



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

**INTERPRETACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA PRESENTE EN LA
CORDILLERA DE LA COSTA EN BASE A ESTUDIO DE ANISOTROPÍA DE
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (AMS), CHILE (~33°S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
ALBERTO JOSÉ MARTÍNEZ BRUNNER

PROFESOR GUÍA:
MARCELO FARÍAS THIERS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
FERNANDO POBLETE GÓMEZ
SOFÍA REBOLLEDO LEMUS

SANTIAGO DE CHILE

2020

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Alberto José Martínez Brunner
FECHA: 05/10/2020
PROFESOR GUÍA: Marcelo Farías Thiers

**INTERPRETACIÓN DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA PRESENTE EN LA
CORDILLERA DE LA COSTA EN BASE A ESTUDIO DE ANISOTROPÍA DE
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (AMS), CHILE (~33°S)**

El presente trabajo tiene por objetivo aportar a la comprensión de la deformación en la Cordillera de la Costa aproximadamente a los 33°S. Para ello, se realizó un estudio de la petrofábrica de rocas estratificadas y plutónicas del Cretácico, a través de su anisotropía de susceptibilidad magnética, método ampliamente utilizado en Ciencias de la Tierra por su versatilidad, rapidez y bajo costo de ejecución.

Entendiendo a la Cordillera de la Costa como un complejo de subducción, y considerando que durante el Cretácico ‘Medio’ ocurrió un evento de inversión tectónica bajo un régimen compresivo, las rocas estudiadas debiesen registrar la deformación asociada.

Se llevaron a cabo dos campañas de muestreo paleomagnético en la transecta Cuesta de Chacabuco – Cajón de Los Valles – Cuesta La Dormida, completando un total de 31 sitios y 261 especímenes, a los cuales se les realizaron mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética. A partir de la susceptibilidad magnética total y los parámetros de lineación, foliación, forma y grado de anisotropía, se determinó el origen la fábrica magnética de las rocas estudiadas.

En el caso de las unidades estratificadas del Cretácico Tardío, la fábrica magnética se muestra principalmente subhorizontal y sin relación con la estratificación y estructuras regionales, por lo que se interpretó que registra procesos deposicionales tales como flujos piroclásticos, flujos de lava o flujos sedimentarios.

En el plutón Caleu (ca. 110-90 Ma), la fábrica magnética se muestra subvertical. Se interpretó que esta última registra el emplazamiento del plutón, el cual sigue la geometría de una estructura inversa regional N-S responsable de acomodar parte de la deformación durante la inversión tectónica.

La fábrica magnética no sólo difiere entre las distintas unidades mencionadas, sino que además es independiente del desarrollo del prisma de acreción basal. La razón de esto radica probablemente en que las rocas no alcanzaron la profundidad suficiente tal que fuera sobrescrito el registro original de la fábrica magnética.

Finalmente, se estima como poco probable que la AMS en zonas de predominancia de rocas plutónicas sea una metodología fructífera para estudiar de manera directa ciertos rasgos estructurales que implican la evolución de complejos de subducción.

Agradecimientos

Al proyecto FONDECYT 1161806 por financiar las dos campañas de terreno en que se realizó el muestreo paleomagnético.

A los profesores Marcelo, Fernando y Sofía.

A Iván el metalero, por la guía y el apañe en terrenos y laboratorio.

A Los Xino's, Jipichiks, Escuadrón Junkos, Cordada Corpiño y familia.

Y a quien le caigan.

Dedicatoria

A mi awela

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Formulación del problema.....	1
1.2	Hipótesis.....	3
1.3	Objetivos.....	3
1.3.1	Objetivo general.....	3
1.3.2	Objetivos específicos.....	3
1.4	Ubicación y vías de acceso.....	3
1.5	Metodología.....	5
1.5.1	Trabajo de gabinete pre-terreno.....	5
1.5.2	Trabajo en terreno.....	5
1.5.3	Trabajo de gabinete post-terreno.....	5
2	MARCO TEÓRICO.....	8
2.1	Anisotropía de susceptibilidad magnética.....	8
2.2	Fuentes de anisotropía.....	10
2.2.1	Anisotropía magnetocristalina.....	10
2.2.2	Anisotropía de forma.....	10
2.2.3	Anisotropía de distribución.....	11
2.3	Parámetros de anisotropía.....	12
2.4	AMS en rocas sedimentarias.....	13
2.5	AMS en rocas ígneas.....	14
2.5.1	Flujos de lava y diques.....	14
2.5.2	Rocas plutónicas.....	15
2.5.3	Rocas volcanoclásticas.....	16
3	MARCO TECTÓNICO.....	17
3.1	Unidades morfoestructurales.....	17
3.2	Marco tectónico desde el Pérmico tardío.....	18
4	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL.....	21
4.1	Antecedentes generales.....	21
4.2	Rocas estratificadas.....	21
4.2.1	Formación Lo Valle.....	21
4.2.2	Formación Las Chilcas.....	23
4.2.3	Formación Cerro Morado.....	23
4.2.4	Formación Veta Negra.....	24

4.2.5	Formación Lo Prado	25
4.2.6	Formación Horqueta	25
4.2.7	Formación Cerro Calera	26
4.2.8	Formación Ajial.....	26
4.3	Rocas intrusivas	27
4.3.1	Intrusivos hipabisales del Mioceno	27
4.3.2	Intrusivos hipabisales del Oligoceno – Mioceno temprano.....	27
4.3.3	Intrusivos hipabisales del Paleoceno – Eoceno	27
4.3.4	Intrusivos del Cretácico tardío – Terciario	28
4.3.5	Intrusivos del Cretácico ‘medio’	28
4.3.6	Intrusivos del Cretácico temprano.....	29
4.3.7	Intrusivos del Jurásico medio – tardío.....	29
4.3.8	Intrusivos del Paleozoico.....	31
4.4	Basamento metamórfico	31
4.4.1	Complejo metamórfico Valparaíso.....	31
4.5	Estructuras.....	33
4.5.1	Dominio Costero.....	33
4.5.2	Dominio Central	33
4.5.3	Homoclinal de la costa	34
4.6	Puntos clave y breve discusión bibliográfica.....	37
5	MUESTREO PALEOMAGNÉTICO.....	39
5.1	Cretácico Superior	42
5.2	Cretácico Inferior	45
5.3	Jurásico Superior.....	50
5.4	Jurásico Medio	52
5.5	Jurásico Inferior	53
6	RESULTADOS	54
6.1	Susceptibilidad magnética	54
6.1.1	Sector Putaendo	55
6.1.2	Sector La Dormida.....	56
6.1.3	Sector Cajón de los Valles.....	56
6.2	Grado de anisotropía versus susceptibilidad magnética total	57
6.3	Direcciones principales y parámetros escalares.....	60
6.4	Fábrica magnética	63
6.4.1	Sector Putaendo	63
6.4.2	Sector La Dormida.....	65

6.4.3	Sector Cajón de Los Valles	67
6.5	Relación de la fábrica magnética con la estratificación y estructuras	69
6.6	Progresión de la deformación en rocas sedimentarias y volcanoclásticas	70
7	INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES	73
7.1	Origen de la fábrica magnética	73
7.1.1	Cretácico Inferior: formaciones Lo Prado y Veta Negra.....	73
7.1.2	Cretácico Superior temprano: Formación Las Chilcas.....	73
7.1.3	Cretácico Superior temprano: plutón Caleu	74
7.1.4	Cretácico Superior tardío: Formación Lo Valle	76
7.1.5	Oligoceno: Formación Abanico.....	76
7.2	Diferencias entre fábrica magnética de unidades estratificadas e intrusivas	77
8	CONCLUSIONES.....	80
	BIBLIOGRAFÍA	81
	Anexo A: apéndice del marco teórico	90
	Anexo B: descripciones de muestras de mano	103
	Anexo C: apéndice de resultados.....	114
	Anexo D: datos AMS Parada et al. (2005b)	120

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

Para el margen activo de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana que caracteriza la configuración tectónica de Chile, diversos autores han propuesto que la región al norte de 33°S corresponde a un margen caracterizado por procesos de erosión por subducción (eg., Saillard et al., 2009; Becerra et al., 2016; Comte et al., 2019), encontrándose en el Norte Chico una ausencia tanto de un complejo de acreción frontal significativo como de sedimentos en la fosa (Becerra et al., 2016).

Una consecuencia de la erosión por subducción sería la acumulación de material extraído desde el borde de la placa superior y acrecionado basalmente no más allá de una profundidad de 60 km (Comte et al., 2019), de igual manera como ha sido observado en cuñas orogénicas acrecionarias (eg., Willet et al., 1993; Beaumont et al., 1996). Por lo anterior, a pesar de no existir un complejo acrecionario frontal bien desarrollado, la Cordillera de la Costa corresponde a un complejo de subducción, es decir, una cuña de subducción (Comte et al., 2019).

La evolución reciente de la Cordillera de la Costa en el Norte Chico está caracterizada por alzamiento y fallamiento normal vertical (Rodríguez et al., 2018, Comte et al., 2019). El fallamiento de tipo normal se puede relacionar a la remoción de material de la placa superior y la consecuente extensión, sumado al alzamiento que implicaría el desarrollo del prisma de acreción basal, coincidiendo el punto topográfico más alto de la Cordillera de la Costa con la proyección del “*S-point*”¹ en superficie (Figura 1.1). A la vez, esto explicaría el basculamiento de las unidades estratificadas del Jurásico – Cretácico de la Cordillera de la Costa, que conforman un homoclinal manteniendo hacia el este con discordancias angulares entre sí, registrando el basculamiento desde el Jurásico (Comte et al., 2019; Farías et al., 2008), aunque fuertemente desarrollado en el límite entre Cretácico Temprano y Tardío (Boyce et al., 2020).

El homoclinal que caracteriza la Cordillera de la Costa se extiende ampliamente por el margen chileno. Particularmente, el trabajo de Thomas (1958) describe gráficamente la estructura de este homoclinal, el cual presenta discordancias angulares entre las distintas unidades de arco y antearco mesozoico, con algunos escasos pliegues que acomodan menos de 7 km de acortamiento total (Boyce et al., 2020). La disposición del homoclinal indica que el mayor basculamiento ocurrió durante la depositación de la Formación Las Chilcas (105-82 Ma), aun cuando su actual topografía sería el resultado del desarrollo del complejo de subducción durante los últimos 25 Ma en coincidencia con un desplazamiento del frente volcánico en más de 80 km (Kay et al., 2005; Farías et al., en preparación). Lo anterior permite inferir que a pesar de que la región al sur de 33°S presenta un prisma de acreción frontal relativamente bien desarrollado (Laurson et al., 2002), el desarrollo Neógeno de la región ha sido principalmente asociado a una tectónica ligada a la erosión por subducción en la Cordillera de la Costa.

¹ S-point: Slot/Subduction point: es el lugar en el cual la interacción entre la placa superior e inferior es no friccional, por ende, el material de la placa superior no desciende más allá de ese punto salvo cuando este material se considera subducido. El S-point es una forma física de describir el efecto de un backstop.

Considerando el modelo de erosión por subducción propuesto por Comte et al. (2019), el basculamiento en la Cordillera de la Costa de Chile Central a los 33°S sería el propio del retro-lado de un complejo de subducción, dominado por *stretching* que produciría simultáneamente estiramiento horizontal (aplanamiento) y fallamiento normal (Figura 1.1).

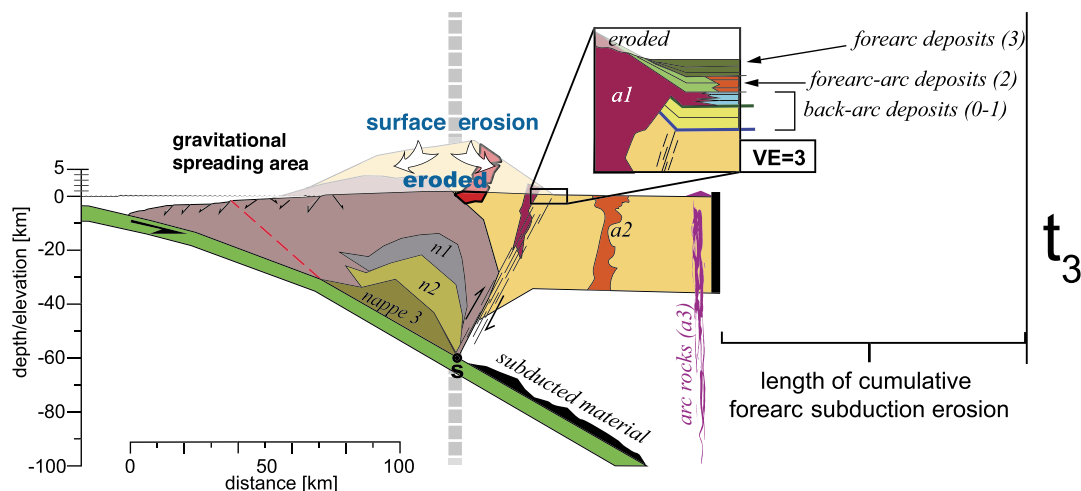


Figura 1.1. Etapa final de esquema de evolución de cuña acrecionaria, incluyendo erosión en superficie. En el segmento oeste de la cuña predomina la propagación gravitacional producto de la extracción de material por erosión por subducción. Las nappes apiladas en y sobre el punto S engrosan la cuña, induciendo alzamiento y extensión en superficie. Un aumento en la pendiente del retro lado produce disconformidades continuas en depósitos tanto del antearco, como del arco y trasarco. Entre cada etapa, la placa superior, incluidas las rocas del arco, migra hacia la fosa a medida que la erosión del antearco ocurre desde la punta oeste de la cuña. Tomado de Comte et al. (2019).

Debido a que las unidades basculadas han sido erosionadas desde el evento de alzamiento e inversión de cuencas del Cretácico ‘medio’ (Vergara et al., 1995; Morata et al., 2006; Boyce et al., 2020), ca. 100 Ma, actualmente a los 33°S afloran extensas unidades intrusivas del Jurásico medio-tardío desde la línea de costa hasta 35 km hacia el continente, aproximadamente. Las unidades intrusivas del Cretácico tardío que afloran en los altos topográficos de la Cordillera de la Costa (plutón Caleu, cuesta de La Dormida) han sido exhumadas desde su emplazamiento (Parada et al., 2005b), contemporáneo al basculamiento de las unidades estratificadas. En este contexto, se plantea el desafío de determinar la impronta de deformación que genera la acreción basal en la petrofábrica tanto de las rocas estratificadas como intrusivas presentes, generando un aporte al modelo estructural propuesto para la zona (ver Boyce et al, 2020). Para ello se propone utilizar como herramienta la anisotropía de susceptibilidad magnética (ver capítulo 2 marco teórico).

A la latitud de estudio la estructura homoclinal representa un panorama ideal para la propuesta de estudio, ya que las unidades estratificadas afloran a lo largo de más de 50 km en la W-E y son ocasionalmente intruídas por plutones contemporáneos. Sin embargo, hacia latitudes más septentrionales y meridionales, predominan en el margen continental las rocas intrusivas, siendo escasos los afloramientos de rocas estratificadas. De este modo, los resultados del presente estudio pueden eventualmente llegar a establecer una metodología que dé pie para desarrollar modelos estructurales en zonas desfavorables para tal propósito.

1.2 Hipótesis

Considerando que la anisotropía de susceptibilidad magnética es una herramienta utilizada frecuentemente como indicador de petrofábrica y trazador de deformación incipiente, principalmente en ambientes compresivos, puede ser utilizada con el fin de complementar el conocimiento de la geología estructural regional en complejos de subducción donde predominen las unidades plutónicas.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Determinar el origen de la anisotropía de susceptibilidad magnética de las unidades estratificadas y plutónicas del Cretácico tardío del homoclinal de la Cordillera de la Costa, aproximadamente a los 33°S, aportando a la comprensión de la deformación en la zona.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Identificar la mineralogía magnética presente en las rocas estudiadas y determinar su efecto en la anisotropía de susceptibilidad magnética.
2. Precisar la variación espacial y temporal de la anisotropía de susceptibilidad magnética en el homoclinal de la Cordillera de la Costa aproximadamente a los 33°S.
3. Establecer la relación de la fábrica magnética con la estructura del homoclinal de la Cordillera de la Costa a distintas escalas.
4. Evaluar el uso de la anisotropía de susceptibilidad magnética como herramienta de geología estructural en zonas donde predominen las unidades plutónicas.

1.4 Ubicación y vías de acceso

La definición de la zona de estudio (Figura 1.2) se basó en la ubicación de rocas que sean parte del homoclinal de la costa, con el objetivo de cubrir su extensión en dirección E-W mediante una transecta aproximadamente a los 33°S. Así, el límite oriental quedó definido por la Formación Lo Valle (la más joven muestreada en este estudio) en la cuesta de Chacabuco y el límite occidental por intrusivos jurásicos que abarcan hasta la línea de costa a la altura de Valparaíso-Concón. Los límites norte y sur quedaron definidos por sitios de muestreo cercanos a la ciudad de Los Andes y la localidad de Peuco, respectivamente (Figura 1.2).

Para acceder al Cajón de Los Valles desde el oeste se ingresa por la Ruta G-105-E desde la Ruta 5 Norte, mientras que para acceder desde el este se ingresa por la Ruta G-105-E desde la Ruta 57, siendo el primer tramo de ripio (Figura 1.2). La cuesta de Chacabuco se recorre por la ruta G-115-E, a la cual se accede desde la ruta 57. Para llegar a Peuco es necesario tomar la ruta G-135 desde la Ruta 5 Norte, o bien desde la Ruta 71, la cual que conecta las Rutas 5 y 57. Para acceder al sector de La Dormida se debe primero llegar a Tiltit por la Ruta G-132, luego de doblar al oeste desde la Ruta 5 Norte. A continuación, acceder a la Ruta G-100-F hacia el oeste. Por esta misma se llega a Olmué y Limache, y a través de la Ruta F-62 se hace conexión con la Ruta CH 60, la cual continúa hacia el oeste, llegando a Quilpué y finalmente a Valparaíso.

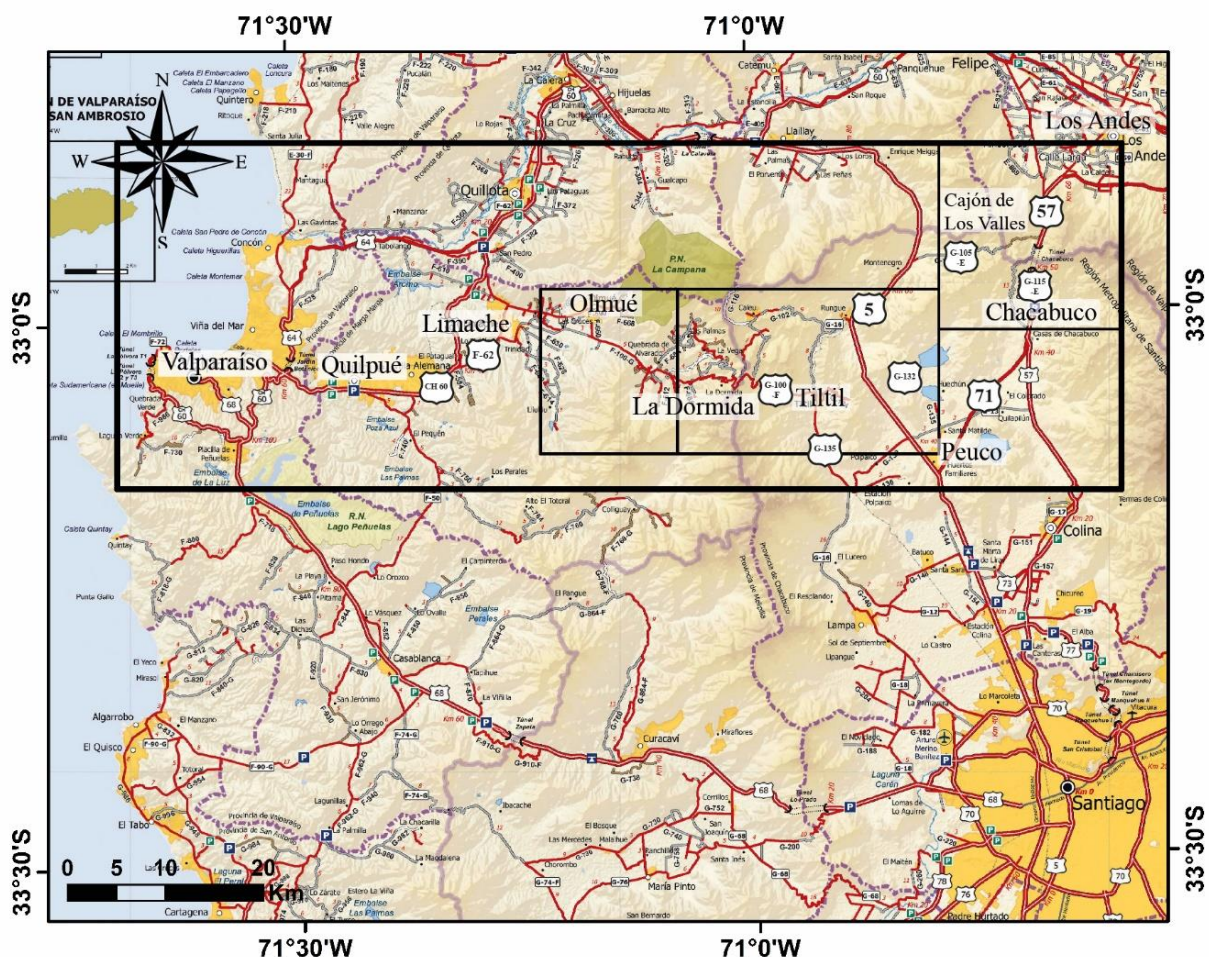


Figura 1.2. Rutas de acceso a la zona de estudio delimitada por rectángulo negro mayor. Los rectángulos menores corresponden a los sectores en que fue dividida la zona de estudio, de oeste a este: sector Olmué, sector La Dormida, sector Cajón de Los Valles. El sector Putaendo se ubica 20 km al norte de la ciudad de Los Andes. Modificado de Cartas Camineras 2016, Dirección de Vialidad, MOP.

1.5 Metodología

1.5.1 Trabajo de gabinete pre-terreno

Recopilación bibliográfica y diseño de campañas de terreno.

1.5.2 Trabajo en terreno

El trabajo en terreno consistió en tomar datos estructurales y obtener muestras para realizar un estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética, definiendo así los diferentes sitios que fueron llamados 19CC y 20CC (año de muestreo y “Cordillera de la Costa”), seguidos por el correspondiente número.

El muestreo se realizó con un taladro adaptado a partir de una motosierra, herramienta mediante la cual se obtuvieron testigos de 2.54 cm de diámetro (Figura 1.3a) y hasta 10 cm de largo aproximadamente. Cada muestra fue orientada en terreno por azimut magnético (Figura 1.3b) y azimut solar cuando fue posible.

- Campaña 14-18 agosto 2019: se levantó información de los sitios 19CC05 a 19CC16, en sectores de la cuesta de Chacabuco, Cajón de los Valles, Peuco, cuesta La Dormida y quebrada El Almendral.
- Campaña 13-18 enero 2020: se levantó información de los sitios 20CC01 a 20CC17, en sectores de Rungue, Montenegro, Caleu, La Dormida, Quebrada de Alvarado, quebrada El Almendral, Olmué y embalse LliuLliu.

Los sitios 19CC01, 19CC02, 19CC03 y 19CC04 fueron levantados por Msc. Iván Gómez previo al inicio de este estudio.

1.5.3 Trabajo de gabinete post-terreno

Descripción de muestras de mano.

El susceptibilímetro utilizado para las mediciones de AMS requiere que las muestras sean de 2.2 cm de largo, por lo que a cada muestra se le dio la dimensión adecuada mediante una sierra circular (Figura 1.3c), obteniéndose en algunos casos más de un espécimen por muestra (Figura 1.3d).

Se utilizó un susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S (AGICO Ltd.), con una sensibilidad de 0.03 μ SI para mediciones de susceptibilidad bulk y 0.02 μ SI para mediciones de AMS, aplicando un campo de baja intensidad (300 A/m) y una frecuencia de 875 Hz, midiendo en tres posiciones por espécimen (Figura 1.3e). El procedimiento se realizó en el laboratorio de paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Para la visualización y análisis de los resultados de AMS se utilizó el programa AMS_AWE desarrollado por Pierrick Roperch.

El manejo de resultados y desarrollo de interpretaciones se siguieron los siguientes pasos:

En primer lugar, se determinó el tipo de mineralogía magnética responsable de la señal de AMS, es decir, mineralogía paramagnética o ferromagnética. Para ello se consideró principalmente el límite de 500 (μSI) señalado por Rochette et al. (1992), en complemento con las descripciones de muestras de mano e histogramas de susceptibilidad magnética total por sitio.

Luego, se comparó la susceptibilidad magnética total con el grado de anisotropía (P') para establecer si las fábricas magnéticas y las intensidades de estas de deben o no a la composición de la roca.

En tercer lugar, se determinó el origen de la fábrica magnética de cada sitio. Para ello se compararon los elipsoides de direcciones principales de susceptibilidad magnética in situ con aquellos corregidos por manteo. Se consideraron también los parámetros escalares tales como lineación y foliación magnética, parámetro de forma y grado de anisotropía. Se integraron los conocimientos sobre la progresión de la deformación en rocas sedimentarias y sobre el significado de la fábrica magnética de rocas ígneas.

Finalmente, se comparó las fábricas de rocas estratificadas con aquellas de rocas intrusivas, con especial enfoque en su relación tanto con el homoclinal de la costa como con la hipotética impronta de la acreción basal.

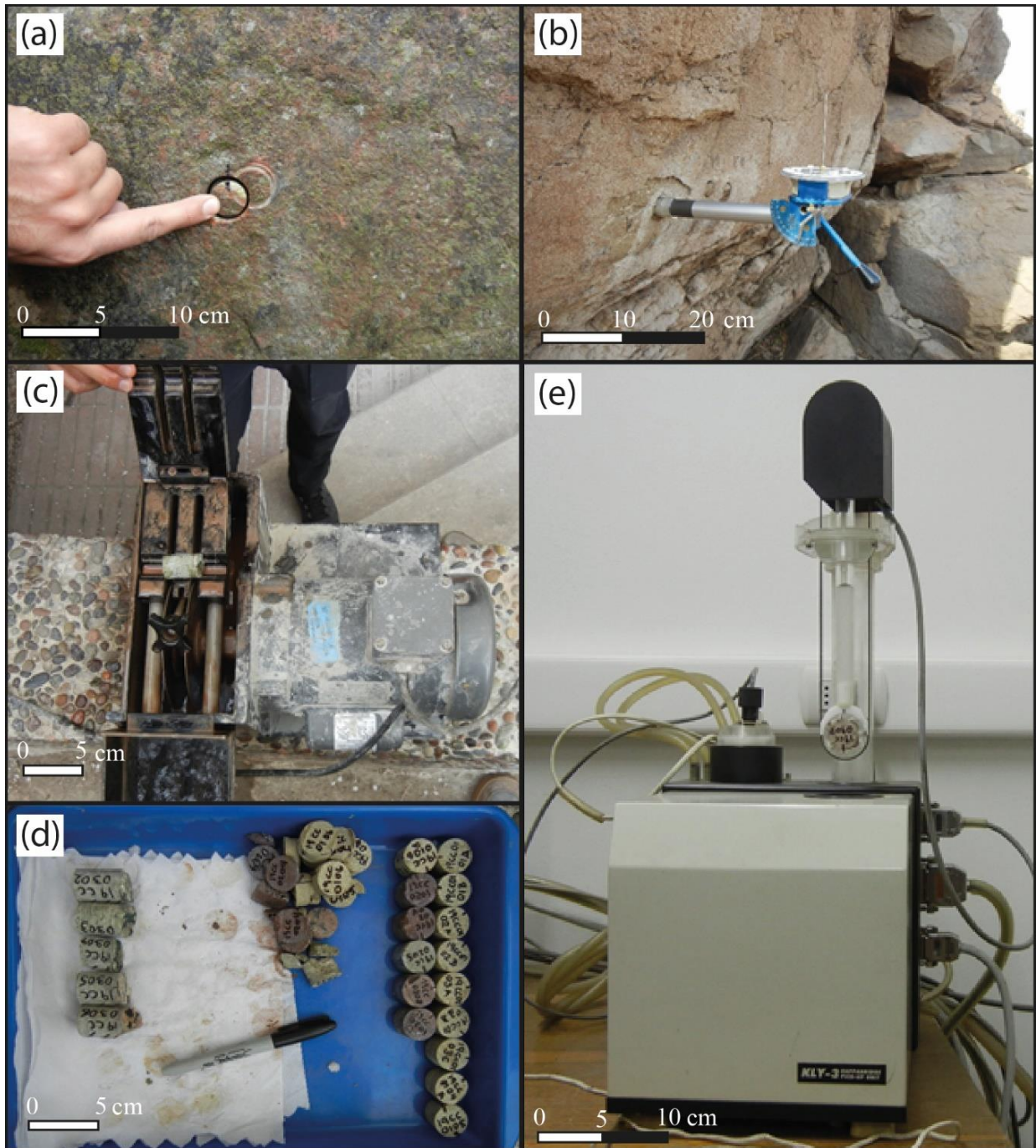


Figura 1.3. Pasos de muestreo, preparación de muestras y medición de anisotropía de susceptibilidad magnética. (a) Perforación en roca in situ. (b) Orientación por azimuth magnético y solar. (c) Herramienta de corte para generar los especímenes a partir de las muestras. (d) Bandeja con muestras a la izquierda, rechazos al centro y especímenes a la derecha, todo rotulado con el nombre del espécimen correspondiente. (e) Susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S del laboratorio de paleomagnetismo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

2 MARCO TEÓRICO

El presente capítulo desarrolla resumidamente el concepto de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS en inglés) y sus aristas más relevantes.

2.1 Anisotropía de susceptibilidad magnética

La anisotropía de susceptibilidad magnética expresa el control cristalográfico sobre las propiedades magnéticas para la gran mayoría de los minerales, siendo la excepción más notable aquella de la magnetita, mineral en el cual la AMS define la anisotropía de forma de grano (Borradaile & Henry, 1997). Fue reconocida como una característica de los minerales en 1899, habiéndose reportado compatibilidad entre fábricas magnéticas y petrofábricas desde 1942-1958 (Borradaile & Jackson, 2010). Lo que hace a la AMS un detector de petrofábrica interesante es que suma las influencias de todos los minerales presentes en una pequeña muestra, en cosa de minutos, con alta precisión y reproducibilidad (Borradaile & Jackson, 2010). Hoy en día es una herramienta indispensable en una amplia gama de disciplinas dentro de las Ciencias de la Tierra (Parés, 2015).

La AMS es descrita a través de un elipsoide de magnitud (Figura 2.1a), un concepto de cierta manera similar al de elipsoide de *strain* finito, con las susceptibilidades principales (k_{MAX} , k_{INT} , k_{MIN}) como los ejes y k_M como la susceptibilidad promedio (ver Anexo A). Mientras el elipsoide de *strain* es adimensional y con ejes normalizados tal que el resultado final mantenga el volumen de la esfera inicial, el elipsoide de AMS varía en forma (anisotropía) y magnitud debido a que los especímenes difieren en k_M (Borradaile & Jackson, 2010). Al proyectar los ejes principales del elipsoide en una red estereográfica se obtiene una visualización más práctica de los datos para realizar las interpretaciones correspondientes y comparar los resultados con marcadores geológicos medidos en terreno (Figura 2.1b).

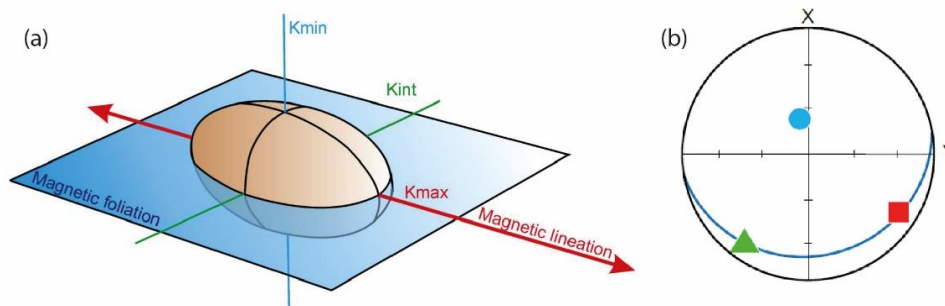


Figura 2.1. (a) Representación del tensor de direcciones principales de susceptibilidad mediante un elipsoide de magnitud. (b) Proyección de los ejes principales en red estereográfica. Tomado de Chadima, M., AGICO prints.

La clasificación general que se realiza para los materiales en base a sus permeabilidades y susceptibilidades magnéticas (ver Anexo A) lógicamente también aplica para los minerales, lo que se ilustra en la tabla de susceptibilidades del Anexo A. Respecto a este tipo de tablas, los valores de k_M y P_j se deben usar con mucho cuidado, ya que los minerales pueden variar químicamente, en forma, defectos, tamaño e interacción entre granos (Rochette et al., 1992).

La susceptibilidad total de una roca depende de la concentración de los diferentes minerales presentes en ella y de sus susceptibilidades magnéticas individuales (Figura 2.2).

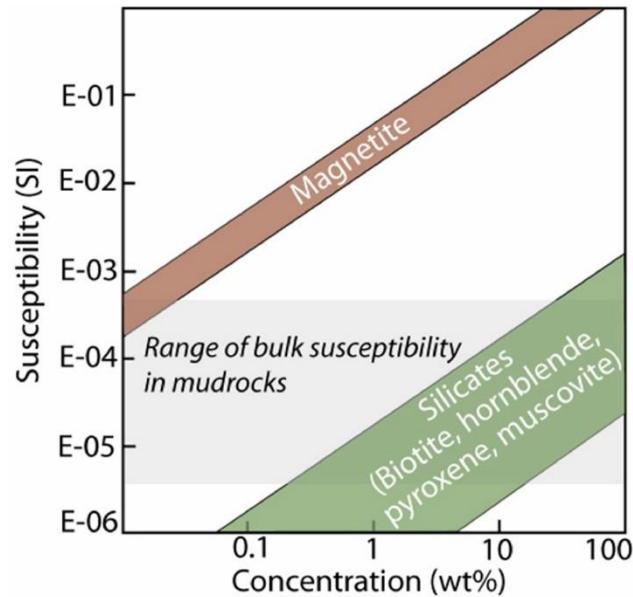


Figura 2.2. Susceptibilidad magnética de minerales versus concentración. Notar que la magnetita, mineral ferromagnético (*s.l.*) tiene una susceptibilidad de más de dos órdenes de magnitud mayor que los ferrosilicatos. Tomado de Parés (2015).

Minerales ferromagnéticos (*s.l.*): magnetita, goethita, hematita, pirrotina, ilmenita (no guarda magnetización remanente), maghemita, entre otros.

Minerales paramagnéticos: anfíboles, piroxenos, micas, epidota, turmalina, cordierita, siderita, granate, entre otros. Su susceptibilidad varía inversamente con la temperatura absoluta de acuerdo con la ley de Curie-Weiss $k \propto (T - \theta)^{-1}$ donde T es temperatura absoluta y θ la temperatura de Curie (Borradaile & Henry, 1997).

Minerales diamagnéticos: calcita, aragonito, dolomita, cuarzo, feldespatos, entre otros. Su susceptibilidad es independiente de la temperatura.

2.2 Fuentes de anisotropía

2.2.1 Anisotropía magnetocrystalina

Para la mayoría de los minerales existe una fuerte (pero imperfecta) correlación entre el hábito cristalino y AMS (Figura 2.3); en general, la cristalografía determina tanto la AMS como la forma de grano. Ino y filo silicatos forman granos elongados y planares, respectivamente, y comúnmente son paramagnéticos. Generalmente, tienen su k_{MAX} subparalelo a su eje cristalográfico mayor y k_{MIN} a un alto ángulo del plano basal c (Borradaile & Jackson, 2010). La hematita y la pirrotina (ferromagnéticos) también tienen anisotropía magnetocrystalina.

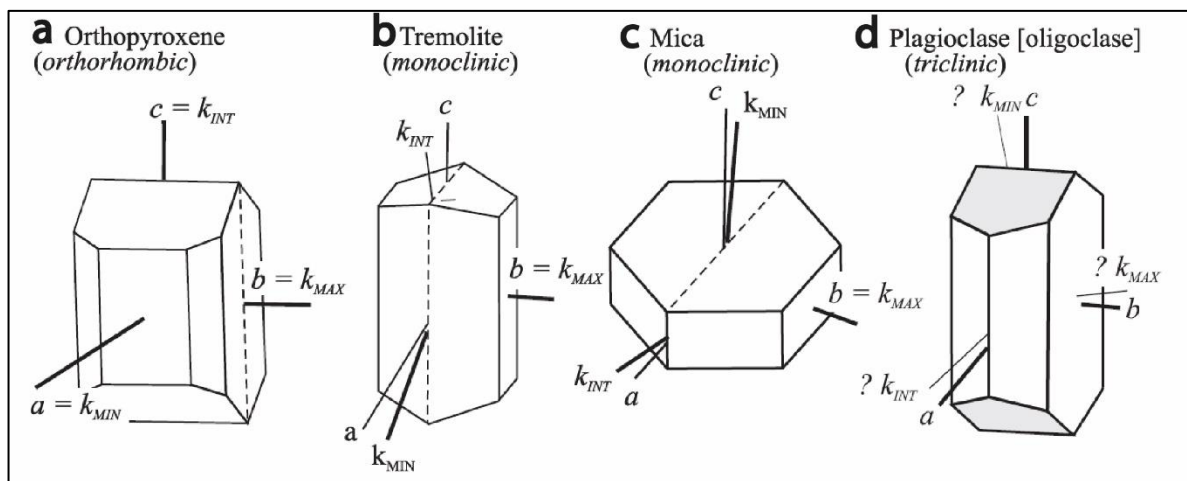


Figura 2.3. Silicatos paramagnéticos (a, b y c) y diamagnéticos (d) mostrando anisotropía magnetocrystalina. Tomado de Borradaile & Jackson (2010).

2.2.2 Anisotropía de forma

El único mineral cuya AMS es controlada por la forma de grano más que por la estructura cristalográfica es la magnetita (Borradaile & Henry, 1997). Para un grano de magnetita, su elipsoide de susceptibilidad tiene la misma orientación y relación de aspecto que el grano mismo (profundización en Anexo A). Para una población de granos con anisotropía de forma dominante, la AMS medida representa formas de granos y orientaciones preferenciales compuestas (Borradaile & Jackson, 2010).

Cabe destacar el caso especial de la fábrica ‘inversa’ de la magnetita de dominio simple o SD por su sigla en inglés (ver Anexo A para teoría de dominios). Como los granos de magnetita SD son magnetizados hasta la saturación a lo largo de sus ejes principales, incluso en ausencia de un campo aplicado, tienen prácticamente susceptibilidad nula paralela a su eje mayor. Sin embargo, campos débiles perpendiculares son capaces de rotar el momento del grano, alejándolo un poco del eje y generando una susceptibilidad normal al eje mayor (Borradaile & Jackson, 2010). Es decir, k_{MAX}

se alinea paralelo a la dimensión menor del grano y k_{MIN} paralelo a la dimensión mayor (Figura 2.4). En el Anexo A son revisados otros casos de minerales que presentan fábrica inversa.

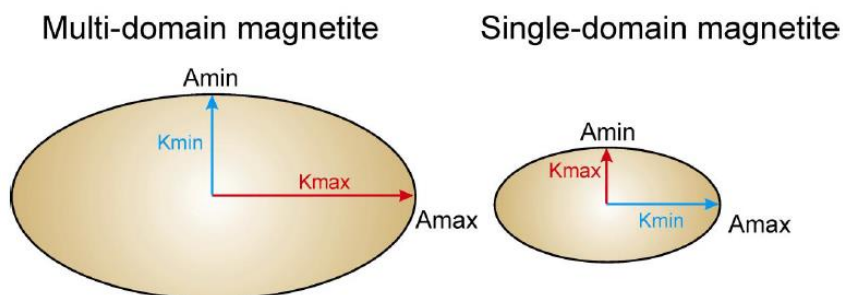


Figura 2.4. Ilustración de la fábrica magnética inversa de los granos de magnetita SD. Tomado de Chadima, M., AGICO prints.

2.2.3 Anisotropía de distribución

Se basa en el hecho de que un *cluster* elongado de granos de igual dimensión produce una anisotropía similar que un solo grano elongado (Bouchez, 1997). Este tipo de fuente de anisotropía es discutido en la literatura principalmente para rocas ígneas.

Borradaile & Henry (1997), quienes a este efecto le llaman ‘fábrica de locación preferencial’, ejemplifican con inclusiones de magnetita en silicatos, rasgo que puede ser muy común. Si bien un grupo de partículas equidimensionales y equiespaciadas de magnetita muestran susceptibilidad isotrópica, podría surgir anisotropía en caso de que se alineen según los planos de clivaje de silicatos máficos, especialmente micas. Dicho ordenamiento genera un efecto de interacción entre granos magnéticos que aumenta la susceptibilidad.

Esta última idea es similar a la que desarrollan Hargraves et al. (1991), quienes postulan que, al menos para flujos de lava, los silicatos que cristalizan primero funcionan como ‘molde’ o *template* para la magnetita que cristaliza en fases tardías, dándole una orientación de forma preferencial a los granos irregulares de magnetita mientras crecen. Así, la interacción magnética entre granos sería el factor más importante para la señal AMS.

El concepto de ‘fábrica de desplazamiento’ es acuñado por Borradaile & Henry (1997). Consiste en que la AMS puede deberse a que grandes cristales de baja susceptibilidad desplazan una matriz isotrópica de alta susceptibilidad. Por ejemplo, en andesitas, traquitas e intrusivos de grano fino, grandes cristales de feldespatos desplazan una masa fundamental de mayor susceptibilidad en la dirección paralela a su eje mayor, obteniendo como resultado una fábrica magnética con k_{MIN} paralelo al flujo y k_{MAX} perpendicular a la foliación de la roca. Esto se debe a que la anisotropía de forma es sensible cuando hay un gran volumen (>90%) de megacristales diamagnéticos. De todas formas, este efecto es muy raro (Borradaile & Henry, 1997).

2.3 Parámetros de anisotropía

Una serie de parámetros son utilizados para caracterizar la fábrica magnética, los cuales han sufrido modificaciones o correcciones a lo largo del tiempo.

En primer lugar, Nagata (1961) definió el ‘grado’ de anisotropía (excentricidad del elipsoide) como $P = k_{\text{MAX}}/k_{\text{MIN}}$. Luego, Jelinek (1981) propuso una corrección que hiciera referencia a la forma, introduciendo el parámetro P_j , más comúnmente utilizado como P' :

$$\ln(P_j) = \ln(P') = \sqrt{2} \left(\left(\ln \left(\frac{k_{\text{MAX}}}{k_{\text{M}}} \right) \right)^2 + \left(\ln \left(\frac{k_{\text{INT}}}{k_{\text{M}}} \right) \right)^2 + \left(\ln \left(\frac{k_{\text{MIN}}}{k_{\text{M}}} \right) \right)^2 \right)^{\frac{1}{2}}$$

Deriva del antiguo valor de P de Nagata mediante la relación:

$$\ln(P_j) = \ln(P) \sqrt{\left(1 + \frac{T_j^2}{3} \right)}$$

Donde T_j es el parámetro de forma introducido por Jelinek (1981):

$$T_j = \frac{\ln(F) - \ln(L)}{\ln(F) + \ln(L)}$$

Donde $L = \left(\frac{k_{\text{MAX}}}{k_{\text{INT}}} \right)$ y $F = \left(\frac{k_{\text{INT}}}{k_{\text{MIN}}} \right)$, que corresponden a la lineación y foliación magnéticas, respectivamente. T_j (o simplemente T) varía simétricamente dentro del espectro de formas de elipsoide: $0 < T_j \leq 1$ para formas oblatas, $-1 \leq T_j < 0$ para formas prolatas ($T_j = 0$, elipsoide neutro o triaxial).

Una AMS que supere el 5% es generalmente observado en rocas con fábrica megascópica evidente, mientras que los valores mayores a 10% son raros (Butler, 1992). Valores típicos de k_{M} , P_j y T_j de ciertos minerales se encuentran en la tabla al final del Anexo A.

Diferentes diagramas hacen uso de estos parámetros con el objetivo de interpretar los resultados de AMS y determinar la petrofábrica, haciendo finalmente el nexo con la geología local o regional.

La representación gráfica del elipsoide magnético típicamente ha recaído en el diagrama ‘tipo Flinn’. En él, la lineación magnética es ploteada versus la foliación magnética, permitiendo una distinción entre elipsoides oblatos y prolatas (Flinn, 1962).

