiones varían desde el orden centimétrico a varios metros de longitud. La mineralogía más común observada corresponde a diorita a cuarzo-diorita de hornblenda, variando de grano fino a medio. Cornejo y Mahood (1997) interpretan que la mayoría de los enclaves máficos representan *mingling* y *mixing* entre el magma granítico del intrusivo principal y un magma más máfico inyectado posteriormente. Sin embargo, los bordes rectos de los enclaves ubicados cerca de las paredes del intrusivo tienden a preservar la textura primaria de las rocas volcánicas andesíticas de la roca de caja. Incluso, éstos presentan evidencias texturales de fusión parcial, lo que sugiere que, en un porcentaje no despreciable, los enclaves máficos del plutón La Gloria representan bloques de roca de caja integrados por el magma durante su emplazamiento y posterior evolución.

Por otro lado, en el plutón La Gloria es posible reconocer diques y *sills* graníticos (interpretados como evidencia del emplazamiento del plutón; Figura 2.7b y c) y leucograníticos, intruyendo tanto al intrusivo principal como a la roca de caja (Figura 2.4b, Figura 2.7e y f). La mineralogía de los diques leucograníticos corresponde principalmente a K-feldespatos, cuarzo subordinado y biotita (presente incluso como oquedades y vetillas pegmatíticas). Éstos se han interpretado como líquidos residuales extraídos desde sectores inferiores del reservorio, los cuales se acumularían en zonas sobresalientes e irregularidades de los contactos con la roca de caja (Mahood y Cornejo, 1992). Dichas estructuras leucograníticas están presentes en todo el plutón, aunque son relativamente más abundantes en los sectores cercanos a los bordes y techo del intrusivo comparado con su centro. Sus dimensiones varían de un par de centímetros hasta un metro de ancho, y su geometría varía desde bordes rectos cerca de los bordes del intrusivo, como irregulares hacia el centro (Figura 2.7e y f). Esto sugiere que la extracción y ascenso de estos líquidos residuales habría ocurrido durante etapas tardías de la evolución del reservorio, a lo largo de fracturas desarrolladas en el magma parcialmente cristalizado (Aravena, 2014).

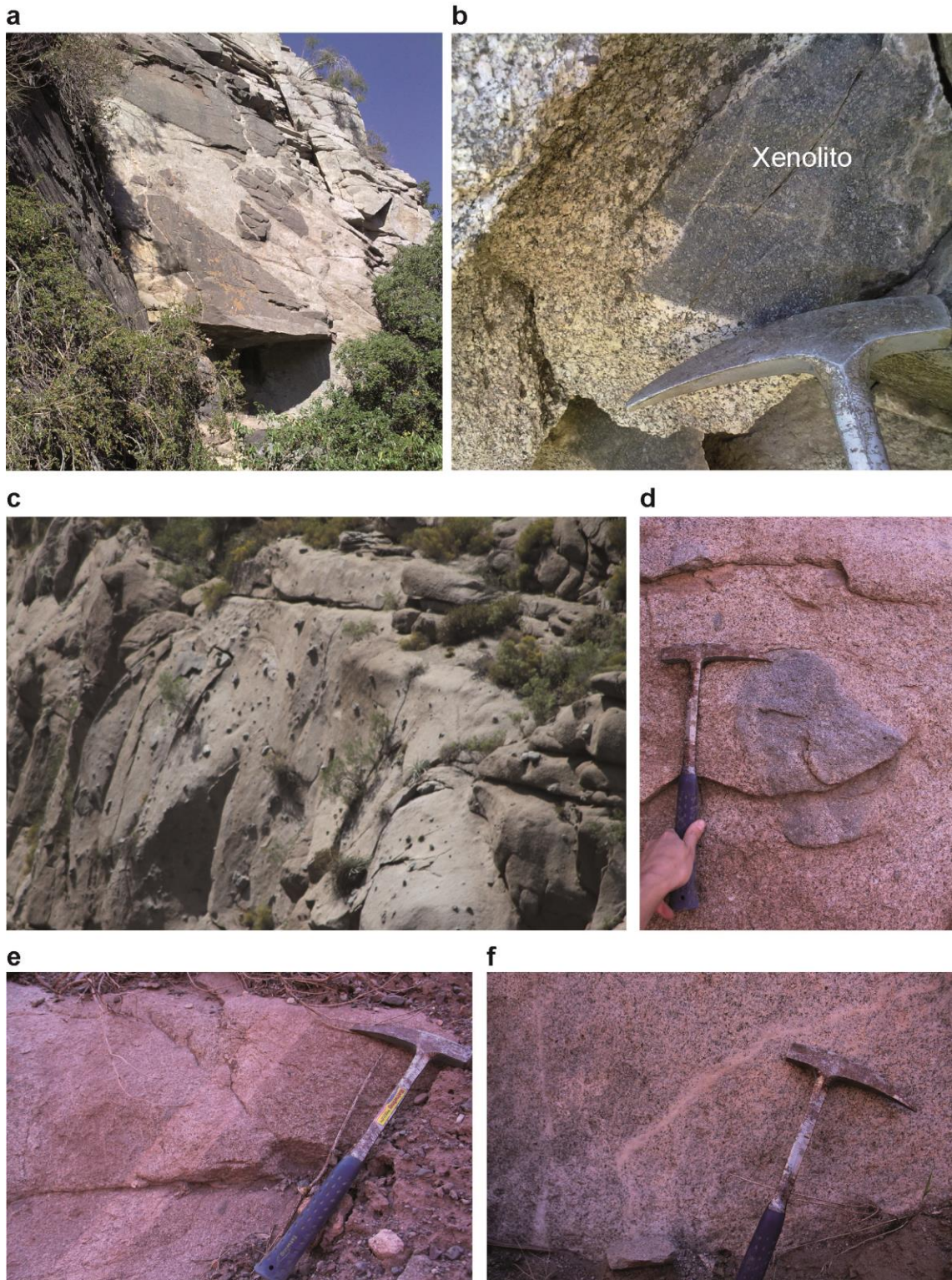


Figura 2.7: a) *Stoped blocks* en el contacto oeste del plutón La Gloria. Notar que tanto el intrusivo principal como el xenolito son cortados por diques leucocráticos. b) Xenolito ubicado cerca del contacto oeste del plutón La Gloria, conservando textura poikilica primaria. c) Aglomeración de enclaves máficos con bordes redondeados, ubicados al centro del plutón La Gloria. d) Detalle de enclave máfico ubicado al centro del plutón, el cual exhibe acumulación de material leucocrático en su interior.. e) Dique leucocrático con borde recto ubicado cerca del borde del plutón La Gloria. f) Dique leucocrático con borde irregular y poco definido, ubicado en el centro del plutón La Gloria.

2.3.3 Antecedentes geoquímicos.

Datos geoquímicos (XRF en roca total) muestran variaciones composicionales a lo alto y ancho del intrusivo, consistentes con las variaciones mineralógicas del plutón (Cornejo, 1990, Aravena, 2014). En el caso del intrusivo principal, se reconoce un patrón de zonación vertical, donde, en general, las concentraciones de K_2O tienden a aumentar hacia el techo del plutón (consistente con el aumento del contenido modal de K-feldespatos y biotita), el contenido de SiO_2 aumenta concéntricamente desde el nivel intermedio del plutón hacia la zona inferior y superior, mientras que el contenido de Mg, Fe, Ca y Al tienden a aumentar hacia el nivel intermedio respecto al nivel superior e inferior (Figura 2.8). También es posible reconocer un patrón de zonación lateral en el nivel inferior del plutón La Gloria, donde el contenido de Fe, Ca y Mg tiende a aumentar hacia los bordes, consistente con el aumento del contenido de hornblenda comparado con biotita (Figura 2.6d; Figura 2.9). Cornejo (1990) muestra que la parte inferior del nivel medio (ML) del plutón La Gloria es más máfica que el nivel inferior (LL), indicando que existe un núcleo máfico en los niveles centrales del plutón, el cual, sin embargo, presenta mayor contenido de K (Figura 2.8; Figura 2.10; Aravena, 2014).

Las unidades leucograníticas (diques y *sills*) registradas en el plutón La Gloria son mucho más evolucionadas que las rocas más diferenciadas del intrusivo principal, llegando hasta un 78% wt. de SiO_2 (contra un 66% wt. de las rocas del techo del intrusivo principal; Cornejo, 1990). Por otro lado, los enclaves máficos son más empobrecidos en SiO_2 que las rocas más máficas del intrusivo principal, llegando hasta el 57% wt (contra un 63% wt. en el nivel medio del plutón).

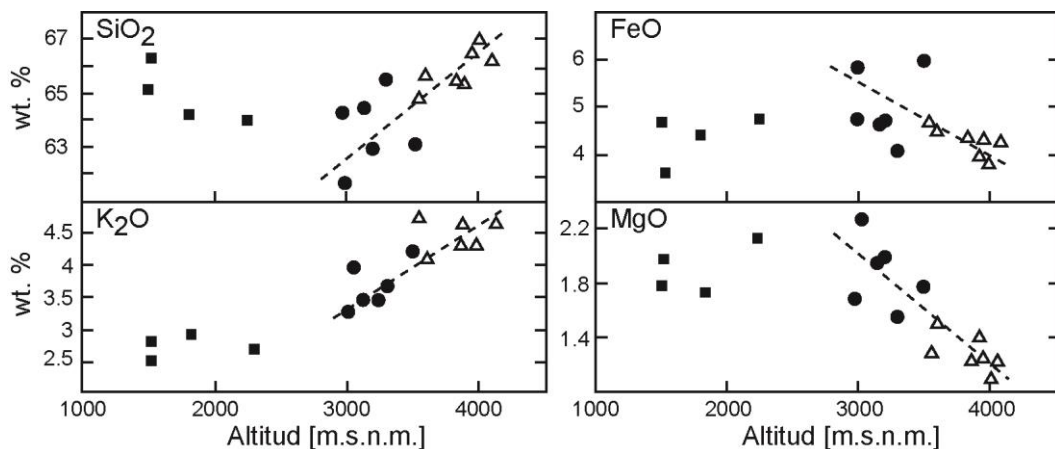


Figura 2.8: Ejemplos de la zonación química vertical del plutón La Gloria. Cuadrado=nivel inferior; círculo=nivel medio; triángulo=nivel superior. Notar que, en general, el nivel inferior del plutón no forma parte de la tendencia principal (línea punteada), lo que permite definir un núcleo relativamente más máfico en el nivel medio del intrusivo. Tomado de Cornejo (1990).

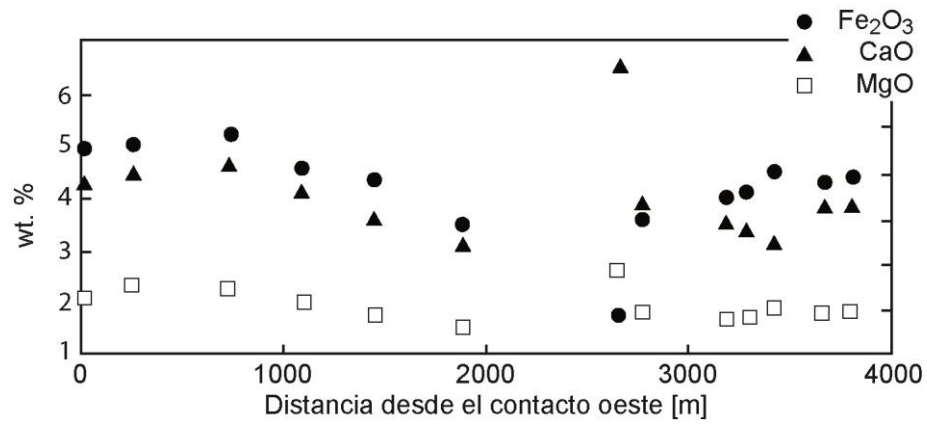


Figura 2.9: Ejemplos de patrones de zonación química lateral del plutón La Gloria. Tomado de Cornejo (1990).

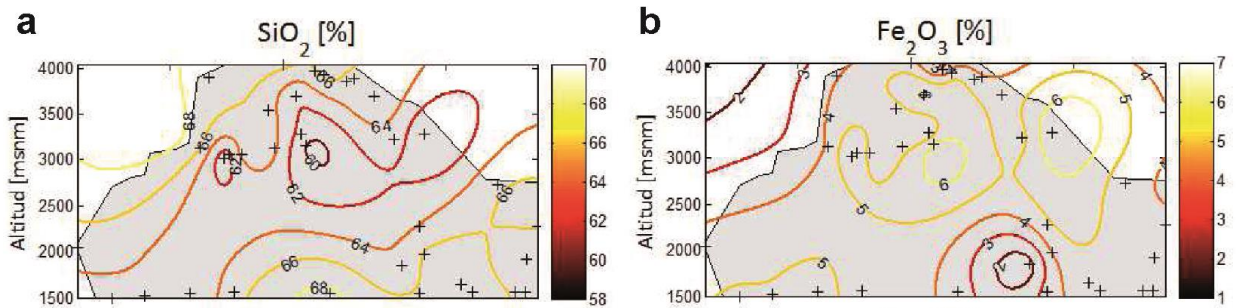


Figura 2.10: Perfiles transversales del plutón La Gloria, mostrando las variaciones geoquímicas de roca total a lo ancho y alto del intrusivo: a) variación del contenido de SiO_2 ; b) variación del contenido de Fe_2O_3 . Estas secciones corresponden a una proyección de las muestras en un plano vertical. Se puede reconocer un núcleo máfico presente en los niveles medios hacia el centro del plutón. Tomado de Aravena (2014).

CAPÍTULO 3: PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y MINERALOGÍA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA.

3.1 Introducción.

El estudio de la susceptibilidad magnética (κ_m) de rocas graníticas ha permitido diferenciar dos series o grupos (Ishihara, 1977, Ishihara et al., 2000): (1) granitos paramagnéticos, donde la susceptibilidad magnética está controlada por silicatos ferromagnesianos e ilmenita; y (2) granitos ferromagnéticos, cuyas propiedades magnéticas son controladas principalmente por titanomagnetita.

Dado que la magnitud de la susceptibilidad magnética corresponde a la capacidad de un material para adquirir una magnetización debida a la acción de un campo magnético externo; mientras que la intensidad de la magnetización remanente corresponde a la magnetización conservada por el material una vez que se retira del campo externo. En las rocas, dichas propiedades están determinadas por la mineralogía, por lo que sus variaciones permitirían constreñir variaciones de primer orden en el contenido, tipo y composición química de minerales ferro o paramagnéticos. Por lo tanto, en el caso de cuerpos intrusivos zonados mineralógica, textural y composicionalmente, mediciones de la susceptibilidad magnética y la remanencia natural constituyen una aproximación de primer orden a las variaciones petrográficas y geoquímicas. Por ejemplo, correlaciones entre susceptibilidad magnética y el contenido de FeO y SiO₂ han sido encontradas en plutones por estudios previos (e.g., Ishihara et al., 2002, Aydin et al., 2007). Sin embargo, para comprender el origen de las variaciones de las propiedades magnéticas, es necesario verificarlas con una caracterización de la mineralogía portadora de las propiedades magnéticas en rocas. Determinar la composición de los minerales magnéticos, distinguir la presencia de más de una familia de minerales magnéticos y caracterizar el tamaño de grano mediante técnicas cuantitativas (crystal size distribution; CSD; Marsh, 1988, 1998, Higgins, 2000, Higgins, 2006a) permiten encontrar evidencias de los procesos geológicos que registra el magnetismo en las rocas. Esto es particularmente necesario en el caso de cuerpos intrusivos, los que presentan historias termales complejas y están expuestos a procesos que borren el registro magnético original.

La magnetización remanente es un registro de antiguos campos magnéticos externos que actuaron sobre una muestra de roca (Butler, 1992). Existen métodos que permiten recuperar la dirección de la magnetización durante distintas etapas de la formación de la roca, especialmente la dirección primaria (e.g., desmagnetización termal y desmagnetización de campo alterno; Butler, 1992). Los estudios paleomagnéticos (determinación de la dirección primaria) han sido tradicionalmente desarrollados para la reconstrucción paleogeográfica de zonas deformadas y la identificación de rotaciones tectónicas a escala continental, regional o, incluso, local (e.g., Arriagada et al., 2008, Astudillo et al., 2008, Roperch et al., 2011, Poblete et al., 2014). Si bien, este tipo de estudios ha sido aplicado a cuerpos plutónicos con el objetivo de realizar reconstrucciones paleogeográficas, así como también identificar eventos de deformación interna de plutones posteriores a su magnetización, los que podrían haber alterado los patrones de variación de las propiedades magnéticas, petrográficas y de fábrica (e.g., Parada et al., 2005, Ferrando et al., 2014). No obstante, para el caso de intrusiones graníticas tipo-I, de la serie-magnetita, típicos de ambientes de subducción, la intensidad de la magnetización remanente suele ser muy baja como para obtener direcciones paleomagnéticas bien definidas (Halliday, 2008).

El propósito de este capítulo es determinar si las variaciones de las propiedades magnéticas naturales (susceptibilidad magnética y remanencia magnética natural) dentro del Plutón La Gloria reflejan las variaciones en abundancia, tipo y tamaño de óxidos de Fe-Ti (previamente presentado por Aravena, 2014). Esto con el fin de caracterizar la mineralogía magnética del plutón La Gloria e identificar los procesos que habrían controlado su origen. Además, se propone obtener las direcciones paleomagnéticas primarias del plutón La Gloria, con el fin de identificar eventos de rotación interna del plutón, los que podrían haber afectado la estructura interna del intrusivo.

3.2 Metodología.

3.2.1 Muestreo terreno: testigos orientados.

El método de obtención de muestras para la determinación de propiedades magnéticas se desarrolló mediante el enfoque de estudios paleomagnéticos, el que no considera la medición de propiedades magnéticas en terreno (*in situ*). Este método consiste en la recolección de testigos orientados (muestras), obtenidos mediante una perforadora portátil. Los testigos se orientan espacialmente, utilizando un orientador magnético y solar, registrando la posición, la declinación o azimut, el buzamiento o ángulo respecto a un eje vertical, y la declinación respecto al Sol asociada a la fecha y hora del muestreo (Figura 3.1).

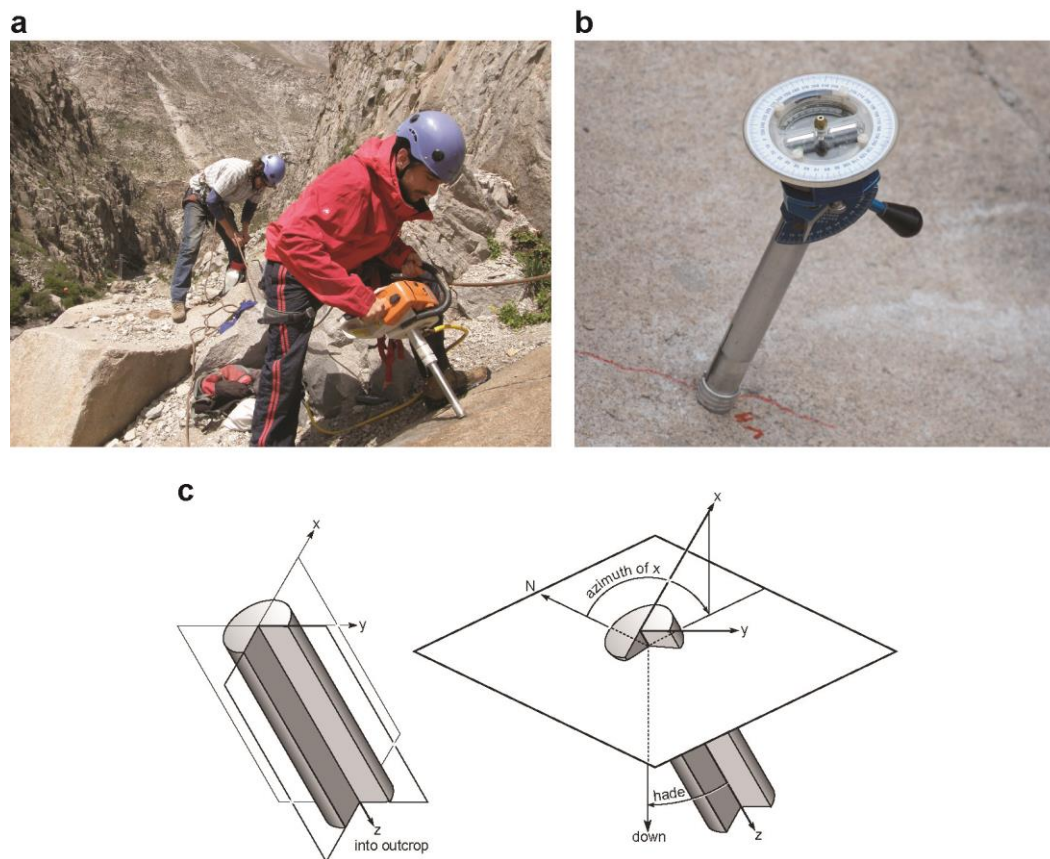


Figura 3.1: Método de muestreo paleomagnético: a) Obtención de testigos orientados mediante una perforadora portátil. b) Instrumento de orientación de los testigos, el cual consta con orientador magnético y solar. c) Orientación espacial de los testigos, que, aparte de la posición, requiere su azimut (ángulo respecto al norte) y su buzamiento (*hade*; ángulo respecto a un eje vertical).

Debido a variaciones locales de las propiedades magnéticas y con el objetivo de obtener una medición estadísticamente aceptable, los testigos orientados son agrupados en sitios paleomagnéticos (sitios de aquí en adelante), los cuales caracterizan las propiedades magnéticas de cada lugar de muestreo dentro del plutón.

En el caso del plutón La Gloria se obtuvieron más de 600 muestras orientadas, agrupadas en 47 sitios, los cuales están distribuidos considerando distintas zonas del plutón: bordes laterales, centro o núcleo y techo del intrusivo (Figura 3.2). Las muestras fueron también agrupadas según su litología, distinguiendo entre roca granítica (intrusivo principal, 46 sitios), diques leucograníticos (1 sitio completo y muestras individuales parte de otros sitios), enclaves máficos (muestras individuales parte de otros sitios) y roca de caja (4 sitios). En el caso de los diques graníticos, el muestreo consistió en alrededor de 7 muestras uniformemente distribuidas, abarcando el ancho del dique.

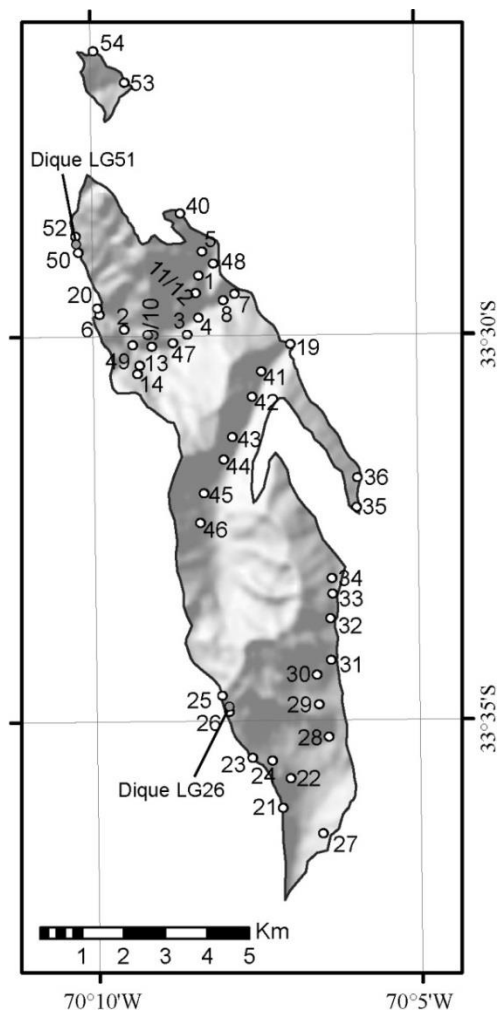


Figura 3.2: Imagen *Shadehill* del relieve (Becker et al., 2009), mostrando la ubicación de los sitios muestreados del plutón La Gloria para este estudio.

3.2.2 Petrografía.

3.2.2.1 Cortes transparentes y pulidos.

Con el fin de caracterizar los minerales que controlan las propiedades magnéticas y su relación textural con el resto de los minerales que constituyen el plutón La Gloria, se confeccionaron secciones transparentes y transparente-pulidas. Para esto se seleccionaron muestras representativas de cada sitio paleomagnético.

La fábrica petrográfica (dada por minerales silicatados) se determinó cuantitativamente en 12 muestras, representativas de diferentes zonas del plutón La Gloria, mediante análisis digital de fotomicrografías de secciones transparentes orientadas. Este punto se tratará en el CAPÍTULO 5:.

3.2.2.2 Análisis digital del contenido de opacos.

Mediante métodos de análisis digital de imágenes, Aravena (2014) presenta un algoritmo para reconocer los minerales opacos en fotomicrografías de secciones bajo luz polarizada plana (Figura 3.3). Este método permite determinar cuantitativamente el contenido modal y distribución de tamaño de óxidos de Fe-Ti, los que representan la mayoría de los minerales opacos.

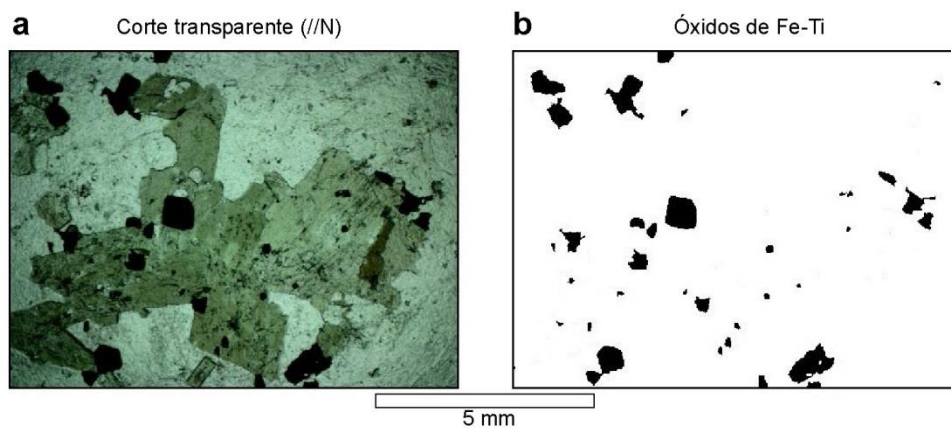


Figura 3.3: Análisis digital de fotomicrografías para determinación de contenido de óxidos de Fe-Ti. a) Ejemplo de fotomicrografía (luz polarizada con Nícoles paralelos) mostrando cristales de óxidos de Fe-Ti (opacos). b) Resultado del análisis digital del contenido de opacos de la fotomicrografía en a). Método según Aravena (2014).

3.2.3 Propiedades magnéticas naturales.

Utilizando un susceptibilímetro Bartington MS2, la susceptibilidad magnética fue medida para todas las muestras del Plutón La Gloria (descartando las muestras de enclaves máficos, diques leucocráticos y roca de caja), obteniendo un promedio para cada sitio ($\pm 2\sigma$). Por otra parte, la intensidad de la magnetización remanente natural fue medida con un magnetómetro AGICO JR5A spinner o un Molspin spinner. Las mediciones se realizaron en una habitación a temperatura ambiente, en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Experimentos de desmagnetización termal se realizaron en una muestra por cada sitio de muestreo del plutón La Gloria. Estos consisten en medir la magnetización remanente a medida que las muestras son calentadas en un horno hasta que la magnetización remanente sea

aproximadamente nula. Estos análisis se desarrollaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Adicionalmente, se realizaron experimentos termomagnéticos para determinar la temperatura de Curie de 4 muestras, lo que permite determinar la mineralogía que controla las propiedades magnéticas de la roca, permitiendo, incluso, distinguir las componentes aportadas por cada una en el caso de que más de una esté presente en la roca. Estos experimentos consisten en medir la variación de la magnetización de saturación (J) en función de la temperatura de medición. Las muestras seleccionadas para este análisis incluyen muestras del centro, borde y techo del plutón La Gloria. Los experimentos se llevaron a cabo en las instalaciones del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Rennes, Francia.

Detalles teóricos y definiciones de las propiedades magnéticas naturales analizadas en esta tesis se presentan en el Anexo A.

3.2.4 Paleomagnetismo y direcciones primarias.

Para aislar las direcciones características de las muestras del plutón La Gloria, se seleccionaron alrededor de 3 muestras por sitio, entre los sitios 1 y 26, con un total de 70 muestras.

El proceso de desmagnetización termal se desarrolló en el en el Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. A medida que las muestras se calientan a temperaturas de 150 [°C] y desde 210 [°] hasta 610 [°C] en intervalos de 50 [°C], la remanencia magnética es medida utilizando un magnetómetro (Molspin o AGICO JR5A).

Detalles teóricos de la magnetización remanente se presentan en el Anexo B.

3.3 Mineralogía magnética del plutón La Gloria.

3.3.1 Petrografía magnética.

En las muestras del plutón La Gloria se distinguen petrográficamente dos grupos principales de cristales de titanomagnetita:

1) Mt1: Grupo dominante de cristales euhedrales a subhedrales, los cuales varían entre 0.1 y 1 mm, los cuales, comúnmente, se presentan en los intersticios cristalinos de los minerales silicatados (especialmente anfíbola y biotita; Figura 3.4a).

2) Mt2: Grupo secundario de cristales, generalmente más pequeños que los de mt1, los cuales ocurren como inclusiones dentro de los cristales silicatados (tanto plagioclasa como ferromagnesianos; Figura 3.4a).

Subordinadamente, es posible observar un tercer grupo de cristales de titanomagnetita, los cuales se presentan como cúmulos reemplazando parcialmente a minerales ferromagnesianos.

Observaciones bajo luz reflejada muestran que los cristales de titanomagnetita son homogéneos, sin evidencias texturales de oxidación como lamelas de ilmenita ni exsolución de úlvospinela (Figura 3.4b). Esta observación es consistente con las de Cornejo y Mahood (1997). Además, observaciones a través de SEM muestran que los cristales de titanomagnetita son pobres en Ti (Tabla 3.1), aproximándose al extremo de magnetita (Cornejo y Mahood, 1997).

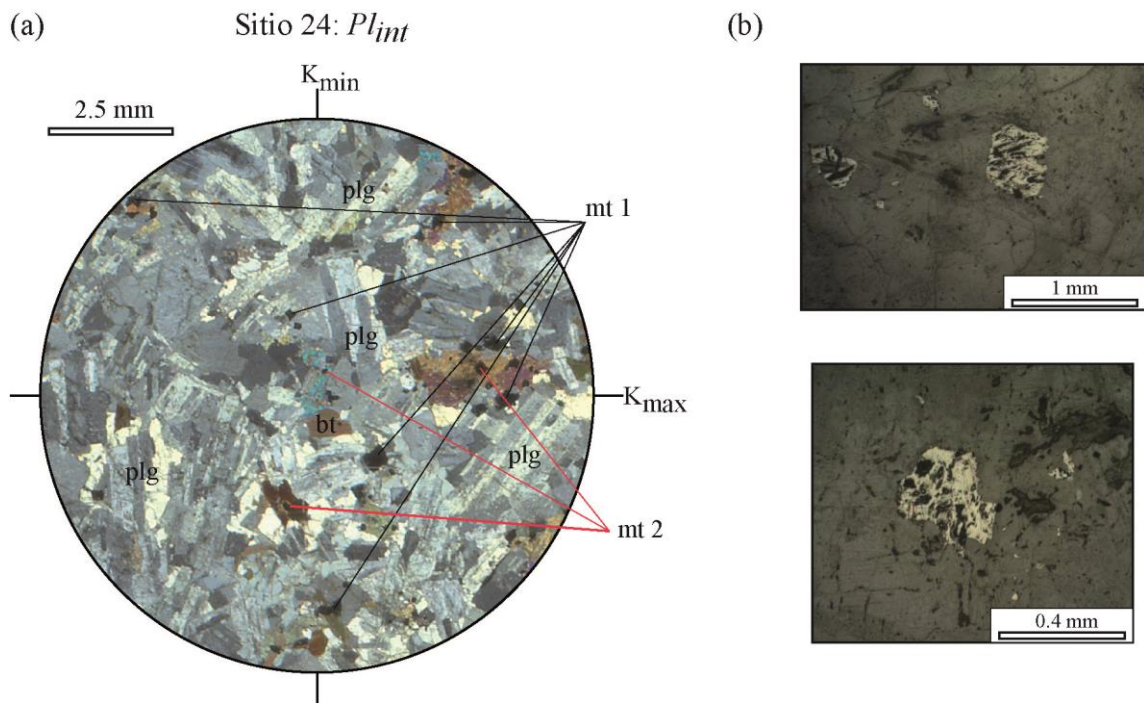


Figura 3.4: (a) Ejemplo de fotomicrografía (Nícoles cruzados) de sección transparente orientada (muestra del sitio 24, cerca del techo del plutón La Gloria), distinguiendo dos grupos de minerales opacos (óxidos de Fe-Ti). Mt1 consiste en cristales individuales crecidos en los intersticios cristalinos y asociados a los bordes de los minerales silicatados (especialmente ferromagnesianos). Mt2, grupo subordinado, representa cristales crecidos como inclusiones en cristales silicatados. Otras secciones se muestran en el 1.1.1.1(a) Anexo C. (b) Fotomicrografías (bajo luz reflejada) de cristales individuales de titanomagnetita de muestras del sitio 24 (tomado de Aravena, 2014).

Tabla 3.1: Análisis SEM en cristales de titanomagnetita (Cornejo y Mahood, 1997). Xulv en magnetita calculado de acuerdo a Carmichael (1967).

	Magnetite												
	Lower level				Middle level				Upper level				
Sample	7	12	12	19	19	223	223	289	289	111	111	119	119
CaO	0.01	0.02	0	0.02	0.02	0.01	0.04	0	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
SiO ₂	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.15	0.15	0.05	0.07	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	0.17	0.13	0.19	0.13	0.18	0	0	0.12	0.14	0.12	0	0	0
MgO	0.03	0	0	0	0.03	0.04	0.03	0.01	0	0.04	0.05	0.04	0.02
FeO ^f	91.35	87.77	87.98	87.45	87.45	87.3	89.71	90.01	87.84	91.33	91.84	94.59	89.77
MnO	0.08	0.08	0.09	0.04	0.09	0	0.11	0	0	0.11	0.24	0.16	0.46
TiO ₂	0.22	0.18	0.18	0.7	1.06	0.32	0.43	0.8	1.48	0.77	1.06	0.69	1.13
V ₂ O ₅	0.48	0.5	0.54	0.42	0.38	0.44	0.44	0.54	0.49	0.42	0.5	0.38	0.47
Total	92.38	88.72	89.03	88.8	89.25	88.18	90.82	91.63	90.12	92.87	93.78	95.87	91.94
Fe ₂ O ₃	67.13	64.52	64.63	64.39	63.17	64.04	65.79	65.91	62.6	66.32	66.58	68.17	64.16
FeO	30.94	29.72	29.82	29.51	30.61	29.68	30.51	30.7	31.51	31.38	31.93	31.67	31.17
New total	99.12	95.19	95.49	96.34	95.59	94.59	97.4	98.82	96.39	99.16	100.5	100.7	97.05
Xulv*	0.008	0.008	0.007	0.024	0.034	0.012	0.015	0.03	0.05	0.024	0.033	0.02	0.035

La distribución de tamaño de los cristales de magnetita (CSD; Marsh, 1988, Higgins, 2000) presenta una curva con un enriquecimiento en cristales finos (Figura 3.5). Esta distribución, denominada distribución de tamaño fractal (F-CSD; Higgins, 2006b), difiere de la clásica curva de CSD *steady-state* (Marsh, 1988, 1998), sugiriendo que los cristales de titanomagnetita sufrieron un enriquecimiento en cristales pequeños, generado por un reequilibrio tardimagnético a *subsolidus* (Aravena, 2014).

En el plutón La Gloria se observa un incremento gradual del contenido modal de magnetita (variando de) hacia el techo y las paredes del intrusivo principal (Figura 3.6a; Aravena, 2014), consistente con las observaciones de Cornejo y Mahood (1997). Similarmente, las familias de cristales de magnetita agrupadas según tamaño (<0.3 mm; entre 0.3 y 0.6 mm; >0.6 mm) tienden a aumentar su contenido modal hacia las paredes y techo del plutón (Aravena, 2014).

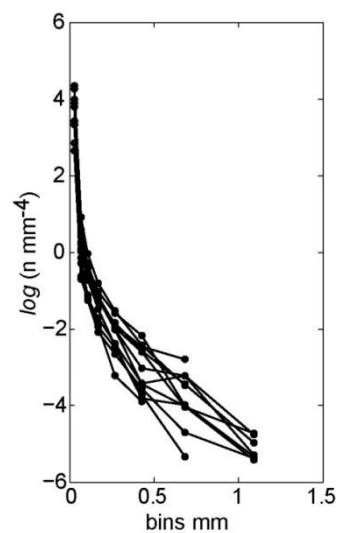


Figura 3.5: CSD de minerales opacos (óxidos de Fe-Ti). Estos presentan una distribución fractal (F-CSD) según Higgins (2006b). n representa la densidad de población de cristales de cada tamaño (*bins* en mm) por unidad de volumen.

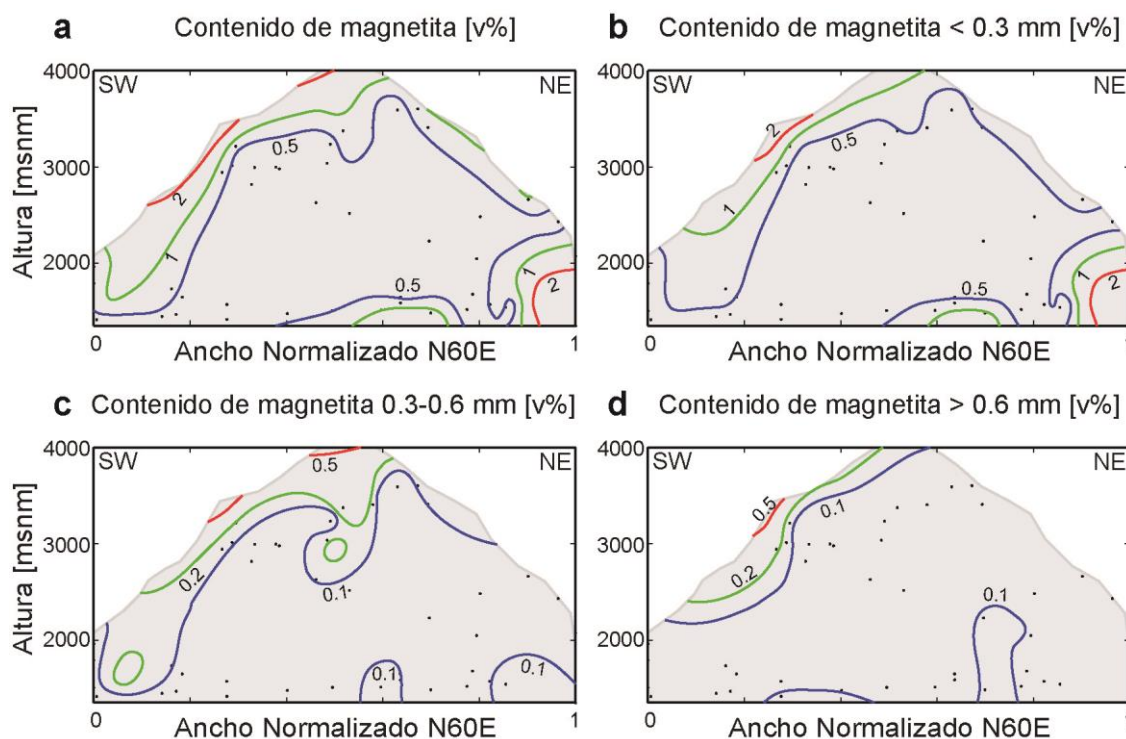


Figura 3.6: Variación del contenido modal de magnetita en el plutón La Gloria (modificado de Aravena, 2014): (a) total de magnetita; (b) cristales de magnetita de tamaño menor a 3 mm; (c) cristales de magnetita de tamaño entre 3 mm y 6 mm; (d) cristales de magnetita de tamaño mayor a 6 mm.

3.4 Propiedades magnéticas naturales del plutón La Gloria: Susceptibilidad, NRM, temperatura de Curie y desmagnetización termal.

La susceptibilidad magnética promedio (κ_m) del Plutón La Gloria presenta valores que van desde 3 a $9 \cdot 10^{-2}$ [SI] (Figura 3.7). Por otra parte, la intensidad de la magnetización remanente natural (NRM) muestra valores que van del orden de 10^{-2} a 10 [A/m]. La magnitud de estas muestra una correlación positiva exponencial dada por $\ln(K [10^{-5}SI]) = 0.168 \ln(NRM [A/m]) + 8.68$, con coeficiente de correlación lineal $R^2 = 0.56$ (Figura 3.7).

Análisis termomagnéticos muestran que la temperatura de Curie de las muestras del plutón La Gloria corresponde a 578 ± 1.5 [°C] (Figura 3.8a). Esto sugiere que las propiedades magnéticas del intrusivo (susceptibilidad y magnetización remanente) están principalmente controladas por titanomagnetita pobre en Ti, la que presenta temperatura de Curie entre 575 y 585 [°C] (para simplificar el lenguaje, de aquí en adelante serán referidas como magnetita).

Por otro lado, los experimentos de desmagnetización termal muestran que un 80% de la magnetización remanente natural (NRM) es removida a una tasa constante de 20% cada 100 [°C] antes de los 360 [°C]. Luego, la magnetización remanente permanece relativamente constante hasta el intervalo de 550 - 600 [°C], donde decrece hasta un 5% de la NRM, consistente con la temperatura de Curie de las muestras (Figura 3.8b). Este patrón de variación de la magnetización remanente durante la desmagnetización de las muestras sugiere que las magnetitas son probablemente cristales multi-dominio (MD), debido a que: (1) las magnetitas de dominio simple

(SD) suelen presentar mayores valores de magnetización remanente (10^2 - 10^3 A/m; Dunlop, 1981) y (2) son relativamente difíciles de desmagnetizar (casi toda la magnetización remanente permanece constante hasta alcanzar la temperatura de Curie; Butler, 1992).

El patrón de variación de la magnetización remanente, junto con el análisis de la temperatura de Curie y los altos valores de susceptibilidad medidos en el plutón, sugieren que titanomagnetita pobre en Ti y multi-dominio es la mineralogía controladora de las propiedades magnéticas del plutón La Gloria. Esto es consistente con los análisis de microsonda (SEM) sobre óxidos de Fe-Ti presentes en el plutón, los que muestran que los cristales de titanomagnetita poseen fracciones molares de Ti menores al 5% (Cornejo y Mahood, 1997).

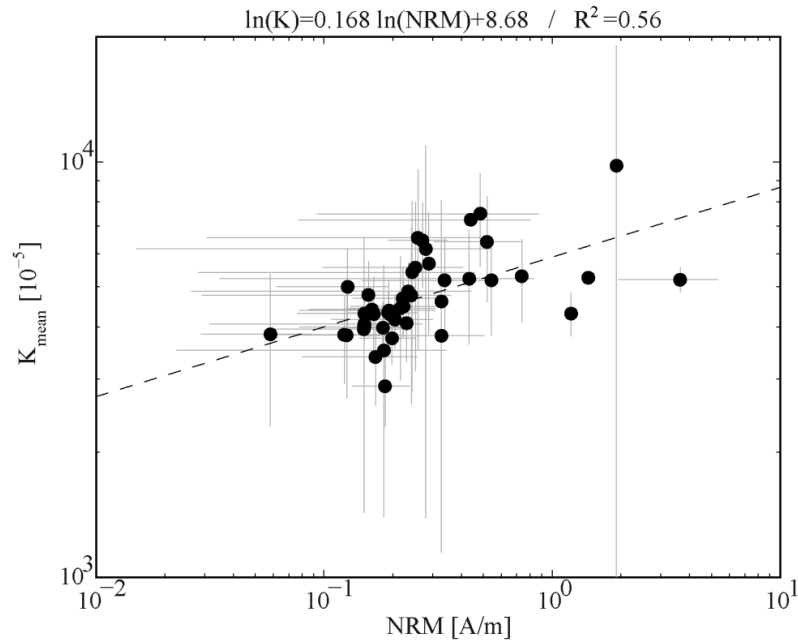


Figura 3.7: Gráfico log-log de la susceptibilidad magnética promedio [10^{-5} SI] y la intensidad de NRM [A/m] para los sitios del plutón La Gloria. Las barras grises muestran el error 2σ .

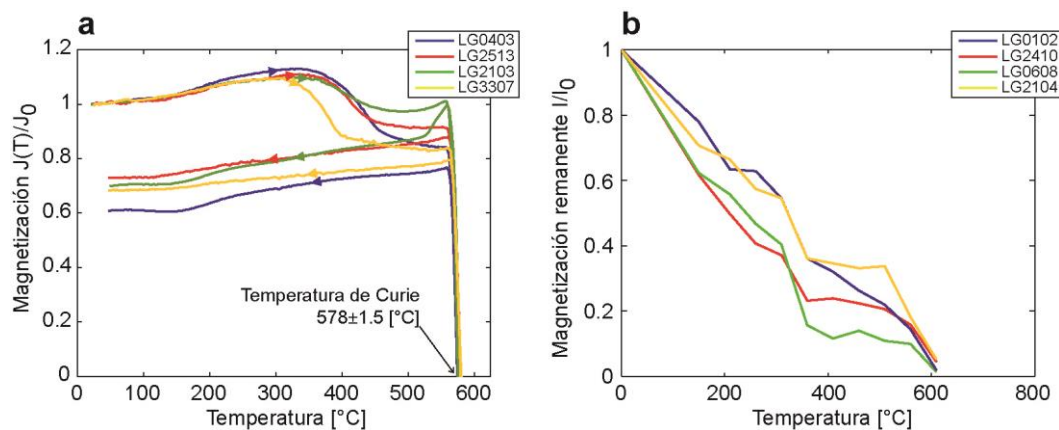


Figura 3.8: Resultados del experimento termomagnéticos para 4 muestras del plutón La Gloria: a) magnetización de saturación normalizada versus temperatura y determinación de la temperatura de Curie; b) desmagnetización termal, mostrando la variación de la intensidad de la magnetización remanente (I) en función de la temperatura (respecto a la magnetización remanente natural, I_0).

3.5 Distribución espacial de propiedades magnéticas naturales (κ_m y NRM).

Mapas y perfiles fueron construidos utilizando una interpolación biarmónica (Sandwell, 1987). Los promedios de susceptibilidad magnética (κ_m) e intensidad de NRM obtenidos para cada sitio muestreado muestran claros patrones de distribución, donde se observan importantes variaciones de norte a sur, siguiendo la geometría del plutón. Si bien existen zonas del plutón con ausencia de muestras por motivo de acceso (por ejemplo, algunos sectores de los niveles superiores del plutón), lo que quita soporte a la interpolación en algunos sectores, se logran identificar algunas variaciones generales de las propiedades magnéticas naturales dentro del plutón.

La distribución de κ_m muestra que sus magnitudes son mayores hacia el sur del cuerpo intrusivo (Laguna Negra), alcanzando valores mayores a $7 \cdot 10^{-2}$ SI, respecto al sector norte con valores menores a $6 \cdot 10^{-2}$ SI (Río Colorado; Figura 3.9a). De igual forma, los valores de NRM tienden a aumentar hacia el sur del intrusivo, alcanzando valores del orden de 1 a 10 A/m, mientras que al norte los valores de NRM son menores a $3 \cdot 10^{-1}$ A/m (Figura 3.9a). Por su parte, perfiles N60E muestran que los mayores valores de κ_m y NRM se encuentran hacia los bordes del Plutón La Gloria (Figura 3.9 c y d).

Dado que, topográficamente, los sectores más altos del plutón La Gloria se encuentran hacia el sector de Laguna Negra, llegando a los 4000 m.s.n.m. (versus 1500 m.s.n.m. en el sector del Río Colorado), se puede reconocer que el plutón presenta una zonación de carácter magnético, donde κ_m y NRM aumentan su intensidad hacia las paredes y, en mayor medida, hacia el techo del reservorio que representa el plutón.

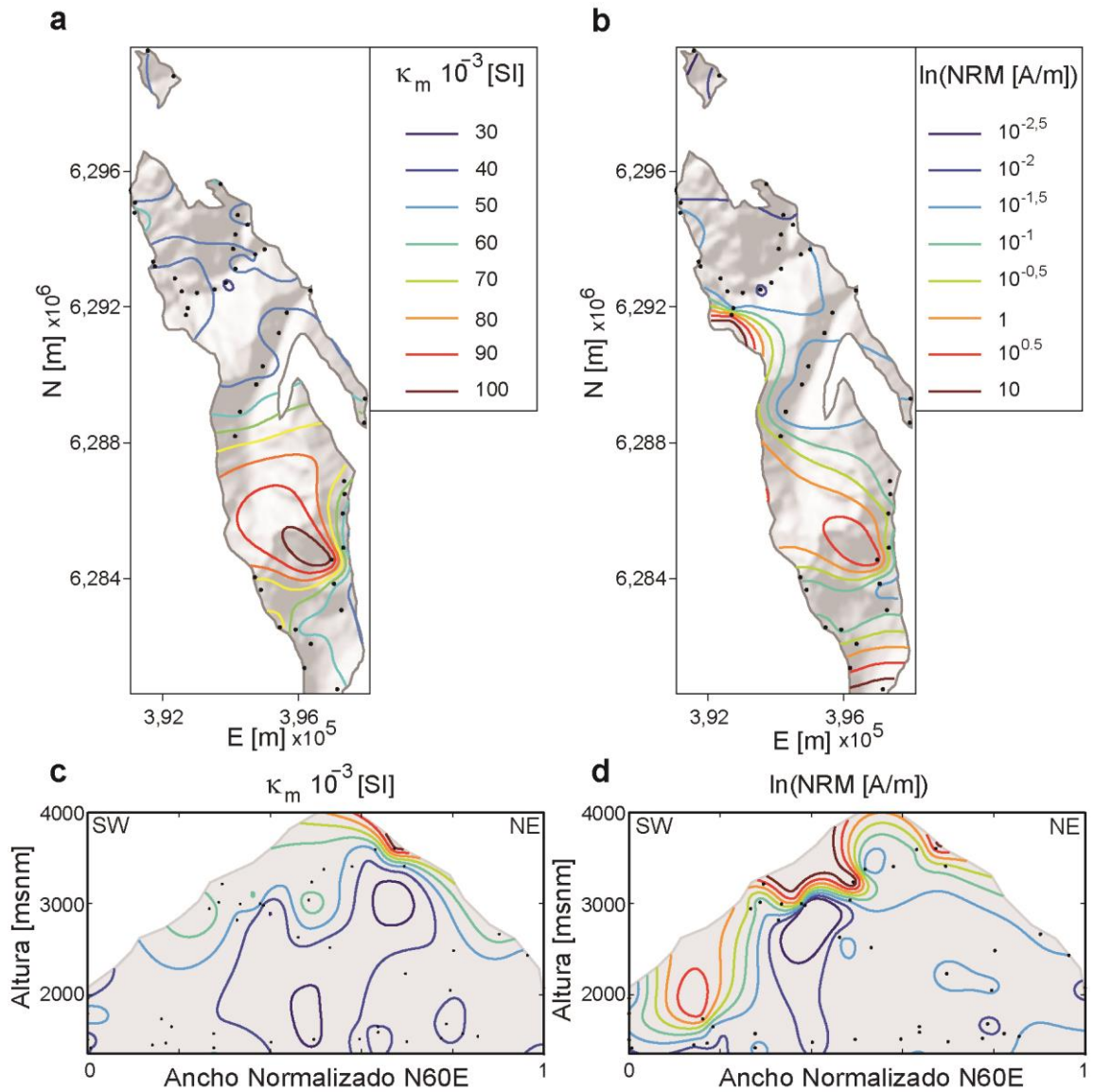


Figura 3.9: Interpolación de la distribución espacial de las propiedades magnéticas naturales del Plutón La Gloria. (a) Mapa de la distribución de κ_m , (b) mapa de la distribución de la intensidad de NRM. (c) y (d) muestran un perfil N60E, normalizado al ancho y transversal a la elongación de PLG, mostrando la distribución de κ_m y NRM, respectivamente. Las líneas de contornos muestran una interpolación biarmónica (Sandwell, 1987). Los puntos negros representan los sitios de muestreo.