Otro tipo de representación gráfica de AMS es el diagrama P'-T (Figura 2.5b) que fue inicialmente introducido por Hrouda (1982) usando expresiones de Jelinek (1981). La ventaja de este gráfico es que la elipticidad de la fábrica queda mejor definida: la excentricidad del elipsoide es planteada como P' en el eje horizontal ($1 < P' < \infty$) y la simetría de forma como T en el eje vertical ($-1 < T < 1$). En contextos de deformación progresiva, estos gráficos son parcialmente exitosos en ilustrar el camino de los elipsoides magnéticos (Figura 2.5) (Parés et al., 1999).

El diagrama de Woodcock, otra representación gráfica de AMS cuyo objetivo es ilustrar la progresión de la deformación, se muestra en el Anexo A.

Por último, mediante el gráfico de P' versus Km se puede determinar indirectamente la presencia de minerales ferromagnéticos debido a sus grandes susceptibilidades intrínsecas. La lógica consiste en que, si existe una correlación positiva entre los parámetros, entonces se puede especular que la composición de la roca es la que controla los parámetros, y por tanto la AMS deja de ser un indicador confiable de *strain* (Rochette et al., 1992; Branellec et al., 2015).

2.4 AMS en rocas sedimentarias

En la literatura es recurrente encontrar estudios que mediante AMS buscan el registro de la deformación progresiva que sufren rocas sedimentarias de grano fino o sedimentos parcialmente litificados. Por lo general, dichas investigaciones se enmarcan en ambientes compresivos, donde ocurre acortamiento paralelo a los estratos o *Layer Parallel Shortening* (LPS) y las rocas no muestran necesariamente clivaje o foliación macroscópica (e.g. Branellec et al., 2015; Frizon de Lamotte et al., 2002; Weil & Yonkee, 2009; Parés et al., 1999; Robion et al., 2007). La razón de esto la describe muy acertadamente Parés (2015):

“La abundante evidencia proveída por datos de AMS revela que la deformación se extiende más allá del frente de deformación o clivaje en contextos compresivos, incluyendo fajas plegadas y corridas y prismas acrecionarios activos, configurando las fábricas magnéticas como un método estándar para la cuantificación de fábricas en rocas sedimentarias deformadas.”

En un esfuerzo por integrar todos los modelos de desarrollo de fábricas en ambientes de deformación tectónica con las fábricas magnéticas, Parés et al. (1999) propusieron un modelo de etapas progresivas de evolución de AMS en rocas sedimentarias de grano fino deformadas (Parés, 2015). Dicho modelo ha sido adoptado y complementado posteriormente por otros autores (Figura 2.5).

En rocas sedimentarias también pueden interpretarse direcciones de paleocorrientes en base a la fábrica magnética. Ocasionalmente, la alineación de minerales clásticos dada por un flujo o corriente, define Kmax (lineación magnética) (Borradaile & Henry, 1997).

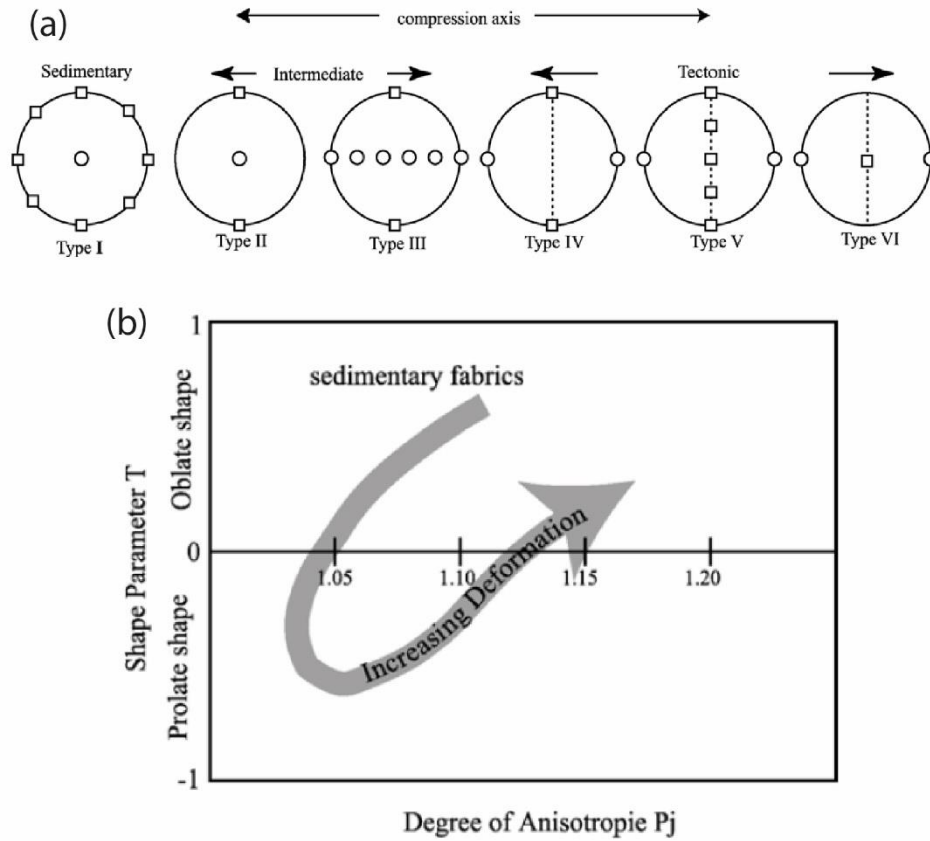


Figura 2.5. Modelo de desarrollo de fábricas magnéticas como respuesta a deformación progresiva. (a) Clásica secuencia de fábricas magnéticas observadas en rocas deformadas progresivamente en fajas corridas y plegadas. Los k_{MAX} son particularmente sensibles al acortamiento tectónico, desarrollando una lineación magnética que imita la intersección de estratificación y clivaje. Una fábrica intermedia (tipo II y III) es muy común cuando la estratificación y los planos de aplastamiento compiten para identificar el elipsoide magnético (Parés, 2015). (b) Camino de los elipsoides magnéticos graficado sobre diagrama Hrouda-Jelinek (o T- P'), con P' en el eje de las abscisas y T en el eje de las ordenadas. Figura tomada de Robion et al. (2007).

2.5 AMS en rocas ígneas

2.5.1 Flujos de lava y diques

En cuanto a flujos de lava, parece ser muy importante tener claro la posición de cada muestra dentro del mismo, ya que una sola unidad podría presentar diferentes orientaciones de ejes de susceptibilidad principal que son función de la posición dentro de la unidad. Esto ya que se ha establecido que la AMS está dada por deformación del flujo, a menos que exista un cambio evidente en la fábrica original de la roca (Cañón-Tapia, 2004).

Observaciones ópticas de la fábrica mineral en flujos de lava han revelado que la fábrica mineral de fases paramagnéticas como la plagioclasa se correlaciona con la dirección principal de la AMS (Archanjo et al., 2002; Ferré et al., 2002). Hoy en día la idea más aceptada es que la imbricación de lineaciones magnéticas provee la dirección y sentido de flujo (Knight & Walker, 1988). Tomando en cuenta la amplia ocurrencia de fábricas magnéticas inversas en rocas volcánicas, Geoffroy et al. (2002) proponen usar adicionalmente la imbricación de la foliación magmática (Martín-Hernández et al., 2004).

Respecto a diques, en la literatura se encuentran estudios con resultados variables. Por ejemplo, Ferré et al. (2002) concluyen para un filón máfico que la lineación magnética es consistente con la lineación mineral, pero la foliación magnética resulta ser perpendicular a la foliación mineral y en general no representa el plano del flujo. Archanjo et al. (2002) señalan que la fábrica magnética es controlada por la orientación preferencial de granos opacos (anisotropía de distribución): el 58% de los diques estudiados mostró fábricas anormales, se presume que debido a crecimiento intersticial de magnetita en espacios perpendiculares a dirección de estiramiento. Además, el asentamiento de cristales y/o la compactación vertical de la columna magmática en diques de lento enfriamiento podrían formar una fábrica planar de plagioclasa, la cual podría usarse como ‘molde’ para desarrollar una foliación magnética subhorizontal que se encontró en algunos diques. Creixell et al. (2006) interpretan que la fábrica asimétrica y oblicua a las paredes de un dique en particular, se desarrolló bajo la influencia de *stresses* magmáticos y tectónicos, ya que cuando solo hay *stress* magmático la fábrica se muestra imbricada y más bien simétrica.

Se puede entonces concluir:

- Si bien se debe considerar de sobremanera el contexto local y regional al momento de interpretar la AMS de diques, algo que pareciera ser común es que k_{MAX} es paralelo a la dirección del flujo magmático.
- Para flujos de lava se deben considerar la imbricación de lineación y foliación magnéticas como indicadoras del sentido del flujo.
- Debido a que un ~1% (vol.) de minerales ferromagnéticos es suficiente para dominar las propiedades magnéticas de una roca (Borradaile 1988; Hrouda & Kahan, 1991), es de esperar que, en rocas ígneas, las cuales comúnmente cumplen con dicho porcentaje (Cañón-Tapia, 2004), la AMS sea dominada por anisotropía de distribución.

2.5.2 Rocas plutónicas

En estudios magnéticos, los plutones son clasificados en base a la presencia o ausencia de magnetita, donde los ‘granitos paramagnéticos’ son aquellos sin magnetita y los ‘granitos ferromagnéticos’ aquellos portadores de magnetita. De esta forma, la susceptibilidad total para los primeros es $K \approx K_{para}$, cuya magnitud generalmente es menor a 500×10^{-6} SI, lo que corresponde a la susceptibilidad total de las especies paramagnéticas. Mientras que, para los segundos, dado que la susceptibilidad de la magnetita es aproximadamente tres órdenes de magnitud mayor, también lo será su K_m (Bouchez, 1997).

La fábrica magnética en granitos paramagnéticos está controlada por la anisotropía magnetocristalina de los silicatos ferromagnesianos. El comportamiento ideal paramagnético puede variar en caso de inclusiones o exsoluciones de material ferromagnético en micas (Borradaile & Werner, 1994). En granitos ferromagnéticos la fábrica magnética está controlada tanto por la anisotropía de forma de la magnetita como por la anisotropía de distribución (Bouchez, 1997). Sin embargo, la fábrica de la biotita en estos granitos se ha mostrado coaxial a aquella de la magnetita, característica que se explica a través de la magnetita imitando la fábrica de la biotita debido a crecimiento preferencial o exsolución de magnetita a lo largo de bordes de grano o clivajes (Bouchez, 2000).

Al igual que en el caso de flujos de lava y diques, la AMS registra la deformación que el magma sufrió hasta antes de cristalizar (Bouchez, 2000; Parada et al., 2005b; Payacán et al., 2014). Además, los cuerpos intrusivos siempre son anisotrópicos y las fábricas son relativamente homogéneas desde la escala de muestras hasta la escala del plutón completo (Bouchez, 1997).

Debido a los múltiples factores que afectan la AMS de granitos ferromagnéticos, el parámetro P' debiese usarse exclusivamente para granitos paramagnéticos (Bouchez, 1997). En estos, las variaciones de P' pueden ser atribuidas a gradientes de deformación como aquellos observados hacia los bordes de plutones o hacia zonas de cizalle magmático tardío (Bouchez, 1997; Payacán et al., 2014).

2.5.3 Rocas volcanoclásticas

La AMS puede ser usada con confianza como un *proxy* de fábrica de flujo en rocas volcanoclásticas (Pioli et al., 2008). En general, se considera que la lineación magnética es el parámetro más adecuado para deducir la dirección del flujo (Wolff et al., 1989; MacDonald & Palmer, 1990; Hillhouse & Wells, 1991). Sin embargo, en casos donde la foliación magnética está más desarrollada que la lineación, se ha utilizado la primera para interpretar direcciones de flujo (Sortan et al., 2019). En particular, Giordano et al. (2008) consideran la foliación magnética para interpretar direcciones de flujo, ya que la lineación magnética se muestra perpendicular a la dirección inferida mediante indicadores de terreno. Esto lo atribuyen a efectos de ‘*rolling*’ y saltación de los granos magnéticos dentro del flujo.

Pioli et al. (2008) señalan que los elipsoides de AMS de tobas de ceniza son generalmente oblatos, con baja anisotropía y amplia dispersión de los datos, quizás debido a ‘contaminación magnética’ dada por líticos (Le Pennec et al., 1998), o por baja anisotropía de la fábrica, mientras que el agrupamiento de K_{min} es esperado en tobas soldadas debido a la compactación. Esta última idea la habían desarrollado previamente Palmer et al. (1996), quienes proponen que los efectos de la anisotropía de distribución podrían aumentar a medida que las tobas sufren compactación.

3 MARCO TECTÓNICO

3.1 Unidades morfoestructurales

La región comprendida entre 27° y 33°S se conoce como el segmento de subducción plana, donde la dorsal asísmica de Juan Fernández (JFR por sus iniciales en inglés) ha subducido desde *ca.* 12 Ma con un manteo aproximado de 20° hacia el este bajo el antearco, y prácticamente horizontal bajo el retroarco (Jordan et al., 1983; Yáñez et al., 2001; Pardo et al., 2002). Este segmento se caracteriza por la ausencia tanto de actividad volcánica (desde el arribo del JFR) como de una Depresión Central, siendo difícil distinguir entre las dos unidades morfoestructurales del borde continental: Cordillera de la Costa y Cordillera Principal, ambas orientadas en dirección N-S (Charrier et al., 2014). Sin embargo, hacia el sur de los 33°S, el borde continental cambia su orientación de N-S a NNE-SSW, rasgo estructural de primer orden conocido como Oroclino del Maipo (Arriagada et al., 2013), a la vez que se desarrolla la Depresión Central (Figura 3.1).

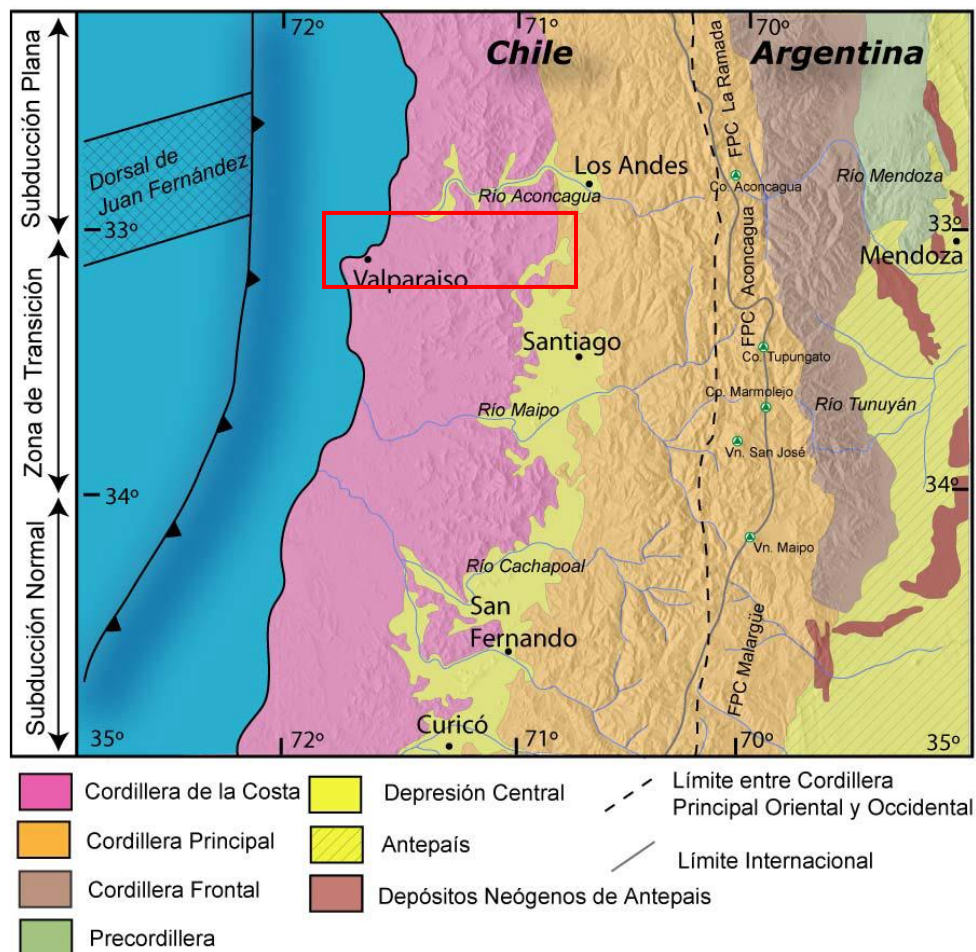


Figura 3.1. Principales unidades morfoestructurales de la segmentación andina entre los 32° y 35°S. El rectángulo rojo muestra la zona de estudio. Tomado de Fock, 2005.

3.2 Marco tectónico desde el Pérmico tardío

Luego de la última etapa de amalgamiento de Gondwana, durante el Pérmico tardío-Jurásico temprano la subducción a lo largo del margen continental se vio considerablemente disminuida y las condiciones extensionales prevalecieron (Charrier et al., 2014). En dicho contexto se produjo acumulación de calor en el manto superior, magmatismo principalmente silíceo y generación de cuencas extensionales orientadas NNW-SSE que fueron rellenadas con depósitos continentales y marinos (Charrier et al., 2007). Plutones de este período afloran en la Cordillera de la Costa a la latitud de estudio (Gana et al., 1996). Grandes volúmenes de magma fueron extruidos, dando lugar a lo que se conoce como la Provincia Magmática de Choiyoi (Kay et al., 1989). El pulso volcánico La Totorá-Pichidangui (Ladiniano-Carniano) separa dos etapas mayores en la evolución tectónica de las cuencas centrales formadas en este periodo: San Félix y El Quereo-Los Molles. Cada etapa involucra subsidencia tectónica y termal, mostrando los depósitos una evolución sedimentaria cíclica de transgresión-regresión (Charrier et al., 2007).

En el Jurásico temprano se reinició o intensificó la subducción, lo que generó las condiciones para la existencia de un arco magmático (Superunidad Casablanca) y volcánico (porciones volcánicas de formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta) bajo un régimen de extensión que duró hasta el Cretácico temprano. El arco se localizó a lo largo de la actual Cordillera de la Costa, con una cuenca de trasarco hacia el este (Charrier et al., 2014). El arco habría estado cercano al nivel del mar (porciones sedimentarias de formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta; Formación Lo Prado) y el trasarco bajo el nivel del mar (Charrier et al., 2007). La geoquímica y potencia de unidades volcánicas (formaciones Veta Negra y Cerro Morado) que rellenaron la cuenca de intra-arco) durante el Cretácico temprano sugieren fuerte subsidencia de esta (Vergara et al., 1995).

Si bien el desmembramiento de Gondwana habría comenzado a los 160 Ma (Ghidella et al., 2007), para el Cretácico temprano ocurrió una reorganización mayor de las placas tectónicas, asociada a un gran incremento en las tasas de generación de corteza oceánica en el proto-Pacífico (Figura 3.2) y una rápida deriva de Sudamérica hacia el oeste. El evento compresivo del Cretácico ‘medio’, llamado orogenia Peruana (Steinmann et al., 1929; Scheuber et al., 1994), causó cambios en las condiciones tectónicas que tuvieron como consecuencia el alzamiento del margen continental, engrosamiento de la corteza, inversión y emersión definitiva de la cuenca de trasarco (Formación Las Chilcas y plutón Caleu), formación de una cuenca de antepaís al este del arco y migración del arco hacia el este, resultando en una amplia cuenca de antearco (Charrier et al., 2014).

Scheuber et al. (1994) proponen que entre los 110 y 70 Ma el centro de expansión que separaba las placas Aluk y Farallon migró hacia el sur, siendo la convergencia entre Aluk y Sudamérica reemplazada por aquella entre Farallon y Sudamérica. Mientras que la primera correspondía a convergencia oblicua sinistral, la segunda correspondía a oblicua dextral.

Charrier et al. (2007) señalan que luego de la orogenia Peruana, y hasta el Paleógeno temprano, las condiciones tectónicas eran de extensión y subsidencia, lo que puede relacionarse con un periodo de convergencia muy oblicua y a bajas tasas entre las placas Farallon y Sudamericana en el margen occidental de Sudamérica (Pardo-Casas & Molnar, 1987). El antearco se encontraba alzado, representando un obstáculo para las ingresiones marinas del Pacífico desde el oeste, a la vez que el arco (Formación Lo Valle), ubicado al este de la actual Cordillera de la Costa, impedía ingresiones del Atlántico.

En el Eoceno medio las tasas de convergencia entre placas alcanzaron un *peak*, a lo que se asocia una disminución de la oblicuidad de convergencia cuyo resultado fue una convergencia prácticamente paralela al margen continental (Pilger, 1994; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998). Luego de este *peak*, las tasas de convergencia disminuyeron hasta el Oligoceno tardío (Pilger, 1994; Pardo-Casas & Molnar, 1987; Somoza, 1998).

En este momento ocurrió un nuevo reajuste de placas: quiebre de Farallon en las placas de Cocos y Nazca, adoptando esta última un movimiento casi ortogonal al margen continental (Yáñez et al., 2002), con tasas de convergencia que aumentaron hasta los 12 Ma (Pilger, 1994; Pardo-Casas & Molnar, 1987). El arco continuó su migración hacia el este hasta alcanzar su posición actual, a la vez que las unidades morfoestructurales fueron desarrollándose (Charrier et al., 2007).

En el Mioceno temprano se estableció un régimen compresivo que generó alzamiento regional (Charrier et al., 2007). Paralelamente, el JFR comenzó a subducir bajo Sudamérica *ca.* 20°S, para luego migrar hacia el sur y situarse *ca.* 33°S a los 10 Ma (Yáñez et al., 2001) (Figura 3.3).

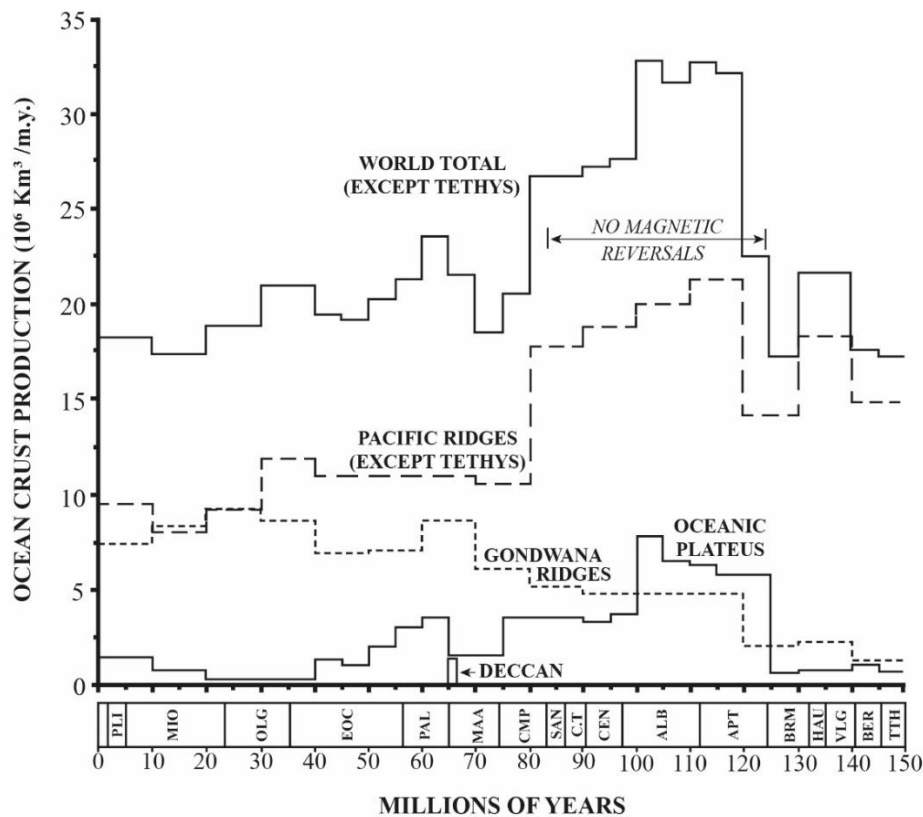


Figura 3.2. Producción de corteza oceánica en los últimos 150 Ma, separada en *ridges* del Pacífico, *ridges* de Gondwana (océanos Atlántico e Índico) y platós oceánicos. Entre 120-80 Ma hay un aumento en la tasa de generación de corteza de un 50-75%, con *peak* entre 120-100 Ma y decrecimiento entre 100-80 Ma, fenómeno atribuido principalmente a las contribuciones de *ridges* y platós del Pacífico. Tomado de Larson (1991).

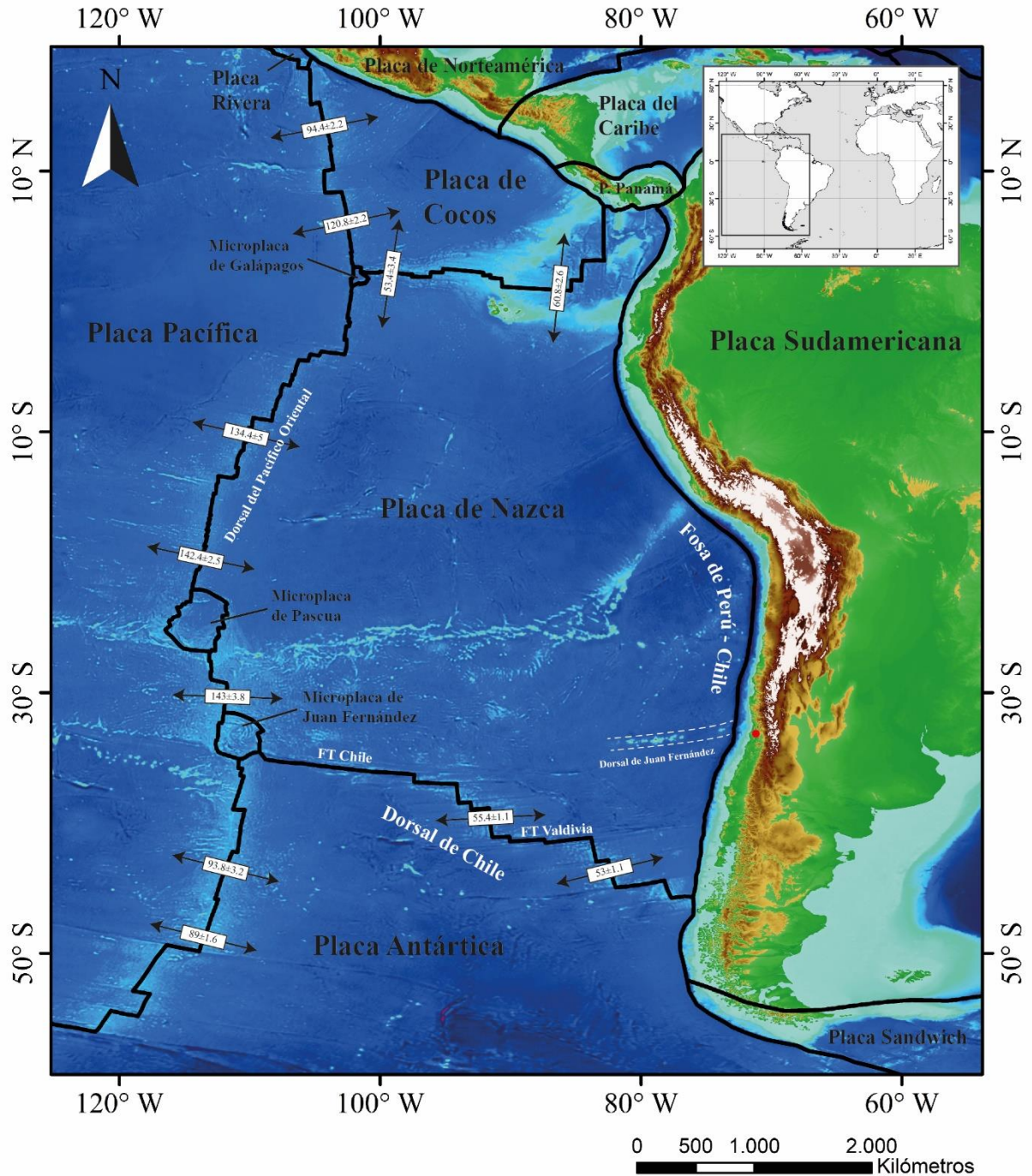


Figura 3.3. Contexto geodinámico de los Andes de Chile central. Los recuadros con flechas negras indican las tasas (mm/año) de expansión del piso oceánico (DeMets et al., 2010). El punto rojo marca la ubicación de la zona de estudio. Bordes de placas tectónicas tomadas de Bird (2003). Base topográfica tomada de Amante & Eakins (2009).

4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 Antecedentes generales

Las edades de las rocas estratificadas que afloran en el área de estudio abarcan desde el Jurásico temprano hasta el Cretácico tardío, y en general son intruidas por plutones penecontemporáneos pertenecientes al arco magmático (Figura 4.1). En las cercanías de Valparaíso afloran plutones del Pérmico temprano y basamento metamórfico Paleozoico. La Figura 4.2 muestra la distribución de los afloramientos en la zona de estudio.

4.2 Rocas estratificadas

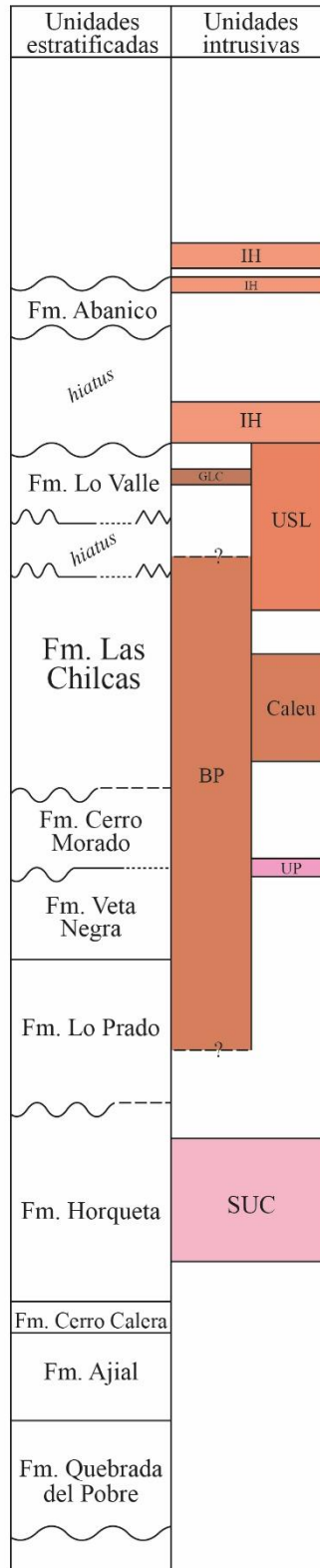
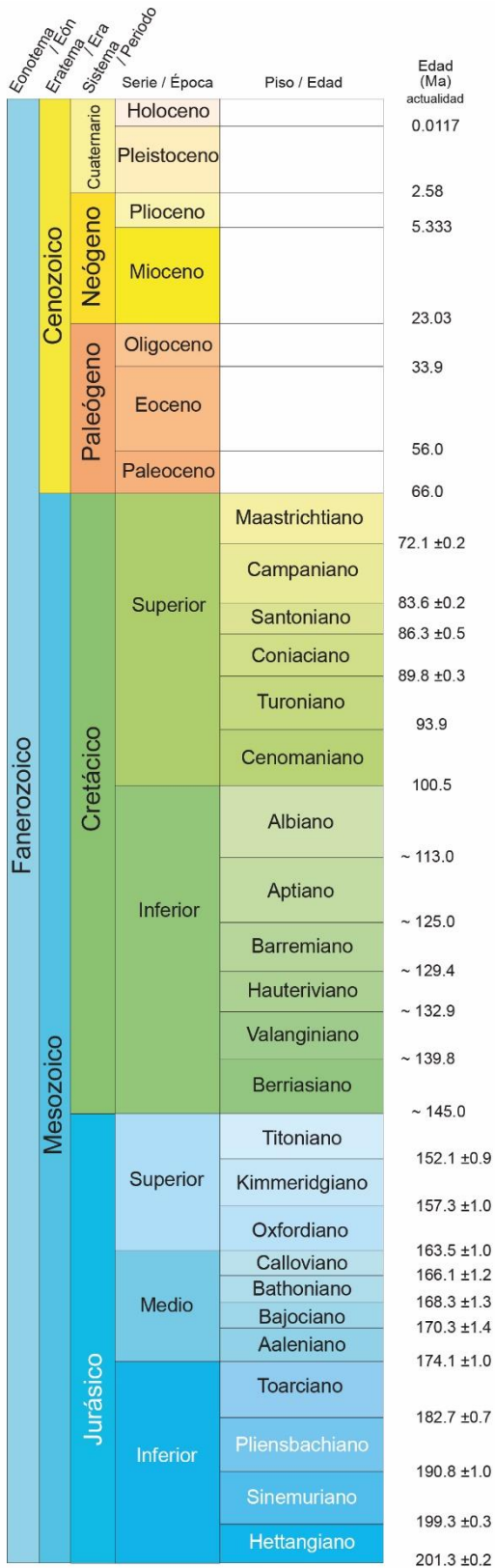
4.2.1 Formación Lo Valle

En su localidad tipo esta formación comprende una sucesión de depósitos piroclásticos silíceos, a veces plegados, con intercalaciones de lavas y sedimentos continentales, completando 700 m de espesor (Thomas, 1958; Godoy, 1982; Moscoso et al., 1982; Rivano, 1996; Gana & Wall, 1997; Bravo, 2001). Hacia el sur alcanza un espesor de 3500 m (Nasi & Thiele, 1982; Charrier et al., 2007).

Al norte del estero Chacabuco se reconocen en la base conglomerados y areniscas fluviales rojas, amarillentas, con restos vegetales, e intercalaciones de tobas; sobre estas, tobas amarillas con intercalaciones de lavas brechosas y tobas dacíticas rosado violáceas claras con fiammes datadas en 65 ± 2 Ma (K-Ar en roca total). Al sur del estero Chacabuco la secuencia continúa con tobas riolíticas litocristalinas, cristalinas y brechosas. Les siguen tobas rosadas a rojas con fiammes. Finalmente, el techo lo constituye una secuencia de tobas de lapilli y brechas piroclásticas andesíticas y dacíticas (Gana & Wall, 1997).

El contacto superior es discordante a los depósitos basales de la Formación Abanico (34.3 ± 2.2 Ma), existiendo un *hiatus* de 36 m.y. (Charrier et al., 2007). El contacto con la subyacente Formación Las Chilcas se ha reportado como concordante, discordante e interdigitado. De acuerdo con Gana & Wall (1997) es discordante y representa un *hiatus* de 20 m.y. En contraste, Nasi & Thiele (1982) indican que el miembro inferior de la Formación Lo Valle se interdigita con la Formación Las Chilcas e incluso a los 34°S reportaron que descansa directo sobre la Formación Veta Negra. Godoy (1982) y Moscoso et al. (1982) reportaron el contacto como concordante.

Edades determinadas a los 33°S mediante K-Ar en roca total arrojaron 77.8 ± 1 y 64.6 ± 0.5 Ma, y 70.5 ± 2.5 Ma en plagioclasa (Drake et al., 1976). A la vez, mediciones Ar-Ar en plagioclasa arrojaron 71.4 ± 1.4 y 71.9 ± 1.4 Ma (Gana & Wall, 1997). Es decir, esta formación pertenece al Campaniano tardío a Daniano temprano.



LEYENDA

- IH: Intrusivos Hipabisales
- USL: Unidad San Lorenzo
- GLC: Gabro La Campana
- BP: Batolito Panquehue
- Caleu: Plutón Caleu
- UP: Unidad Puangue
- SUC: Superunidad Casablanca

SIMBOLOGÍA

- CONTACTOS DE UNIDADES ESTRATIFICADAS
- Concordancia
 - ~ Discordancia angular
 - - - - - Aparente concordancia
 - Discordancia de erosión
 - ∩ Interdigitación
- UNIDADES INTRUSIVAS
- - - ? - - - Edad muy imprecisa

Figura 4.1. Tabla cronoestratigráfica de unidades intrusivas y estratificadas desde el Jurásico presentes en Chile central-occidental, entre 32° 48' - 33° 10'S y 70° 35' – 71° 41'. Recopilación a partir de la bibliografía que fue utilizada en el texto del presente capítulo 4 (aquella que hace referencia a las relaciones de contacto entre formaciones y edades).

4.2.2 Formación Las Chilcas

Al sur del valle del Aconcagua aflora en los cerros que flanquean por el oeste a la Depresión Central, mientras hacia el norte forma una franja N-S de más de 30 km de ancho (Boyce, 2015). Los niveles basales se componen de rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, con intercalaciones de lavas andesíticas y basálticas. Hacia arriba gradan a conglomerados y areniscas con restos vegetales, de facies de abanicos aluviales, a las cuales se asocia un distintivo nivel de calizas (Wall et al., 1999). Los niveles calcáreos se reconocen en los sectores de cerro Negro – Llay-Llay, entre Llay-Llay y la Estación Meiggs (Boyce, 2015), y en el sector de Polpaico (Gallego, 1994).

Wall et al. (1999) estimaron una potencia de 3000 m y Thomas (1958) de 6050 m.

El contacto superior fue identificado por Thomas (1958), al sur del valle del Aconcagua, como una discordancia de erosión y plegamiento sobre la cual aparecen tobas soldadas de la Formación Lo Valle (Boyce, 2015). Esto último concuerda con lo observado por Gana & Wall (1997), quienes proponen un *hiatus* depositacional de 20 m.y. El contacto inferior según Carter & Aliste (1962) es discordante sobre la Formación Cerro Morado, mientras que Wall et al. (1999) lo describen como en aparente concordancia sobre la Formación Veta Negra.

La porción volcánica inferior ha sido datada por U-Pb en circón en 109.6 ± 0.1 y 106.5 ± 0.2 Ma (Wall et al., 1999). Lavas de la porción superior (cerro Polpaico) fueron datadas mediante K-Ar en plagioclasa en 95 ± 3 Ma (Gallego, 1994). Boyce (2015) dató una arenisca de la base de la formación que arrojó una edad máxima de depositación de 105.7 ± 3.3 Ma, mientras que una arenisca hacia el techo arrojó una edad máxima de depositación de 82.7 ± 5.7 Ma, concluyendo una edad albiana medio – campaniana temprana.

4.2.3 Formación Cerro Morado

Carter & Aliste (1962) definieron esta formación como una potente secuencia de rocas volcánicas verdosas, compuesta principalmente por tobas y brechas. En la base aparecen en algunos sectores lentes de conglomerados, sobreyacidos por una serie de andesitas de grano fino, tobas y brechas de color café rojizo. Estas son sobreyacidas a su vez por tobas verdosas y brechas que, en algunos lugares, presentan intercalaciones de andesitas porfídicas, similares a las del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra. Aflora al norte del valle de Catemu, en una franja de unos 4 km de ancho, hasta el valle del río La Ligua. Su espesor varía entre 1750 y 1800 m.

En los trabajos de Thomas (1958), Piracés & Makshev (1977), Rivano et al. (1993) y Wall et al. (1999), esta formación fue incluida en la base de la Formación Las Chilcas dada la gran variación lateral de facies y el similar significado paleogeográfico de esta última.

Thomas (1958), Rivano (1996) y Wall et al. (1999) describen el contacto superior con la Formación Las Chilcas como discordante, siendo en algunos lugares notorio por la aparición de los primeros potentes niveles conglomerádicos que suelen formar acantilados, mientras en otros sectores su contacto es arbitrario por la presencia de interdigitaciones, donde éste sería concordante. Carter y Aliste (1962) señalan que, si bien esta formación sobreyace de manera discordante a la Formación Veta Negra, sus estratos basales se encuentran paralelos a esta última, pudiendo interpretarse una discordancia progresiva. Por su parte, Thomas (1958), Rivano (1996) y Wall et al. (1999) plantean que la base de la Formación Las Chilcas, equivalente a la Formación Cerro Morado, se apoya en contacto concordante sobre la Formación Veta Negra.

En base a su posición estratigráfica sobre la Formación Veta Negra y bajo la Formación Las Chilcas, lo más probable es que su edad sea aptiana tardía a albiana temprana (Boyce, 2015).

4.2.4 Formación Veta Negra

Definida por Thomas (1958), esta formación volcánica y subvolcánica de ambiente continental (Vergara et al., 1995) aflora en las cumbres mayores de la Cordillera de la Costa, desde la cuesta La Dormida hasta Alto de Lipangue, en cerro Bustamante y la zona ubicada al sur del yacimiento Lo Aguirre (Wall et al., 1999).

Morfológicamente son basaltos tipo *flood* (Äberg et al., 1984). Thomas (1958) definió dos miembros. Miembro inferior “Purehue”, compuesto de 250 a 1000 m de lavas andesíticas y porfídicas, en parte ocoitas, y, en menor proporción, tobas andesíticas y dacíticas fluidales. Junto a éstas, existen niveles subordinados de limolitas, areniscas y conglomerados volcanoclásticos. Miembro superior “Ocoa”, compuesto de lavas e intrusivos hipabisales andesíticos, andesítico-basálticos y basálticos de piroxeno, olivino y anfibola (“ocoitas”, 46-56% SiO₂), con intercalaciones de andesitas afaníticas amigdaloidales de piroxeno y olivino y niveles de areniscas, conglomerados volcanoclásticos y escasas tobas de lapilli (Wall et al., 1999).

Según Rivano (1996) el espesor del miembro Purehue varía entre 350 y 2000 m, y el del miembro Ocoa entre 2500 y 3000 m. Según Vergara et al. (1995) la formación varía entre 5 y 15 km de potencia.

Se muestra con una disposición generalmente monoclinal al este con un manteo alrededor de unos 35° a 45° conformando las alturas mayores de la Cordillera de la Costa al norte de la ruta 5 entre Catemu y La Calera (Rivano, 1996).

Se ha reportado el contacto superior como concordante con la Formación Las Chilcas (Rivano, 1996; Wall et al., 1999) y también como una discordancia de erosión (Piracés & MaksaeV, 1977). Se dispone concordante sobre la Formación Lo Prado (Piracés, 1977; Nasi & Thiele, 1982; Rivano, 1996; Vergara et al., 1995; Wall et al., 1999).

Vergara & Drake (1979) determinaron una edad de 105 Ma mediante K-Ar en plagioclasa primaria de un flujo de la parte media de la formación. Äberg et al. (1984) obtuvieron una edad Rb-Sr en roca total de 117 Ma para un basalto porfídico. Rivano (1996) determinó edades K-Ar en roca total y plagioclasa en un rango entre 115 y 94 Ma, las que interpretó como posible rejuvenecimiento por intrusiones del Complejo Plutónico de Illapel. Por último, Parada et al. (2007) señalan una

edad Ar-Ar en plagioclasa de 119 ± 2.4 Ma, correspondiente a flujos basálticos. Vergara et al. (1995) mencionan que la posición estratigráfica y la edad de los granitoides que intruyen a la Formación Veta Negra acotan su edad al Barremiano – Albiano, lo que se condice con todas las edades anteriormente expuestas.

4.2.5 Formación Lo Prado

Esta formación (*sensu* Piracés, 1976) corresponde a una secuencia marina batial cubierta por ignimbritas interdigitadas con rocas sedimentarias continentales y litorales. La formación se divide en un miembro inferior sedimentario marino previamente llamado Formación Patagua (Carter et al., 1961) y un miembro superior que alterna entre ambiente marino y terrestre. Este miembro superior fue definido por Piracés (1976) y se compone de las formaciones Pachacama y Lo Prado de Thomas (1958) (Vergara et al., 1995).

El miembro inferior es una secuencia de grauvacas, limolitas y calizas en las cuales se ha interpretado un ambiente batial a partir de turbiditas (Levi, 1968), cuya pendiente probablemente miraba hacia el este. El miembro superior consiste en una alternancia de rocas sedimentarias marinas y continentales con intercalaciones volcánicas voluminosas de química bimodal: ignimbritas ácidas y lavas básicas subordinadas. La fauna marina y la interdigitación de estratos marinos y terrestres/deltaicos indican un ambiente litoral a sublitoral (Levi, 1968; Nasi & Thiele, 1982; Vergara et al., 1995). La potencia total de la formación varía entre 3.600 y 4.700 m según Gana et al. (1996) y entre 3.000 y 6.000 m según Vergara et al. (1995).

Subyace concordantemente a la Formación Veta Negra (Piracés, 1977; Nasi & Thiele, 1982; Vergara et al., 1995). Según Gana et al. (1996) se dispone en aparente concordancia sobre la Formación Horqueta, mientras que Vergara et al. (1995) la ubican en discordancia sobre las unidades jurásicas o basamento Paleozoico hacia el oeste (Carter, 1963; Corvalán & Dávila, 1964).