3.6 Paleomagnetismo: magnetización remanente y paleodirecciones.

3.6.1 Desmagnetización termal y mineralogía magnética.

De las 80 muestras analizadas, solo 44 se pudieron desmagnetizar exitosamente hasta temperaturas sobre los 500 [°C], ya que algunas muestras se fracturaron durante el proceso de calentamiento, hasta el punto de disgregación.

Los experimentos de desmagnetización termal muestran que la susceptibilidad magnética tiende a permanecer constante a lo largo del procedimiento (Figura 3.10a), indicando que no

hubo cristalización de minerales magnéticos durante las mediciones. La intensidad de la magnetización remanente es borrada a medida que las muestras son calentadas, distinguiéndose dos patrones de disminución de la magnetización (Figura 3.10b): (1) inicialmente la magnetización remanente natural (NRM) es removida en un 80% a una tasa constante de 20% cada 100 [°C] antes de los 360 [°C]; (2) luego, la magnetización remanente permanece relativamente constante hasta el intervalo de 550-600 [°C], donde decrece hasta un 5% de la NRM, alcanzando la temperatura de bloqueo. Ésta es consistente con la temperatura de Curie de las muestras (Figura 3.8b).

El patrón de variación de la magnetización remanente sugiere que los cristales de titanomagnetita pobre en Ti, principal portadora de las propiedades magnéticas, son probablemente multi-dominio (MD), debido a que: (1) las titanomagnetitas de dominio simple (SD) suelen presentar mayores valores de magnetización remanente (10^2 - 10^3 A/m; Dunlop, 1981) y (2) son relativamente difíciles de desmagnetizar (casi toda la magnetización remanente permanece constante hasta alcanzar la temperatura de Curie; Butler, 1992).

En general, es posible observar que las muestras ubicadas en los niveles inferiores del plutón La Gloria tienden a presentar menor grado de magnetización y direcciones poco definidas. Por el contrario, las muestras ubicadas en los niveles superiores del plutón (cercasas al techo) tienden a presentar mayores grados de magnetización y direcciones más estables (Figura 3.11).

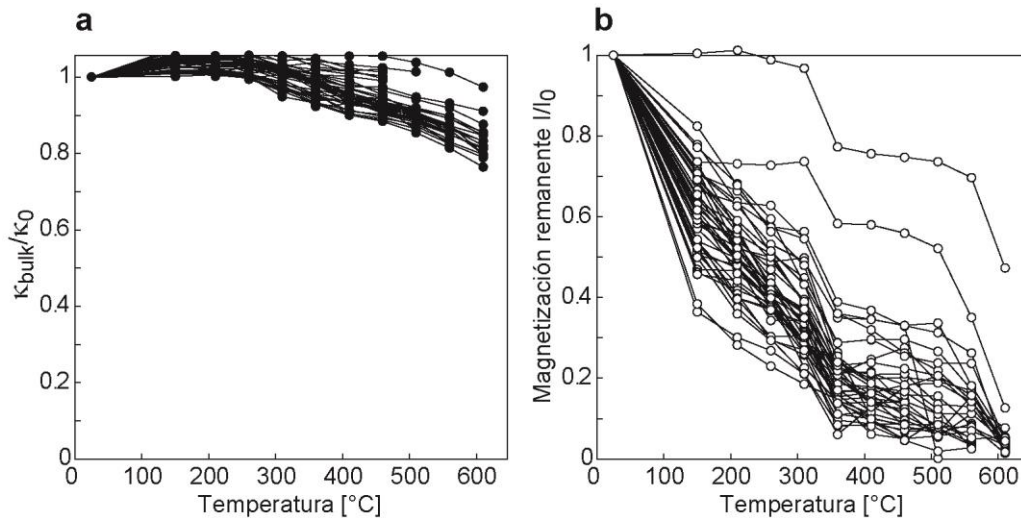


Figura 3.10: Resultados de los experimentos de desmagnetización termal en muestras seleccionadas del plutón La Gloria: a) susceptibilidad magnética (κ_{bulk}) normalizada respecto al valor a temperatura ambiente (κ_0); b) intensidad de la magnetización remanente (I) normalizada respecto a la magnetización remanente natural (I_0).

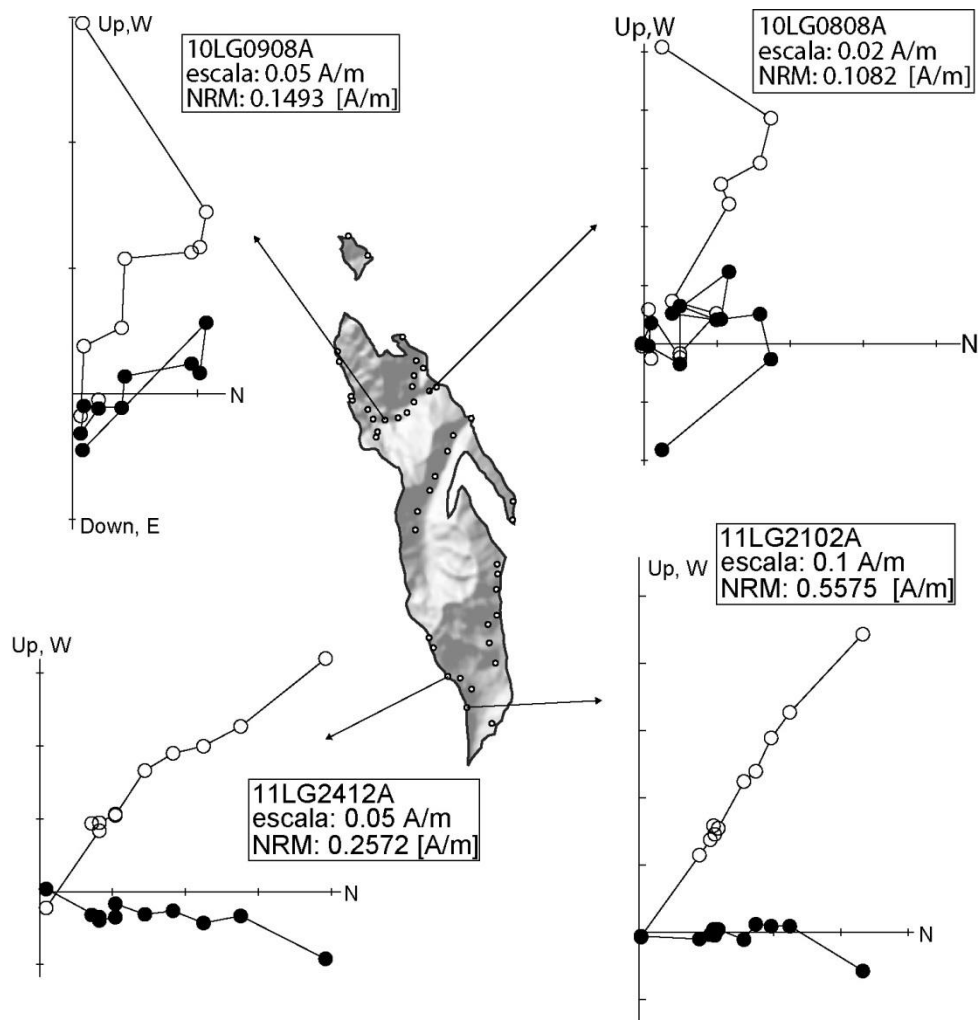


Figura 3.11: Diagramas ortogonales (Zijderveld, 1967) de la desmagnetización termal de muestras representativas de distintas zonas del plutón La Gloria (10LG0908A y 10LG0808A en niveles inferiores y 11LG2102A y 11LG2412A en superiores). Es posible notar que las muestras del sector sur (niveles superiores del plutón) exhiben direcciones de magnetización más estables que las muestras del sector norte (niveles inferiores).

3.6.2 Direcciones características.

De las 80 muestras desmagnetizadas, solo 16 presentan direcciones características estables entre los 460-610 [°C], considerando entre 3 y 5 puntos (Tabla 3.2 y Figura 3.12a). Esto es consistente con que la magnetización remanente es portada por titanomagnetitas multi-dominio, las cuales tienden a presentar bajos grados de magnetización (“mala calidad”), limitando su uso para análisis paleomagnéticos y determinación de direcciones características (Butler, 1992).

Tabla 3.2: Muestras seleccionadas con dirección primaria (vector primario con Dec=declinación e Inc=inclinación) definida. Ajuste lineal muestra el número y rango de temperaturas que definen las direcciones primarias.

Muestra	Vector primario <i>in situ</i>		Ajuste lineal			
	Dec	Inc	mad	N	Temp. I	Temp. F
10LG0106B	21.6	-46.2	8.9	3	510D+	610D+
10LG0604A	359.7	-36.7	10.2	6	360D-	610D+
10LG1104A	351.2	-76.2	2.6	4	460D-	610D+
10LG1108A	359.2	-56.4	4.5	4	410D+	560D-
10LG1308A	246.8	-32.5	4.1	3	360D-	460D-
10LG1312A	347.5	-55.6	3.8	4	460D-	610D+
11LG1902A	358.4	-47.2	3.6	3	410D+	510D+
11LG1910A	0.8	-41.4	4.2	5	360D-	560D-
11LG2005A	352.5	-49.8	2.5	3	460D-	560D-
11LG2102A	3.3	-52.2	1.1	3	460D-	560D-
11LG2106A	344.4	-54.4	3.3	3	460D-	560D-
11LG2214A	10.7	-48.5	2.2	3	460D-	560D-
11LG2404A	339.7	-54.5	9.8	5	360D-	560D-
11LG2405A	342.9	-57.4	5.8	5	360D-	560D-
11LG2410A	1	-65.1	2.6	3	410D+	510D+
11LG2607A	359.9	-42.7	3.4	4	410D+	560D-

Para identificar posibles rotaciones tectónicas del plutón La Gloria, a partir de las direcciones características, se seleccionaron las muestras con direcciones estables con la temperatura. En general, las direcciones características de magnetización muestran una polaridad normal, con declinaciones entre 340° y 10° e inclinaciones variando entre -35° y -76° (Tabla 3.2 y Figura 3.12b). El promedio las direcciones presenta una declinación de 358.6° y una inclinación de -53.1° , con α_{95} de 5.4° (95% de confianza utilizando una distribución de Fisher). No se aprecian diferencias claras de las direcciones características de las muestras en función de su posición dentro del plutón (agrupando las muestras del sector río Colorado, al norte, y Laguna Negra, al sur; Figura 3.12b), por lo que el promedio del plutón se puede considerar como representativo de una única localidad.

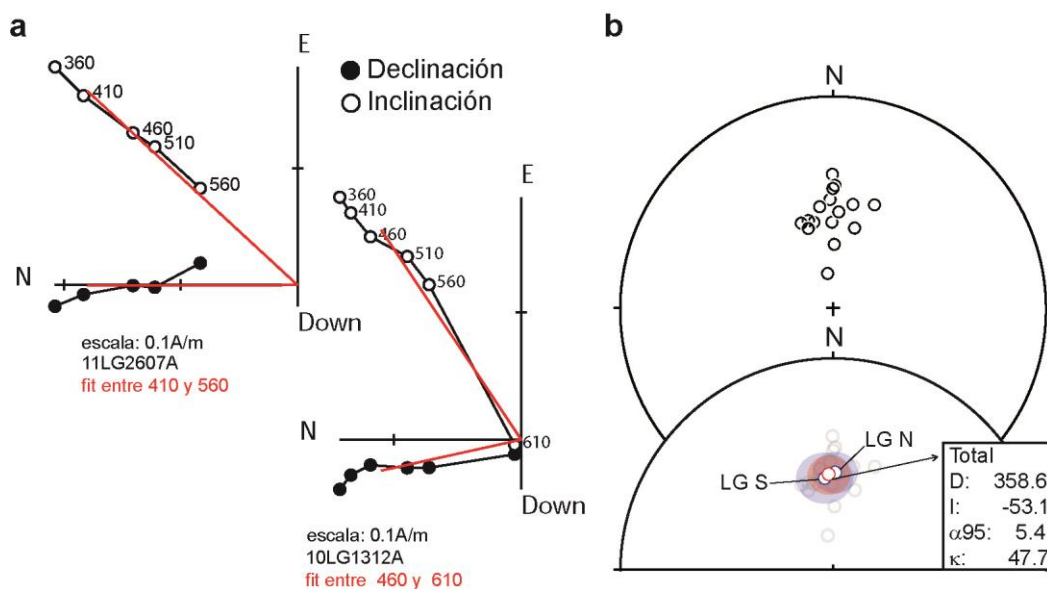


Figura 3.12: a) Diagramas ortogonales (Zijderveld, 1967) de la desmagnetización termal de muestras que exhiben una dirección primaria bien definida. Se muestran los rangos de temperatura que se usaron para definir las direcciones. b) Orientación de las direcciones primarias de la magnetización remanente en las muestras del plutón La Gloria (proyección estereográfica de Schmidt, hemisferio inferior). Gráfico inferior muestra promedios de las direcciones primarias: círculo rojo muestra el promedio para el plutón (α_{95} sombreado en rojo); círculos azules muestran promedio de muestras del sector norte (LG N) y sector sur del plutón (LG S), con α_{95} sombreado en azul.

3.7 Discusiones.

3.7.1 Zonación magnética del plutón La Gloria: control mineralógico y geoquímico.

Las propiedades magnéticas del plutón La Gloria están controladas por magnetita, sin evidencia de otras mineralogías magnéticas. El aporte del contenido de minerales paramagnéticos en los valores de susceptibilidad magnética es despreciable, debido a que estos poseen valores de susceptibilidad magnética del orden de 10^{-5} SI (Tarling y Hrouda, 1993), mientras que la susceptibilidad magnética varía entre 10^{-2} y 10^{-1} SI para el plutón La Gloria. De hecho, utilizando la formulación de Rochette et al. (1992), basada en el contenido de Fe y Mn y la densidad de la roca, sugiere que la máxima contribución paramagnética en la susceptibilidad del plutón La Gloria se aproxima al orden de 10^{-4} SI ($\sim 1\%$ de κ_m).

En general se observa una relación directa entre la zonación magnética y zonación mineralógica del plutón La Gloria, donde tanto la susceptibilidad magnética y la remanencia magnética natural aumentan hacia las paredes y techo del intrusivo, consistente con el aumento del contenido modal de magnetita. La magnitud de las propiedades magnéticas naturales también se ven afectadas por variaciones en el tamaño de los cristales ferromagnéticos, donde cristales pequeños de magnetita ($<0.1 \mu\text{m}$) tienden a presentar menor susceptibilidad magnética (*bulk*) y mayor capacidad de retener magnetización remanente (Hartstra, 1982, Butler, 1992), contrario a las partículas de mayor tamaño ($>1 \mu\text{m}$). Consistentemente, las variaciones magnéticas dentro del plutón coinciden con las variaciones de las familias de cristales de magnetita definidas según su tamaño:

(1) El aumento de la susceptibilidad magnética hacia los bordes del plutón podría estar condicionado por un aumento en el contenido total de magnetita o por el aumento del contenido modal de cristales relativamente grandes (>0.3 mm). Se sugiere que el incremento del contenido modal de magnetita total sea el principal factor condicionante del aumento de la susceptibilidad hacia el techo y bordes del plutón, debido a la alta susceptibilidad magnética de los cristales individuales de magnetita (Geoffroy et al., 1997). Sin embargo, es probable que la segunda opción también tenga un rol importante, ya que dicha familia de cristales de magnetita entre 0.3 y 0.6 mm es la principal portadora de la susceptibilidad magnética del plutón (Aravena, 2014).

(2) La intensidad de la NRM controlada por magnetita depende fuertemente del tamaño de los cristales de magnetita, donde los de menor tamaño (<0.1 μm) tienden a poseer mayor capacidad de magnetización (Dunlop, 1981, Butler, 1992). El patrón de zonación de la intensidad de la NRM, con mayores intensidades hacia los bordes y techo del plutón, es consistente con el aumento del contenido modal de cristales de magnetita de tamaño <0.3 mm, compensando la baja magnetización de los cristales más grandes. Sin embargo, es posible que el aumento del contenido modal total también influya en aumento de la intensidad de la NRM, lo que aumenta la capacidad de la roca para magnetizarse (Butler, 1992). Este patrón de variación de la remanencia magnética natural sugiere que es más probable que las muestras obtenidas hacia el techo y bordes del intrusivo permitan obtener direcciones paleomagnéticas mejor definidas que las muestras ubicadas en otros sectores (este punto es discutido en la sección 3.7.3).

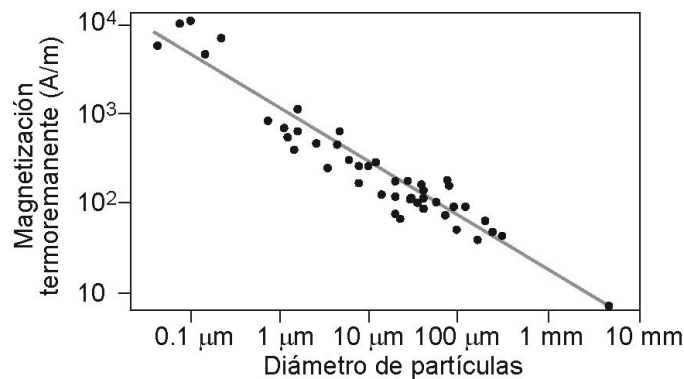


Figura 3.13: Dependencia de la intensidad de la magnetización remanente respecto al tamaño de cristales de magnetita (Butler, 1992).

Sin embargo, no es posible concluir si el aumento de la magnitud de las propiedades magnéticas naturales hacia los bordes del plutón están dadas exclusivamente por el aumento del contenido modal de magnetita, por la variación del tamaño de los cristales de magnetita o por ambas condiciones. A esto se debe agregar que el amplio rango de variación de la susceptibilidad magnética y remanencia magnética natural para cada sitio del plutón La Gloria, llegando hasta dos órdenes de magnitud (Figura 3.7), es un indicador de la variabilidad del contenido y/o tamaño de cristales de magnetita en las muestras individuales dentro de cada sitio. De este modo, se debe considerar que las variaciones de las propiedades magnéticas a lo largo del plutón La Gloria representan patrones de variación estadísticos, y no reflejan las variaciones locales. Sin embargo, las tendencias de variación de las propiedades magnéticas naturales siguen patrones definidos y consistentes con las variaciones mineralógicas.

Por otro lado, Cornejo (1990) y Cornejo y Mahood (1997) describen una suave zonación geoquímica del plutón La Gloria (Figura 2.8 y Figura 2.9). Sin embargo, los patrones de variación de la susceptibilidad magnética, remanencia magnética natural y el contenido modal de magnetita no muestran una clara relación con las variaciones geoquímicas (e.g., contenido de SiO_2 y $\text{FeO}_{\text{total}}$), pues no representan con claridad el núcleo rico en FeO y pobre en SiO_2 observado en el nivel intermedio del plutón, aproximadamente a unos 3000 m.s.n.m. (Aravena, 2014). Este patrón geoquímico fue interpretado como evidencia de procesos de migración tardía de material diferenciado desde el nivel intermedio del plutón, donde se habría extraído un 17% del material inicial, sin afectar el contenido de magnetita ni las propiedades magnéticas del plutón La Gloria (Aravena, 2014). La extracción de estos líquidos diferenciados habría ocurrido a través de diques (diques leucograníticos; Figura 2.7 e y f) una vez que el plutón alcanzó un 60% de cristalinidad.

3.7.2 Efecto del reequilibrio tardío de magnetitas en el plutón La Gloria.

Los patrones de variación de la susceptibilidad magnética y remanencia magnética natural están correlacionados con las variaciones en el contenido de magnetita y/o tamaño de cristales, descartando que dichas variaciones reflejen cambios en la geoquímica de roca total del plutón La Gloria.

En el plutón La Gloria, los cristales de magnetita fueron reequilibrados, reflejado, entre otras características, por su bajo contenido en Ti (Tabla 3.1). La familia de cristales de magnetita asociados a cristales de anfíbola y biotita cristalizó como consecuencia de un reequilibrio tardimagnético de los silicatos de Fe-Mg (Cornejo and Mahood, 1997). Sin embargo, este proceso no fue uniforme dentro del plutón. Las temperaturas de equilibrio (determinadas por las razones de Fe/Fe+Mg en biotita) varían entre 750-920 °C en el nivel superior, entre 740-880 °C en el nivel medio y entre 720±810 °C en el nivel inferior, mostrando un incremento de la fO_2 hacia el techo del plutón (Cornejo and Mahood, 1997). Los cristales de magnetita continuaron su reequilibrio hasta condiciones *sub-solidus*, mostrando temperaturas de equilibrio con ilmenita varían entre 537-580 °C en el nivel superior y entre 450-580 °C en los niveles inferior y medio del plutón (Cornejo y Mahood, 1997).

La variación en el contenido de magnetita suele reflejar variaciones en las condiciones de fO_2 en el magma, variando considerablemente dentro de un reservorio de magma. Esta suele aumentar hacia los niveles superiores y las paredes, donde fluidos oxidantes se concentran y podrían escapar del sistema magmático hacia la roca de caja (Aydin et al., 2007, Lake, 2013). Czamanske y Wones (1973) sugieren que los incrementos de las condiciones oxidantes en reservorios de magma, dada por silicatos máficos y óxidos de Fe-Ti a medida que crece el contenido de SiO_2 , está dado por procesos de desvolatilización. Estos volátiles pueden escapar a través de estructuras, evidenciadas en el plutón La Gloria como fracturas rellenas con turmalina, cuarzo y biotita (muchas veces con texturas pegmatíticas) y cavidades miarolíticas. Las menores temperaturas de equilibrio registradas en los niveles inferiores se interpretan como consecuencia de la menor tasa de enfriamiento en esta zona del plutón La Gloria, lo que permitió que los minerales se reequilibraran a menores temperaturas (Cornejo y Mahood, 1997). Sin embargo, las mayores temperaturas registradas hacia el techo del intrusivo podrían ser consecuencia del calentamiento producido por la migración de material diferenciado, ocurrido principalmente a través de diques leucograníticos (Aravena, 2014).

Este proceso de reequilibrio debido a la mayor fO_2 en los niveles superiores del plutón habría incrementado los valores de susceptibilidad magnética (incrementando el contenido de

magnetita total y/o cristales de mayor tamaño) y los de remanencia magnética natural (incrementando el contenido de cristales pequeños). Sin embargo, no habría afectado la distribución de cristales de magnetita durante etapas post-magmáticas. Esto sugiere que, para estudios de fábrica magnética a partir de anisotropía de la susceptibilidad magnética en el plutón La Gloria (CAPÍTULO 4:), estaría reflejando procesos ocurridos durante etapas sobre el *solidus* (parcialmente fundido).

3.7.3 Sobre los datos paleomagnéticos del plutón La Gloria.

3.7.3.1 Calidad de los datos.

En general, el grado de magnetización de las muestras del plutón La Gloria es bajo, alcanzando hasta 10 A/m solo en 1 sitio. Se sugiere que esto es debido a que la magnetita es principalmente multi-dominio, la que tiende a presentar menor capacidad de magnetización remanente (Hartstra, 1982, Butler, 1992). En general, la adquisición de magnetización remanente en partículas de tamaño $>10\mu\text{m}$ es ineficiente (Butler, 1992).

Las muestras del plutón La Gloria que exhiben direcciones paleomagnéticas mejor definidas se ubican en los niveles superiores y cercanos a las paredes del plutón. Esto está correlacionado con el aumento de la remanencia magnética natural y el contenido modal de magnetita. Esta condición se debería a procesos de reequilibrio de los minerales máficos durante etapas tardi-magmáticas (levemente sobre el *solidus*). Este proceso se debería al escape de fluidos oxidantes durante etapas tardi-magmáticas hacia los bordes del plutón desde niveles inferiores y centrales, aumentando la fugacidad de oxígeno. Además, esto se puede haber visto favorecido por el reequilibrio de los óxidos de Fe-Ti durante etapas *sub-solidus*, incrementando el contenido de cristales de magnetita con tamaño <0.3 mm, las cuales tienden a presentar mayor intensidad de magnetización remanente.

De este modo, se propone que para estudios paleomagnéticos en cuerpos plutónicos simples, relativamente homogéneos y sin evidencias de múltiples inyecciones de magma, como el plutón La Gloria, las muestras deben ser preferiblemente obtenidas desde los bordes y el techo del intrusivo, donde mejores grados de magnetización son esperados.

3.7.3.2 Rotación tectónica del plutón La Gloria y Chile central.

Para el plutón La Gloria se han obtenido edades de 10.3 ± 0.2 Ma (U-Pb LA-ICPMS en circón; Deckart et al., 2010) y 9.8 Ma (K-Ar en biotita; Cornejo y Mahood, 1997). Debido a que el plutón no presenta evidencias de recalentamiento ni alteraciones postmagmáticas (condiciones *subsolidus*), se sugiere que la edad de magnetización primaria del plutón corresponde a alrededor de 10 Ma.

La dirección del paleopolo esperado para cratón estable entre los 10Ma y 9.5Ma presenta declinaciones de $355.5^\circ (\pm 9.6^\circ; 95\%$ de confianza) y $356.0^\circ (\pm 2.5^\circ)$, e inclinaciones de $-55.7^\circ (\pm 7^\circ)$ y $-57.8^\circ (\pm 2^\circ)$, respectivamente (Besse y Courtillot, 2002). Estas direcciones coinciden con la dirección característica promedio obtenida para el plutón La Gloria considerando las áreas de 95% de confianza (Figura 3.14a). Esto implica que el plutón La Gloria no ha sufrido rotaciones tectónicas respecto al cratón estable. El último episodio de rotación tectónica registrado en Chile central habría ocurrido entre los 20 Ma y 5 Ma (Arriagada et al., 2013). Debido a que el plutón La Gloria no exhibe una rotación tectónica respecto al cratón estable y la edad de magnetización

es de aproximadamente 10 Ma, es posible inferir que este último evento de rotación habría ocurrido entre los 20Ma y 10 Ma.

Este evento de rotación tectónica es contemporáneo con un período de alta deformación y engrosamiento cortical en la Cordillera Principal de Chile central durante el Mioceno superior (e.g., Giambiagi et al., 2003, Kay et al., 2005, Farías et al., 2008, Charrier et al., 2009). Se ha postulado que la colisión del segmento E-W de la dorsal de Juan Fernández, entre los 15Ma y 10Ma, controlaría esta deformación (Yáñez et al., 2001) y las rotaciones tectónicas en sentido horario registradas en Chile central, como una extensión hacia el Sur del Oroclino Boliviano (Arriagada et al., 2013). Los datos paleomagnéticos obtenidos para el plutón La Gloria permiten acotar la edad de las rotaciones tectónicas registradas en Chile central, sustentando el rol de la Dorsal de Juan Fernández como gatillante de estos eventos y la deformación durante el Mioceno superior en los Andes de Chile central.

Sin embargo, algunas limitaciones surgen a la hora de interpretar los datos paleomagnéticos del plutón La Gloria. La más obvia es la mala calidad de las magnetizaciones remanentes, donde sólo un 20% de las muestras desmagnetizadas arrojaron direcciones características relativamente bien definidas, condición típica de intrusiones graníticas ricas en magnetita (Butler, 1992, Halliday, 2008). Por otro lado, es necesario constreñir si la no-rotación tectónica post-10Ma es una característica regional, o bien, una característica estructural local del plutón. Esta es una limitación característica de los análisis de rotaciones tectónicas basados en datos paleomagnéticos de plutones (Butler, 1992). Para esto se propone recopilar muestras desde otros plutones de edad similar al plutón La Gloria (Batolito San Francisco, plutón Mesón Alto, plutón San Gabriel), así como también desde la roca de caja (considerando correcciones de manteo), para la que, por su origen volcánico, se espera obtener mayores valores de magnetización remanente y direcciones características mejor definidas.

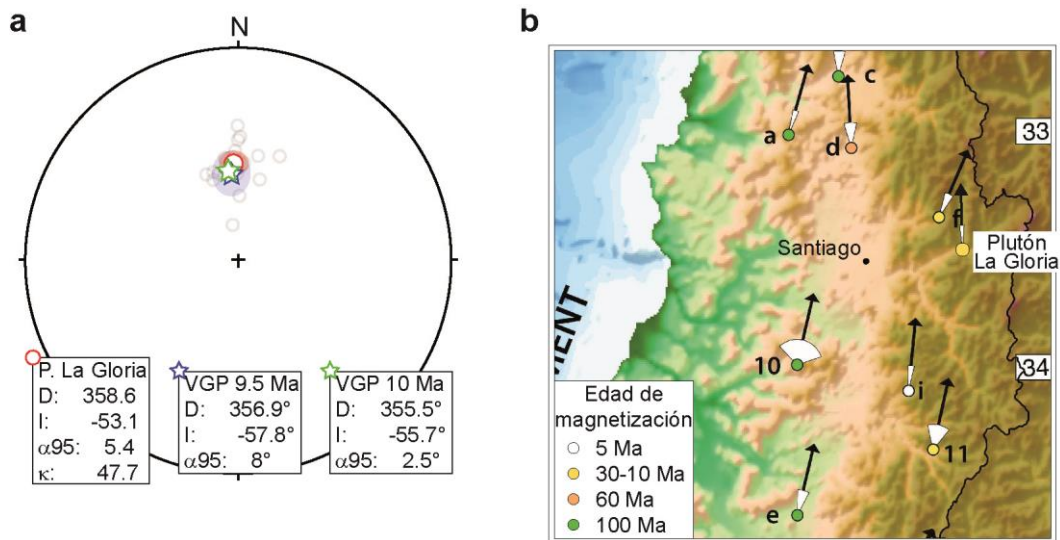


Figura 3.14: (a) Comparación de la dirección primaria de magnetización remanente del plutón La Gloria con la dirección de los paleopolos magnéticos a los 9.5 Ma y 10 Ma, respecto al cratón estable de Sudamérica, usados como referencia (tomados de Besse y Courtillot, 2002). (b) Rotaciones tectónicas obtenidas para Chile central, incluyendo los resultados obtenidos para el plutón La Gloria, los que no evidencian una rotación tectónica post-10Ma (modificado de Arriagada et al., 2013). f: Goguitchaichvili et al. (2000). i: Astudillo et al. (2010).

3.7.3.3 Implicancias en el emplazamiento y deformación del plutón La Gloria.

A pesar de que el plutón La Gloria está emplazado en el núcleo de un anticlinal (Figura 2.5), éste no presenta evidencias de deformación frágil durante etapas *sub-solidus*. Consistente con esta observación, el período de alta deformación cortical registrado en la Cordillera Principal de Chile central durante el Mioceno superior, ligado a la subducción de la Dorsal de Juan Fernández (Giambiagi et al., 2003, Farías et al., 2008, Charrier et al., 2009) y al que se asocia el último evento de rotación tectónica (Arriagada et al., 2013), habría ocurrido previo o simultáneo al emplazamiento del plutón La Gloria. Esto sugiere que el plutón habría aprovechado la deformación de la Formación Abanico (y parte de la Formación Farellones) para emplazarse asociado al núcleo del anticlinal, tal como se ha mostrado en otros casos mediante observaciones de terreno y modelos análogos (e.g., Kalakay et al., 2001, Musumeci et al., 2005, Montanari et al., 2010, Ferré et al., 2012).

La consistencia de las direcciones paleomagnéticas primarias obtenidas a lo largo del plutón La Gloria indican que no se evidencian eventos de rotación de bloques en el interior del intrusivo mayores a 10° (desviación de las direcciones primarias), posteriores a su solidificación y magnetización. De este modo, la estructura interna del plutón, dada por las variaciones de las propiedades magnéticas y de las fábricas magnética y petrográfica (analizadas en los siguientes capítulos), no necesitan correcciones de orientación.

CAPÍTULO 4: FÁBRICA MAGNÉTICA DEL PLUTÓN LA GLORIA A PARTIR DE ANISOTROPÍA DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA.

4.1 Introducción.

La determinación de la fábrica magnética a través de mediciones de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (AMS por su sigla en inglés) ha sido utilizada como una herramienta para determinar la fábrica petrográfica (orientación preferencial de cristales) en plutones, especialmente cuando ésta no se encuentra bien desarrollada macroscópicamente (Bouchez, 1997). Esto es posible gracias a que la mayoría de las rocas son magnéticamente anisótropas, lo que está controlado por la cristalografía, forma y/o la distribución de los minerales controladores de las propiedades magnéticas de la roca (Grégoire et al., 1995, Martín-Hernández et al., 2004).

Los patrones de fábrica magnética se han interpretado como registro de las direcciones de cizalle que habrían afectado a cuerpos plutónicos, muchas veces producidas por procesos tectónicos, a través de zonas de cizalle o de falla (Archanjo et al., 2008, Archanjo et al., 2012). Sin embargo, para el caso de plutones sin evidencia de deformación tectónica, se ha interpretado que la fábrica magnética está controlada por la deformación producida por flujos magmáticos (e.g., McNulty et al., 2000, Petronis et al., 2004, Parada et al., 2005, Stevenson et al., 2007a). Dicho origen magmático de la fábrica magnética se ha interpretado para el caso de plutones donde la fábrica magnética difiere de las estructuras de la roca de caja (fallas y zonas de cizalle) y los planos de foliación son paralelos a las paredes del intrusivo (Figura 4.1; Paterson et al., 1998).

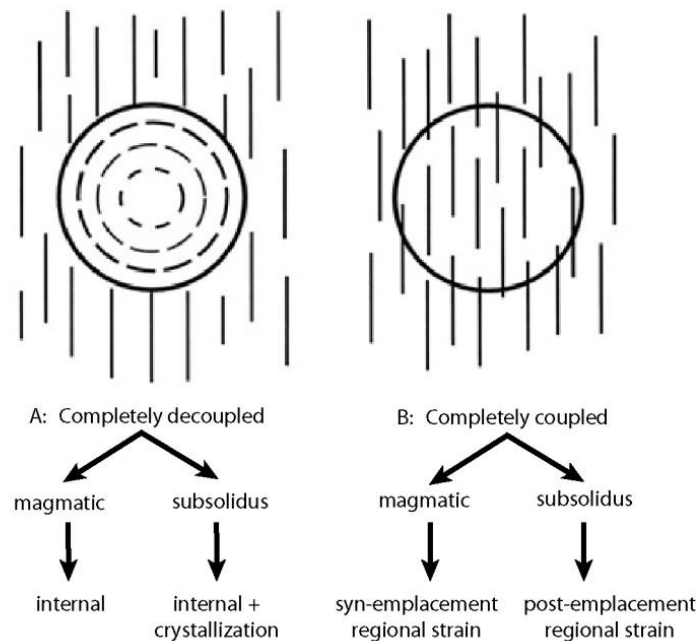


Figura 4.1: Esquema mostrando la relación entre la fábrica de un Plutón (círculo) y su roca de caja. (A) Caso en que la foliación del Plutón tiene un patrón concéntrico, siguiendo las paredes del intrusivo, desacoplado con el patrón de la roca de caja, cuyo origen sería netamente magmático. (B) Caso en que la foliación del Plutón está en continuidad con la fábrica de la roca de caja, cortando los bordes del intrusivo, cuyo origen se interpreta como tectónico.

Modificado de Paterson *et al.* (1998).

Sin embargo, la naturaleza de los flujos magmáticos registrados en cuerpos plutónicos es incierta. Por ejemplo, para el caso de cuerpos plutónicos pequeños como diques y sills, la fábrica magnética consistente con los bordes ha sido asociada a la inyección y emplazamiento del magma (e.g., Dragoni et al., 1997, Archanjo y Launeau, 2004). No obstante, la naturaleza de los flujos magmáticos registrados en cuerpos intrusivos de mayores dimensiones es menos clara, debido a que la historia de enfriamiento esperada para estos reservorios es más compleja. Eventos de deformación como consecuencia de inyección magmática (centros alimentadores) y convección termal del magma tenderían a borrar las evidencias de flujos magmáticos registrados en las etapas tempranas de la evolución de reservorios magmáticos, eventualmente asociados a la construcción del reservorio de magma. Además, existen casos en que procesos de deformación externos, como la acción de una falla, pueden borrar el registro de procesos magmáticos a través de la fábrica magnética, dando un origen tectónico a la fábrica (e.g., Gil-Imaz y Barbero, 2004, Archanjo et al., 2008).

Este capítulo presenta los resultados de la fábrica magnética del plutón La Gloria obtenida a través de mediciones de AMS de bajo y alto campo, identificando patrones de variación a lo largo del plutón. Los resultados e interpretaciones de este capítulo forman parte de una publicación en *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* (Gutiérrez et al., 2013). Basado en simulaciones numéricas de la fluido dinámica del magma durante el enfriamiento del plutón La Gloria, la fábrica magnética es interpretada como registro de flujos magmáticos producidos por la convección termal, registrados en la transición entre magma móvil (con baja cristalinidad) y de alta viscosidad (alta cristalinidad), registrando el avance de la zona de cristalinidad crítica (~55-60 % vol.; Marsh, 1996) hacia el interior del plutón.

4.2 Metodología: mediciones de AMS.

Para medir la anisotropía de la susceptibilidad magnética se consideraron cerca de 600 testigos orientados, agrupados en 55 sitios, abarcando distintos niveles del plutón La Gloria (centro, bordes y techo). Además, las muestras se clasificaron según su litología, distinguiendo entre muestras del intrusivo principal (roca granítica), enclaves máficos y diques leucocráticos. Sin embargo, para este estudio sólo se consideraron las muestras del intrusivo principal (excepto para el estudio de los diques graníticos).

Para el caso de plutones con contenido de óxidos de Fe-Ti como el plutón La Gloria, las propiedades magnéticas medidas presentan un componente ferromagnético y un componente paramagnético. Por este motivo, al analizar y comprender mejor la naturaleza de la anisotropía de la susceptibilidad magnética, es necesario separar ambas componentes magnéticas. La fábrica magnética se determinó a través de mediciones de AMS de bajo campo, realizadas con un equipo Kappabridge KLY-3S (Agico), del Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Por otro lado, la separación entre las componentes ferromagnéticas y paramagnética de la fábrica magnética se efectuó midiendo la anisotropía de la susceptibilidad magnética ante altos campos (hasta 1.5 T), mediante un magnetómetro de torque. Las mediciones fueron realizadas en el Laboratorio de Magnetismo Natural del *Institute of Geophysics* del *ETH Zürich*, en 12 muestras representativas de sitios de diferentes zonas del plutón, las cuales también fueron consideradas para los análisis de fábrica magmática 3-D, mostrados en el CAPÍTULO 5:.

Detalles de las definiciones y teoría de la fábrica magnética determinada a partir de mediciones de anisotropía de la susceptibilidad magnética son dados en el Anexo D.

4.3 Anisotropía de la susceptibilidad magnética del plutón La Gloria: AMS de bajo campo.

4.3.1 Mineralogía y susceptibilidad magnética promedio (κ_m).

Los altos valores de susceptibilidad magnética promedio (κ_m entre 2.8×10^{-2} a 9.0×10^{-2} [SI]; Figura 3.7) sugieren que el plutón La Gloria corresponde a un plutón ferromagnético, donde las propiedades magnéticas son controladas principalmente por titanomagnetita (de acuerdo a de Saint-Blanquat y Tikoff, 1997, de Luchi et al., 2004).

Además, se realizaron estudios de reconocimiento paleomagnético de la mineralogía portadora de la susceptibilidad magnética, utilizando técnicas de demagnetización termal y análisis de Curie, en muestras tomadas en diferentes zonas del intrusivo (centro, paredes y techo). Los resultados de estos análisis sugieren que la magnetización remanente natural está contenida principalmente por magnetita multidominio (detalles en el CAPÍTULO 3:). Esto es consistente con observaciones petrográficas y datos de SEM realizadas por Cornejo y Mahood (1997), quienes muestran que, para el plutón La Gloria, los minerales ferromagnéticos corresponden a magnetita (razón de ùlvospinela menor al 5%), llegando hasta el 4% modal, con ilmenita subordinada.

4.3.2 Fábrica magnética: parámetros escalares de AMS.

Las mediciones muestran que el grado de anisotropía magnética general del plutón La Gloria varía entre 1 y 15% (1.00 y 1.15; Figura 4.2a). Por otro lado, los valores de foliación magnética (entre 1.00 y 1.14) tienden a ser mayores que los valores de lineación magnética (entre 1.00 y 1.10; Figura 4.2b). Estos valores indican que, en general, la fábrica magnética del plutón La Gloria está caracterizada por un tensor de anisotropía oblató (Figura - D.1a). Esto es consistente con los valores del parámetro de forma T (Jelinek, 1981), el cual varía entre -0.6 y 0.9, donde tan solo 3 sitios (21, 50 y 54) presentan tensor de anisotropía claramente prolato ($T < -0.3$; Figura 4.2c). El detalle de los resultados se muestra en la Tabla - E.1 (Anexo E.).

Es posible reconocer algunas tendencias en la distribución espacial de los parámetros escalares de anisotropía magnética del plutón La Gloria.

1) Los valores más bajos de lineación magnética se presentan en las zonas altas del plutón ($L < 1.02$), especialmente en las muestras cercanas al contacto con la roca de caja (hacia el sector Sur; Figura 4.3a). Por el contrario, las muestras ubicadas en los niveles inferiores del plutón, tanto al centro como hacia los bordes verticales (sector del río Colorado), presentan mayores valores de lineación magnética ($L > 1.04$; Figura 4.3a).

2) La foliación magnética tiende a presentar menores valores hacia los bordes ($F < 1.04$), comparado con el resto del plutón (Figura 4.3b). Al igual que la lineación magnética, las muestras ubicadas en los niveles superiores del plutón (sector sur) tienden a presentar los menores valores de foliación magnética.

3) En general, la anisotropía magnética tiende a ser mayor en las muestras ubicadas al norte del plutón La Gloria (sector río Colorado), donde la mayoría presenta valores mayores a 1.08 (Figura 4.3c). Por el contrario, las muestras ubicadas en los niveles superiores (hacia el sur del plutón) tienden a presentar menores valores de anisotropía ($P < 1.08$).

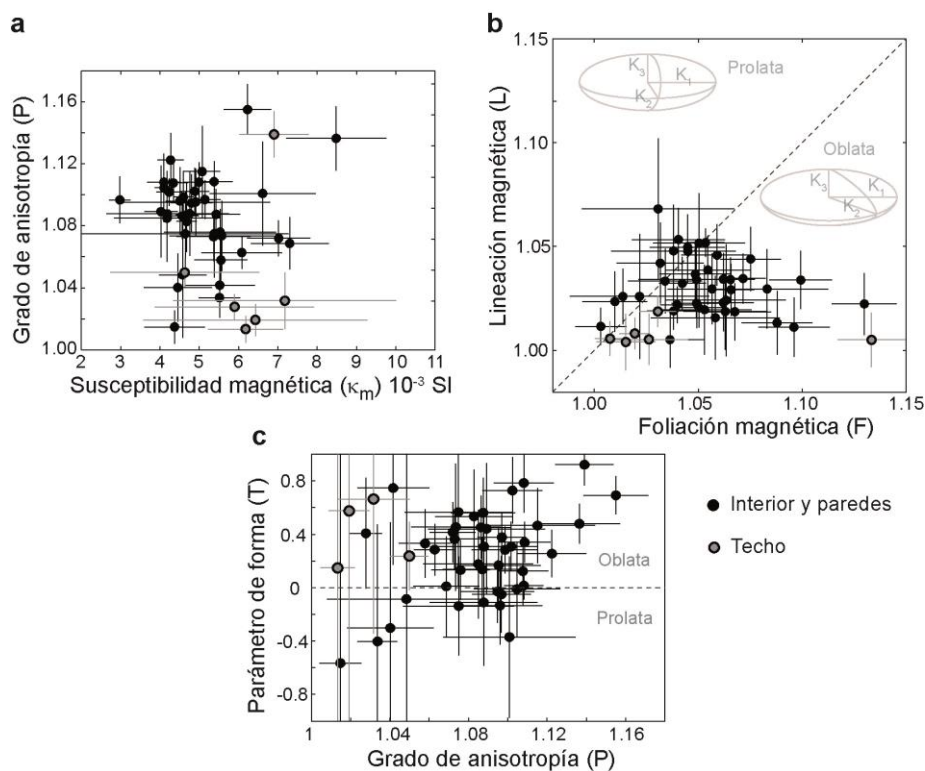


Figura 4.2: Parámetros escalares de la fábrica magnética para sitios muestreados en el plutón La Gloria: (a) grado de anisotropía (P) versus susceptibilidad magnética promedio (κ_m *bulk*); (b) diagrama Flinn que muestra el grado de lineación versus el de foliación magnética, el cual permite distinguir la forma del tensor de AMS (prolato u oblato); (c) parámetro de forma del tensor de AMS calculado según Jelinek (1981), comparado con el grado de anisotropía. Se distinguen las muestras cercanas al techo (en gris) y cercanas al centro y bordes (en negro) del plutón La Gloria.

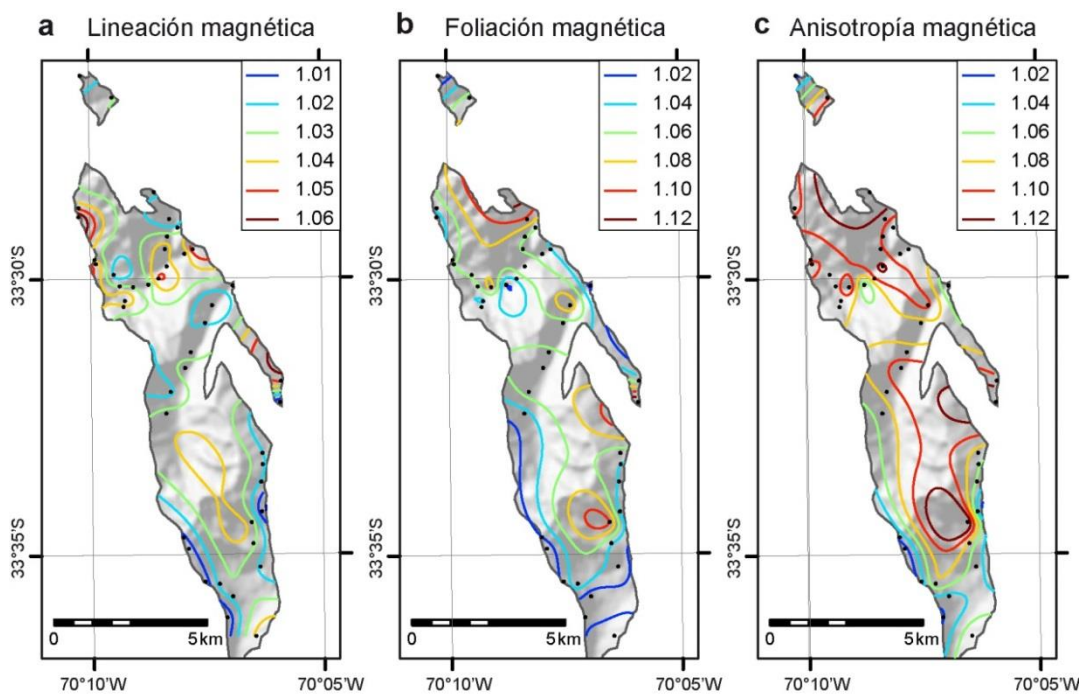


Figura 4.3: Mapa de distribución de los parámetros escalares de la fábrica magnética del plutón La Gloria: (a) lineación magnética; (b) foliación magnética y (c) anisotropía magnética. Puntos representan los sitios de muestreo.

4.3.3 Orientación de los tensores de AMS y fábrica magnética.

La orientación de la lineación magnética en general presenta declinaciones de 330° e inclinaciones subhorizontales, pudiendo alcanzar buzamientos de 30° en el norte y hasta 45° en el sur del plutón (Figura 4.4a). Las direcciones de la lineación magnética tienden a seguir la elongación principal del plutón en dirección $N30^\circ W$, aunque en los sitios cercanos a los bordes del plutón tienden a ser paralelas al contacto con la roca de caja.

A lo largo y ancho del plutón La Gloria es posible notar que el plano de foliación magnética posee un rumbo relativamente constante cercano a $N30^\circ W$ (Figura 4.4b). Sin embargo, el manto de los planos de foliación varía gradualmente de este a oeste (en dirección $N60^\circ E$, transversal a la elongación principal del intrusivo). Los manteos varían gradualmente de subverticales cercanos a las paredes del intrusivo a subhorizontales hacia el centro y techo, siguiendo una tendencia lineal ($R^2=0.92$; Figura 4.5). El detalle de la orientación de los tensores de AMS de bajo campo se presenta en Anexo F. y Anexo G.

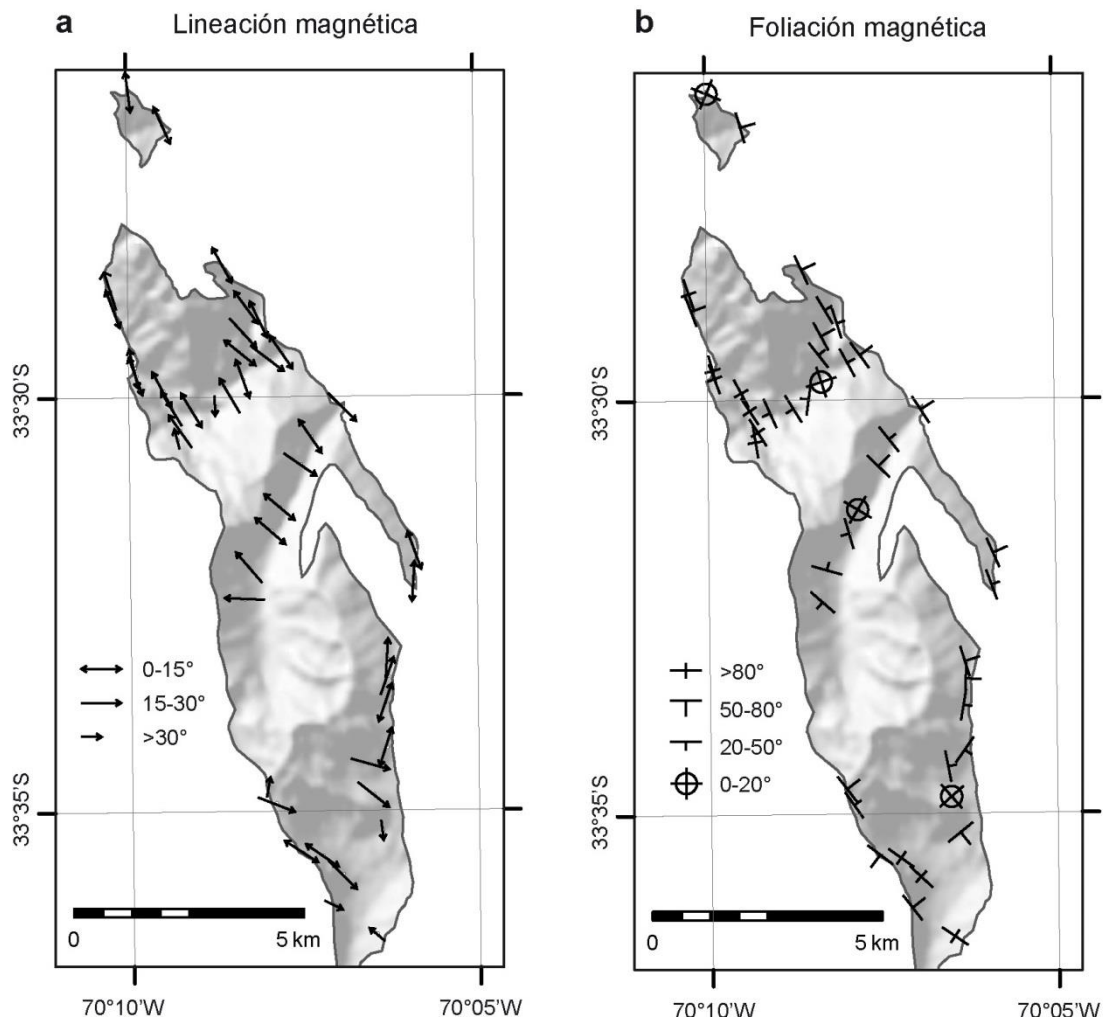


Figura 4.4: Mapa de orientación de la fábrica magnética del plutón La Gloria: (a) dirección y grado de buzamiento de la lineación magnética; (b) dirección y manteo de la foliación magnética.