La edad valanginiana – hauteriviana del miembro superior es asignada en base a ammonites (Vergara et al., 1995). Antecedentes faunísticos de la base de la formación permiten ampliar su edad máxima al Berriasiano (Aliste et al., 1960; Piracés & Makshev, 1977; Gana et al., 1996).

4.2.6 Formación Horqueta

Definida por Thomas (1958) y modificada por Piracés (1976), corresponde a una unidad volcano-sedimentaria continental. La parte inferior consiste en lavas ácidas y algunas ignimbritas (localmente, con areniscas basales similares a los depósitos de playa/eólicos de la formación subyacente); la parte superior se compone de rocas volcanoclásticas continentales tales como brechas, areniscas, y limolitas subordinadas con grietas de desecación (Vergara et al., 1995). Su potencia alcanza 2.500-3.000 m según Gana et al. (1996) y 1.800-4.300 m según Vergara et al. (1995).

Subyace en discordancia bajo las unidades del Cretácico según Vergara et al. (1995), pero en aparente concordancia según Gana et al. (1996). Sobreyace concordantemente a la Formación Cerro Calera, o bien a la Formación Ajial cuando Cerro Calera está ausente (Piracés, 1976; Gana et al., 1996).

Como no se han reportado fósiles y tampoco hay determinaciones de edad en rocas volcánicas, el intervalo Batoniano – Titoniano? ha sido inferido meramente por las unidades sobre y subyacentes (Piracés, 1976).

4.2.7 Formación Cerro Calera

Esta formación definida por Piracés (1976) es una unidad predominantemente marina, compuesta de conglomerados polimícticos y areniscas y limolitas volcanoclásticas con intercalaciones de calizas. El espesor de la Formación Cerro Calera aumenta hacia el sur, desde 500 m a los 32°30'S hasta 1.300 m en el río Aconcagua (Vergara et al., 1995).

Condiciones litorales a sublitorales son indicadas por la presencia de conglomerados, calizas oolíticas, y una fauna rica en pelecípodos y gastrópodos (Vergara et al., 1995).

Se encuentra en concordancia tanto con la sobreyacente Formación Horqueta como con la subyacente Formación Ajial (Vergara et al., 1995; Gana et al., 1996).

Tres horizontes que contienen ammonites demuestran el intervalo Aaleniano – Bajociano tardío para la parte inferior de la formación (Vergara et al., 1995).

4.2.8 Formación Ajial

Definida por Thomas (1958) y modificada por Carter & Aliste (1961-1963), y Piracés (1976, 1977), es una formación predominantemente volcánica depositada bajo una alternancia de condiciones marinas y continentales. Consiste en una secuencia inferior dominada por lavas ácidas y una secuencia superior compuesta de depósitos piroclásticos de caída y algunas ignimbritas que gradan e interdigitan con rocas sedimentarias hacia el este. Dichas rocas se componen de areniscas volcanoclásticas, areniscas conglomerádicas, y margas y calizas fosilíferas. Estas indican un ambiente litoral a sublitoral. El espesor de la Formación Ajial varía entre 750-2.000 m según Vergara et al. (1995).

Subyace a la Formación Cerro Calera de manera concordante y de la misma manera se dispone sobre la Formación Quebrada del Pobre, pero esta última no aflora en la zona de estudio, por lo que la Formación Ajial no tiene base expuesta (Vergara et al., 1995).

En rocas sedimentarias se encuentran ammonites del Aaleniano, lo que sumado a que en la Formación Quebrada del Pobre hay fósiles de edades sinemurianas y pliensbachianas, acotan la edad de la Formación Ajial al intervalo Pliensbachiano – Aaleniano (Vergara et al., 1995; Gana et al., 1996).

4.3 Rocas intrusivas

Las rocas intrusivas del Mesozoico afloran como franjas en dirección norte-sur. La franja jurásica se dispone casi desde la línea de costa y abarca toda la porción occidental de la Cordillera de la Costa. La franja cretácica se emplaza de manera prácticamente paralela hacia el este, en la porción oriental de la Cordillera de la Costa (ver Parada et al., 1988).

En particular, en la zona de estudio los afloramientos de intrusivos del Cenozoico se concentran en la parte nororiental (Figura 4.2).

4.3.1 Intrusivos hipabisales del Mioceno

Consisten en *stocks* y diques andesíticos, dacíticos y riódacíticos de anfíbola que intruyen a la Formación Lo Valle. Son rocas leucocráticas, porfídicas, con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y piroxeno, inmersos en masa fundamental compuesta de plagioclasa, cuarzo y escasa magnetita (Wall et al., 1999). Se han obtenido edades K-Ar en roca total de 19.5 ± 0.5 Ma y 20.3 ± 2.9 Ma (Drake et al., 1976; Gana & Wall, 1997), y Ar-Ar en anfíbola de 18.8 ± 0.8 Ma (Gana & Wall, 1997), las que se consideran como edades cercanas a la cristalización (Wall et al., 1999; Rivano et al., 1993).

4.3.2 Intrusivos hipabisales del Oligoceno – Mioceno temprano

Consisten en *stocks*, filones manto, cuellos volcánicos y diques. Dentro de este grupo se incluyen gabros y dioritas (a), basaltos y andesitas basálticas (b), dioritas y dioritas cuarcíferas (c), y andesitas (d). Los tipos a y b se concentran encajados en las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, al oeste de los $70^{\circ}45'$, mientras que hacia el este se concentran los tipos c y d, intruyendo a la Formación Abanico (Wall et al., 1999).

Para el tipo a, dataciones K-Ar en roca total indican 25.5 ± 1.3 Ma (Wall, 1997) y 23.9 ± 0.9 Ma (Gana & Wall, 1997), interpretadas como edades de cristalización. Para el tipo b, dataciones K-Ar en roca total indican 24.8 ± 1.6 , 23.4 ± 1.1 y 20.3 ± 2.1 Ma, mientras que edades Ar-Ar en plagioclasa indican 34.3 ± 2.2 Ma (edad plateau), 23.9 ± 1.6 , 22.9 ± 1.2 y 24.5 ± 1.6 Ma (edades media ponderada) (Gana & Wall, 1997; Wall, 1997). Para el tipo c no se cuenta con dataciones radiométricas. Para el tipo d se conocen edades K-Ar en roca total de 21.8 ± 0.5 , 21.2 ± 0.2 , 21.1 ± 3.7 y 21.2 ± 1 Ma (Thiele et al., 1980; Vergara & López, 1980; SERNAGEOMIN, 1989; Sellés, 1999; Wall et al., 1999).

4.3.3 Intrusivos hipabisales del Paleoceno – Eoceno

Conjunto formado por dos *stocks* basálticos de piroxeno y olivino que afloran en el cerro Manzano y al sur del cerro Lo Aguirre, y dos domos dacíticos de biotita en los morros El Buitre y Pelán, que

intruyen las formaciones Las Chilcas, Lo Valle y los plutones cretácicos (Wall, 1997; Wall et al., 1999). Dataciones K-Ar en los *stocks* basálticos indican un valor de 64 ± 5 Ma (en plagioclasa, Wall, 1997). El domo dacítico del morro Pelán fue datado por K-Ar en biotita en $53,8\pm 2,5$ Ma (Wall, 1997; Wall et al., 1999).

4.3.4 Intrusivos del Cretácico tardío – Terciario

La Unidad La Campana, definida por Tidy (1971), se ubica en el borde oeste del plutón Caleu y ocupa 8 km^2 . Se trata de un cuerpo de gabro y dioritas subordinadas. En los trabajos de Parada et al. (2005a, 2005b) y Molina (2014) es señalado como el Gabro de la Campana, asignado al Cretácico temprano. Sin embargo, las edades conocidas para esta unidad corresponden a una antigua edad K-Ar en plagioclasa de 66 ± 8 Ma (Tidy, 1970), interpretada como mínima.

La Unidad San Lorenzo, definida por Rivano et al. (1985), corresponde a un rosario de pequeños cuerpos intrusivos con dimensiones desde filonianas hasta no más de 6 km^2 . Se trata de cuerpos dioríticos (los mayores), pórfidos andesíticos y andesitas microgranulares. En la zona de estudio intruyen a las formaciones Lo Valle y Las Chilcas. Edades radiométricas Ar-Ar indican el intervalo 86-63 Ma (Camus et al., 1986), ubicándose esta unidad en el rango Santoniano – Maastrichtiano (Rivano, 1996).

4.3.5 Intrusivos del Cretácico ‘medio’

En la zona, consisten en el batolito Panquehue y el plutón Caleu. Este último forma parte de la Unidad La Dormida definida por Gana et al. (1994). Tanto el batolito como el plutón son incluidos en el Complejo Plutónico Illapel (IPC por sus siglas en inglés), el cual se describe a continuación.

Originalmente definido como “Superunidad Illapel” (Rivano et al., 1985), el IPC es un rasgo distintivo de la geología entre 31° y 33°S , expuesto en un área mayor a 3.200 km^2 y emplazado principalmente en rocas ígneas jurásicas, y en menor medida en secuencias volcánicas y sedimentarias del Cretácico (Ferrando et al., 2014). Edades radiométricas U-Pb obtenidas en titanita magmática (Morata et al., 2006) y circones (Morata et al., 2010) muestran diferentes edades de cristalización de a lo menos cuatro pulsos diferentes entre 117 y 90 Ma.

El Batolito Panquehue, que aflora en ambas laderas del valle del río Aconcagua, entre Llay Llay y San Felipe, y que Rivano et al. (1993) asignaron a la Super Unidad Illapel, presenta edades K-Ar entre 79 y 139 Ma, por lo que quedan dudas respecto a su edad precisa y a la posible unidad a la que pudiese estar asociado (Boyce, 2015). Intruye a la Formación Las Chilcas.

La Unidad La Dormida puede subdividirse en cuatro subunidades: (a) Granodioritas de anfíbola-biotita. (b) Granodioritas de anfíbola-biotita-piroxeno y tonalitas con monzodioritas cuarcíferas subordinadas, intruyen estratos del Jurásico y Cretácico Inferior y a plutones del Jurásico. Edades K-Ar en biotita 91 ± 4 , 93 ± 2 Ma. (c) Pórfido andesítico. (d) Gabros de dos piroxenos y dioritas de hornblenda-piroxeno, intruyen rocas plutónicas del Cretácico y del Jurásico. Edad K-Ar en biotita 96 ± 2 Ma (Caleu) (Gana et al., 1996).

El plutón Caleu, originalmente dividido en tres zonas por Parada et al. (2005a), es dividido en cuatro zonas por Molina (2014), cuyos nombres y edades U-Pb en circón son: Zona Gabro-diorítica (GDZ), 99.7 ± 1.9 Ma; zona Granodiorítica (GZ), 96.8 ± 1.1 Ma; zona Cuarzo-Monzodiorítica (QMDZ), 96.8 ± 0.9 Ma; zona Monzogranítica (MGZ), 94.7 ± 0.7 Ma.

4.3.6 Intrusivos del Cretácico temprano

La Unidad Puangue aflora justo al sur del límite inferior de la zona de estudio a la longitud del poblado Quebrada de Alvarado. Consiste en granodioritas de anfíbola-biotita, tonalitas y monzodioritas cuarcíferas subordinadas (Gana et al., 1996). Se determinó una edad K-Ar en biotita de 118 Ma (Corvalán & Munizaga, 1972). Intruye a plutones del Jurásico y a las formaciones Horqueta y Lo Prado.

4.3.7 Intrusivos del Jurásico medio – tardío

Corresponden a una serie de cuerpos de litología variable entre gabros y leucogranitos, que muestran una distribución zonada en sentido oeste-este (Gana et al., 1996). La mayor parte constituye plutones heterogéneos o compuestos que, si bien pueden repetir litologías, el predominio de unas u otras definen una asociación cartográficamente identificable. Estas corresponden a las unidades Lliu-Lliu, Limache, Peñuelas, Sauce y Laguna Verde (Gana et al., 1996). Todas forman parte de la Superunidad Casablanca (Gana et al., 1994), equivalente a Superunidad Mincha (Rivano et al., 1993).

4.3.7.1 Unidad Lliu-Lliu

Algunos afloramientos se componen de monzogranitos de biotita-anfíbola y granodioritas subordinadas, mientras que otros consisten en leucotonalitas y leucogranodioritas (Gana et al., 1996). Intruyen tonalitas de la unidad Limache y a estratos de la Formación Ajjal. Es intruida por la unidad Puangue, del Cretácico (Gana et al., 1996). La edad jurásica es inferida por su relación intrusiva en secuencias fosilíferas del Lías (Gana & Tosdal, 1996). Es equivalente a la Unidad Tranquilla de Rivano et al. (1993).

4.3.7.2 Unidad Limache

Algunos afloramientos consisten en monzogranitos de anfíbola-biotita, con variaciones granodioríticas. Otros afloramientos se componen de tonalitas y granodioritas de anfíbola-biotita. Intruyen a las formaciones Ajial y Horqueta y son intruidos por granitoides del Cretácico (Gana et al., 1996). Se han determinado edades K-Ar en biotita en el intervalo 150-165 Ma, K-Ar en anfíbola de 161 ± 4 Ma (Gana et al., 1996) y U-Pb en circones de 158 ± 1 Ma (Gana & Tosdal, 1996). Es equivalente a la Unidad Cavilolén de Rivano et al. (1993).

4.3.7.3 Unidad Peñuelas

En la zona de estudio aflora en forma de tonalitas de hornblenda-biotita y monzodioritas cuarcíferas. Fuera de la zona de estudio se muestra también como gabros de hornblenda o granitos, tonalitas y granodioritas de hornblenda-biotita. Intruyen a granitoides paleozoicos (Gana et al., 1996). Edades K-Ar en biotita de 160 ± 4 , 158 ± 4 , 153 ± 4 Ma, y en anfíbola de 129 ± 8 Ma (Gana et al., 1996).

4.3.7.4 Unidad Sauce

Plutón de composición básica a intermedia, compuesto predominantemente por dioritas cuarcíferas de piroxeno-hornblenda-biotita, con tonalitas de hornblenda-biotita y gabros subordinados, que en ciertos afloramientos se presentan en forma de bandas alternadas de 1-3 m de espesor. En partes muestra foliación tanto de origen magmático como tectónico (Gana et al., 1996). Se han determinado edades K-Ar en biotita en el intervalo 155-157 Ma, K-Ar en anfíbola de 157 ± 5 Ma y U-Pb en circones de 157 ± 3 Ma (Gana et al., 1996).

4.3.7.5 Unidad Laguna Verde

Corresponde a anfibolitas, ortoanfibolitas, gneises anfibolíticos, dioritas y monzodioritas foliadas y gabros. Presentan frecuente foliación magmática y en parte dinámica (gnéisica y milonítica). Intruyen ortogneises y granitoides paleozoicos (Gana et al., 1996). Se han determinado edades K-Ar en anfíbola de 161 ± 5 Ma, K-Ar en biotita de 159 ± 4 Ma (Gana et al., 1996) y U-Pb en circones de 163-160 Ma (Godoy & Loske, 1988).

4.3.8 Intrusivos del Paleozoico

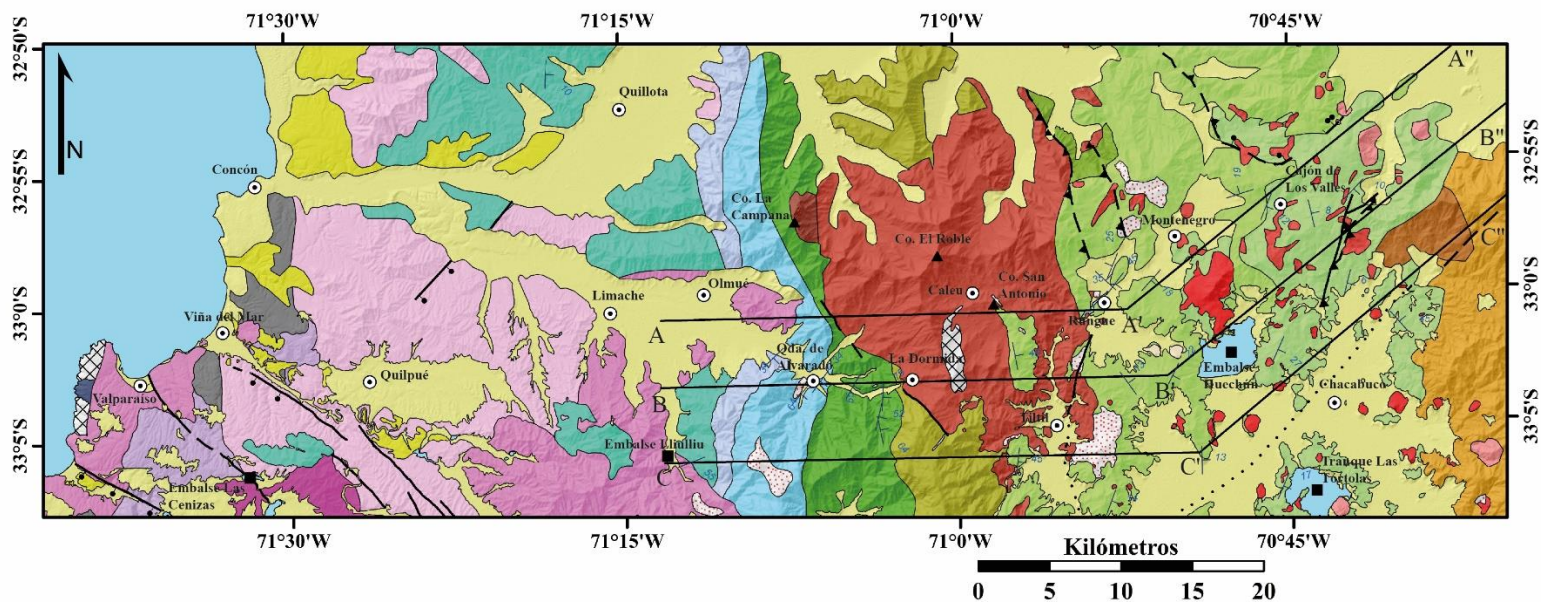
4.3.8.1 Unidad Mirasol

Corresponde a un complejo de plutones compuestos que se exponen de forma continua por 40 km en dirección NW entre los 33°12' y 33°30'S (Gana et al., 1996). Se componen de tonalitas, granodioritas y granitos de anfíbola y biotita, sienogranitos y granitos de microclina. Presentan una marcada foliación magmática, afectada por deformación milonítica inhomogénea. Intruyen a rocas metamórficas paleozoicas del basamento y son intruidas por rocas de la Unidad Dioritas Gnéisicas de Cartagena y por plutones del Jurásico medio y del Cretácico. Se han determinado edades U-Pb en circones de 290, 309 Ma (Godoy & Loske, 1988) e isócrona Rb-Sr en roca total de 292 ± 2 Ma (Hervé et al., 1988), las cuales se interpretan como indicativas de la cristalización del magma. Edades K-Ar en biotita del intervalo 292-250 Ma, con predominio alrededor de los 287 Ma (Gana & Tosdal, 1996), probablemente representen edades de enfriamiento (Gana et al., 1996).

4.4 Basamento metamórfico

4.4.1 Complejo metamórfico Valparaíso

Corresponde a rocas foliadas de protolito principalmente plutónico y en menor proporción sedimentario, que son intruidas por granitoides paleozoicos, con los que presenta en parte contacto gradual (Quintay, Las Cruces), y gabros jurásicos al este de Valparaíso (Gana et al., 1996). Afloran como enclaves dentro de los intrusivos de la costa. Incluye ortogneises graníticos y tonalíticos de biotita y migmatitas. La foliación principal es de rumbo NW y W, con manteos hacia el sur, y muestran pliegues similares de longitud de onda métrica a decamétrica con pequeñas zonas de cizalle dúctil (Gana et al., 1996). Los enclaves metasedimentarios están inyectados por numerosas vetillas graníticas de desarrollo pigmatítico (Martin, comunicación escrita, 1994). Se ha determinado una edad K-Ar en biotita de ortogneises con granate de 278 ± 6 Ma, interpretada como de metamorfismo (Gana et al., 1996). Cordani et al. (1976) interpretaron isócronas Rb-Sr en roca total de paragneises de 330 Ma como edad del protolito, y 172 ± 2 Ma como rejuvenecimiento jurásico.



LEYENDA

Unidades estratificadas	
Cuaternario	Depósitos del Cuaternario
Neógeno	Depósitos del Terciario
Paleógeno	Formación Farellones
	Formación Abanico
Cretácico Superior	Formación Lo Valle
	Formación Las Chilcas
Cretácico Inferior	Formación Cerro Morado
	Formación Veta Negra
Jurásico Superior	Formación Lo Prado
Jurásico Medio	Formación Horqueta
Jurásico Inferior	Formación Cerro Calera
	Formación Ajjal
	Formaciones Ajjal u Horqueta indiferenciadas

Unidades intrusivas	
Neógeno	Intrusivos hip. del Mioceno
Paleógeno	Intrusivos hip. del Oligoceno-Mioceno
	Intrusivos hip. del Paleoceno-Eoceno
Cretácico Superior	Unidad La Car
	Unidad San Lc
Cretácico Inferior	Unidad La Dormida
	Unidad Puangue
Jurásico Superior	Unidad LliuLliu
	Unidad Limache
Jurásico Medio	Unidad Peñuelas
	Unidad Sauce
Jurásico Inferior	Unidad Laguna Verde
	Intrusivos paleozoicos
Paleozoico	Complejo metamórfico Valparaíso

SIMBOLOGÍA

	Alteración hidrotermal
	Enclaves magmáticos
	Falla genérica (observada, inferida, cubierta)
	Falla normal (observada, inferida, cubierta)
	Falla inversa (observada, inferida, cubierta)
	Estratificación
	Localidades
	Cerros
	Relaves o embalses
	A—A'—A'' Traza de perfiles

Figura 4.2. Mapa geológico del área de estudio. Recopilación a partir de Rivano et al. (1993); Gana et al. (1996); Wall et al. (1999), Boyce (2015) y Estay (2019). Se muestran las fallas principales descritas en la literatura y las trazas de perfiles esquemáticos levantados (Figura 7.2). Escala original 1:400.000.

4.5 Estructuras

4.5.1 Dominio Costero

Está compuesto por formaciones del Triásico (que no afloran en la zona de estudio) y Jurásico, y por rocas intrusivas del Paleozoico tardío, intruidas por granitoides de la franja jurásica. Su límite occidental lo constituye la línea de costa y el oriental corresponde al contacto discordante entre las formaciones jurásicas y cretácicas (Rivano, 1996).

En general se trata de un ambiente tectónico que muestra deformación compresiva que generó accidentes de rumbo de dirección predominante NNW, tal como sucede en algunos sectores de la Formación Ajjal en el área del Valle inferior del Aconcagua (Rivano, 1996).

4.5.2 Dominio Central

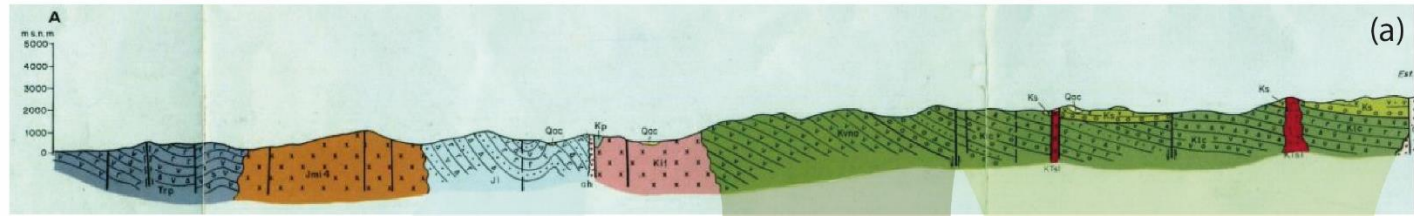
Corresponde al borde oriental de la Cordillera de la Costa y parte de la Depresión Central que se desarrolla al sur de los 33°S (hacia el norte de esta latitud el límite entre Cordillera de la Costa y Cordillera Principal no es fácil de establecer). Es decir, formaciones cretácicas e intrusivos del Cretácico y Terciario. Su límite occidental es la discordancia mencionada en el punto anterior y el límite oriental es la zona de falla Pocuro, ubicada al este de la zona de estudio (Rivano, 1996).

Muestra deformación que se limita a suaves pliegues que afectan a las rocas volcanoclásticas y favorece el desarrollo de fallas extensionales, y localmente de pilares o *horst* en compresión que originan en sus bordes fallas inversas y cabalgamientos locales. En general el plegamiento de las formaciones volcánicas es de órdenes hectométricos a kilométricos (Rivano, 1996).

Dentro de este dominio, y para efectos del presente estudio, es prudente destacar algunas fallas que cortan o limitan al plutón Caleu. Boyce (2015) infiere una falla invertida que denomina Los Perros, de rumbo NNW-SSE, la cual limita por el este al plutón, cuya prolongación 6 km hacia el sur coincide con una falla señalada en los trabajos de Parada et al. (2005a; 2005b), de rumbo NNE-SSW, ubicada al noreste de Tilttil (ver Figura 4.2). Por último, en el límite suroeste del plutón Caleu aflora una falla de dirección NW-SE que genera deformación plástica en la roca hospedante, evidenciada por una foliación N40°W/65°-80°SW y una lineación de estiramiento N40°-50°E (Parada et al., 2005b). La importancia de estas fallas en el emplazamiento del plutón es señalada en el capítulo 4.6.

4.5.3 Homoclinal de la costa

Esta estructura de primer orden (Figura 4.3) fue descrita por Thomas (1958) como el conjunto de hasta 23 km de rocas volcánicas y sedimentos mesozoicos que representan en la Cordillera de la Costa el borde occidental de lo que en ese entonces se conocía como el “Geosinclinal Andino”, que presenta un rumbo general norte e inclinación hacia el este. El autor lo separó en tres áreas. En el área occidental, que se extiende desde la costa hasta el valle de Quillota (20 km de ancho), los estratos se disponen con una inclinación muy suave hacia el este. Luego, en el área central, que se extiende desde el valle de Quillota hasta Montenegro (25 a 35 km de ancho), el buzamiento es más fuerte y varía entre 30° y 60° al este. Finalmente, en el área oriental, que se extiende desde la línea anterior hasta el borde occidental de la Cordillera Principal (15 a 20 km de ancho), predomina un manteo muy suave, llegando los estratos a parecer en posición subhorizontal. Es decir, esta estructura abarca porciones tanto del Dominio Costero como del Dominio Central.



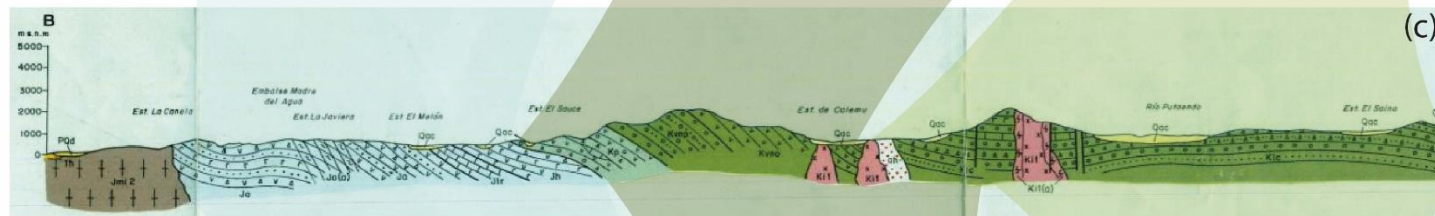
Franja jurásica 81 km Franja Kinf Franja Ksup

32° 2' S



65 km

32° 40' S



81 km

32° 42' S



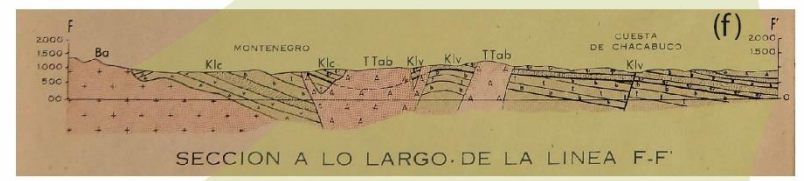
65 km

32° 49' S



32° 54' S

65 km



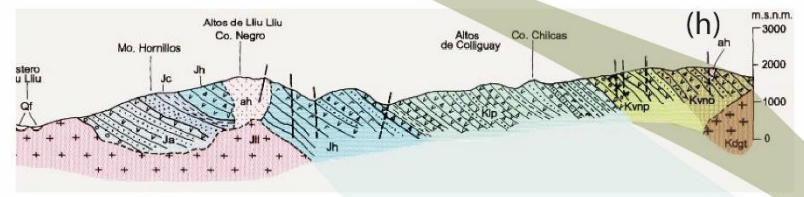
32° 59' S

25.5 km



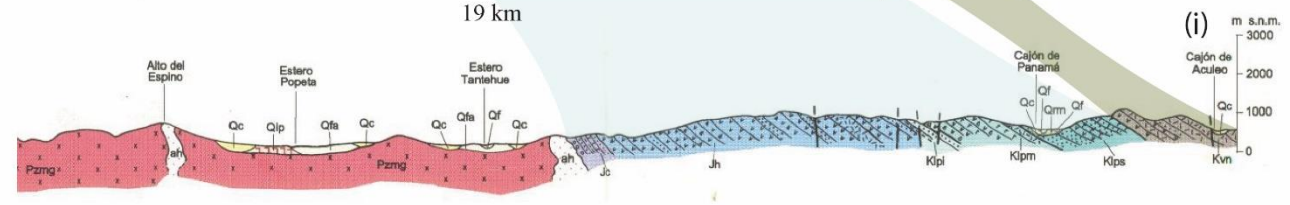
33° 3' S

38 km



33° 6' S

19 km



33° 52' S

32 km

Figura 4.3. Recopilación de perfiles geológicos levantados entre los 32° y 34°S mostrando el homoclinal de la costa. Se distinguen tres franjas de unidades estratificadas, todas de manteo hacia el este: franja jurásica, franja cretácica inferior y franja cretácica superior. De arriba abajo, tomados de: Rivano et al. (1993) (a y c); Thomas (1958) (b, d, e, f y g); Gana et al. (1996) (h); Wall et al. (1996) (i).

4.6 Puntos clave y breve discusión bibliográfica

De acuerdo con Gana & Tosdal (1996), la intrusión de los plutones jurásicos ocurrió en un lapso de 6 m.y., entre 162 y 156 Ma (Oxfordiano – Kimmeridgiano), implicando un pulso muy rápido de ascenso de grandes cantidades de magma.

Vergara et al. (1995) señalan que una porción importante de la parte superior de la Formación Horqueta pudo haber sido erosionada debido a que esta debiese mostrar facies zeolita hacia el techo, pero está ausente. A partir de este evento erosivo se infiere alzamiento durante el Jurásico tardío (Vergara et al., 1995), el cual sería coetáneo a los granitoides jurásicos mencionados en el párrafo anterior. Considerando el modelo propuesto por Comte et al. (2019), este levantamiento estaría relacionado a un crecimiento del complejo de subducción que progresivamente a episódicamente incrementa el basculamiento del homoclinal de la Cordillera de la Costa hacia el este, situación propia de un retro-lado de una cuña.

Morata et al. (2005) concluyen que el metamorfismo de muy bajo grado presente en unidades del Cretácico Inferior en la Cordillera de la Costa en el segmento 32°35' -33°10'S es no deformativo y con el enterramiento como parámetro predominante en los procesos metamórficos. Sin embargo, un gradiente termal anómalo estaba presente durante el evento metamórfico, el cual originó los plutones. La causa sería un ascenso de la cuña astenosférica durante la extensión que generó las cuencas en el Cretácico temprano. Así, al datar el metamorfismo es posible constreñir las edades máximas de inversión de cuencas, es decir, del cambio de régimen extensional a compresivo. Una datación Ar-Ar en adularia de 93.1 ± 0.3 Ma (Aguirre et al., 1999) representaría la edad mínima para el metamorfismo prógrado, lo que coincide con el comienzo de la exhumación del plutón Caleu (94.2-97.3 Ma) propuesto por Parada et al. (2005a), que a la vez coincide con el emplazamiento de este y con el fin de la subsidencia de la cuenca donde se depositó la Formación Veta Negra. El evento de exhumación relacionado a alzamiento ha sido reportado por numerosos estudios, dentro de los cuales Gana & Zentilli (2000) proponen que su inicio fue en torno a los 106-98 Ma, mientras que Boyce (2015) estima que, si bien duró hasta los 80 Ma, fue de mayor intensidad entre los 105-93 Ma, similar a una modelación preliminar de datos termocronológicos en la región (Farías, comunicación personal).

La discordancia entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, que según las edades recopiladas en este trabajo representa un hiatus de 5-10 m.y., sirve como referencia del término del evento de alzamiento del Cretácico debido a que la Formación Lo Valle sobreyace subhorizontalmente a las formaciones más antiguas. A la vez, Gana & Wall (1997) señalan que la discontinuidad entre las formaciones Lo Valle y Abanico correspondería a una etapa avanzada (aproximadamente a los 40 Ma) del alzamiento progresivo de la Cordillera de la Costa, iniciado alrededor de los 98 Ma.

Según los antecedentes mostrados en el presente marco geológico regional, la discordancia que separa a la Formación Horqueta de la sobreyacente Formación Lo Prado representa la discordancia entre Jurásico y Cretácico, a los 145 Ma. Por su parte, la discordancia que separa a la Formación Cerro Morado de la Formación Las Chilcas representa la discordancia entre Cretácico Inferior y

Cretácico Superior, aproximadamente a los 100 Ma (Figura 4.1). Ambas discordancias se asocian a eventos tectónicos. Vergara et al. (1995) reconocen un evento de alzamiento para el Jurásico tardío, mientras que Charrier et al. (2007) utilizan el nombre de Orogenia Peruana para el evento compresivo del Cretácico ‘medio’. Entonces, la Superunidad Casablanca y la Unidad La Dormida (plutón Caleu) son contemporáneas a dichos eventos, respectivamente.

Considerando tanto las edades de emplazamiento de las unidades intrusivas como aquellas de los eventos de alzamiento, y tomando en cuenta el modelo de erosión por subducción y acreción basal descrito brevemente en el capítulo de introducción, surge el cuestionamiento de si es posible que durante el enfriamiento y cristalización de los magmas, estos hayan adquirido una petrofábrica que registre la deformación que dio origen al alzamiento y basculamiento progresivo de la Cordillera de la Costa.

Parada et al. (2005b) realizaron un estudio paleomagnético y de AMS en el plutón Caleu. A partir de la fábrica magnética presente, proponen que las estructuras del sector tienen directa relación con el emplazamiento del plutón: diques N-S de carácter regional actuarían como canales de ascenso, delimitando así las zonas definidas, mientras que en particular una falla de orientación NW-SE, en el límite suroccidental del plutón, estaría asociada a la inflación durante el emplazamiento. Además, estructuras lobulares definidas por foliaciones magnéticas en las zonas de Tonalita y Granodiorita indicarían un emplazamiento en base a pulsos. En conclusión, la AMS del plutón Caleu, que no está controlada por la composición de la roca, no da indicios de emplazamiento syntectónico o deformación transpresiva. Los autores justifican dicha propuesta en base a las empinadas foliaciones y lineaciones magnéticas, a la vez que estas no se encuentran alineadas, si no que dibujan los bordes de cada pulso.

Sin embargo, un eventual muestreo en sectores más centrales de cada zona definida podría complementar los datos, apuntando hacia nuevas interpretaciones, sobre todo considerando el reciente modelo estructural propuesto para la zona por Boyce et al. (2020). Por ejemplo, las foliaciones magnéticas de la zona Granodiorita presentan un manteo más suave, lo que coincidiría con el resultado esperado, siempre y cuando las rocas estratificadas muestren foliaciones magnéticas similares. En contraparte, una segunda alternativa es que las rocas estratificadas coetáneas al plutón Caleu también muestren foliaciones magnéticas empinadas, lo que podría interpretarse como producto de esfuerzos compresivos de dirección W-E, es decir, que registren *Layer Parallel Shortening* (LPS).

5 MUESTREO PALEOMAGNÉTICO

Se muestrearon 261 especímenes en 31 sitios distribuidos en una transecta E-W que abarca desde la Cuesta Chacabuco hasta el Embalse Lliulliu (Figura 5.1, Tabla 5.1). La descripción litológica de las muestras de cada sitio se encuentra en el Anexo B. Cabe destacar que los sitios 19CC01 a 19CC03 se encuentran más al norte del mapa, en el sector Putaendo (Figura 6.5 en capítulo 6.4.1).

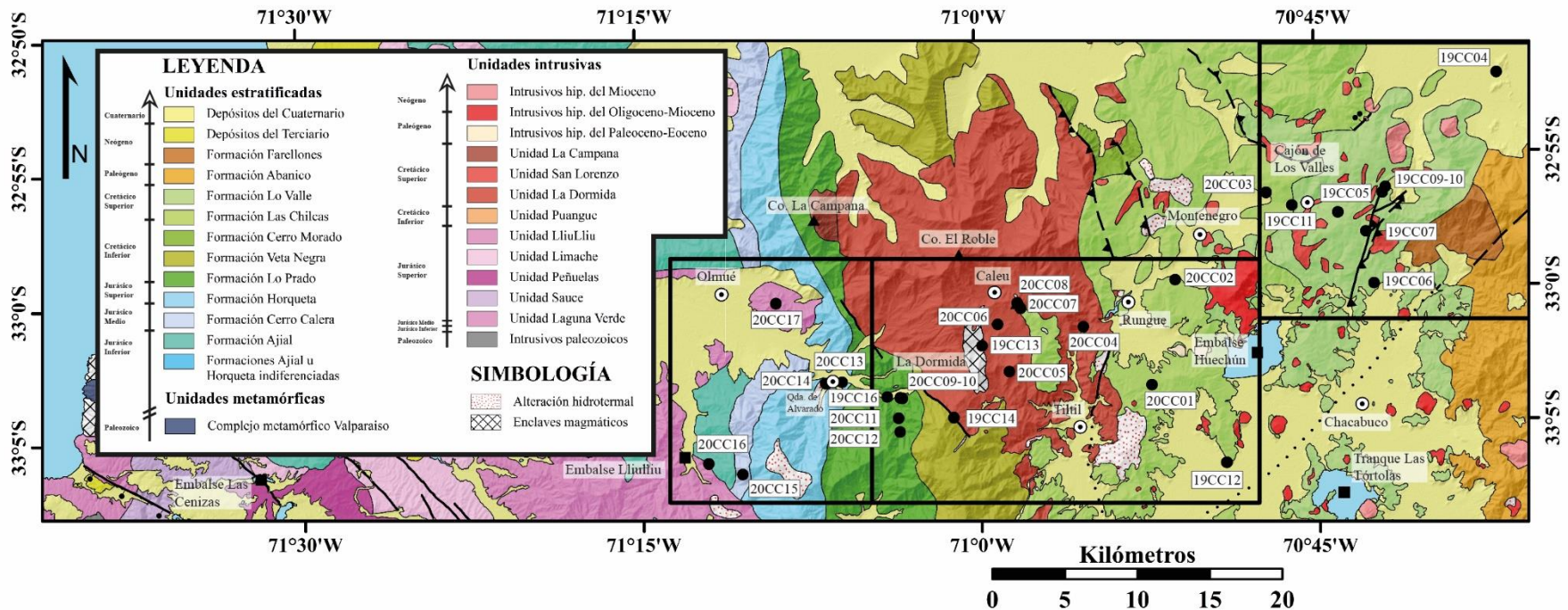


Figura 5.1. Ubicación de sitios sobre mapa geológico. Los puntos negros son los sitios de paleomagnetismo levantados en el presente estudio. Los recuadros negros delimitan los sectores (de oeste a este): Olmué, La Dormida y Cajón de Los Valles. El sector Putaendo se ubica 20 km al norte del sector Cajón de Los Valles (Figura 6.5). Escala original 1:400.000.

Tabla 5.1. Muestreo paleomagnético. Columnas: sitio, número de especímenes, ubicación, actitud, litología, formación y edad. N/A: no aplica; N/D: no determinada.

Sitio	n	Lat.	Long.	Localidad	ρ/μ	Litología	Formación	Edad	Edad (Ma)
19CC01	10	-32° 22.713'	-70° 43.457'	Alicahue	30/12	Toba andesítica-dacítica	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
19CC02	5	-32° 32.623'	-70° 41.953'	Putando	290/13	Arenisca fina	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
19CC03	6	-32° 38.940'	-70° 33.240'	Campos de Ahumada	350/20	Toba andesítica	Abanico	Oligoceno	33.9-23
19CC04	4	-32° 52.080'	-70° 36.900'	Pocuro	75/22	Toba soldada	Lo Valle	Cretácico Sup.	77.8±1 – 64.6±0.5
19CC05	5	-32° 57.213'	-70° 43.999'	Cajón de los Valles	347/8	Toba soldada	Lo Valle	Cretácico Sup.	77.8±1 – 64.6±0.5
19CC06	9	-32° 59.873'	-70° 42.451'	Cuesta Chacabuco	14/6	Arenisca conglomerádica	Lo Valle	Cretácico Sup.	77.8±1 – 64.6±0.5
19CC07	12	-32° 57.940'	-70° 42.775'	Cuesta Chacabuco	N/D	Toba cristalina y arenisca fina roja	Lo Valle	Cretácico Sup.	77.8±1 – 64.6±0.5
19CC09	15	-32° 56.293'	-70° 41.887'	Cajón de los Valles	43/16	Toba cristalina	Lo Valle	Cretácico Sup.	77.8±1 – 64.6±0.5
19CC10	8	-32° 56.499'	-70° 42.028'	Cajón de los Valles	44/10	Toba cristalina	Lo Valle	Cretácico Sup.	77.8±1 – 64.6±0.5
19CC11	6	-32° 56.924'	-70° 46.039'	Cajón de los Valles	22/12	Arenisca fina roja	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
19CC12	7	-33° 6.477'	-70° 49.105'	Punta Peuco	359/13	Andesita-basalto	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
19CC13	4	-33° 1.972'	-70° 59.847'	Caleu	N/A	Gabro y cuarzolita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9 – 94.7±0.7
19CC14	9	-33° 4.626'	-71° 1.160'	La Dormida	N/A	Leucotonalita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9 – 94.7±0.7
19CC16	4	-33° 3.807'	-71° 4.103'	El Almendral	N/D	Arenisca	Lo Prado	Cretácico Inf.	N/D
20CC01	7	-33° 3.534'	-70° 52.356'	Thermas Internacionales	324/13	Toba cristalina	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
20CC02	9	-32° 59.640'	-70° 51.258'	Rungue	42/18	Andesita-basalto	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
20CC03	5	-32° 56.442'	-70° 47.166'	Las Bateas	252/19	Caliza	Las Chilcas	Cretácico Sup.	109.6±0.1 – 82.7±5.7
20CC04	11	-33° 1.332'	-70° 55.350'	Rungue	N/A	Tonalita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9 – 94.7±0.7
20CC05	12	-33° 2.946'	-70° 58.668'	Caleu	N/A	Tonalita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9 – 94.7±0.7
20CC06	8	-33° 1.182'	-70° 59.154'	Caleu	N/A	Cuarzo-monzonita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9 – 94.7±0.7
20CC07	9	-33° 0.600'	-70° 58.122'	Co. San Antonio	N/A	Tonalita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9 – 94.7±0.7

20CC08	8	-33° 0.396'	-70° 58.266'	Co. San Antonio	N/D	Ocoíta	Veta Negra	Cretácico Inf.	119±2.4 – 94
20CC09	13	-33° 3.876'	-71° 3.426'	El Almendral	3/75	Arenisca fina	Lo Prado	Cretácico Inf.	N/D
20CC10	7	-33° 3.852'	-71° 3.528'	El Almendral	N/D	Lutita	Lo Prado	Cretácico Inf.	N/D
20CC11	6	-33° 4.614'	-71° 3.612'	El Almendral	13/52	Lutita	Lo Prado	Cretácico Inf.	N/D
20CC12	12	-33° 5.118'	-71° 3.558'	El Almendral	348/64	Areniscas y conglomerado	Lo Prado	Cretácico Inf.	N/D
20CC13	9	-33° 3.228'	-71° 6.090'	Quebrada de Alvarado	36/34	Brecha volcánica	Horqueta	Jurásico Mid – Sup.	N/D
20CC14	8	-33° 3.264'	-71° 6.816'	Quebrada de Alvarado	N/D	Riolita	Horqueta	Jurásico Mid – Sup.	N/D
20CC15	10	-33° 6.582'	-71° 10.560'	LliuLliu	N/D	Dique máfico?	Cerro Calera?	Jurásico Medio	N/D
20CC16	9	-33° 6.168'	-71° 12.066'	LliuLliu	69/55	Cuarzo grauvaca y arenisca fina	Ajial	Jurásico Inf – Mid.	N/D
20CC17	12	-33° 0.246'	-71° 8.946'	Olmué	N/A	Tonalita	Unidad LliuLliu	Jurásico Sup.	N/D

5.1 Cretácico Superior

Los afloramientos muestreados de la Formación Lo Valle consisten en tobas soldadas (Figura 5.2a), areniscas finas rojas (Figura 5.2b) y areniscas conglomerádicas.

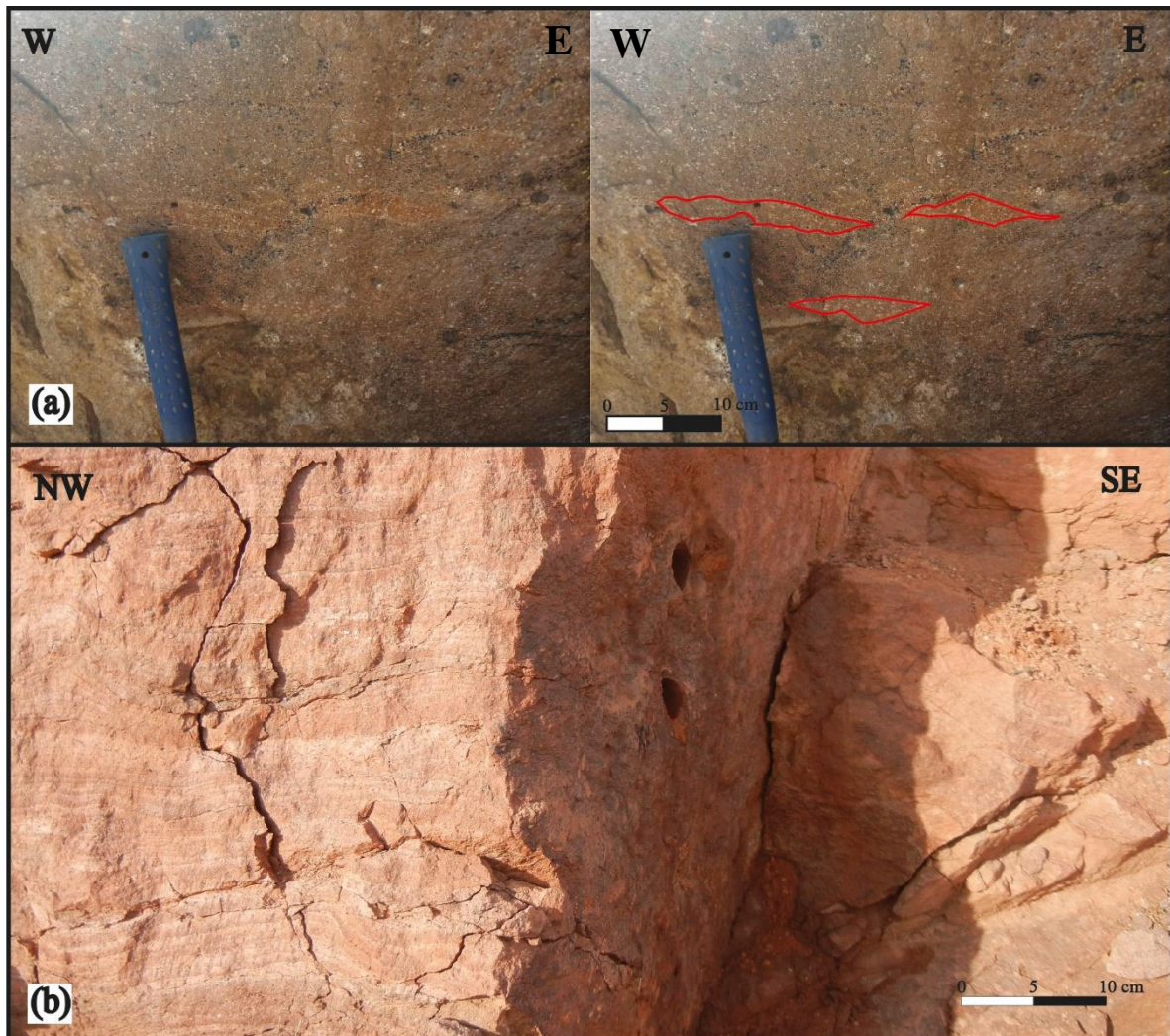


Figura 5.2. Muestreo en la Formación Lo Valle. (a) Toba soldada mostrando fiammes decimétricos, sitio 19CC10. (b) Arenisca fina roja, alterada por fluido posiblemente relacionado a una zona de falla cercana, siendo el resultado la textura de flujo de la imagen. Sitio 19CC07.

De la Formación Las Chilcas se muestrearon niveles de areniscas finas, areniscas finas rojas, areniscas medias, calizas (Figura 5.3a), tobas cristalinas y andesitas/basalto (Figura 5.3b).

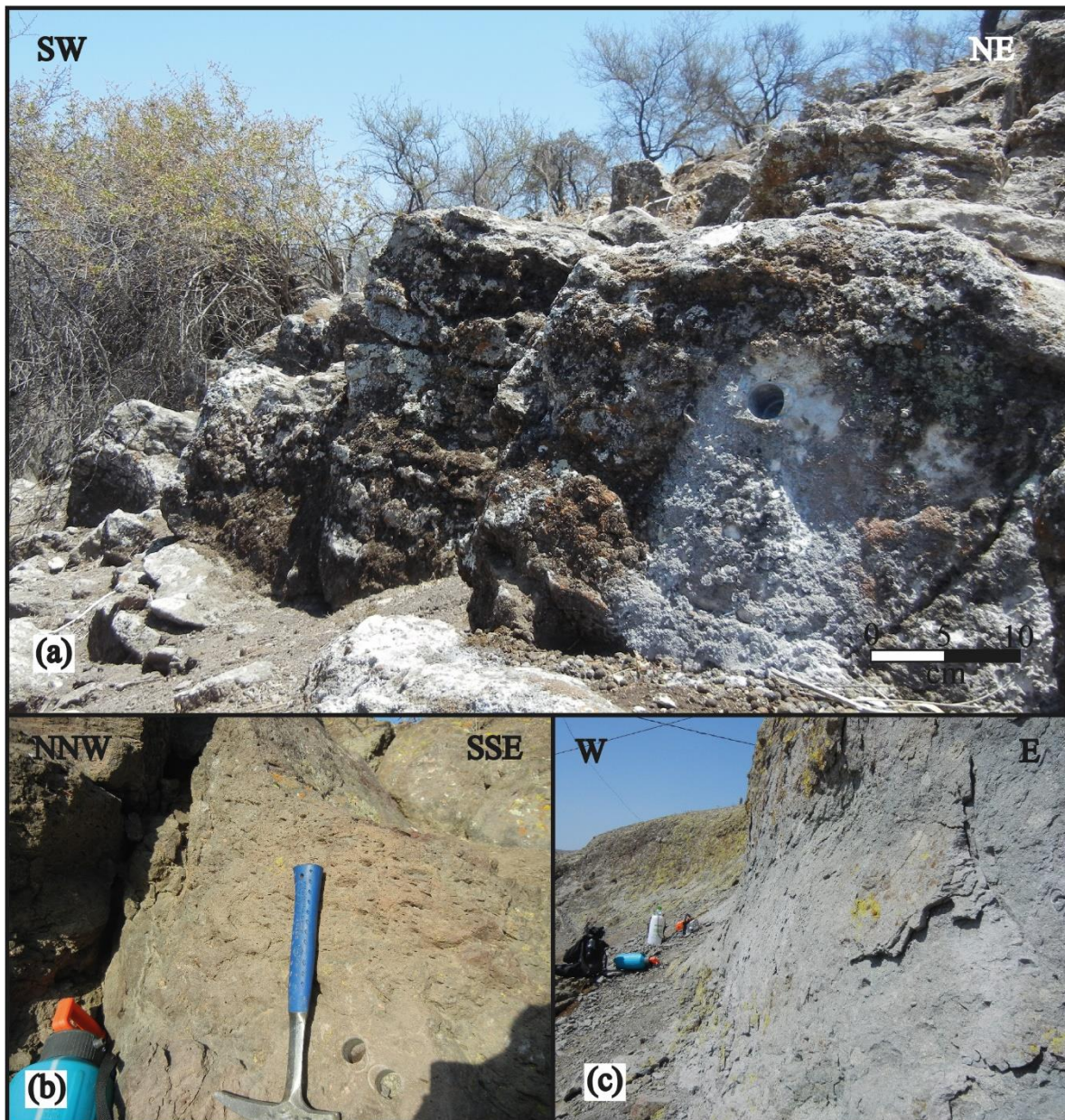


Figura 5.3. Muestreo en la Formación Las Chilcas. (a) Calizas marmolizadas en las cercanías de Las Bateas, sitio 20CC03. (b) Andesita-basalto con vesículas orientadas evidenciando flujo o compactación, cercanías de Rungue, sitio 20CC02. (c) Afloramiento de tobas líticas muy meteorizadas mecánicamente, próximo a Thermas Internacionales, sitio 20CC01.

El plutón Caleu (Unidad La Dormida) fue muestreado principalmente en la zona Gabrodiorítica definida por Molina (2014). Las muestras corresponden a gabro, cuarzo-monzonita y tonalitas (Figura 5.4).

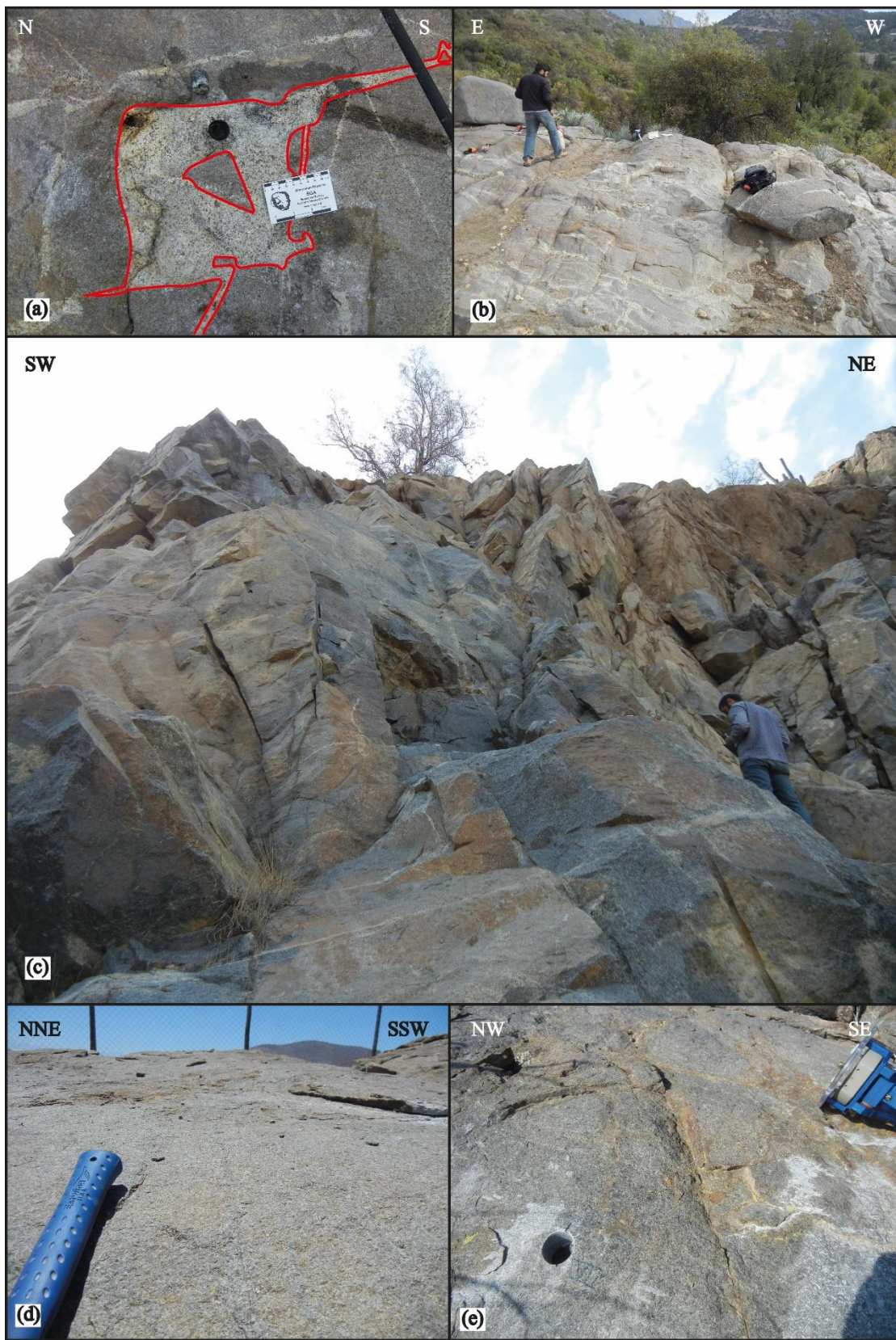


Figura 5.4. Muestreo en el plutón Caleu (Unidad La Dormida). (a) Vena de cuarzolita emplazada en cuerpo gabroico, sitio 19CC13. (b) Gabro, sitio 19CC13. (c) Tonalita, sitio 20CC04. (d) Cuarzo-monzonita, sitio 20CC06. (e) Tonalita de biotita, sitio 20CC07.

5.2 Cretácico Inferior

La Formación Veta Negra fue muestreada en el sitio 20CC08 (Figura 5.5).

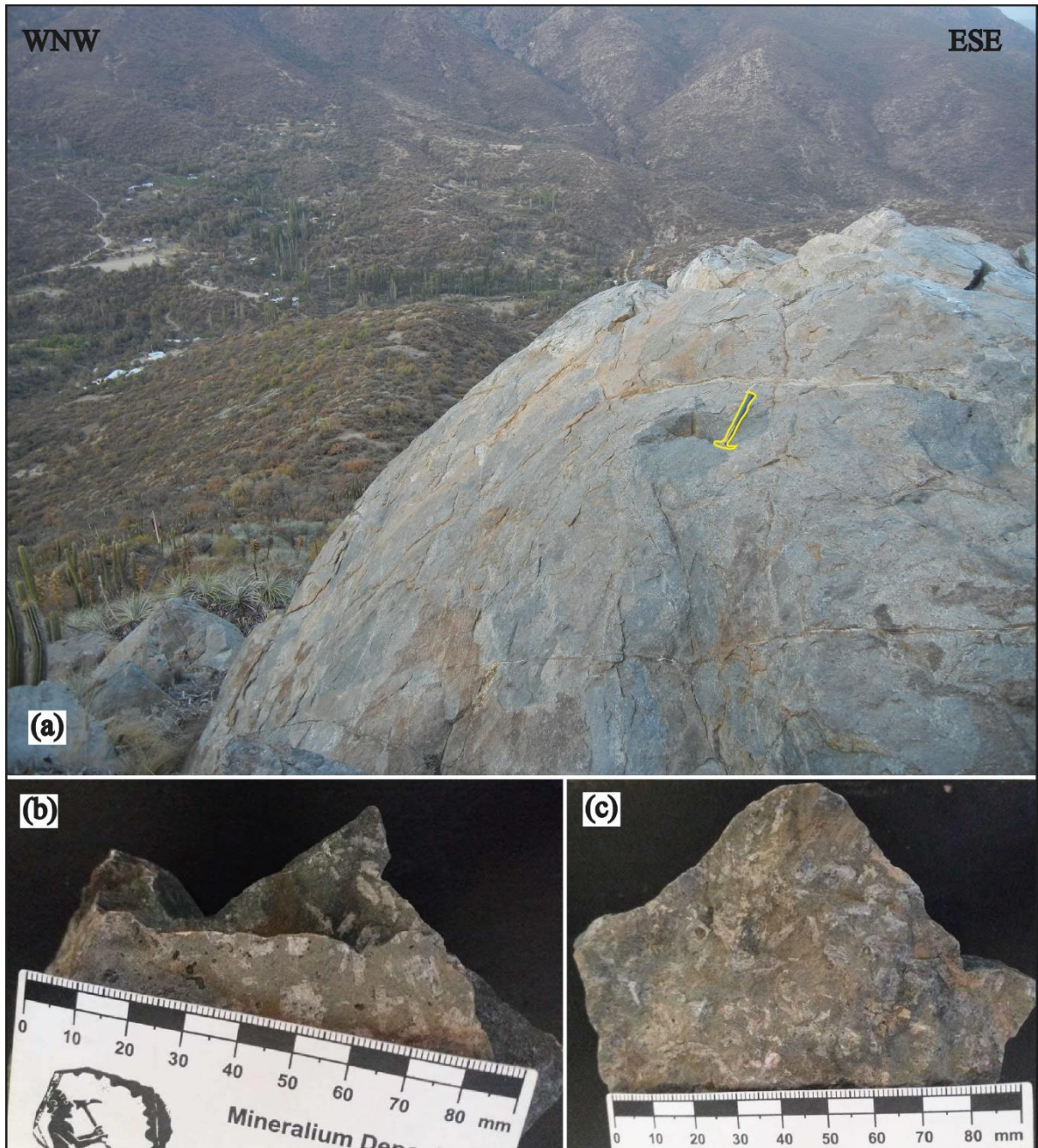


Figura 5.5. Muestreo en la Formación Veta Negra. (a) Afloramiento con vista a San Antonio de Caleu. (b) y (c) Fotografías de muestra de mano, donde se distinguen grandes fenocristales de plagioclasa en ocoítas.

De la Formación Lo Prado fueron muestreados niveles sedimentarios, principalmente areniscas medias a finas, pero también conglomerados (Figuras 5.6, 5.7, 5.8 y 5.9).



Figura 5.6. Muestreo de areniscas de la Formación Lo Prado en una amplia secuencia estratificada de grano fino, sitio 20CC09.

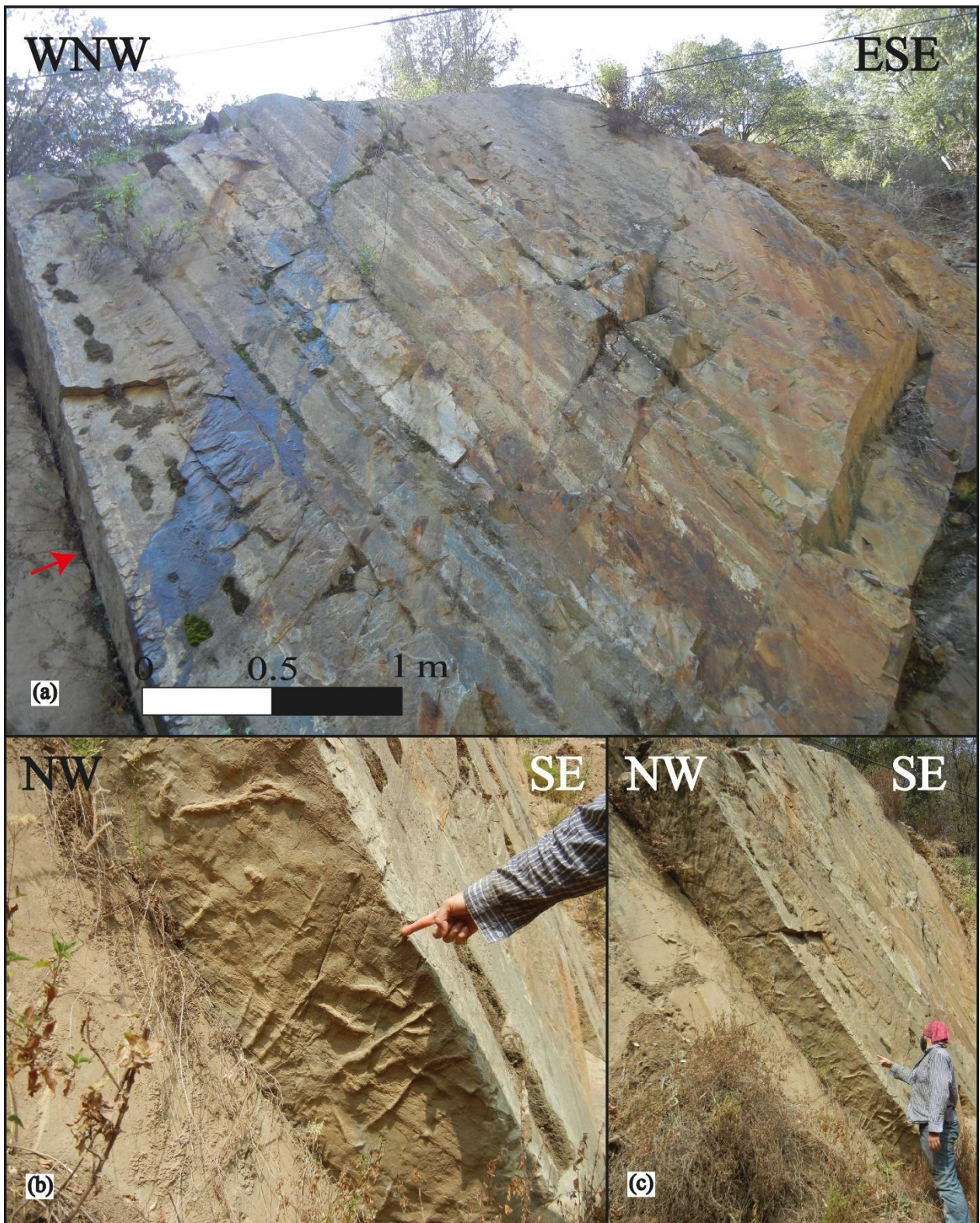


Figura 5.7. Muestreo de areniscas de la Formación Lo Prado, sitio 20CC11. (a) Vista general del afloramiento. La flecha roja indica la vista a las fotos b y c. (b) y (c) Icnofósil, probablemente del icnogénero *Cruziana*, indicando polaridad normal de la estratificación.

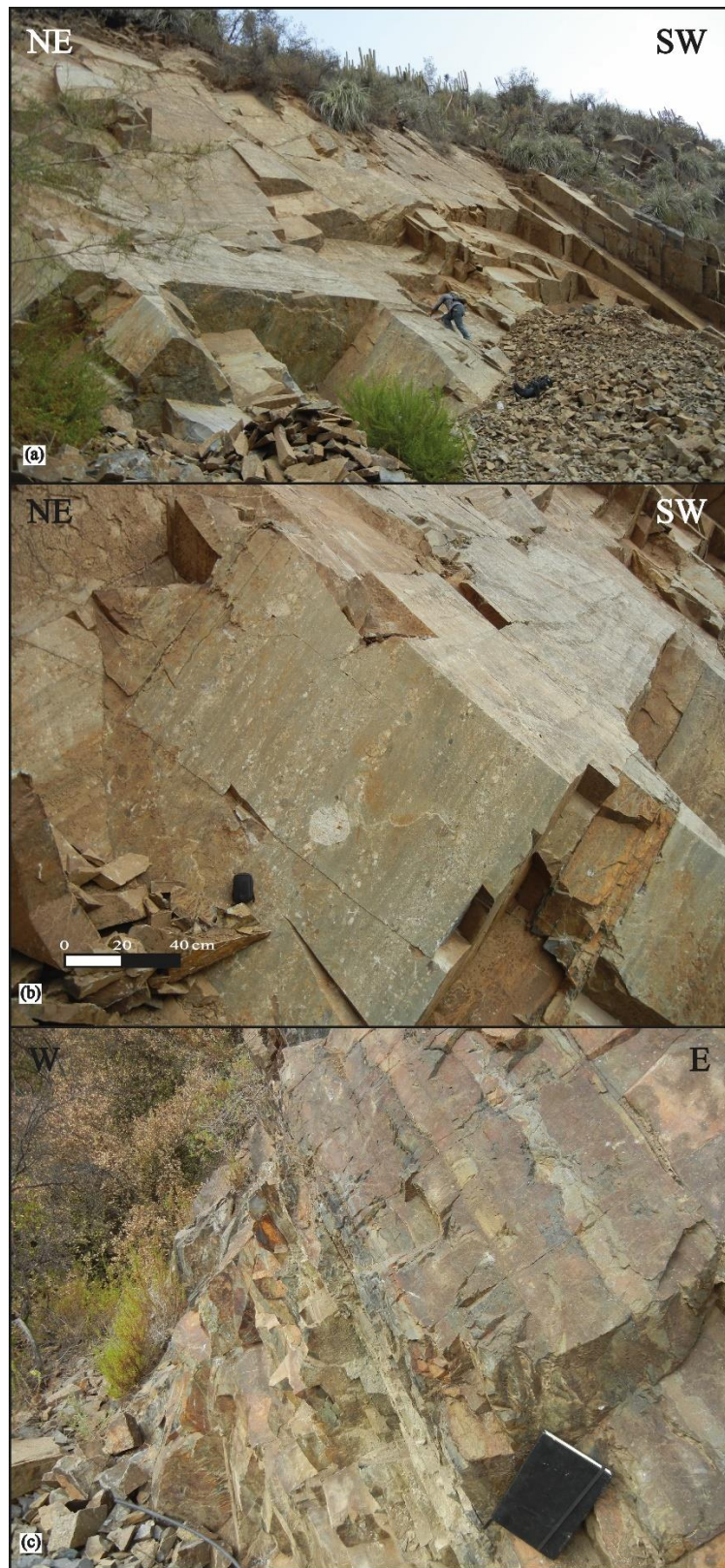


Figura 5.8. Muestreo en la Formación Lo Prado, sitio 20CC12. (a) Vista general del afloramiento. (b) Conglomerados hacia el techo de la secuencia. (c) Areniscas finas hacia la base de la secuencia.

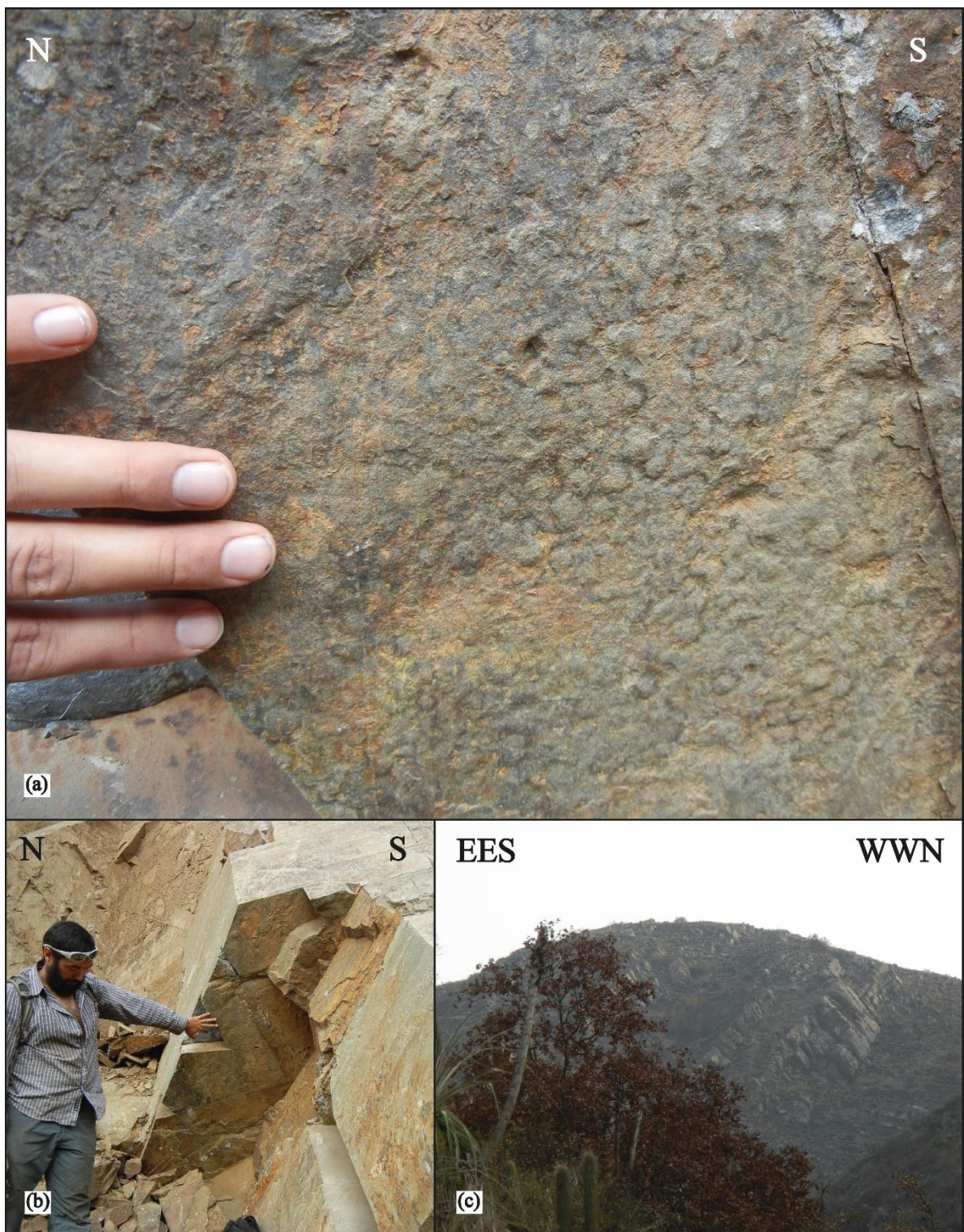


Figura 5.9. Formación Lo Prado, sitio 20CC12. (a) y (b) Posible estructura sedimentaria correspondiente a gotas de lluvia, que indicarían polaridad normal de la estratificación. (c) Vista hacia el sur, donde el cerro que cierra el valle muestra clara la estratificación, aparentemente consistente tanto con el sitio muestreado como con el homoclinal de la costa descrito en la literatura.

5.3 Jurásico Superior

De la Formación Horqueta fue muestreado un nivel volcánico (Figura 5.10) y un nivel volcanoclástico (Figura 5.11).



Figura 5.10. Muestreo en la Formación Horqueta. Riolita silicificada, sitio 20CC14.

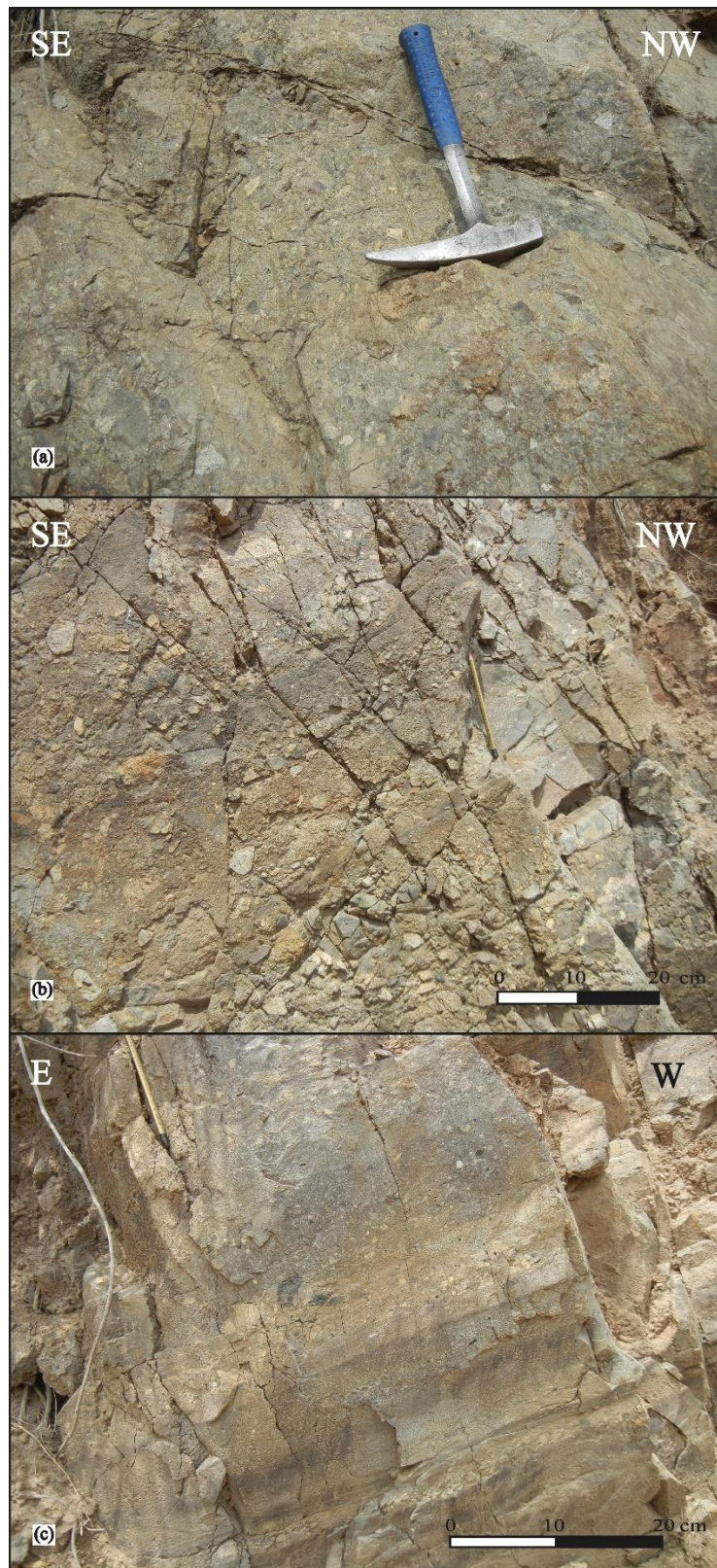


Figura 5.11. Muestreo en la Formación Horqueta, sitio 20CC13. (a) y (b) se observa textura brechosa, con líticos desde subredondeados hasta muy angulosos. (c) Intercalaciones de niveles con líticos de diferentes tamaños (no muestreado).

La Unidad LliuLliu fue muestreada en el sitio 20CC17 (Figura 5.12).



Figura 5.12. Muestreo de tonalita de biotita de la Unidad LliuLliu, sitio 20CC17.

5.4 Jurásico Medio

La Formación Cerro Calera fue muestreada en el sitio 20CC15 (Figura 5.13).

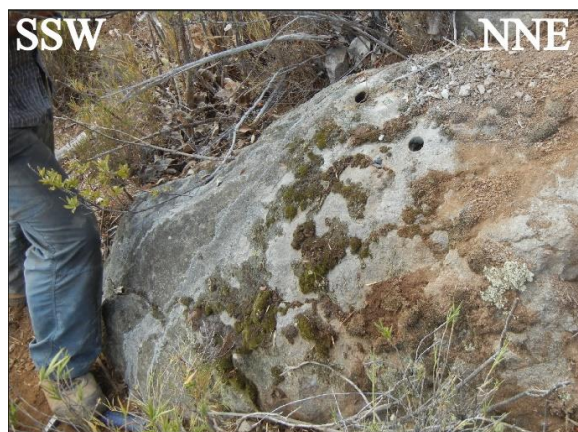


Figura 5.13. Muestreo de dique máfico o intrusivo hipabisal emplazado en la Formación Cerro Calera, sitio 20CC15.

5.5 Jurásico Inferior

En la Formación Ajial se muestrearon areniscas lentes de arenisca fina contenidos en areniscas cuarcíferas muy gruesas, las que también fueron muestreadas (Figura 5.14). La variación granulométrica indica que existieron intervalos de tiempo en que la energía del transporte sedimentario disminuyó.

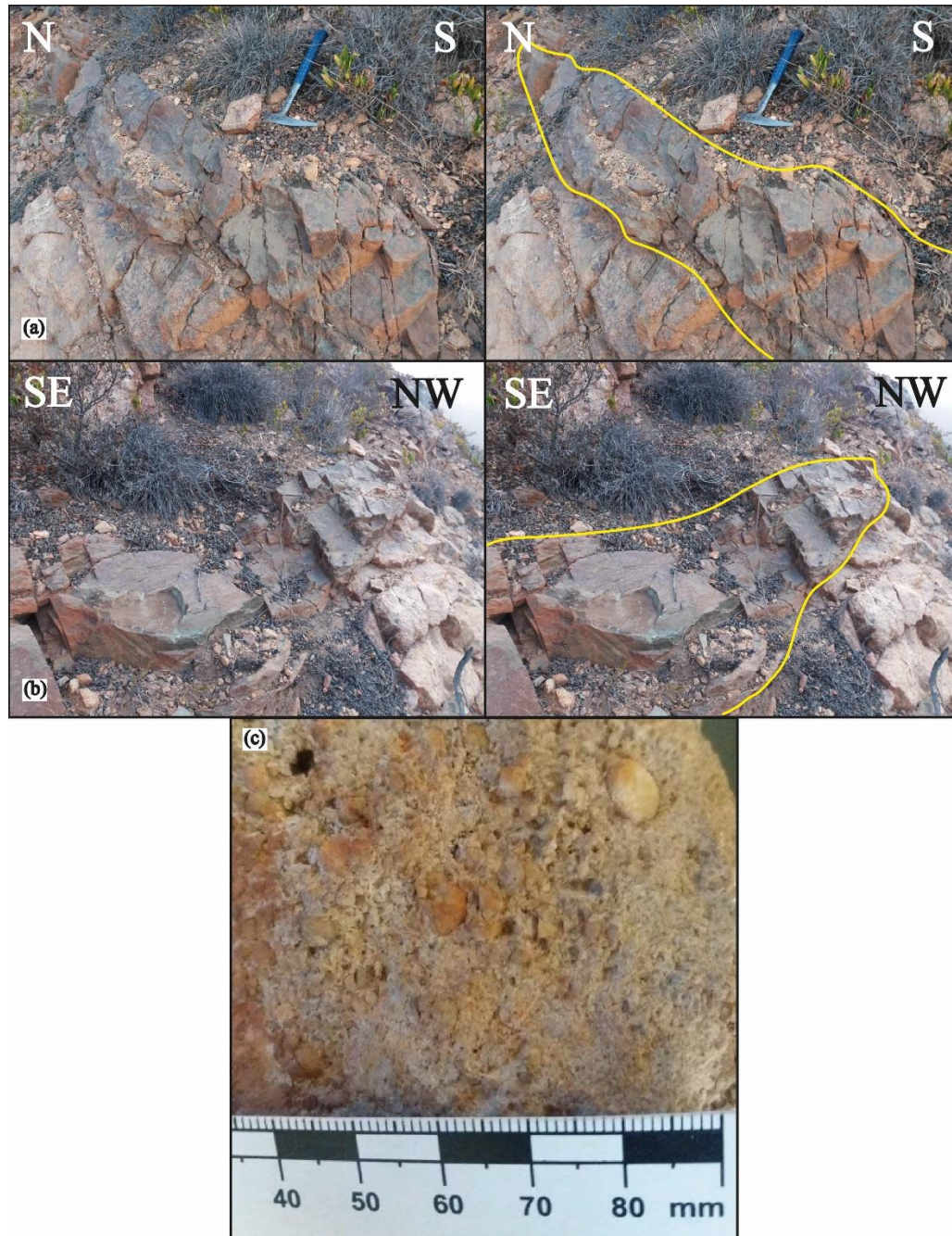


Figura 5.14. Muestreo en la Formación Ajial, sitio 20CC16. (a) y (b) Lentes de finos en secuencia de areniscas cuarcíferas muy gruesas. (c) Fotografía a muestra de mano de areniscas cuarcíferas muy gruesas.

6 RESULTADOS

A continuación, se muestran los resultados obtenidos en laboratorio y posteriores análisis. En primer lugar, se describe la susceptibilidad magnética total por sector, luego se analiza la relación entre esta y el grado de anisotropía, según tipo litológico. En tercer lugar, se describen las direcciones principales de susceptibilidad y los parámetros escalares. Luego, se muestran mapas de la fábrica magnética, por sector, acompañados de la descripción de esta en el texto. Por último, se describe la relación de la lineación magnética con las estructuras y estratificación regional, y se analiza una posible impronta tectónica en muestras sedimentarias y volcanoclásticas.

6.1 Susceptibilidad magnética

Tabla 6.1. Susceptibilidad magnética total en μSI para cada sitio estudiado. El sitio 19CC07 es separado en sedimentario y volcanoclástico. Sitios VN_25 y LP_2 tomados de Parada et al. (2005b), mostrados aquí por corresponder a rocas estratificadas que complementan el estudio. El control magnético fue determinado en base a histogramas de susceptibilidad magnética total (ver Figura 6.1), descripciones de muestra de mano y límite máximo de 500 (μSI) propuesto por Rochette et al. (1992) para mineralogía paramagnética.

Sector	Sitio	Unidad	Tipo litológico	Kbulk (μSI)	Control magnético
Putando	19CC01	Fm. Las Chilcas	Volcanoclástico	17100	Ferromagnético
Putando	19CC02	Fm. Las Chilcas	Sedimentario	257	Paramagnético
Putando	19CC03	Fm. Abanico	Volcanoclástico?	196	Paramagnético
Cajón de los Valles	19CC04	Fm. Lo Valle	Volcanoclástico	27100	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC05	Fm. Lo Valle	Volcanoclástico	16500	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC06	Fm. Lo Valle	Sedimentario	35300	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC07v	Fm. Lo Valle	Volcanoclástico	32553	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC07s	Fm. Lo Valle	Sedimentario	1445	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC09	Fm. Lo Valle	Volcanoclástico	28100	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC10	Fm. Lo Valle	Volcanoclástico	29200	Ferromagnético
Cajón de los Valles	19CC11	Fm. Las Chilcas	Sedimentario	153	Paramagnético
La Dormida	19CC12	Fm. Las Chilcas	Volcánico	14200	Ferromagnético
La Dormida	19CC13	Plutón Caleu	Intrusivo	80600	Ferromagnético
La Dormida	19CC14	Plutón Caleu	Intrusivo	39900	Ferromagnético
La Dormida	19CC16	Fm. Lo Prado	Sedimentario	233	Paramagnético
La Dormida	VN_25	Fm. Veta Negra	Volcánico	108000	Ferromagnético
La Dormida	LP_2	Fm. Lo Prado	Volcánico	9000	Ferromagnético

6.1.1 Sector Putaendo

El sitio volcanoclástico de la Formación Las Chilcas (19CC01) muestra un control ferromagnético (Tabla 6.1) que radica probablemente en la presencia de líticos volcánicos albergados en una matriz que se presume paramagnética. Sin embargo, la toba del sitio de la Formación Abanico (19CC03) está compuesta en al menos un 90% de feldespatos, lo que explica la fuerte diferencia de susceptibilidad magnética con el sitio 19CC01 (Tabla 6.1).

En el histograma de Kbulk del sitio sedimentario de la Formación Las Chilcas, 19CC02 (Figura 6.1), es posible ver que 4 especímenes muestran susceptibilidades menores a 2000 μSI (en realidad menores a 500 μSI), mientras que solo uno está por sobre los 14000 (μSI), el cual corresponde a un dique. Para los análisis en torno a parámetros escalares y fábrica magnética se descartó este dato, dejando solo los sedimentarios, que corresponden a arenisca, cuya señal paramagnética provendría de la matriz (95% de la roca), ya que los clastos son de calcita (mineral diamagnético).

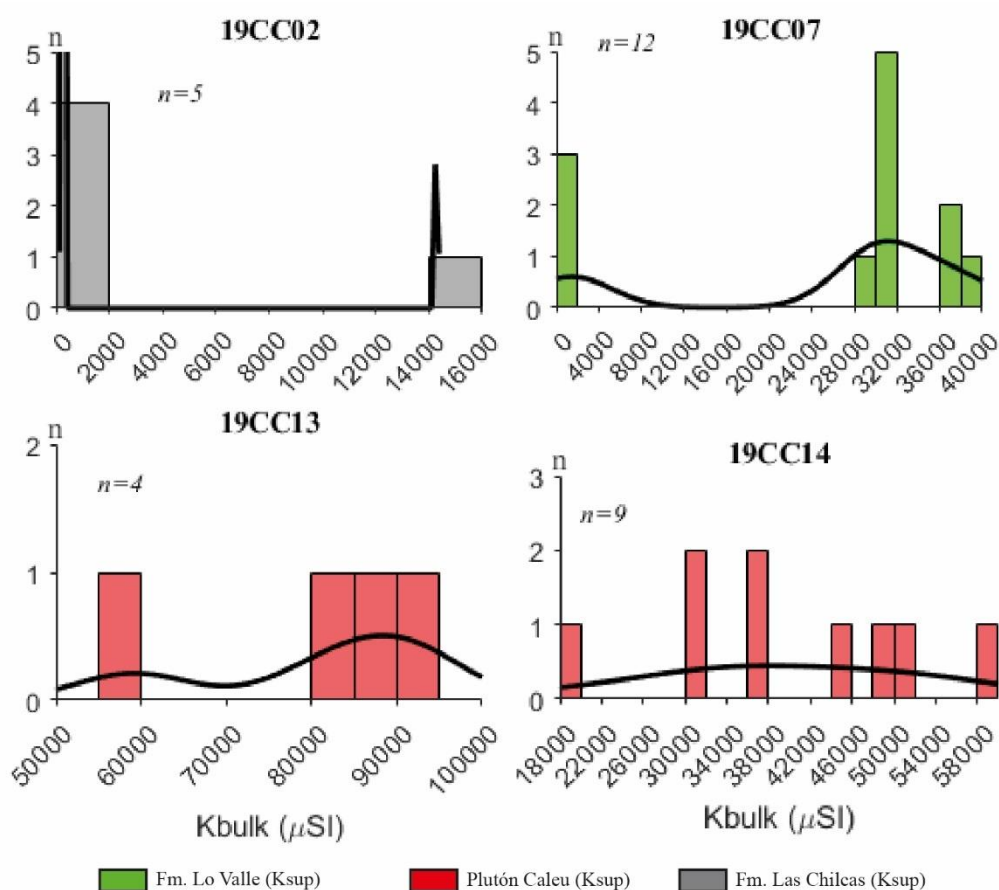


Figura 6.1. Frecuencia de rangos de susceptibilidades magnéticas totales en 4 sitios (ver texto). Más histogramas de sitios en Anexo C.