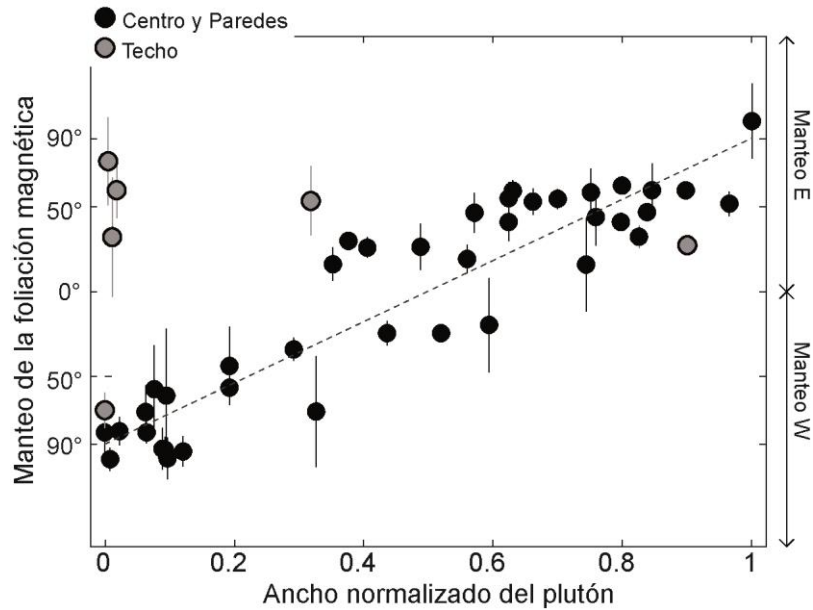


Figura 4.5: Variación del manteo del plano de foliación magnética a lo ancho del plutón La Gloria en dirección SW a NE (N60°E; dirección perpendicular a la elongación principal del plutón). El eje de las abscisas muestra la variación de la inclinación (de abajo hacia arriba) desde manteos al W, pasando por manteo horizontal (0°), hasta manteos hacia el E. La línea punteada muestra la variación lineal del manteo a lo ancho del plutón, variando gradualmente de vertical cerca de las paredes a subhorizontal hacia el centro del plutón.

4.4 Anisotropía de la susceptibilidad magnética del plutón La Gloria: AMS de alto campo.

Los resultados de las mediciones de AMS de alto campo permitieron separar las componentes ferromagnética y paramagnética de la fábrica magnética obtenida a partir del AMS de bajo campo. Los resultados detallados se muestran en el Anexo H. Se logra reconocer que, en la mayoría de los casos, la mineralogía ferromagnética (titanomagnetita porfirada en Ti) controla la fábrica magnética dada por AMS de bajo campo (Figura 4.6). En general, las componentes tienden a coincidir (considerando el error analítico de las mediciones), sin embargo, existen muestras ubicadas al centro del plutón, como las muestras 12LG43 y 11LG24, donde la lineación de las componentes paramagnética y ferromagnética difieren alrededor de 45° (Figura 4.6).

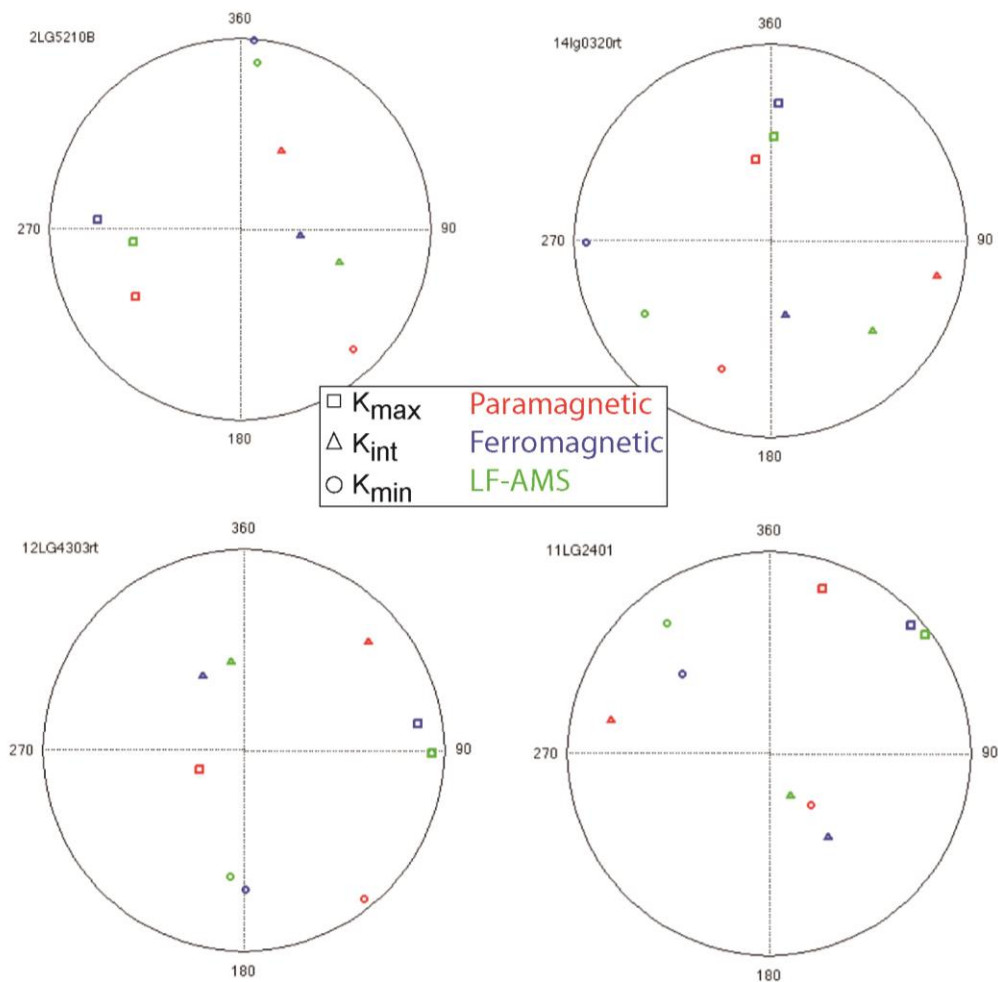


Figura 4.6: Proyección estereográfica (red de Schmidt, hemisferio inferior, equi-areal) de los ejes de anisotropía de las componentes ferromagnética y paramagnética de la fábrica magnética obtenida a partir de AMS de alto campo, y comparación con tensor obtenido a partir de AMS de bajo campo. La orientación está dada según el sistema de coordenadas de las muestras, en el plano XY de acuerdo a la Figura 3.1c.

4.5 Anisotropía de la susceptibilidad magnética: diques graníticos.

Ambos diques muestreados (D.LG26 y D.LG51) se encuentran en el borde Este del plutón La Gloria (Figura 3.2). Sin embargo, éstos se encuentran a distintos niveles del plutón: D.LG26 se ubica en los niveles superiores del plutón, cerca del techo (~3800 m s.n.m.); mientras que D.LG51 se encuentra cercano a la pared vertical en niveles inferiores (~1700 m s.n.m.). D.LG26 presenta un rumbo de N34°E y manto de 64°SE; mientras que D.LG51 presenta un rumbo de N30°W y manto de 30°NE.

Para D.LG26, la AMS se pudo medir para solo 3 de las 5 muestras obtenidas, debido a la alta susceptibilidad magnética de algunas muestras ($>10^{-2}$ SI). Este dique presenta relativamente bajos grados de lineación, foliación y anisotropía magnética, presentando una fábrica prolata (Figura 4.7 a y b). La orientación de los ejes de anisotropía es discordante respecto a la orientación del plano de las paredes del dique (Figura 4.7 c).

Por el contrario, D.LG51 presenta mayores grados de lineación, foliación y anisotropía magnética, presentando una fábrica levemente prolata (Figura 4.7 a y b). La lineación magnética presenta una orientación subhorizontal, en dirección N30°W, consistente con la elongación

principal del intrusivo (Figura 4.7 d). Si bien la orientación promedio de la foliación magnética tiende a ser paralela a las paredes, se observan diferencias en función de la ubicación a lo ancho del dique. Las muestras ubicadas en la mitad superior del dique (i, ii y iv) tienen una leve rotación del plano de foliación magnética respecto al plano del dique, de unos 20° con eje en K_{max} ; mientras que las muestras ubicadas en la mitad inferior, presentan una rotación de la misma magnitud, pero en sentido contrario (Figura 4.7 d). No obstante, no se reconocen patrones de variación de otras características de la fábrica magnética a lo ancho del dique.

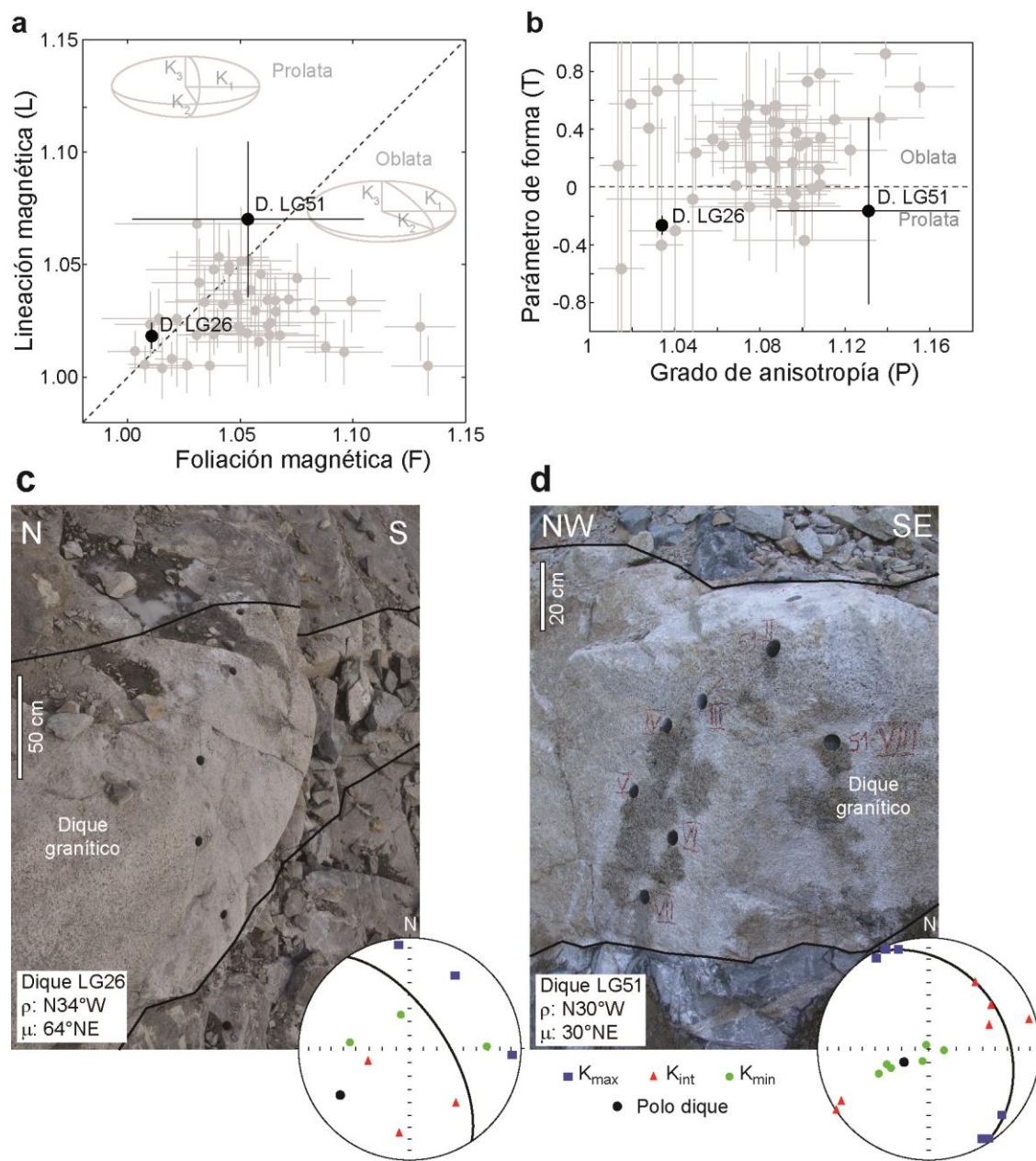


Figura 4.7: Fábrica magnética de diques graníticos del plutón La Gloria. a) Diagrama Flinn con los valores de lineación y foliación magnética. b) Parámetro de forma versus grado de anisotropía magnética. En a) y b) se muestran en gris los resultados del resto de los sitios del plutón como referencia. c) y d) Fotografías de terreno de los diques graníticos (D.LG26 y D.LG51, respectivamente). Proyección de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) representan la orientación de los ejes de AMS de los respectivos diques respecto a coordenadas geográficas. La orientación de los diques está dada por la línea continua negra (ρ : rumbo; μ : manteo del plano del dique).

4.6 Discusión.

4.6.1 Mineralogía y fábrica magnética.

Los altos valores de susceptibilidad magnética (hasta 10^{-2} SI) indican que la fábrica magnética del plutón La Gloria (dada por AMS) está controlada por magnetita. Petrográficamente no se observa evidencia de otros minerales ferromagnéticos (e.g. pirrotina). Por otro lado, los minerales paramagnéticos, como anfíbola y biotita, presentan susceptibilidades magnéticas varios ordenes de magnitud más bajas ($\sim 10^{-5}$ SI; Tarling y Hrouda, 1993), por lo que su contribución puede ser despreciable. Esto sugiere que la magnetita es la única mineralogía que controla la fábrica magnética del plutón La Gloria.

Los experimentos de desmagnetización termal y baja intensidad de magnetización remanente sugieren que los cristales de magnetita del plutón son multi-dominio. Esto implica que la fábrica magnética del plutón La Gloria es de carácter normal, donde los ejes de anisotropía coinciden con los ejes cristalográficos o de forma de los cristales de magnetita (Rochette et al., 1992). La anisotropía magnética de las rocas puede estar controlada por la orientación preferencial de ejes cristalográficos de cristales individuales de magnetita (Hrouda, 1982), así como por la interacción magnética de cristales distribuidos anisótricamente (Grégoire et al., 1995, Borradaile y Jackson, 2004). Como se discutirá en el CAPÍTULO 5:, se hipotetiza que el AMS del plutón La Gloria está controlado por la interacción magnética dada por la distribución espacial de los cristales de magnetita, y no por la orientación preferencial de cristales individuales. Estos “alineamientos” no se presentan como capas de cristales (Figura 3.4a), como suele ocurrir en rocas metamórficas foliadas, consistente con los bajos grados de anisotropía obtenidos para el plutón La Gloria.

Los cristales de magnetita primarios del plutón La Gloria habrían sufrido un reequilibrio en condiciones tardimagmáticas (cerca al *solidus*) hasta *sub-solidus* (Cornejo y Mahood, 1997). Esto eventualmente podría controlar la adquisición de la fábrica magnética, ya que Aravena (2014), basado en análisis de CSD (*crystal size distribution*), señala que gran parte de los cristales de magnetita de tamaño pequeño (< 0.3 mm) fueron generados por el reequilibrio de minerales primarios. Sin embargo, la susceptibilidad magnética del plutón La Gloria está principalmente controlada por cristales de titanomagnetita entre 0.3 y 0.6 mm; lo que sugiere que el reequilibrio no afectó el AMS. Además, el reequilibrio de los óxidos de Fe-Ti no afectaría la distribución espacial de los cristales, no alterando el registro de la fábrica magnética. Esto sugiere que la fábrica magnética, obtenida a través de AMS, representa una característica registrada durante etapas sobre el *solidus* (*super-solidus*).

4.6.2 Fábrica magnética de los diques graníticos.

Cuando la fábrica magnética de cuerpos ígneos pequeños (coladas de lava, sills y diques) es geoméricamente consistente con los bordes, se ha interpretado como registro del *strain* consecuencia del flujo del magma, estando relacionada con el estado de deformación interna del cuerpo (e.g., Cañón-Tapia et al., 1995, Correa-Gomes et al., 2001, Archanjo y Launeau, 2004, Hastie et al., 2011b). Incluso, la dirección del flujo puede ser inferida a partir de la dirección de imbricación de la foliación magnética respecto a las paredes del cuerpo (e.g., Ventura et al., 1996, Callot et al., 2001, Geoffroy et al., 2002). De este modo, la fábrica magnética del dique D.LG51 sugiere que el magma fue inyectado desde el plutón principal (Figura 4.8). Sin embargo, modelos numéricos muestran que la lineación magnética tiende a coincidir con la dirección del flujo (Dragoni et al., 1997, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004a). Esta diferencia se puede

interpretar de modo que la imbricación de la foliación y la dirección de la lineación magnética registran dos componentes de la dirección del movimiento del magma durante la inyección, la que estaría dada por una suma de ambos registros. Esta condición resulta viable, considerando la geometría neutra del tensor de anisotropía obtenida en el dique.

Si bien, en el dique D.LG51 la fábrica magnética es geoméricamente consistente con los bordes del dique, este no es el caso del dique D.LG26 ubicado en la parte superior del plutón (Figura 4.7). Esto se puede asociar al bajo grado de anisotropía registrado en este dique, lo que puede estar controlado por: (1) un menor flujo de magma a través del dique durante la etapa final de inyección, lo que generaría menores gradientes de velocidad y menor cizalle simple en las paredes del dique; o (2) la perturbación del registro de flujo a través del dique producto de posteriores eventos locales de *strain*, generados por flujos magmáticos del plutón principal que ejercieron una deformación que afectó incluso la roca de caja en un radio de algunos metros. El segundo punto es soportado por los mayores gradientes de temperatura esperados cerca del techo del plutón (Gutiérrez et al., 2013); además de evidencias de deformación dúctil paralela a los bordes del plutón, observada en la roca de caja cercana al techo, cuyo plano es perpendicular al plano del dique D.LG26.

La consistencia de la fábrica magnética del dique granítico sugiere que el proceso que registró la fábrica magnética plutón no sería un evento de deformación pervasivo que habría afectado a todo el plutón (incluyendo el dique). Esto permite descartar que la fábrica magnética del plutón esté dada por eventos de deformación tectónica controlados por sistemas de falla adyacentes, consistente con la ausencia de evidencia de deformación frágil tanto macroscópica como microscópicamente.

La presencia de diques graníticos sugiere que el *diking* es el mecanismo de construcción del reservorio de magma que representa el plutón La Gloria. Este mecanismo consiste en múltiples inyecciones de magma a través de la roca de caja (probablemente aprovechando las estructuras propias del fracturamiento previo y estratificación), integrando bloques de roca de caja al reservorio una vez que éstos sean rodeados por magma (*stoping*). Sin embargo, difícilmente los diques observados reflejan las etapas iniciales del emplazamiento y construcción del plutón.

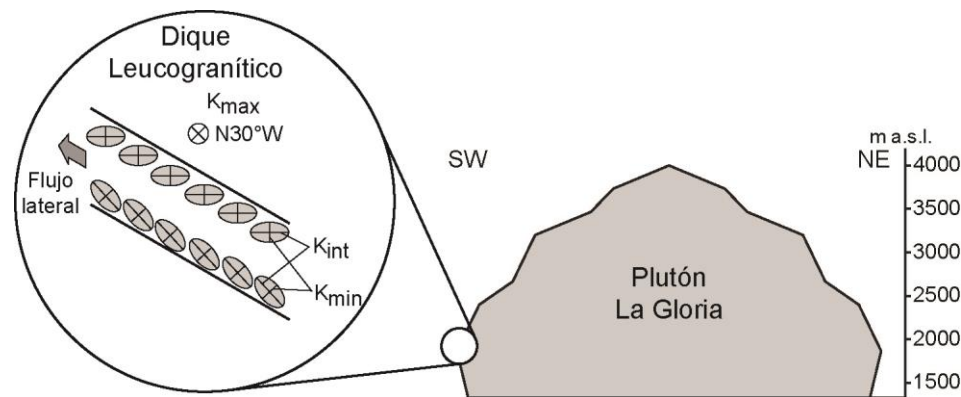


Figura 4.8: Proyección de la orientación del dique granítico D.LG51 y su fábrica magnética en función de la posición respecto a las paredes del dique. Esta imbricación de la foliación magnética respecto a las paredes sugiere un flujo de magma saliendo del plutón La Gloria.

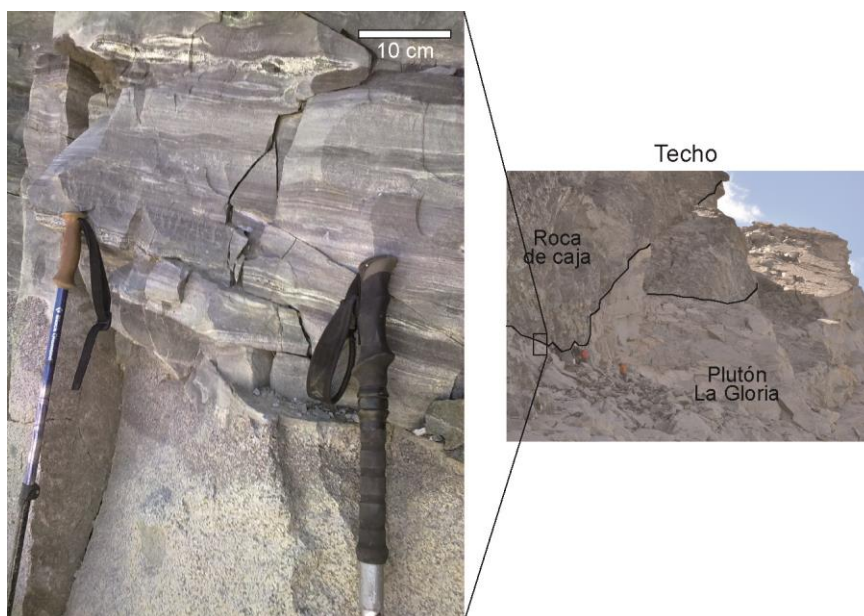


Figura 4.9: Contacto en el techo del plutón La Gloria (sector Laguna Negra) y bandeamiento producto de deformación dúctil sufrida por la roca de caja.

4.6.3 Fábrica magnética como registro de flujos magmáticos del plutón La Gloria.

Si bien el plutón La Gloria se encuentra emplazado en el núcleo de un anticlinal de rumbo N-NW a N-S, asociado a una franja de deformación del flanco oriental de las secuencias volcánicas miocenas que afloran en Chile central (Figura 2.3), éste no evidencia estructuras de deformación post-magmáticas producida por procesos tectónicos externos (e.g., sistema de falla). La fábrica magnética del plutón La Gloria registraría direcciones de *strain* durante etapas sobre el *solidus*, ya que no se reconocen evidencias de deformación frágil (ni dúctil) dentro del plutón, consistente con las estructuras de la roca de caja, la cual haya borrado el patrón general de la fábrica (Cornejo y Mahood, 1997; observaciones propias).

El patrón de fábrica magnética del plutón La Gloria se interpreta como registro de las direcciones de *strain* debido a la acción de flujos magmáticos, debido a:

(1) Los bajos valores de anisotropía magnética ($P < 1.15$) tienden a presentarse en plutones sin evidencias de actividad tectónica post- a syn-magmática (Archanjo et al., 2012).

(2) La foliación magnética presenta un patrón de variación consistente con las paredes del plutón, variando de vertical en las paredes a subhorizontal hacia el centro (Figura 4.5), desacoplada con las estructuras de la roca de caja. Este patrón ha sido reconocido en otros cuerpos plutónicos donde se ha interpretado la fábrica magnética como registro de flujos magmáticos (McNulty et al., 2000, Parada et al., 2005, Archanjo et al., 2008).

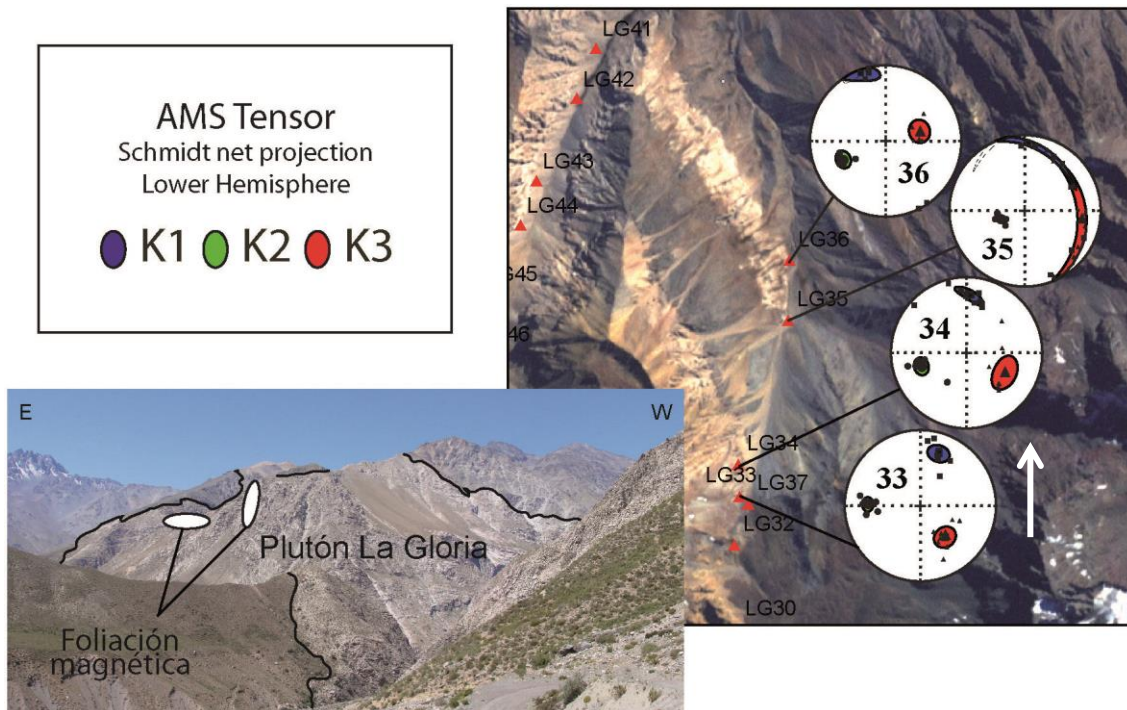


Figura 4.10: Ejemplo de la variación de la foliación magnética consistente con las paredes del plutón La Gloria. Se tiene un cambio de foliación subhorizontal (Sitios 35 y 36) a foliación subvertical (Sitio 33 y 34), a medida que el borde del plutón varía de igual forma.

Simulaciones numéricas de la fluidodinámica durante el enfriamiento del plutón La Gloria muestran que su evolución puede dividirse en dos etapas (Gutiérrez et al., 2013):

(1) En un principio, el reservorio es relativamente homogéneo, donde la diferencia de temperatura entre el magma más caliente y más frío no supera los 13 °C. Esta etapa representaría el período de construcción del reservorio, probablemente a través de *stopping*, inyecciones de magma, *ballooning* y/o *dyking*. La baja viscosidad del magma genera que este tienda a homogenizarse, lo que se conoce como caos silícico (Huber et al., 2009).

(2) Luego de 2 kyr de simulación, el reservorio se estratifica concéntricamente, definiéndose una zona de magma más frío, altamente viscoso y no convectivo (velocidad <1 cm/yr), el cual previene que el magma más caliente del centro se enfríe rápidamente (Figura 4.11). En esta segunda etapa, la diferencia de temperatura del magma más caliente y más frío alcanza hasta 130 °C, generando un patrón convectivo del magma más caliente, con flujos descendentes en las paredes y un flujo ascendente en el centro del plutón. El límite entre el magma convectivo y el inmóvil corresponde a la zona de bloqueo reológico y coincide con un grado de cristalinidad del 55 % vol. (Figura 4.11b), definido previamente como zona de cristalinidad crítica (Marsh, 1996). Este frente va migrando hacia el interior del plutón, hasta alcanzar el centro a los 6 kyr de simulación, donde todo el plutón pasa a formar un *mush* cristalino, de donde líquidos altamente diferenciados pueden ser extraídos producto de la compactación de éste (Dufek y Bachmann, 2010) o a través de diques leucograníticos, como los registrados en el plutón La Gloria.

La simulación muestra que el cizalle generado por los flujos de magma es mayor cercano al frente de cristalinidad crítica. La dirección de cizalle muestra que éste es paralelo a la zona de cristalinidad crítica, definiendo un patrón concéntrico, paralelo a las paredes del intrusivo,

coincidente con el patrón de foliación magnética (Gutiérrez et al., 2013). Así, la fábrica magnética del plutón La Gloria se interpreta como registro del *strain* de cizalle registrado por los flujos convectivos en el frente de bloqueo reológico (~55 %vol. de cristalinidad) del magma, el cual va migrando concéntricamente hacia el interior del plutón.

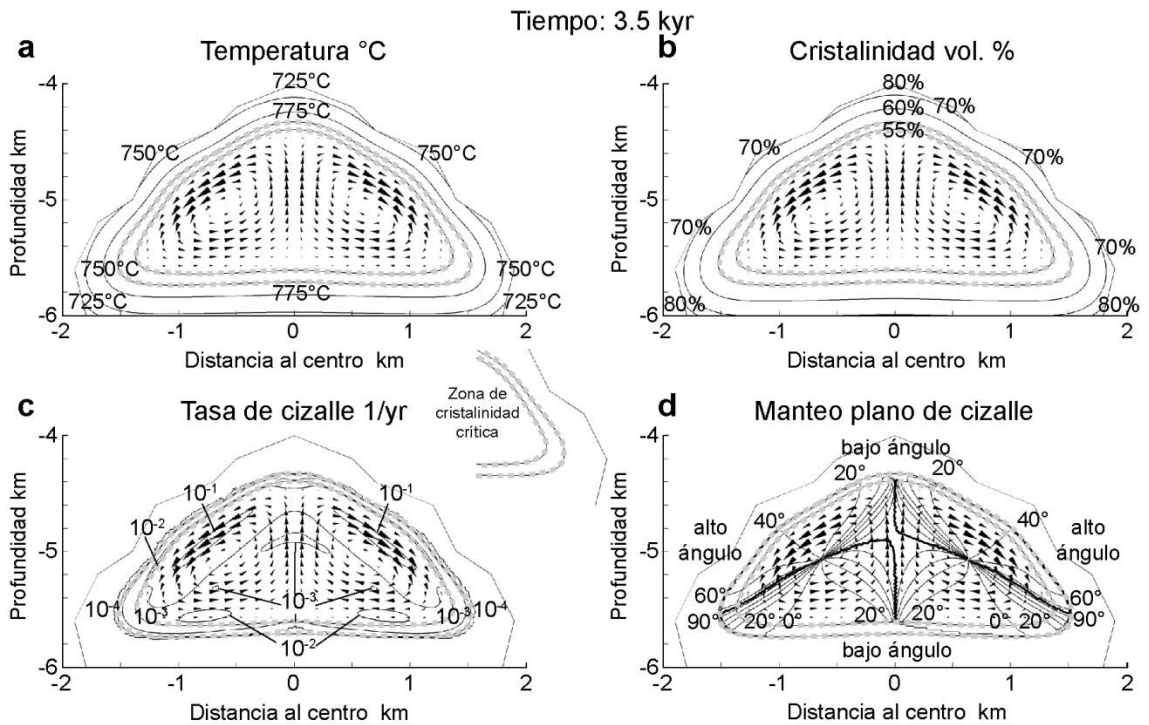


Figura 4.11: Secciones transversales de las simulaciones de la fluido dinámica del plutón La Gloria después de 3.5 ka de simulación: (a) temperatura; (b) cristalinidad; (c) tasa de cizalle y (d) inclinación del cizalle. Las líneas punteadas representan el frente de bloqueo reológico, que corresponde a la transición entre magma altamente cristalino (>55% vol.) y magma móvil de baja cristalinidad (<55% vol.; Marsh, 1996). Flechas negras representan la dirección y magnitud (proporcional) de la velocidad. Tomado de Gutiérrez et al. (2013).

Al centro del plutón, la simulación muestra que un flujo ascendente de magma es esperado, generando direcciones de cizalle verticales (Figura 4.11d). Sin embargo, la fábrica magnética no registra foliaciones y lineaciones verticales como es esperable, tal como lo observado en diques, donde las lineaciones indicarían la dirección del flujo de magma (e.g., Dragoni et al., 1997, Geoffroy et al., 2002, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004a). Esto podría explicarse por dos razones: (1) la magnitud de las tasas de cizalle esperadas son menores a 10^{-3} 1/yr hacia el centro del plutón (Figura 4.11c), por lo que el AMS sería incapaz de registrar tasas de menor magnitud (Gutiérrez et al., 2013); o bien, (2) la fábrica magnética registra el plano de cizalle a lo largo del frente de enfriamiento, registrado cuando la cristalinidad crítica es alcanzada, y que en el centro del plutón sería subhorizontal. En dicho caso, el AMS no registraría la dirección del flujo de magma. Sin embargo, la diferencia entre las lineaciones ferromagnética y paramagnética, dadas por el AMS de alto campo en muestras ubicadas hacia el centro del plutón, podría no ser representativa, debido a la geometría generalmente oblata del tensor de AMS. O bien, éstas podrían indicar que los minerales silicatados están preferentemente orientados en otra dirección. Como se propone a continuación, en el CAPÍTULO 5:, la fábrica magnética está registrando el cizalle a lo largo del frente de enfriamiento, mientras que la dirección del flujo estaría registrada por los cristales silicatados (plagioclasa, anfíbola y biotita).

CAPÍTULO 5: FÁBRICA MAGMÁTICA Y SU RELACIÓN CON LA FÁBRICA MAGNÉTICA.

5.1 Introducción.

En el presente capítulo se presenta el artículo publicado en Journal of Structural Geology, titulada “Comparing magnetic and magmatic fabrics to constrain the magma flow record in La Gloria Pluton, central Chile”, cuyos autores son **Payacán**, Italo; **Gutiérrez**, Francisco; **Gelman**, Sarah E.; **Bachmann**, O. y **Parada**, M. A. Este trabajo presenta una caracterización cuantitativa de la fábrica magmática (orientación preferencial de cristales silicatados en el caso de una roca intrusiva) y de la mineralogía magnética que controla la fábrica magnética dada por datos de AMS (previamente presentados en el CAPÍTULO 3: y CAPÍTULO 4:). Como resultado, se obtiene que la fábrica magmática, controlada tanto por plagioclasa, anfíbola y biotita, tiende a coincidir con la fábrica magnética controlada por la distribución de cristales individuales de magnetita (alineación), especialmente cerca de los bodes. Sin embargo, las muestras ubicadas al centro del plutón muestran claras diferencias entre ambas fábricas, con foliación y lineación magnética subhorizontales, y lineación y foliación magmática verticales con altos grados de anisotropía. Basado en lo anterior, se discute acerca del comportamiento de las distintas familias de cristales durante el registro de las fábricas y cómo éstas pueden dar evidencias de la cinemática del magma durante el enfriamiento de un reservorio como el plutón La Gloria.

En el artículo se concluye acerca de dos tópicos importantes:

(1) Los parámetros condicionantes de la adquisición de fábricas en rocas plutónicas y de las posibles diferencias entre ellas. Se sugiere que la fábrica magnética está dada por la anisotropía en la distribución de cristales de magnetita, a diferencia de la fábrica magmática, dada por la orientación preferencial de cristales elongados. De este modo, la diferencia (o consistencia) entre la orientación de ambas fábricas está controlada por la relación entre las direcciones de los flujos de magma y superficies rígidas dentro del reservorio (zona de cristalinidad crítica) y las condiciones de cizalle (razón entre tasas de cizalle puro/simple) durante su registro, debido a la diferencia del comportamiento de cristales con distinta controlada por la morfología mineral (razón de aspecto) ante una misma condición de deformación.

(2) Tanto la fábrica magnética como la fábrica magmática registran la última etapa convectiva y migración lateral del reservorio de magma que dio lugar al plutón La Gloria. En el artículo se sustenta el modelo convectivo que explica la adquisición de las fábricas en el plutón, planteado por Gutiérrez et al. (2013), y detallado en el CAPÍTULO 4: . Para explicar las diferencias entre ambas fábricas en el centro del plutón, en el trabajo se propone que la fábrica magnética registra el *strain* de cizalle registrado en la zona de bloqueo reológico (zona de cristalinidad crítica), registrando el avance del frente de enfriamiento hacia el interior del plutón y adquiriendo un patrón concéntrico paralelo a los bordes. Por otro lado, la fábrica magmática, dada por cristales elongados, registra las direcciones del flujo de magma, registrando direcciones verticales al centro del plutón, producto del flujo ascendente predicho por las simulaciones y no registrado por la fábrica magnética (Gutiérrez et al., 2013). Si bien las direcciones de ambas fábricas son indicadoras de distintas direcciones de deformación, el registro de ambas fábricas se produce en el frente de cristalinidad crítica.

A continuación, se presenta en primer lugar parte del material suplementario de la publicación (Supplementary material 2; Payacán et al., 2014), donde se dan detalles algebraicos de la metodología utilizada para la definición del tensor de anisotropía magmática a partir de datos petrográficos 2-D y el cálculo de un tensor 2-D a partir de tres secciones ortogonales entre sí. Luego, se presenta el manuscrito del artículo, con las figuras adjuntas al final del texto. Las referencias utilizadas se presentan en la sección final de esta tesis.

5.2 Metodología: determinación de la orientación preferencial de cristales: (Supplementary material 2; Payacán et al., 2014).

The present supplementary material gives details of the geometrical and algebraic aspects of the magmatic fabric determination, presenting the definition of the magmatic fabric tensor obtained for each mineral plane (ellipses) and describing the procedure to calculate the 3-D magmatic fabric tensor (ellipsoids) by combining the petrographical data from three orthogonal thin sections. The presented method corresponds to an adaptation of previous methods (Shimamoto y Ikeda, 1976, Launeau y Robin, 1996, Robin, 2002, Launeau y Robin, 2005).

5.2.1 Petrographic data obtention and determination of the magmatic fabric tensor

Three thin sections were made for each sample with orientations perpendicular to the AMS tensor axes ($Pl_{max} \perp K_{max}$; $Pl_{int} \perp K_{int}$ and $Pl_{min} \perp K_{min}$; where Pl is a thin section plane, and K is an AMS tensor axis; Figure 1a). Length, width and orientation of individual crystals were obtained from thin sections by image analysis using the 2-D analysis tool of JMicroVision software (Figure 1b). We did not apply the corrections for the cut effect on the crystal shapes, since this requires *a priori* knowledge of the petrographic fabric (Higgins, 1994).

Orientations of each mineral group with respect to the AMS axes were determined for each mineral plane using a bidirectional Bingham distribution (Stereonet software; Cardozo y Allmendinger, 2013), where the main orientation of crystals is given by the maximum eigenvalue and its respective eigenvector (E_1^x ; where x is *max*, *int* or *min*, representing the mineral plane), and is graphically represented by a rose diagram (Figure 1b). The present method considers the mean orientation of the 2-D fabric as defined by the main orientation of crystals (E_1^x) independent of crystal shapes and length magnitudes, differing from previous methods based on shape preferred orientation (Launeau y Robin, 1996, Launeau y Robin, 2005). For example, according to other methods, if the same numbers of crystals are oriented in two different directions, the main orientation of magmatic anisotropy tensor tends to be closer to the orientation of the longest crystals. However, according to the method proposed here, the orientation of the anisotropy tensor is the midpoint between the two directions.

Tensor axis magnitudes are weighted by crystal lengths, implying that the 2-D anisotropy degree depends on the proximity of the crystal population to the mean orientation (E_1^x). Preferred mineral orientations that are weighed by crystal length (as explained in the following paragraphs) are important for evaluating the 2-D magmatic fabric because this allows obtaining a scaled ellipse tensor. From this, we can combine 2-D data from different directions with a unique scale to obtain a 3-D tensor.

Each individual crystal's orientation (ϕ_i) is determined within each plane based on the angle between its length and the respective AMS axis, as shown in Figure 1c. The crystal length is projected onto the main orientation of the crystal group (E_1^x) and its orthogonal axis, defining an ellipse that represents the individual crystal's orientation (Figure 1d). Designating to each

individual i -crystal (out of a population of N crystals in the plane Pl_x , where x is *max*, *int* or *min*), a length (L_i) and an individual orientation ϕ_i are measured. The length is then projected onto E_1^x , defining the contribution of i to the main orientation of the mineral group, represented by a quadratic shape with the matrix (PO_i):

$$PO_i = R_x^T \begin{bmatrix} 1/a_i^2 & 0 \\ 0 & 1/b_i^2 \end{bmatrix} R_x \quad (1)$$

where

$$a_i = L_i |\cos(\phi_i - \phi_{\text{mean},x})| \quad (2)$$

$$b_i = L_i |\sin(\phi_i - \phi_{\text{mean},x})| \quad (3)$$

$$R_x = \begin{bmatrix} \cos(\phi_{\text{mean},x}) & \sin(\phi_{\text{mean},x}) \\ -\sin(\phi_{\text{mean},x}) & \cos(\phi_{\text{mean},x}) \end{bmatrix} \quad (4)$$

where a_i and b_i represent the maximum and minimum axes of the individual tensor (Figure 1d), respectively; and R_x represents the orientation matrix of the axes of the individual tensor.

To characterize the preferred orientation of a crystal population (N crystals), we introduce the preferred orientation tensor for each mineral group as the average of the individual tensors, represented by the matrix PO_x , given by:

$$PO_x = R_x^T \begin{bmatrix} 1/a_x^2 & 0 \\ 0 & 1/b_x^2 \end{bmatrix} R_x \quad (5)$$

where

$$a_x = \frac{1}{N} \sum_i a_i \quad (6)$$

$$b_x = \frac{1}{N} \sum_i b_i \quad (7)$$

This average 2-D orientation tensor is represented as an ellipse, whose maximum and minimum axes are the average of the individual tensors axes (a_x and b_x , respectively), and the orientation of the maximum axis is given by the orientation of E_1^x (Figure 3 in the main text). For each mineral plane, the ellipse can be characterized by a 2-D magmatic anisotropy, defined as the ratio between length and width of the ellipse ($P'_x = a_x/b_x$).

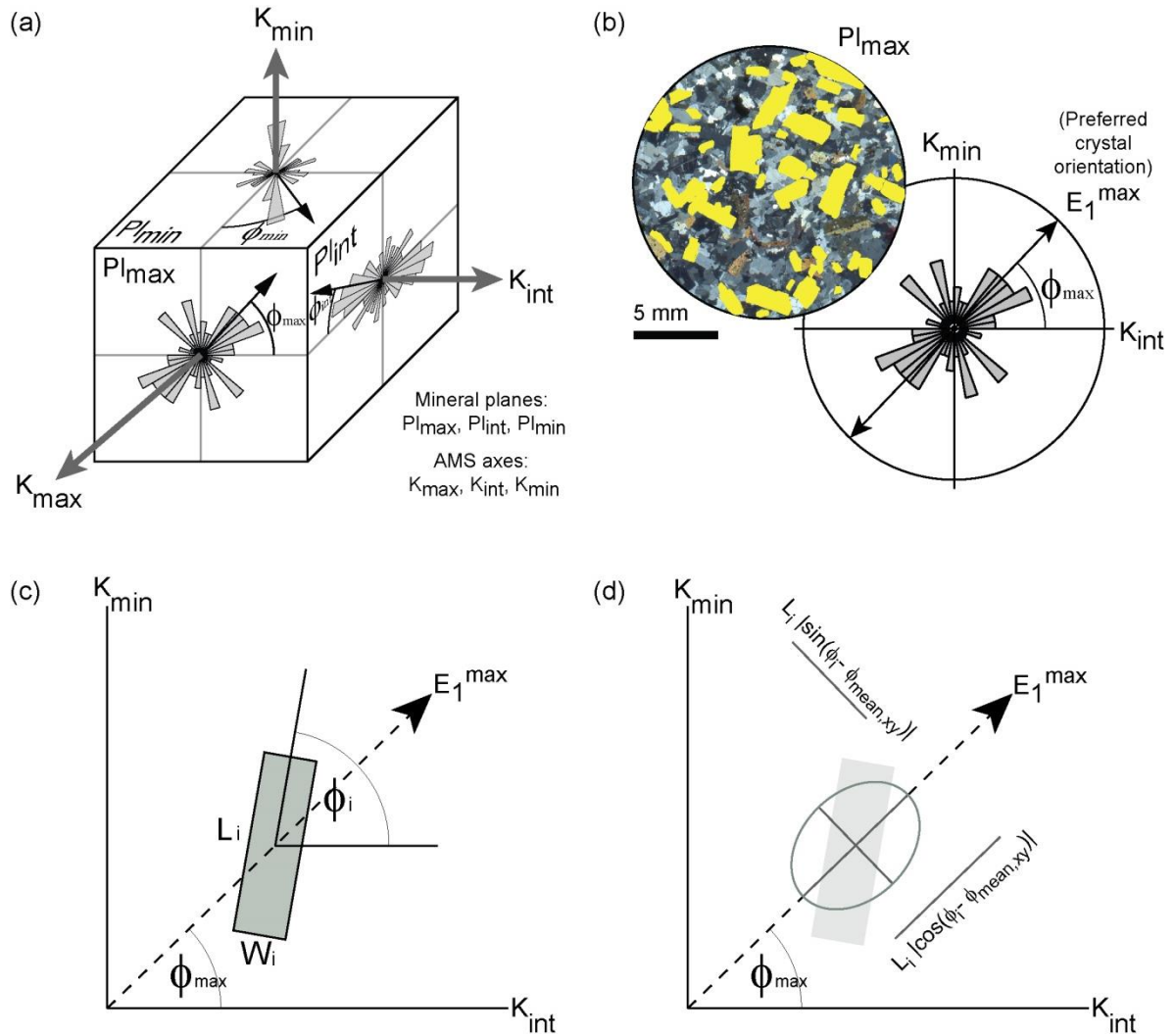


Figure 5.1: (a) Thin section planes perpendicular to each magnetic anisotropy axis ($Pl_{max}-K_{max}$; $Pl_{int}-K_{int}$; $Pl_{min}-K_{min}$); where Pl are the mineral planes and K are the magnetic anisotropy axes). Rose diagrams represent the preferred orientation of crystal population characterized by angles ϕ_{max} , ϕ_{int} and ϕ_{min} . (b) Photomicrograph (Pl_{max} as example) showing measured plagioclase crystals. Crystal orientations are plotted in a rose diagram. The preferred orientation of crystals (E_1^{max}) was determined in each plane using Bingham statistics, where ϕ_{max} is the angle respect to the respective AMS axis (according to the mineral plane). (c) Schematic individual crystal from Pl_{max} . Length (L_i), width (W_i) and orientation (ϕ_i) data were obtained for each individual crystal. (d) 2-D tensor generated by projection of the crystal length (L_i) on E_1^{max} , which represents the orientation degree of the crystal with respect to the mineral group.

5.2.2 2-D to 3-D magmatic fabric tensor

We find a 3-D tensor for each mineral group based on the method of Robin (2002) and Shimamoto y Ikeda (1976) by using the three orthogonal 2-D tensors, or ellipses, that represent mineral magnitudes (length) in the main orientation. For this, the expression for the tensor PO_{max} in the mineral plane Pl_{max} , was rewritten as:

$$PO_{max} = R_{max}^T \begin{bmatrix} 1/a_{max}^2 & 0 \\ 0 & 1/b_{max}^2 \end{bmatrix} R_{max} = \begin{bmatrix} Max_{11} & Max_{12} \\ Max_{21} & Max_{22} \end{bmatrix} \quad (1)$$

Analogously for the mineral planes Pl_{int} and Pl_{min} :

$$PO_{int} = \begin{bmatrix} Int_{11} & Int_{12} \\ Int_{21} & Int_{22} \end{bmatrix} \quad (2)$$

$$PO_{min} = \begin{bmatrix} Min_{11} & Min_{12} \\ Min_{21} & Min_{22} \end{bmatrix} \quad (3)$$

The resulting coefficients of the expressions (1), (2) and (3) are combined to calculate the 3-D tensor of orientation (PO_{3D}), characterized by the 3-D quadratic shape:

$$PO_{3D} = R_{3D}^T \begin{bmatrix} 1/M_{max}^2 & 0 & 0 \\ 0 & 1/M_{int}^2 & 0 \\ 0 & 0 & 1/M_{min}^2 \end{bmatrix} R_{3D} = \begin{bmatrix} \frac{Min_{11}+Int_{11}}{2} & Min_{12} & Int_{12} \\ Min_{21} & \frac{Max_{11}+Min_{22}}{2} & Max_{12} \\ Int_{21} & Max_{21} & \frac{Max_{22}+Int_{22}}{2} \end{bmatrix} \quad (4)$$

where,

$$R_{3D} = \begin{bmatrix} \cos\alpha \cos\varphi - \sin\alpha \cos\theta \sin\varphi & -\cos\alpha \sin\varphi - \sin\alpha \cos\theta \cos\varphi & \sin\alpha \sin\theta \\ \sin\alpha \cos\varphi + \cos\alpha \cos\theta \sin\varphi & -\sin\alpha \sin\varphi + \cos\alpha \cos\theta \cos\varphi & -\cos\alpha \sin\theta \\ \sin\theta \sin\varphi & \sin\theta \cos\varphi & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (5)$$

Since AMS axis represents directions without directional sense, mineral planes can be symmetrically oriented around each AMS axis, giving rise to two possible solutions for each plane and eight solutions for the 3-D magmatic fabric tensor. Solutions are equivalent in shape and only differ in orientation. We chose a 3-D tensor solution with consistent orientation between the mineral groups.

The 3-D quadratic shape is represented by an ellipsoid only if the three eigenvalues of PO_{3D} are positive. In this case, the magnitude of the tensor or ellipsoid axes ($M_{max} \geq M_{int} \geq M_{min}$) are given by the inverse of the square root of the eigenvalues of PO_{3D} , whose orientations are given by the corresponding eigenvectors.

Anisotropy parameters were defined for the magmatic fabric tensor, similar to the magnetic fabric: magmatic anisotropy ($P = M_{max}/M_{min}$), magmatic foliation ($F = M_{int}/M_{min}$) and magmatic lineation ($L = M_{max}/M_{int}$).

5.3 Artículo: Comparación de la fábrica magnética y magmática para constreñir el registro de flujos magmáticos en el plutón La Gloria, Chile central.

Comparing magnetic and magmatic fabrics to constrain the magma flow record in La Gloria Pluton, central Chile

Italo PAYACÁN^{a,b,*}; Francisco GUTIÉRREZ^{a,b}; Sarah E. GELMAN^c; Olivier BACHMANN^c; Miguel Ángel PARADA^a

^a Departamento de Geología/Centro de Excelencia de Geotermia de los Andes (FONDAP-CEGA) Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8370450, Chile.

^b Advanced Mining Technology Center, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago 8370451, Chile.

^c Institute of Geochemistry and Petrology, ETH Zurich, Clausiusstrasse 25, 8092 Zurich, Switzerland

* corresponding author. Phone number +56 9 84398353. E-mail address: ipayacan@gmail.com

5.3.1 Abstract

This contribution illustrates a case study of a pluton (La Gloria pluton; LGP) where magnetic and magmatic fabrics are locally decoupled. We compare the magmatic fabric with the available magnetic fabric data to explore their abilities and elucidate the magma flow record of LGP. Results indicate that magnetic (controlled by multi-domain magnetite) and magmatic fabrics are generally consistent throughout LGP. Foliations define an axisymmetric pattern that gradually changes from vertical near lateral margins to less steep in the pluton interior, whereas lineations are subhorizontal following the elongation direction of the pluton. However, samples at the pluton center show marked differences between both fabrics: magnetic fabrics indicate subhorizontal magnetic lineations and foliations, and magmatic fabrics indicate subvertical lineations and foliations.

Both magnetic and magmatic fabrics are interpreted to record strain caused by magma flow during thermal convection and lateral magma propagation at the transition between low and high crystallinity stages. We suggest that fabrics acquisition and consistency were determined by shear conditions (pure/simple shear rates ratio) and the orientation of the magma flow direction with respect to a rigid boundary (critical crystalline region) of the pluton. Magmatic fabric differs at the center of the pluton because pure shear is dominant and ascendant flows are orthogonal to the horizontal rigid boundary. LGP represents a whole-scale partly molten magma reservoir, where both thermal convection and lateral propagation of the magma are recorded simultaneously. This study highlights the importance of characterizing both fabrics to properly interpret magma flow recorded in plutons.

Key words: magmatic fabric, magnetic fabric, convective magma flow, magma chamber

5.3.2 Introduction

Petrofabric studies are required to identify textural variations in plutons and can be performed through both field and/or microscopic observations of mineral foliations and

lineations, characterizing internal structures, usually to find evidence of magma dynamics (e.g. Hutton, 1988, Paterson et al., 1989, Bouchez, 1997, Paterson et al., 1998, Vernon, 2000). Magnetic fabric studies, gained through anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements, typically complement this petrological and structural work (e.g. de Saint-Blanquat y Tikoff, 1997, Launeau y Cruden, 1998, de Saint-Blanquat et al., 2001, Trubač et al., 2009, Archanjo et al., 2012). In plutons, AMS has been interpreted as strain directions recorded during different rheological behavior of the magmatic rocks: above-solidus conditions (where the rock is partly melted) and solid-state conditions (with no melt present, where mostly brittle deformation textures are expected; e.g. de Saint-Blanquat y Tikoff, 1997, Archanjo et al., 2008). We distinguish the origin of the recorded strain according to its main driving force: tectonic origin refers to exo-magmatic processes that impact to the pre, syn and post-magmatic system (e.g. a regional fault system acting after the pluton crystallization); whereas a magmatic origin denotes processes in which magma is the driving force (e.g. density gradients of magma). Often, a magmatic origin of AMS fabric is inferred when the magnetic fabric within a pluton differs from regional strain and structures (e.g. McNulty et al., 2000, Petronis et al., 2004, Stevenson et al., 2007b, Gutiérrez et al., 2013). In the case of magmatic flows arise as a consequence of various processes during the evolution of a magma reservoir, as the building mechanism of plutons, internal magma lobes or sheets mobilization, syn-tectonic magma emplacement or convective magmatic flow pattern overprinting the emplacement-related record (e.g. Horsman et al., 2005, Parada et al., 2005, de Saint-Blanquat et al., 2006, Stevenson et al., 2007a, Benn, 2009, Magee et al., 2012, Gutiérrez et al., 2013).

Magnetic fabrics have commonly been interpreted as an indicator of the preferred orientation of crystals and correlated with petrographic fabric (magmatic fabric for plutons) even when the latter is not macroscopically visible (Bouchez, 1997). However, contrary to the case of intrusions where magnetic properties are mainly controlled by ferromagnesian silicates (paramagnetic intrusions; de Saint-Blanquat y Tikoff, 1997, de Luchi et al., 2004), the relationship between magnetic and magmatic fabrics is not necessarily certain when the magnetic properties are controlled by Fe-Ti oxides (e.g. Archanjo et al., 1995, Olivier et al., 1997).

The consistency between the magnetic and magmatic fabrics may be conditioned by “magnetic effects” (Rochette et al., 1992, and references therein). The occurrence of inverse or intermediate magnetic fabric (produced by single-domain and pseudo-single-domain titanomagnetite), the presence of a non-unique magnetic mineralogy, a sub-solidus recrystallization of magnetic minerals or magnetic interaction of minerals could make more complex the interpretation of magnetic and magmatic fabrics (Grégoire et al., 1995, Lagroix y Borradaile, 2000, Borradaile y Jackson, 2004, Hastie et al., 2011a).

Numerical formulation of rotation of elliptical solid-particles embedded in a viscous matrix proposed by Jeffery (1922) has been the basis to simulate the magmatic fabric acquisition in magmas under simple shear strain. Differences between magnetic and magmatic fabrics can be explained in terms of the morphology (aspect ratio) of the crystals controlling each fabric and the nature of the strain affecting the medium (Arbaret et al., 2001, Iezzi y Ventura, 2002, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004b). The different response of crystals under strain may results in the existence of subfabrics in the same mineral group, providing additional complication on the relationship between magnetic and magmatic fabrics (Žák et al., 2005, Žák et al., 2007, Hastie et al., 2011a). Hence, the strain patterns recorded in plutons by magnetic fabric need to be complemented with magmatic fabric studies, in order to evaluate the “magnetic anomalies” and the crystal morphology effects during the fabric acquisition.

La Gloria pluton (Central Chile, hereafter LGP) represents a small shallowly emplaced granitic magma body with no sharp internal lithological contacts (Cornejo y Mahood, 1997). Based on comparison between AMS pattern and numerical simulations of the fluid dynamic during the cooling of LGP, Gutiérrez et al. (2013) interpreted the magnetic fabric as a record of strain caused by convective magma flows, but without finding evidence of ascendant magma flow at the center of the pluton. In this work, we pretend to deep into the behavior of crystals during the fabric acquisition, based on a quantitative description and comparison of magnetic and magmatic fabrics, in order to constrain the magma kinematic during the cooling of LGP. We also evaluate the shear strain condition (pure/simple shear rates ratio) necessary to generate the obtained magmatic anisotropy, based on numerical formulations of rotation of rigid particles. This study provides evidences of convective magma flows, including ascendant flows at the center of the pluton as simulated by Gutiérrez et al. (2013). We suggest that the orientation of both fabrics depends on the interplay between the mineral geometry, shear conditions and the relationship of magma flows respect to the rigid borders. This interplay could generate concordance or discordance between magnetic and magmatic fabrics, even, if both fabrics are result of a unique melt-dominated deformation event, as convective flows of the cooling of LGP.

5.3.3 La Gloria Pluton

5.3.3.1 Geological setting

La Gloria Pluton (LGP) is a 10 Ma (Cornejo y Mahood, 1997, Deckart et al., 2010) granodiorite/quartz monzonite (with amphibole and biotite), located 35 km east of Santiago, in central Chile (Figure 1a). LGP is a N30°W elongated magma reservoir with a vertical exposure of 2.5 km, a width of about 4-6 km, and length of 17 km (Figure 1b). LGP was emplaced during a highly active magmatic period in the central Chilean Andes (both plutonic and volcanic; Vergara et al., 1988), and forms part of a N-S orientated cluster of granitic plutons (Drake et al., 1982; Figure 1a). LGP intruded Oligocene to Miocene continental volcanic and volcanoclastic rocks (Thiele, 1980), and was emplaced in the core of an anticline at 4-7 km depth (Aguirre, 1960, Cornejo y Mahood, 1997), during a period of intense compressive deformation and crustal thickening (Kay et al., 2005). However, LGP does not exhibit significant field and textural features of post-intrusion tectonic deformation (Cornejo y Mahood, 1997). Plagioclase and amphibole + biotite occur as slightly oriented euhedral to subhedral crystals together with anhedral undeformed and non-aligned interstitial crystals of quartz and K-Feldspar. ('Figure 1 here')

5.3.3.2 Mineralogical and compositional zonation

Although both vertical and horizontal compositional zones were distinguished (Figure 1c; Cornejo and Mahood, 1997), mineralogy and composition of La Gloria pluton is mostly homogeneous without well-defined internal contacts, varying only slightly along the main granitic rock. The lower level of the pluton (roughly at 1500-2000 m a.s.l.) is a granodiorite and quartz monzodiorite varying laterally to quartz monzodiorite. Middle levels and borders correspond to quartz monzodiorite, which grades into quartz monzonite towards the upper level, near the roof (up to 4000 m.a.s.l.; Cornejo and Mahood, 1997). Additionally, variations in $Hb/(Hb+Bt)$, $Or/(Or+Plag)$ (Hb : hornblende; Bt : biotite; Or : orthoclase; $Plag$: plagioclase) have been recognized in LGP, increasing toward the borders and upper level (Cornejo and Mahood, 1997). Accessory minerals include apatite, titanite and Fe-Ti oxides (magnetite-ilmenite; Cornejo and Mahood, 1997). The crystallization sequence inferred from textural relations, and consistent

with phase stability, indicates that plagioclase is the earliest mineral, co-crystallizing with amphibole at late stages, followed by biotite, and finally K-feldspar and quartz (Cornejo and Mahood, 1997).

LGP represents a relatively simple fossil magma chamber, that preserves late-magmatic conditions throughout the pluton without internal contacts attributable to multiple intrusive pulses (Cornejo y Mahood, 1997). Sub-solidus re-equilibration was not pervasive (except for Fe-Ti oxides), which suggests that the slight compositional variation identified in LGP reflects late-magmatic conditions (Cornejo y Mahood, 1997). For that reason, LGP represents a suitable case study to constrain the crystal behavior during strain events and determine the magmatic and magnetic fabric acquisition mechanism.

5.3.4 Magnetic mineralogy and AMS data

Titanomagnetite is the main magnetic mineral of La Gloria pluton and can be divided into two groups: 1) a major group of individual euhedral to subhedral crystals of 0.1-1 mm, which commonly occur in interstices between silicates crystals (especially amphibole and biotite); 2) a secondary crystal group, generally smaller than the first one, occurring as inclusions into silicate minerals. They were re-equilibrated during late-magmatic up to sub-solidus stages, consisting of Ti depleting without evidence of recrystallization (Cornejo y Mahood, 1997). Magnetic experiments (Curie temperature determination and thermal demagnetization experiments) indicate that Ti-poor titanomagnetite multi-domain is the main magnetic carrier (see supplementary material 1).

The magnetic fabric of LGP was previously determined by using low-field anisotropy of magnetic susceptibility (AMS; Gutiérrez et al., 2013). The magnetic fabric is mainly oblate with magnetic anisotropy values (up to 1.17) higher at the borders than at the center of the pluton. Magnetic lineations have subhorizontal plunges and NNW trends and are thus aligned with the main elongation direction of the pluton (Figure 1d). Magnetic foliations are well developed, showing NNW strikes and dips that vary gradually from subvertical at the lateral borders to subhorizontal in the center and at the roof of the pluton (Figure 1e).

The absence of post-intrusion deformation, the relatively low magnetic anisotropy (<1.15) and the axisymmetric pattern of magnetic foliations are consistent with a magmatic origin, particularly during the late-stage convection when the magma became too crystalline to keep flowing (Gutiérrez et al. 2013).

5.3.5 Magmatic fabric determination

In order to compare the magnetic and petrographic fabrics, samples collected at 12 AMS sites (with a similar AMS orientation to the bulk AMS tensor site) were selected as representative of different zones within LGP: the border zones near vertical walls (samples 20, 34, 41, 48, 52 and 53), the center at the lower level (samples 3, 4 and 9) and the upper level near the roof (samples 24, 43 and 46). The used method to determine the magmatic fabric was performed for two mineral groups (plagioclase and amphibole + biotite), each one exhibiting different modal proportions (40-60 vol.% and 10-15 vol.%, respectively). Amphibole and biotite crystals were considered as a unique mineral group because both show similar preferred orientation.

5.3.5.1 2-D and 3-D preferred mineral orientation tensor

Characterization of the magmatic fabric was obtained according to the following steps: (1) the preferred crystal orientations are determined for three orthogonal thin sections per sample; and (2) the petrographic data are combined using an algebraic algorithm to ultimately produce a 3-D magmatic fabric tensor.

2-D petrographic data were obtained for each sample from three thin sections (mineral planes) with orientations perpendicular to the AMS tensor axes ($Pl_{max} \perp K_{max}$; $Pl_{int} \perp K_{int}$ and $Pl_{min} \perp K_{min}$; where Pl is a mineral plane, and K is an AMS tensor axis; Figure 2a). Length, width and orientation of individual crystals were obtained from thin sections by image analysis using the 2-D analysis tool of JMicroVision software (Roduit, 2008; Figure 2b). Orientations of each mineral group with respect to the AMS axes were determined for each mineral plane by using a bidirectional Bingham distribution (Stereonet software; Cardozo y Allmendinger, 2013), that is graphically represented by a rose diagram (Figure 2b). Similar to existing methods of preferred shape orientation (Launeau y Robin, 1996, Launeau y Robin, 2005), 2-D tensor (represented by ellipses) were defined by the average orientation of each mineral group, representing the preferred orientation of crystals (algebraic details are given in supplementary material 2). Tensor axis magnitudes were weighted by crystal lengths, defining the 2-D magmatic anisotropy as the ratio between the major and minor ellipse axes, which depends on the proximity of the crystal population to the mean orientation.

Using the three orthogonal 2-D tensors (ellipses), we found a 3-D tensor for each mineral group based on the method of Shimamoto y Ikeda (1976) and Robin (2002) (algebraic details of the method are presented in supplementary material 2). The 3-D tensor is represented by an ellipsoid with axes $M_{max} \geq M_{int} \geq M_{min}$, where M_{max} corresponds to the preferred crystal length orientation. In order to characterize the magmatic fabric and compare it with the magnetic data, 3-D magmatic anisotropy parameters were defined using the same definition of magnetic anisotropy parameters (Jelinek, 1981): magmatic anisotropy ($P = M_{max}/M_{min}$), magmatic foliation ($F = M_{int}/M_{min}$) and magmatic lineation ($L = M_{max}/M_{int}$). The orientation of the magmatic fabric tensor is characterized by the magmatic lineation, given by the orientation of M_{max} , and the plane of magmatic foliation, normal to the minor axis M_{min} . (Figure 2 here)

5.3.5.2 Pure and simple shear condition evaluation

Existing numerical formulations that characterizes the rotation of solid particles embedded in a viscous matrix allow to simulated the fabric evolution under shear strain (Jeffery, 1922, Ghosh y Ramberg, 1976). Nevertheless, the strain magnitude and direction cannot be estimated and compared between different zones of a pluton as La Gloria pluton, because the shear plane is not recognizable in the samples and solutions are not unique (a strain ellipse may be generated by combinations of simple and pure strain in different directions). However, by using the formulation of Ghosh y Ramberg (1976), we simulated the 2-D magmatic anisotropy under different ratios of the relative pure and simple shear rates values and compared the simulated anisotropy with the measured one from mineral plane. This effectively estimates the maximum value of the ratio:

$$S_r = \dot{\epsilon}/\dot{\gamma} \quad (1)$$

necessary to obtain the measured magmatic anisotropy in LGP samples, where $\dot{\epsilon}$ and $\dot{\gamma}$ are relative values of pure and simple shear rates, respectively. When $S_r = 0$, it represents a strain with simple shear without pure shear.

The formulation was applied separately on the three mineral planes to identify differences of magmatic anisotropy and shear conditions between their directions, characterizing the three orthogonal components of the strain that affected each sample. We considered as input the crystal sizes and aspect ratios measured on thin sections for plagioclase (roughly 100 crystals per mineral plane) and amphibole + biotite crystals (roughly 50 crystals per mineral plane), all of them initially randomly oriented. Some numerical and experimental studies of particle orientation show that the anisotropy and preferred orientation tend to stabilize around a mean value as shear strain is applied (Ildefonse et al., 1997, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004b). In order to obtain a statistically representative result of the anisotropy value of stabilization, we considered that the viscous matrix containing the measured crystals was subjected to long simple shear interval (γ from 0 to 250 in steps of 0.5). Additionally, we considered pure/simple shear ratios (S_r) of 0, 0.1, 0.25, 0.5, 0.75 and 1. Then, the simulated anisotropy was compared with the measured magmatic anisotropy in samples, determining the maximum relative shear strain rates ratio necessary to yield the magmatic anisotropy in each analyzed section.

5.3.6 Results: The magmatic fabric of La Gloria Pluton

5.3.6.1 2-D Petrographic data based on crystal length

2-D magmatic fabric tensors were obtained for each mineral plane in samples of LGP, considering roughly 100 crystals for plagioclase (with mean aspect ratio of 2 ± 0.5) and 50 crystals for amphibole + biotite (with mean aspect ratio of 2 ± 0.8) per section. Results indicate that the mean orientation between both mineral groups is generally consistent (Figure 3). Additionally, the preferred crystal orientations of each mineral group are considered as statistically representative of the crystal population. Evidences of subfabrics are not found for plagioclase and amphibole + biotite, where the preferred orientations of crystals are consistent grouping crystals with different size or aspect ratio (see supplementary material 3). ('Figure 3 here')

Mean magmatic anisotropy values are similar for both mineral groups, but the mean value depends on the mineral plane and the field location within LGP. Samples near the vertical walls have similar 2-D magmatic anisotropy values for the three mineral planes (roughly 1.3; Figure 4). In contrast, samples located at the center of the pluton have higher 2-D magmatic anisotropy and present differences between the mineral planes (particularly for amphibole + biotite), giving ~ 1.3 , 1.4 and 1.5 for the planes Pl_{max} , Pl_{min} and Pl_{int} , respectively (Figure 4). ('Figure 4 here')

The highest 2-D magmatic anisotropy values and the best fit between mean crystal length orientations and AMS axes are obtained for the plane perpendicular to the intermediate AMS axis (Pl_{int}), where the maximum (K_{max}) and minimum (K_{min}) AMS axes are contained and highest magnetic anisotropy is obtained (Figure 4). This is observed because the preferred mineral orientations are relatively closer to the maximum AMS axis in Pl_{int} than other planes, differing in $2^\circ \pm 27^\circ$ ($\alpha 95$) for plagioclase and $9^\circ \pm 24^\circ$ ($\alpha 95$) for amphibole + biotite. This indicates that the 2-D preferred mineral orientations are consistent with AMS data, although some differences emerge locally. For example: 2-D magmatic anisotropy is higher in Pl_{min} than in Pl_{max} (Figure 4), contrary to the magnetic fabric. Additionally, the mean magmatic anisotropy differences between the mineral planes are about 0.1 to 0.2, indicating similar magnitudes of magmatic

lineation and foliation; whereas magnetic fabric is mainly oblate (anisotropy values are much higher in Pl_{int} and Pl_{max} than in Pl_{min}).

5.3.6.2 3-D magmatic fabric

The 3-D magmatic fabric is characterized for selected samples through orientation tensors fitted to an ellipsoid for each mineral group (table in supplementary material 4). Magmatic anisotropy (P) ranges from 1.2 to 2.5 for plagioclase, and from 1.11 to 2.7 for amphibole + biotite, whereas magmatic lineation values are generally higher than foliation values (L between 1.0 and 2.2 and F between 1.0 and 1.6; Figure 5a). The shape parameter values (T) indicate that the magmatic fabric tensor has mainly a prolate shape for plagioclase and amphibole + biotite. Sample 9 yields the highest magmatic anisotropy value and is located at center of the lower level of the pluton, where the macroscopic magmatic fabric is most obvious.

In order to compare the anisotropy parameters obtained for plagioclase and amphibole + biotite, for each sample, we define the slope (S) of the straight line that correlates the magmatic parameter values of amphibole + biotite with respect to those of plagioclase in Figure 5a. $S > 1$ indicates relatively higher anisotropy values for amphibole + biotite, while $S < 1$ indicates higher anisotropy values for plagioclase. S values are higher than 0.7 for samples located at the center of the pluton, while samples near the borders have S values lower than 0.7 (Figure 5b). This indicates that the magmatic anisotropy parameter values (specifically P) are relatively higher for plagioclase than amphibole + biotite in samples located near the walls, compared to samples at the center of the pluton.

Orientations of the magmatic tensors change consistently for plagioclase and amphibole + biotite, and depend on the field location of the samples with respect to vertical walls. Samples located near the borders of LGP present subhorizontal mean lineations (considering both mineral groups) with a NNW trend and a plunge of $22^\circ \pm 17^\circ$ (Fisher confidence angle α_{95} ; Figure 5c); whereas foliation planes are mainly subvertical and parallel to the walls (Figure 5d). However, the magmatic foliation plane orientations are poorly defined probably because the elongated crystal shapes of plagioclase and amphibole. Orientations of magmatic fabric in border samples match well with magnetic fabric orientation, which yields NNW subhorizontal lineations and vertical foliation planes, parallel to the margins of LGP (Figure 5e). ('Figure 5 here')

Although some samples at the center of the pluton exhibit magmatic fabric tensors similar to those at the borders (e.g. samples 3 and 4), other samples (samples 9, 24 and 46) yield steeper magmatic lineations than magnetic lineations (Figure 6). These samples have lineations with NNW trends and plunge of $80 \pm 21^\circ$ (Figure 5c) and magmatic foliation planes mainly subvertical (Figure 5d). This orientation is found in the lower zone (sample 9) and the upper central zone (samples 24 and 46) of the pluton, as well as along its long axis. ('Figure 6 here')

5.3.6.3 Crystal length preferred orientation and shear conditions

Results indicate that 2-D magmatic anisotropy tends to oscillate around a mean value as shear strain is applied on crystal populations, producing a range of anisotropy values (Figure 7a; see Video 1 in supplementary material), which is consistent with previous studies (Ildefonse et al., 1997, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004b, Arbaret et al., 2013). For each sample, we considered the lower limit of the 2σ interval of the simulated 2-D magmatic anisotropy as the least statistically possible anisotropy that can be generated under each shear condition (relative pure and simple shear ratio S_r ; Eq. 1). The simulated 2-D magmatic anisotropy increases when a

relatively higher pure shear rate is applied to crystals (higher S_r ; Figure 7b and 7c). Thus, each mineral group yields a maximum S_r necessary to generate the measured 2-D anisotropy in each plane. Because plagioclase and amphibole + biotite coexisted when magmatic fabric was acquired, we considered the maximum S_r value that could affect the crystals (S_r^*) in each mineral plane as the minimum value between S_r obtained for both mineral groups. It is worth noting that for a given sample, the plane with the lowest S_r^* represents the direction where simple shear strain mainly controls the preferred crystal orientation. Thus, the axis normal to the plane with the lowest S_r^* represents the maximum stretching direction during the magmatic fabric acquisition.

Most of the obtained 2-D and 3-D mineral anisotropies are reached with S_r lower than 0.5 (low pure shear conditions). High anisotropy samples (9, 53, 34, 24 and 46) correspond to samples where the highest S_r values (>0.5) are obtained for both mineral groups. Samples that have vertical crystal elongations (i.e. vertical M_{max} at 9, 24 and 46) have lower S_r^* values in subhorizontal planes than at subvertical planes, indicating vertical maximum stretching zones. This indicates that these samples had a maximum stretching in a subvertical direction, which is consistent with the maximum 3-D crystal elongations of both mineral groups. These samples are located at the pluton interior and/or below the pluton roof. On the contrary, samples near the vertical walls of LGP tend to present much lower S_r values, indicating that the magmatic fabric was recorded mostly under simple shear strain conditions in these zones, at the expense of pure shear strain. ('Figure 7 here')

5.3.7 Discussion: The nature of the magmatic and magnetic fabric

5.3.7.1 Comparison between magnetic and magmatic fabrics

The consistency between the magnetic and magmatic fabrics and the lack of evidence of pervasive brittle and sub-solidus deformation (see section 2.1), imply that magmatic fabric defined by plagioclase and amphibole + biotite is a record of strain during a partly molten stage of LGP (above-solidus conditions). In addition, these minerals occur with anhedral undeformed and non-aligned interstitial crystals of quartz and K-Feldspar, suggesting that they crystallized at the final stage of magma solidification and unaffected by deformation near the solidus. The strain recorded by both fabrics may be caused by: 1) a magmatic origin (e.g. magma convection); or 2) a tectonic origin (e.g. a fault system). Because the magnetic and magmatic fabrics are consistent with the borders of the pluton and differ with the regional structural patterns, we support the first option, interpreting both the magnetic and magmatic fabrics as a record of the strain produced by magma flows. The strain was recorded in the rheological locking zone during the transition between the low and high crystallinity stages (i.e., in the critical crystallinity region with ~ 55-60 vol% crystals; Marsh, 1996), reflecting the last period of magma convection. This is consistent with the modal content of the analyzed minerals.

Although magnetic and magmatic fabrics are generally coincident, the consistency between both fabrics does not universally occur in the pluton interior. For example, samples 9 and 46 at the center of LGP has a magmatic foliation that is subvertical and a magnetic foliation that is subhorizontal, whereas the magmatic lineation is subvertical and the magnetic lineation is subhorizontal (Figure 6). We discard inverse magnetic fabrics that could explain the disparity between both fabrics (Rochette et al., 1992, and references therein), because termomagnetic experiments suggest that multidomain Ti-poor titanomagnetite is the magnetic carrier and there is no evidence of magnetite recrystallization during sub-solidus stages. This suggests that the

magma flow that would control the two fabrics may have different characteristics in the center and near the margins of the pluton, and understanding these characteristics may provide new insights into the magnetic and magmatic fabrics acquisition mechanism.

In the case of LGP, differences between magnetic and magmatic fabrics could represent a primary feature given by the preferred mineral orientation of plagioclase and amphibole + biotite, and a secondary feature given by titanomagnetite alignment. This can be possible by the generation of an earlier network by plagioclase and amphibole + biotite with a primary fabric, whereas titanomagnetite in the interstices acquired a later subfabric (e.g. Žák et al., 2008, Hastie et al., 2011a, Žák y Kabele, 2012, Picard et al., 2013). However, in that case, plagioclase and amphibole + biotite crystals would show evidence of reorientation with plastic and/or brittle deformation textures produced by the secondary strain event that yielded the magnetic fabric. We suggest that magnetic and magmatic fabrics were caused by a unique strain event, where titanomagnetite and silicates were oriented as independent solid-particles, because titanomagnetite crystals are mainly present in interstices associated with the edges of silicate minerals (Figure 3a).

Differences between magnetic and magmatic fabrics in LGP could be explained by considering the morphologic characteristics of the mineral group that define each fabric. Plagioclase, amphibole and biotite, that define the magmatic fabric, have higher aspect ratio than titanomagnetite crystals, which control the magnetic fabric. We evaluated the effect of the aspect ratio of the particles following the formulation of Ghosh y Ramberg (1976), confirming the results of existing models of free-rotation of solid particles embedded in a viscous matrix under shear conditions, that indicate that particles with higher aspect ratio tend to orient more easily than particles with lower aspect ratio (Ghosh y Ramberg, 1976, Launeau y Cruden, 1998, Arbaret et al., 2001, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004b) (see supplementary material 5 for details). When shear strain is applied on theoretical crystal groups with aspect ratios of 1.01 (orientable isometric crystals), 2.00 and 3.50, preferred orientations close to the shear plane are obtained for the three groups (0°, 6° and 11°, respectively). However, the highest dispersions of crystal orientations are obtained for isometric crystals, obtaining a roughly isotropic fabric (see supplementary material 5). This suggests that only high aspect ratio minerals are able to be oriented under simple and pure shear conditions. Because of the mean measured aspect ratios for plagioclase and amphibole + biotite is 2, these minerals would be expected to re-orient under such shear strain yielding a defined preferred crystal orientation of crystal population. On the contrary, the preferred orientation of titanomagnetite crystals (isometric) is unaffected by shear, yielding a disperse orientation of crystal population.

The dependence of the preferential orientation of crystals as a function of their morphology suggests that magnetic fabric given by AMS measurements is controlled by magnetic interaction of titanomagnetite crystal alignments (Hargraves et al., 1991, Grégoire et al., 1995), but not by orientation of individual crystals. Titanomagnetite crystal alignments can be controlled by silicate crystal borders and/or by magma shear strain along a rigid surface acting as a boundary layer during the pluton cooling (the critical crystallinity region; Marsh, 1996). We opt for the second option because most titanomagnetite crystals are not aligned at the border of silicate crystals. In addition, if titanomagnetite crystals were aligned around silicate crystal borders, magnetic and magmatic fabrics would be consistent throughout the pluton. Although ferromagnetic inclusions inside ferromagnesian silicates can also complicate the magnetic and magmatic fabrics interpretation (Lagroix y Borradaile, 2000), the main titanomagnetite population occurs as individual crystals at interstices between silicate minerals. Although

titanomagnetites in LGP were re-equilibrated during late-magmatic stages up to sub-solid conditions, this does not disturb the crystals distribution that control the magnetic fabric of LGP and re-equilibration of Fe-Ti oxides took place when magma was too crystalline to keep flowing.

Another difference between the pluton interior and border zones is the nature of the strain that affected the magma during its cooling: pure or simple shear (S_r values, Eq. 1). Coincidentally, samples at the center of the pluton with the highest differences between magmatic and magnetic fabrics (e.g. samples 9, 24, 46) also yield the highest magmatic anisotropy values and present the highest pure shear rate (with respect to simple shear rate) necessary to obtain the crystal orientation. This condition of relatively high pure shear strain favored the vertical orientation of crystals with high aspect ratio (plagioclase and amphibole + biotite) and probably controlled the difference between magmatic and magnetic fabric. The nature of the forces that gave place to both the magnetic and magmatic fabrics of LGP is discussed in the following section.

5.3.7.2 Magnetic and magmatic fabrics as a record of magmatic flow

Differences in the magmatic fabric along LGP provide new insight into the nature of the magma flow during its cooling. Results indicate that magmatic fabric is mainly controlled by plagioclase at the borders of the pluton (yielding higher anisotropy values than amphibole + biotite; Figure 5b), and by plagioclase and amphibole + biotite at the center of the pluton (similar anisotropy values for both mineral groups; Figure 5b). This difference is dependent on the location inside the pluton, and can potentially be related to cooling rates expected in LGP. Shear strain acted for a shorter interval time near the borders because faster cooling rates are expected, compared to the center of the pluton. This causes that the relatively earlier phases (plagioclase for LGP) becomes oriented, but not later phases as amphibole + biotite, which crystallized during the last crystallization period of plagioclase. On the contrary, both mineral groups determine the magmatic fabric at the center because the slower cooling rates and longer interval time of shear strain allow for amphibole + biotite to acquire a preferred crystal orientation similar to plagioclase. This suggests that the simple shear rate (higher at the border than at the center of the pluton; Gutiérrez et al., 2013) is not the only variable to orientate crystals, but also the magnitude of pure shear, the amount of shear strain, the crystallization sequence and the cooling rate also play important roles.

Samples near the borders of LGP (and some near the center) exhibit magmatic and magnetic subhorizontal lineations following the main elongation of the pluton and subvertical foliations parallel to vertical walls of the pluton (e.g. samples 4, 34 and 52). This pattern indicates that both types of fabrics record strain caused by magmatic flows parallel to the pluton contact in a subhorizontal direction following the main elongation of LGP. Because of LGP was emplaced along the core of an anticline with strike hinge axis similar to the main elongation of the pluton (Figure 1a and 8), it is likely that the magma was emplaced horizontally in a NNW-SSE direction, through the core of the anticline and postdating the tectonic deformation. This is relationship observed in several cases by field studies and analogous models of magma emplacement along thrust and folded belts (e.g. Kalakay et al., 2001, Musumeci et al., 2005, Montanari et al., 2010, Ferré et al., 2012).

In the case of LGP, Mahood y Cornejo (1992) proposed that upward flows transported high differentiated magma, which could result in vertical magnetic and magmatic fabrics. However, this transport occurred as leucogranitic layers with well-defined borders that could not

affect the surrounding fabrics pervasively. On the contrary, fluid dynamics numerical simulations of LGP reproduce the convection pattern given by descending flows at the borders and an ascending plume at the center of the reservoir, without any replenishing or feeder magma zones (Figure 8; Gutiérrez et al., 2013). This proposed model is also supported by the relative compositional and mineralogical homogeneity of the pluton: although some compositional zones are identified in LGP (Cornejo y Mahood, 1997), the pluton has a narrow compositional range without sharp internal contacts. The strain caused by the magma convection was recorded by the magnetic foliation (Gutiérrez et al., 2013). However, the ascending magma flow at the center of LGP did not appear to be recorded by magnetic fabric, which instead yields subhorizontal magnetic foliations at the inner zones of the pluton (Figure 5e). Despite this, the magmatic fabric of some samples near the center of the pluton (samples 9, 24 and 46) provide evidence for such vertical flow pattern, because: (1) vertical magmatic lineations are obtained at inner zones of LGP; (2) sample 9, located at the lower part of LGP center, yields the highest magmatic anisotropy values, consistent with convergent flows (Iezzi and Ventura, 2002), which are predicted at the base of a convective system (Paterson et al., 1998; and references therein); and (3) higher S_r^* values and vertical maximum stretching directions obtained for these samples are also consistent with convergent flows at the center of the pluton. We conclude that the magmatic and magnetic fabrics are determined by the nature of the shear strain instead by the simple shear rate. This interpretation of magmatic and magnetic fabrics differences suggest that pure shear has a strong impact in orienting high aspect ratio minerals (i.e. the magmatic fabric) but a minimum effect for the titanomagnetite alignment (i.e. magnetic fabric). The pure shear effect explains the highest magmatic anisotropy at the center of the pluton. ('Figure 8 here')

We suggest that the vertical magmatic and magnetic foliations along the borders of LGP recorded magma flow with relatively low pure shear strain, parallel to the expected critical crystallinity zone that acts as a boundary layer (Figure 9a). These flows allowed titanomagnetite crystals to be aligned following the orientation of elongated silicate crystals, because magma flow is parallel to the rigid surface. On the contrary, at the center of LGP we interpret that titanomagnetite crystals are horizontally aligned, parallel to the critical crystallinity region at the base of the pluton; whereas elongated crystals (plagioclase and amphibole + biotite) tend to orient vertically according to the ascending magmatic flow (Figure 9a). This may be controlled by the interplay of two conditions: 1) the expected rigid boundary layer at the center of the pluton has a horizontal disposition, perpendicular to the ascendant magma flow, allowing titanomagnetite crystals acquiring a subhorizontal disposition consistent with the cooling front; and 2) the higher magmatic anisotropy at the center than the borders of the pluton and the vertical magmatic lineations suggest that the strain was caused by a convergent flow (Iezzi y Ventura, 2002), where the pure shear strain was dominant at the expense of simple shear (samples with the highest S_r values). As simulations of particles rotation indicate, elongated crystals tend to be strongly orientated perpendicular to pure shear strain directions (Ghosh y Ramberg, 1976, Iezzi y Ventura, 2002; this work). However, in the case of titanomagnetite crystal previously aligned horizontally with the cooling front, the pure shear strain is unable to orientate them vertically (Figure 9b). Indeed a geometric analysis of the orientation of crystal alignments under different applied pure shear strain indicates that horizontal alignments tend to conserve their orientation (rotation is lower than 20°) when shortening is lower than 50% (see supplementary material 6). ('Figure 9 here')

We propose that magnetic fabric registered the shear strain along the inward advancing critical crystallinity region, representing the boundary layer (horizontal at the pluton center); whereas magmatic fabric records the shear strain related to the flow directions (vertical at the

pluton interior). We suggest that magmatic and magnetic fabrics differ in plutons where pure shear is predominant, particularly at the center of the pluton, where simulated convection indicates convergent and divergent magma flows perpendicular to the rigid cooling front. Because magma convection and the associated pure shear at the center of the magma reservoir depends on the cooling rate, differences between magmatic and magnetic fabrics are expected to be higher in small (<10km width) and shallow (<10km depth) plutons, where higher cooling rates are expected.

In La Gloria pluton, the magnetic and magmatic fabrics record the strain caused by both magma convection (downward wall-side flows and an upward central flow) and lateral propagation of the reservoir (following the pluton elongation direction). This suggests that the pluton construction had a first stage, where LGP was a whole-scale partially molten magma reservoir with crystallinity lower than 55-60 %vol., representing entirely an individual active magma chamber of ~200 km³. The high compositional and mineralogical homogeneity and the lack of sharp internal contacts suggest that the reservoir was highly homogenized by magma flows and stirring (Bachmann y Bergantz, 2008b, Huber et al., 2009), resulting in a simply cooling system. Once the magma reservoir construction proceeds, both convection and lateral propagation were registered simultaneously. Several studies have proposed that plutons are assembled by amalgamation of small incremental magma pulses as sills and/or dikes (Coleman et al., 2004, Glazner et al., 2004, Walker Jr et al., 2007). This process was not recorded in LGP, probably because it was early in the magma reservoir evolution and the record was erased during the homogenization stage. However, pulses may be injected in a horizontal direction, following the lineation trend, as large-scale magma flows across the width, controlling the lateral magma propagation and without disrupting the convection record.

5.3.8 Conclusions

Magmatic fabric was determined in numerous samples of the LGP using 2-D textural data of individual crystals for two independent mineral families: plagioclase and amphibole + biotite. Based on these textural data, 3-D tensors (ellipsoids) and magmatic anisotropy parameters were calculated and compared with the magnetic fabric of LGP. This work illustrates a case study of a pluton where magnetic and magmatic fabrics are locally decoupled.

Both fabrics in LGP are commonly consistent presenting foliation plane variations from parallel at the walls to less steep at the pluton interior. Lineations are commonly subhorizontal following the main elongation of the pluton. Some samples at the center of the pluton, having the highest magmatic anisotropy and the higher relative pure/simple shear rates compared with samples near the borders, exhibit marked differences of both fabric orientations: in these samples the magnetic fabric recorded subhorizontal lineations and foliation planes, whereas the magmatic fabric recorded subvertical lineations and foliation planes. We interpret subhorizontal lineations as consequence of lateral migration of the magma in the main pluton elongation direction (N-NW), and foliations and vertical magmatic lineations as consequence of simple thermal convection, both recorded simultaneously.

Magnetic and magmatic fabrics were recorded during above-solidus conditions, recording the last strain caused by magmatic flows. They were registered mostly at the rheological transition from fluid to solid behavior along critical crystallinity region (~ 55-60 vol% crystals) growing from the edge, which acts as a rigid boundary layer, toward the pluton interior. We suggest that magnetic fabric recorded the shear strain produced by magma flows along the rigid boundary layer (recording the inward advancing critical crystallinity region), whereas magmatic

fabric indicates the magma flow direction. Magmatic and magnetic fabrics are decoupled at the center of the pluton, because lateral pure shear strain, caused by convergent magma flows, tends to orient elongated crystals vertically with high anisotropy compared to other zones; whereas magnetite crystal alignments remain horizontal, parallel to the rigid border of the cooling front. These results, together with previous numerical simulations, support that La Gloria pluton represents a whole-scale partially molten individual magma chamber of $\sim 200 \text{ km}^3$, where both convection and lateral propagation were registered simultaneously.

We emphasize the importance of characterizing both the magnetic and magmatic fabrics in plutons in order to identify properly magma flow processes during pluton solidification.

5.3.9 Acknowledgments

This research has been developed by the FONDECYT N°11100241 and PBCT-PDA07 projects granted by CONICYT (Chilean National Commission for Science and Technology). Payacán is supported by CONICYT master grant N°22130729. Gutiérrez and Bachmann were supported by U.S. National Science Foundation (NSF) grant EAR-080982 during the completion of this paper. We also thank to D. Carrizo for their helpful comments on the regional geological background. Comments and suggestions provided by the reviewers S. Paterson, C Archanjo and K. Benn are deeply appreciated.

5.3.10 Figures.

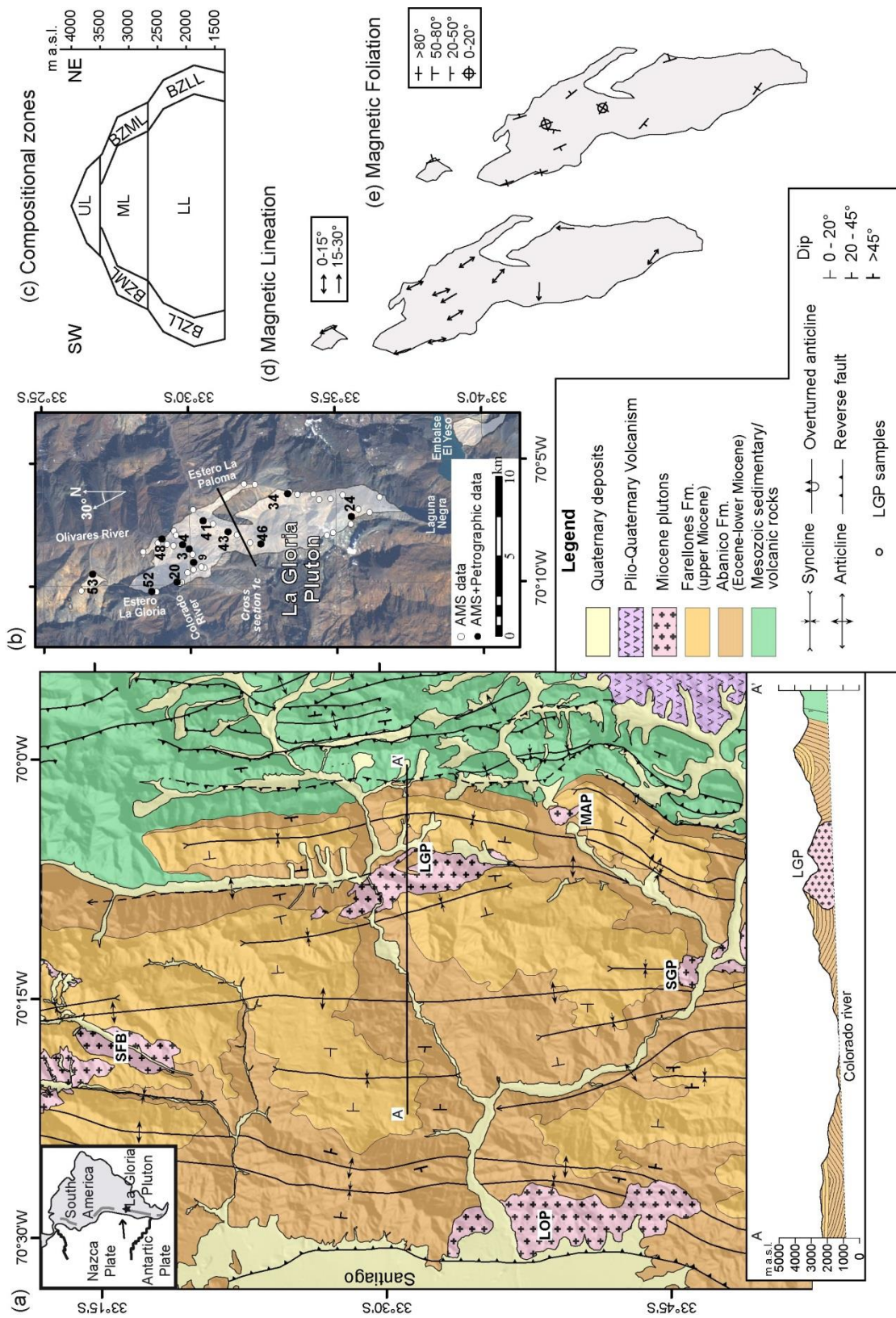


Figure 1. (a) Geological map of the regional context of La Gloria pluton (LGP) and cross section showing the relationship with the country rock. Other Miocene plutons are shown: SFB= San Francisco Batholith; LOP= La Obra pluton; MAP= Mesón Alto pluton; SGP= San Gabriel pluton

(based on Thiele, 1980, Fock, 2005, Armijo et al., 2010). Map and profiles are obtained from Becker et al. (2009). (b) Field location of samples from La Gloria pluton (black circles represent the sample sites for AMS data used in this study). (c) Schematic cross section of La Gloria pluton (location in Figure 1b) showing the different zones defined by mineralogical and compositional variations (according to Cornejo and Mahood, 1997). LL=lower level, BZLL=border lower level, ML=middle level, BZML=border middle level, UL=upper level. (d) Distribution of magnetic lineations and (e) distribution of magnetic foliation planes of selected AMS sites for magmatic fabric determination (modified from Gutiérrez et al., 2013).

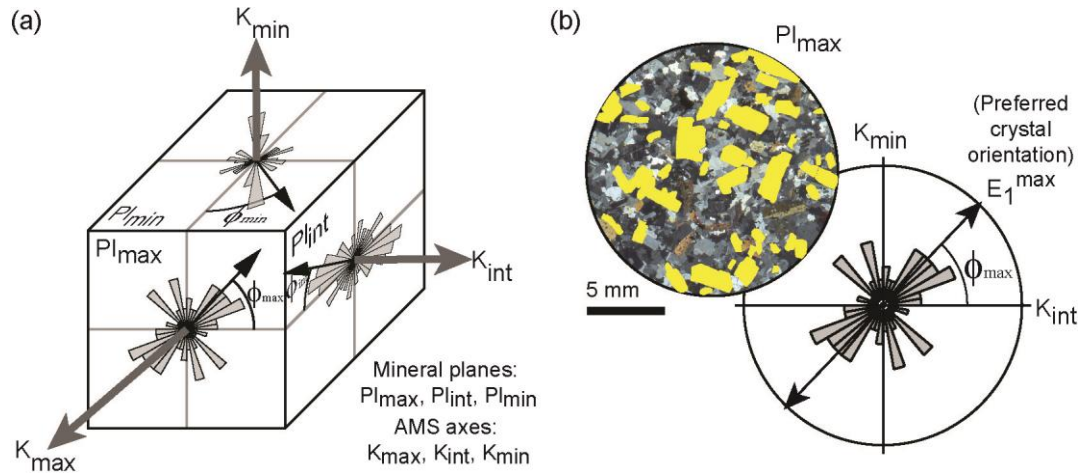


Figure 2. (a) Thin section planes perpendicular to each magnetic anisotropy axis ($Pl_{max} \perp K_{max}$; $Pl_{int} \perp K_{int}$; $Pl_{min} \perp K_{min}$; where Pl are the mineral planes and K are the magnetic anisotropy axes). Rose diagrams represent the preferred orientation of crystal population characterized by angles ϕ_{max} , ϕ_{int} and ϕ_{min} . (b) Photomicrograph (Pl_{max} as example) showing measured plagioclase crystals. Crystal orientations are plotted in a rose diagram. (E_1^{max} : preferred orientation of crystals; ϕ_{max} : angle respect to the respective AMS axis, according to the mineral plane).

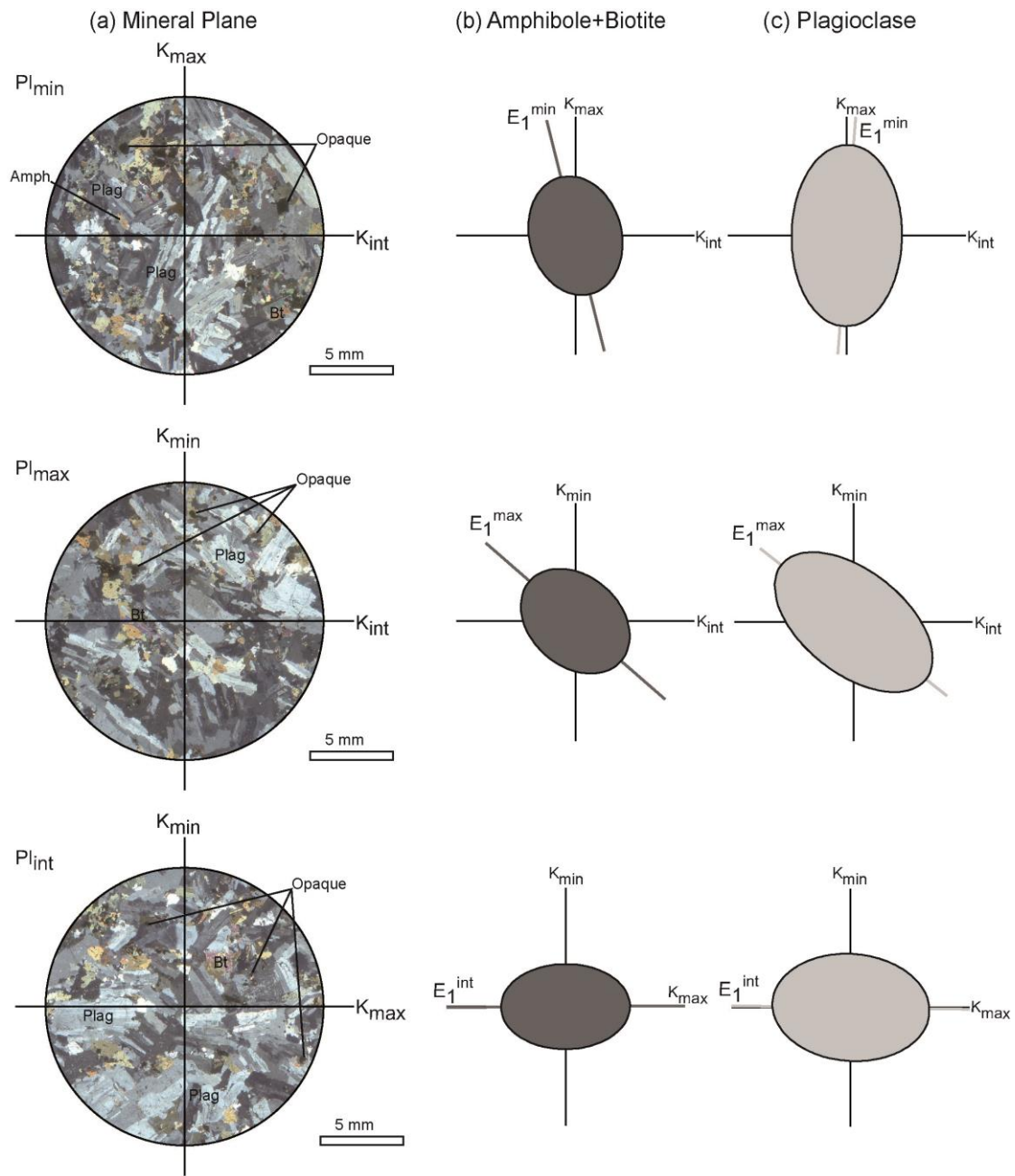


Figure 3. (a) Photomicrographs (cross-Nichols) oriented with respect to the AMS tensor axes (K_{max} , K_{int} and K_{min}) for sample 34 (orientation of mineral planes in Figure 2a). Some minerals are labeled (Plag: plagioclase; Bt: biotite; Amph: amphibole; Opaque: opaque minerals, mostly titanomagnetite). (b) 2-D tensors of crystal length orientations (ellipses) obtained for amphibole + biotite in each mineral plane. (c) 2-D tensors of crystal length orientations (ellipses) obtained for plagioclase in each mineral plane. AMS axes and main crystal orientations (eigenvalues: E_1) are shown for each 2-D tensor.

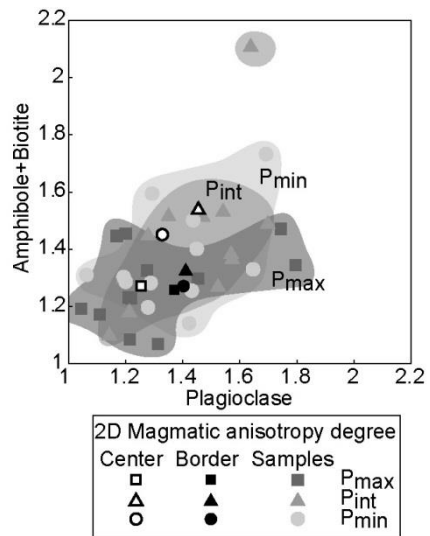


Figure 4. 2-D anisotropy values given by the preferred orientation of crystal lengths for plagioclase and amphibole + biotite. Mean values for each mineral plane are shown grouping the samples located near the vertical walls (black symbols) and near the center and the roof of the pluton (white symbols).