6.1.2 Sector La Dormida

La masa fundamental de las andesitas de la Formación Las Chilcas (19CC12) presenta magnetismo y es de color morado, por lo que probablemente el control ferromagnético de la señal magnética (14200 μ SI; Tabla 6.1) provenga de minerales presentes en ella.

Las andesitas de la Formación Veta Negra (VN_25) presentan un fuerte control ferromagnético (108000 μ SI; Tabla 6.1). Si bien no se cuenta con muestra de mano de este sitio, en el sitio 20CC08 se muestreó andesita de la misma formación, la cual se utilizó para comparar. Las rocas muestreadas presentan un fuerte magnetismo, generando una anomalía local de declinación, es decir, es probable es que la magnetita sea principal mineral responsable de la fuerte señal magnética.

Las lavas andesíticas de la Formación Lo Prado (LP_2) muestran una susceptibilidad considerablemente menor que su par de la Formación Veta Negra, cuyo valor (9000 μ SI; Tabla 6.1) se asemeja más bien al de las andesitas de la Formación Las Chilcas.

Las areniscas finas de la Formación Lo Prado (19CC16) presentan control paramagnético (Tabla 6.1), al igual que los sitios sedimentarios de la Formación Las Chilcas (19CC02 y 19CC11).

Los sitios intrusivos 19CC13 y 19CC14 muestran valores que oscilan entre 39900 y 80600 (μ SI), evidenciando control ferromagnético (Tabla 6.1). Rocas de ambos sitios presentan magnetismo, por lo que probablemente la señal magnética está dominada por magnetita. Adicionalmente, en el sitio 19CC13 se identificó mineralización intercrecida (1% de la roca total) con brillo metálico en tonos dorados y plateados, aparentemente sulfuros de hierro. Es posible que dicha fase contribuya a la señal magnética de manera considerable, explicando así la diferencia entre susceptibilidades (ver Tabla 6.1). En el histograma 19CC13 (Figura 6.1), los 3 datos agrupados corresponden a la roca caja (gabro), mientras que el dato que se aleja del grupo corresponde a una vena de cuarzolita. Sin embargo, los valores de susceptibilidad se mantienen dentro del mismo orden de magnitud. En el histograma 19CC14 (Figura 6.1) los datos muestran una diferencia de 40000 (μ SI) entre el mayor y menor, pero se mantienen todos dentro del mismo orden de magnitud, incluso una muestra que corresponde a un enclave máfico.

6.1.3 Sector Cajón de los Valles

El histograma del sitio 19CC07 (Figura 6.1), Formación Lo Valle, muestra que 9 de los datos se agrupan entre 28000 y 40000 (μ SI), mientras que los 3 restantes muestran valores menores a 2000 (μ SI). El primer grupo corresponde a tobas de color gris, mientras que el segundo a areniscas finas rojas alteradas (foto en Figura 5.1b). Para los análisis en torno a parámetros escalares y fábrica magnética se separaron las muestras en sedimentarias y volcanoclásticas (sitios 19CC07s y 19CC07v, respectivamente).

Los sitios volcanoclásticos, todos de la Formación Lo Valle en este sector, se muestran consistentes entre sí, oscilando entre 16500 y 32600 (μ SI), evidenciando control ferromagnético (Tabla 6.1). En la toba soldada del sitio 19CC04 los juveniles son principalmente de plagioclasa (diamagnética), mientras que la matriz (98% de la roca) presenta magnetismo y visibles aureolas de óxidos de Fe, es decir, la señal magnética provendría de la matriz. Caso análogo ocurre en la toba soldada del sitio 19CC05, sin embargo, la susceptibilidad es 10600 (μ SI) menor. Caso similar ocurre en la toba

del sitio 19CC07v, pero con cristales en vez de juveniles y una susceptibilidad magnética mayor que en los dos sitios mencionados previamente (Tabla 6.1). Las tobas de los sitios 19CC09 y 19CC10 muestran un comportamiento casi idéntico ya que litológicamente son muy similares y se encuentran muy cercanas. La matriz (75% de la roca en ambos casos) presenta magnetismo y es de colores rojizos, morados y rosáceos, indicando probable presencia de óxidos de Fe, es decir, probablemente la señal magnética proviene de la matriz.

Los sitios sedimentarios del sector difieren considerablemente entre sí. La arenisca conglomerádica de la Formación Lo Valle (19CC06) muestra un valor de 35300 (μSI), control ferromagnético que estaría dado por clastos volcánicos (90% de la roca). Los sitios 19CC07s y 19CC11 corresponden a areniscas rojas de las formaciones Lo Valle y Las Chilcas, respectivamente. Sin embargo, las primeras muestran control ferromagnético (1445 μSI) y las segundas control paramagnético (153 μSI) (Tabla 6.1). Quizás las proporciones de óxidos e hidróxidos de hierro respecto de la porción paramagnética varía entre ambos casos, dominando en el primero los minerales ferromagnéticos y en el segundo aquellos paramagnéticos.

6.2 Grado de anisotropía versus susceptibilidad magnética total

Una metodología recurrente para determinar si la anisotropía magnética es controlada o no por la composición, es graficar el grado de anisotropía (P') versus la susceptibilidad magnética total (K_{bulk}) (Rochette et al., 1992; Borradaile & Henry, 1997; Borradaile & Jackson, 2010). En caso de existir una correlación positiva entre las variables graficadas, se puede establecer que la composición (minerales en la práctica) es responsable de la anisotropía magnética, resultando en que el grado de anisotropía no es un indicador confiable de *strain* (Branellec et al., 2015). La razón de esto radica en las propiedades magnéticas de los minerales presentes en las rocas estudiadas, particularmente en la anisotropía intrínseca. La hematita es el mineral con mayor anisotropía intrínseca, por lo que la presencia de este mineral puede generar que, a medida que aumenta la proporción de este dentro de una roca, P' se vea incrementado en conjunto con K_{bulk} (e.g. Branellec et al., 2015).

La Figura 6.2 muestra la comparación entre las variables en cuestión para las rocas estudiadas, según su tipo.

Todos los datos de rocas volcanoclásticas de la Formación Las Chilcas pertenecen al sitio 19CC01, dentro del cual no se observa un aumento de P' al aumentar K_{bulk} (Figura 6.2a).

Los datos de rocas volcanoclásticas de la Formación Lo Valle (Figura 6.2a) se muestran agrupados, sin mostrar alguna tendencia que relacione P' con K_{bulk} . Es decir, en los sitios volcanoclásticos de ambas formaciones del Cretácico tardío la anisotropía no está controlada por la composición.

Para las rocas volcánicas de la Formación Las Chilcas (Figura 6.2b) los datos no son suficientes para establecer (o no) con certeza alguna correlación.

Los datos de rocas sedimentarias finas de la Formación Lo Prado (Figura 6.2c) no son suficientes para establecer (o no) con certeza alguna correlación. Aquellos de la Formación Las Chilcas (Figura 6.2c) se agrupan en el intervalo 100-300 (μSI), sin mostrar alguna tendencia que relacione P' con K_{bulk} . En ambos casos la anisotropía es independiente de la composición de la roca.

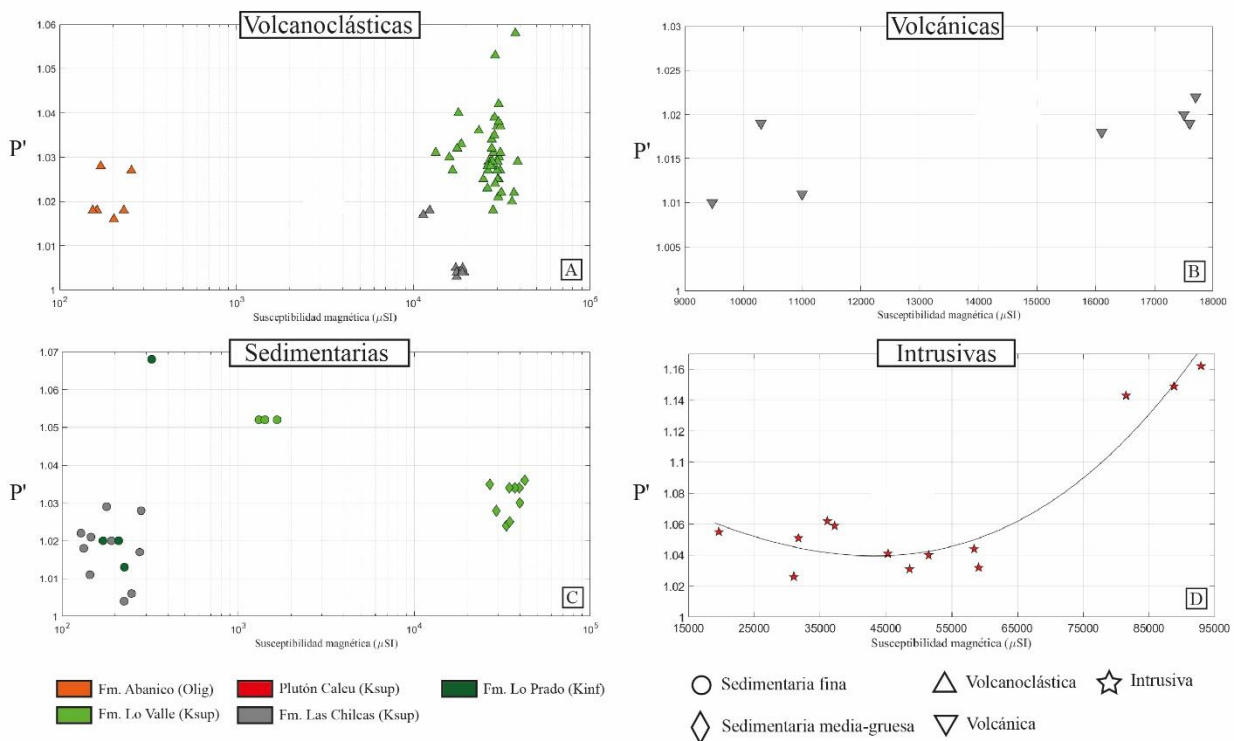


Figura 6.2. Variación del grado de anisotropía con la susceptibilidad magnética total. A: rocas volcanoclasticas; B: rocas volcánicas; C: rocas sedimentarias; D: rocas intrusivas. En el Anexo C se encuentran los gráficos de K_{bulk} versus P' , foliación y lineación por sitio. Gráficos confeccionados en software MatLab.

Los datos de rocas sedimentarias finas de la Formación Lo Valle muestran un grado de anisotropía constante (Figura 6.2c), pero ambas variables muestran los mayores valores en rocas sedimentarias finas (a excepción de un dato solitario de la Formación Lo Prado). Probablemente esto se deba a la presencia de hematita en las areniscas rojas del sitio 19CC07s, mineral de anisotropía intrínseca incluso mayor a 200% y susceptibilidad que oscila entre 1300 y 50000 (μSI) (ver tabla al final de Anexo A). Es decir, en este caso P' no es un indicador confiable de *strain*.

Las rocas sedimentarias de grano grueso de la Formación Lo Valle muestran susceptibilidades uno o dos órdenes de magnitud mayores que aquellas finas, y grado de anisotropía en promedio 1.5% mayor (Figura 6.2c), pero sin mostrar correlación alguna entre las variables. Es decir, P' es independiente de la composición, pero probablemente los clastos de la roca (aparentemente volcánicos en su mayoría) son portadores de minerales ferromagnéticos, responsables de situar los datos en el intervalo 25000-43000 (μSI) y en valores levemente mayores que la mayoría de los datos de rocas sedimentarias.

Los datos de las rocas del plutón Caleu en el intervalo 20000-60000 (μSI) no muestran correlación positiva (Figura 6.2d), pero la curva polinómica de grado 3 resulta en un ajuste de todos los datos con $R^2 = 0.9073$, es decir, que quizás para altos valores de susceptibilidad, la composición controla el grado de anisotropía. Por su parte, Parada et al. (2005b) llevan a cabo un análisis análogo para rocas del plutón Caleu en base a 500 datos aproximadamente, concluyendo que la fábrica magnética en el plutón Caleu es independiente de la composición.

En el sector Cajón de Los Valles la intensidad de anisotropía no supera el 6% (Figura 6.3). En el contacto por falla entre el plutón Caleu y lavas andesíticas de las formaciones Lo Prado y Veta Negra, hacia el límite suroccidental del plutón, la intensidad supera el 10% (Figura 6.3). Dentro del plutón, en dos sectores la intensidad alcanza los máximos valores, llegando a 18.5% (Figura 6.3). El sector Putaendo no se muestra, pero como referencia, presenta los valores más bajos del estudio, entre 0.6-1.4% (Tabla 6.2).

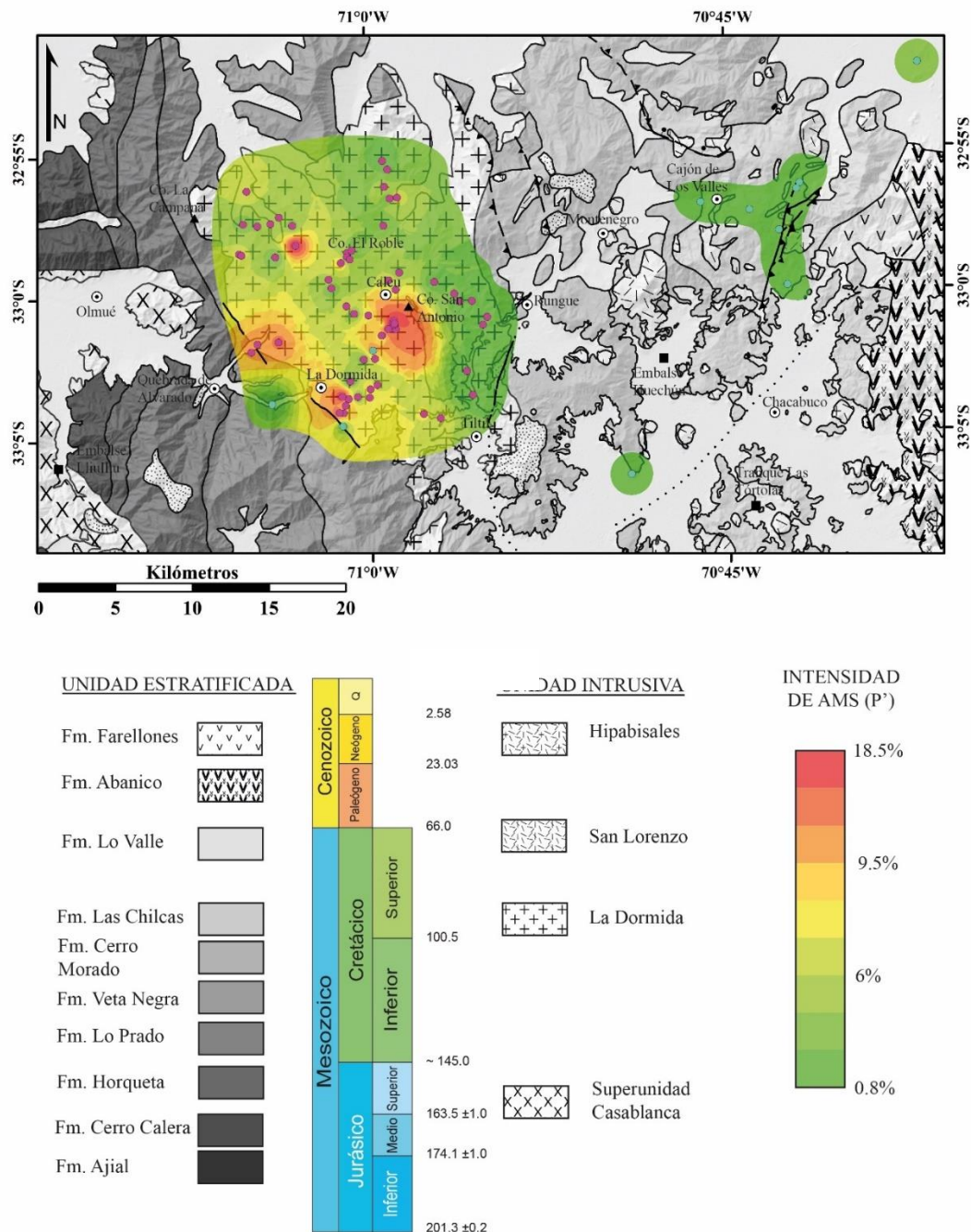


Figura 6.3. Distribución de intensidad de anisotropía magnética. Interpolación realizada en ArcGIS mediante *'inverse distance weighted (IDW) technique'* y en base a los sitios paleomagnéticos (puntos de colores celeste y rosado). Color celeste corresponde al presente estudio y color magenta a Parada et al. (2005b). Escala original 1:300.000.

6.3 Direcciones principales y parámetros escalares

La Tabla 6.2 muestra los ejes de los elipsoides de susceptibilidad magnética y los parámetros escalares definidos en base a estos. Las Figuras 6.4a, 6.4b y 6.5 muestran las proyecciones de los elipsoides en redes estereográficas, tanto in situ como corregidos por manteo.

Tabla 6.2. Direcciones de ejes máximos y mínimos de elipsoides de susceptibilidad magnética in situ y con corrección de manteo ('Strati'), y parámetros escalares. Se añaden los datos de los sitios VN_25 y LP_2 de Parada et al. (2005b). k1 y k2: ejes máximo y mínimo (normalizados) del elipsoide; D e I: declinación e inclinación de k1 y k3; p1 y p2: ángulos de elipses de confianza en torno a direcciones promedio; L y F: lineación y foliación magnética, respectivamente; P': grado de anisotropía; T: parámetro de forma.

Sitio	In Situ										Strati										Parámetros escalares				
	Kmax					Kmin					Kmax					Kmin					Anisotropía				Forma
	k1	D	I	p1	p2	k3	D	I	p1	p2	k1	D	I	p1	p2	k3	D	I	p1	p2	L	F	P'	T	Forma
19CC01	1.003	27	55.6	35.0	3.6	0.997	66.8	-27.7	17.6	3.8	1.003	44.2	54.4	35.0	3.6	0.997	60.8	-34.4	17.6	3.8	1.003	1.003	1.006	0.13	Oblato
19CC02	1.004	69	10.6	48.9	1.7	0.994	9.5	-69.8	39.3	11.1	1.004	68.0	1.9	48.9	1.7	0.994	352.4	-82.2	39.3	11.1	1.002	1.009	1.011	0.69	Oblato
19CC03	1.007	75	5.3	27.8	8.5	0.993	318.6	78.1	49.0	7.5	1.007	74.8	-14.6	27.8	8.5	0.993	43.1	73.0	49.0	7.5	1.006	1.008	1.014	0.15	Oblato
19CC04	1.025	222	14.4	27.9	15.4	0.985	17.8	74.3	52.7	23.2	1.025	219.1	1.8	27.9	15.4	0.985	120.8	77.9	52.7	23.2	1.036	1.006	1.045	-0.72	Prolato
19CC05	1.017	75	46.6	14.1	10.9	0.989	280.1	40.6	14.2	10.2	1.017	75.4	38.6	14.1	10.9	0.989	283.4	47.9	14.2	10.2	1.022	1.005	1.029	-0.63	Prolato
19CC06	1.010	50	-4.3	24.1	6.0	0.984	346.1	80.3	13.1	5.7	1.010	49.4	-7.9	24.1	6.0	0.984	23.1	81.2	13.1	5.7	1.004	1.023	1.029	0.73	Oblato
19CC07v	1.010	18	-56.5	13.3	2.7	0.918	279.4	-5.7	34.5	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.010	1.007	1.018	-0.17	Prolato
19CC07s	1.016	25	-14.1	79.9	33.4	0.972	1.7	74.7	58.1	31.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.004	1.041	1.046	0.81	Oblato
19CC09	1.011	351	-11.1	14.0	3.8	0.984	31.3	75.6	4.8	2.4	1.011	350.2	1.4	14.0	3.8	0.984	84.3	70.7	4.8	2.4	1.006	1.021	1.028	0.58	Oblato
19CC10	1.011	8	-10.9	24.5	5.7	0.982	349.5	78.6	7.9	5.3	1.011	6.5	-5.0	24.5	5.7	0.982	49.4	83.2	7.9	5.3	1.004	1.026	1.032	0.72	Oblato
19CC11	1.005	297	-10.5	65.4	13.9	0.992	357.2	69.6	38.0	15.3	1.005	297.1	1.4	65.4	13.9	0.992	31.2	71.1	38.0	15.3	1.002	1.011	1.015	0.63	Oblato
19CC12	1.008	13	6.4	16.5	6.5	0.993	109.7	44.5	33.8	7.5	1.008	14.4	2.8	16.5	6.5	0.993	106.1	32.3	33.8	7.5	1.009	1.005	1.015	-0.25	Prolato
19CC13	1.033	317	34.4	66.6	20.0	0.941	51.6	6.7	20.4	13.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.006	1.091	1.110	0.87	Oblato
19CC14	1.018	29	59.7	21.8	6.6	0.978	10.4	-28.9	11.1	5.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.014	1.026	1.041	0.28	Oblato
19CC16	1.004	11	-60.5	79.4	71.7	0.996	71.5	15.8	79.9	54.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.004	1.005	1.008	0.15	Oblato
LP_2	1.081	256.8	54.6	11.2	7.9	0.912	44.8	31.1	13.3	5.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.054	1.080	1.186	0.15	Oblato
VN_25	1.061	32.1	77	11.2	3.1	0.932	230.1	12.4	9.4	2.5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.075	1.102	1.139	0.19	Oblato

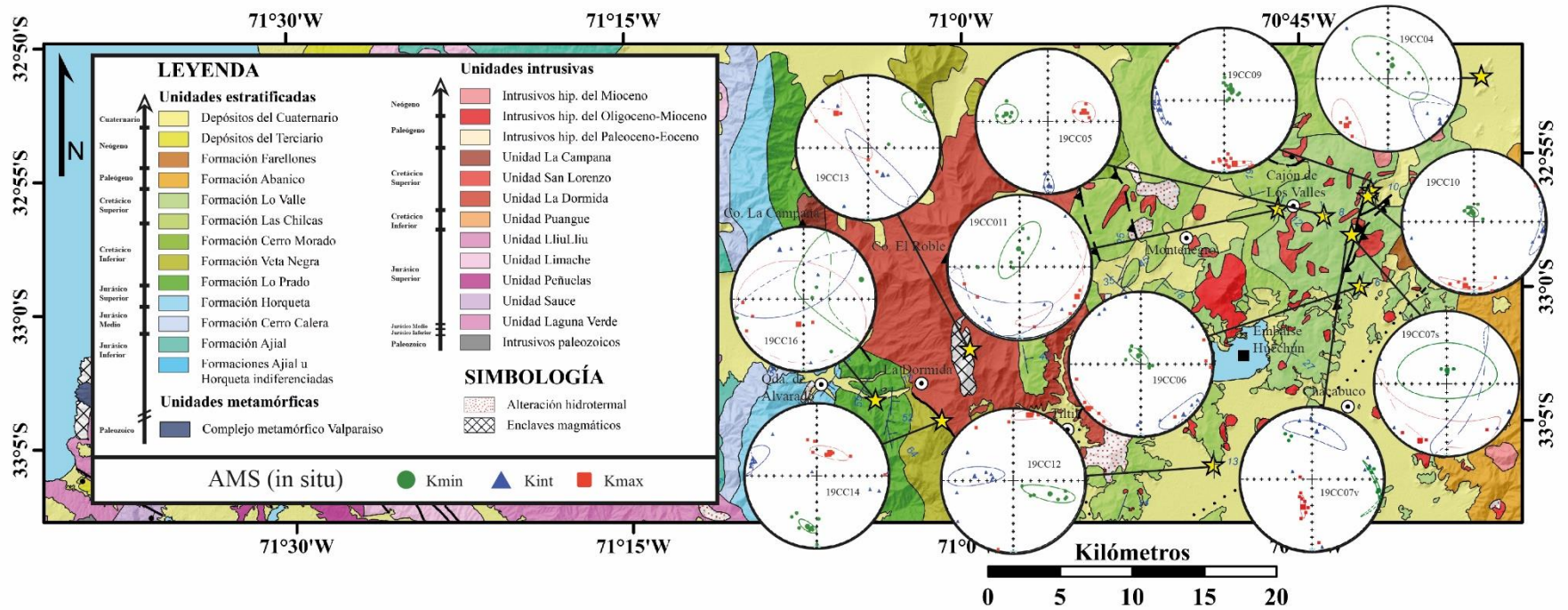


Figura 6.4a. Elipsoides magnéticos sobre mapa geológico de la zona de estudio. Las estrellas amarillas marcan los sitios. Elipsoides in situ. Escala original 1:400.000.

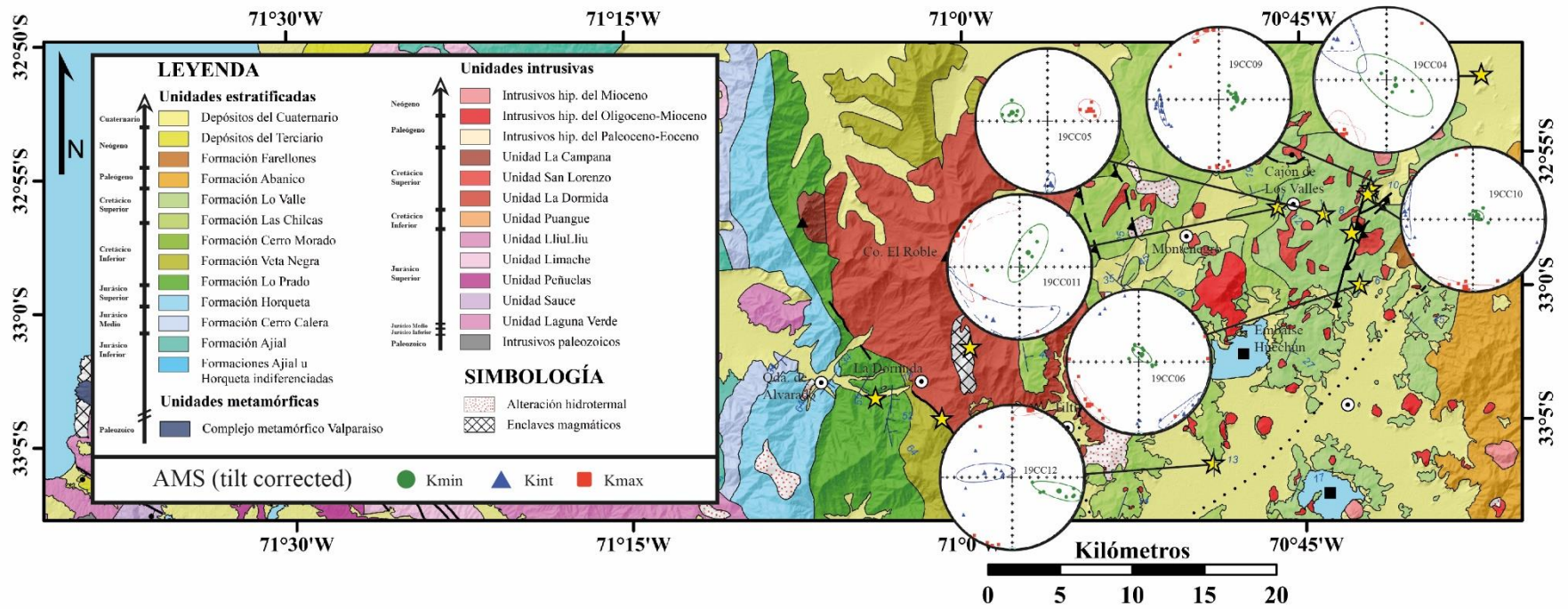


Figura 6.4b. Elipsoides magnéticos sobre mapa geológico de la zona de estudio. Las estrellas amarillas marcan los sitios. Elipsoides corregidos por manteo. Escala original 1:400.000.

6.4 Fábrica magnética

Se consideró que la fábrica magnética no es interpretable cuando se cumple alguno de los escenarios siguientes (Ferré et al., 2002; Branell et al., 2015): (1) p_1 y p_2 de algún vector medio de susceptibilidad son mayores a 25° ; (2) el número de especímenes medidos en un sitio es menor a 4 ($n < 4$ en Tabla 5.1). De este modo, dos sitios fueron descartados (sitios subrayados en Tabla 6.2): en el sitio 19CC07s se cumplen los dos escenarios; en el sitio 19CC16 solo se cumple el primer escenario, probablemente ligado a procesos de silicificación y carbonatación que afectaron a la roca, los cuales pudieron generar dispersión de los ejes del elipsoide.

6.4.1 Sector Putaendo

19CC01: El elipsoide in situ es prácticamente igual al corregido por manto, con elipses de confianza de K_1^2 y K_2 elongadas y delgadas (Figura 6.5). La fábrica magnética está pobremente definida, con parámetros de lineación y foliación iguales a 0.3%, P' igual a 0.6% y T igual a 0.13 (Tabla 6.2). La foliación in situ manta 62° al NE (Figura 6.5).

19CC02: El elipsoide in situ es similar al corregido por manto, con K_3 elongado en la NW (Figura 6.5). El parámetro de lineación es de un 0.2%, el más bajo del estudio, mientras que la foliación es de un 0.9%, la forma fuertemente oblata ($T=0.69$) y P' un poco más desarrollado que en el sitio 19CC01, con un valor igual a 1.1% (Tabla 6.2). La foliación in situ manta 20° al NNE (Figura 6.5).

19CC03: El elipsoide in situ es similar al corregido por manto, con K_3 elongado en la N-S (Figura 6.5). La lineación es de un 0.6% ($\sim 0.4\%$ más desarrollada que en los sitios de la Formación Las Chilcas del mismo sector, 19CC01 y 19CC02), la foliación es de un 0.8%, y a pesar de que la forma oblata no es marcada ($T=0.15$), P' es de un 1.4% (Tabla 6.2). La foliación in situ manta 12° al SE (Figura 6.5).

² K_1 , K_2 y K_3 son equivalentes a K_{max} , K_{int} y K_{min} , respectivamente.

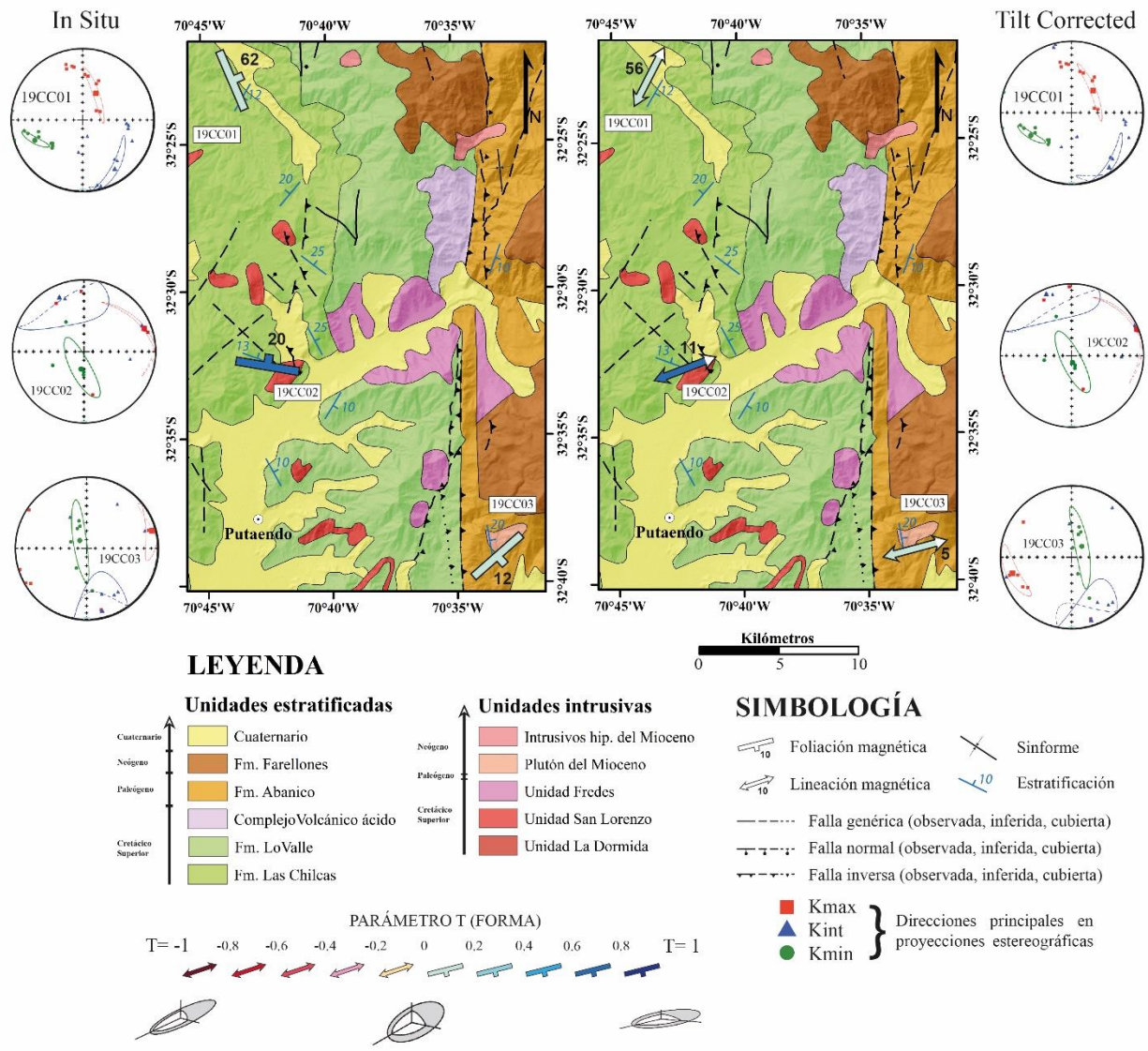


Figura 6.5. Foliaciones y lineaciones magnéticas in situ, sector Putaendo, 20 km al norte del sector Cajón de Los Valles. Los símbolos de foliación y lineación se encuentran acompañados por el valor de manto y buzamiento, respectivamente. Buzamiento en sentido de la flecha blanca. Columna izquierda: elipsoides in situ; columna derecha: elipsoides con corrección de manto.

6.4.2 Sector La Dormida

19CC12: El elipsoide in situ es prácticamente igual al corregido por manto, con K2 y K3 formando una franja de dirección aproximada ESE-WNW (Figura 6.4). La lineación está más desarrollada que la foliación, 0.9% y 0.5%, respectivamente (Tabla 6.2). P' es igual a 1.5% y la forma es prolata (T=-0.25; Tabla 6.2), siendo la lineación in situ subhorizontal (Figura 6.6b).

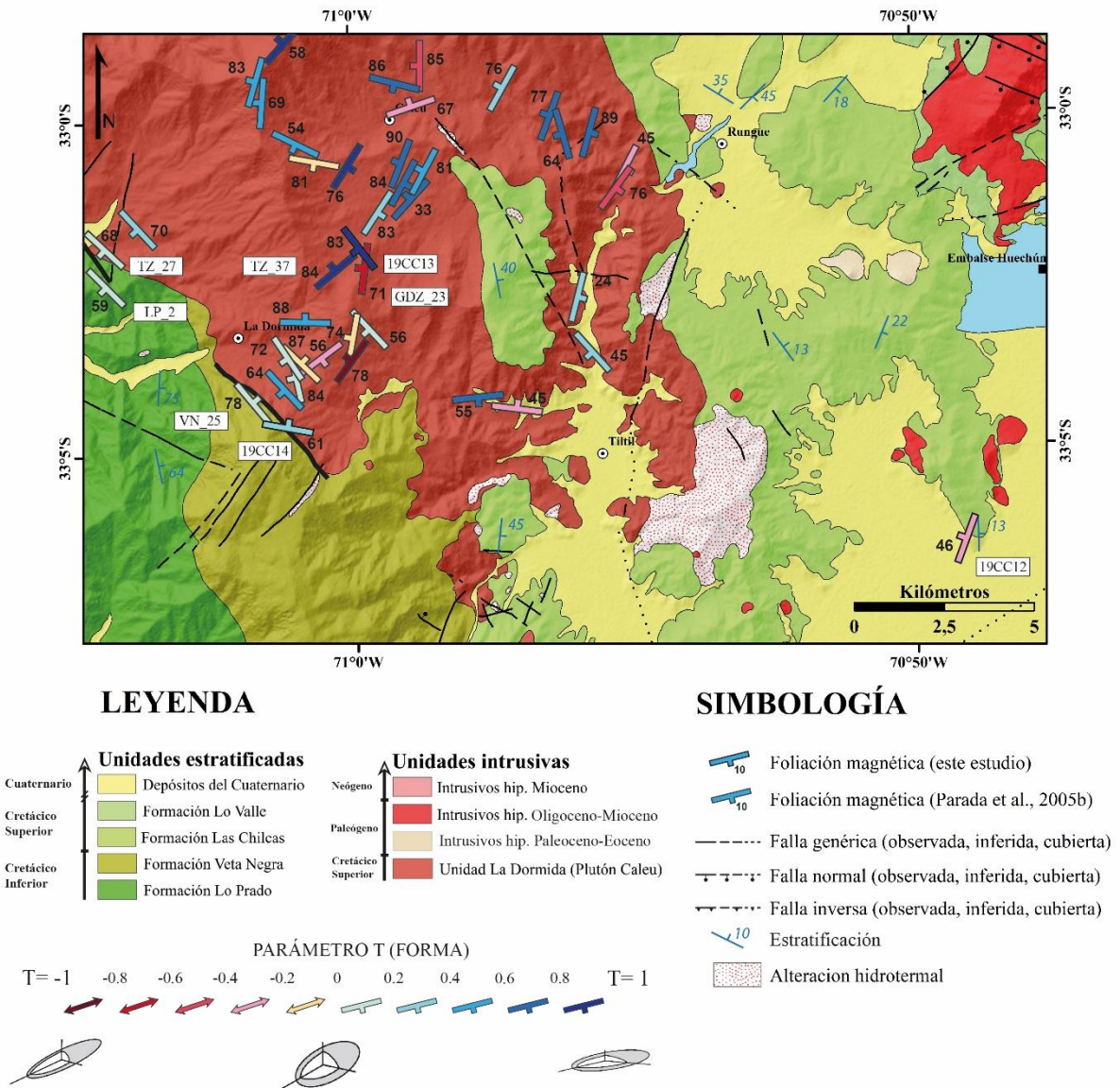
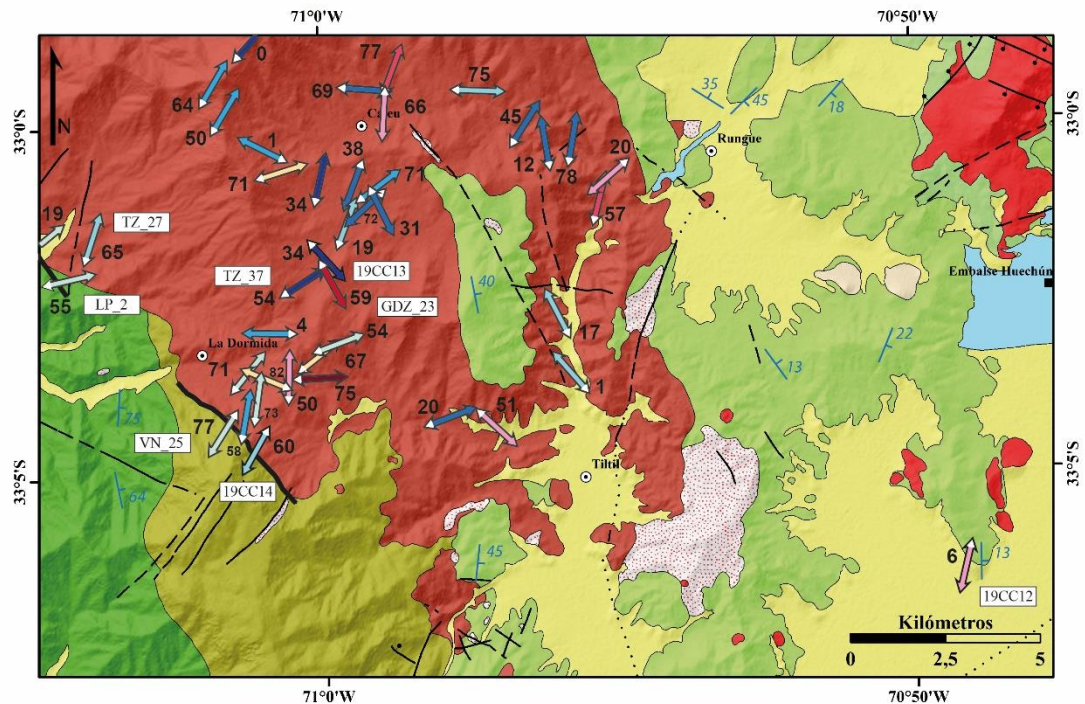


Figura 6.6a. Foliaciones magnéticas in situ, sector La Dormida. El símbolo de foliación se encuentra acompañado por el valor de manto.

19CC13: K3 se muestra agrupado hacia el NE, mientras que K1 y K2 se muestran formando una franja de rumbo NW que cruza por el centro de la proyección (Figura 6.4a). Esto resulta en una foliación de 9.1% y P' igual a 11%, los valores más altos de foliación y anisotropía, respectivamente, de los sitios del presente estudio, mientras que la lineación es de un 0.6% y la forma oblata (T=0.87). La foliación in situ mantea 83° hacia el SW (Figura 6.6a).



LEYENDA

Unidades estratificadas	
Cuaternario	Depósitos del Cuaternario
Cretácico Superior	Formación Lo Valle
	Formación Las Chilcas
Cretácico Inferior	Formación Veta Negra
	Formación Lo Prado

Unidades intrusivas	
Neógeno	Intrusivos hip. Mioceno
	Intrusivos hip. Oligoceno-Mioceno
Paleógeno	Intrusivos hip. Paleoceno-Eoceno
Cretácico Superior	Unidad La Dormida (Pluton Caju)

SIMBOLOGÍA

	Lineación magnética (este estudio)
	Lineación magnética (Parada et al., 2005b)
	Falla genérica (observada, inferida, cubierta)
	Falla normal (observada, inferida, cubierta)
	Falla inversa (observada, inferida, cubierta)
	Estratificación
	Alteración hidrotermal

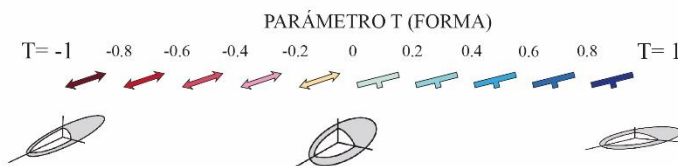


Figura 6.6b. Lineaciones magnéticas in situ, sector La Dormida. El símbolo de lineación se encuentra acompañado por el valor de buzamiento, en sentido de la flecha blanca.

19CC14: K3 se muestra agrupado hacia el SSW, mientras que K1 y K2 forman una difusa franja de rumbo WNW (Figura 6.4a). Esto resulta en una lineación de 1.4%, foliación de 2.6%, P' igual a 4.1% y T igual a 0.28 (Tabla 6.2). La foliación in situ mantea 61° hacia el NNE (Figura 6.6a).

LP_2: orientación similar al sitio TZ_27, ubicado dentro del plutón (Figura 6.6). En ambos sitios la foliación (>5%) está más desarrollada que la lineación (>4%), la anisotropía es mayor a 10% y la forma es oblata (Tabla 6.2 y Anexo D). El rumbo de la foliación magnética de ambos sitios es paralelo a un segmento de la estructura de rumbo NW que pone en contacto el plutón con la roca caja (Figura 6.6).

VN_25: orientación similar al sitio 19CC14, ambas fábricas oblatas y coincidiendo con un segmento de la estructura de rumbo NW (Figura 6.6). En ambos sitios la foliación está más desarrollada que la lineación, pero los valores son mayores en el sitio VN_25 (Tabla 6.2), lo que probablemente se deba a una anisotropía magnética acentuada por la gran susceptibilidad magnética de la roca (108000 μ SI; Tabla 6.1).

6.4.3 Sector Cajón de Los Valles

19CC04: El elipsoide in situ es muy similar al corregido por manteo, con K1 agrupado hacia el SW y K2 y K3 formando una franja de rumbo NW que pasa por el centro de la proyección (Figura 6.4). De esta manera, la lineación es de un 3.6% (valor más alto de los datos del presente estudio) y la foliación de un 0.6% (Tabla 6.2). La intensidad de la anisotropía es de un 4.5% y la forma prolata ($T=-0.72$), siendo la lineación in situ subhorizontal y buzando 14° hacia el SW (Figura 6.7).

19CC05: El elipsoide in situ es idéntico al corregido por manteo, con cada eje agrupado (Figura 6.4). La lineación es de un 2.2% (segundo valor más alto de los datos del presente estudio), la foliación un 0.5%, la intensidad 2.9% y la forma es prolata ($T=-0.63$; Tabla 6.2). La lineación buza 47° en dirección EEN, es decir, aproximadamente en sentido opuesto al sitio 19CC04 (Figura 6.7).

19CC07v: K2 y K3 se muestran distribuidos circunferencialmente en torno a K1 (Figura 6.4), lo que deriva en parámetros de lineación y foliación de un 1% y 0.7%, respectivamente, P' igual a 1.8% y una forma prolata ($T=-0.17$; Tabla 6.2). La lineación in situ buza 57° hacia el SW (Figura 6.7).

19CC09: El elipsoide in situ es similar al corregido por manteo, con K3 agrupado hacia el centro de la proyección y K1 y K2 distribuidos en el plano horizontal (Figura 6.4). El parámetro de lineación es de un 0.6%, mientras que los de foliación e intensidad son de un 2.1% y 2.8%, respectivamente, y el de forma es igual a 0.58 (Tabla 6.2). La fábrica oblata in situ mantea 14° hacia el SW (Figura 6.7).

19CC10: Los ejes del elipsoide se muestran similares al sitio 19CC09 (ver Figura 6.4). Sin embargo, la fábrica está más definida, con parámetros de lineación, foliación, intensidad de anisotropía y forma iguales a 0.4%, 2.6%, 3.2% y 0.72 (Tabla 6.2). La foliación in situ mantea 10° hacia el SSE (Figura 6.7).

19CC06: El elipsoide in situ es prácticamente igual al corregido por manteo, con K3 agrupado hacia el centro de la proyección y K1 y K2 distribuidos circunferencialmente en el plano horizontal (Figura 6.4). La foliación se muestra más desarrollada que la lineación (2.3% y 0.4%, respectivamente), P' es igual a 2.9% y la forma es oblata ($T=0.73$; Tabla 6.2). La foliación in situ mantea 10° hacia el SE (Figura 6.7).

19CC11: Los ángulos p_1 de las elipses de confianza de K1 y K2 son 65.4° y 66.2° (Figura 6.4 y Anexo C), es decir, una fábrica poco definida. La lineación es de un 0.2%, la foliación de un 1.1%, P' es igual a 1.5% y la forma es oblata ($T=0.63$; Tabla 6.2). La foliación in situ mantiene 20° hacia el SSE (Figura 6.7).

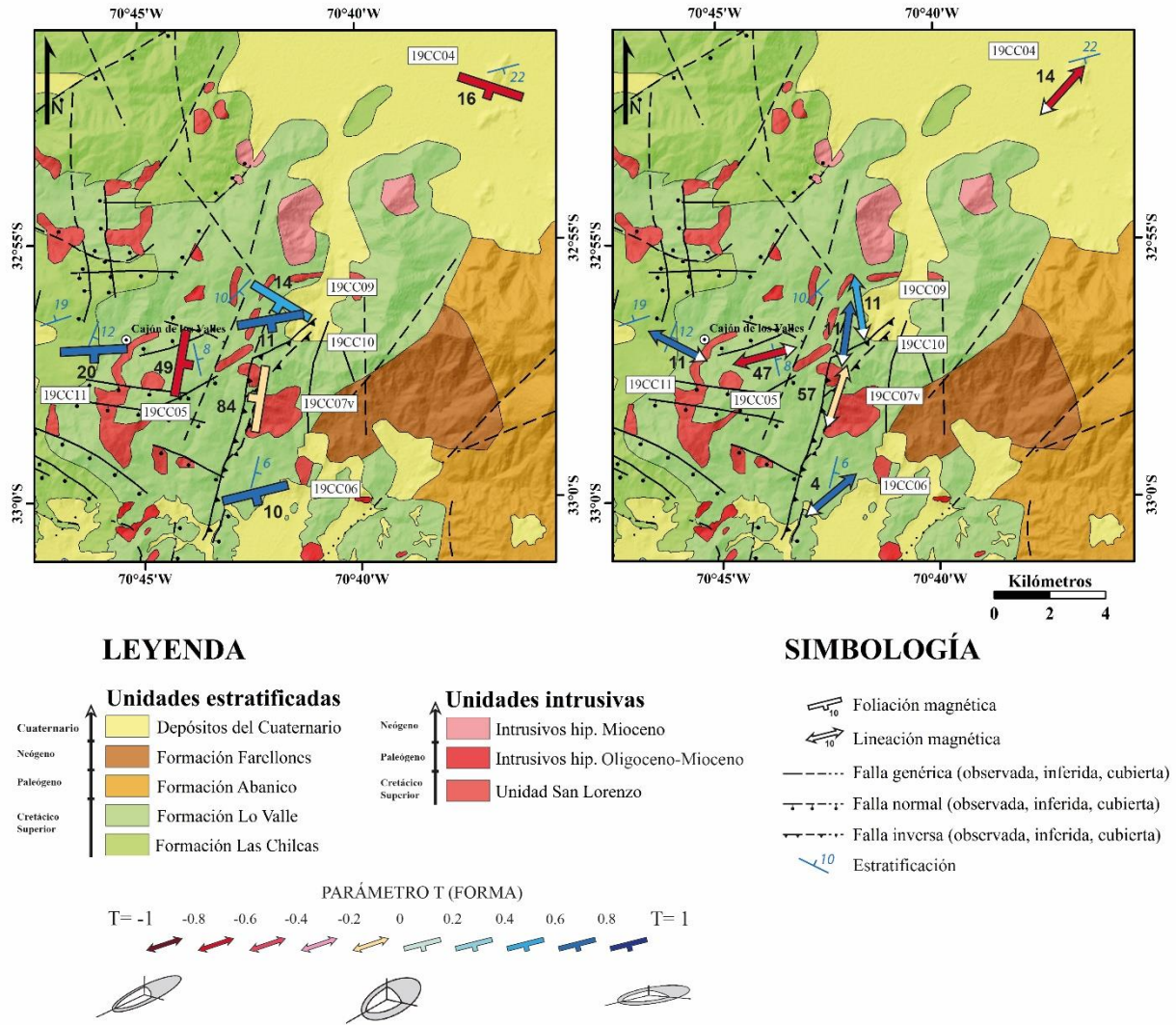


Figura 6.7. Foliaciones y lineaciones magnéticas sector Cajón de Los Valles. Los símbolos de foliación y lineación se encuentran acompañados del valor de manteo y buzamiento, respectivamente. Buzamiento en sentido de la flecha blanca.

6.5 Relación de la fábrica magnética con la estratificación y estructuras

El rumbo promedio de la lineación magnética de la Formación Lo Valle difiere 22° del rumbo regional de las estructuras de la zona de estudio y 23° del rumbo regional de la estratificación de la misma formación (Figura 6.8a). En el caso análogo de la Formación Las Chilcas, las diferencias son de 8° y 9° , respectivamente (Figura 6.8b). Para el plutón Caleu la diferencia con el rumbo regional de las estructuras es de 15° (Figura 6.8c). Si bien en el plutón Caleu la mayoría de los datos son oblatos, por lo general el rumbo de la lineación magnética coincide aproximadamente con el rumbo de la foliación magnética (Figura 6.6).

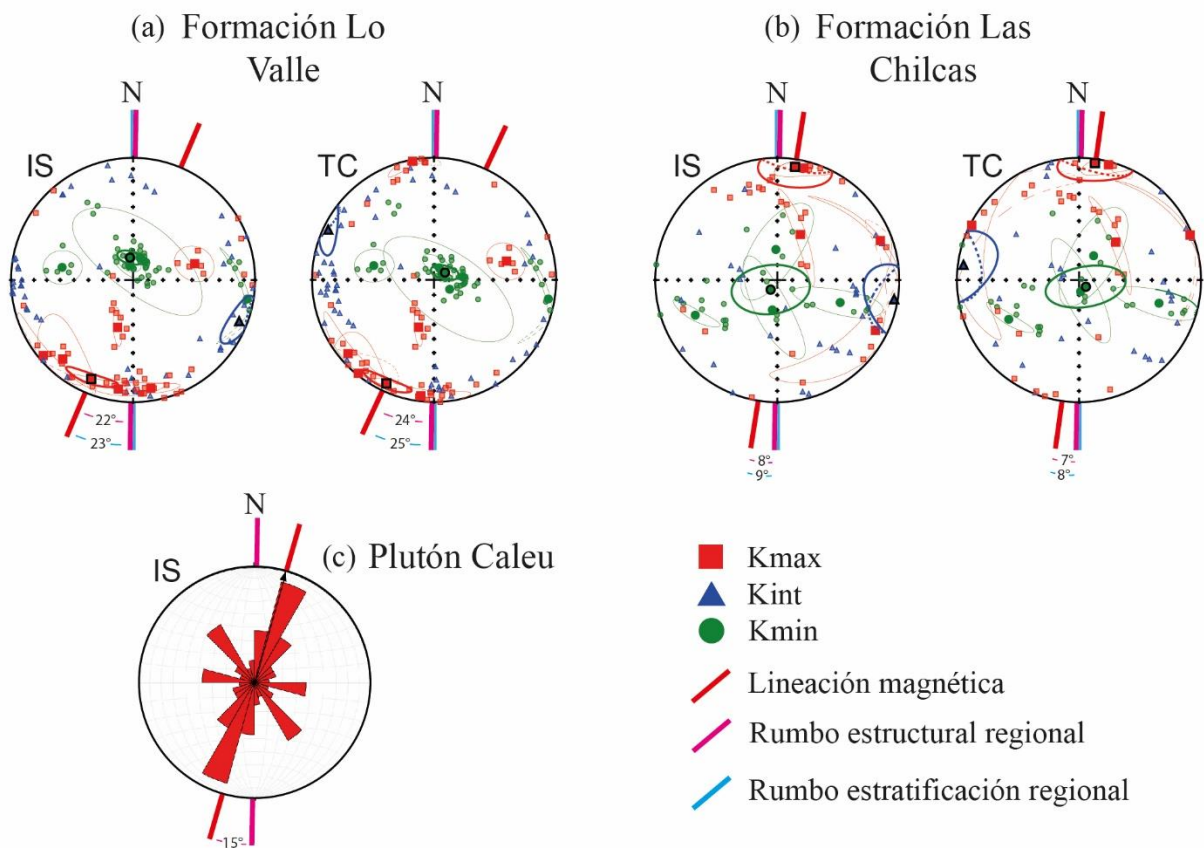


Figura 6.8. Relación de la lineación magnética con el rumbo de la estratificación regional y el rumbo de las estructuras de la zona (promedio regional de fallas, pliegues y lineamientos). IS: in situ; TC: corregido por manteo. Para las formaciones Lo Valle y Las Chilcas se plotearon los datos de especímenes ($n=50$ y $n=27$, respectivamente), mientras que para el plutón Caleu se utilizaron los promedios por sitio de Parada et al., (2005) y del presente estudio ($n=62$). Rumbo estructural regional: $N1^\circ E$; rumbo estratificación regional, ambas formaciones por separado: N-S. Nota: el sitio 19CC07v (Formación Lo Valle) no pudo ser corregido por manteo.

6.6 Progresión de la deformación en rocas sedimentarias y volcanoclásticas

El patrón que dibuja la fábrica magnética de la Formación Lo Valle, en particular la lineación (Figura 6.7), podría responder al desarrollo de deformación compresiva en la zona considerando lo mostrado en la Figura 2.5 (ver capítulo 2.4 del marco teórico y referencias en el mismo). Si bien el estudio de la progresión de la deformación se estudia mediante la AMS de rocas sedimentarias de grano fino en ambientes compresivos (e.g. Branellec et al., 2015; Weil & Yonkee, 2009; Frizon de Lamotte et al., 2002), en el presente estudio se hace extensivo a rocas volcanoclásticas a modo de prueba y debido a que comprenden la mayoría de los datos. Se adicionaron los datos de la Formación Las Chilcas ante la posibilidad de encontrar un patrón general para las unidades estratificadas del Cretácico tardío en cuanto a progresión de la deformación. Se incluyeron también los datos de la Formación Abanico para estudiar más en profundidad su fábrica magnética.

Si el patrón observado en la Formación Lo Valle tiene un origen tectónico, la fábrica magnética estaría registrando deformación compresiva incluso después del fin de la orogenia peruana, en torno a los 82 Ma (Boyce et al., 2020), tanto en rocas sedimentarias como volcanoclásticas.

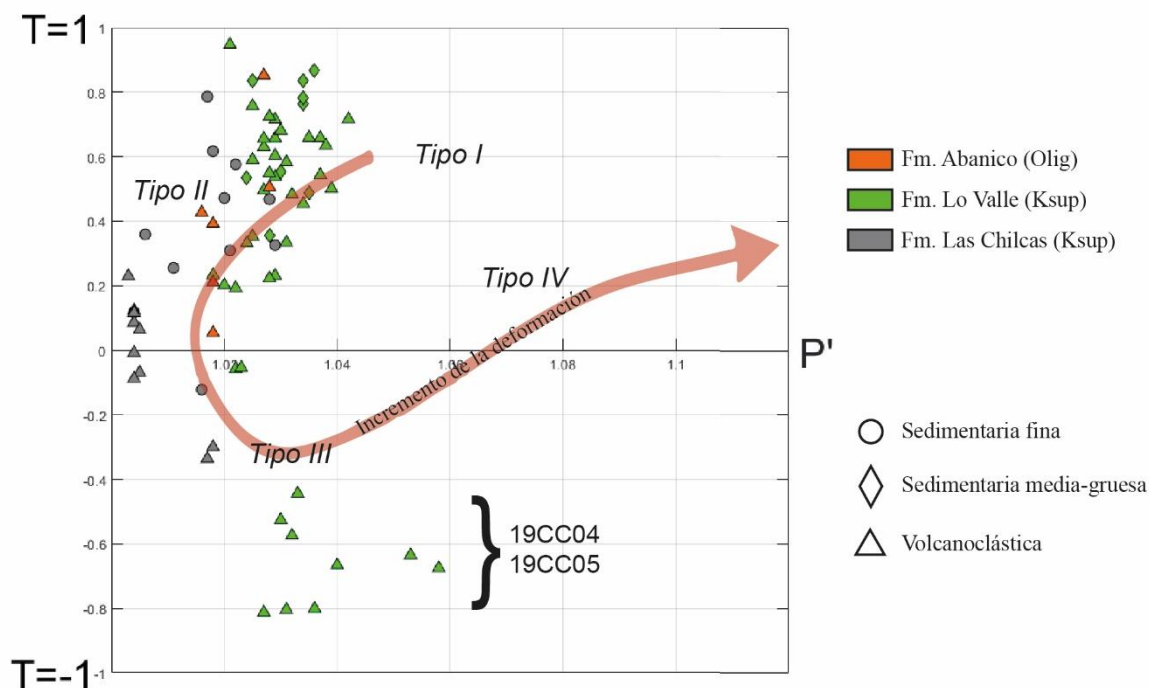


Figura 6.9. Gráfico P'-T. La flecha roja indica la evolución desde fábricas magnéticas sedimentarias hasta tectónicas, según Robion et al. (2007) y Branellec et al. (2015). I: fábrica sedimentaria; II-III: fábricas intermedias; IV+: fábricas tectónicas.

El análisis se realizó, en primer lugar, mediante un gráfico de Jelinek o 'P' vs T' (Figura 6.9). La fábrica magnética de las muestras sedimentarias es oblata (excepto una del sitio 19CC02), mientras que los grados de anisotropía son menores al 5.5%, resultando en datos agrupados en el campo de fábrica intermedia tipo II (Figura 6.9). La fábrica de las muestras volcanoclásticas es en general oblata, también en el campo de fábrica intermedia tipo II, a excepción de las muestras de los sitios 19CC04 y 19CC05, las cuales tienen fábrica prolata y se encuentran en el campo de fábrica intermedia tipo III (Figura 6.9).

En segundo lugar, se trabajó con la metodología de Robion et al. (2007), la cual se basa en la diferencia angular entre los polos de estratificación y foliación magnética para asignar un tipo de fábrica (Tabla 6.3). A los sitios sedimentarios se les asignó fábrica sedimentaria, salvo por el sitio 19CC11 (Tabla 6.3), al cual se le asignó fábrica intermedia a pesar de tener forma oblata (Figura 6.9). De los sitios volcanoclásticos, a 2 se les asignó fábrica sedimentaria, a 4 fábrica intermedia tipo III y al sitio 19CC07v fábrica tectónica (Tabla 6.3).

Tabla 6.3. Parámetros para aplicar metodología de Robion et al. (2007) y logaritmo natural de los vectores propios derivados del uso de estadística de Bingham. Estos valores luego se graficaron en la Figura 6.10. Los sitios de la Formación Abanico se muestran en naranja, Lo Valle en verde y Las Chilcas en gris. Ángulos entre 0°-15°: tipo I-II; 15°-75°: tipo III; >75°: tipo IV o más.

	Sitio	ρ/μ polo estrati. (S)	ρ/μ polo foliación (F)	delta S-F	Tipo de fábrica	Kmin	
						Ln(E1/E2)	Ln(E2/E3)
Sedimentarios	19CC02	200/77	190/70	7.5	I-II	1.528	1.291
	19CC06	284/84	346/80	8.9	I-II	3.082	1.645
	19CC11	292/78	357/70	18.3	III	1.801	1.317
Volcanoclásticos	19CC01	300/78	247/28	55.3	III	2.001	2.487
	19CC03	260/70	319/78	17.1	III	1.275	3.299
	19CC04	345/68	18/74	12.1	I-II	2.712	1.789
	19CC05	257/82	280/41	41.7	III	4.319	0.167
	19CC07v	308/80	99/6	87.2	IV+	0.820	4.691
	19CC09	313/74	31/76	18.8	III	4.173	1.125
	19CC10	314/80	350/79	6.5	I-II	4.263	0.816

En tercer y último lugar, se confeccionó un diagrama de Woodcock (Figura 6.10; explicación del gráfico en Anexo A). Según este, todos los sitios de la Formación Las Chilcas tienen fábrica intermedia, y de los 6 sitios de la Formación Lo Valle, 3 muestran fábrica sedimentaria, 2 fábrica intermedia y el sitio 19CC07v fábrica tectónica (Figura 6.10).

La Tabla 6.4 resume la asignación de tipo de fábrica según el método utilizado. Solo en el sitio 19CC10 coinciden todos los métodos de manera exacta.

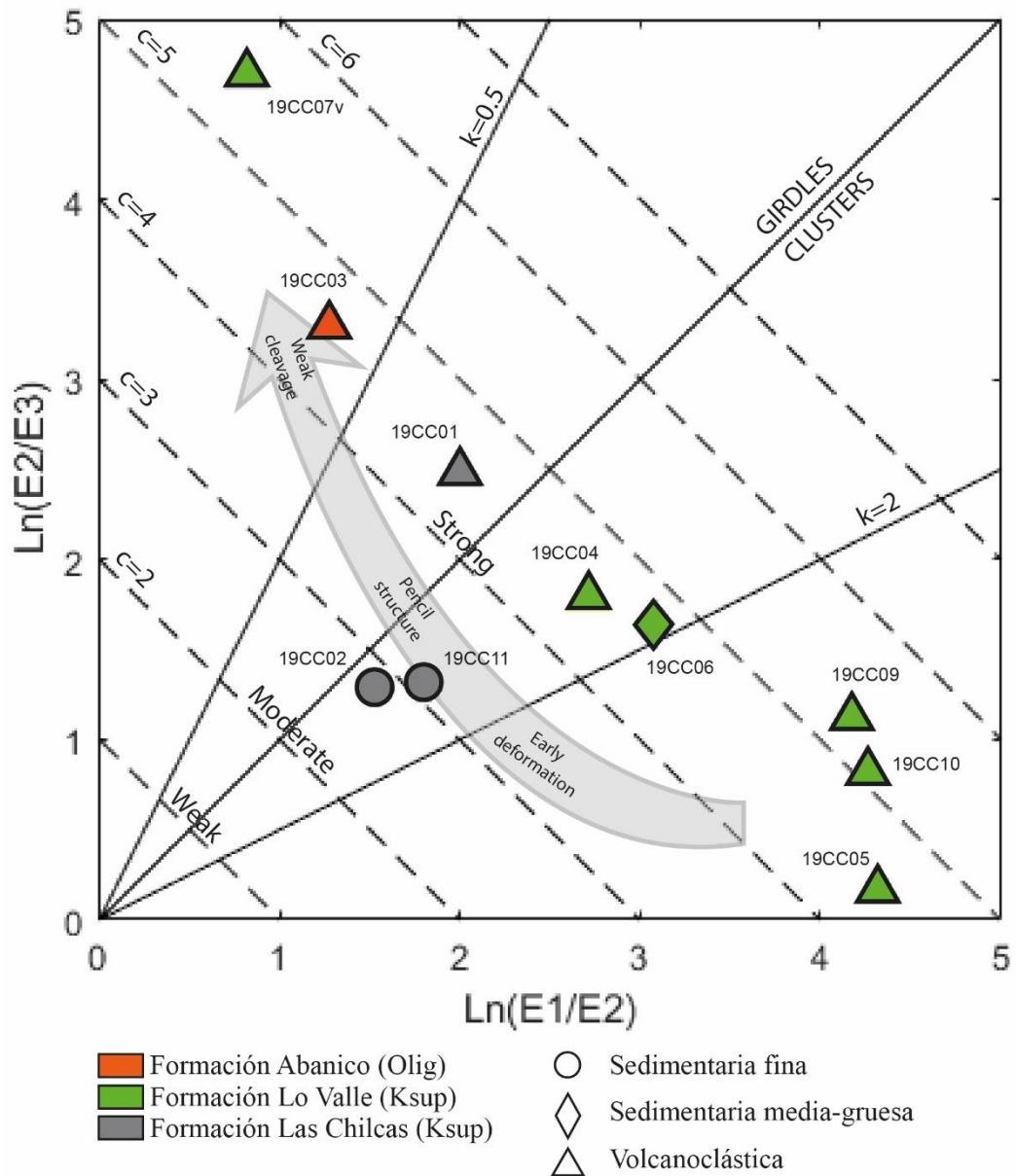


Figura 6.10. Diagrama de Woodcock.

Tabla 6.4. Tipo de fábrica magnética según método. Naranja: Formación Abanico; verde: Formación Lo Valle; gris: Formación Las Chilcas.

Método / Sitio	Sedimentarios			Volcanoclásticos						
	19CC02	19CC11	19CC06	19CC01	19CC04	19CC05	19CC07v	19CC09	19CC10	19CC03
P'-T	II	II	I-II	II-III	III	III	II	I-II	I-II	II
Robion	I-II	III	I-II	III	I-II	III	IV+	III	I-II	III
Woodcock	III	III	II-III	III	III	I-II	IV+	I-II	I-II	IV+

7 INTERPRETACIONES Y DISCUSIONES

7.1 Origen de la fábrica magnética

Considerando lo mencionado en los capítulos anteriores, se ha desarrollado una propuesta de origen de la fábrica magnética para las diferentes litologías de cada formación.

7.1.1 Cretácico Inferior: formaciones Lo Prado y Veta Negra

Se propone que en el borde suroccidental del plutón Caleu la fábrica magnética de la roca caja se adquirió durante el emplazamiento del cuerpo intrusivo, borrando la fábrica original, que probablemente registraba *strain* dentro de flujos de lava (ver capítulo 2.5.1 del marco teórico). El mecanismo de adquisición pudo ser por cristalización de fases ferromagnéticas canalizadas a través de la estructura NW y mostrando anisotropía de distribución (e.g. Payacán et al. (2014); ver capítulo 2.2.3 del marco teórico) en el sentido del flujo magmático (supuesto como subvertical). Sin embargo, se sugiere como escenario más probable que la inflación del plutón oblitera la fábrica a través de la deformación de la roca caja, como proponen Parada et al. (2005b).

7.1.2 Cretácico Superior temprano: Formación Las Chilcas

Diferentes métodos asignan fábricas de tipo I, II y III para los sitios sedimentarios 19CC02 y 19CC11 (Tabla 6.4). Es decir, la fábrica magnética podría estar registrando acortamiento tectónico ante esfuerzos compresivos de dirección E-W, agrupando Kmax en dirección N-S (Figura 6.8b), a la vez que disminuye la anisotropía, desde una fábrica oblata sedimentaria hacia una fábrica prolata intermedia o lineación tectónica (ver capítulo 2.4 del marco teórico).

Sin embargo, las lineaciones magnéticas de los sitios 19CC02 y 19CC11 no se condicen con la dirección propuesta de acortamiento porque son de rumbo NE y SE, respectivamente (figuras 6.5 y 6.7). Adicionalmente, no se condicen con la estratificación en cada caso, por lo que se descarta un origen tectónico para estas (ver pie de figura 2.5). Es más, como la fábrica de los dos sitios es oblata, tiene más sentido analizarla en términos de sus foliaciones magnéticas. En ambos casos son de rumbo E-W (figuras 6.5 y 6.7), por lo que se descarta que sean foliaciones de origen tectónico, ya que en ese caso sus rumbos de dispondrían de manera aproximada N-S. Finalmente, se propone que la fábrica magnética de los sitios 19CC02 y 19CC11 se adquirió durante la sedimentación.

De las discusiones para esta formación se desprende que el desarrollo de fábricas tipo II o III puede darse a partir de ejes Kmax agrupados probablemente por flujos sedimentarios. O bien, que los métodos empleados (capítulo 6.6) son sensibles al trabajar con anisotropías en general menores a 3%.

Se sugiere que la fábrica magnética del sitio volcanoclástico 19CC01 fue adquirida durante la depositación a partir de un flujo piroclástico. La dirección hacia la fuente está dada por la imbricación de la lineación magnética (ver capítulo 2.5.3 del marco teórico), es decir, dirección NE (Figura 6.5). Si la fábrica magnética del sitio volcánico 19CC12 es normal, la dirección y sentido del flujo de lava están dados por la imbricación de la lineación magnética con corrección de manteo (ver capítulo 2.5.1 del marco teórico). Es decir, la dirección es SSW-NNE, pero como la lineación magnética es subhorizontal, el sentido no es determinable con certeza (Figura 6.6b).

Considerando que la Formación Las Chilcas se depositó durante un período de inversión tectónica (Boyce et al., 2020), no se descarta que en otros sectores de la misma formación la fábrica magnética resulte ser tectónica. Se sugiere entonces, densificar los datos, midiendo la AMS al menos del sitio sedimentario 20CC03.

7.1.3 Cretácico Superior temprano: plutón Caleu

El manteo de la foliación magnética del sitio 19CC14 es similar al de los sitios aledaños (Figura 6.6a), mientras que la lineación muestra una orientación similar a las lineaciones de sitios cercanos de Parada et al. (2005b), dentro del plutón (Figura 6.6b). Es decir, la fábrica del sitio 19CC14 no entra en disputa con los datos de Parada et al. (2005b).

El manteo de la foliación magnética del sitio 19CC13 es muy similar al del sitio TZ_37, pero su orientación es perpendicular (Figura 6.6a), mientras que la lineación magnética es subparalela a la del sitio prolato GDZ_23 (Figura 6.6b). Se sugiere que lo aleatorio que se muestran las fábricas magnéticas responde a la cercanía con el límite entre las zonas gabrodiorítica y tonalítica (ver Parada et al., 2005b).

Múltiples trabajos de AMS en intrusivos concluyen que la fábrica magnética registra esfuerzos transpresivos durante el emplazamiento (Wilson & Grocott, 1999; Bouchez 2000; Archanjo et al., 2002), lo cual resulta en una tendencia o patrón de la lineación magnética vista en planta. Esto no es el caso del plutón Caleu, ya que la lineación magnética se muestra más bien aleatoria (Figura 6.6).

Payacán et al. (2014) interpretan que la fábrica magnética subvertical hacia los bordes del plutón La Gloria (Andes de Santiago) registra cizalle simple, mientras que en el centro (desde la base hasta el techo) la fábrica subhorizontal registra cizalle puro, concluyendo que la fábrica total registra convección dentro del reservorio. Este tampoco es el caso del plutón Caleu, ya que la fábrica se muestra subvertical tanto en los bordes de los diferentes pulsos como hacia el centro de estos (Figura 6.6). Cabe destacar que los minerales portadores de la señal magnética en ambos casos se encuentran como agregados asociados espacialmente a silicatos máficos y como inclusiones en silicatos (Parada et al. 2005b; Payacán et al., 2014).

Considerando que el emplazamiento y la exhumación del plutón Caleu ocurrieron en un contexto compresivo (Parada et al., 2005a; Morata et al., 2005; Boyce et al., 2020), se propone que la fábrica magnética registra el emplazamiento del plutón siguiendo la geometría de la falla inversa Los Perros que limita al plutón hacia el este (Boyce et al., 2020), evidenciando el flujo magmático vertical que se ve favorecido por el *stress* E-W que ejerce el cabalgamiento, flujo cuyo sentido es ascendente debido a la menor presión existente hacia el techo (Figura 7.1). De esta forma, el emplazamiento habría sido coetáneo al principal basculamiento de las unidades estratificadas que

intruye. La declinación media de 15° de la lineación magnética (Figura 6.8c) indica que los contactos entre diferentes pulsos podrían estar controlados por la arquitectura propia de las rocas hospedantes y diques alimentadores, y no necesariamente por la estructura regional N-S.

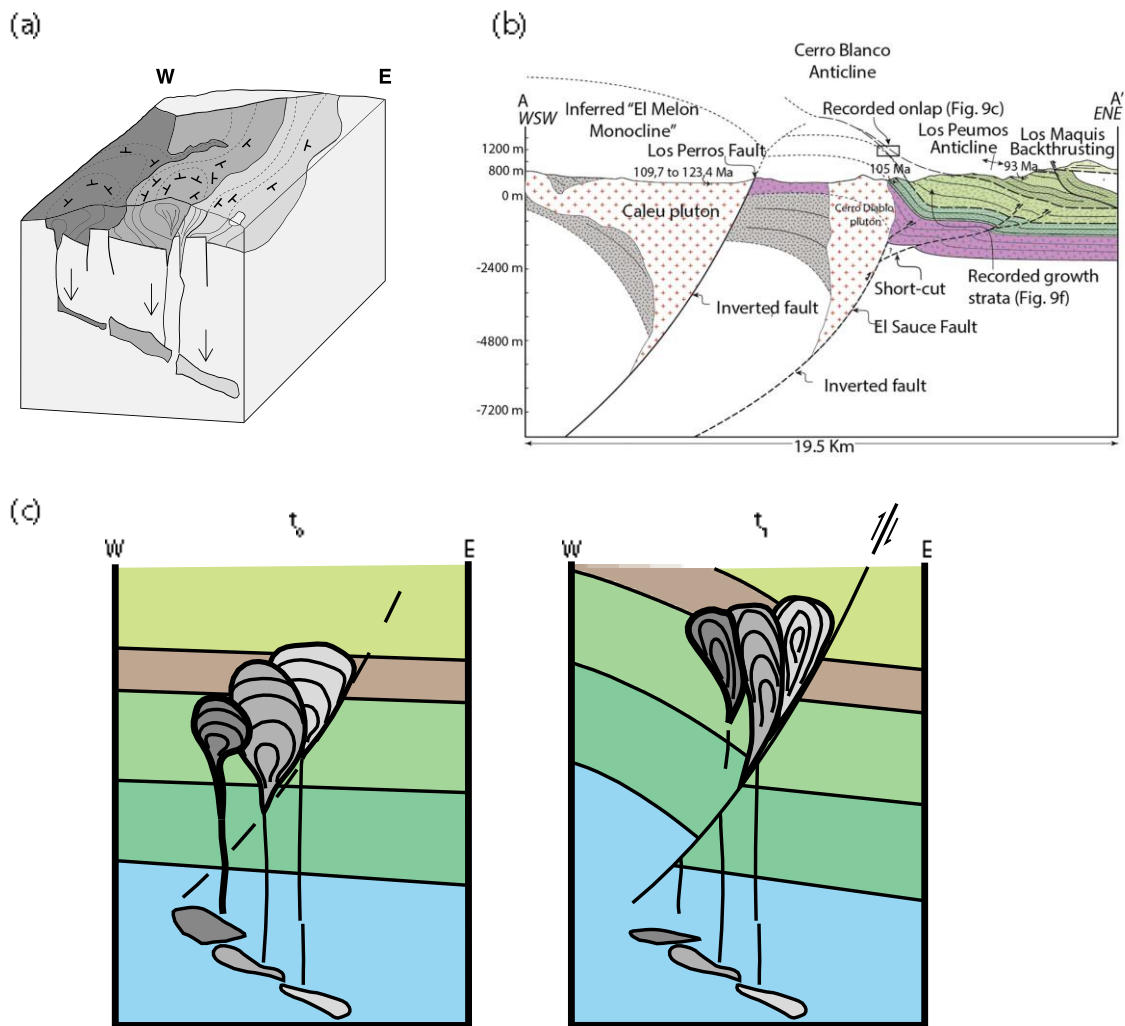


Figura 7.1. Modelo conceptual de emplazamiento syntectónico del plutón Caleu. (a) Configuración actual del plutón, tomado de Parada et al. (2005b). (b) Modelo estructural de Boyce et al. (2020) en sección transversal al norte del Valle del Aconcagua. Traza A-A' en Figura 7.3. Tomado de Boyce et al. (2020). (c) Esquema del mecanismo propuesto para la adquisición de la fábrica magnética subvertical del plutón Caleu en un contexto de inversión tectónica, tomando en consideración los esquemas (a) y (b).

7.1.4 Cretácico Superior tardío: Formación Lo Valle

En el sector Cajón de Los Valles, las lineaciones magnéticas de los sitios volcanoclásticos 19CC04, 19CC07v, 19CC09 y 19CC10 forman un patrón de dirección aproximada NE-SW, mientras que la lineación del sitio 19CC05, también volcanoclástico, es de dirección ENE-WSW, interrumpiendo el patrón (Figura 6.7). Coincidentemente, la lineación del sitio sedimentario 19CC06 se alinea con el patrón (Figura 6.7).

Los parámetros escalares de los sitios del sector (capítulo 6.4.3 de resultados) se corresponden con valores típicos de rocas volcanoclásticas, rocas en las cuales comúnmente se interpretan direcciones hacia la fuente del material (ver capítulo 2.5.3 del marco teórico). Por su parte, la tendencia NE descrita difiere en 23° y 25° con la estratificación (Figura 6.8a, IS y TC, respectivamente), por lo que no tendría un origen tectónico (ver pie de Figura 2.5).

A lo anterior se suma que el análisis de la progresión de la deformación (capítulo 6.6 de resultados) no arrojó coincidencias claras para los sitios de esta formación (ver Tabla 6.4), siendo el caso más icónico el sitio 19CC07v, para el cual el diagrama P'-T arrojó fábrica tipo II (Figura 6.9), mientras que la metodología de Robion et al. (2007) y el diagrama de Woodcock arrojaron fábrica tipo IV+ (Tabla 6.3 y Figura 6.10, respectivamente). De esto último se desprende que los métodos utilizados para visualizar la progresión de la deformación en rocas sedimentarias de grano fino no son extensibles a rocas volcanoclásticas.

Considerando lo anterior, se propone que la fábrica se adquirió durante la depositación a partir de flujos piroclásticos, cuya fuente, considerando la imbricación de la lineación magnética corregida por manto (ver capítulo 2.5.3 del marco teórico), se encuentra hacia el SW (Figura 6.7).

Finalmente, la fábrica magnética del sitio sedimentario 19CC06 es sedimentaria, con una marcada forma oblata horizontal (figuras 6.4 y 6.7) y asignación de tipo I o II según diagrama P'-T (Figura 6.9).

7.1.5 Oligoceno: Formación Abanico

La fábrica magnética del sitio volcanoclástico 19CC03 (Figura 6.5) refleja una depositación más bien aleatoria de material piroclástico, lo que deriva en parámetros escalares muy bajos respecto del resto de los sitios del estudio (Tabla 6.2). La localización de la fuente del material no es determinable en base al único dato.

7.2 Diferencias entre fábrica magnética de unidades estratificadas e intrusivas

En las unidades estratificadas la fábrica magnética muestra una actitud diferente a la estratificación. En general es subhorizontal, salvo por dos sitios en que las lineaciones buzcan entre 45° y 60° (Figura 7.2). Esto se debe a que registra flujos piroclásticos, de lava, o sedimentarios (Figura 7.3), es decir, procesos deposicionales independientes de la deformación regional.

En el plutón Caleu la fábrica magnética se muestra subvertical (Figura 7.2), registrando el emplazamiento, el cual, por la disposición geográfica del plutón, estaría en directa relación con la estructura regional que lo limita hacia el este (Figura 7.3).

En resumen, la fábrica magnética presente en las unidades estratificadas del Cretácico tardío difiere de aquella de las unidades intrusivas contemporáneas. Es más, ambas difieren del resultado esperado (Figura 7.2), el cual estipulaba que la fábrica magnética en ambas unidades adopta una geometría antiformal (homoclinal con manteo hacia el este en el limbo oriental) en función del desarrollo del prisma basal.

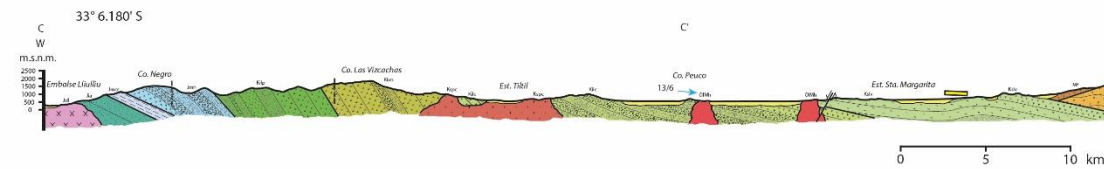
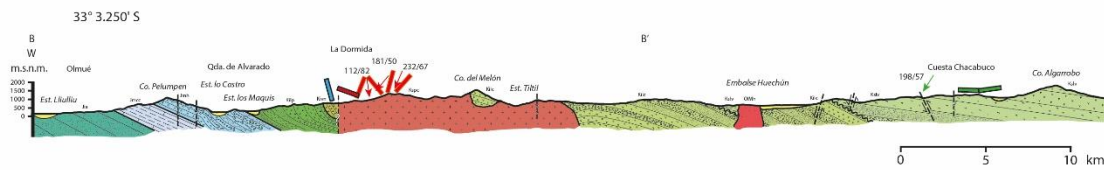
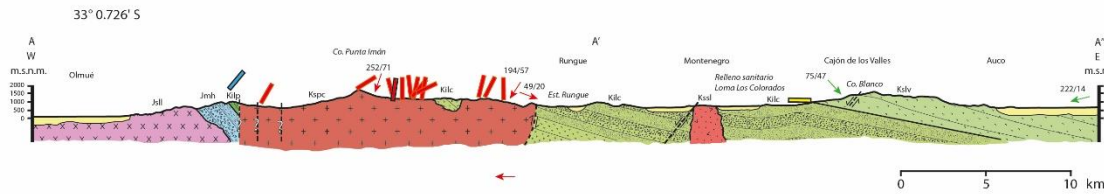
El metamorfismo regional que sufrieron las rocas estudiadas es no deformativo y de muy bajo grado (Levi et al., 1989; Morata et al., 2005). Se han calculado condiciones P-T de $\approx 250\text{-}300^\circ\text{C}$ y ≤ 3 kbar (ca. 10 km de profundidad) para la facies metamórfica prehnita-pumpellita, la cual está ampliamente presente en la Formación Veta Negra. Los minerales metamórficos aparecen como pseudomorfos de minerales primarios, como reemplazo de masa fundamental y rellenando amígdalas (Morata et al., 2005). Se interpreta, entonces, que las rocas estratificadas estudiadas no alcanzaron la profundidad (temperatura) necesaria para que sus minerales se vean alterados o deformados, al punto de que adopten un ordenamiento preferencial conforme con la geometría del prisma basal y la fábrica magnética pierda el registro original. La razón de la ausencia de la impronta del prisma basal en el plutón Caleu radica en el emplazamiento relacionado al evento de inversión tectónica (ver Figura 7.2).

Es decir, al menos para el intervalo de tiempo estudiado, la deformación que puede ser atribuida al efecto del crecimiento del prisma basal se limita, en un primer orden, al basculamiento de las unidades que tiene sobre sí.

A partir de lo anterior, se plantea la posibilidad de que el resultado esperado pueda ser observado dentro del material acrecionado más que en el *structural-lid*, lo cual en la zona de estudio podría corresponder a las unidades plutono-metamórficas que afloran en las proximidades de la línea de costa (ver marco geológico), donde se estima que se ubicaba la proyección del ‘*S-point*’ durante el Cretácico Superior dada su coincidencia con la zona axial del antiformal de la Cordillera de la Costa (ver Figura 1.1). Estudios de AMS en diques y granitoides jurásicos que afloran en la línea de costa, muestran que la fábrica magnética en granitoides es vertical y registra emplazamiento syntectónico en dos etapas, primero una sinistral transtensiva y una segunda sinistral transpresiva (Creixell et al., 2006, 2011). Los mismos estudios de AMS, indican que diques del Cretácico temprano fueron emplazados a lo largo de estructuras normales de rumbos NE y NW, lo que sería un indicador indirecto del desarrollo del prisma basal y un consecuente efecto de extensión sobre él.

De esta manera, se estima como poco probable que la AMS en zonas de predominancia de rocas plutónicas sea una metodología fructífera para estudiar de manera directa ciertos rasgos estructurales que implican la evolución de complejos de subducción.

Resultados obtenidos:



LEYENDA

Unidades estratificadas

- | | |
|----------------------|---------------------------|
| Cuaternario | Juh: Fm. Horqueta |
| Mf: Fm. Farellones | Juc: Fm. Cerro Calera |
| OIM: Fm. Abasco | Ja: Fm. Ajial |
| Kslv: Fm. Lo Valle | OIMi: Intrusivo hipabisal |
| Kil: Fm. Las Chilcas | Ksl: Unidad San Lorenzo |
| Kiva: Fm. Veta Negra | |
| Kilp: Fm. Lo Prado | |

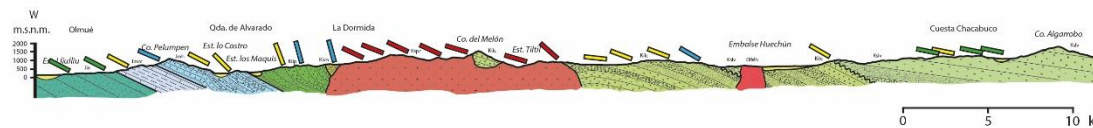
Unidades intrusivas

- | |
|----------------------|
| Kspc: Peña Calcu |
| Jsl: Unidad Lihulilú |

SIMBOLOGÍA

- | | |
|--|--|
| Arenisca conglomerádica volcanoclastica | Lava ácida |
| Arenisca, linoilita volcanoclastica y caliza | Lava básica |
| Arenisca y linoilita subordinada, brecha volcanoclastica | Gabrodiorita, granodiorita, monzodiorita y monzogranito |
| Brecha volcanoclastica | Gabro, diorita, basalto y andesita-basáltica |
| Tolu | Monzogranito y granodiorita, o leucotonalita y leucogranodiorita |
| Conglomerado | Porfido diorítico a andesítico |
| Arenisca | Discordancia angular |
| Linoilita | Falla con cinemática conocida, manto desconocido |
| | Cinemática de falla desconocida |

Resultados generalizados esperados:



- | Plano de foliación magnética | Lineación magnética real | Tipo de roca |
|------------------------------|--------------------------|----------------------------------|
| | | Intrusiva (Parada et al., 2005b) |
| | | Intrusiva (este estudio) |
| | | Volcánica |
| | | Volcanoclastica |
| | | Sedimentaria |

Figura 7.2. Secciones geológicas esquemáticas según trazas en Figura 4.2. Manteos calculados mediante la fórmula $tg(\mu_a) = \cos(\alpha) tg(\mu_r)$, donde α es el ángulo entre el *dipdir* real y la traza del perfil, μ_a el manteo aparente y μ_r el manteo real. Con el objetivo de no acentuar la discordancia angular entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, el parámetro α es el mismo entre los tramos A-A' y A'-A" (análogo en secciones B y C). Las lineaciones magnéticas se encuentran acompañadas de los valores reales de declinación e inclinación y el buzamiento es el real (inclinación).