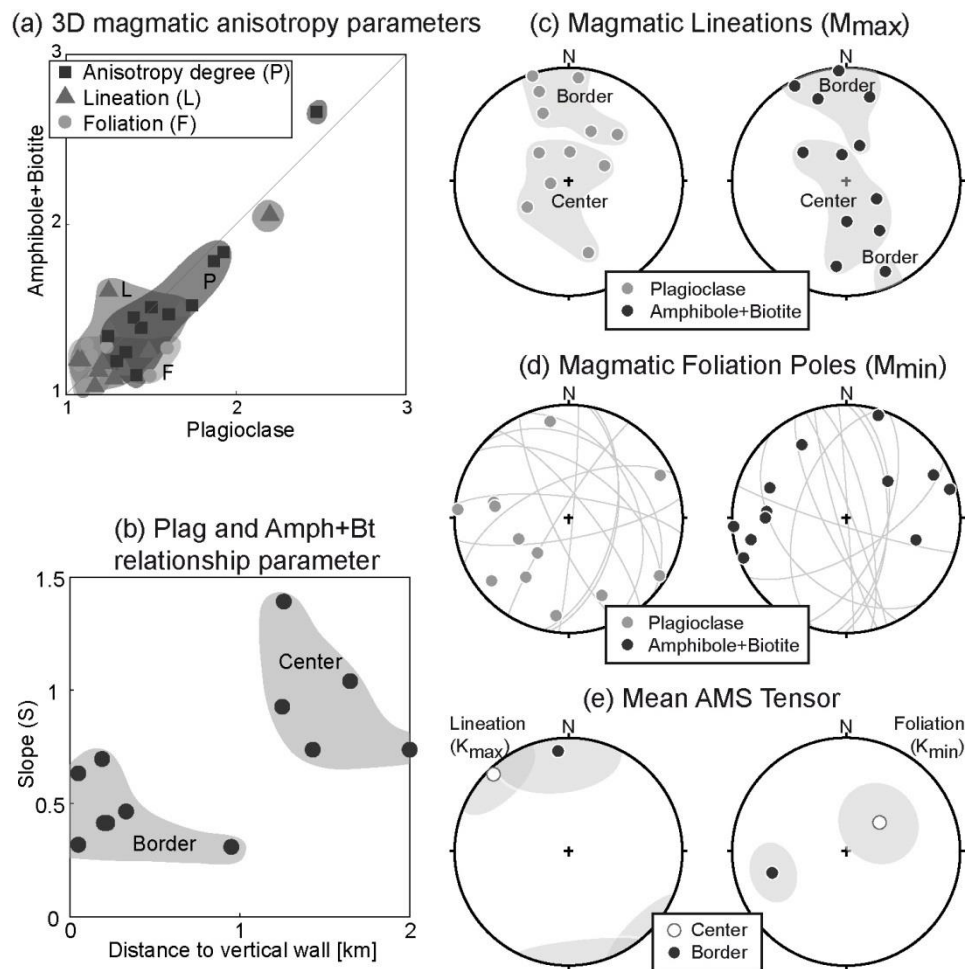


Figure 5. (a) Magmatic anisotropy parameters of La Gloria Pluton for plagioclase and amphibole + biotite. (b) Parameter of comparison (S) values, defined for each sample as the slope of the straight line that fits the anisotropy parameter values in the plot (a), with respect to the distance to the nearest vertical wall. (c), (d) and (e) are stereographic projection (lower hemisphere equal area) of: (c) magmatic lineations (M_{max}), grouped according to location within the pluton (center and border); (d) poles of the magmatic foliation planes (M_{min}); (e) mean magnetic lineations and poles of magnetic foliation planes at the center and the borders of the pluton for samples analyzed in this work (from Gutiérrez et al., 2013). Gray areas represent the $\alpha 95$ confidence angle calculated using the Fisherian statistics.

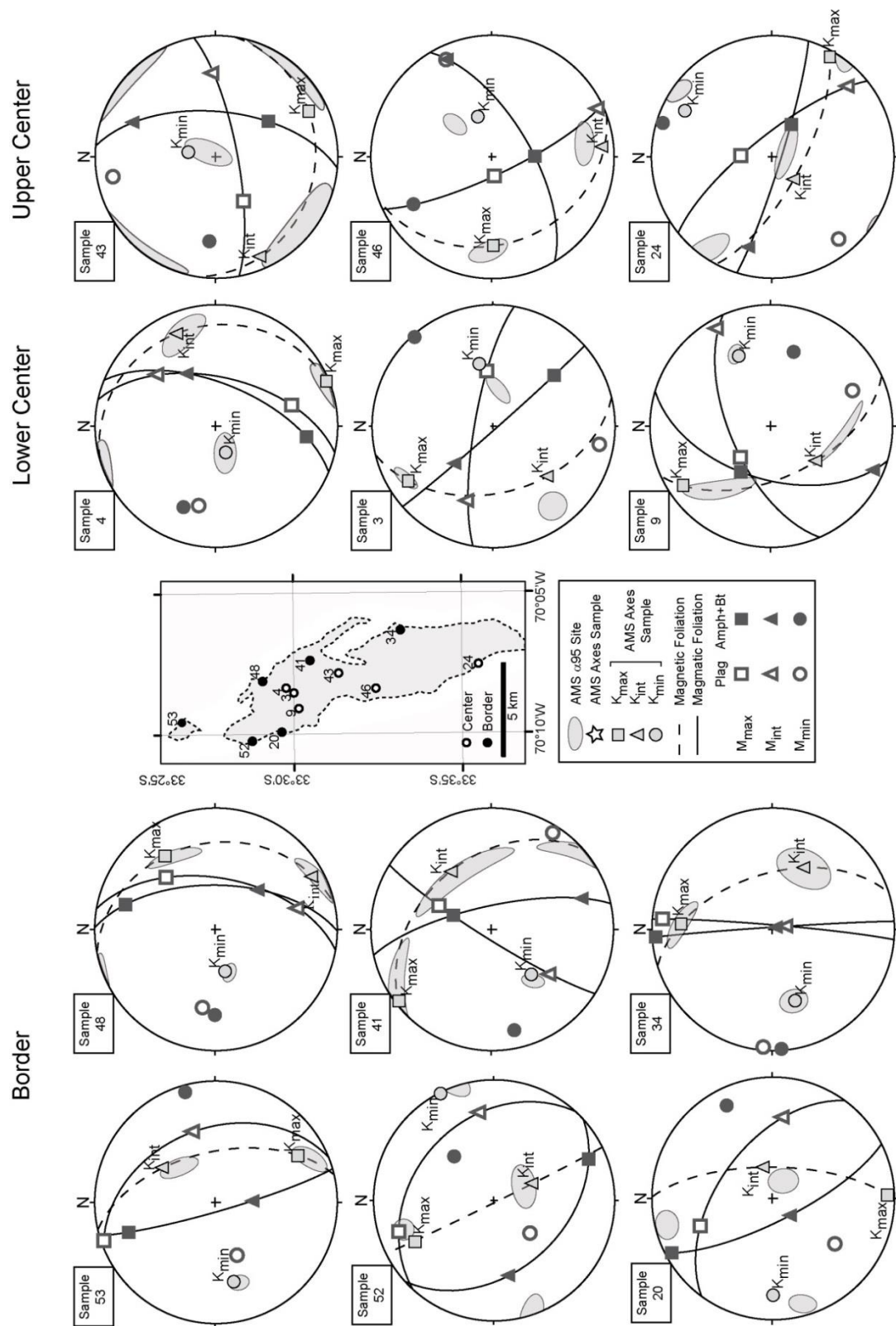


Figure 6. Stereographic projection (lower hemisphere equal area) of the magmatic anisotropy axes, grouped in samples located at the center (lower and upper levels) and the borders of LGP. The magnetic fabric axes of each sample and the associated site error ($\alpha 95$, gray area) are plotted for comparison (taken from Gutiérrez et al., 2013).

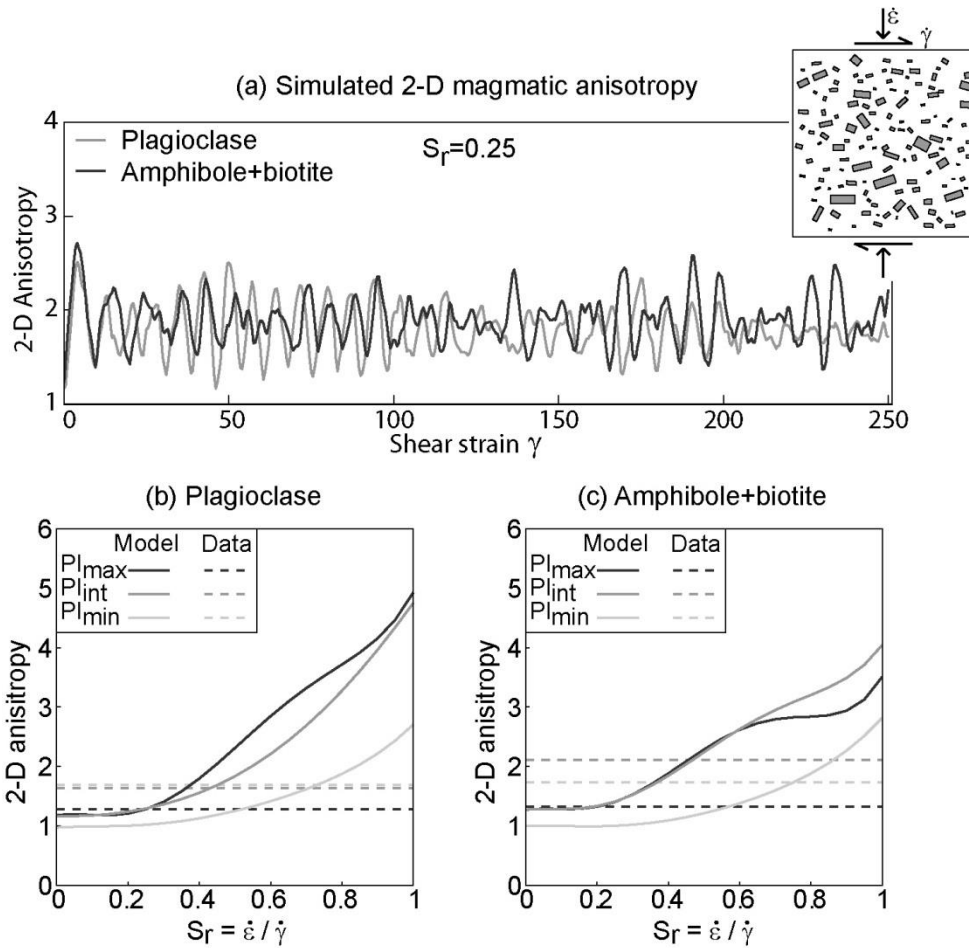


Figure 7. (a) Example of simulated 2-D magmatic anisotropies for plagioclase and amphibole+biotite in a mineral plane. Box on the corner represents a scheme of crystal population and simple ($\dot{\gamma}$) and pure ($\dot{\epsilon}$) shear applied in simulations. (b) and (c) show an example of the lower 2σ interval limit of the simulated 2-D magmatic anisotropy values under different S_r values for both plagioclase and amphibole+biotite, respectively. 2-D magmatic anisotropy increases when higher pure shear rates than simple shear rates is applied (higher S_r values).

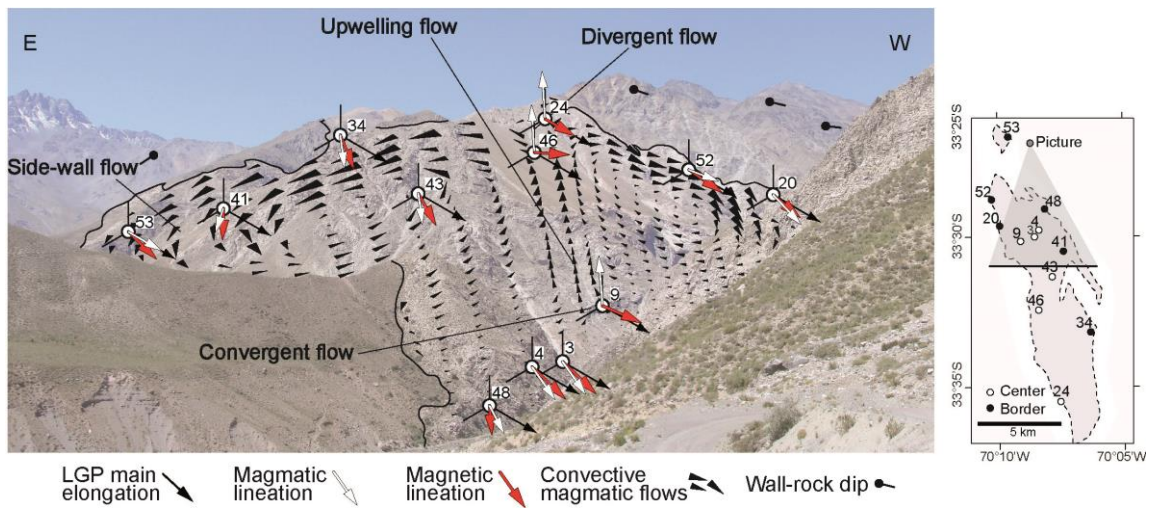


Figure 8. Section of LGP showing the convective magma flow pattern and the magmatic and magnetic fabric. Magma flow pattern is given by convection (black cones proportional to the flow velocity of the numerical simulation of convection pattern of (Gutiérrez et al., 2013) and lateral magma migration in the main orientation of LGP. Red arrows represent the 3-D magmatic lineations and blue arrows represent the magnetic lineations. Samples are projected to represent its relative position inside the pluton.

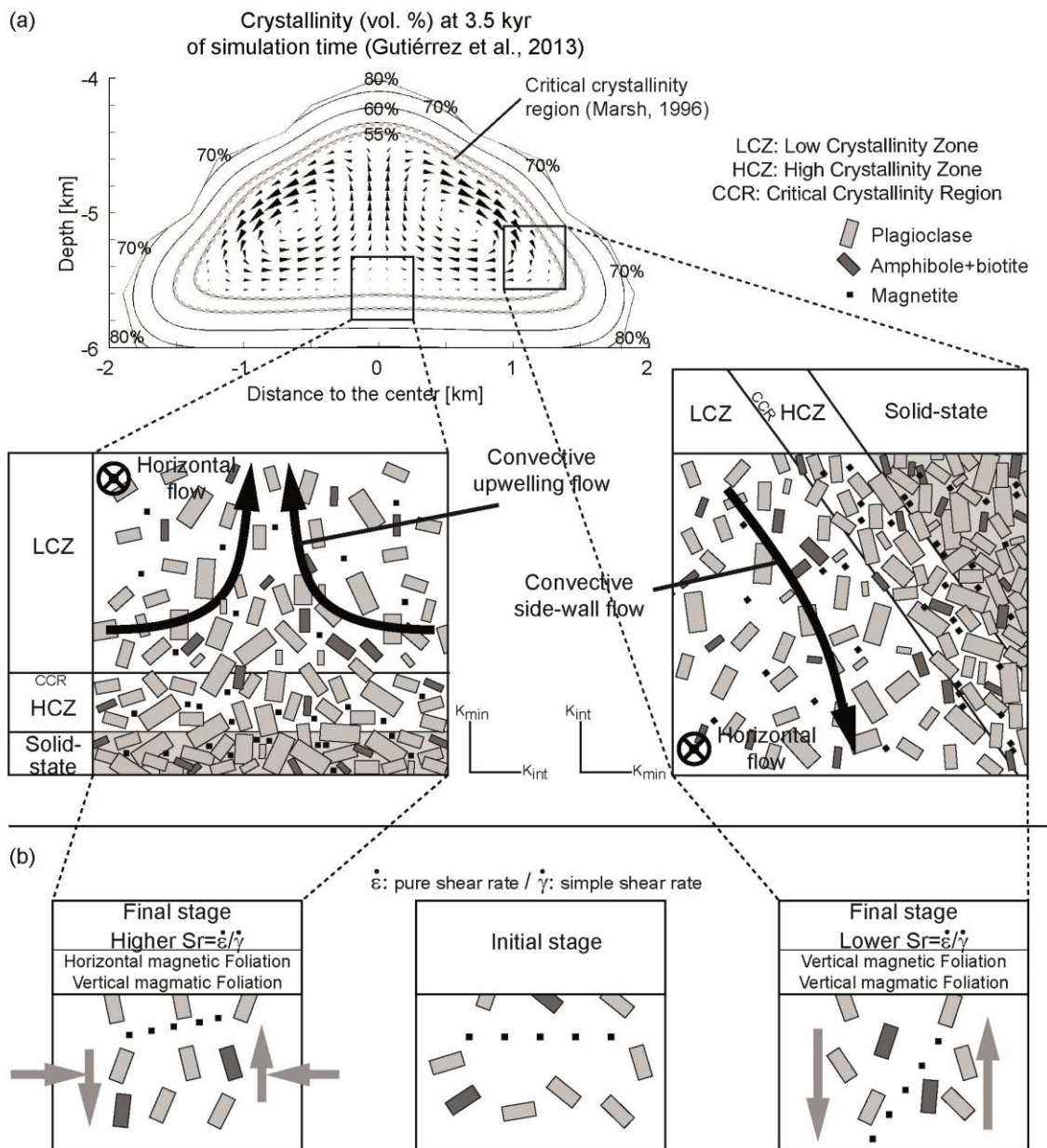


Figure 9. Scheme that represents the magnetic and magmatic fabric acquisition mechanism at the lower level of the center and the border of LGP. (a) Rheological domains are distinguished during the cooling of LGP, respect to the simulated simple convection pattern (Gutiérrez et al., 2013): (1) mobile magma, with crystallinity lower than ~55 vol.% (LCZ); (2) a high crystallinity zone (HCZ) with crystallinity higher than ~55vol.%; and (3) a solid-state domain, where magma was totally crystallized. Both magnetic and magmatic fabrics are recorded in the transition between the LCZ and HCZ (CCR: critical crystallinity region; Marsh, 1996). Sketches (squares) present a comparison between the magmatic flow directions and crystals dispositions at border and the lower center of LGP. (b) Sketches of the magnetic and magmatic fabrics acquisition under different shear strain conditions, depending on the location inside LGP. Near the vertical walls and mainly simple shear strain (with lower pure shear strain) magnetite crystals tend to align parallel to the main orientation of the elongated crystals. At the center of the pluton, convergent flows yield that elongated crystals tend to orientate vertically and titanomagnetite

crystals tend to be closer conserving the foliation parallel to the horizontal CCR, produced by the cooling advancing front.

CAPÍTULO 6: MODELACIÓN DE LA FÁBRICA MAGMÁTICA.

6.1 Introducción.

En este capítulo se presenta parte del material suplementario del artículo “Comparación de la fábrica magnética y magmática para constreñir el registro de flujos magmáticos en el plutón La Gloria, Chile central”, aceptado en *Journal of Structural Geology* y mostrado en el capítulo anterior. El objetivo de este material es validar cuantitativamente algunas interpretaciones hechas en el manuscrito principal.

En primer lugar, se muestran los datos de orientación de cristales (tanto para plagioclasa y anfíbola + biotita) de dos muestras analizadas petrográficamente (muestra 9, ubicada al centro del plutón, y muestra 48, ubicada cerca de un borde). Los datos, presentados como diagramas de rosa, se muestran para cada sección transparente (plano mineral), agrupando los cristales según razón de aspecto y largo. Esto permite mostrar que no se reconoce la existencia de subfábricas minerales, incluso dentro de una misma familia mineral. Esto implica que la fábrica magmática, representada por el tensor 3-D presentado en el artículo, es un promedio representativo de la orientación de los cristales de las muestras.

Luego, se presentan los resultados de la evaluación de la influencia de la razón de aspecto de los cristales en la orientación preferencial de éstos ante la acción de deformación de cizalle (representando un flujo). Esto, basado en formulaciones existentes de la rotación de partículas rígidas inmersas en una matriz viscosa sometida a condiciones de cizalle (Jeffery, 1922, Ghosh y Ramberg, 1976, Jezek et al., 2013). Similar a los resultados previos, se muestra que solo grupos de cristales con alta razón de aspecto (>1.5) pueden generar orientaciones preferenciales bien definidas, por lo que cristales de geometría isométrica (cúbicos como los de magnetita) no pueden ser orientados individualmente. Esto permite inferir que la fábrica magnética del plutón La Gloria estaría controlada por la interacción magnética de cristales de magnetita alineados.

Por otro lado, se presentan los detalles de la evaluación de las condiciones de cizalle (razón de tasas de cizalle puro/simple) necesaria para generar la fábrica magmática registrada en cada muestra. Esto se realiza basado en las formulaciones descritas en el párrafo anterior. Si bien, no es posible evaluar la dirección exacta del cizalle, sí es posible evaluar su magnitud relativa. Con este método se encuentra que las muestras que exhiben mayores grados de anisotropía magmática (ubicadas al centro del plutón) necesitan mayores tasas de cizalle puro respecto al cizalle simple, comparadas con las muestras ubicadas en otras zonas del plutón. Esto muestra que las diferencias en la anisotropía no son un efecto de cambios en la razón de aspecto de los cristales, y es consistente con los flujos convergentes esperados en el nivel inferior del centro del plutón La Gloria.

Finalmente, se presenta además un modelo geométrico donde se analiza el efecto de la deformación de cizalle puro (compresión) en la orientación de cristales isométricos previamente alineados. Se reconoce que, ante acortamientos horizontales, los alineamientos tienden a mantenerse subhorizontales a medida que éstos se encuentren previamente orientados de forma similar a la dirección de acortamiento y los acortamientos sean relativamente pequeños. Esto permite explicar que, al menos geoméricamente, es posible conservar alineamientos subhorizontales de magnetita (y obtener una fábrica magnética con foliación horizontal) paralelos

al frente de enfriamiento en la base del plutón, a pesar de la acción de cizalle puro lateral generado por flujos convergentes de magma.

6.2 Subfábricas (Supplementary material 3; Payacán et al., 2014).

Rose diagrams indicate that preferred crystal orientations are generally consistent between plagioclase and amphibole + biotite, showing a unimodal distribution for each sample (e.g. Figura 6.1a and Figura 6.2a). Preferred crystal orientation shows no significant variations between crystals with different aspect ratio for both plagioclase and amphibole + biotite (e.g. planes Pl_{max} and Pl_{int} for sample 48; Figura 6.3b). However, some exceptional cases are found in Pl_{min} , where higher aspect ratio crystals are oriented differing respect to the general orientation, which is controlled by crystals with low aspect ratio. Nevertheless, in these samples crystals with high aspect ratio are less in number than crystals with lower aspect ratio (e.g. sample 9; Figura 6.1b and Figura 6.2b).

Similarly, no differences respect to the general crystal orientation are found when grouping crystals according to size, for plagioclase and amphibole + biotite (e.g. amphibole + biotite in sample 48; Figura 6.4c). This suggests that the shear strain recorded by the magmatic fabric orientate crystals when most of the measured crystals were grown.

Results suggest that the preferred crystal orientation is a representative average of the magmatic fabric, with no evidence of subfabrics, even grouping crystal of each mineral group according to aspect ratio or size. This implies that magmatic fabric was produced by a unique strain event, when most of the analyzed crystals were formed and crystallinities of, at least, 45 %vol. (content of analyzed crystals).

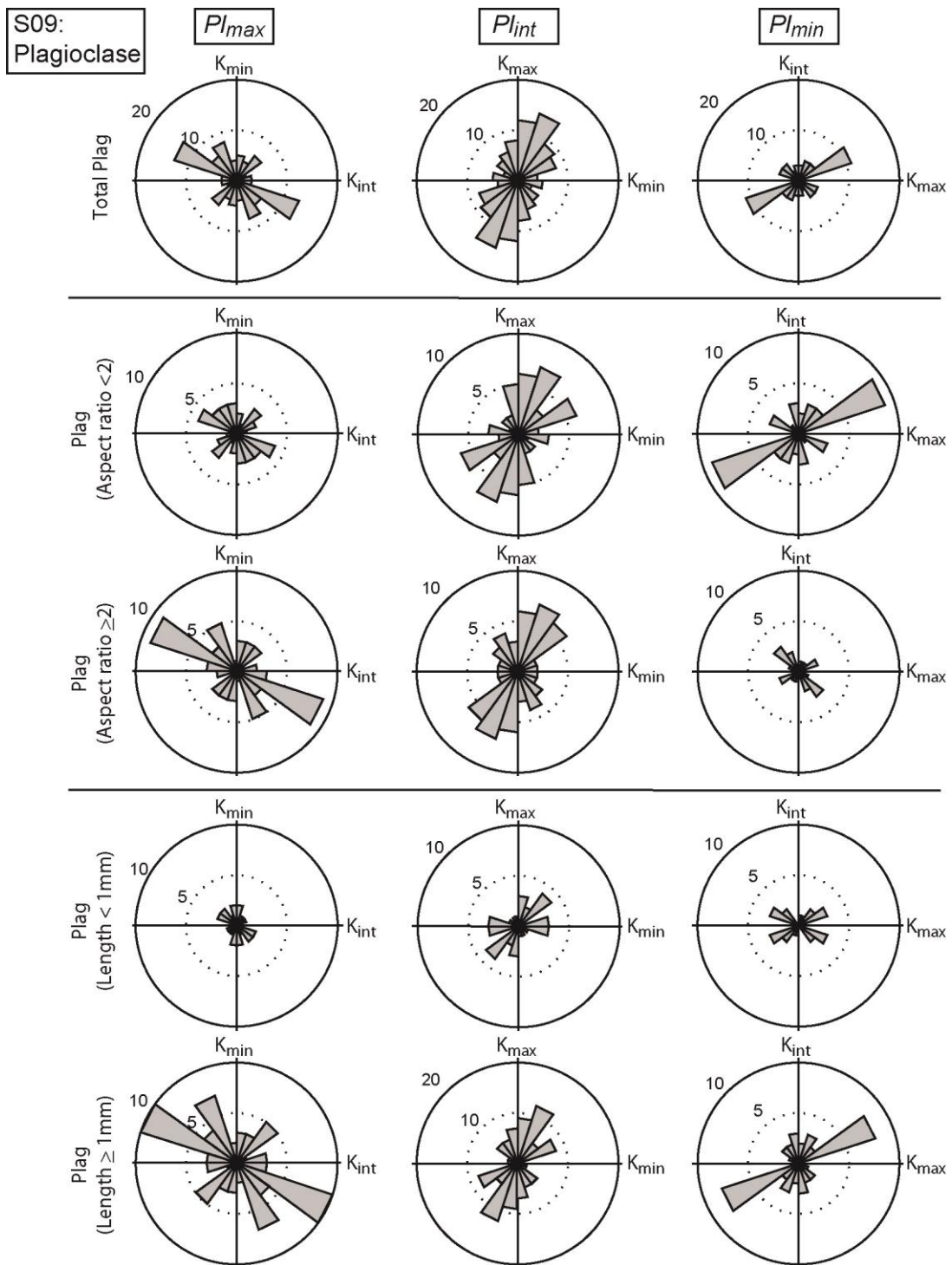


Figura 6.1: Rose diagrams of plagioclase orientation in sample 9 (from the center of La Gloria pluton), for each mineral plane (Pl_{max} , Pl_{int} and Pl_{min} in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).

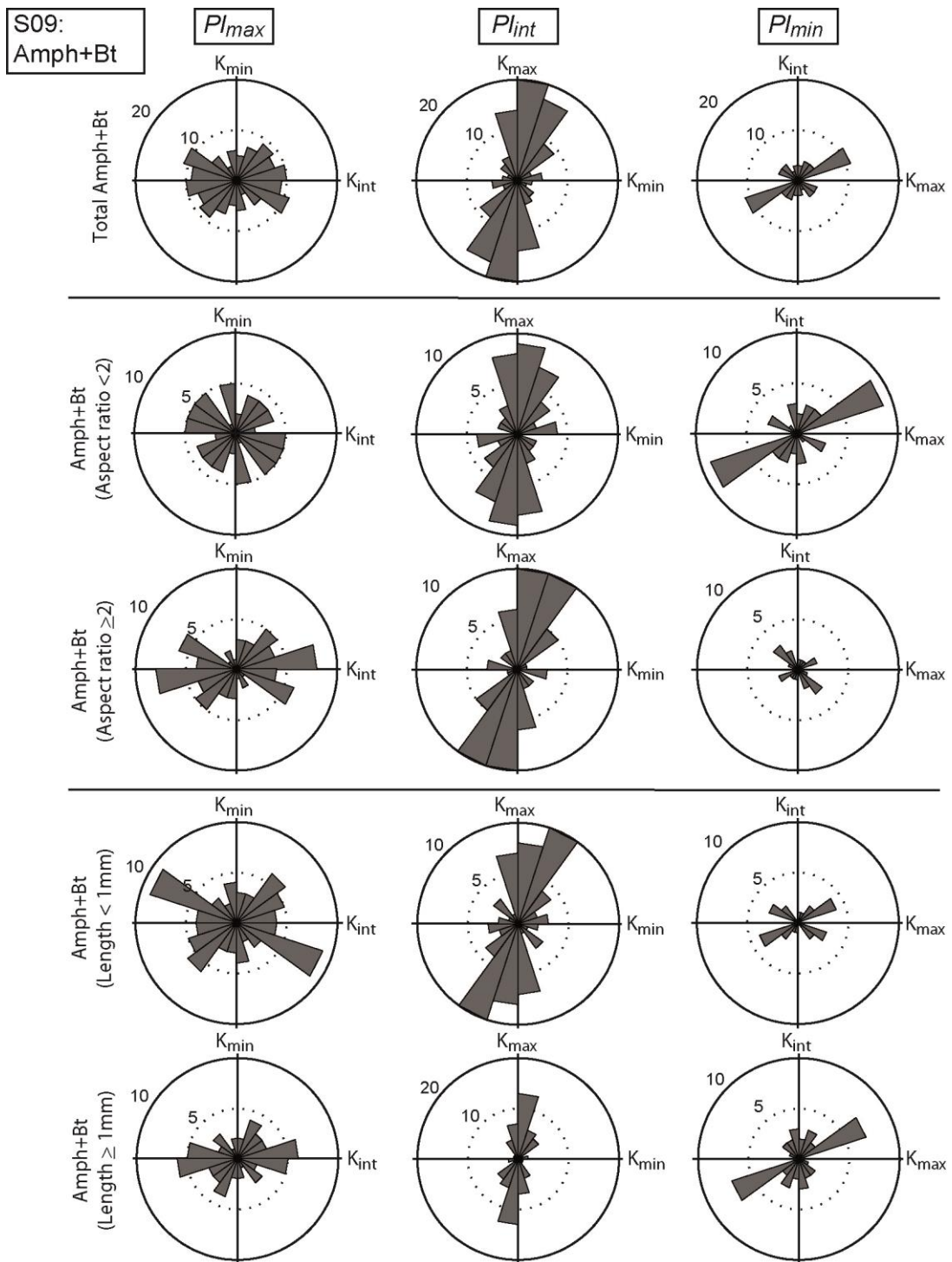


Figura 6.2: Rose diagram of amphibole + biotite orientation in sample 9 (from the center of La Gloria pluton), for each mineral plane (P_{max} , P_{int} and P_{min} in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).

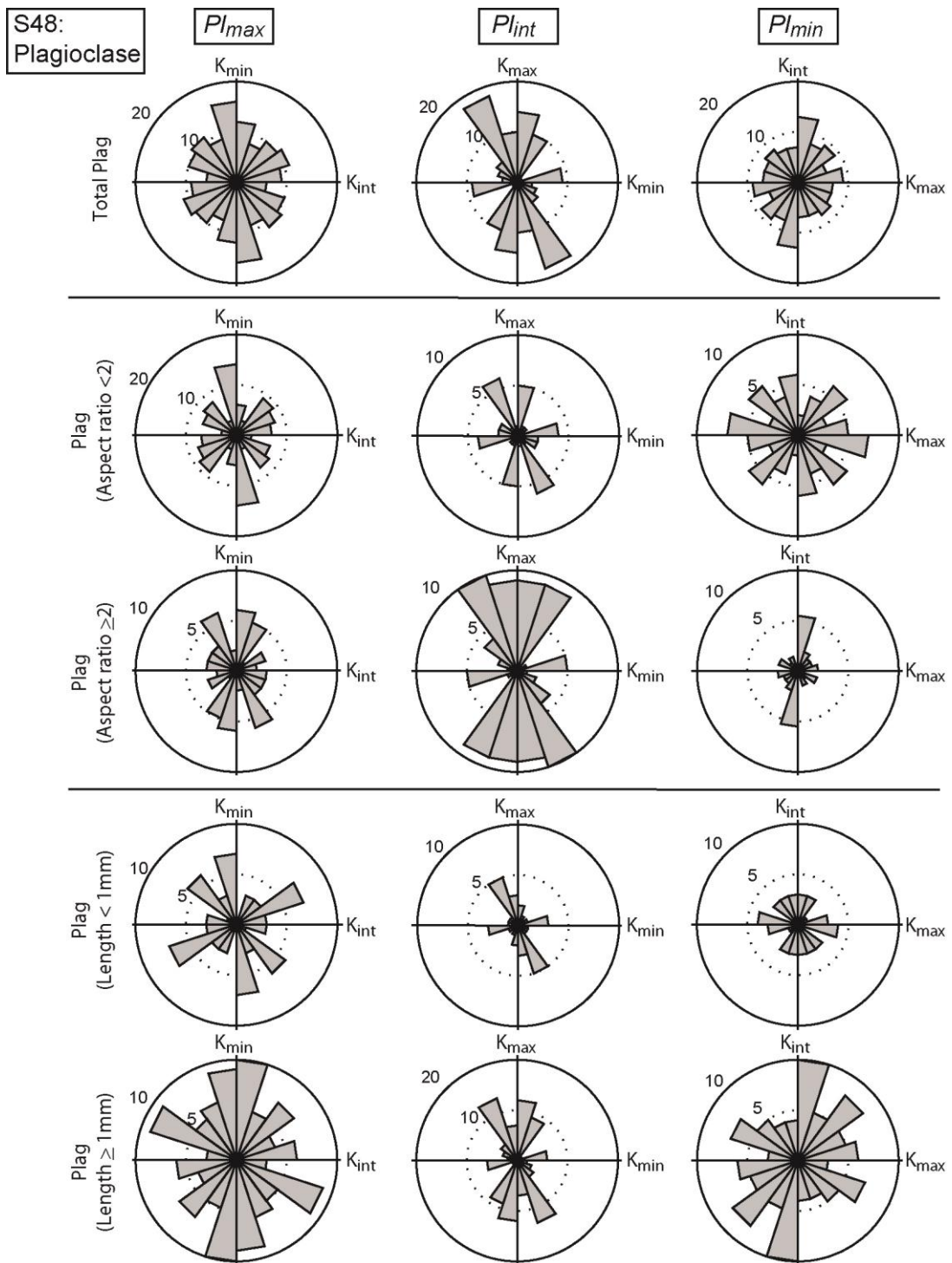


Figura 6.3: Rose diagram of plagioclase orientation in sample 48 (next to the borders of La Gloria pluton), for each mineral plane (Pl_{max} , Pl_{int} and Pl_{min} in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).

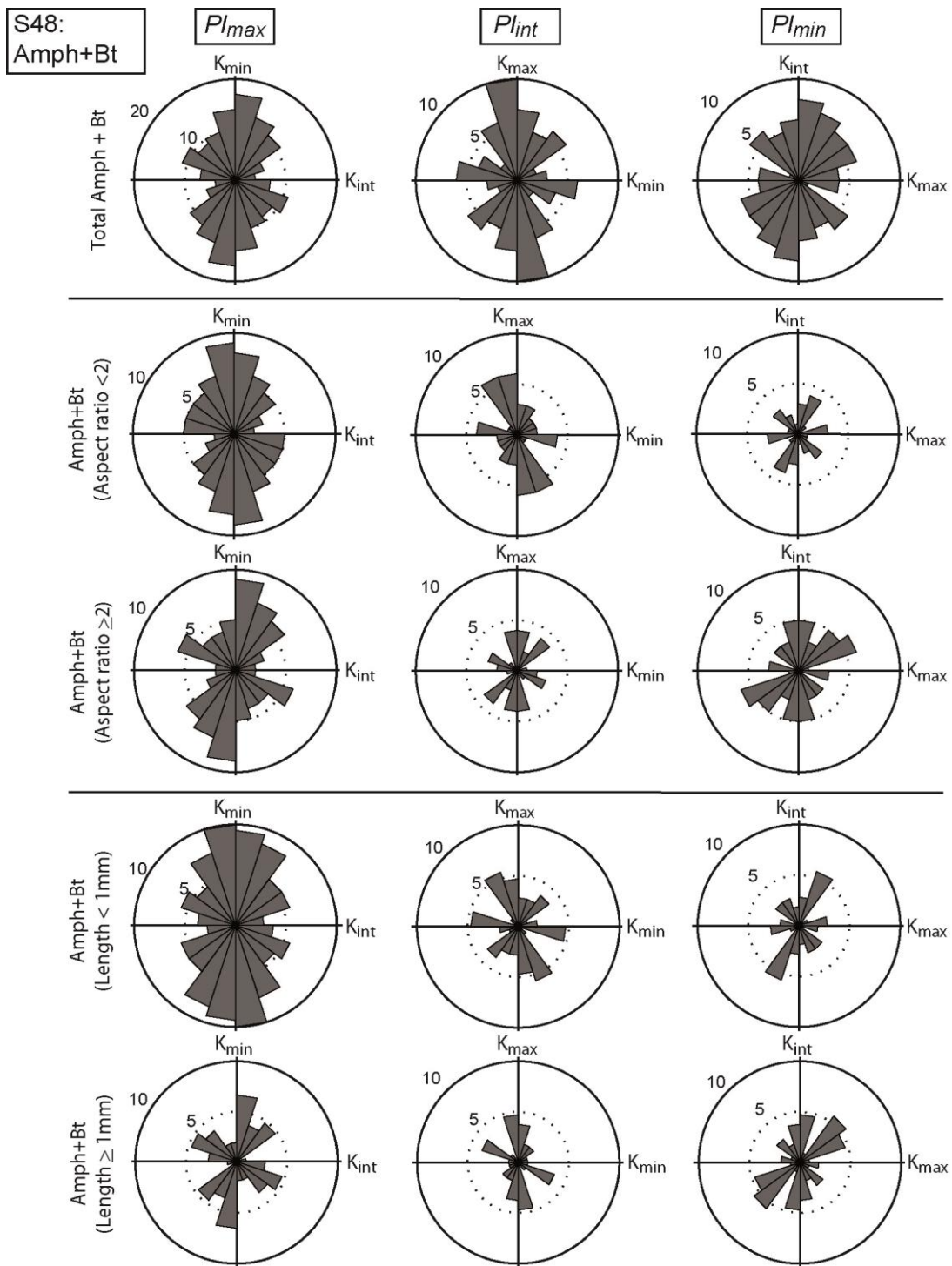


Figura 6.4: Rose diagram of amphibole + biotite orientation in sample 48 (next to the borders of La Gloria pluton), for each mineral plane (Pl_{max} , Pl_{int} and Pl_{min} in columns): (a) total crystal population; (b) crystals grouped according to aspect ratio; (c) crystals grouped according to crystals' length. Diagrams were obtained through the Stereonet software (Cardozo y Allmendinger, 2013).

6.3 Efecto de la razón de aspecto sobre la fábrica magmática (Supplementary material 5; Payacán et al., 2014).

In order to evaluate the effect of the crystal shape on the mean crystal orientation during the magmatic fabric acquisition, we applied the numerical formulation of Ghosh y Ramberg (1976) on theoretical crystal groups with different aspect ratios. This model allows obtaining the magmatic fabric as a function of rotation of solid particles embedded on a viscous matrix under shear strain (considering both simple and pure shear strain). Keeping constant the shear strain conditions, we compared the mean preferred crystal orientation of the respective groups that represents the magmatic anisotropy, showing the influence of particle aspect ratio on the magmatic fabric record.

6.3.1 Theoretical setting

Classical models of fabric acquisition have consider the preferred orientation of elliptical solid particles embedded in a viscous matrix under simple shear stress conditions, based on the model of Jeffery (1922). This model considers that the orientation crystals is controlled by the aspect ratio (length/width) of the mineral group, such that crystals with higher aspect ratios tend to orient more easily (e.g. Launeau y Cruden, 1998, Arbaret et al., 2001, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004b).

Ghosh y Ramberg (1976) modified the classical model of Jeffery (1922), adding the effect of the pure shear strain on the viscous fluid. Thus, rotation (ϕ) of a rigid particle (with length a and width b ; Figura 6.5) is given by the differential equation, as a function of the simple shear applied to the system (γ):

$$\dot{\phi} = \dot{\gamma}(A\cos^2\phi + B\sin 2\phi + C\sin^2\phi) \quad (6-1)$$

Where A , B and C are constants given by:

$$A = \frac{R^2}{R^2 + 1}; \quad B = S_r \frac{(R^2 - 1)}{R^2 + 1}; \quad C = \frac{1}{R^2 + 1} \quad (6-2)$$

$R = a/b$ is the aspect ratio of the particle and $S_r = \dot{\epsilon}/\dot{\gamma}$ is the ratio between pure shear and simple shear rates. Shear strains act according to Figura 6.5.

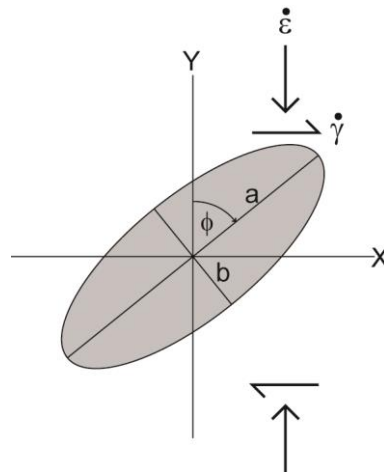


Figura 6.5: Elliptical rigid particle rotating under both pure and simple shear strains ($\dot{\epsilon}$ and $\dot{\gamma}$, respectively). Simple shear strain acts dextrally in the plane orthogonal to the axis Y , while pure shear strain acts in parallel to the axis Y . a and b are the major and minor axes of the particle, respectively. The rotation of the particle is given by the angle (ϕ) between the major axis of the particle (a) and the axis Y .

6.3.2 Method and initial conditions

We considered three crystal groups with aspect ratios of 1.01 (similar to magnetite), 2 and 3.5. Each crystal group consists on 100 crystals, all of them initially randomly oriented. A ratio $S_r = \dot{\epsilon}/\dot{\gamma}$ of 2/10 was considered to compensate the interaction between particles (Launeau y Cruden, 1998). Applied simple shear (γ) was considered from 0 to 100, in steps of 0.5. The evolution of the orientation of each crystal group as the shear progress was analyzed using circular statistic methods according to Berens (2009).

6.3.3 Results: influence of aspect ratio on magmatic fabric record

Results indicate that the main orientation of crystals varies cyclically, where the cycle increases with the aspect ratio of the crystals (cycles $\Delta\gamma = 15$; 7.5 and 5.5 for aspect ratios of 3.5, 2 and 1.01, respectively; Figura 6.6a). This indicates that crystal with higher aspect ratio tend to rotate slower than crystals with lower aspect ratio when they are orientated in the simple shear plane. The total mean orientation of crystals respect to the simple shear plane is similar for crystal groups, differing on 10° . However, the range of variation of the mean crystal orientation is dependent on the aspect ratio of the group, covering a range of values larger for lower aspect ratios ($8^\circ \pm 47^\circ$, $11^\circ \pm 55^\circ$ and $1^\circ \pm 92^\circ$, 95% confidence, for aspect ratios of 3.5, 2 and 1.01; Figura 6.6a).

Similarly, the dispersion of the crystal with respect to the mean values (circular standard deviation 2σ according to Berens; 2009) varies cyclically as the shear is applied (Figura 6.6b). The total mean standard deviation increases with the aspect ratio of the crystal group (2σ of $42^\circ \pm 42^\circ$, $69^\circ \pm 26^\circ$ and $92^\circ \pm 1^\circ$, 95% of confidence given by standard deviation, for aspect ratios of 3.5, 2 and 1.01, respectively; Figura 6.6b).

Results indicate that the preferred crystal orientation and dispersion is dependent on the aspect ratio of the crystals, consistent with previous studies (Ghosh y Ramberg, 1976, Launeau y Cruden, 1998, Arbaret et al., 2001, Cañón-Tapia y Chávez-Álvarez, 2004b). Simulation indicates that crystals with higher aspect ratios are easier to orientate, because obtained preferred crystal orientation variations are lower for crystals with higher aspect ratios than crystals with lower aspect ratios. This indicates that crystals with higher aspect ratios (as plagioclase and amphibole+biotite) are better to record shear strain directions than crystal with lower aspect ratios (as magnetite). As we showed in discussion section in the main text (section 5.3), this may be exaggerated by the pure shear increment.

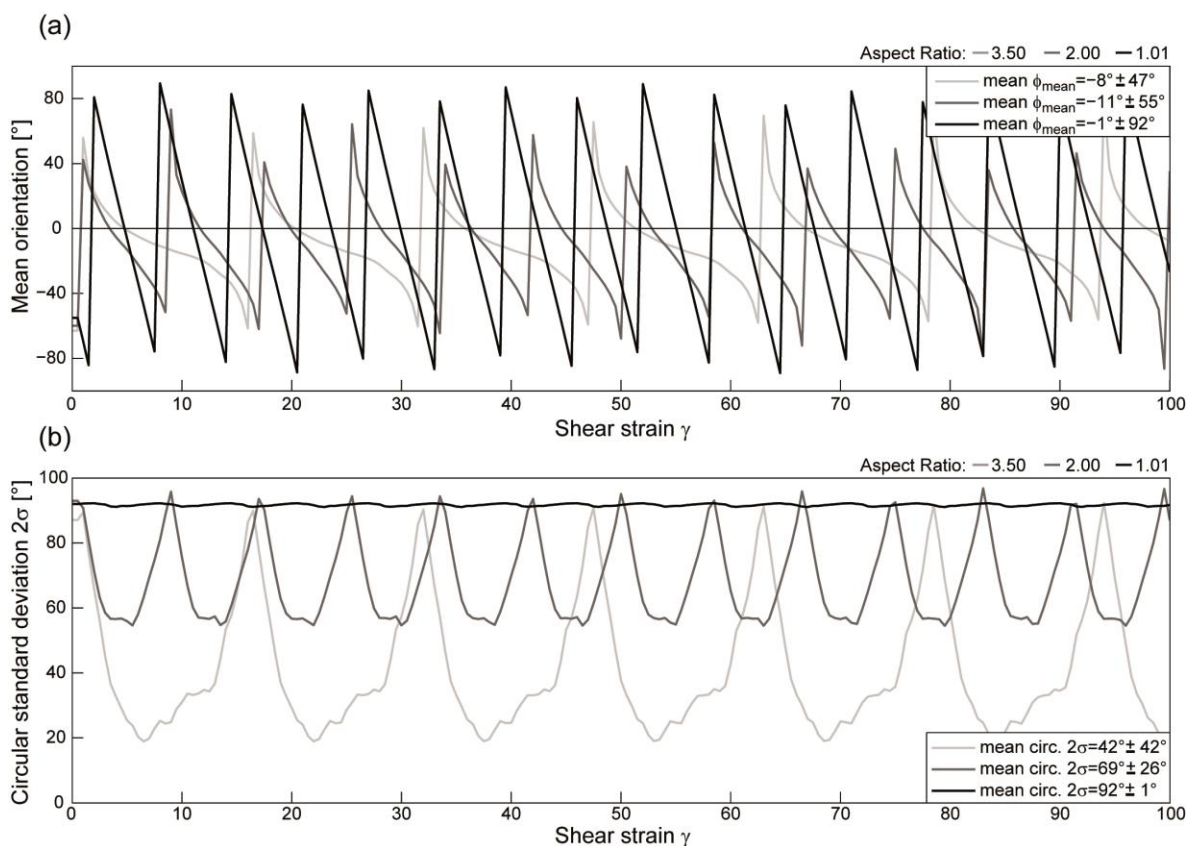


Figure 6.6: Results of the numerical simulation of the theoretical crystal groups. Evolution of (a) the mean orientation of the crystal groups and (b) the mean circular standard deviation (2σ), both calculated according to Berens (2009). Total mean values are presented in rectangles on the corners for each crystal group. Range of variation of both parameters is given by 95% of confidence (standard deviation).

6.4 Evaluación del tipo de cizalle actuando sobre los minerales.

6.4.1 Initial conditions

We used the model of (Ghosh y Ramberg, 1976) in order to explore the pure/simple shear conditions necessary to obtain the measured preferred crystal orientation of the samples of the LGP, analyzing the three AMS planes (mineral planes) separately. We applied the model of Ghosh and Ramberg (1976) by considering the measured plagioclase and amphibole+biotite crystals, with size and aspect ratio up to 5 mm and 3.5, respectively. Plagioclase consists roughly of 100 crystals, and amphibole+biotite of roughly 50, all of them initially randomly oriented. The crystal-bearing viscous matrix was subjected to simple shears strain (γ) from 0 to 250 in steps of 0.5, ranging a long simple shear interval. Additionally, we considered pure/simple shear strain ratios ($S_r = \dot{\epsilon}/\dot{\gamma}$) of 0, 0.1, 0.25, 0.5, 0.75 and 1, where $S_r = 0$ represents simple shear without pure shear stress. Since the shear plane is not recognizable in the samples of the LGP, we proposed to evaluate the influence of shear strain on the 2-D magmatic anisotropy values, comparing the simulated under several shear conditions with the measured values in samples of LGP. Because results indicate that crystal orientation and anisotropy tend to stabilize (oscillating) around a mean value as the shear is applied, a mean value and a range (2σ) of total 2-D anisotropy were obtained for each S_r value. We considered the lower limit of the simulated 2-D

magmatic anisotropy values ($P_{mean} - 2\sigma$) to compare with the 2-D magmatic anisotropy of the samples, which represents the minimum obtained 2-D magmatic anisotropy value under the respective S_r value.

6.4.2 Results

Simulations indicate that the 2-D anisotropy values tend to oscillate around a mean value as the shear is applied in the three mineral planes, for both plagioclase and amphibole+biotite (see ‘ms01.avi’, anisotropy evolution as example). Additionally, mean simulated 2-D magmatic anisotropy values increase with higher S_r ($\dot{\epsilon}/\dot{\gamma}$) values for both plagioclase (Figura 6.7a) and amphibole+biotite (Figura 6.7b).

The maximum S_r values to obtain the measured 2-D magmatic anisotropy is obtained for both plagioclase and amphibole+biotite (S_r^{*plg} and $S_r^{*amph+bt}$, respectively), in each mineral plane. We chose the minimum value between these values (S_r^*) because plagioclase and amphibole+biotite coexisted during the fabric acquisition. Simulations indicate that, in general, S_r^* values lower than 0.3 are necessary to obtain the 2-D anisotropy values. This implies that most samples need relatively lower pure shear rate respect to simple shear rate. However, samples with higher 2-D magmatic anisotropy (samples 9, 24, 34, 46 and 53) exhibits S_r^{*plg} and $S_r^{*amph+bt}$ values higher than 0.3. Higher S_r values are reached for amphibole+biotite than plagioclase (Figura 6.8). This is consistent with the crystallization history, because amphibole+biotite crystallized later than plagioclase, in a more crystalline and viscous magma, where high pure shear rates can represent the interaction between crystals (Launeau y Cruden, 1998).

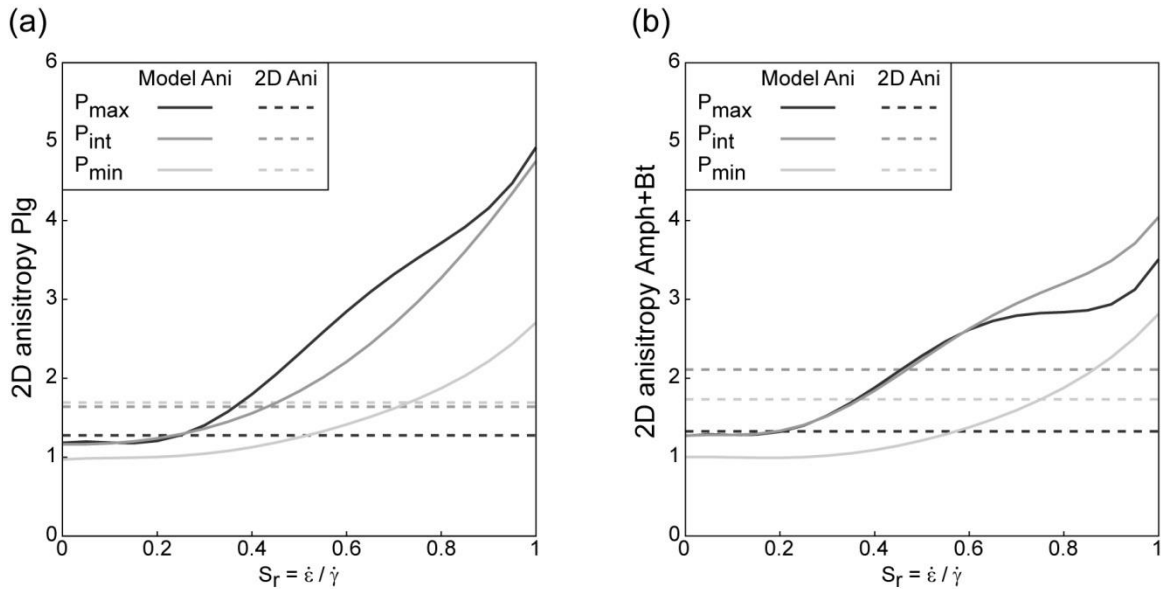


Figure 6.7: Example of the lower 2σ interval limit of the simulated 2-D magmatic anisotropy values under different S_r values for both plagioclase and amphibole+biotite, respectively. 2-D magmatic anisotropy increases when higher pure shear rates than simple shear rates is applied (higher S_r values)

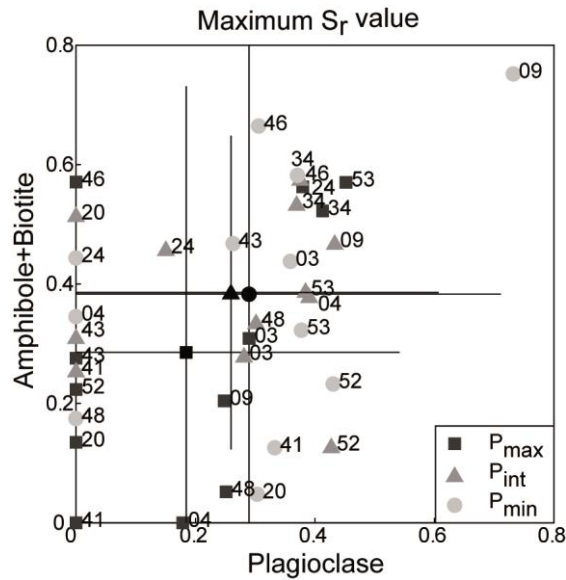


Figura 6.8: Maximum S_r value necessary to give place to the measured 2-D magmatic anisotropy of each mineral plane.