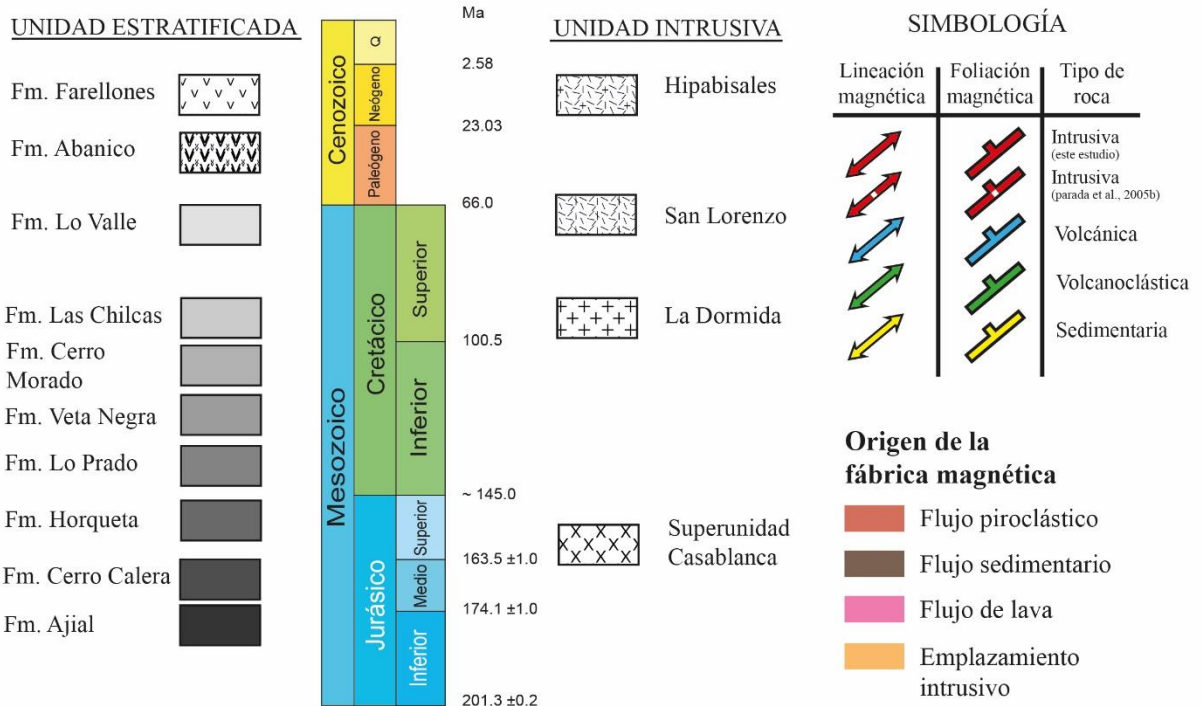
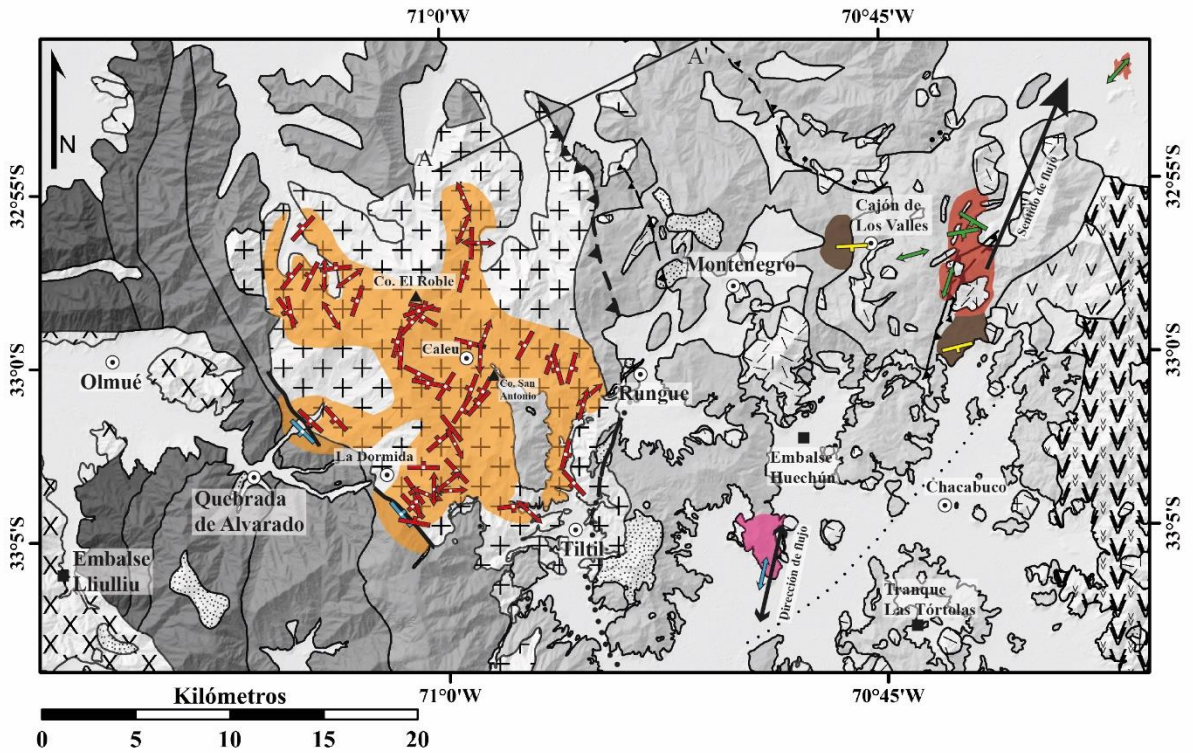


Figura 7.3. Resumen de propuestas de origen de fábrica magnética. Se indica la dirección de un flujo de lava interpretado en la Formación Las Chilcas, y tanto la dirección como el sentido del posible flujo (o flujos) piroclástico que originó las tobas estudiadas de la Formación Lo Valle. A-A' es la traza del perfil de la Figura 7.1b. Escala original 1:300.000.

8 CONCLUSIONES

En la Formación Las Chilcas la fábrica magnética es principalmente sedimentaria (sensu Robion et al., 2007) y subhorizontal. En un caso registra flujo de lava en dirección NNE-SSW.

En la Formación Lo Valle la fábrica magnética, que se muestra principalmente subhorizontal, registra el flujo de material volcanoclástico desde una fuente ubicada hacia el SW del sector Cajón de Los Valles, cuya dirección de aporte por lo tanto sería en sentido NE. A partir del análisis de la AMS en esta formación, se establece que los métodos para estudiar la progresión de la deformación en rocas sedimentarias de grano fino no son extensibles a rocas volcanoclásticas.

La fábrica magnética de las unidades estratificadas del Cretácico tardío no guarda relación con la estratificación y estructuras regionales, es decir, con la deformación regional. En contraparte, registra procesos propios de la depositación.

Para el plutón Caleu se propone que la fábrica magnética subvertical registra el mecanismo de emplazamiento, el cual consiste en un ascenso vertical de magma en un contexto de inversión tectónica durante el Cretácico tardío. Esfuerzos compresivos E-W generaron estiramiento del plutón en la vertical, el cual se acomodó según la geometría de la estructura inversa regional N-S que lo pone en contacto con las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas hacia el este. El emplazamiento habría sido coetáneo al basculamiento principal de las unidades estratificadas que intruye.

Se sugiere que hacia el límite suroccidental del plutón Caleu, la fábrica magnética original de las muestras de roca caja (Cretácico temprano) fue borrada por efecto de la intrusión, probablemente a través de deformación durante el emplazamiento, resultando en foliaciones magnéticas verticales y de rumbo NW, imitando la actitud de la estructura que pone en contacto al plutón con la roca hospedante.

La fábrica magnética de las unidades estratificadas difiere de aquella de las unidades intrusivas, a la vez que ambas difieren del resultado esperado. Se estima que la deformación que genera el prisma de acreción basal sobre el *structural-lid*, en un primer orden, se restringe al basculamiento de las unidades sobreyacentes y no es suficiente como para sobrescribir la fábrica primaria, depositacional en el caso de rocas estratificadas, y de emplazamiento en rocas plutónicas.

El estudio significa un aporte a la comprensión de la deformación en la zona, acotando los alcances de la deformación producto de la acreción basal y descartando que esta genere un estiramiento mineral que sea visible a través de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS). Sin embargo, el uso de la AMS como método para estudiar directamente la geología estructural en zonas de predominancia de rocas plutónicas se proyecta como no auspicioso.

Se recomienda completar las mediciones de AMS (sitios 20CC) y llevar a cabo experimentos termomagnéticos en sitios representativos para determinar las fases ferromagnéticas presentes, mejorando la calidad de las interpretaciones.

BIBLIOGRAFÍA

Äberg, G., Aguirre, L., Levi, B., and Nyström, J. O., 1984. Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: An example from the early Cretaceous of central Chile, in Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., eds., *Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*: Geological Society of London Special Publication 16, p. 185–193.

Aguirre, L., Féraud, G., Morata, D., Vergara, M. and Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. *Tectonophysics*, 313, 433-447.

Aliste, N., Pérez, E., Carter, W., 1960. Definición y edad de la Formación Patagua, Provincia de Aconcagua. *Minerales*, Instituto de Ingenieros de Minas de Chile, año 15, No. 71, p. 40-51. Santiago.

Amante, C. and B.W. Eakins, 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. doi:10.7289/V5C8276M [descargado el 13/10/2020].

Archanjo, C. J., Araujo, M. G. S. & Launeau, P. 2002. Fabric of the Rio Ceará-Mirim mafic dike swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. *Journal of Geophysical Research*, 107 (B3). <https://doi.org/10.1029/2001JB000268>.

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 (3): 419-437. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a02>.

Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., Fullsack, P., 1996. Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)0242.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)0242.3.CO;2).

Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñán, S., De Pascale, G.P., Reichert, C., Díaz-Naveas, J., Cornejo, N., 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (~29–33°S). *Basin Res.* <https://doi.org/10.1111/bre.12205>.

Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3). doi:10.1029/2001gc000252.

Borradaile, G. J., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics*, 156, 1-20.

Borradaile, G.J., 2003. *Statistics of Earth Science Data*. Springer-Verlag, 351 pp.

Borradaile, G. J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49-93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X).

Borradaile, G.J., Jackson, M., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martín-Hernandez, F., Lünenburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabrics*. Geological Society of London Spec. Publ. No, 238, pp. 299e360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>.

Borradaile, G. J., Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). *Journal of Structural Geology* 32, 1519-1551. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.09.006>.

Borradaile, G., Keeler, W., Alford, C., & Sarvas, P., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility of some metamorphic minerals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 48(1-2), 161–166. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(87\)90119-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(87)90119-1).

- Borradaile, G. J., Werner, T., 1994. Magnetic anisotropy of some phyllosilicates. *Tectonophysics*, 235(3), 223–248. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90196-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90196-1).
- Bouchez, J.L., 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: Bouchez, J.L. et al. (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer, Rotterdam, pp. 95-112.
- Bouchez, J. L., 2002. Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites. *Earth and Planetary Science Letters*, 330, 1-14.
- Boyce, D., 2015. Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el cretácico medio - tardío: El registro estructural y sedimentario en la formación Las Chilcas (tesis de magíster). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago, Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/136442>.
- Boyce, D., Charrier, R., & Farías, M., 2020. The first Andean compressive tectonic phase: Sedimentologic and structural analysis of mid-Cretaceous deposits in the Coastal Cordillera, Central Chile (32°50'S). *Tectonics*, 39, e2019TC005825. <https://doi.org/10.1029/2019TC005825>.
- Branellec, M., Callot, J.-P., Aubourg, C., Nivière, B., Ringenbach, J.-C., 2015. Matrix deformation in a basement-involved fold-and-thrust-belt: A case study in the central Andes, Malargüe (Argentina). *Tectonophysics* 658, 186-205. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.022>.
- Bravo, P., 2001. Geología del borde oriental de la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Butler, R.F. 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, MA. 319 p.
- Camus, F., Boric, P., Skewes, M. A., 1986. El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 28-29, p. 95-101.
- Cañón-Tapia, E., 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: A historical account. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 205–225. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.14>.
- Carter, W. D., 1963. Unconformity marking the Jurassic-Cretaceous boundary in the La Ligua area, Aconcagua Province, Chile: U.S. Geological Survey Professional Paper 450-E, p. E61–E63.
- Carter, W. D., Pérez, E., and Aliste, N., 1961. Definition and age of Patagua Formation, Province of Aconcagua, Chile: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 45, p. 1892–1896.
- Carter, W. D. y Aliste, N., 1962. Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle, Aconcagua province: Informe Inédito, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- Carter, W. D., and Aliste, N., 1961–1963, Geology and ore deposits of the Nilhue, El Melón, La Ligua, and San Lorenzo quadrangles, Aconcagua and Valparaíso provinces, Chile: Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas [four unpublished reports with maps, scale 1:50 000].
- Chadima, M. *Magnetic Anisotropy of Rocks*, Institute of Geology, ASCR, v.v.i., Prague, Czech Republic [Diapositivas]. Recuperado de https://www.agico.com/downloads/documents/agicoprints/ams_rocks_pres.pdf
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile: *The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, p. 21-114.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F. y Sagripanti, L., 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina): *Geological Society, London, Special Publications*, v. 399, p. SP399. 20. <https://doi.org/10.1144/SP399.20>.

- Comte, D., Farias, M., Roecker, S., Russo, R., 2019. The nature of the subduction wedge in an erosive margin: Insights from the analysis of aftershocks of the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake beneath the Chilean Coastal Range. *Earth and Planetary Science Letters* 520, 50-62. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.033>.
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F. y Hervé, M., 1976, Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile: Congreso Geológico Chileno, 1976, p. F213-F222.
- Corvalán, J., and Dávila, A., 1964. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito: *Sociedad Geológica de Chile Resúmenes*, v. 9, p. 1-4.
- Corvalán, J., Munizaga, F., 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín, No. 28, 40 p. (Corvalán, J., Dávila, A. 1963-1964).
- Creixell, C., Parada, M. Á., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., & de Arce, C. P. (2006). Syntectonic emplacement of the Middle Jurassic Concón Mafic Dike Swarm, Coastal Range, central Chile (33° S). *Tectonophysics*, 425(1-4), 101-122. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.07.005>.
- Creixell, C., Parada, M.A., Morata, D., Vásquez, P., Pérez de Arce, C., Arriagada, C., 2011. Middle-Late Jurassic to Early Cretaceous transtension and transpression during arc building in Central Chile: evidence from mafic dike swarms. *Andean Geology* 38(1) 37-63.
- Dekkers, M. J., 1988. Some rockmagnetic parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. Thesis, 231 pp., Univ. of Utrecht, Utrecht, Netherlands.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., 2010. «Geologically current plate motions». *Geophysical Journal International* 181(1), 1-80. ISSN 0956540X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.
- Drake, R., Curtis, G., Vergara, M., 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes, latitude 33°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, No. 3, p. 285-295.
- Dunlop, D. J., 1971. Magnetic properties of fine particle hematite. *Ann. Geophys.*, 27, 269-293.
- Estay, J., 2019. Tectónica active en el borde occidental de la Cordillera Principal de Chile Central (29°-36°S) (tesis de magíster). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Santiago, Chile. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/170612>.
- Farias, 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, TC1005. <https://doi.org/10.1029/2006TC002046>.
- Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G. y 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*, v. 50, p. 12-26. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.11.007>.
- Ferré, E. C., Bordarier, C., & Marsh, J. S., 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics*, 354(1-2), 1-23. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00273-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00273-1).
- Flinn, D., 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 118, 385e433. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.118.1.0385>.
- 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. Tesis de Magister en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.

- Friederic, D., 1995. Gefügeuntersuchungen an Amphiboliten der Böhmisches Masse unter besonderer Berücksichtigung der magnetischen Suszeptibilität. *Geotektonische Forsch.*, 82: 1-118.
- Frizon de Lamotte, D., Souqué, C., Grelaud, S., Robion, P., 2002. Early record of tectonic magnetic fabric during inversion of a sedimentary basin. Short review and examples from the Corbières transfer zone (France). *Bull. Soc. géol. France* 173 (5), 461-469. <https://doi.org/10.2113/173.5.461>.
- Gallego, A., 1994. Paleoambiente y mecanismos de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Región Metropolitana.
- Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, Á. y Yáñez, G., 1994. Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W: VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1994a.
- Gana, P., Wall, R. y Gutiérrez, Á., 1996. Mapa geológico del área Valparaíso - Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, escala 1:100.000, 1: Mapas Geológicos, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Gana, P. y Tosdal, R. M., 1996, Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile: *Andean Geology*, v. 23, p. 151-164. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV23n2-a04>.
- Gana, P. y Wall, R., 1997, Evidencias geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33° 30'S): *Andean Geology*, v. 24, p. 145-163.
- Gana, P. y Zentilli, M., 2000, Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central: *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, 2000, p. 664-668.
- Geoffroy, L. Callot, J. P., 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. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2002.00412.x>.
- Ghidella, M. E., L. A. Lawver, and L. M. Gahagan, 2007. Break-up of Gondwana and opening of the South Atlantic: review of existing plate tectonic models, in *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES*, edited by A. K. Cooper and C. R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 055, 5 p.; doi: 10.3133/of2007-1047.srp055.
- Giordano, G., Porreca, M., Musacchio, P., & Mattei, M., 2008. The Holocene Secche di Lazzaro phreatomagmatic succession (Stromboli, Italy): evidence of pyroclastic density current origin deduced by facies analysis and AMS flow directions. *Bulletin of Volcanology*, 70(10), 1221–1236. doi:10.1007/s00445-008-0198-x.
- Girdler, R. W., 1961. The Measurement and Computation of Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks. *Geophysical Journal International*, 5(1), 34–44. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02927.x>.
- Godoy, E., 1982. Geología del área de Montenegro, Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana. El problema de la Formación Lo Valle. *Actas 2do Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 1, A124–A146.
- Godoy, E., 2015. Las fallas Pocuro y Ramón-Damas, estructuras secuenciales sin conexión espacial. 15° Congreso Geológico chileno.
- Godoy, E., Loske, W., 1988. Tectonismo synplutónico de dioritas jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la 'Fase Quintay'. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 15, No. 2, p. 119-128. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV15n2-a02>.
- Hargraves, R. B., Johnson, D., & Chan, C. Y., 1991. Distribution anisotropy: The cause of AMS in igneous rocks? *Geophysical Research Letters*, 18(12), 2193–2196. <https://doi.org/10.1029/91GL01777>.

- Hedley, I. G., 1971. The weak ferromagnetism of goethite (αFeOOH). *Z. Geophys.*, 37, 409-420.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. y Drake, R., 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 185-194.
- Hillhouse, J. W., & Wells, R. E., 1991. Magnetic fabric, flow directions, and source area of the Lower Miocene Peach Springs Tuff in Arizona, California, and Nevada. *Journal of Geophysical Research*, 96(B7), 12443. doi:10.1029/90jb02257.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Surveys* 5, 37e82.
- Hrouda, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite, *Stud. Geophys. Geod.*, 30, 39-43.
- Hrouda, F., Kahan, S., 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High tatra Mountains, N. Slovakia. *Journal of Structural Geology*, 13, 431-442. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(91\)90016-C](https://doi.org/10.1016/0191-8141(91)90016-C).
- Ihmlé, P. F., Hirt, A. M., Lowrie, W., & Dietrich, D., 1989. Inverse magnetic fabric in deformed limestones of the Morcles Nappe, Switzerland. *Geophysical Research Letters*, 16(12), 1383–1386. <https://doi.org/10.1029/GL016i012p01383>.
- Jelínek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, T63eT67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4).
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. A. & Allmendinger, R. W. 1983. Mountain building model: the Central Andes. *Episodes*, 1983, 20–26.
- 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(1), 67. <https://doi.org/10.1130/B25431.1>.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?, *Geology*, 17(4), 324-328. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0324:LPTJSM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0324:LPTJSM>2.3.CO;2).
- Knight, M. D. & Walker, G. P. L., 1988. Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research*, 93, 4301-4319. <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04301>.
- Larson, R. L., 1991, Latest pulse of Earth: Evidence for a mid- Cretaceous superplume: *Geology*, v. 19, p. 547–550. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0547:LPOEEF>2.3.CO;2).
- Laursen, J., Scholl, D. W., & von Huene, R., 2002. Neotectonic deformation of the central Chile margin: Deepwater forearc basin formation in response to hot spot ridge and seamount subduction. *Tectonics*, 21(5), 2–1–2–27. <https://doi.org/10.1029/2001TC901023>.
- Le Pennec JL, Chen Y, Ciot H, Froger JL, Gourgaud A (1998) Interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility fabric of ignimbrites in terms of kinematic and sedimentological mechanisms: an anatolian case study. *Earth Planet Sci Lett* 157:105– 127. DOI 10.1016/S0012-821x(97)00215-X.
- Levi, B., 1968. Cretaceous volcanic rocks from a part of the Coast Range west from Santiago, Chile: A study in lithological variation and burial metamorphism in the Andean Geosyncline [Ph.D. thesis]: Berkeley, University of California, Department of Geology, 113 p.

- Levi, B., Aguirre, L., Nyström, J.O., Padilla, H. and Vergara, M., 1989. Low-grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 487-495.
- MacDonald, W. D., & Palmer, H. C., 1990. Flow directions in ash-flow tuffs: a comparison of geological and magnetic susceptibility measurements, Tshirege member (upper Bandelier Tuff), Valles caldera, New Mexico, USA. *Bulletin of Volcanology*, 53(1), 45–59. doi:10.1007/bf00680319.
- Maher, B. A., 1988. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. J.*, 94, 83-96. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb03429.x>.
- Martín-Hernández, F., Lüneburg, C. M., Aubourg, C., Jackson, M., 2004. Magnetic fabric: methods and applications – an introduction. Geological Society, London, Special Publications, 238, 1-7. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.01>.
- Molina, P. 2014. Geocronología y condiciones de cristalización de circones del Plutón Caleu: Evidencias de su prolongada evolución tardimagmática. Tesis de Magister en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G., Belmar, M., 2005. Geodynamic implications of the regional very low-grade metamorphism in the Lower Cretaceous of the Coastal Range in Central Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 531-534.
- Morata, D., Féraud, G., Schärer, U., Aguirre, L. y Belmar, L., 2006. A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile. 11° Congreso Geológico Chileno, 2006, p. 509-512.
- Morata, D., Varas, M.I., Higgins, M., Valencia, V., Verhoort, J., 2010. Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U-Pb geochronological constraints. In: South American Symposium on Isotope Geology, No. 7. Brasilia (Brasil).
- Moscoso, R., Padilla, H. & Rivano, S., 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, 52.
- Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*. Maruzen, Tokyo, 350 pp.
- Nasi, C. & Thiele, R. 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). *Revista Geológica de Chile* 16, 81–99.
- Nye, J.F., 1957. *The Physical Properties of Crystals*. Clarendon Press, Oxford, 322 pp.
- Owens, W.H., 2000a. Error estimates in the measurement of anisotropic magnetic susceptibility. *Geophysical Journal International* 142, 516e526.
- Palmer, H. C., MacDonald, W. D., Gromme, C. S., & Ellwood, B. B., 1996. Magnetic properties and emplacement of the Bishop tuff, California. *Bulletin of Volcanology*, 58(2-3), 101–116. doi:10.1007/s004450050129.
- Parada, M. A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D. y Larrondo, P., 2005b. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile. *Journal of the Geological Society*, v. 162, p. 273-287. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-173>.
- Parada, M. A., López-Escobar, L. et al., 2007. Andean magmatism. In: Moreno, T. & Gibbons, W. (eds) *The Geology of Chile*. Geological Society, London, 115–146.

- Parada, M. A., Feraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D. y Larrondo, P., 2005a. Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile: *Journal of the Geological Society*, v. 162, p. 273-287. <https://doi.org/10.1144/0016-764903-173>.
- Parada, M. A., Rivano, S., Sepulveda, P., Herve, M., Herve, F., Puig, A., Snelling, N., 1988. Mesozoic and cenozoic plutonic development in the Andes of central Chile (30°30'–32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3), 249–260. doi:10.1016/0895-9811(88)90003-x.
- Parada, M. A., Roperch, P., Guirresse, C., & Ramírez, E., 2005b. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics*, 399(1-4), 399–420. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.032>.
- Pardo, M., Comte, D. & Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 11–22. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00003-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00003-2).
- Pardo-Casas, F. & Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 233–248. <https://doi.org/10.1029/TC006i003p00233>.
- Parés, Josep M., 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Front. Earth Sci.* <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00004>.
- Parés, J. M., van der Pluijm, B. A., Dinarès-Turell, J., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). *Tectonophysics* 307, 1-14. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8).
- 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, 32–46. doi:10.1016/j.jsg.2014.09.015.
- Pilger, R. H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 141, 793–802. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0793>.
- Pioli, L., Lanza, R., Ort, M., & Rosi, M., 2008. Magnetic fabric, welding texture and strain fabric in the Nuraxi Tuff, Sardinia, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 70(9), 1123–1137. doi:10.1007/s00445-008-0194-1. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0194-1>.
- Piracés, R. y Maksaev, V., 1977. Geología de la Hoja Quillota: IIG, Santiago (unpublished).
- Piracés, R., 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile: Congreso Geológico Chileno, 1976, p. A65-A82.
- Piracés, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, región de Aconcagua. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Rivano, S., 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Espineira, D., 1993. Hojas Quillota y Portillo. 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería: Carta Geológica de Chile, Santiago, v. 73.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M., Puig, A., 1985. Cronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32°S, latitud sur, Chile. *Revista Geológica de Chile* 24, 63-74.
- Robion, P., Grelaud, S., Frizon de Lamotte, D., 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE — Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW — Himalaya, Pakistan)? *Sedimentary Geology* 196, 181-200. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.007>.

- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020.
- Rochette, P., 1988a. Inverse magnetic fabric carbonate bearing rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 229-237.
- Rochette, P., 1988b. La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques: Origines et applications. Thesis, 195 pp., Univ. of Grenoble, Grenoble, France.
- Rochette, P., Fillion, G., 1988. Identification of multicomponent anisotropy in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 51, 379-386. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90079-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90079-9).
- Rochette, P., Jackson, J., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.* 30 (3), 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>.
- Rodríguez, M.P., Charrier, R., Brichau, S., Carretier, S., Farias, M., de Parseval, P., Ketcham, R.A., 2018. Latitudinal and longitudinal patterns of exhumation in the Andes of north-central Chile. *Tectonics* 37, 2863–2886. <https://doi.org/10.1029/2018TC004997>.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth Planet. Sci. Lett.* 277, 50–63. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.039>.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. y Reutter, K. J., 1994, Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic: *Tectonics of the southern central Andes*, p. 121-139.
- Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica. Memoria de Título (Inédito)*. Universidad de Chile, Departamento de Geología, 154 p, Santiago (*).
- SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGIA Y MINERIA, 1989. Informe No. 27/89. Laboratorio de Geocronología (*).
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, 11, 211–215. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(98\)00012-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(98)00012-1).
- Sortan, S.A., Panaiotu, C.G., Dimofte, D., Roban, R.D., Necula, C., 2019. Anisotropy of magnetic susceptibility analysis of the Rusca-Tihu volcanoclastic Formation (east Carpathians): flow directions recognition. *Romanian Reports in physics* 71, 715, 10 pp.
- Steinmann, G. 1929. *Geologie von Perú*. Karl Winter, Heidelberg.
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217 pp.
- Tauxe, L., 1998. *Paleomagnetic Principles and Practice*. Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
- Thiele, R.; Bobenrieth, L.; Boric, R., 1980. Geología de los cerros Renca, Ruiz y Colorado (Santiago): Contribución a la estratigrafía de Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, No. 1, p. 179-186, Santiago.
- Thomas, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta de Barriga. IIG.
- Tidy, E., 1970. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Inst. Invest. Geol. Boletín No. 2*. P. 86. Santiago, Chile.

Vargas, L., 2015. Apunte de electromagnetismo. Departamento de Ingeniería Eléctrica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Vergara, M., and Drake, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 34, p. 42–52.

Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. & Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism extension and subsidence in the Coastal Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1427–1440. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1427:JAECIA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1427:JAECIA>2.3.CO;2).

Vergara, M., López, L., 1980. Geología y petrología de los intrusivos subvolcánicos de la pre-cordillera andina entre Santiago y Colina. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones, No. 29, p. 1-21, Santiago.

Wall, R., 1997. Edades K-Ar de intrusivos hipabisales del Terciario en el borde noroccidental del Valle Central, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1588-1592, Antofagasta.

Wall, R., Sellés, D. y Gana, P., 1999. Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana, Mapas Geológicos, N°11, 1 mapa escala 1:100.000: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 1 anexo.

Weil, A.B., Yonkee, A., 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere* 1, 235–256. <https://doi.org/10.1130/L42.1>.

Willett, S., Beaumont, C., Fullsack, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology* 21, 371–374. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1993\)021<0371:mmftto>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1993)021<0371:mmftto>2.3.co;2).

Wilson, J., Grocott, J., 1999. The emplacement of the granitic Las Tazas complex, northern Chile: the relationship between local and regional strain. *J. Struct. Geol.* 21, 1513– 1523. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00117-0).

Wolff, J. A., Ellwood, B. B., & Sachs, S. D., 1989. Anisotropy of magnetic susceptibility in welded tuffs: application to a welded-tuff dyke in the tertiary Trans-Pecos Texas volcanic province, USA. *Bulletin of Volcanology*, 51(4), 299–310. doi:10.1007/bf01073518.

Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an Eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin* 88, 1231e1236. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<1231:SOFSUA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<1231:SOFSUA>2.0.CO;2).

Yáñez, G., Cembrano, S., Pardo, M., Ranero, C. & Sellés, D. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca– Andean subduction system at 338–348S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 23–38. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00004-4](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00004-4).

Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von 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*, 106, 6325–6345. <https://doi.org/10.1029/2000JB900337>.

Zapletal, K., 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 63, 85-97.

(*) Documento inédito disponible en Biblioteca del Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago.

Anexo A: apéndice del marco teórico

Magnetostática en la materia [3]

Consideremos un circuito circular de corriente como el de la Figura A.1

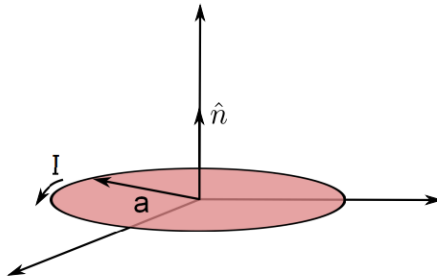


Figura A.1. Dipolo magnético.

El área del circuito es $A = \pi a^2$ y conduce una corriente I . Si llamamos \hat{n} al vector normal a la superficie, definimos el dipolo magnético \vec{m} , o momento dipolar magnético, como el vector:

$$\vec{m} = AI\hat{n}$$

Para la determinación del campo magnético \vec{B} en un punto de observación lejano $P(r, \theta, \varphi)$ producido por el circuito circular (o loop) de la Figura A.2, nos iremos directo a la expresión resultante final,

$$\vec{B} = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^3} (2 \cos(\varphi) \hat{r} + \text{sen}(\varphi) \hat{\varphi})$$

donde μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío: $4\pi \times 10^{-7}$ Tm/A.

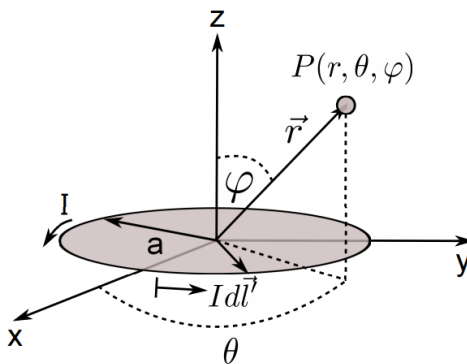


Figura A.2. Campo magnético de un dipolo magnético.

³ Notas y figuras del apunte de electromagnetismo, Luis Vargas D., versión 2015. Departamento de Ingeniería Eléctrica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Al comparar el campo \vec{B} lejano producido por un pequeño *loop* de corriente y el campo eléctrico lejano producido por un dipolo eléctrico, es razonable interpretar un pequeño *loop* de corriente como un dipolo magnético.

Se puede demostrar que el torque sobre un dipolo magnético está dado por la expresión

$$\tau = \vec{m} \times \vec{B}$$

Ahora supondremos que cada átomo se compone de un núcleo con carga positiva en reposo y un conjunto de electrones rotando en torno de ese núcleo con velocidad promedio \vec{u} . Supondremos que el grupo de electrones se puede representar por una carga equivalente según se muestra en la Figura A.3.

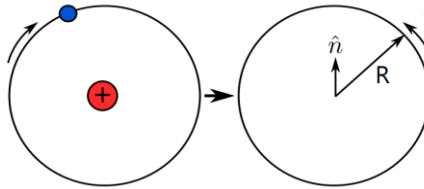


Figura A.3. Modelo atómico de corrientes.

Así, los electrones de este átomo pueden modelarse como un circuito con corriente: $I = \frac{dq}{dt} = \frac{qu}{2\pi R}$. Donde q es la carga total de los electrones [C] y R el radio promedio de las trayectorias circulares. Así, es posible representar el átomo mediante el dipolo magnético,

$$\vec{m} = I \cdot S \hat{n} [Am^2]$$

Con $S = \pi r^2$, y \hat{n} es normal al plano de rotación de q .

Para describir el fenómeno a escala macroscópica se define el vector magnetización \vec{M} como el momento dipolar magnético por unidad de volumen:

$$\vec{M} = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\sum_{k=1}^n \vec{m}_k}{\Delta V}$$

Un medio en el cual $\vec{M} \neq 0$ se dice que es un medio magnetizado. Notar que, en presencia de un campo magnético externo, los dipolos magnéticos tenderán a alinearse con él debido al torque $\tau = \vec{m} \times \vec{B}$, según se vio anteriormente.

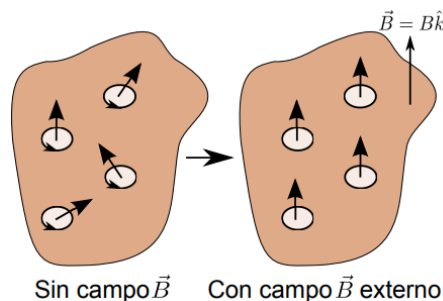


Figura A.4. Modelo atómico de corrientes. Alineación de dipolos ante campo externo.

Debido a lo pequeña de las corrientes (ver Figura A.4), en general se desprecia el efecto entre ellas y solo se asume que los dipolos responden al campo externo \vec{B} .

Ahora consideremos un elemento diferencial de volumen de un medio material con magnetización, como el de la Figura A.5.

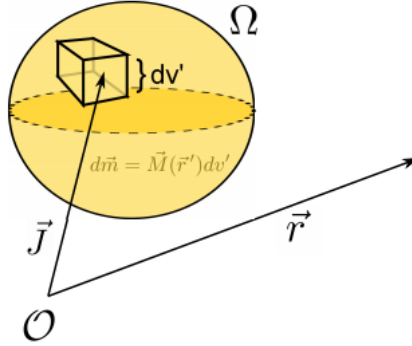


Figura A.5. Modelo de la materia.

La expresión final para obtener el potencial magnético es:

$$\vec{A}(\vec{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \iiint_{\Omega} \frac{\vec{J}_M}{|\vec{r} - \vec{r}'|} dv' + \frac{\mu_0}{4\pi} \iint_S \frac{\vec{K}_M}{|\vec{r} - \vec{r}'|} ds'$$

Donde identificamos los términos $\vec{J}_M = \nabla \times \vec{M}(\vec{r}')$ como densidad de corriente de magnetización en volumen, y $\vec{K}_M = \vec{M}(\vec{r}') \times \vec{n}$ como densidad superficial de magnetización (que rodea a todo el material). Así, el efecto de la magnetización puede representarse por dos densidades de corriente, \vec{J}_M y \vec{K}_M que “aparecen” en el material debido a la magnetización \vec{M} . Notar que \vec{J}_M y \vec{K}_M no se deben al movimiento de electrones de conducción, o a las corrientes de convección, sino que se deben exclusivamente a la magnetización de la materia.

Ahora haremos el acercamiento final a la susceptibilidad magnética.

De la tercera ecuación de Maxwell tenemos

$$\nabla \times \left(\frac{\vec{B}}{\mu_0} \right) = \vec{J}$$

donde \vec{J} es la densidad de corriente total. En virtud de lo visto en la sección anterior, en un medio material podrá haber tanto corrientes libres (de conducción, convección, transporte de cargas en general) como de magnetización. Así:

$$\vec{J} = \vec{J}_M + \vec{J}_l$$

Entonces:

$$\nabla \times \left(\frac{\vec{B}}{\mu_0} \right) = \vec{J}_M + \vec{J}_l$$

Según lo visto en la sección anterior,

$$\nabla \times \vec{M} = \vec{J}_M$$

y ahora designaremos

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J}_l$$

Es decir, el vector de inducción magnética \vec{H} rota en torno solo a las corrientes libres (no en torno a las corrientes de magnetización). Con ello,

$$\nabla \times \left(\frac{\vec{B}}{\mu_0} \right) = \nabla \times \vec{H} + \nabla \times \vec{M}$$

$$\vec{B} = \mu_0(\vec{H} + \vec{M})$$

Luego, se encuentra experimentalmente que

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H}$$

Donde χ_m es la susceptibilidad magnética. Tanto M como H se miden en A/m, por lo que se deduce que la susceptibilidad magnética es una variable adimensional. Así,

$$\vec{B} = \mu_0(1 + \chi_m)\vec{H} \quad \text{o} \quad \vec{B} = \mu\vec{H}$$

Siendo $\mu = \mu_R \mu_0$ la permeabilidad del material y $\mu_R = (1 + \chi_m)$ es la permeabilidad relativa. Así, en los medios magnetizados se tiene:

- $\vec{B} = [\mu]\vec{H}$ y \vec{B} no es paralelo a $\vec{H} \Rightarrow$ No lineal – Anisótropo.
- $\vec{B} = [\mu(\vec{r})]\vec{H}$, pero $\vec{B} \parallel \vec{H} \Rightarrow$ No lineal – Isótropo.
- $||\vec{B}|| = \mu(\vec{r})||\vec{H}|| \Rightarrow$ Lineal – Isótropo.
- $\vec{B} = \mu\vec{H}$, $\mu = \text{constante} \Rightarrow$ Homogéneo.

Es común realizar la siguiente clasificación de los materiales magnéticos dependiendo del valor μ_R (Figura A.6), clasificación que de todas formas también puede considerarse como en base a χ_m .

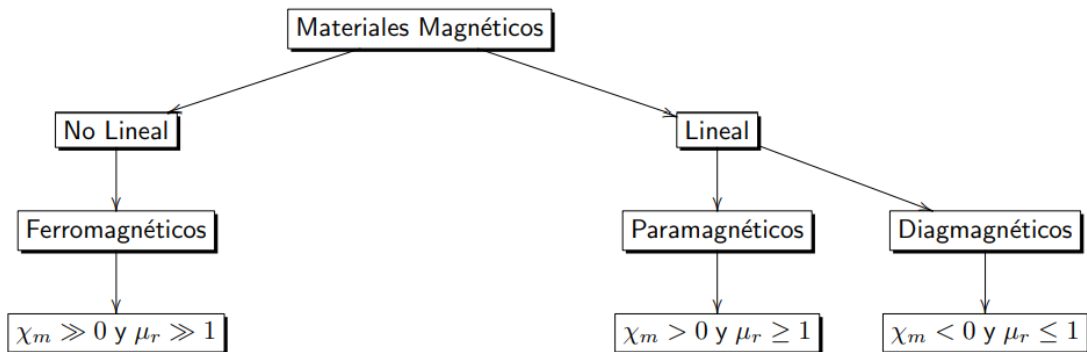


Figura A.6. Clasificación de materiales magnéticos.

En resumen, se puede entender entonces la susceptibilidad magnética como la habilidad de adquirir magnetización inducida, es decir, la habilidad de un material de ser magnetizado.

Teniendo esto más claro, es más sencillo comprender la gran diferencia entre materiales (o minerales) ferromagnéticos (*sensu lato*) y el resto, en el sentido de que los primeros son capaces de adquirir una magnetización remanente, mientras que los demás no:

$$M = M_i + M_r$$

Donde M_r magnetización remanente y M_i magnetización inducida, que a su vez

$$M_i = k \times H$$

Donde desde ahora en adelante a la susceptibilidad magnética la llamamos k . De la Figura A.7 se desprende que:

- Diamagnetismo: la magnetización inducida es antiparalela al campo externo, la susceptibilidad magnética relativamente baja y negativa. Sin remanencia.
- Paramagnetismo: la magnetización inducida es paralela al campo externo, la susceptibilidad magnética relativamente baja y positiva. Sin remanencia.
- Ferromagnetismo: compleja relación entre campo externo y magnetización inducida: se define curva de hystéresis (magnetización irreversible). Susceptibilidad magnética relativamente alta. Con magnetización remanente.

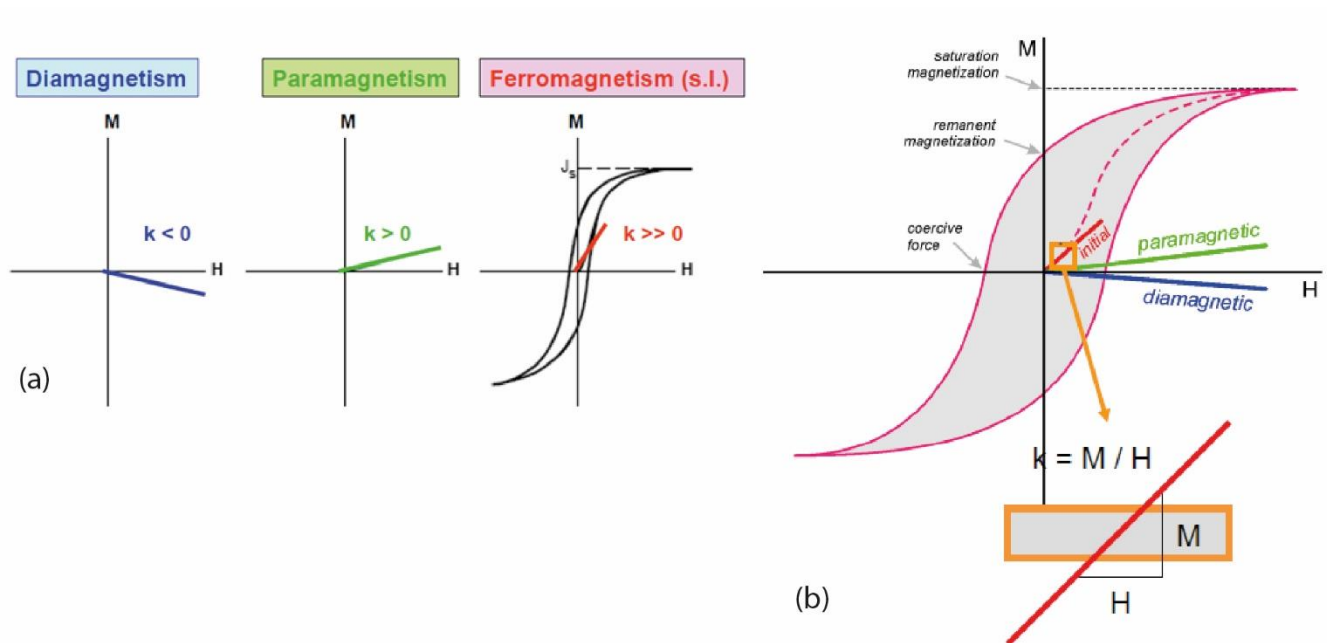


Figura A.7. Gráficos de relación entre magnetización y campo externo. (a) Diamagnetismo, paramagnetismo y ferromagnetismo (*sensu lato*). (b) Susceptibilidad magnética vista como la pendiente de las curvas trazadas. Tomado de Chadima, M., AGICO prints.