6.5 Modelo geométrico de la rotación de alineamientos (Supplementary material 6; Payacán et al., 2014).

We evaluated effect of pure shear strain on the orientation of alignments of isometric crystals in order to understand the magnetic fabric acquisition as consequence of convergent magma flows as in the center of La Gloria pluton by preserving the area in the shear plane. Although this method ignores rotations of all system, results allow demonstrating that, at least geometrically, it is possible maintain crystal alignments in a subhorizontal disposition, even after lateral shortening deformation (pure shear strain) was applied.

6.5.1 Geometric method

This method considers a crystal alignment initially forming an angle with the horizontal direction (α). Then, a shortening deformation (lateral pure shear strain) is applied horizontally, orienting the crystal alignment in a direction α' (Figura 6.9). The presented method determines the variation of final orientation (α') of the alignment as a function of the initial angle (α) and the shortening magnitude. For this purpose we analyzed an arbitrary right-angled triangle, on which hipotenuse is located the crystal alignment (Figura 6.9).

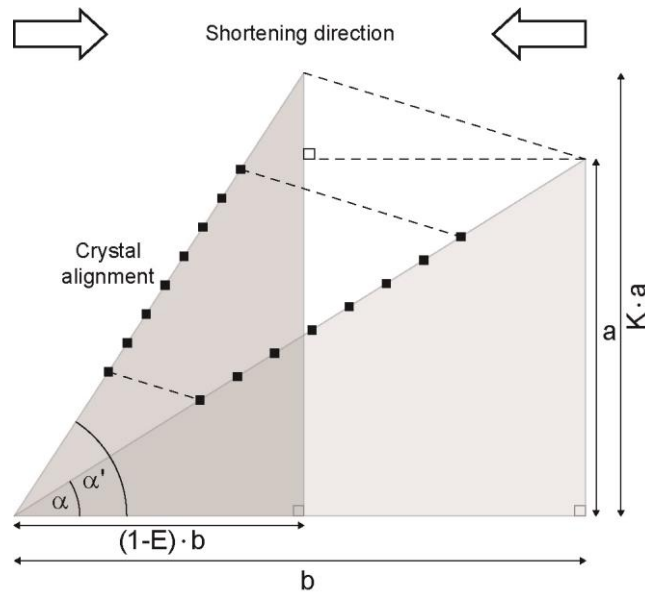


Figura 6.9: Scheme of the geometric model of crystal alignment orientation caused by pure shear strain (lateral shortening E as percentage of the initial width) with conservation of area. A crystal alignment orientated with an initial angle respect to the horizontal plane (α) is orientated in a new direction (α') as consequence of lateral shortening.

For the initial triangle, with height a and basal length b , we have:

$$\tan(\alpha) = \frac{a}{b} \quad (6-3)$$

whereas for the final triangle, we have:

$$\tan(\alpha') = \frac{K \cdot a}{(1 - E) \cdot b} \quad (6-4)$$

where E is the shortening magnitude, as a percentage of b , and K is the vertical expansion produced as a reaction to the lateral shortening.

By combining equations (1) and (2), we obtain:

$$\tan(\alpha') = \frac{K}{(1 - E)} \tan(\alpha) \quad (6-5)$$

We considered that areas are conserved during the deformation, obtaining:

$$A_{initial} = \frac{1}{2} a \cdot b \quad (6-6)$$

and

$$A_{final} = \frac{1}{2} K a \cdot (1 - E) b \quad (6-7)$$

Equating the areas of both triangles from expressions (4) and (5), we obtain:

$$K \cdot (1 - E) = 1 \quad (6-8)$$

Finally, by combining equations (3) and (6), we obtain:

$$\tan(\alpha') = \tan(\alpha)/(1 - E)^2 \quad (6-9)$$

6.5.2 Results

Equation (7) allows calculating the final orientation of crystal alignments after the shortening deformation. Results indicate that, for a given shortening magnitude, the alignments that are orientated at intermediate angles (between 0° and 90°) tend to rotate more than extreme orientations (horizontal and vertical alignments; Figura 6.10a). With lower shortening (<0.5), alignment rotations are relatively small ($< 35^\circ$), especially for alignments near horizontally ($\alpha < 10^\circ$) and vertically orientated ($> 60^\circ$). On the contrary, for relatively higher shortening, rotations angles tend to be higher (Figura 6.10a). It is worth to note that, at extreme shortening of 0.99, all alignments tend to rotate the complement angle of the initial orientation to be orientated vertically. The maximum rotation angle increases quadratically respect to the shortening magnitude (Figura 6.10b), showing that rotations lower than 30° are obtained for shortening lower than 0.4.

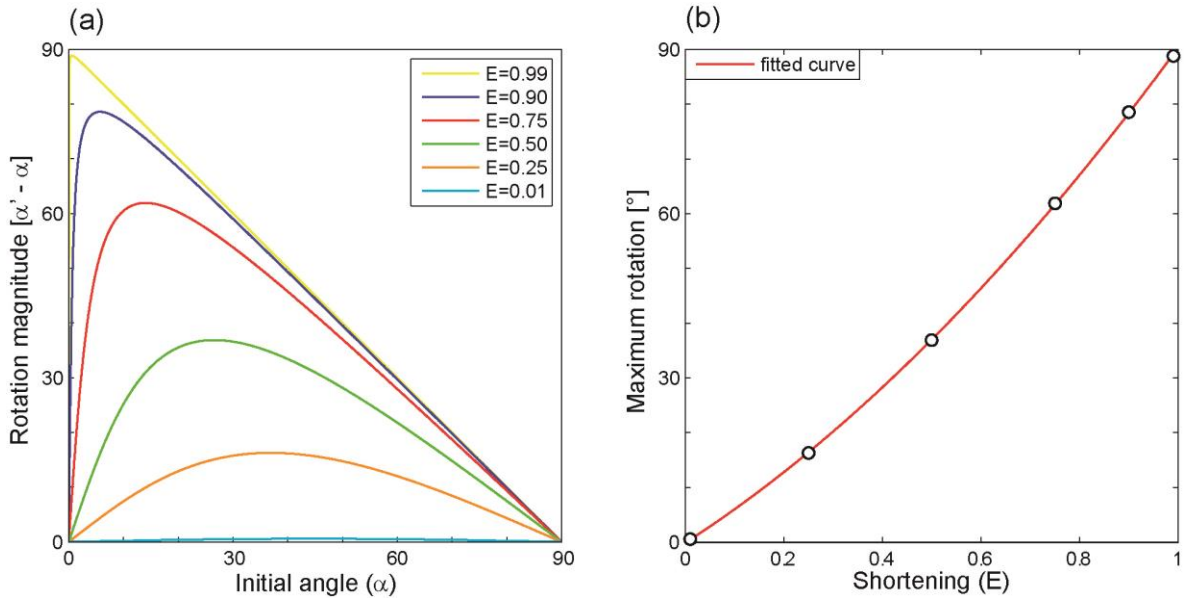


Figura 6.10: Results of the geometric analysis of the rotation of alignments under pure shear strain. (a) Angle of rotation as function of the initial direction of alignments respect to the shortening direction for different shortening magnitudes. (b) Maximum rotation angle respect to the shortening magnitude, following a quadratic curve.

6.5.3 Discussions and conclusion

The method proposed here allows calculate the final orientation of crystal alignments under shortening deformation. Isometric crystals are considered as rigid particles, were the size is negligible. However, the alignment presents a non-rigid behavior, so other conditions must be considered to apply this method in the case of rotation of rigid elongated particles, where the shape is important.

The isometric crystal alignments analyzed here represent the titanomagnetite crystals that control the magnetic fabric of La Gloria pluton. As we hypothesized in the main text, the magnetic fabric recorded the advancing cooling front whereas the magmatic fabric represents the magma flow directions. At the center of the pluton, we observed vertical magmatic lineations and subhorizontal magnetic foliations, as a record of strain caused by convergent magmatic flows. The method presented here allows to demonstrate that, at least geometrically, titanomagnetite crystals initially aligned horizontally (parallel to the rigid boundary of rheological locking) may maintain its orientation after lateral shortening produced by convergent magmatic flows.

CAPÍTULO 7: DISCUSIONES GENERALES Y CONCLUSIONES.

7.1 Naturaleza de la adquisición de fábricas y registro de flujos magmáticos en el plutón La Gloria.

La estructura interna del plutón La Gloria fue caracterizada a través de análisis magnéticos y petrográficos, determinando sus variaciones en las propiedades magnéticas naturales, fábrica magnética (obtenida a partir de mediciones de anisotropía de la susceptibilidad magnética) y fábrica petrográfica o magmática (dada por la orientación de cristales de plagioclasa, anfíbola y biotita).

Los resultados muestran que el plutón La Gloria es un plutón magnéticamente zonado, donde los valores de las propiedades magnéticas naturales (susceptibilidad y remanencia magnética natural), controladas por titanomagnetita multidominio pobre en Ti (magnetita), tienden a aumentar hacia los bordes y niveles superiores del plutón. Dichas variaciones estarían controladas por un aumento del contenido y/o tamaño de los cristales de magnetita en la misma dirección, y no a variaciones químicas como el contenido de SiO_2 o FeO_t .

La fábrica magnética y la fábrica magmática tienden a ser consistentes entre ellas, mostrando lineaciones subhorizontales que siguen la dirección de elongación del intrusivo y foliaciones paralelas a las paredes del plutón La Gloria. Sin embargo, ambas fábricas difieren de forma clara en las muestras ubicadas en las zonas interiores del plutón (alejadas de las paredes laterales): la fábrica magnética presenta lineaciones y planos de foliación subhorizontales, mientras que la fábrica magmática presenta lineaciones y planos de foliación verticales. Si bien, ambas fábricas registran procesos de deformación del magma debido a flujos magmáticos durante el enfriamiento del reservorio, la consistencia o inconsistencia entre ambas está controlada por la naturaleza de los flujos y el tipo de comportamiento de los minerales que controlan cada fábrica en respuesta a los eventos de cizalle.

A diferencia de la fábrica magmática, la cual está controlada por la orientación preferencial de cristales elongados, como plagioclasa y anfíbola, la fábrica magnética está controlada por la interacción magnética entre cristales de magnetita (isométricos y no orientables) generada por una anisotropía en la distribución espacial de los cristales. Debido a esto, la respuesta de los cristales ante un evento de cizalle difiere, de modo que sólo los cristales elongados (como los de plagioclasa) tienden a orientarse preferencialmente en la dirección del plano de cizalle (simple), la que suele coincidir con la dirección de flujo magmático. Por el contrario, se interpreta que los alineamientos de cristales de magnetita tienden a generarse paralelos a las superficies rígidas generadas por cambios reológicos del magma en el interior del reservorio (viscosidad efectiva), en la transición entre magma altamente viscoso con poca capacidad de fluir y magma con baja viscosidad y altamente convectivo (frente de enfriamiento o cristalización). Esto es consistente con análisis numéricos de modelos de adquisición de fábricas. De este modo, se propone que la fábrica magmática registra la dirección de los flujos magmáticos, mientras que la fábrica magnética registra el cizalle a lo largo de los frentes de cristalinidad crítica del magma (~55% vol.).

Los patrones obtenidos para ambas fábricas dentro del plutón La Gloria se interpretan como evidencia de flujos convectivos a gran escala (patrón de convección simple) y migración lateral del reservorio de magma. La consistencia entre ambas fábricas es esperada en los sectores laterales del plutón, donde la dirección de los flujos magmáticos y el frente de enfriamiento son paralelos; mientras que, en los sectores centrales del plutón, se espera que ambas fábricas

difieran, debido a que la dirección de los flujos esperados es vertical y el frente de enfriamiento subhorizontal.

7.2 Construcción del reservorio de magma: Convección versus migración lateral.

Tanto la migración lateral como la convección interna pueden registrarse de forma simultánea, de modo que ambos tipos de flujos son dos componentes de un flujo total, generando una trayectoria helicoidal a lo largo del reservorio, tal como se ha reconocido en otros casos (e.g., Trubač et al., 2009). O bien, existe la posibilidad de que ambos movimientos ocurran de forma periódica, intercalando momentos de inyección lateral de un pulso de magma y de convección final. La repetición sistemática de estos procesos, en la dirección de elongación del plutón, controlaría el avance del reservorio, de modo similar a la generación de lóbulos en flujos de lava almohadillados mediante inflación (Figura 7.1; Self et al., 1996). Esto ocurriría de modo que, luego de cada inyección lateral, se genera una corteza rígida a lo largo de la cual se registra la dirección de inyección (lineación horizontal en el caso del plutón La Gloria; Figura 7.1a y b). Dentro del flujo de magma, se encuentra un núcleo de magma poco viscoso y más caliente, el cual, una vez que deja de ocurrir la inyección lateral, sufre el proceso de convección termal, registrando las fábricas a lo largo del contacto con la corteza rígida (Figura 7.1c y d).

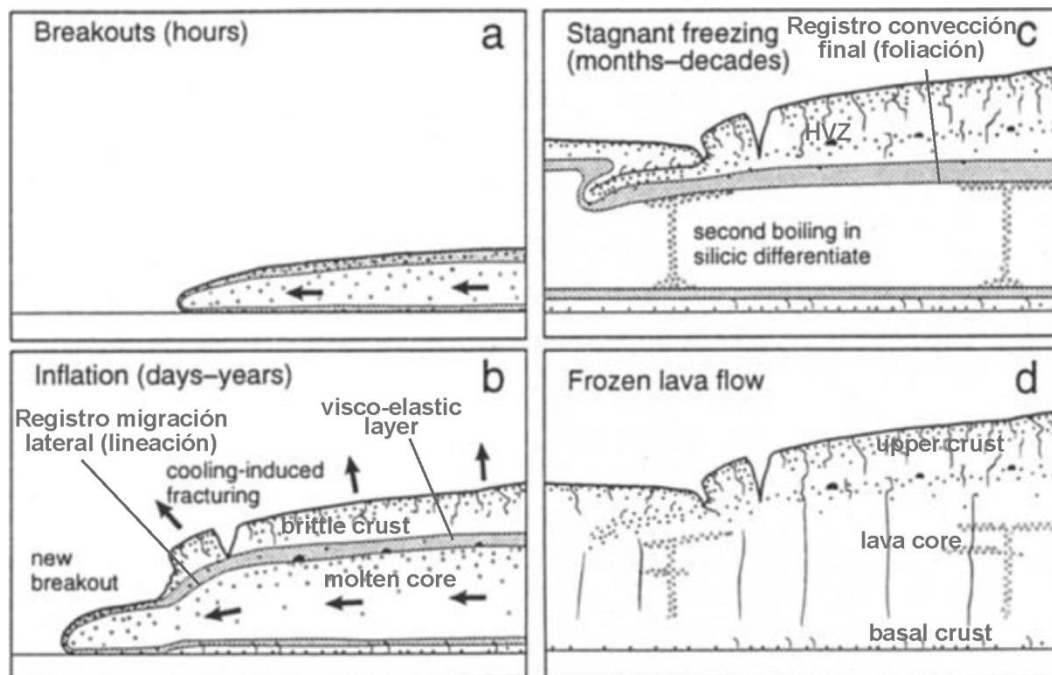


Figura 7.1: Sección esquemática del emplazamiento de un flujo de lava pahoehoe mediante inflación, generando estructuras almohadilladas. HVZ: zona vesicular horizontal. Tomado de Self et al. (1996).

Los datos paleomagnéticos muestran que, posterior a su solidificación, el plutón no habría sufrido rotaciones tectónicas importantes en sentido horario, como las registradas en Chile central durante el Mioceno superior, ni deformación tectónica pervasiva que borrara el registro de procesos magmáticos dentro del plutón. Esto permite acotar el período de deformación del sector y el evento de rotación tectónica registrado en Chile central como pre-10Ma. Debido a que (1) el plutón presenta una geometría elongada, consistente con el rumbo de las estructuras (pliegues y fallas) de la roca de caja, (2) no se registran evidencias de deformación post-magmática y (3) la

fábrica magnética y magmática son consistentes con los patrones de flujos magmáticos esperados dentro del reservorio, se sugiere que el plutón La Gloria se habría emplazado aprovechando las debilidades de la roca de caja generadas por eventos de deformación previos. La dirección de las estructuras de la roca de caja habría controlado la dirección de la migración subhorizontal del reservorio, registrada por la lineación magnética y magmática, en la dirección de elongación preferencial del plutón. Esto valida la estrecha relación entre el emplazamiento de cuerpos plutónicos y la deformación de la corteza, particularmente en niveles superiores, tal como lo sugerido a partir de observaciones de terreno (Hutton, 1997, de Saint-Blanquat et al., 2001, Weinberg et al., 2004) y modelos análogos (e.g., Musumeci et al., 2005, Ferré et al., 2012).

7.3 Modelo conceptual del emplazamiento y posterior evolución termal del plutón La Gloria.

El registro de las fábricas magmática y magnética dan cuenta de la cinemática del reservorio de magma que representa el plutón La Gloria, registrando los flujos convectivos una vez construido el reservorio. Debido a que pequeños eventos de deformación son necesarios para modificar las fábricas en estado *super-solidus* (tanto magnética como magmática), éstas solo preservan el último evento de deformación (Paterson et al., 1998). Esto implica que el registro de los flujos durante etapas tempranas del plutón La Gloria no fue conservado, registrando las etapas finales de la convección. Sin embargo, las lineaciones magnéticas y magmáticas siguiendo la dirección de elongación principal del intrusivo, serían registro de una migración lateral y generalizada del intrusivo en dirección NNW-SSW. Este tipo de patrón se ha reconocido en otros casos, representando la dirección de inyección de magma y emplazamiento del reservorio (e.g., McNulty et al., 2000, Stevenson et al., 2007a).

Mediante el estudio de la distribución espacial de las propiedades magnéticas naturales (susceptibilidad magnética, remanencia magnética natural, temperatura de Curie), la orientación de la fábrica magnética (dada por AMS) y petrográfica o magmática (dada por la orientación preferencial de cristales), además de los análisis paleomagnéticos y observaciones de terreno, fue posible caracterizar la estructura interna del plutón La Gloria (variaciones texturales y mineralógicas). A partir de los resultados presentados, se construyó un modelo conceptual para el emplazamiento del plutón. Las características mineralógicas y texturales del plutón La Gloria, dan cuenta de procesos que controlaron la evolución del plutón durante distintas etapas (Figura 7.2):

(1) Etapa temprana y emplazamiento. Durante esta etapa tiene lugar la inyección inicial de magma y construcción del reservorio, probablemente mediante el ensamblaje de múltiples diques y/o *sills*, tal como han propuesto una serie de estudios (Coleman et al., 2004, Annen, 2009, Gelman et al., 2013). A pesar de que no existe un registro de los procesos iniciales, los cuales fueron borrados por los procesos tardíos, es posible que el reservorio se haya construido mediante *diking*, tal como sugiere la presencia de diques graníticos intruyendo la roca de caja en los bordes del plutón (Figura 2.4b y c), ligado a *stoping*, evidenciado por los xenolitos conservados en el plutón, preservando texturas primarias (Figura 2.7a y b). La poca variación composicional y mineralógica y la ausencia de contactos internos definidos dentro del plutón La Gloria, sugieren que este sufrió un proceso de homogenización, probablemente ocurrido durante esta etapa a través de *diapirs* y *ballooning*, controlado por los cambios de densidad y procesos de *stirring* (Figure 7.1a; Bachmann y Bergantz, 2008a, Huber et al., 2009, Huber et al., 2012).

(2) Etapa convectiva. Esta etapa comienza una vez que se desacelera el proceso de inyección de magma y el reservorio de magma está construido. De acuerdo con las simulaciones

numéricas (Gutiérrez et al, 2013), el reservorio comienza a enfriarse y cristalizar progresivamente desde los bordes hacia el interior (Figura 7.2b). Los cambios de densidad gatillados por este patrón de enfriamiento generan un patrón de convección simple, con flujos descendentes en los bordes y ascendente en el centro del reservorio (Figura 4.11). A medida que el frente de enfriamiento avanza desde los bordes, se produce una segmentación reológica del reservorio: hacia los bordes se genera una corteza rígida (*rigid crust*), constituida por magma rico en cristales (>50-55% vol. de cristales; Marsh, 1996), reológicamente bloqueado (Vigneresse et al., 1996); por el contrario, hacia el centro del reservorio, magma convectivo más caliente y con menor contenido de cristales que la corteza rígida queda aislado en el interior, separado por la zona de cristalinidad crítica y bloqueo reológico (~50-55% vol. de cristalinidad; Marsh, 1996). En esta etapa, las fábricas son registradas en la zona de cristalinidad crítica como consecuencia el *strain* ocurrido a lo largo de la superficie rígida que esta representa, registrando el avance del frente de enfriamiento; mientras que la fábrica magmática registra la dirección de los flujos dentro de la zona convectiva. Durante esta etapa empezaría, además, a generarse la zonación geoquímica descrita por Cornejo y Mahood (1997) producto de la extracción de líquidos residuales diferenciados desde el centro del reservorio (Aravena, 2014). Durante esta etapa, además, se registraría una propagación lateral del reservorio (en dirección NNW), controlando el registro de la lineación magnética y magmática. Datos geocronológicos de U-Pb en circón a lo largo del plutón (no publicados) muestran edades de cristalización más jóvenes hacia el norte, lo que, apoyado con las direcciones de las lineaciones magnética y magmática, daría cuenta de una inyección lateral de magma, y generalizada a lo ancho del reservorio, ocurriendo simultáneamente con la convección (conservando ambos registros en las fábricas).

(3) Etapa tardi-magmática a *sub-solidus*. Esta etapa tendría lugar durante los últimos períodos de cristalización del reservorio. Comienzan a producirse procesos de desvolatilización del magma, generando el ascenso y acumulación de fluidos oxidantes hacia los niveles superiores del reservorio, tal como se ha propuesto por otros estudios (Aydin et al., 2007, Lake, 2013). Durante esta etapa se genera la zonación magnética del reservorio (susceptibilidad magnética, remanencia natural magnética y contenido de magnetita), producto del reequilibrio de las fases ferromagnesianas y óxidos de Fe-Ti como respuesta a los cambios en la fugacidad de oxígeno. Sin embargo, este proceso no alteraría el registro de la fábrica magnética.

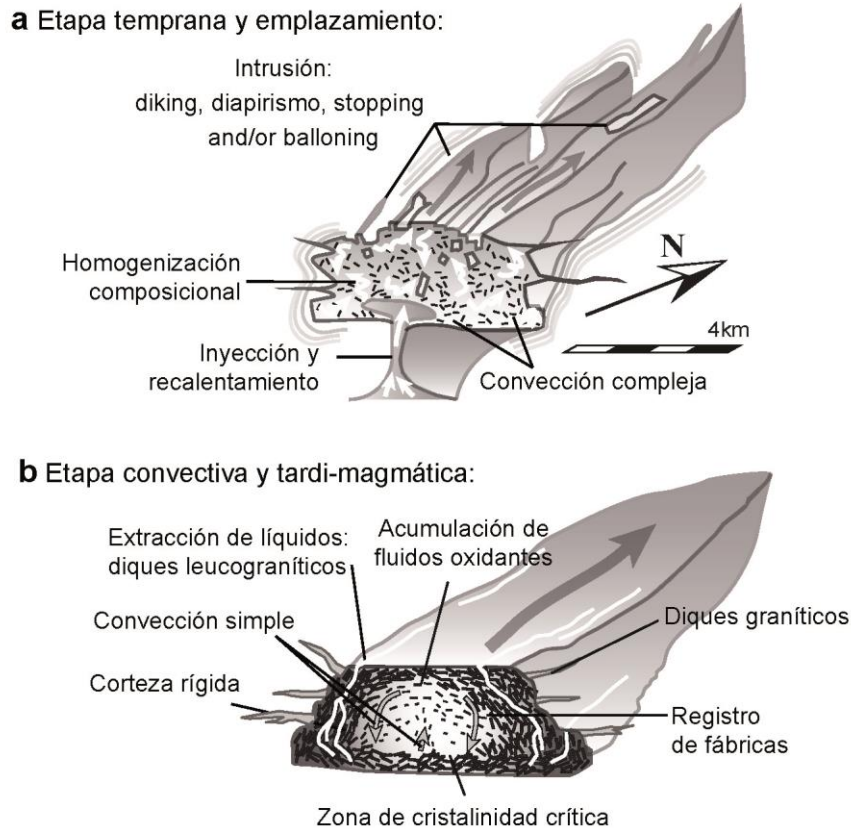


Figura 7.2: Modelo conceptual de la construcción y enfriamiento del plutón La Gloria: (a) Etapa temprana y emplazamiento (baja cristalinidad); (b) etapa convectiva y tardi-magmática (alta cristalinidad). Modificado de Gutiérrez et al. (2013).

7.4 Implicancias en la evolución termal y construcción de cámaras magmáticas.

A partir de datos geocronológicos y simulaciones numéricas, se ha inferido que los períodos de actividad de los sistemas plutónicos varían desde unas centenas de miles hasta unos 10 millones de años, en función del tamaño del sistema plutónico (e.g., Coleman et al., 2004, Walker Jr et al., 2007, de Saint Blanquat et al., 2011). En el caso del plutón La Gloria, datos geocronológicos de U-Pb en circón indican un rango de cristalización de alrededor de 1 Ma (Gutiérrez et al., 2015). Simulaciones numéricas de la fluidodinámica del reservorio de magma que habría dado origen al plutón La Gloria indican que la etapa convectiva, registrada por la estructura interna del plutón, tiene una duración de alrededor de 6 kyr, tiempo durante el cual el magma, a lo largo de todo el reservorio, alcanza un grado de cristalinidad suficiente para dejar de fluir (Gutiérrez et al., 2013). Esto sugiere que: (1) la primera etapa de la construcción del plutón La Gloria, descrita en la sección anterior, tendría una duración mucho mayor a la etapa convectiva donde se registra la fábrica magnética y magmática, llegando a alcanzar el orden de 1 Ma; o bien, (2) ambas etapas, con una duración de miles de años, representan un ciclo que se repite periódicamente durante la evolución del reservorio de magma, completando un período de actividad del orden de 1 Ma. En este caso, tal como sugieren diversos estudios, sería necesaria una reactivación del sistema de *mush* cristalino, probablemente debido a recalentamientos generados por reinyecciones de magma en el sistema, lo que genera flujos caóticos de magma (similar a la primera etapa) y un nuevo proceso de homogenización (Huber et al., 2009, Huber et

al., 2011). Por otro lado, el sistema magmático puede mantenerse termalmente activo gracias a la advección de líquidos diferenciados a través del *mush* cristalino, ya sea por compactación o a través de estructuras como diques.

El modelo de convección simple inferido a partir de los estudios de fábricas y simulaciones numéricas del plutón La Gloria sugiere que sus cambios geoquímicos, mineralógicos y texturales son consecuencia de procesos someros de diferenciación, tal como sugieren otros trabajos (e.g., Dufek y Bachmann, 2010, Gutiérrez y Parada, 2010, Lohmar et al., 2012). Esto resulta contrario a lo propuesto para otros casos, donde las variaciones geoquímicas y mineralógicas serían debidas a cambios en la fuente profunda de magma (e.g., Coleman et al., 2004). La aislación termal de magma rico en líquido con alta capacidad convectiva en el interior del reservorio permite explicar el reequilibrio tardi-magmático del plutón, con mayores temperaturas hacia los niveles superiores y menores tasas de enfriamiento hacia los niveles inferiores (Cornejo y Mahood, 1997). Además, la aislación del núcleo convectivo dentro del reservorio, permitiría la extracción de líquidos diferenciados, ocurrida durante etapas tardías de la evolución del reservorio y explicando el núcleo máfico identificado en la parte media central del plutón (Mahood y Cornejo, 1992, Aravena, 2014). Estos líquidos diferenciados serían extraídos mediante compactación y percolación a través del *mush* cristalino (Bachmann y Bergantz, 2008b, Dufek y Bachmann, 2010), o bien, a través de estructuras laminares, como los diques observados terreno. Debido a que los resultados de esta tesis indican que el plutón representa un cuerpo mayormente fundido, la extracción de los líquidos residuales podría haber alimentado erupciones volcánicas silíceas explosivas.

Los resultados obtenidos en este estudio son consistentes con un modelo convectivo del plutón La Gloria, el cual representa un reservorio de magma mayormente fundido, de unos 200 km³. Una vez construido, y homogenizado, el reservorio tuvo la capacidad de generar flujos convectivos a gran escala en su interior, por lo que el reservorio, por completo, debió tener inicialmente una cristalinidad menor al 55% vol. No obstante, algunos estudios han sugerido que los cuerpos plutónicos no representan, en su totalidad, reservorios de magma ricos en líquido (Glazner et al., 2004 para una revisión). Esta línea propone que los plutones representan una amalgamación de pequeñas intrusiones, las cuales, termalmente, no son capaces de sostener un reservorio de magma mayormente fundido, capaz de alimentar supererupciones (Annen, 2011). Sin embargo, el plutón La Gloria representa un ejemplo de un reservorio mayormente fundido, aparentemente contraponiéndose al modelo de la construcción incremental de reservorios.

Si bien existen cuerpos plutónicos donde, litológicamente y geocronológicamente, se identifican distintas unidades interpretadas como múltiples inyecciones y lóbulos de magma, con largos intervalos de cristalización (e.g., Coleman et al., 2004, Parada et al., 2005); los resultados obtenidos en el plutón La Gloria no se contraponen con el ensamblaje de múltiples inyecciones de magma como mecanismo de construcción de cuerpos plutónicos. En efecto, al comparar el tamaño relativo del plutón con otros cuerpos donde múltiples lóbulos se han identificado, se puede observar que el plutón La Gloria es un reservorio relativamente pequeño (Figura 7.3a). Incluso, el patrón de fábrica magnética de las unidades registradas en el plutón Caleu (Parada et al., 2005) es consistente con el patrón registrado en el plutón La Gloria, presentando foliaciones magnéticas paralelas a las paredes del intrusivo (Figura 7.3b). Esto sugiere que el plutón La Gloria, como reservorio de magma individual sin grandes cambios litológicos en su interior, representaría una “unidad básica” de construcción de cuerpos plutónicos mayores.

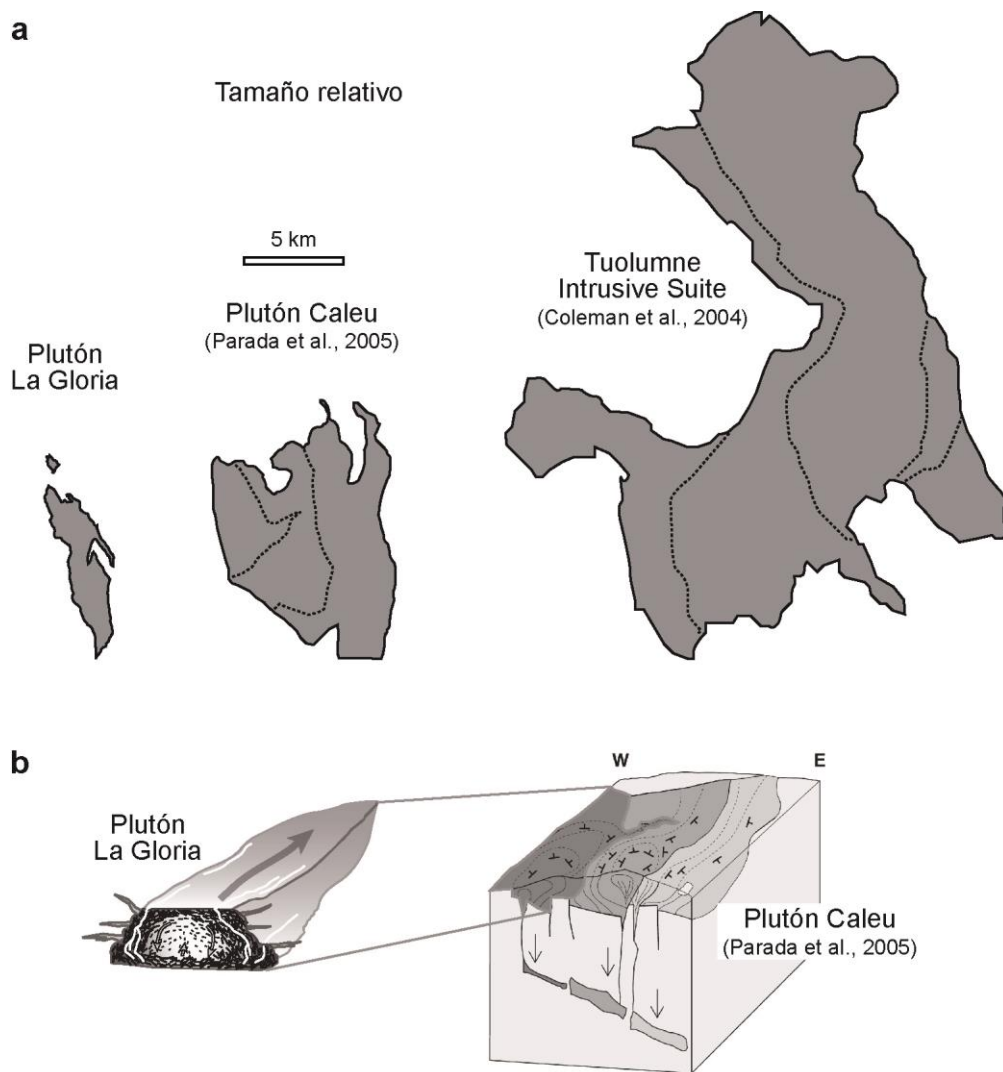


Figura 7.3: (a) Comparación del tamaño relativo del plutón La Gloria con otros plutones, donde se identifican variaciones composicionales interpretadas como múltiples pulsos de magma (Plutón Caleu, Cord. de la Costa, Chile central: Parada et al, 2005; Tuolumne Intrusive Suite, California, USA: Coleman et al., 2004). (b) El tamaño del plutón La Gloria aproximadamente coincide con el tamaño de las zonas litológicas del plutón Caleu, sugiriendo que este último estuvo constituido por varios reservorios activos de las dimensiones del plutón La Gloria. Esto es consistente con el patrón de fábricas magnéticas registrado en el plutón Caleu (Parada et al., 2005).

BIBLIOGRAFÍA.

- AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile central (provincia de Aconcagua), Santiago. *Instituto de Investigaciones Geológicas Boletín*, 9, 70 p.
- ANNEN, C. 2009. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 409-416.
- ANNEN, C. 2011. Implications of incremental emplacement of magma bodies for magma differentiation, thermal aureole dimensions and plutonism–volcanism relationships. *Tectonophysics*, 500, 3-10.
- ARAVENA, Á. 2014. *Factores geoquímicos y mineralógicos condicionantes de la susceptibilidad magnética del plutón La Gloria, e implicancias petrológicas : evidencias de extracción tardía de material diferenciado*. Universidad de Chile.
- ARBARET, L., LAUNEAU, P., DIOT, H., SIZARET, S. 2013. Magnetic and shape fabrics of magnetite in simple shear flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, 25-38.
- ARBARET, L., MANCKTELOW, N. S., BURG, J.-P. 2001. Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow. *Journal of Structural Geology*, 23, 113-125.
- ARCHANJO, C., CAMPANHA, G., SALAZAR, C., LAUNEAU, P. 2012. Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 101, 731-745.
- ARCHANJO, C. J., HOLLANDA, M. H. B. M., RODRIGUES, S. R. W. O., NEVES, B. B. B., ARMSTRONG, R. 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 30, 310-326.
- ARCHANJO, C. J., LAUNEAU, P. 2004. Magma flow inferred from preferred orientations of plagioclase of the Rio Ceará-Mirim dyke swarm (NE Brazil) and its AMS significance. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 285-298.
- ARCHANJO, C. J., LAUNEAU, P., BOUCHEZ, J. L. 1995. Magnetic fabric vs. magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras (Northeast Brazil). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 89, 63-75.
- 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.
- ARRIAGADA, C., FERRANDO, R., CÓRDOVA, L., MORATA, D., ROPERCH, P. 2013. The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology*, 40, 419-437.

- ARRIAGADA, C., ROPERCH, P., MPODOZIS, C., COBBOLD, P. 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics*, 27.
- ASTUDILLO, N., ROPERCH, P., TOWNLEY, B., ARRIAGADA, C., CHAUVIN, A. 2010. Magnetic polarity zonation within the El Teniente copper–molybdenum porphyry deposit, central Chile. *Mineralium Deposita*, 45, 23-41.
- ASTUDILLO, N., ROPERCH, P., TOWNLEY, B., ARRIAGADA, C., MAKSAEV, V. 2008. Importance of small-block rotations in damage zones along transcurrent faults. Evidence from the Chuquicamata open pit, Northern Chile. *Tectonophysics*, 450, 1-20.
- AYDIN, A., FERRÉ, E. C., ASLAN, Z. 2007. The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey. *Tectonophysics*, 441, 85-95.
- BACHL, C. A., MILLER, C. F., MILLER, J. S., FAULDS, J. E. 2001. Construction of a pluton: Evidence from an exposed cross section of the Searchlight pluton, Eldorado Mountains, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1213-1228.
- BACHMANN, O., BERGANTZ, G. W. 2008a. Deciphering magma chamber dynamics from styles of compositional zoning in large silicic ash flow sheets. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69, 651-674.
- BACHMANN, O., BERGANTZ, G. W. 2008b. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology*, 49, 2277 - 2285.
- BACHMANN, O., MILLER, C., DE SILVA, S. 2007. The volcanic–plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 1-23.
- BARAZANGI, M., ISACKS, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4, 686-692.
- BECKER, J., SANDWELL, D., SMITH, W., BRAUD, J., BINDER, B., DEPNER, J., FABRE, D., FACTOR, J., INGALLS, S., KIM, S. 2009. Global bathymetry and elevation data at 30 arc seconds resolution: SRTM30_PLUS. *Marine Geodesy*, 32, 355-371.
- BENN, K. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility fabrics in syntectonic plutons as tectonic strain markers: the example of the Canso pluton, Meguma Terrane, Nova Scotia. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100, 147-158.
- BERENS, P. 2009. CircStat: a MATLAB toolbox for circular statistics. *Journal of Statistical Software*, 31, 1-21.
- BESSE, J., COURTILLOT, V. 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 107, EPM 6-1-EPM 6-31.

- BORRADAILE, G. J., JACKSON, M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 299-360.
- BOUCHEZ, J. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*, 8, 95-112.
- BROWN, M. 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences. *Journal of the Geological Society*, 164, 709-730.
- BUTLER, R. F. 1992. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*, Blackwell Scientific Publications.
- CAHILL, T., ISACKS, B. L. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 97, 17503-17529.
- CALLOT, J. P., GEOFFROY, L., AUBOURG, C., POZZI, J. P., MEGE, D. 2001. Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies. *Tectonophysics*, 335, 313-329.
- CAÑÓN-TAPIA, E., CHÁVEZ-ÁLVAREZ, J. 2004a. Theoretical aspects of particle movement in flowing magma: implications for the anisotropy of magnetic susceptibility of dykes. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 227-249.
- CAÑÓN-TAPIA, E., CHÁVEZ-ÁLVAREZ, M. 2004b. Rotation of uniaxial ellipsoidal particles during simple shear revisited: the influence of elongation ratio, initial distribution of a multiparticle system and amount of shear in the acquisition of a stable orientation. *Journal of Structural Geology*, 26, 2073-2087.
- CAÑÓN-TAPIA, E., WALKER, G. P., HERRERO-BERVERA, E. 1995. Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65, 249-263.
- CARDOZO, N., ALLMENDINGER, R. W. 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193-205.
- CARMICHAEL, I. S. E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14, 36-64.
- CASTRO, J. 2012. *Estilo estructural en los depósitos mesozoicos y cenozoicos en el Valle del Río Colorado-Maipo, Región Metropolitana, Chile (~33° 30' S)*. Geólogo, Universidad de Chile.
- COLEMAN, D. S., GRAY, W., GLAZNER, A. F. 2004. Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32, 433-436.
- CORNEJO, P. C. 1990. *Geology, mineral compositions, and magmatic gradients of a zoned pluton: La Gloria pluton, central Chilean Andes*. M. S. Thesis, Stanford University.

- 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, 159-175.
- CORREA-GOMES, L., SOUZA FILHO, C., MARTINS, C., OLIVEIRA, E. 2001. Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases. *Journal of Structural Geology*, 23, 1415-1428.
- CZAMANSKE, G. K., WONES, D. R. 1973. Oxidation During Magmatic Differentiation, Finnmarka Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, The Mafic Silicates I. *Journal of Petrology*, 14, 349-380.
- CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J., GANS, P., KAY, S., MUÑOZ, N., WYSS, A., ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL). *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 117-139.
- CHARRIER, R., FARÍAS, M., MAKSAEV, V. 2009. Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65, 05-35.
- CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The geology of Chile (Moreno, T.; gibbons, W.; editors). The geological Society*, 21-114.
- DE LUCHI, M. L., RAPALINI, A., SIEGESMUND, S., STEENKEN, A. 2004. Application of magnetic fabrics to the emplacement and tectonic history of Devonian granitoids in Central Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 447-474.
- DE SAINT-BLANQUAT, M., HABERT, G., HORSMAN, E., MORGAN, S. S., TIKOFF, B., LAUNEAU, P., GLEIZES, G. 2006. Mechanisms and duration of non-tectonically assisted magma emplacement in the upper crust: The Black Mesa pluton, Henry Mountains, Utah. *Tectonophysics*, 428, 1-31.
- 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. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 976-995.
- DE SAINT-BLANQUAT, M., TIKOFF, B. 1997. Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada batholith. *Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics. ed. Kluwer Academic Publishers*, 231-252.
- DE SAINT BLANQUAT, M., HORSMAN, E., HABERT, G., MORGAN, S., VANDERHAEGHE, O., LAW, R., TIKOFF, B. 2011. Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, 500, 20-33.

- 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, 1-31.
- DRAGONI, M., LANZA, R., TALLARICO, A. 1997. Magnetic anisotropy produced by magma flow: theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International*, 128, 230-240.
- DRAKE, R., VERGARA, M., MUNIZAGA, F., VICENTE, J. C. 1982. Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in central Chile, Lat. 31°-36°S. *Earth-Science Reviews*, 18, 353-363.
- DUFEK, J., BACHMANN, O. 2010. Quantum magmatism: Magmatic compositional gaps generated by melt-crystal dynamics. *Geology*, 38, 687-690.
- DUNLOP, D. J. 1981. The rock magnetism of fine particles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 26, 1-26.
- ELGUETA, S., CHARRIER, R., AGUIRRE, R., KIEFFERT, G., VATIN-PERIGNON, N. Volcanogenic sedimentation model for the Miocene Farellones Formation, Andean Cordillera, central Chile. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts Volume. Georg August Universität, 1999. 228-231.
- FARÍAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., CÁCERES, J., 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.
- FERRANDO, R., ROPERCH, P., MORATA, D., ARRIAGADA, C., RUFFET, G., CÓRDOVA, M. L. 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous. *Journal of South American Earth Sciences*, 50, 12-26.
- FERRÉ, E. C., GALLAND, O., MONTANARI, D., KALAKAY, T. J. 2012. Granite magma migration and emplacement along thrusts. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1673-1688.
- 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*. Master Sc., Universidad de Chile.
- GELMAN, S. E., GUTIÉRREZ, F. J., BACHMANN, O. 2013. On the longevity of large upper crustal silicic magma reservoirs. *Geology*, 41, 759-762.
- GEOFFROY, L., CALLOT, J., AUBOURG, C., MOREIRA, M. 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova*, 14, 183-190.
- GEOFFROY, L., OLIVIER, P., ROCHETTE, P. 1997. Structure of a hypovolcanic acid complex inferred from magnetic susceptibility anisotropy measurements: the Western Red Hills granites (Skye, Scotland, Thulean Igneous Province). *Bulletin of volcanology*, 59, 147-159.

- GHOSH, S., RAMBERG, H. 1976. Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. *Tectonophysics*, 34, 1-70.
- 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, 1041.
- GIL-IMAZ, A., BARBERO, L. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Montes de Toledo area (Hercynian Iberian Belt, Spain) and its petrostructural significance. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 381-394.
- 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, 4-12.
- GODOY, E., YAÑEZ, G., VERA, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306, 217-236.
- GOGUITCHAICHVILI, A., CHAUVIN, A., ROPERCH, P., PREVOT, M., AGUIRRE, L., VERGARA, M. 2000. Palaeomagnetism of the Miocene Farellones formation (Chile). *Geophysical Journal International*, 140, 357-373.
- GRÉGOIRE, V., DE SAINT BLANQUAT, M., NÉDÉLEC, A., BOUCHEZ, J. L. 1995. Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, 22, 2765-2768.
- GUTIÉRREZ, F., ARAVENA, Á., GUILLONG, M., BACHMANN, O., PAYACÁN, I., PARADA, M. A. Construction of an Upper Crustal Reservoir by Lateral Magma Propagation: New insights from Geochronological Data of La Gloria Pluton, Central Chile. AGU Fall Meeting, 2015 San Francisco, USA.
- GUTIÉRREZ, F., PARADA, M. A. 2010. Numerical Modeling of Time-dependent Fluid Dynamics and Differentiation of a Shallow Basaltic Magma Chamber. *Journal of Petrology*, 51, 731-762.
- GUTIÉRREZ, F., PAYACÁN, I., GELMAN, S., BACHMANN, O., PARADA, M. 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, 1-15.
- HALLIDAY, J. 2008. *Magnetic characterisation and palaeointensity analysis of rocks from selected I-type granitic plutons*. Ph.D. Thesis, Kingston University.
- HARGRAVES, R., JOHNSON, D., CHAN, C. 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters*, 18, 2193-2196.

- HARTSTRA, R. 1982. Grain-size dependence of initial susceptibility and saturation magnetization-related parameters of four natural magnetites in the PSD—MD range. *Geophysical Journal International*, 71, 477-495.
- HASTIE, W. W., AUBOURG, C., WATKEYS, M. K. 2011a. When an ‘inverse’ fabric is not inverse: an integrated AMS-SPO study in MORB-like dykes. *Terra Nova*, 23, 49-55.
- HASTIE, W. W., WATKEYS, M. K., AUBOURG, C. 2011b. Significance of magnetic and petrofabric in Karoo-feeder dykes, northern Lebombo. *Tectonophysics*, 513, 96-111.
- HIGGINS, M. D. 1994. Numerical modeling of crystal shapes in thin sections: estimation of crystal habit and true size. *American Mineralogist*, 79, 113-119.
- HIGGINS, M. D. 2000. Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist*, 85, 1105-1116.
- HIGGINS, M. D. 2006a. *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*, Cambridge University Press Cambridge.
- HIGGINS, M. D. 2006b. Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distributions from 2D datasets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 154, 8-16.
- HORSMAN, E., TIKOFF, B., MORGAN, S. 2005. Emplacement-related fabric and multiple sheets in the Maiden Creek sill, Henry Mountains, Utah, USA. *Journal of Structural Geology*, 27, 1426-1444.
- HROUDA, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical surveys*, 5, 37-82.
- HUBER, C., BACHMANN, O., DUFEK, J. 2011. Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: melting-induced internal fracturation and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 443-454.
- HUBER, C., BACHMANN, O., DUFEK, J. 2012. Crystal-poor versus crystal-rich ignimbrites: A competition between stirring and reactivation. *Geology*, 40, 115-118.
- HUBER, C., BACHMANN, O., MANGA, M. 2009. Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 38-47.
- HUTTON, D. H. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 245-255.
- HUTTON, D. H. 1997. Syntectonic granites and the principle of effective stress: a general solution to the space problem? *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Springer.
- IEZZI, G., VENTURA, G. 2002. Crystal fabric evolution in lava flows: results from numerical simulations. *Earth and Planetary Science Letters*, 200, 33-46.

- ILDEFONSE, B., ARBARET, L., DIOT, H. 1997. Rigid particles in simple shear flow: is their preferred orientation periodic or steady-state? *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Springer.
- ISHIHARA, S. 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.
- ISHIHARA, S., HASHIMOTO, M., MACHIDA, M. 2000. Magnetite/Ilmenite-series Classification and Magnetic Susceptibility of the Mesozoic-Cenozoic Batholiths in Peru. *Resource Geology*, 50, 123-129.
- ISHIHARA, S., ROBB, L. J., ANHAEUSSER, C. R., IMAI, A. 2002. Granitoid series in terms of magnetic susceptibility: a case study from the Barberton region, South Africa. *Gondwana Research*, 5, 581-589.
- JEFFERY, G. B. 1922. The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, 102, 161-179.
- JELINEK, V. 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.
- JEZEK, J., SCHULMANN, K., PATERSON, S. 2013. Modified Jeffery model: Influence of particle concentration on mineral fabric in moderately concentrated suspensions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 852-861.
- KALAKAY, T. J., JOHN, B. E., LAGESON, D. R. 2001. Fault-controlled pluton emplacement in the Sevier fold-and-thrust belt of southwest Montana, USA. *Journal of Structural Geology*, 23, 1151-1165.
- KAY, S., MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.
- KAY, S. M., GODOY, E., KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117, 67-88.
- LAGROIX, F., BORRADAILE, G. J. 2000. Magnetic fabric interpretation complicated by inclusions in mafic silicates. *Tectonophysics*, 325, 207-225.
- LAKE, E. T. 2013. Crystallization and saturation front propagation in silicic magma chambers. *Earth and Planetary Science Letters*, 383, 182-193.
- LAUNEAU, P., CRUDEN, A. R. 1998. Magmatic fabric acquisition mechanisms in a syenite: Results of a combined anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis study. *J. Geophys. Res.*, 103, 5067-5089.

- LAUNEAU, P., ROBIN, P.-Y. 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics*, 267, 91-119.
- LAUNEAU, P., ROBIN, P.-Y. F. 2005. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses—implementation and applications. *Journal of Structural Geology*, 27, 2223-2233.
- LIPMAN, P. W. 2007. Incremental assembly and prolonged consolidation of Cordilleran magma chambers: Evidence from the Southern Rocky Mountain volcanic field. *Geosphere*, 3, 42-70.
- LOHMAR, S., PARADA, M., GUTIÉRREZ, F., ROBIN, C., GERBE, M. C. 2012. Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235-236, 55-69.
- MAGEE, C., STEVENSON, C. T. E., O'DRISCOLL, B., PETRONIS, M. S. 2012. Local and regional controls on the lateral emplacement of the Ben Hiant Dolerite intrusion, Ardnamurchan (NW Scotland). *Journal of Structural Geology*, 39, 66-82.
- MAHOOD, G. A., CORNEJO, P. C. 1992. Evidence for ascent of differentiated liquids in silicic magma chamber found in a granitic pluton. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83, 63-69.
- MARSH, B. 1989. Magma Chambers. In: SIGURDSSON, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*. New York, USA: Academic Press.
- MARSH, B. D. 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting. *American Journal of Science*, 282, 808-855.
- MARSH, B. D. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99, 277-291.
- MARSH, B. D. 1996. Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*, 60, 5-40.
- MARSH, B. D. 1998. On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, 39, 553-599.
- MARSH, B. D. 2006. Dynamics of magmatic systems. *Elements*, 2, 287-292.
- MARTÍN-HERNÁNDEZ, F., LÜNEBURG, C., AUBOURG, C., JACKSON, M. 2004. Magnetic fabric: methods and applications—an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 1-7.
- MATZEL, J. E. P., BOWRING, S. A., MILLER, R. B. 2006. Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington. *Geological Society of America Bulletin*, 118, 1412-1430.

- MCNULTY, B. A., TOBISH, O. T., CRUDEN, A. R., GILDER, S. 2000. Multi-stage emplacement of the Mount Givens pluton, central Sierra Nevada batholith, California. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 119-135.
- MILLER, C. F., FURBISH, D. J., WALKER, B. A., CLAIBORNE, L. L., KOTEAS, G. C., BLEICK, H. A., MILLER, J. S. 2011. Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics*, 500, 65-77.
- MILLER, J. S., MATZEL, J. E., MILLER, C. F., BURGESS, S. D., MILLER, R. B. 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 282-299.
- MILLER, R. B., PATERSON, S. R. 1999. In defense of magmatic diapirs. *Journal of Structural Geology*, 21, 1161-1173.
- MONTANARI, D., CORTI, G., SANI, F., DEL VENTISETTE, C., BONINI, M., MORATTI, G. 2010. Experimental investigation on granite emplacement during shortening. *Tectonophysics*, 484, 147-155.
- MPODOZIS, C., RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: ERICKSEN, G. E., CAÑAS PINOCHET, M. T. & REINEMUND, J. A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston, Texas: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series.
- MUSUMECI, G., MAZZARINI, F., CORTI, G., BARSELLA, M., MONTANARI, D. 2005. Magma emplacement in a thrust ramp anticline: The Gavorrano Granite (northern Apennines, Italy). *Tectonics*, 24.
- NAGATA, T. 1961. *Rock magnetism*, Maruzen Company Tokyo.
- NYSTRÖM, J. O., VERGARA, M., MORATA, D., LEVI, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, 115, 1523-1537.
- OLIVIER, P., DE SAINT BLANQUAT, M., GLEIZES, G., LEBLANC, D. 1997. Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametre scales. *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*. Springer.
- PARADA, M. A., ROPERCH, P., GUIRESSE, C., RAMAÑ-REZ, E. 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics*, 399, 399-420.
- PARDO-CASAS, F., MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233-248.
- PATERSON, S. R., FOWLER JR, T. K., SCHMIDT, K. L., YOSHINOBU, A. S., YUAN, E. S., MILLER, R. B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53-82.

- 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, 349-363.
- 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, Part A, 32-46.
- PETRONIS, M., HACKER, D., HOLM, D., GEISSMAN, J., HARLAN, S. 2004. Magmatic flow paths and palaeomagnetism of the Miocene Stoddard Mountain laccolith, Iron Axis region, Southwestern Utah, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, 238, 251-283.
- PICARD, D., ARBARET, L., PICHAVANT, M., CHAMPALLIER, R., LAUNEAU, P. 2013. The rheological transition in plagioclase-bearing magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.
- POBLETE, F., ROPERCH, P., HERVE, F., RAMIREZ, C., ARRIAGADA, C. The Patagonian Orocline: Paleomagnetic evidence of a large counter-clockwise rotation during the closure of the Rocas Verdes basin. *Geophysical Research Abstracts*, 2014.
- ROBIN, P.-Y. F. 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses— theory. *Journal of Structural Geology*, 24, 531-544.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M., AUBOURG, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30, 209-226.
- RODUIT, N. 2008. JMicroVision: Image analysis toolbox for measuring and quantifying components of high-definition images. Version 1.2. 7.
- ROPERCH, P., CARLOTTO, V., RUFFET, G., FORNARI, M. 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, 30.
- SANDWELL, D. T. 1987. Biharmonic spline interpolation of GEOS-3 and SEASAT altimeter data. *Geophysical Research Letters*, 14, 139-142.
- SELF, S., THORDARSON, T., KESZTHELYI, L., WALKER, G. P. L., HON, K., MURPHY, M. T., LONG, P., FINNEMORE, S. 1996. A new model for the emplacement of Columbia River basalts as large, inflated Pahoehoe Lava Flow Fields. *Geophysical Research Letters*, 23, 2689-2692.
- SHIMAMOTO, T., IKEDA, Y. 1976. A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1. Basic theory. *Tectonophysics*, 36, 315-337.
- SKARMETA, J. J., CASTELLI, J. C. 1997. Intrusión sintectónica del granito de las Torres del Paine, Andes Patagónicos de Chile. *Andean Geology*, 24, 55-74.
- STEVENSON, C. T., OWENS, W. H., HUTTON, D. H. 2007a. Flow lobes in granite: The determination of magma flow direction in the Trawenagh Bay Granite, northwestern Ireland, using anisotropy of magnetic susceptibility. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1368-1386.

- STEVENSON, C. T. E., OWENS, W. H., HUTTON, D. H. W., HOOD, D. N., MEIGHAN, I. G. 2007b. Laccolithic, as opposed to cauldron subsidence, emplacement of the Eastern Mourne pluton, N. Ireland: evidence from anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of the Geological Society*, 164, 99-110.
- TARLING, D., HROUDA, F. 1993. *Magnetic anisotropy of rocks*, Springer.
- THIELE, R. 1980. *Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, Hoja de Santiago, Carta 39, 21 p.* Santiago, Chile: Instituto de Investigaciones Geológicas.
- TRUBAČ, J., ŽÁK, J., CHLUPÁČOVÁ, M., JANOUŠEK, V. 2009. Magnetic fabric of the Řičany granite, Bohemian Massif: A record of helical magma flow? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 181, 25-34.
- VENTURA, G., DE ROSA, R., COLLETTA, E., MAZZUOLI, R. 1996. Deformation patterns in a high-viscosity lava flow inferred from the crystal preferred orientation and imbrication structures: an example from Salina (Aeolian Islands, southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Bulletin of volcanology*, 57, 555-562.
- 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, 199-209.
- VERNON, R. 2000. Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Visual Geosciences*, 5, 1-23.
- VIGNERESSE, J. L., BARBEY, P., CUNEY, M. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37, 1579-1600.
- WALKER JR, B. A., MILLER, C., LOWERY CLAIBORNE, L., WOODEN, J., MILLER, J. 2007. Geology and geochronology of the Spirit Mountain batholith, southern Nevada: implications for timescales and physical processes of batholith construction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 239-262.
- WEINBERG, R. F., SIAL, A. N., MARIANO, G. 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, 32, 377-380.
- YÁÑEZ, G. A., RANERO, C. R., HUENE, R., DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 106, 6325-6345.
- ŽÁK, J., KABELE, P. 2012. A new approach to modeling perpendicular fabrics in porphyritic plutonic rocks using the finite element method. *International Journal of Earth Sciences*, 101, 715-730.
- ŽÁK, J., PATERSON, S. R., MEMETI, V. 2007. Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for interpreting fabric patterns in plutons

and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 184-201.

ŽÁK, J., SCHULMANN, K., HROUDA, F. 2005. Multiple magmatic fabrics in the Sázava pluton (Bohemian Massif, Czech Republic): a result of superposition of wrench-dominated regional transpression on final emplacement. *Journal of Structural Geology*, 27, 805-822.

ŽÁK, J., VERNER, K., TÝCOVÁ, P. 2008. Multiple magmatic fabrics in plutons: an overlooked tool for exploring interactions between magmatic processes and regional deformation? *Geological Magazine*, 145, 537-551.

ZIJDERVELD, J. 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results, *Methods in Paleomagnetism* DW Collinson, KM Creer, SK Runcorn, 254–286. Elsevier, New York.

ANEXOS.

Anexo A. Propiedades magnéticas: Marco teórico.

A.1. Propiedades magnéticas naturales.

La susceptibilidad magnética (κ) se define como la capacidad de un material (roca para estudios paleomagnéticos) para adquirir una magnetización inducida ante su exposición a un campo magnético externo (Hrouda, 1982, Rochette et al., 1992). Matemáticamente se define como:

$$J = \kappa \cdot H \quad (A-1)$$

Donde J es la magnetización inducida en el material y H es el campo magnético inductor (ambos en [A/m]). κ representa la susceptibilidad magnética volumétrica y corresponde a una variable adimensional (expresada como SI). Debido a que la mayoría de los materiales son magnéticamente anisótropos, la susceptibilidad magnética depende de la dirección en que se aplique el campo inductor y es representada por una matriz de 3x3 (Hrouda, 1982).

Por otro lado, un material puede poseer una magnetización remanente, la que corresponde a un registro de antiguos campos magnéticos externos que actuaron sobre el material (Butler, 1992). La remanencia magnética natural (NRM) corresponde a la magnetización remanente de una muestra en condiciones ambientales, previo a hacer los análisis paleomagnéticos. Para el caso de rocas ígneas, la magnetización termoremanente es la más típica, la que corresponde a la suma de los campos magnéticos que actuaron sobre la roca a medida que se enfrió por debajo de la temperatura de Curie desde su formación. Sin embargo, el origen de la magnetización remanente y las direcciones paleomagnéticas (características) serán más desarrolladas en el Anexo B. .

A.2. Materiales magnéticos.

Existen tres categorías fundamentales de materiales magnéticos, definidas según el comportamiento de la magnetización inducida J respecto al campo magnético inductor H (Butler, 1992). Los materiales se clasifican en:

1) Materiales diamagnéticos, los cuales muestran una magnetización paralela y opuesta al campo magnético inductor. En este caso la magnetización inducida vuelve a cero al retirar el campo inductor (Figura - A.1a).

2) Materiales paramagnéticos, los cuales adquieren una magnetización paralela y en la misma dirección del campo inductor. La susceptibilidad magnética es una constante positiva y la magnetización vuelve a cero al retirar el campo magnético inductor (Figura - A.1b).

3) Materiales ferromagnéticos, los cuales se magnetizan hasta alcanzar una magnetización máxima, independiente de que el campo inductor sea más fuerte (magnetización de saturación J_S ; Figura - A.1c). Este tipo de materiales adquiere magnetizaciones órdenes de magnitud más grandes que en el caso de los materiales paramagnéticos, bajo un mismo campo inductor. La magnetización de saturación disminuye con la temperatura, siendo cero en la temperatura de Curie (T_C), a partir de la cual el material tiene un comportamiento paramagnético. La curva de la magnetización J en función del campo magnético aplicado H se denomina *loop de hysteresis*.

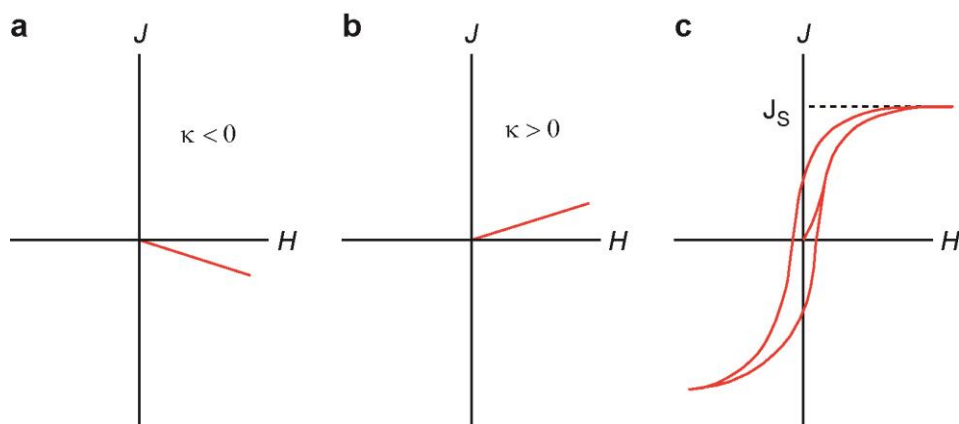


Figura - A.1: Comportamiento de la magnetización inducida respecto a un campo magnético inductor: a) material diamagnético, donde la susceptibilidad magnética es una constante negativa; b) material paramagnético, donde la susceptibilidad magnética es una constante positiva; c) material ferromagnético, donde la magnetización muestra una curva de histéresis y la susceptibilidad magnética no es una constante simple. Esta curva recibe el nombre de *loop de hysteresis*. Modificada de Butler (1992).

A.3. Mineralogía magnética.

Los óxidos de hierro-titanio (Fe-Ti) son los minerales ferromagnéticos dominantes en las rocas ígneas, siendo necesario caracterizar su ocurrencia y comprender los procesos petrológicos que permiten su generación (Butler, 1992). Dicha caracterización es fundamental para interpretar correctamente las características magnéticas de las rocas. Su composición se suele presentar en un diagrama ternario TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 (Figura - A.2a).

Dos soluciones sólidas suelen presentarse en las rocas ígneas:

1) Serie Titanohematita ($Fe_{2-x}Ti_xO_3$; donde X varía entre 0 y 1). Esta serie representan una proporción mínima en la mayoría de las rocas ígneas, contrario a la mayoría de las rocas sedimentarias (Butler, 1992). Estos minerales son generalmente opacos, de simetría hexagonal. Los extremos composicionales son ilmenita ($FeTiO_3$) y hematita (Fe_2O_3). Dependiendo de la composición de la solución sólida, esta serie puede tener un comportamiento ferromagnético (ricas en Ti) o antiferromagnético ($J_s=0$; pobres en Ti).

2) Serie Titanomagnetita ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$; donde X varía entre 0 y 1). Estos óxidos de Fe-Ti son los más abundantes en las rocas ígneas (Butler, 1992). Corresponde a minerales cúbicos opacos, cuyas composiciones varían entre los extremos ulvöspinela (Fe_2TiO_4) y magnetita (Fe_3O_4). Comparado con el extremo ulvöspinela, la magnetita presenta mayor magnetización de saturación ($4.8 \cdot 10^{-5}$ A/m) y temperatura de Curie de 580 [°C] (Figura - A.2b; Nagata, 1961).

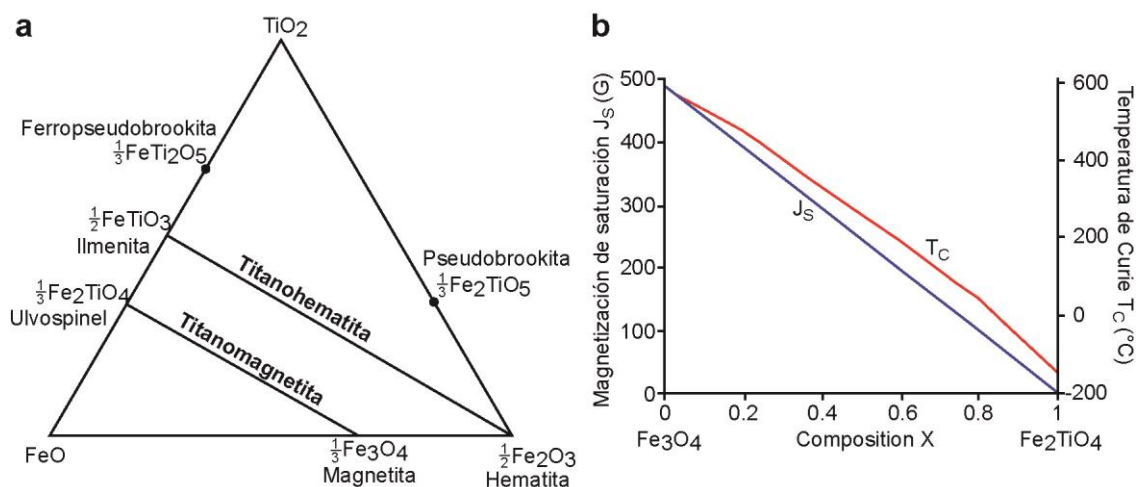


Figura - A.2: a) Diagrama ternario TiO₂-FeO-Fe₂O₃ de la composición de los óxidos de Fe-Ti. Se muestran las soluciones sólidas de las titanomagnetitas y titanohematitas. b) Magnetización de saturación (en Gauss; 1G = 10³ A/m) y temperatura de Curie para la serie titanomagnetita. Modificado de Butler (1992).

Tanto la serie Titanomagnetita como Titanohematita primarias cristalizan aproximadamente a los 1300 °C en rocas ígneas. La tasa de cristalización influye directamente en la distribución de tamaño de cristales (Butler, 1992). Las rocas volcánicas, con enfriadas rápidamente, tienden a presentar granos de titanomagnetita del orden de ≤1 μm. Por el contrario, las rocas intrusivas, usualmente enfriadas lentamente, tienden a presentar granos más grandes, generalmente excediendo los 100 μm.

La distribución de tamaños de minerales magnéticos, así como la presencia de impurezas e imperfecciones morfológicas, tienden a influir en sus propiedades magnéticas (Butler, 1992). Esto está condicionado por la presencia de dominios magnéticos en los granos minerales. Modelando el momento magnético como una distribución de cargas magnéticas internas, éstas se distribuyen en la superficie de la partícula magnética con una única dirección de imantación, superando la energía magnetoestática y generando una partícula de dominio simple (*Single-domain* SD; Figura - A.3a). Estas partículas tienden a presentar un radio relativamente pequeño (<0.1 μm para el caso de titanomagnetita), menor susceptibilidad magnética (*bulk*), mayor magnetización de saturación y mayor capacidad de retener magnetización remanente (Hartstra, 1982, Butler, 1992). Sin embargo, cuando la energía magnetoestática es muy alta, la partícula tiende a generar “paredes internas” con distribución de cargas magnéticas, presentando distintas direcciones de imantación en su interior. Esto corresponde a partículas de dominio múltiple (*Multi-domain* MD; Figura - A.3b), y suele presentarse en partículas de diámetro mayor a las partículas SD (>10 μm para el caso de titanomagnetita). Estas partículas presentan mayor susceptibilidad magnética (*bulk*), menor magnetización de saturación y menor capacidad de retener magnetización remanente, comparadas con las partículas SD (Hartstra, 1982, Butler, 1992).

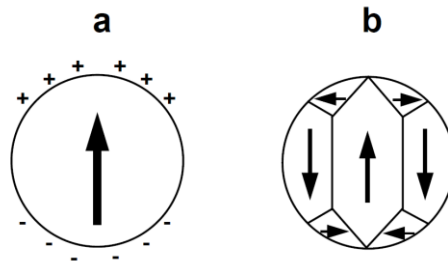


Figura - A.3: Esquema de dominios magnéticos en una partícula individual de un material ferromagnético: a) dominio simple (*Single-Domain*; SD); y b) dominio múltiple (*Multi-Domain*; MD). Las flechas representan las direcciones de imantación de la partícula. Tomado de Butler (1992).

Anexo B. Magnetización remanente y paleomagnetismo: marco teórico.

B.1. Magnetización remanente.

La magnetización de una muestra de roca se puede dividir en dos componentes (Butler, 1992):

(1) Magnetización inducida, la cual es producida por la presencia de un campo magnético local y está controlada por la susceptibilidad magnética. Sin embargo, este proceso de magnetización es más bien temporal, sin memoria de campos magnéticos antiguos.

(2) Magnetización remanente, la cual depende del campo geomagnético y los procesos geológicos durante la historia de la roca. La magnetización remanente primaria es la que se adquiere durante la formación de la roca debido al campo geomagnético existente, siendo útil para los estudios paleomagnéticos. En general presenta más de una componente (incluyendo componentes secundarias), adquirida por cambios magnéticos, químicos y/o termales posteriores a la formación de la roca; sin embargo, mediante técnicas de desmagnetización es posible aislar la componente primaria.

La magnetización termoremanente se produce por el enfriamiento de la roca por debajo de la temperatura de Curie ante la presencia de un campo magnético (típicamente el campo geomagnético). La mayoría de las rocas ígneas adquieren este tipo de magnetización, aunque también pueden adquirir otros tipos de magnetización remanente (e.g., viscosa: producida por la exposición prolongada de la roca a un campo magnético débil; isothermal: producida por una breve exposición de la roca a un campo magnético fuerte). A medida que una roca se enfría, su fuerza coercitiva aumenta, magnetizándose una vez que se alcanza la temperatura de Curie y la roca adquiere un comportamiento ferromagnético. Existe un tiempo de relajación en que la roca tiende a desmagnetizarse. Sin embargo, si este tiempo es superior a la edad geológica de la roca, es posible recuperar la dirección del campo geomagnético existente durante la formación de la roca.

El análisis de rotaciones tectónicas consiste en comparar la dirección primaria de la magnetización remanente con el campo geomagnético esperado para la edad de formación de la roca, con el fin de identificar si ésta sufrió una rotación respecto a su orientación original. Esta comparación se debe hacer con respecto al campo geomagnético registrado en el cratón estable y así eliminar posibles componentes de rotación continentales (Butler, 1992).

B.2. Representación gráfica: diagramas de componentes de vector de magnetización.

Los vectores de magnetización, y sus componentes en distintas etapas del proceso de desmagnetización, pueden ser representados tridimensionalmente según su orientación geográfica (Figura - B.1a). Sin embargo, los diagramas proyectados del vector de magnetización suelen ser más prácticos para representar las variaciones. Estos diagramas consisten en proyectar los vectores en un plano horizontal, con las componentes Norte y Este, y un plano vertical orientado en dirección Norte-Sur, mostrando las componentes Norte y vertical (Figura - B.1b). De este modo, es posible representar de manera sencilla los cambios en declinación (símbolos negros), inclinación (símbolos blancos), intensidad de la magnetización (magnitud del vector) y cambios de polaridad.

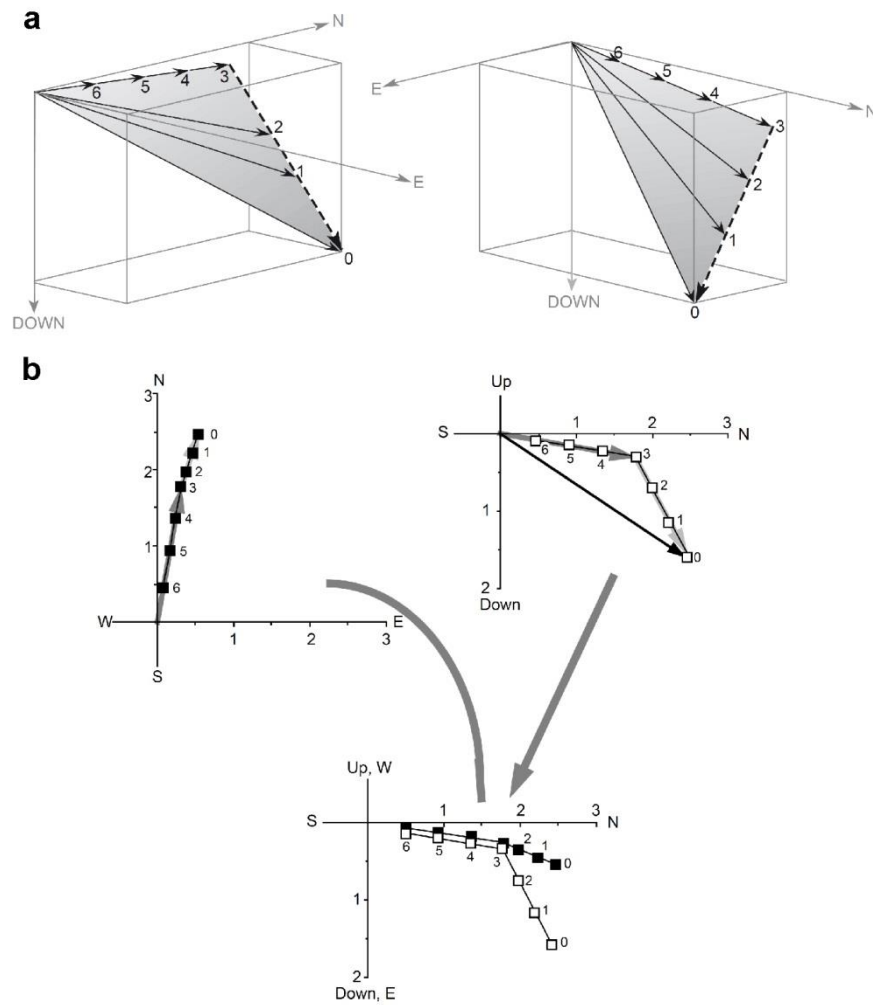


Figura - B.1: a) Diagrama en perspectiva de la variación del vector de la magnetización remanente durante el proceso de desmagnetización, orientado respecto a los ejes geográficos norte (N), este (E) y eje vertical (DOWN). Las flechas sólidas representan los vectores de la magnetización remanente de los pasos 0 al 6 del proceso de desmagnetización. b) Construcción del diagrama de componentes del vector de magnetización (Zijderveld, 1967), a partir de los gráficos de a). Cuadrados negros muestran la proyección en el plano horizontal, describiendo la declinación del vector de magnetización. Cuadrados blancos muestran la proyección en el plano vertical orientado Norte-Sur, representando la inclinación del vector de magnetización. Los números representan los niveles de desmagnetización. Tomado de (Butler, 1992).

Anexo C. Secciones transparentes analizadas para la descripción de fábricas (Nícoles cruzados bajo luz polarizada).

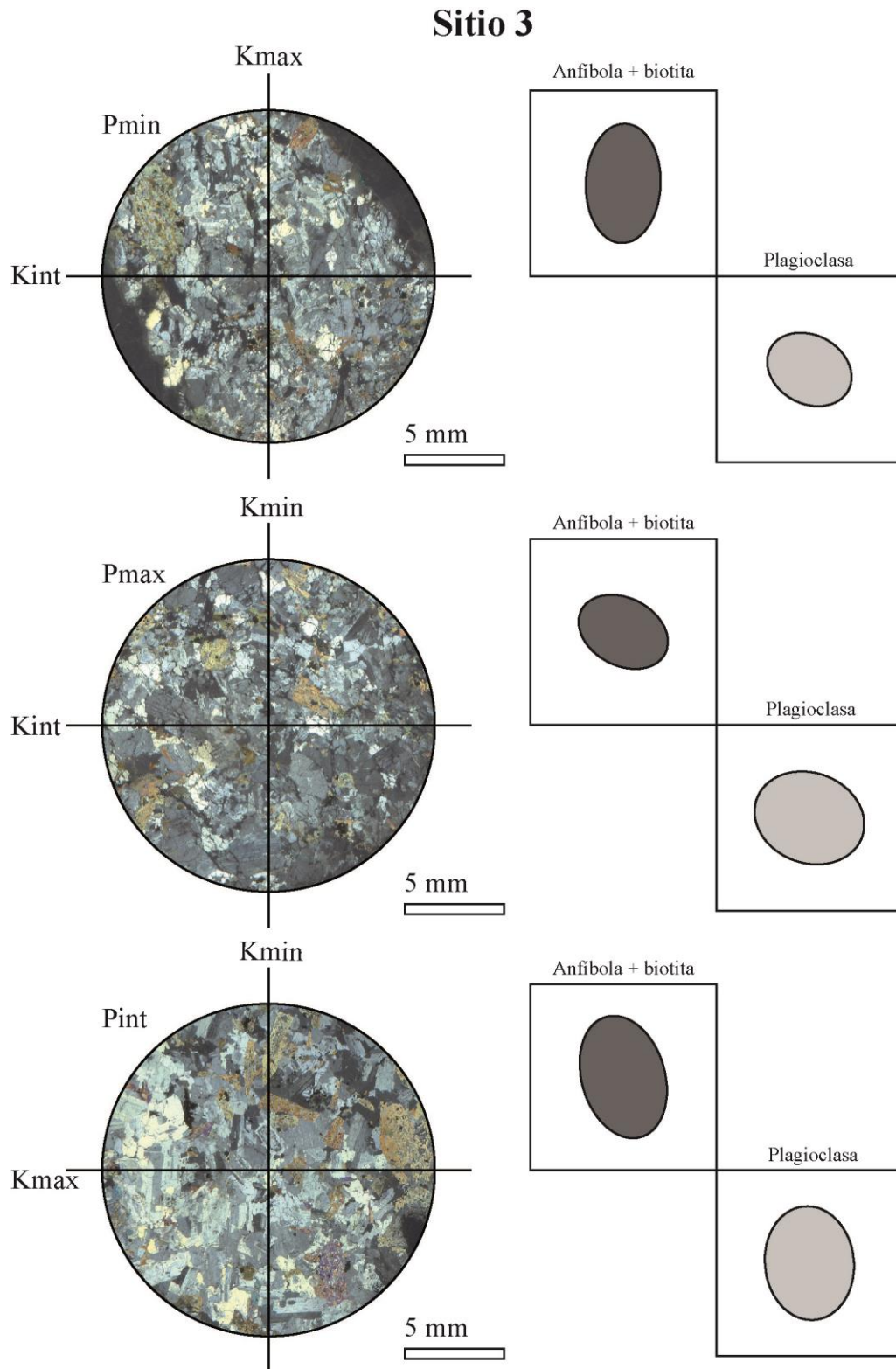


Figura - C.1: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 3.

Sitio 4

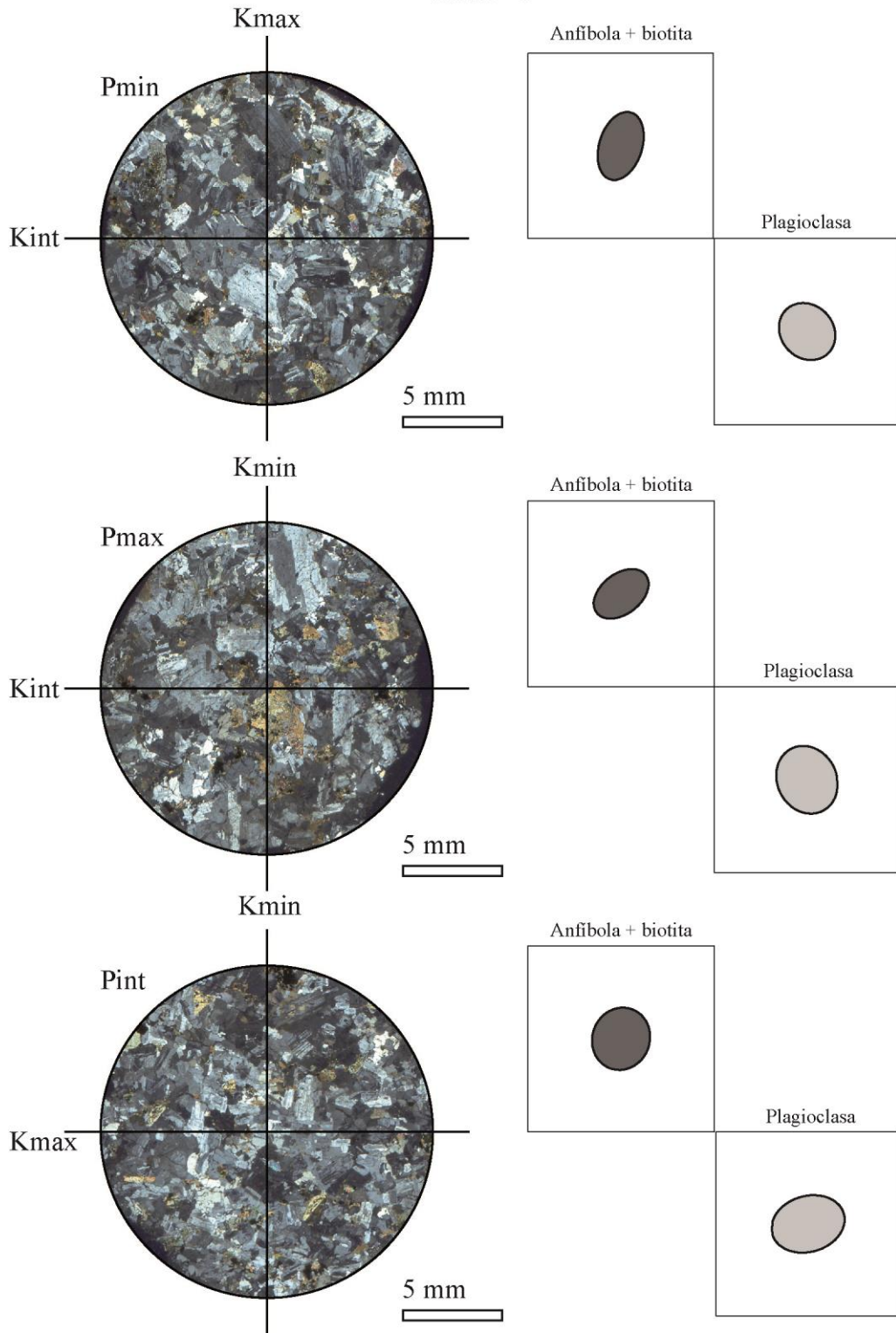


Figura - C.2: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 4.

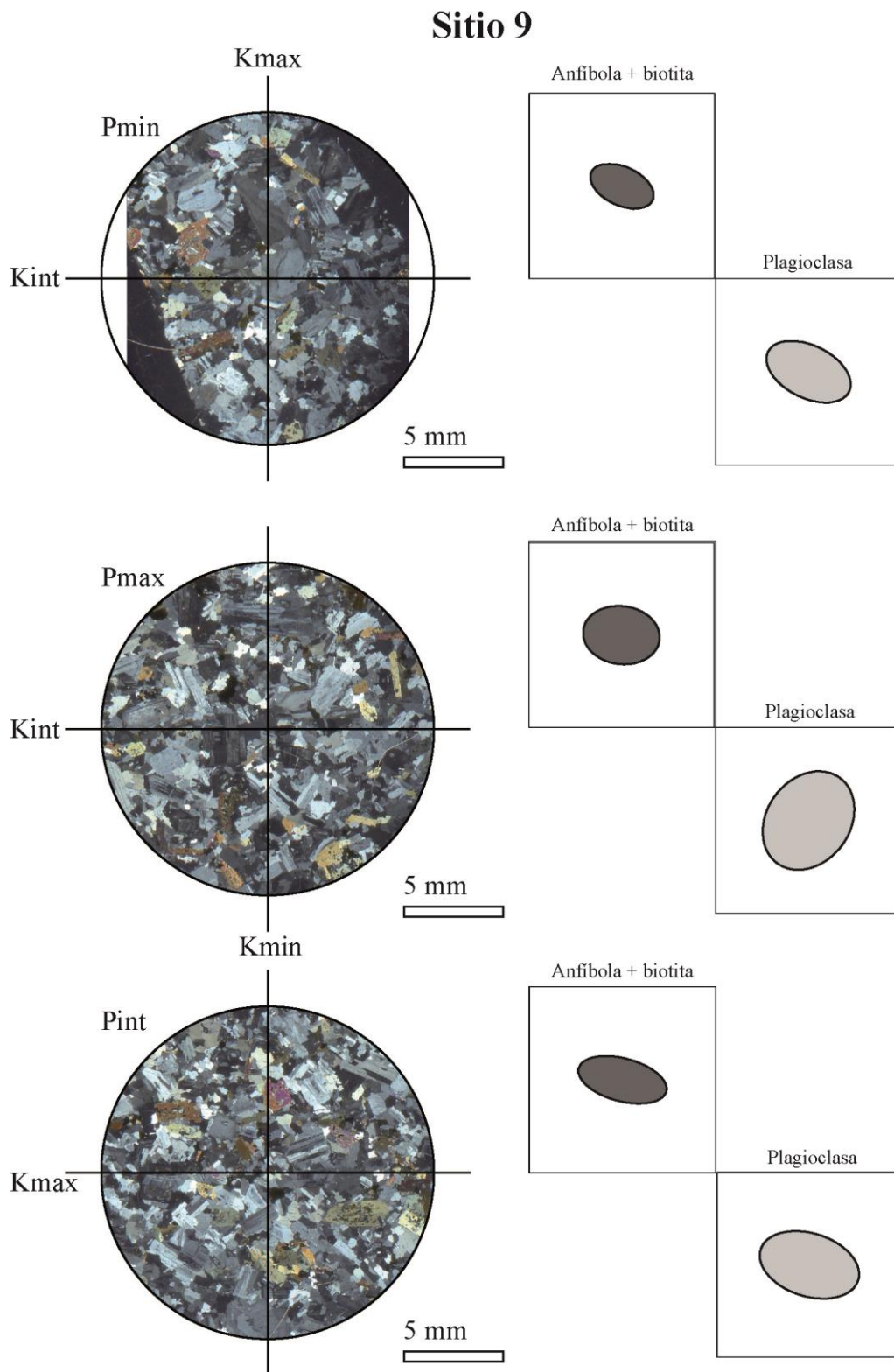


Figura - C.3: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 9.

Sitio 20

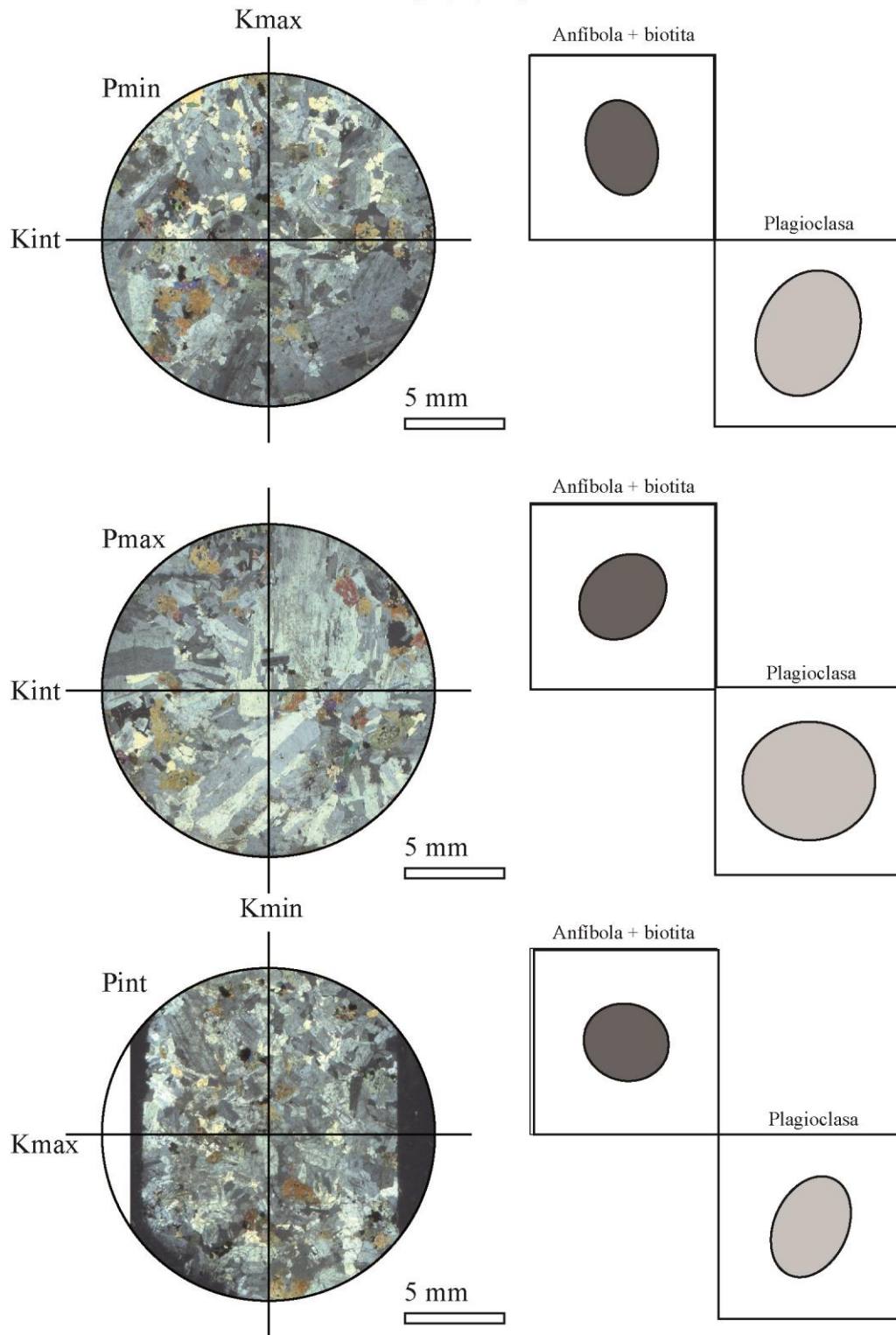


Figura - C.4: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 20.

Sitio 24

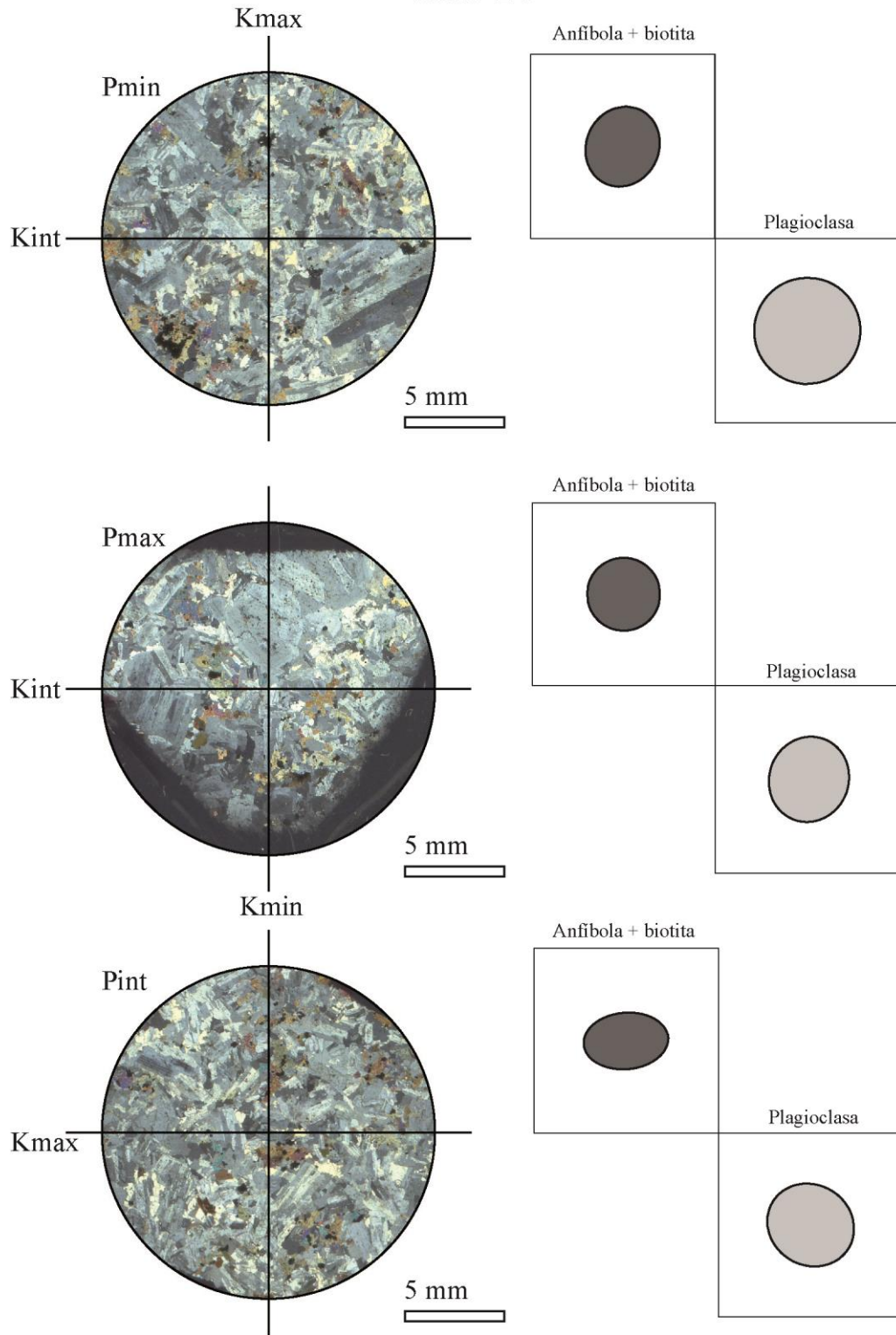


Figura - C.5: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 24.

Sitio 34

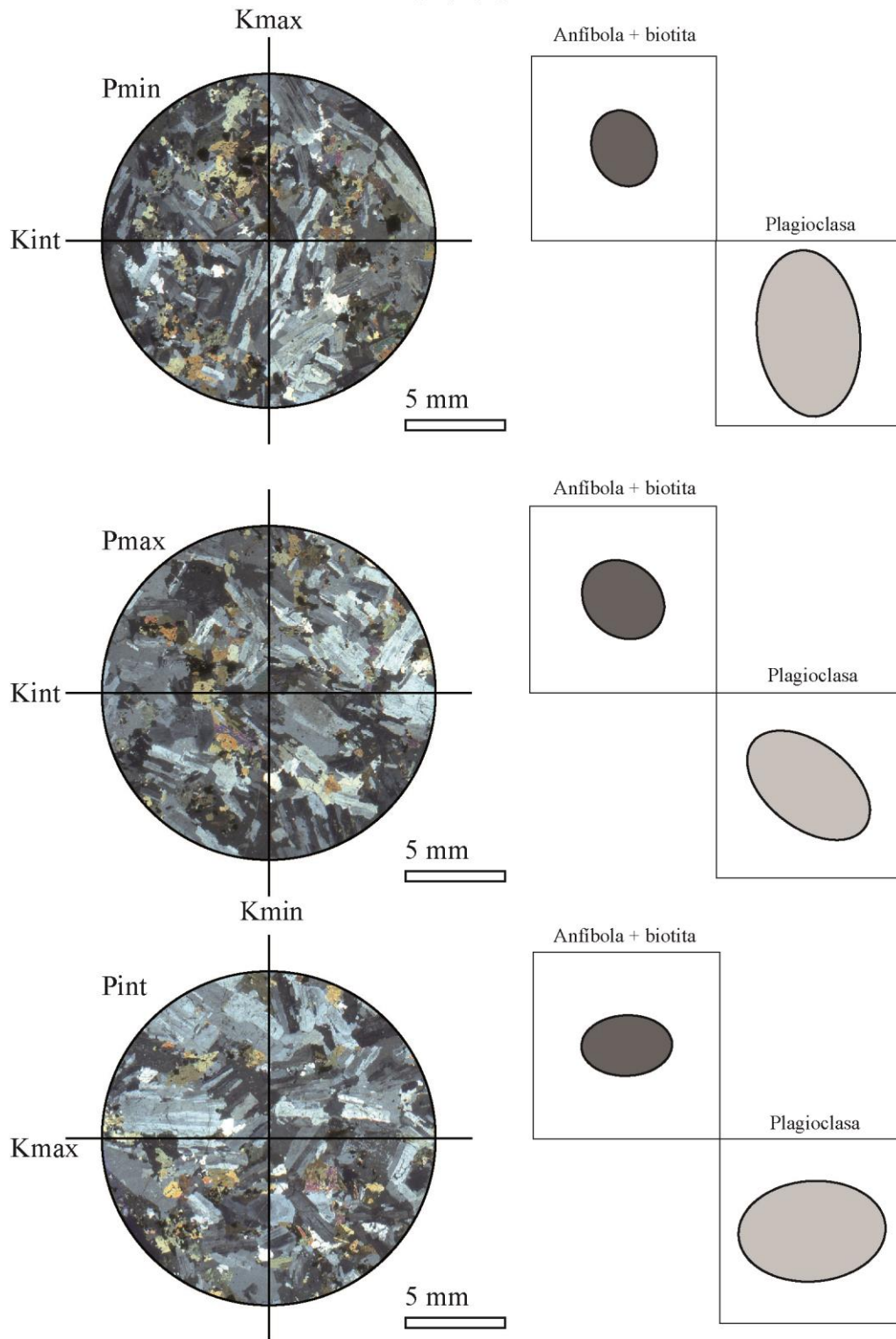


Figura - C.6: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 34.

Sitio 41

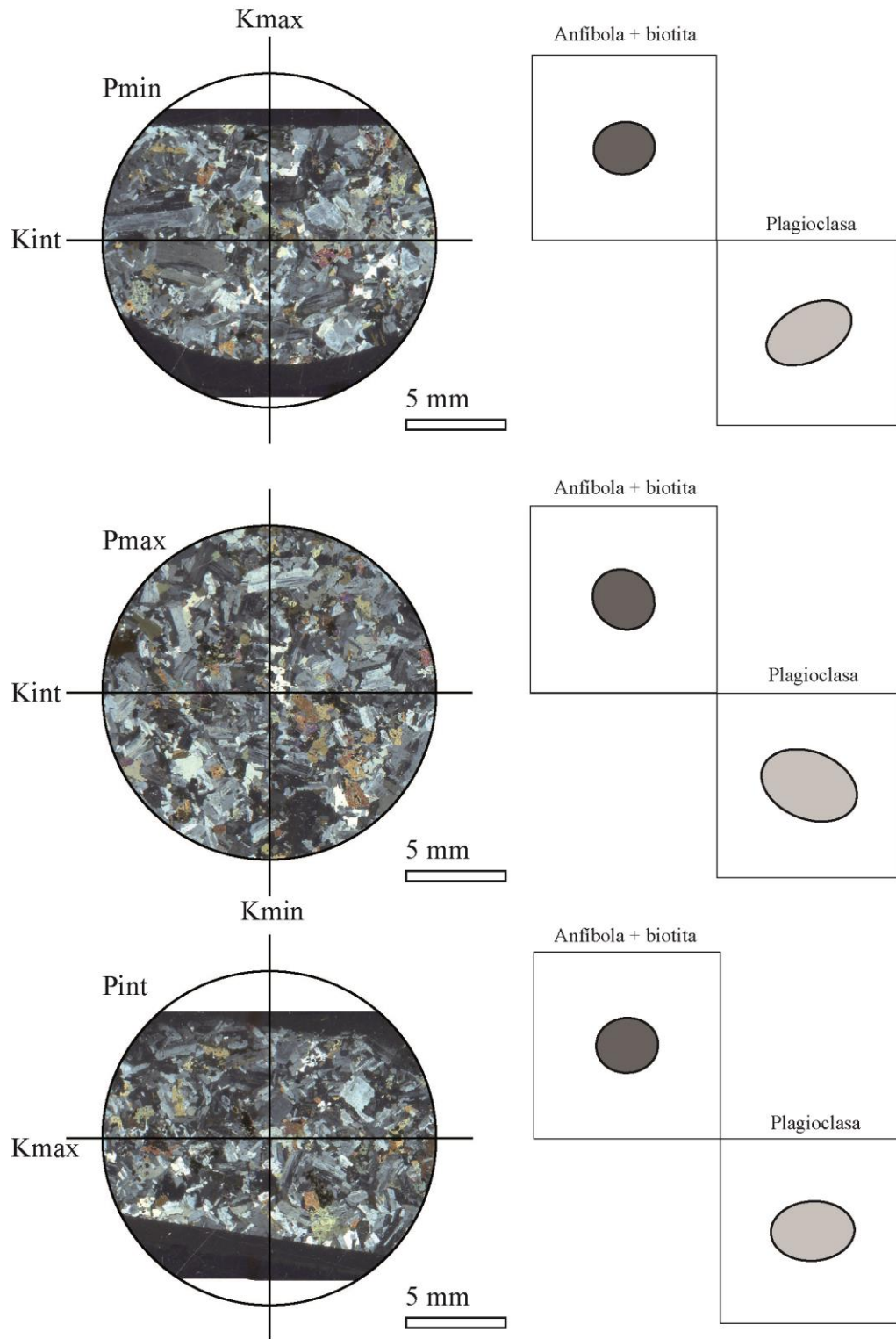


Figura - C.7: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magnética en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 41.

Sitio 43

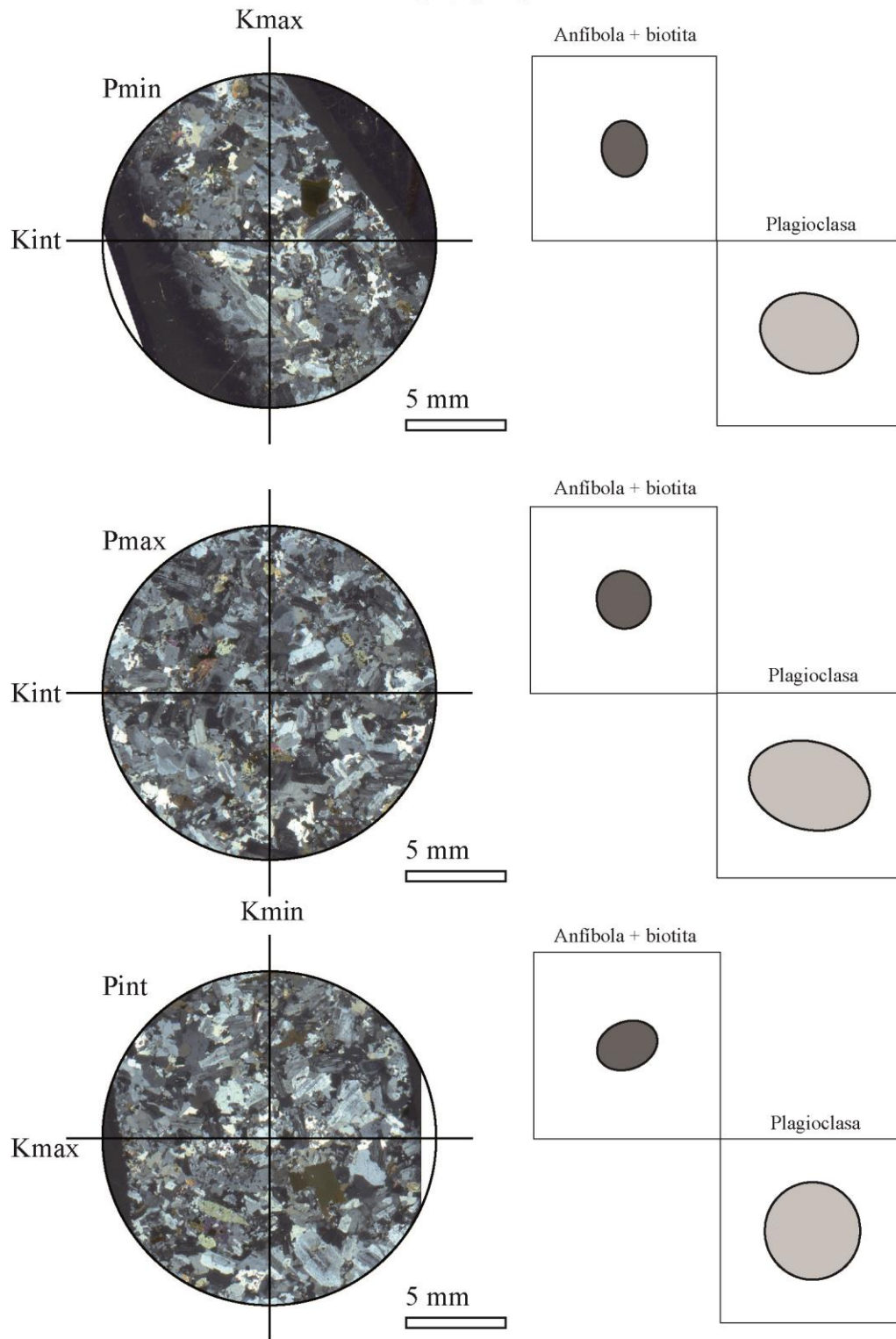


Figura - C.8: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 43.

Sitio 46

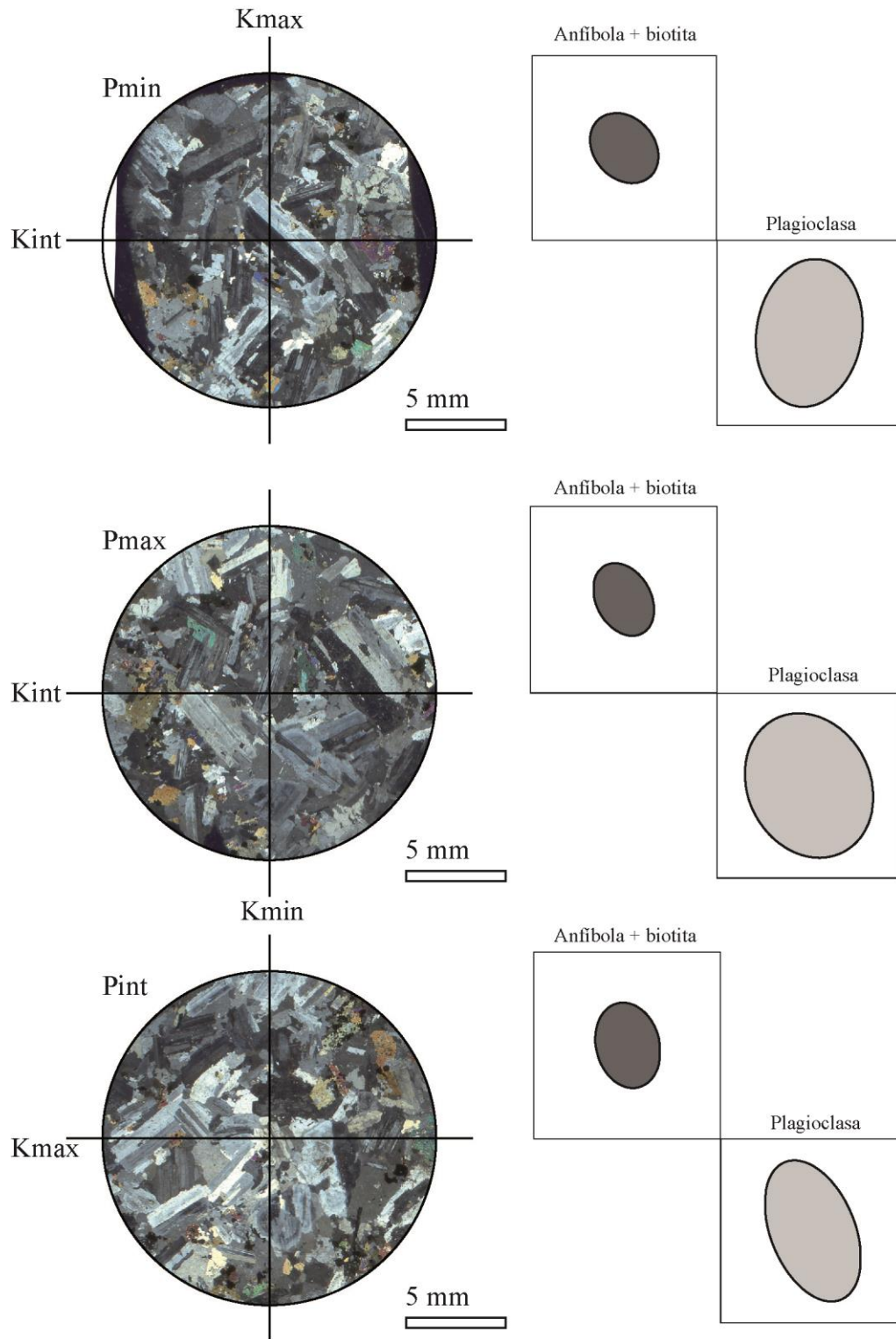


Figura - C.9: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 46.

Sitio 48

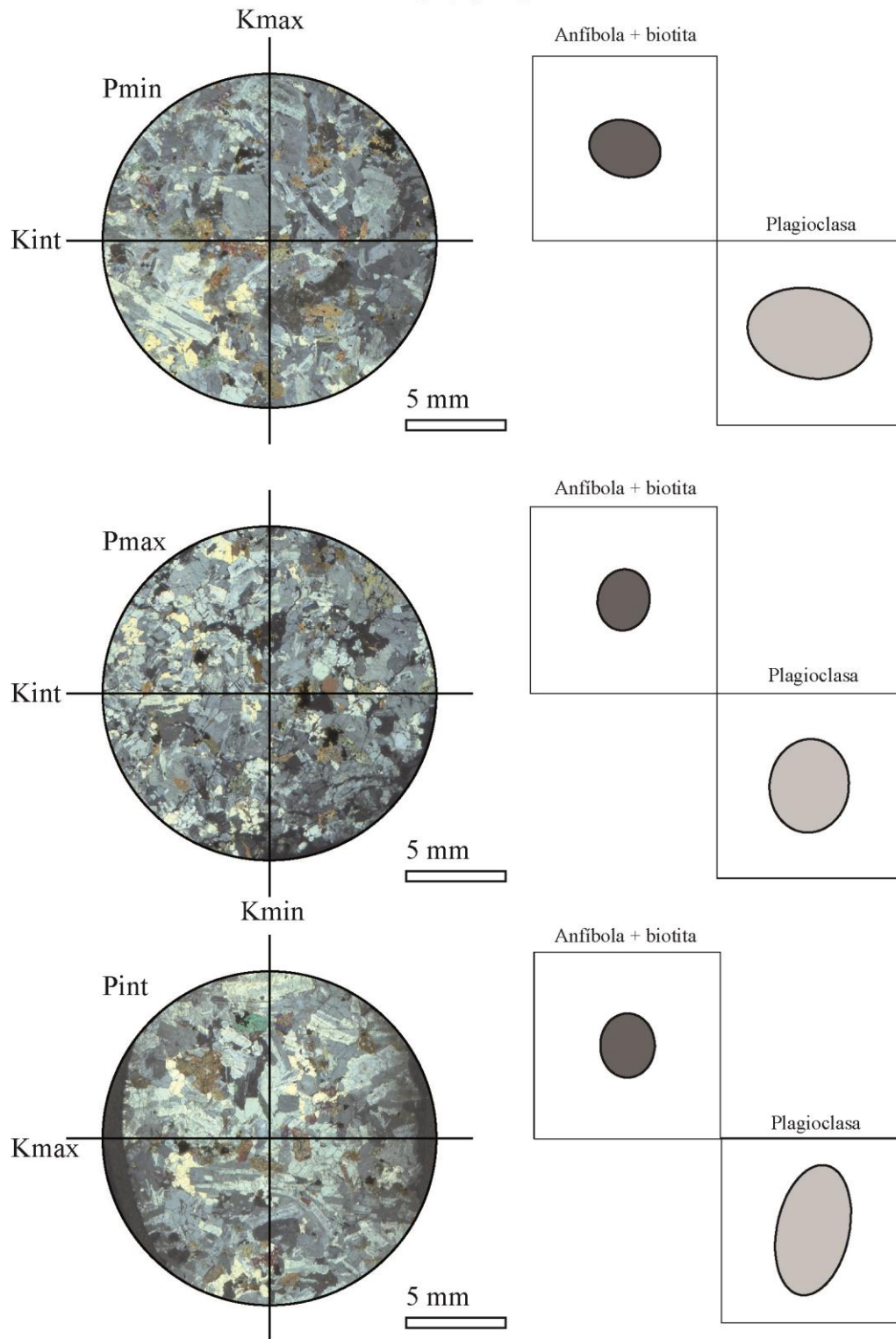


Figura - C.10: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 48.

Sitio 52

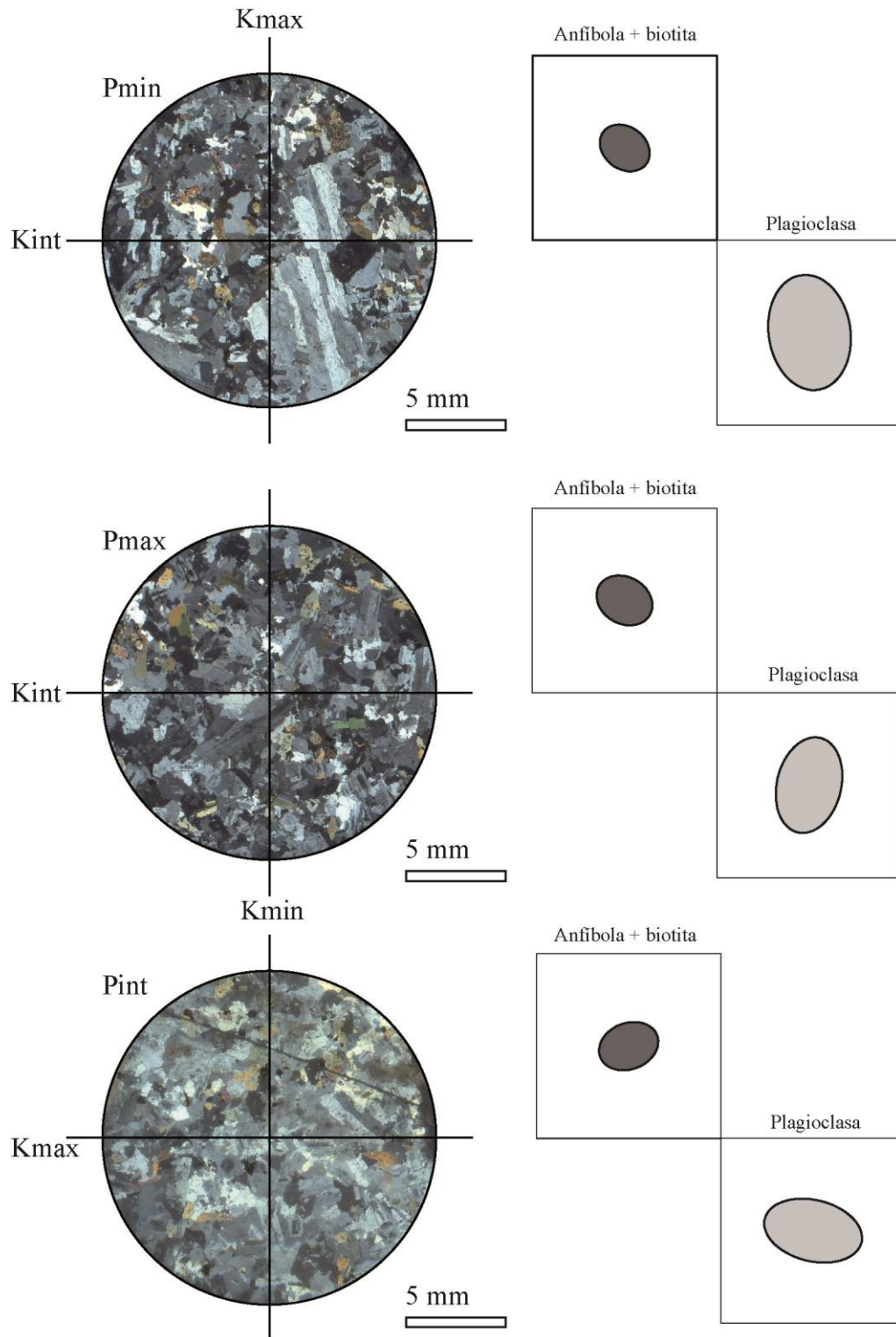


Figura - C.11: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 52.

Sitio 53

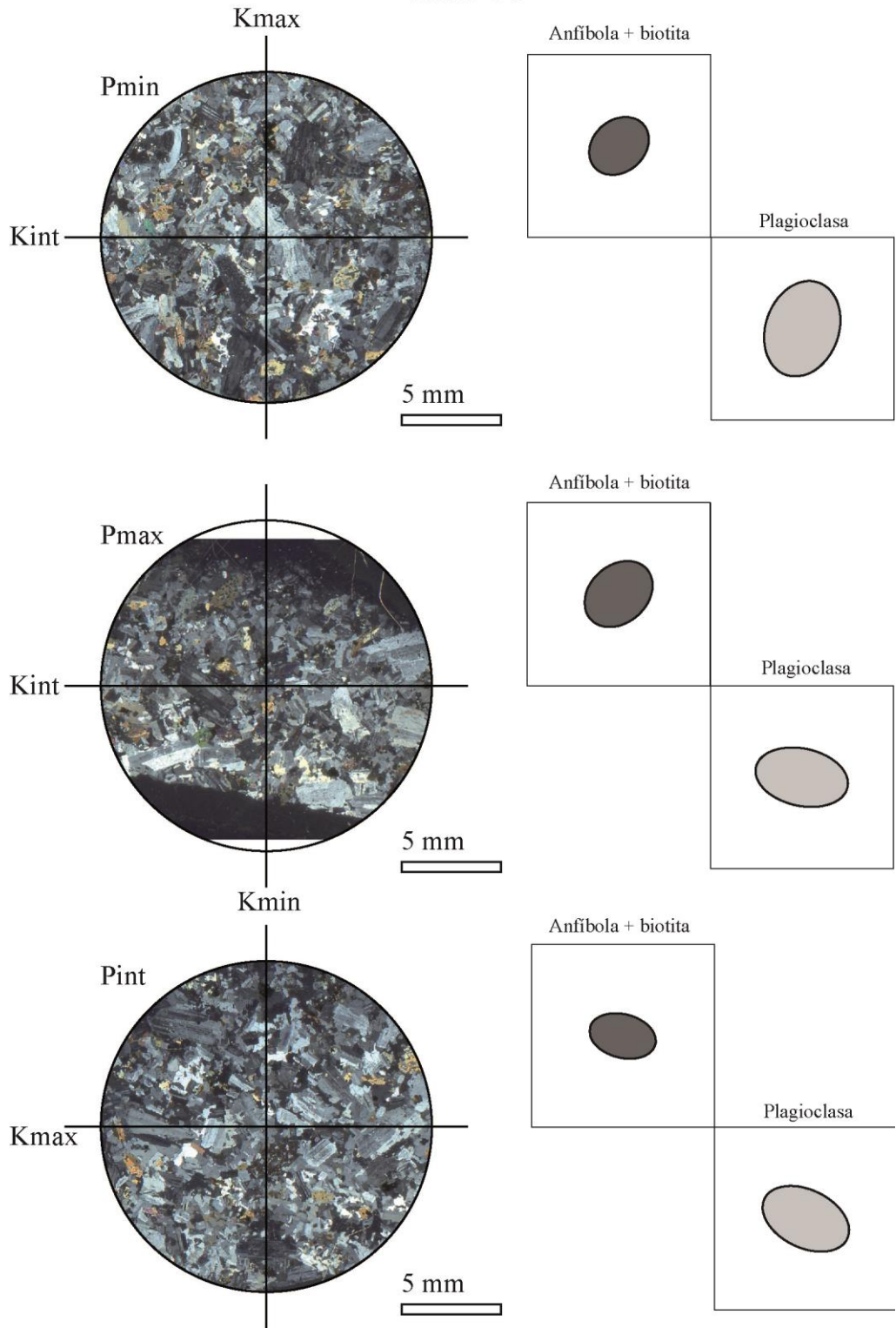


Figura - C.12: Fotomicrografías orientadas respecto a los ejes de AMS y orientación de las elipses de anisotropía magmática en cristales de anfíbola+biotita y plagioclasa obtenidos para la muestra del sitio 53.

Anexo D. Fábrica magnética: Marco teórico.

D.1. Anisotropía de la susceptibilidad magnética.

Como se mostró en el Anexo A. , la susceptibilidad magnética representa el grado de magnetización de un material, inducida por la acción de un campo magnético externo. Dado que la mayoría de los materiales son magnéticamente anisótropos (Martín-Hernández et al., 2004), la susceptibilidad magnética suele depender de la dirección en que se aplique el campo magnético inductor, siendo necesario que sea representada como un tensor para realizar su descripción (matriz 3x3). Lo anterior permite definir un elipsoide de anisotropía de la susceptibilidad magnética, lo que está controlado por la forma y/o distribución espacial de los minerales magnéticos en las rocas.

D.2. Definición de parámetros.

Cada medición de AMS entrega la magnitud, declinación e inclinación respecto al sistema geográfico de tres ejes de susceptibilidad magnética ortogonales entre sí ($K_{\max} \geq K_{\text{int}} \geq K_{\min}$). Estos ejes definen un tensor de anisotropía, el que se representa como un elipsoide cuyos ejes son proporcionales a la magnitud de la susceptibilidad magnética (Figura - D.1).

A partir de estos datos es posible obtener una serie de parámetros escalares, los cuales permiten describir la geometría del elipsoide de anisotropía y, con ello, la fábrica magnética en rocas. Estos parámetros son:

(i) Susceptibilidad magnética promedio (κ_m): Corresponde a la media aritmética de las magnitudes de los ejes principales:

$$\kappa_m = \frac{K_{\max} + K_{\text{int}} + K_{\min}}{3} \quad (\text{D-2})$$

(ii) Grado de anisotropía (P): Cuantifica la diferencia en magnitud entre el mayor y el menor de los ejes principales, y se define como:

$$P = \frac{K_{\max}}{K_{\min}} \quad (\text{D-3})$$

(iii) Foliación magnética (F): Cuantifica la diferencia en magnitud entre el eje principal menor e intermedio. Se relaciona con la foliación de la petrofábrica y se define como:

$$F = \frac{K_{\text{int}}}{K_{\min}} \quad (\text{D-4})$$

(iv) Lineación magnética (L): Cuantifica la diferencia en magnitud entre el eje principal mayor e intermedio. Se relaciona con la lineación de la petrofábrica y se define como:

$$L = \frac{K_{\max}}{K_{\text{int}}} \quad (\text{D-5})$$

(v) Parámetro de forma de Jelinek (1981) (T): Es una medida de la forma del elipsoide. Presenta valores entre -1 (fábrica magnética perfectamente lineal) y 1 (fábrica magnética perfectamente planar), y permite discriminar si el elipsoide es prolato ($T < 0$), neutro ($T = 0$) u oblató ($T > 0$). Se define como:

$$T = \frac{\ln(F) - \ln(L)}{\ln(F) + \ln(L)} \quad (\text{D-6})$$

Con el fin de tener una mejor lectura de los datos en el presente informe los valores de P, F y L se expresan como porcentajes a partir de las siguientes expresiones

$$P[\%] = \left(\frac{K_{max}}{K_{min}} - 1 \right) * 100; \quad F[\%] = \left(\frac{K_{int}}{K_{min}} - 1 \right) * 100; \quad L[\%] = \left(\frac{K_{max}}{K_{int}} - 1 \right) * 100 \quad (\text{D-7})$$

El elipsoide de anisotropía se representa graficando sus ejes principales en una red de Schmidt (hemisferio inferior; Figura - D.1c). Así es posible destacar la dirección de la lineación (L) reflejada por el eje principal mayor K_{max} , como también la orientación del plano de foliación (F) que corresponde al plano que contiene a los ejes K_{max} y K_{int} , mostrado por el eje principal K_{min} que corresponde al polo de dicho plano.

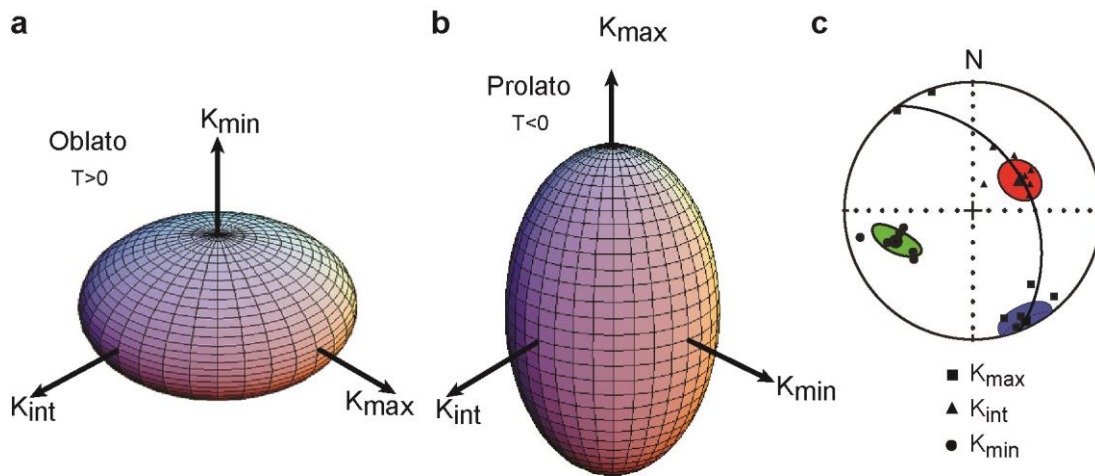


Figura - D.1: (a) y (b) muestran la geometría de los elipsoides según el valor del parámetro de forma T (Jelinek, 1981). (a) El caso oblató ($T > 0$) corresponde a un elipsoide en que la foliación es mayor que la lineación, mientras que (b) el caso prolato ($T < 0$) es mayor la lineación. (c) Proyección de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) usada para representar el elipsoide de anisotropía definido por K_{max} (cuadrados, área azul), K_{int} (triángulos, área roja) y K_{min} (círculo, área verde). Es posible reconocer la dirección de la lineación (dada por K_{max} hacia el SE) y el plano de foliación (rumbo NW, manteniendo al NE; línea negra continua) y cuyo polo es el eje K_{min} . Las áreas representan los valores estadísticos con un intervalo de confianza del 95%.

Anexo E. Parámetros escalares del tensor de fábrica magnética.

Tabla - E.1: Resultados de los parámetros escalares de la fábrica magnética del plutón La Gloria, dada por AMS de bajo campo. Tomado de Gutiérrez et al. (2013).

DATA OF THE SITE					SUSCEPTIBILITY (SI 10 ⁻²)	
Site	Latitude	Longitude	Altitude m.s.n.m	# Samples	Mean K	Std. Dev. K
1	33°29'13.164"S	70°8'18.852"S	1,487	7	4.594	0.260
2	33°29'54.564"S	70°9'31.104"S	1,450	10	4.678	0.258
3	33°29'59.064"S	70°8'32.856"S	1,510	11	2.979	0.266
4	33°29'45.996"S	70°8'21.804"S	1,515	9	4.269	0.336
5	33°28'54.408"S	70°8'18.24"S	1,680	14	4.100	0.427
6	33°29'42.864"S	70°9'53.784"S	1,418	7	4.339	0.365
7	33°29'27.492"S	70°7'48.252"S	1,545	8	4.506	0.366
8	33°29'32.352"S	70°7'58.944"S	1,522	8	4.183	1.347
9	33°30'8.244"S	70°9'5.796"S	1,419	9	5.070	0.459
10	33°30'8.244"S	70°9'5.796"S	1,575	6	4.642	2.627
11	33°29'28.14"S	70°8'19.32"S	1,590	7	4.103	0.234
12	33°29'28.14"S	70°8'19.32"S	1,650	7	4.234	0.324
13	33°30'29.664"S	70°9'18.72"S	1,737	8	4.681	0.277
14	33°30'22.968"S	70°9'16.776"S	1,651	8	4.187	1.554
19	33°30'7.344"S	70°6'56.7"S	1,353	8	4.454	0.861
20	33°29'38.184"S	70°9'55.584"S	1,507	15	4.905	1.890
21	33°35'45.744"S	70°7'0.408"S	2,997	4	5.513	0.531
22	33°36'8.568"S	70°7'8.04"S	3,014	8	6.427	2.844
23	33°35'29.436"S	70°7'35.724"S	3,425	9	7.178	2.835
24	33°35'31.884"S	70°7'17.544"S	3,215	12	5.363	0.943
25	33°34'41.124"S	70°8'3.552"S	3,822	7	5.899	2.027
26	33°34'53.436"S	70°7'57.036"S	3,687	8	6.180	0.957
27	33°36'29.16"S	70°6'30.744"S	2,999	10	5.385	0.225
28	33°35'13.704"S	70°6'24.876"S	3,040	6	4.628	1.889
29	33°34'48.216"S	70°6'33.3"S	3,235	8	5.530	1.419
30	33°34'13.764"S	70°6'21.888"S	3,406	13	5.522	0.888
31	33°34'25.032"S	70°6'35.316"S	3,375	7	8.483	1.273
32	33°33'41.184"S	70°6'22.392"S	3,592	8	5.550	0.667
33	33°33'22.356"S	70°6'19.98"S	3,604	8	6.080	1.025
34	33°33'10.044"S	70°6'20.376"S	3,410	9	7.018	0.802
35	33°32'14.64"S	70°5'56.616"S	2,665	8	6.900	0.883
36	33°31'51.456"S	70°5'55.572"S	2,434	5	4.992	0.388
40	33°28'24.708"S	70°8'37.896"S	2,078	8	6.228	0.601
41	33°30'28.62"S	70°7'23.808"S	2,050	8	4.884	0.368
42	33°30'47.952"S	70°7'32.952"S	2,232	7	5.571	1.326
43	33°31'19.524"S	70°7'51.852"S	2,518	9	4.024	0.424
44	33°31'36.588"S	70°7'59.448"S	2,631	9	5.376	0.463
45	33°32'2.724"S	70°8'18.456"S	2,820	12	5.428	0.613
46	33°32'26.124"S	70°8'22.38"S	2,944	13	7.300	0.989
47	33°30'5.724"S	70°8'45.96"S	1,480	9	4.578	0.602
48	33°29'3.732"S	70°8'7.476"S	1,574	9	4.564	0.325
49	33°30'7.092"S	70°9'23.184"S	1,472	8	4.754	0.783
50	33°28'51.24"S	70°10'16.176"S	1,793	15	6.611	1.347
52	33°28'41.556"S	70°10'15.492"S	1,965	16	4.801	0.409
53	33°26'41.46"S	70°9'31.356"S	2,486	9	5.143	0.310
54	33°26'17.376"S	70°10'12.216"S	2,980	8	4.371	0.763

Continuación Tabla - E.1.

NORMALIZED SUSCEPTIBILITY						ANISOTROPY DEGREE	
<i>K1</i>	<i>K1 95%</i>	<i>K2</i>	<i>K2 95%</i>	<i>K3</i>	<i>K3 95%</i>	<i>Mean P</i>	<i>Std. Dev. P</i>
1.042700	0.011598	1.008100	0.005236	0.949160	0.010014	1.0986	0.0168
1.032600	0.012537	1.013700	0.013295	0.953660	0.012870	1.0828	0.0197
1.047300	0.007687	0.997770	0.012872	0.954910	0.010939	1.0968	0.0149
1.053100	0.012379	1.008700	0.009054	0.938180	0.009555	1.1225	0.0175
1.037600	0.008855	1.026100	0.011486	0.936270	0.010195	1.1082	0.0153
1.049400	0.006360	1.003300	0.012801	0.947310	0.009413	1.1077	0.0129
1.048300	0.008738	0.995220	0.011727	0.956450	0.017098	1.0961	0.0216
1.038500	0.012371	1.004300	0.013683	0.957210	0.021909	1.0850	0.0280
1.046000	0.012882	1.016000	0.013946	0.938030	0.021826	1.1151	0.0294
1.029200	0.009644	1.013200	0.017689	0.957540	0.022621	1.0749	0.0273
1.050300	0.016109	0.998820	0.016845	0.950860	0.012079	1.1046	0.0220
1.043600	0.005660	1.009200	0.008928	0.947160	0.005436	1.1018	0.0087
1.040100	0.011912	1.003200	0.006864	0.956710	0.014108	1.0871	0.0203
1.044000	0.011785	0.996290	0.018015	0.959730	0.021637	1.0878	0.0274
1.021800	0.012314	0.995900	0.005114	0.982320	0.016965	1.0402	0.0219
1.043200	0.011895	1.004400	0.011213	0.952360	0.015043	1.0954	0.0213
1.018900	0.005411	0.995460	0.013091	0.985670	0.008064	1.0337	0.0101
1.007700	0.006844	1.003600	0.011656	0.988630	0.007461	1.0193	0.0103
1.012100	0.008070	1.006800	0.009248	0.981020	0.015518	1.0317	0.0183
1.031000	0.010738	1.008100	0.005121	0.960850	0.009817	1.0730	0.0157
1.011900	0.005937	1.003700	0.004780	0.984460	0.005223	1.0278	0.0081
1.006300	0.006668	1.000600	0.004830	0.993050	0.005288	1.0134	0.0086
1.038100	0.018298	0.996240	0.006041	0.965660	0.018711	1.0750	0.0282
1.022500	0.005431	1.003700	0.005067	0.973870	0.006596	1.0499	0.0090
1.035200	0.011045	1.002800	0.006060	0.962070	0.008542	1.0760	0.0149
1.015300	0.011087	1.010100	0.007526	0.974630	0.013271	1.0417	0.0182
1.053700	0.013476	1.019200	0.004264	0.927140	0.012090	1.1365	0.0208
1.025100	0.006736	1.006000	0.005880	0.968950	0.010410	1.0579	0.0133
1.027600	0.007515	1.005500	0.004479	0.966910	0.006353	1.0628	0.0104
1.030000	0.005126	1.009200	0.007779	0.960790	0.009287	1.0720	0.0117
1.044300	0.008590	1.039000	0.010360	0.916760	0.009251	1.1391	0.0148
1.051500	0.005120	0.999660	0.004299	0.948850	0.007125	1.1082	0.0099
1.054900	0.011114	1.031800	0.010378	0.913280	0.008680	1.1551	0.0164
1.036600	0.009712	1.023000	0.012126	0.940370	0.009461	1.1024	0.0152
1.030100	0.015049	1.010400	0.015464	0.959500	0.014563	1.0736	0.0226
1.036400	0.019393	1.012000	0.018582	0.951590	0.018896	1.0892	0.0297
1.045800	0.009729	1.010800	0.007065	0.943360	0.006819	1.1086	0.0131
1.034000	0.008690	1.015200	0.010741	0.950840	0.011775	1.0875	0.0163
1.033300	0.009762	0.999850	0.011733	0.966870	0.012110	1.0687	0.0168
1.024400	0.025950	0.998470	0.014678	0.977140	0.028478	1.0484	0.0405
1.035200	0.009715	1.012000	0.009511	0.952840	0.009540	1.0864	0.0149
1.037900	0.016288	1.008100	0.005054	0.954050	0.018589	1.0879	0.0272
1.054600	0.019499	0.987400	0.025490	0.957960	0.023217	1.1009	0.0336
1.046000	0.011881	0.998460	0.008646	0.955500	0.012009	1.0948	0.0185
1.040500	0.009533	1.011000	0.008109	0.948520	0.006311	1.0970	0.0124
1.008800	0.004482	0.997200	0.007520	0.994020	0.009503	1.0148	0.0107

Continuación Tabla - E.1.

LINEATION		FOLIATION	
<i>Mean L</i>	<i>Std. Dev. L</i>	<i>Mean F</i>	<i>Std. Dev. F</i>
1.0343	0.0127	1.0621	0.0125
1.0187	0.0182	1.0630	0.0200
1.0497	0.0156	1.0449	0.0180
1.0440	0.0154	1.0752	0.0146
1.0112	0.0142	1.0960	0.0171
1.0459	0.0148	1.0591	0.0171
1.0534	0.0152	1.0405	0.0223
1.0341	0.0187	1.0491	0.0279
1.0296	0.0190	1.0831	0.0293
1.0158	0.0201	1.0582	0.0311
1.0516	0.0240	1.0504	0.0222
1.0341	0.0107	1.0655	0.0112
1.0367	0.0138	1.0486	0.0170
1.0479	0.0223	1.0381	0.0300
1.0260	0.0134	1.0138	0.0183
1.0387	0.0166	1.0546	0.0204
1.0235	0.0145	1.0099	0.0156
1.0041	0.0135	1.0152	0.0141
1.0053	0.0122	1.0263	0.0188
1.0227	0.0119	1.0492	0.0120
1.0082	0.0076	1.0195	0.0073
1.0057	0.0082	1.0076	0.0072
1.0420	0.0194	1.0317	0.0209
1.0188	0.0075	1.0306	0.0087
1.0323	0.0127	1.0423	0.0112
1.0052	0.0133	1.0364	0.0161
1.0339	0.0139	1.0993	0.0151
1.0190	0.0090	1.0382	0.0127
1.0220	0.0088	1.0399	0.0083
1.0206	0.0094	1.0504	0.0130
1.0051	0.0130	1.1333	0.0161
1.0519	0.0068	1.0535	0.0091
1.0224	0.0149	1.1298	0.0156
1.0133	0.0153	1.0879	0.0169
1.0196	0.0216	1.0530	0.0227
1.0242	0.0269	1.0634	0.0288
1.0346	0.0120	1.0715	0.0108
1.0186	0.0138	1.0676	0.0174
1.0334	0.0156	1.0341	0.0177
1.0260	0.0300	1.0218	0.0334
1.0230	0.0136	1.0621	0.0146
1.0296	0.0170	1.0566	0.0213
1.0681	0.0339	1.0307	0.0365
1.0477	0.0150	1.0450	0.0159
1.0292	0.0125	1.0658	0.0111
1.0116	0.0089	1.0032	0.0122

Anexo F. Orientación de los ejes de anisotropía magnética.

Tabla - F.1: Orientación de los ejes de anisotropía del tensor de fábrica magnética, dada por AMS de bajo campo.
Tomado de Gutiérrez et al. (2013).

Site	ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY TENSOR											
	<i>D KI</i>	<i>D KI</i> 95%	<i>I KI</i>	<i>I KI</i> 95%	<i>D K2</i>	<i>D K2</i> 95%	<i>I K2</i>	<i>I K2</i> 95%	<i>D K3</i>	<i>D K3</i> 95%	<i>I K3</i>	<i>I K3</i> 95%
1	134.9	14.7	20.1	14.7	21.2	12.7	47.8	14.9	240.4	5.8	35.8	6.7
2	332.2	23.6	3.6	23.6	81.2	19.6	81.7	23.5	239.8	7.4	3.2	8.2
3	327.0	6.6	16.6	6.6	231.6	8.7	17.3	9.6	98.3	7.2	65.3	7.9
4	161.5	13.2	1.6	13.2	70.7	13.0	18.4	14.8	248.0	8.4	71.1	9.3
5	333.8	24.2	2.6	24.2	66.3	19.7	39.2	24.3	239.4	4.2	49.4	4.5
6	338.4	9.3	14.7	9.3	184.4	13.1	73.2	15.3	70.2	11.2	6.9	13.0
7	322.8	9.2	2.7	9.2	52.8	16.8	59.8	19.9	233.7	15.8	30.7	18.6
8	126.4	16.3	23.2	16.3	18.8	20.2	32.7	24.4	244.5	16.7	46.5	19.6
9	312.0	15.3	31.7	15.3	190.7	12.8	40.1	14.6	64.4	5.4	33.2	6.0
10	316.3	53.0	14.1	53.0	348.6	42.9	25.4	70.4	76.0	23.0	46.0	29.1
11	151.8	11.5	8.8	11.5	48.3	10.4	53.0	12.0	247.7	9.3	35.4	10.7
12	124.7	17.8	9.3	17.8	27.1	17.3	38.7	20.7	232.6	11.1	49.4	12.9
13	345.4	12.6	33.1	12.6	181.4	11.3	54.9	12.9	80.2	8.2	7.6	9.3
14	324.4	12.9	14.7	12.9	204.4	17.4	67.1	20.6	59.3	15.4	18.9	18.0
19	141.7	15.6	12.5	15.6	290.3	23.0	72.9	28.6	56.1	22.0	9.9	27.1
20	345.8	8.3	9.4	8.3	125.5	8.1	76.3	8.7	253.9	6.9	8.8	7.4
21	135.1	25.8	19.1	25.8	336.1	40.1	64.4	61.9	40.4	39.1	28.6	59.7
22	58.7	41.1	54.5	41.1	129.2	37.9	2.2	61.3	226.8	25.9	13.7	33.2
23	129.5	41.4	27.8	41.4	265.3	29.2	54.5	39.9	33.3	10.4	20.0	11.7
24	305.8	9.9	11.7	9.9	157.3	9.9	76.3	10.9	35.8	6.3	6.9	6.8
25	25.3	27.2	49.9	27.2	134.5	24.6	15.0	31.1	234.1	16.2	30.7	19.2
26	119.7	38.5	14.3	38.5	40.5	39.3	24.2	66.5	251.5	35.1	58.3	52.8
27	306.3	12.2	36.6	12.2	107.5	7.5	54.0	8.2	210.6	12.2	8.3	13.7
28	171.5	27.8	31.3	27.8	68.9	30.7	23.0	41.4	317.1	20.3	37.0	25.2
29	136.2	22.6	16.5	22.6	46.0	20.9	0.4	25.5	313.5	9.9	74.2	11.2
30	179.3	26.4	21.4	26.4	67.5	24.2	26.1	32.1	306.9	13.6	64.0	15.4
31	105.5	11.4	22.9	11.4	12.0	10.6	9.0	12.3	261.3	6.0	64.5	6.9
32	24.2	14.4	10.8	14.4	128.6	14.8	44.2	17.2	277.3	11.7	43.9	13.4
33	19.3	10.4	27.6	10.4	142.0	10.1	46.0	11.5	271.3	6.0	31.0	6.7
34	0.4	14.8	24.8	14.8	117.3	13.4	46.1	15.4	253.3	7.8	37.4	8.7
35	162.4	43.9	0.5	43.9	71.8	31.4	25.2	43.7	249.6	3.6	63.0	4.0
36	339.0	10.6	4.2	10.6	73.9	9.7	51.4	11.9	246.4	7.1	38.6	8.7
40	151.0	24.5	7.6	24.5	46.8	20.4	61.6	24.7	244.9	4.5	28.0	5.1
41	340.1	34.3	18.7	34.3	85.1	26.5	37.1	34.3	231.2	5.1	43.6	5.7
42	125.0	31.6	24.2	31.6	6.0	27.1	45.1	35.2	226.4	14.0	32.0	16.5
43	305.4	27.0	2.8	27.0	196.8	27.2	17.2	35.9	35.2	27.6	70.1	36.6
44	308.0	13.2	15.3	13.2	212.2	12.2	19.3	13.9	72.9	5.3	65.3	5.8
45	320.9	16.4	18.4	16.4	58.6	14.5	21.7	16.5	194.7	4.4	60.5	4.7
46	272.4	10.1	23.1	10.1	170.8	9.9	23.9	10.9	38.6	6.7	55.7	7.2
47	188.4	32.6	14.3	32.6	138.6	22.5	85.2	27.8	70.1	32.4	19.2	47.4
48	148.5	23.6	6.8	23.6	54.4	19.7	30.4	23.6	252.4	4.3	58.1	4.7
49	330.5	14.8	19.5	14.8	146.0	13.3	71.2	15.4	238.4	12.2	2.7	14.1
50	341.4	12.1	5.2	12.1	241.6	25.9	51.3	38.0	77.7	25.9	32.4	37.9
52	343.8	7.9	23.8	7.9	150.3	9.8	65.0	10.7	250.5	8.8	4.3	9.6
53	156.2	14.1	11.7	14.1	47.8	12.6	56.7	14.3	254.1	4.7	30.8	5.2
54	353.5	46.4	8.0	46.4	274.1	30.8	3.7	42.5	282.8	27.4	74.4	35.9

Anexo G. Proyección estereográfica del tensor de fábrica magnética y posición de cada sitio.

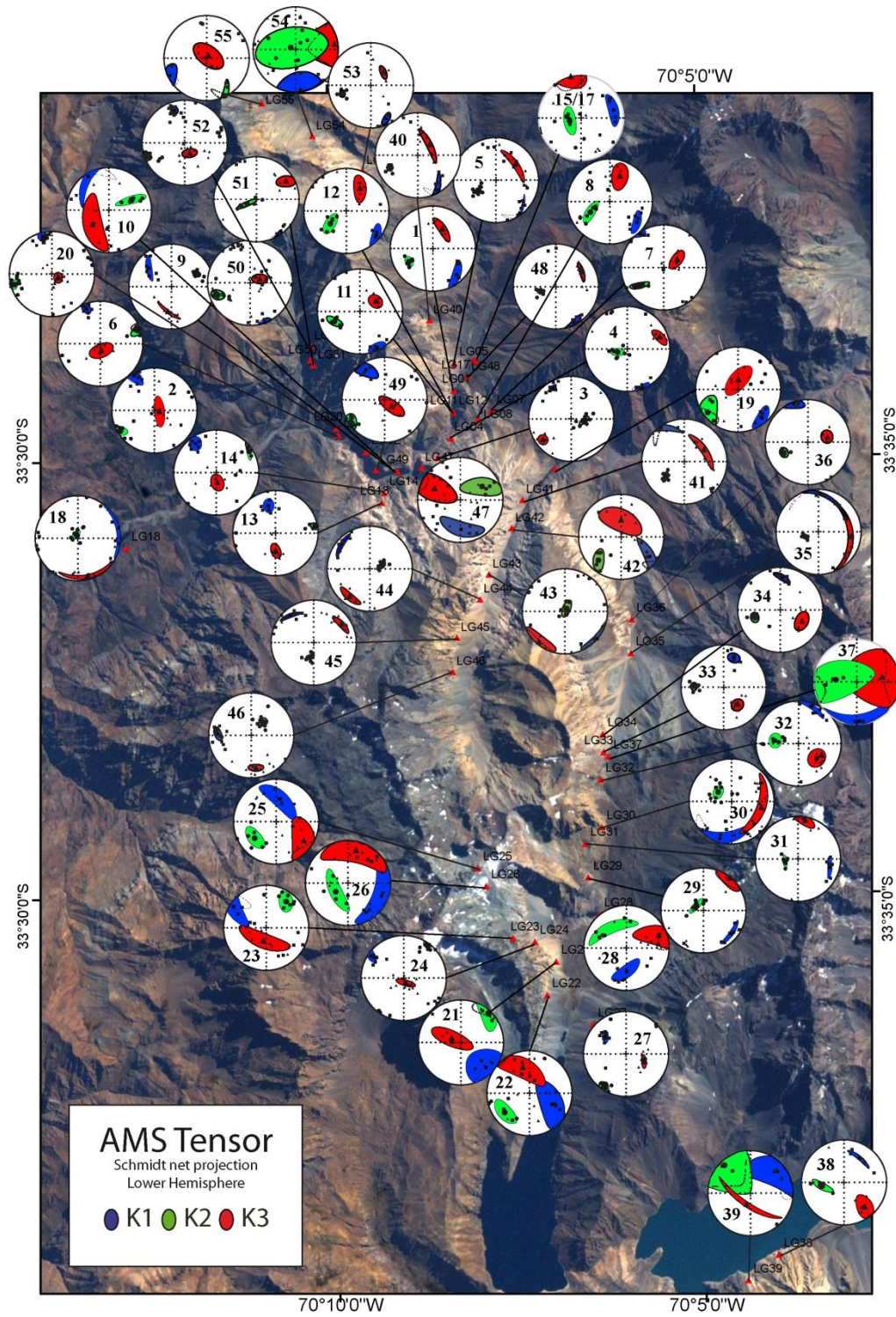


Figura - G.1: Proyección estereográfica de Schmidt (hemisferio inferior) con la orientación de los tensores de fábrica magnética del plutón La Gloria, dada por AMS de bajo campo. Las áreas representan la superficie de 95% de confianza.

Anexo H. Resultados de anisotropía de la susceptibilidad magnética de alto campo.

Tabla - H.1: Componentes ferromagnética y paramagnética de la fábrica magnética del plutón La Gloria, obtenidas mediante mediciones de AMS de alto campo. Las orientaciones de los ejes de anisotropía se encuentran respecto a las coordenadas de los testigos, de acuerdo al plano XY en la Figura 3.1c.

		Paramagnetic								
Sample	K bulk [10 ⁻³ SI]	Kmax			Kint			Kmin		
		Kmax avg	Dec. [°]	Inc. [°]	Kint avg	Dec. [°]	Inc. [°]	Kmin avg	Dec. [°]	Inc. [°]
10LG0305B	2.88E+03	2.43E-07	69.8	42.6	1.43E-08	277.7	43.9	-2.57E-7	173.4	14.3
11LG2015	4.10E+03	4.88E-07	128.9	51.4	1.92E-07	309.3	38.6	-6.8E-7	219.2	0.2
11LG2401	4.81E+03	2.81E-07	18.1	15.4	-9.95E-08	281.9	21.4	-1.82E-7	141.1	63.2
11LG3404	6.78E+03	3.63E-07	148.2	48	-8.55E-08	1.5	37	-2.77E-7	258.2	17.1
12LG4103	5.04E+03	0.00000561	284.9	48.6	0.00000184	26.8	10.3	-7.45E-6	125.4	39.5
12LG4303	4.75E+03	6.61E-07	245.9	70.5	-1.88E-07	49.2	18.7	-4.73E-7	141	5.2
12LG4611	6.67E+03	4.85E-07	138.8	65.5	-1.77E-09	28	9.2	-4.83E-7	294.1	22.5
12LG4803	4.69E+03	0.00000108	62.2	72.1	-9.63E-08	189.8	11.1	-9.86E-7	282.5	13.8
12LG5210B	4.37E+03	4.42E-07	236.9	35	8.39E-08	27.9	51.3	-5.26E-7	136.6	14.4
12LG5304	5.55E+03	3.27E-07	241.3	14.7	1.75E-08	341.1	33.2	-3.44E-7	131	52.9
14LG0320	3.11E+03	2.69E-07	350.3	55.4	-7.83E-08	102	14.3	-1.9E-7	200.7	30.8
14LG0911	4.65E+03	6.22E-07	76.5	75.7	-1.66E-07	179.6	3.3	-4.56E-7	270.4	30.8

Ferromagnetic									Error			
Kmax avg	Kmax		Kint avg	Kint		Kmin avg	Kmin		Ferromag. error %	Paramag. error %		
	Dec. [°]	Inc. [°]		Dec. [°]	Inc. [°]		Dec. [°]	Inc. [°]				
8.37E-06	336.2	33.5	4.32E-06	89.7	31.1	-1.27E-05	211.2	40.9	98	26	2	12
1.57E-05	310.1	23.5	9.24E-06	133.1	66.5	-2.50E-05	40.6	1.1	97	36	3	13
1.21E-05	47.8	5.8	-9.51E-07	144.2	48	-1.11E-05	312.7	41.4	98	27	2	4
1.58E-05	81.3	37.2	2.37E-06	177.5	8.1	-1.82E-05	277.9	51.6	98	22	2	7
5.91E-05	128.8	8.2	2.73E-05	37.2	10.6	-8.65E-05	255.9	76.6	92	26	8	9
1.80E-05	81.3	13	1.21E-07	331.6	55.5	-1.81E-05	179.4	31.3	97	68	3	6
1.97E-05	311.2	71.2	-8.20E-06	52.9	3.9	-1.15E-05	144.2	18.4	97	57	3	49
1.76E-05	317.3	78.7	2.68E-06	59.7	2.4	-2.03E-05	150.1	11	95	35	5	12
1.41E-05	273.9	26	7.51E-09	95.4	64	-1.41E-05	4.2	0.6	97	77	3	4
9.25E-06	237.4	13.9	3.64E-06	142	21	-1.29E-05	358.5	64.5	97	14	3	7
9.08E-06	3.6	30.5	-3.05E-06	168.4	58.6	-6.03E-06	269.6	6.8	97	28	3	10
1.41E-05	212.6	65.5	6.14E-06	39.5	24.3	-2.03E-05	308.3	2.6	97	29	3	8

Anexo I. Resultados de los análisis de fábrica petrográfica (magmática).

Tabla - I.1: Resultados de la fábrica magmática. P: Anisotropía; L: Lineación; F: Foliación; T: Parámetro de forma (Jelinek, 1981). Tomado de Payacán et al. (2014).

Sample	Location	Position [UTM]			Plagioclase			
		N [m]	E [m]	H [m a.s.l.]	Mmax [mm]	Mint [mm]	Mmin [mm]	P
LG03	Lower Center	6292726	393879	1510	0.58	0.48	0.39	1.50
LG04	Lower Center	6293132	394160	1515	0.43	0.35	0.31	1.40
LG09	Lower Center	6292433	393032	1419	0.88	0.40	0.36	2.47
LG43	Upper Center	6290259	394963	2518	0.45	0.42	0.36	1.25
LG24	Upper Center	6284047	394731	3822	0.59	0.39	0.37	1.60
LG46	Upper Center	6288199	394149	2944	0.92	0.55	0.48	1.93
LG20	Border	6293345	391737	1507	0.53	0.45	0.39	1.35
LG34	Border	6286881	397360	3410	0.71	0.65	0.41	1.74
LG41	Border	6291852	395888	2050	0.44	0.35	0.31	1.41
LG48	Border	6294436	394515	1574	0.49	0.41	0.38	1.30
LG52	Border	6295083	391203	1965	0.53	0.39	0.37	1.44
LG53	Border	6298794	392301	2486	0.47	0.38	0.25	1.87

Plagioclase			Amphibole and biotite						
L	F	T	Mmax [mm]	Mint [mm]	Mmin [mm]	P	L	F	T
1.21	1.24	0.05	0.57	0.48	0.38	1.51	1.18	1.28	0.19
1.26	1.12	-0.35	0.43	0.31	0.30	1.45	1.38	1.06	-0.71
2.20	1.12	-0.74	0.67	0.32	0.25	2.66	2.06	1.29	-0.47
1.07	1.17	0.39	0.36	0.30	0.27	1.34	1.20	1.12	-0.25
1.49	1.08	-0.68	0.46	0.37	0.32	1.47	1.25	1.17	-0.17
1.68	1.15	-0.57	0.64	0.43	0.35	1.84	1.49	1.23	-0.32
1.17	1.16	-0.04	0.39	0.37	0.31	1.25	1.05	1.19	0.60
1.09	1.59	0.68	0.54	0.45	0.35	1.53	1.20	1.27	0.14
1.28	1.10	-0.44	0.34	0.31	0.31	1.11	1.09	1.02	-0.65
1.19	1.09	-0.34	0.34	0.30	0.29	1.20	1.14	1.05	-0.46
1.34	1.07	-0.62	0.40	0.35	0.29	1.39	1.14	1.22	0.18
1.25	1.49	0.28	0.48	0.30	0.27	1.78	1.61	1.11	-0.64