Medición de susceptibilidad magnética y cuantificación de AMS (Borradaile & Henry, 1997; Borradaile & Jackson, 2010)

Para medir la susceptibilidad, un espécimen es expuesto a un campo débil de laboratorio, comparable al campo geomagnético, típicamente un campo de corriente alterna con una intensidad RMS de decenas a cientos de A/m y una frecuencia en el rango de 100 a 20.000 Hz. El campo aplicado (\vec{H}_A) produce una magnetización inducida \vec{M}_i en cualquier sustancia (ver sección anterior de este anexo). La mayoría de los instrumentos de susceptibilidad miden solo la respuesta coaxial $\vec{M}_{i//}$, es decir, la componente de la magnetización inducida paralela al campo aplicado. La susceptibilidad escalar k es el radio $M_{i//}/H_A$.

Para instrumentos que solo miden la componente paralela al campo aplicado, se denotan las susceptibilidades direccionales (paralelas) como $k_{//} = M_{//}/H = (\vec{M} \cdot \hat{H})/H = ([k]\hat{H} \cdot \hat{H})/H^2$, y se escribe la ecuación matricial para un conjunto arbitrario de n orientaciones de campo aplicadas en términos de la “matriz de diseño” A ($n \times 6$) relacionando el arreglo de susceptibilidades direccionales paralelas correspondiente $k_{//}$ ($n \times 1$) con los 6 elementos independientes del tensor (Girdler, 1961; Tauxe, 1998; Owens, 2000a; Borradaile, 2003):

$$\begin{pmatrix} k_{//1} \\ k_{//2} \\ k_{//3} \\ \vdots \\ k_{//n} \end{pmatrix} = \left(\frac{1}{H^2} \right) \begin{pmatrix} H_{x1}^2 & H_{y1}^2 & H_{z1}^2 & 2H_{x1}H_{y1} & 2H_{y1}H_{z1} & 2H_{z1}H_{x1} \\ H_{x2}^2 & H_{y2}^2 & H_{z2}^2 & 2H_{x2}H_{y2} & 2H_{y2}H_{z2} & 2H_{z2}H_{x2} \\ H_{x3}^2 & H_{y3}^2 & H_{z3}^2 & 2H_{x3}H_{y3} & 2H_{y3}H_{z3} & 2H_{z3}H_{x3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ H_{xn}^2 & H_{yn}^2 & H_{zn}^2 & 2H_{xn}H_{yn} & 2H_{yn}H_{zn} & 2H_{zn}H_{xn} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} k_{xx} \\ k_{yy} \\ k_{zz} \\ k_{xy} \\ k_{yz} \\ k_{zx} \end{pmatrix}$$

El tensor de segundo orden puede ser representado por una superficie cuadrática que generalmente es un elipsoide, el cual puede ser invertido para derivar en un elipsoide de magnitud (Nye, 1957), para el cual la forma y la orientación están definidos por sus ejes de susceptibilidad principales ortogonales ($k_{MAX} \geq k_{INT} \geq k_{MIN}$ o $k_1 \geq k_2 \geq k_3$). La susceptibilidad promedio se define como media aritmética de dichos ejes:

$$k_M = \frac{k_{MAX} + k_{MIN} + k_{INT}}{3}$$

Profundizando un poco en los ferromagnéticos (s.l.)

En materiales magnéticamente ordenados (ferromagnéticos (s.l.)), los momentos magnéticos atómicos están comúnmente dispuestos en forma de redes paralelas (ferromagnéticos) o antiparalelas (antiferromagnéticos). Para antiferromagnéticos perfectos las magnetizaciones de las redes se cancelan y no hay magnetización espontánea neta. Los ferrimagnéticos (magnetita, maghemita) tienen redes fuertemente desbalanceadas y fuertes magnetizaciones espontáneas resultantes. La magnetización espontánea depende ampliamente del campo externo aplicado, pero varía fuertemente con la temperatura, desapareciendo a la temperatura de Curie (para ferromagnéticos) o la temperatura de Néel (para antiferromagnéticos) donde las fluctuaciones termales se vuelven lo suficientemente grandes como para romper el orden magnético. Por sobre dichas temperaturas, los materiales ferromagnéticos se comportan como paramagnéticos, con una dependencia lineal de $M(H)$, pero sus susceptibilidades varían con la temperatura en diversas formas (Borradaile & Jackson, 2010).

El porqué de la anisotropía de forma (Borradaile & Jackson, 2010)

La auto-demagnetización magnetostática afecta fuertemente la susceptibilidad de partículas ferro y ferrimagnéticas. El campo de demagnetización interno es proporcional a la magnetización:

$$H_d = -NM$$

La constante de proporcionalidad N es llamada factor de demagnetización interna y cuantifica el efecto de “apantallamiento” de la auto-demagnetización. N a lo largo de cualquier dirección particular es proporcional al porcentaje de la superficie del grano cubierta por cargas magnéticas cuando el grano es magnetizado en dicha dirección. Es decir, N guarda directa relación con la forma del grano y la dirección en que incide el campo externo.

El campo interno neto en un grano expuesto a un campo externo H_o es entonces $H_i = H_o + H_d = H_o - NM$. La susceptibilidad medida $k_o (= M/H_o)$ se relaciona con la susceptibilidad intrínseca mediante el factor:

$$k_o = \frac{k_i}{1 + Nk_i}$$

La susceptibilidad medida siempre resulta menor o igual a la intrínseca (efecto auto-demagnetización). Para susceptibilidades intrínsecas débiles ($k_i \ll 1$, típico de diamagnéticos, paramagnéticos y antiferromagnéticos) la auto-demagnetización es despreciable, y las susceptibilidades observada e intrínseca son iguales. Estos materiales tienen anisotropía controlada completamente por la cristalografía. Para muy altas susceptibilidades intrínsecas ($k_i \gg 1$, e.g., magnetita), la susceptibilidad observada alcanza el “límite de auto-demagnetización” de $1/N$. N es un tensor con un valor promedio en SI de $1/3$ (para cualquiera de los tres ejes ortogonales $N_1 + N_2 + N_3 = 1$). Entonces, minerales con alta susceptibilidad intrínseca como la magnetita tienen susceptibilidades externas promedio de alrededor de 3 SI, con anisotropía controlada principalmente por la forma de la partícula.

En otras palabras, dada la alta susceptibilidad intrínseca de la magnetita, el efecto de auto-demagnetización se hace presente y la forma de la partícula pasa a controlar la AMS.

Una pincelada de teoría de dominios (Butler, 1992)

Magnetización de saturación M_s : para un material ferromagnético dado, y a una temperatura dada, existe un máximo de magnetización, llamado magnetización de saturación. Al incidir un campo mayor al nivel de saturación, no aumentará la magnetización del material.

Consideremos una partícula esférica de un material ferromagnético con magnetización uniforme (Figura A.8a). Los momentos magnéticos atómicos pueden ser modelados como pares de cargas magnéticas. Las cargas magnéticas de átomos adyacentes se cancelan hacia el interior de la partícula, pero producen una distribución de cargas magnéticas en la superficie de la partícula. La energía almacenada en esta distribución de cargas se debe a la repulsión entre cargas adyacentes, y se denomina *energía magnetostática*, e_m . Para un grano con magnetización uniforme M , e_m es proporcional a M^2 .

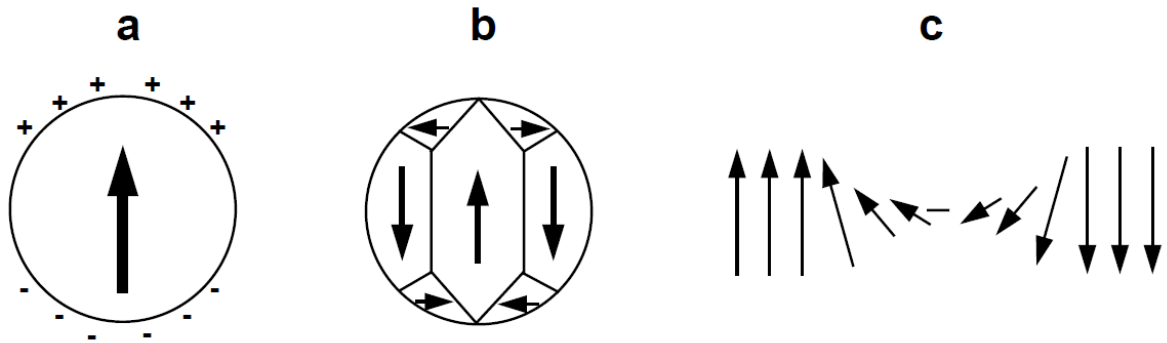


Figura A.8. (a) Esfera de material ferromagnético magnetizada uniformemente. La flecha muestra la dirección de M_s . (b) Esfera de material ferromagnético subdividida en dominios magnéticos; los planos que separan dominios son las paredes de dominio. (c) Rotación de momentos magnéticos atómicos dentro de una pared de dominio. Tomado de Butler (1992).

La formación de dominios disminuye e_m porque el porcentaje de superficie cubierta por cargas magnéticas se reduce y las cargas de signo opuesto quedan más bien adyacentes que separadas.

Los granos de magnetita de diámetro $>10 \mu\text{m}$ contienen decenas de dominios, por lo que se denominan MD. La región que separa dominios es denominada *pared de dominio*.

Si disminuye el tamaño de grano el número de dominios magnéticos también lo hará. Eventualmente, el grano se vuelve tan pequeño que la energía requerida para crear una pared de dominio es mayor que la disminución en e_m resultante de subdividir el grano en dos dominios. Estos granos de un solo dominio se denominan SD (*single-domain*). El diámetro bajo el cual las partículas de magnetita se consideran SD depende de la forma del grano y M_s , entre otros factores, pero se encuentra aproximadamente en el rango $0.08\text{-}0.1 \mu\text{m}$.

Otras fábricas inversas (Rochette et al., 1992)

Mediciones en cristales de carbonatos portadores de hierro, incluyendo siderita (Rochette, 1988a), han mostrado que el eje c (el eje de revolución de la estructura romboédrica) del cristal es el eje de máxima susceptibilidad. La fábrica magnética puede atribuirse a dichos minerales siempre y cuando se compruebe que la susceptibilidad es de origen paramagnético (existen métodos para determinar el aporte de los diferentes tipos de minerales a la susceptibilidad medida). Comúnmente, al menos un elemento estructural (foliación o lineación) es medible y puede ser comparado con k_{MAX} y k_{MIN} . Una vez demostrada la relación inversa, la AMS resultante puede ser interpretada en términos de petrofábrica. El significado de F y L se intercambia; una fábrica planar ahora se caracteriza por un agrupamiento de ejes k_{MAX} , y un valor de $L \geq F$. Dichas fábricas inversas debidas a carbonatos son probablemente encontradas principalmente en calizas metamórficas deformadas (Rochette, 1988a; Ihmlé et al., 1989), aunque Rochette (1988a) también describe un ejemplo de una arenisca con cemento de siderita en la cual solo ocurrió compactación.

Este fenómeno también ocurre en la turmalina. Mediciones de AMS en varios cristales, que ocurren como varillas elongadas en el eje c, muestran mínima susceptibilidad a lo largo de dicho eje. Por ello en rocas cuya AMS es dominada por turmalina es de esperarse que muestren k_{MIN} paralelo a

la orientación preferencial lineal de los cristales de turmalina y k_{MAX} perpendicular al plano de foliación.

En la cordierita el caso es análogo al de la turmalina: cristales ocurren como varillas elongadas en el eje c , en el sistema ortorrómbico, mostrando k_{MAX} paralelo al eje c .

Por último, en la goethita, mineral antiferromagnético que ocurre comúnmente como agujas elongadas en el eje c , es de esperarse una susceptibilidad antiferromagnética mínima a lo largo del eje c . Sin embargo, la susceptibilidad de este mineral es tan baja comparada con aquella de sus clásicas asociaciones (maghemita, hematita) que es raro encontrar una señal de AMS dominada por goethita.

Diagrama de Woodcock (Parés et al., 1999, Woodcock, 1997)

El diagrama de Woodcock* (Woodcock, 1977) es utilizado para plotear la forma de la fábrica magnética y su fuerza (Figura A.9). Se basa en un procedimiento que determina los vectores y valores propios de un tensor de orientación derivado de datos direccionales. Dos razones de los tres valores propios son ploteadas en una escala logarítmica natural. En este tipo de gráficos, los cúmulos coaxiales son ploteados donde $E2 = E1$, i.e., a lo largo de la línea $\ln\left(\frac{E2}{E1}\right) = 0$. Las fajas circulares simétricas axiales son ploteadas donde $E3 = E2$, i.e., a lo largo de la línea $\ln\left(\frac{E3}{E2}\right) = 0$. El resto del gráfico es ocupado por distribuciones que tienen componentes tanto de faja (*girdle*) como de cúmulo (*cluster*). Esto puede ser cuantificado mediante el parámetro $K = \ln(E1/E2) / \ln(E2/E3)$. Este parámetro entrega el gradiente de líneas rectas radiando desde el origen. Así, las distribuciones que tienen igual componente *girdle* y *cluster* son ploteadas en la línea $K=1$, i.e., donde $E3/E2 = E2/E1$. *Girdles* se plotean sobre esta línea, en el campo donde $0 < K < 1$ y los *cluster* se plotean bajo esta línea, donde $1 < K < \infty$. Distribuciones uniformes se plotean en el origen, aquellas aleatorias cerca del origen, y aquellas con orientación preferencial que se va haciendo más fuerte caen progresivamente más lejos del origen. El parámetro c es una medida de la fuerza de la orientación preferencial (débil, moderada, fuerte): $c = \ln(E1/E3)$. La ventaja de utilizar este gráfico es que permite definir y caracterizar las fábricas magnéticas sobre la base de la distribución de los ejes de mínima susceptibilidad, lo cual sería indistinguible en los gráficos de Flinn o Hrouda-Jelinek.

*Cabe destacar que Parés et al. (1999) rotulan los ejes de abscisas y ordenadas de manera diferente, invirtiendo los campos de *girdle/cluster*. En el presente estudio simplemente se intercambian los ejes de Woodcock (1977).

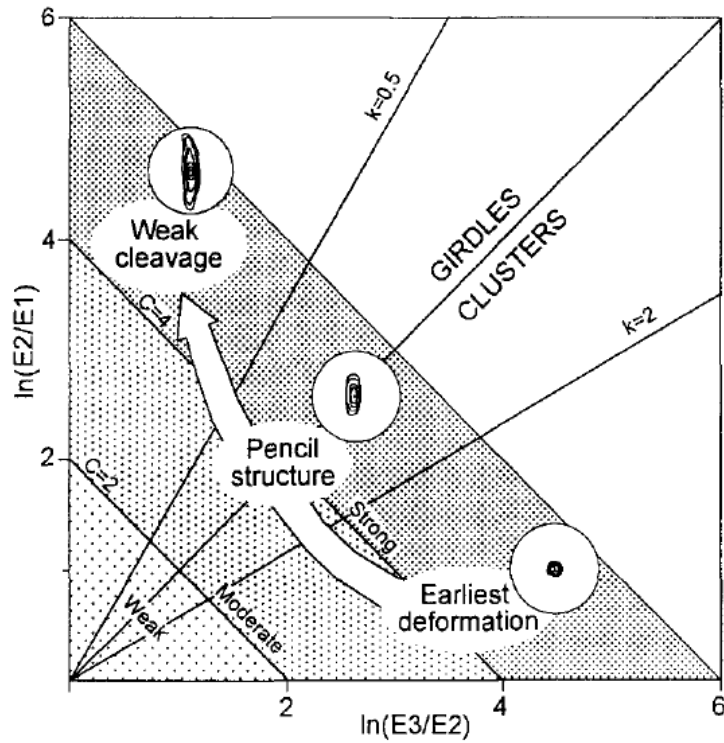


Figura A.9. Diagrama de Woodcock mostrando la equivalencia entre fábricas AMS, representadas como proyecciones estereográficas sintéticas de distribución de ejes k_{MIN} , y etapas de deformación progresiva en *mudrocks*. El ploteo tiene dos ejes logarítmicos y usa razones de valores propios normalizados E1, E2, E3 para los mínimos ejes de susceptibilidad. Tomado de Parés et al. (1999).

Temperatura de Curie

De notación θ (o T_c), corresponde a la temperatura sobre la cual un material ferromagnético pierde su magnetismo y pasa a comportarse como un material puramente paramagnético (Tabla A.1) (Butler, 1992).

La Figura A.10 muestra la T_c para la serie de las titanomagnetitas. La Figura A.11 ilustra la relación entre los principales óxidos de Fe-Ti y la T_c para la serie de las titanohematitas.

Tabla A.1. Principales óxidos de Fe-Ti y sus respectivas temperaturas de Curie.

Mineral	T_c (°C)
Magnetita	580
Hematita	680
Pirrotina	320

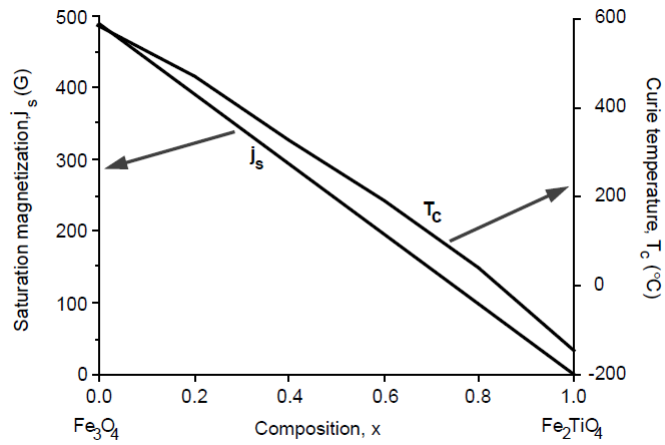


Figura A.10. Magnetización de saturación y temperatura de Curie para la serie de titanomagnetitas. La composición es indicada por el parámetro x. Tomado de Butler (1992).

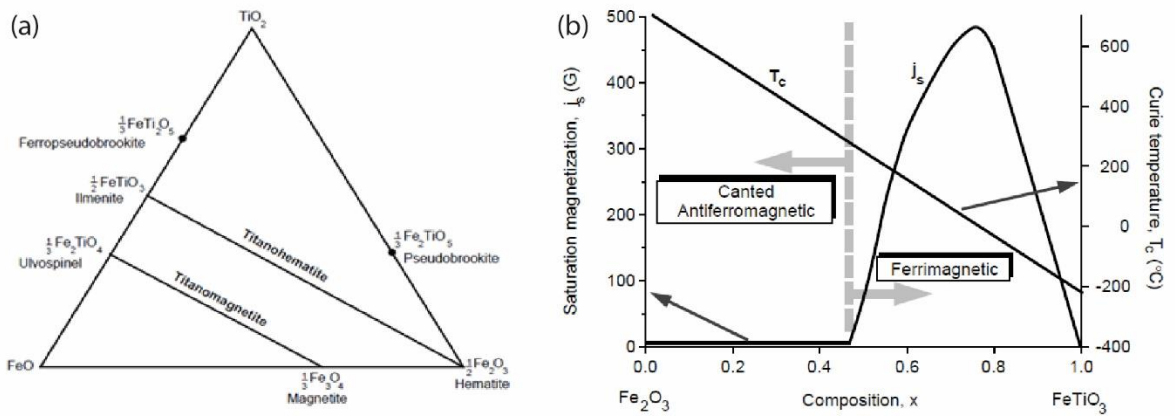


Figura A.11. (a) Diagrama ternario $TiO_2 - FeO - Fe_2O_3$. (b) Magnetización de saturación y temperatura de Curie para la serie de titanohematita. Tomado de Butler (1992).

Tabla de susceptibilidades magnéticas (Tabla A.2)

Tabla A.2. Recopilación a partir de Rochette et al. (1992), Borradaile & Henry (1997), Tarling & Hrouda (1993) y presentación de Martin Chadima, AGICO Inc. (i) Fábrica inversa. Referencias: 0, Rochette (1988b); 1, Rochette (1987); 2, Hrouda (1982); 3, Zapletal (1990); 4, Borradaile et al. (1987); 5, Hedley (1971); 6, Rochette & Fillion (1988); 7, Dekkers (1988); 8, Dunlop (1971); 9, Rochette (1988a); 10 Maher (1988); 11, Hrouda (1986); 12, Borradaile & Werner (1994); 13, Borradaile (en progreso en 1997); 14, Friederich (1995); 15, Rochette et al. (1992); 16, Martin Chadima, AGICO Inc.; 17, Borradaile & Henry (1997) (referencias ahí).

Mineral	$k_m [SI \times 10^{-6}]$ (vol)	Pj	Tj	Referencia
<i>Ferromagnéticos</i>				
Goethita (i)	1300 a 5000	2?		5, 6, 7
Goethita (i)	~3500			17
Hematita	≤6000			17
Hematita	2000 a 50000	2.5 a 100		2, 7, 8
Hematita	1300 a 7000	>100	~1.00	16
Pirrotina	~1500000			17
Pirrotina	50000 a 300000	>100		7, 9
Pirrotina		100 a 10000	~1.00	16
Magnetita MD	2800000			17
Magnetita MD	≤3000000	<5		2, 10
Magnetita MD	5841000			4
Magnetita MD	3000000	1.1 a 3.0	Variable	16
Magnetita SD (i)	2000000			17
Magnetita SD (i)	≤1500000			10
Ilmenita	~100000 a ~200000			17
Maghemita (SD=i)	~2000000			17
<i>Paramagnéticos</i>				
Anfibolas	500 a 5000	1.08 a 1.30		2
Anfibolas	903	1.14	0.53	14
Actinolita	3560	1.14	-0.43	4
Actinolita	6506	1.20	0.43	4
Actinolita	490	1.20	-0.40 a 0.40	16
Hornblenda	8919	1.67	-0.51	4
Hornblenda	746 a 1368	1.67	-0.51	16
Glaucofano	787	1.21	0.10	4
Biotita	1234	1.37	0.95	4
Biotita	1183	1.32	0.98	4
Biotita	998	1.20	0.90	3

Biotita	1290	1.36	0.99	3
Biotita	1042	1.38	0.62	12
Flogopita	1178	1.31	0.95	4
Flogopita	273	1.54	0.78	12
Clorita	358	1.26	0.74	4
Clorita	69	1.75	0.30	4
Clorita	1554	1.30	0.26	4
Clorita	371	1.15	0.42	4
Clorita	552	1.19	0.28	12
Muscovita	165	1.41	0.44	4
Muscovita	122	1.39	0.67	4
Muscovita	140	1.27	0.56	12
Epidota	639	1.33	0.11	13
Piroxenos	500 a 5000	1.2 a 1.4		2
Turmalina (i)	1690	1.01	1.00	15, 4
Cordierita (i)	600	1.15 a 1.31		0
Siderita (i)	3980	1.56	-0.90	15
Granate	3000	1.00		0
<i>Diamagnéticos</i>				
Aragonito	-15.0	1.15	0.80	16
Dolomita	40.0			4
Calcita (i)	-13.0	1.13		1, 2
Calcita (i)	-13.6	1.11	1.00	15
Cuarzo	-14.5	<1.01		1, 2, 11
Cuarzo	-9.3			4
Cuarzo	-13.4	1.01	1.00	11
Oligoclasa	-2.8			4
Feldespatos	-14.0			4

Anexo B: descripciones de muestras de mano

Sitio	Formación	Tipo	Descripción
19CC01	Las Chilcas	Sedimentaria detrítica	Roca sedimentaria detrítica. A simple vista solo se distinguen clastos: granos de feldespatos (70% de clastos) de color amarillo pálido por posible alteración, tamaño 0.5-1 mm y forma irregular; granos de un mineral máfico (29% de clastos) no determinable a simple vista, de tamaño 0.2-1 mm y forma irregular; granos de cuarzo (<1% de clastos), 0.5 mm y forma irregular; clastos de calcita (<1%) de 2-3 mm. Los clastos se distribuyen de manera homogénea y presentan muy buena selección, pero tanto redondeamiento como esfericidad no son determinables a simple vista. La matriz y el cemento no son distinguibles, y este último quizás es calcáreo. Magnetismo débil a moderado. No presenta fósiles ni estructuras sedimentarias. Nombre: arcosa (arenisca media a fina). Nombre asignado en terreno: toba/sill, por lo que en vez de clastos corresponderían a líticos. Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de areniscas para la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015).
19CC02	Las Chilcas	Volcanoclástica y sedimentaria detrítica	Hay dos tipos de muestras. (1) Roca piroclástica. Se compone de una matriz (90% de roca total) que alberga cristales orientados formando una fábrica planar. Los colores de la matriz se distinguen según bandas de tonos morados claro u oscuro, también tonos de rojo. El tamaño de grano de esta no es determinable a muestra de mano dado que es muy fino. Los cristales probablemente son posteriores, de alteración: color blanco, tamaño 0.5-5 mm, efervescen con ácido clorhídrico, representan el 85% de cristales y líticos. El 15% restante serían líticos, pero es difícil asegurar que lo sean: algunos son ovalados, otros tabulares y otros muestran formas irregulares. La roca no presenta magnetismo. Nombre: toba cristalina? Lo más probable es que este espécimen corresponda al dique (anotación de libreta de terreno). Nombre asignado en terreno: toba roja dacítica? (2) Roca sedimentaria detrítica. Se compone de una matriz (95% de roca total) amarillenta de tamaño muy fino no determinable que alberga clastos cristalinos (5% de roca total) traslúcidos de calcita probablemente secundaria. La composición de la matriz no es determinable, pero abundan tanto granos negros (50% de matriz) como amarillos (50% de matriz). No presenta fósiles ni estructuras sedimentarias. Nombre: arenisca fina (arcosa?). Ambos tipos de roca presentan fracturas pequeñas, de espaciamiento menor a 0.1 mm y extensión de no más de un par de cm.
19CC03	Abanico	Volcánica (obs. de terreno), intrusiva (obs. De muestras)	Roca volcánica asignada en terreno (ígneas intrusivas a partir de especímenes). Holocristalina, inequigranular, fanerítica, grano fino, estructura homogénea y fábrica isótropa. Los cristales de K-Feld (75% de roca total) son de forma irregular, tamaño <2 mm, colores blanco, amarillo

			<p>y naranja (lechosos), alotomórficos; los cristales de plagioclasa (18% de roca total) muestran tanto formas irregulares como tabulares, tamaño <1.2 mm, traslúcidos blanquecinos, hipidiomórficos; los cristales de un mineral máfico no determinado (7% de roca total) muestran formas irregulares, tamaño 0.1-1 mm con algunos pocos de tamaño 2-4 mm, hipidiomórficos. La roca no muestra morfologías especiales. Índice de color: leucocrático. La roca muestra efervescencia con ácido clorhídrico casi despreciable, indicando que quizás hay presencia de calcita secundaria. Magnetismo nulo. QAP: Q: 0%; A: 80%; P: 20%. Nombre asignado en terreno: toba andesítica. Nombre: leucosienita de (¿anfíbola? ¿piroxeno?).</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: no hay coincidencia, por lo que este sitio correspondería al Plutón del Mioceno mapeado muy cercano al sitio (equivalente al plutón La Obra), o quizás a un dique o un intrusivo hipabisal.</p>
19CC04	Lo Valle	Volcanoclástica	<p>Roca piroclástica. Compuesta por matriz (98-99% de roca total) gris violácea de tamaño ceniza fina (<1/16 mm), que alberga cristales (1-2% de roca total): blancos, de 1-2 mm, forma irregular, probablemente plagioclasa levemente alterada a minerales de arcilla, representan el 90% de los cristales; negros, de <1 mm, forma casi indistinguible pero aparentemente irregular, representan el 10% de los cristales. Algunos de los cristales blancos albergan minerales de alteración amarillentos en cavidades. También en la matriz se observan manchas: rojas que a veces forman aureolas, probablemente son óxidos de Fe o Ti; verdosas, que probablemente sean minerales de alteración. No se distinguen líticos. Los cristales probablemente son juveniles y no xenocristales. Magnetismo moderado. No efervesce con ácido clorhídrico. Nombre: toba cristalina.</p> <p>Dudas: ¿Toba andesítica? ¿Los cristales blancos no serán pequeñas pómez soldadas, a la vez que la matriz es en realidad vítrea? ¿Toba soldada?</p> <p>Nombre asignado en terreno: toba soldada, Formación Farellones?</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas para la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015).</p>
19CC05	Lo Valle	Volcanoclástica	<p>Roca piroclástica. Muestra una fábrica planar dada por fiammes (24% de roca total) de color blanco, de 0.1-5 mm de espesor, 1-25 mm de largo, albergados en matriz (75% de roca total) de color gris claro-morada tamaño ceniza (<1/16 mm). También hay cristales negros (<1% de roca total) de 0.5 mm de diámetro, forma irregular. Magnetismo moderado. No efervesce con ácido clorhídrico. Nombre: toba soldada.</p> <p>Dudas: ¿La matriz no es en realidad vítrea?</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas con fiammes para la Formación Lo Valle (Gana & Wall, 1997; Wall et al., 1999).</p>
19CC06	Lo Valle	Sedimentaria detrítica	<p>Roca sedimentaria detrítica. Se compone de clastos (90% de roca total) que se pueden agrupar en 3 familias diferentes según tamaño: <0.5 mm, 0.5-2 mm, 2-4 mm. Los clastos son polimícticos, se distribuyen de manera homogénea en la roca, son subredondeados, baja esfericidad, bien seleccionados y parecieran ser todos líticos, provenientes de rocas sedimentarias de grano fino o volcánicas. Los colores presentes son: naranjos, amarillos,</p>

			<p>verdes grises, marrones, rojos y morados. Cada clasto se muestra prácticamente de un color homogéneo. No se identificó matriz. El cemento (10% de roca total), aparentemente silíceo, es de color blanco. La roca no presenta fósiles ni estructuras sedimentarias. Magnetismo moderado. Clasificación: grava: 10%, arena: 90%, limo/arcilla: 0%. Nombre: arenisca conglomerádica.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: si bien se describen depósitos sedimentarios continentales para la Formación Lo Valle (Wall et al., 1999), es más común encontrar en la literatura el término ‘arenisca conglomerádica’ para la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015).</p>
19CC07	Lo Valle	Volcanoclástica y sedimentaria detrítica	<p>Este sitio presenta dos litologías diferentes.</p> <p>(1) Roca piroclástica. Se compone de una matriz (98% de roca total) de ceniza fina, de colores gris claro y gris oscuro, homogéneamente alterada a minerales de colores verdosos, rojizos y marrones. La matriz no efervesce con ácido clorhídrico, pero aloja calcita en cavidades de 1 mm de diámetro (dichas cavidades son escasas). En partes se presenta alterada en forma de bandas irregulares. Los cristales (2% de roca total) son de tamaño 3-5 mm, redondeados, posiblemente de cuarzo. Magnetismo moderado. Nombre: toba cristalina.</p> <p>(2) Roca piroclástica? La roca muestra una textura piroclástica/porfídica. La matriz (95% de roca total) es de tamaño ceniza fina, color rojo claro y muestra textura de flujo, evidenciada en líneas de un rojo más intenso, paralelas a sub paralelas entre sí, que a veces marcan cambios de tonos de color dentro de la matriz. Los cristales (5% de roca total) están muy alterados a colores amarillo pálido y marrón claro, son de tamaño 1-1.5 mm. En resumen, la roca muestra una fábrica pseudo bandeada en la matriz, que probablemente se haya adquirido por el paso de un fluido que alteró tanto matriz como cristales (sean estos juveniles o xenocristales). Los pocos minerales no alterados se muestran traslúcidos, pero no es posible determinar a qué mineral corresponden. Magnetismo nulo. Nombre: toba cristalina.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas para la Formación Lo Valle (Gana & Wall, 1997; Wall et al., 1999).</p> <p>Luego de análisis de susceptibilidades: (2) lo más probable es que corresponda a una arenisca roja, solo que por error se describió como piroclástica ya que se encontraba en el mismo sitio que la mayoría de las muestras que efectivamente eran volcanoclásticas.</p>
19CC08	Lo Valle	Volcanoclástica	<p>Roca piroclástica. Se compone de una matriz (90% de roca total) de colores morado y rosado, tamaño ceniza fina, que alberga posibles fiammes muy alterados a colores naranjos, amarillos y rojizos. Fiammes de 3-5 cm de largo y máximo 2 cm de espesor. Roca muy fracturada (1 fractura cada 5 mm), por lo que es difícil discernir entre fiammes y fracturas, ya que estas últimas muestran evidencias de que por ellas circuló un fluido que precipitó minerales de colores similares a las fiammes. Se distinguen también cristales (en conjunto con fiammes representan el 10% de roca total) de color blanco, tamaño 2-4 mm, brillo mate, probablemente posteriores. Magnetismo nulo en toda la roca salvo algunos puntos en que es muy débil. Nombre: toba soldada.</p>

			Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas para la Formación Lo Valle (Gana & Wall, 1997; Wall et al., 1999).
19CC09	Lo Valle	Volcanoclástica	Roca piroclástica. Se compone de una matriz (75% de roca total) tamaño ceniza fina de colores gris-rojizo a gris-morado. Los líticos presentes (4% de roca total) son de tamaño 1-9 mm, de formas irregulares, color marrón oscuro o negro y a veces alterados a colores naranja, parecieran ser de origen volcánico, quizás escorias. Entre los cristales presente (21% de roca total) predominan lo que posiblemente son plagioclasas juveniles (80% de cristales), de 0.5-5 mm, formas irregulares y en general alterados a colores amarillentos y verdosos. El 20% restante de cristales son de un mineral no determinable, de color negro, tamaño 0.5 mm pero que en casos puntuales alcanzan 2 mm, formas irregulares, a veces muestran brillo metálico y también serían juveniles. Magnetismo débil a moderado. Nombre: toba cristalina. Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas para la Formación Lo Valle (Gana & Wall, 1997; Wall et al., 1999).
19CC10	Lo Valle	Volcanoclástica	Roca piroclástica. Se compone de una matriz (75% de roca total) de tamaño ceniza fina, de color morado-rosado muy pálido, en algunos sectores es de color morado oscuro. Entre los cristales juveniles (25% de roca total) se encuentra plagioclasa (70% de cristales) de formas irregulares o tabular, de tamaño 1-4 mm, muchas alteradas a arcillas amarillas; también hay cristales de un mineral máfico (30% de cristales), de formas irregulares y tamaño 0.5-3 mm, algunos totalmente alterados a arcillas amarillas dejando cavidades de <1 mm de diámetro. Algunos de estos cristales se muestran de color gris oscuro (sobre todo los más grandes) y podrían incluso corresponder a líticos subredondeados. Magnetismo moderado a débil. Nombre: toba cristalina. Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas para la Formación Lo Valle (Gana & Wall, 1997; Wall et al., 1999).
19CC11	Las Chilcas	Sedimentaria detrítica	Roca sedimentaria detrítica. La matriz (60% de la roca) se compone de granos de tamaño no determinable y es de color rojo-morado. Los clastos (35% de la roca) son subangulosos y de feldespatos, tamaño 0.2-1.2 mm. El cemento (5% de la roca) es de óxidos de hierro. La roca muestra una fábrica homogénea, muy buena selección, no presenta fósiles ni estructuras sedimentarias. El color rojizo se debería a que la matriz, rica en hierro, sufrió un proceso de oxidación. Magnetismo nulo. Nombre: grauvaca feldespática (arenisca roja muy fina). Comparación generalizada con bibliografía: se describen conglomerados y areniscas rojas para la Formación Las Chilcas en el sector Cajón de los Valles, relativamente cercanas a la discordancia con la Formación Lo Valle (Boyce, 2015).
19CC12	Las Chilcas	Volcánica	Roca ígnea extrusiva. Muestra una textura porfídica. La masa fundamental (80% de la roca) es de color morado (el grado de cristalinidad habría que determinarlo al microscopio). Los cristales (18% de la roca) son 95% plagioclasas tabulares o irregulares, de tamaño 0.1-0.5 mm una primera familia (50% del total de plagioclasas) y 05-10 mm una segunda familia (50% del total de plagioclasas), que muestran baja estructuralidad, como alteradas por disolución y con fracturas rellenas probablemente por óxidos de hierro. El 5% restante de

			<p>cristales corresponde a un mineral máfico de formas irregulares, tamaño 0.5-2 mm, que se muestra alterado a tonos rojos o verdosos. El 2% restante de la roca corresponde a minerales de alteración alojados directamente en la masa fundamental: unos son de color amarillo verdoso, muy blandos y que posiblemente rellenan cavidades de 1-3 mm de diámetro (amígdalas); otros son de color burdeo-rojizo de tamaño <1 mm. La roca es entonces inequigranular, la plagioclasa se muestra subhedral (hipidiomórfica). La estructura es homogénea y la fábrica isótropa. Como morfología especial están las amígdalas rellenas con minerales de arcillas nombradas anteriormente. Magnetismo débil. Nombre: andesita-basalto. Comparación generalizada con bibliografía: se describen lavas basálticas y andesítico-basálticas tanto para la base como para el techo de la Formación Las Chilcas (Wall et al., 1999; Boyce, 2015).</p>
19CC13	Plutón Caleu	Ígnea intrusiva	<p>En el sitio se encuentra un granitoide (1) que es cortado por venas graníticas (2).</p> <p>(1) Roca holocristalina. Se distinguen principalmente cristales de un mineral máfico (65% de la roca), de tamaño 1-4 mm, siendo la moda 1 mm. El 34% de la roca corresponde a cristales de un mineral no determinado (posiblemente feldespatos) de tamaño <2 mm, donde la moda también es 1 mm. El 1% restante corresponde a minerales intercrecidos que muestran un brillo metálico en tonos dorados y plateados, quizás son sulfuros de metales base. La roca es entonces inequigranular, fanerítica, grano fino a medio. La forma de los cristales no es reconocible a muestra de mano. Estructura homogénea, fábrica isótropa. Como morfología especial se encuentran los posibles sulfuros intercrecidos entre la masa cristalina. Índice de color: melanocrático. QAP: no determinado, ya que el mineral no determinado podría ser tanto feldespatos como cuarzo. Nombre: no determinado. Magnetismo fuerte. Dudas: gabro?</p> <p>(2) Roca holocristalina. Predomina el cuarzo (80% de la roca), tamaño <1 mm, equigranular. El 20% restante corresponde a un mineral máfico de tamaño 1-4 mm. La roca es de textura fanerítica, grano fino. En cuanto a la forma de los cristales, la situación es la misma que en (1). Estructura homogénea, fábrica isótropa. No presenta morfologías especiales. Índice de color: leucocrático. QAP: Q: 100%. La masa cristalina efervesce con ácido clorhídrico, por lo que el fluido que precipitó la vena debió contener algo de carbonato, ya que la roca caja no efervesce. Nombre: cuarzolita.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: el sitio se ubica en la zona Granodiorítica de Molina (2014), pero cercano al límite con la zona Gabro-diorítica, por lo que la descripción no difiere mucho de lo descrito en la literatura.</p>
19CC14	Plutón Caleu	Ígnea intrusiva	<p>Roca ígnea intrusiva. Holocristalina. 48% de la roca sería plagioclasa, 30% cuarzo y 22% un mineral máfico (muy probablemente biotita). La plagioclasa y el cuarzo son equigranulares, menores a 1 mm. Biotita es inequigranular, tamaño 0.5-2 mm. Textura fanerítica, grano fino. No es posible determinar la forma de los cristales a muestra de mano. Estructura homogénea, fábrica isótropa. No presenta morfologías especiales. Índice de color: leucocrático.</p>

			<p>Magnetismo débil a moderado. QAP: Q: 38.4%; A: 0%; P: 61.6%. Nombre: leucotonalita de biotita.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: el sitio se ubica justo en el límite entre la Formación Veta Negra y la zona Gabro-diorítica de Molina (2014), por lo que la descripción difiere principalmente en la razón entre cuarzo y plagioclasa. Sin embargo, cabe destacar que esta zona anteriormente fue definida por Parada et al. (2005) como zona Tonalita.</p>
19CC16	Lo Prado	Sedimentaria detrítica	<p>Roca sedimentaria detrítica. La roca se muestra homogénea, de color gris claro verdoso. No es posible identificar líticos o cristales. Presenta manchas naranjas de 1 mm de diámetro, que serían por alteración posterior de óxidos de hierro. La roca se muestra muy silicificada. Magnetismo nulo. La roca efervesce bastante con ácido clorhídrico. Nombre: arenisca fina.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen areniscas, limolitas e ignimbritas para la Formación Lo Prado (Vergara et al., 1995).</p>
20CC01	Las Chilcas	Volcanoclásticas	<p>Rocas volcánicas. El afloramiento muestra una textura brechosa, con líticos angulosos de diámetros centimétricos a decimétricos. En este sitio se muestreó tanto la roca volcánica que corresponde a la matriz (1) del depósito volcánico litificado como también un clasto mayor (2), de al menos 3 m de diámetro y que fue muestreado para AMS.</p> <p>(1) Roca de textura brechosa. Se distingue una matriz arenosa (85% de la roca) de tamaño <0.5 mm, la cual contiene: líticos andesíticos (2% de la roca) de 3-5 mm, redondeados y probablemente accesorios; cristales anhedral de plagioclasa y feldspatos (10% de la roca) de 1-2 mm, alterados a sericita verdosa; y cristales de un mineral máfico (3% de la roca) de 1-2 mm. La roca muestra magnetismo débil a moderado. Nada de ella efervesce con ácido clorhídrico. Nombre: Toba cristalina.</p> <p>(2) Roca de textura brechosa. Matriz arenosa (80% de la roca), de tamaño no determinable con exactitud, que contiene cristales de plagioclasa anhedral (19% de la roca), de 1-4 mm, muy baja integridad y alterados a sericita, y un 1% de cristales de carbonatos (efervescen con ácido clorhídrico). Magnetismo débil. Nombre: toba cristalina.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen variados niveles de tobas para la Formación Las Chilcas (Boyce, 2015).</p>
20CC02	Las Chilcas	Volcánica	<p>Roca ígnea extrusiva. La roca muestra una textura porfídica, con una masa fundamental (85% de la roca) rojiza-morada que alberga fenocristales (15% de la roca) de plagioclasa anhedral. Los cristales de plagioclasa son de 1-5 mm, pero en su mayoría están alterados a minerales secundarios, de los cuales se reconocen cuatro: (1) color verdoso pálido, hábito masivo, dureza 6 aproximadamente, formando amígdalas redondeadas de 1-5 mm; (2) color blanco, hábito acicular radial, identificado en una sola amígdala de 3 mm; (3) color blanco rosáceo pálido, dureza 6 aproximadamente, se encuentra en amígdalas de 2-25 mm (sericita?); (4) color blanco, dureza 1.5-2, probablemente zeolita. La roca presenta muchas vesículas, algunas generadas posiblemente por escape de volátiles, pero muchas generadas probablemente por alteración de minerales primarios y posterior meteorización mecánica y remoción. La roca muestra una estructura homogénea y fábrica isotropa, sin embargo, en</p>

			<p>terreno algunos niveles mostraban las vesículas orientadas, solidarias a la estratificación. No tiene magnetismo y no efervesce con ácido clorhídrico. Nombre: andesita-basalto alterada por metamorfismo de muy bajo grado.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen lavas basálticas y andesítico-basálticas tanto para la base como para el techo de la Formación Las Chilcas (Wall et al., 1999; Boyce, 2015).</p>
20CC03	Las Chilcas	Sedimentarias químicas	<p>Rocas sedimentarias químicas. Las rocas se muestran homogéneas, cristalinas y efervescen fuertemente con ácido clorhídrico, por lo que se trata de calizas. Se distinguieron dos tipos de estas.</p> <p>(1) Más hacia la base en la secuencia estratigráfica que las tipo (2) asumiendo polaridad normal. La roca es de color blanco opaco, con tonos de grises claros, de grano fino (no medible) en general, pero también muestra cierto grado de recristalización evidenciado en cristales de 1-2 mm. Algunas fracturas de ~0.2 mm de espesor están rellenas de un mineral oscuro.</p> <p>(2) Presenta granos de color blanco lechoso, de forma irregular, y otros gris oscuro, forma prismática muy mal preservada, ambos de mayor tamaño que el tipo (1): 1-3 mm los blancos y 0.5-10 mm los oscuros. Dichos granos de mayor tamaño representan el 45% de la roca, el 55% restante es de grano fino no medible.</p> <p>Ambos tipos de roca efervescen mucho con ácido clorhídrico y no presentan magnetismo. No contienen fósiles ni estructuras sedimentarias. Nombre: calizas recristalizadas.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen niveles de calizas marmolizadas para la Formación Las Chilcas (Wall et al., 1999; Boyce, 2015), en particular en el sector occidental del Cajón de los Valles (Las Bateas, sector de este sitio), donde también se describen con nódulos de chert e intercalaciones de margas y calcarenitas, además de presencia de fósiles de flora algal lagunar.</p>
20CC04	Plutón Caleu	Ígnea intrusiva	<p>Roca ígnea intrusiva. Holocristalina. El 70% de la roca corresponde a un mineral máfico no determinable a muestra de mano, de tamaño <4 mm, anhedral. El 15% de la roca corresponde a plagioclasa subhedral de hábito tabular de tamaño hasta 6 mm, en parte alterada asericita verdosa. El 15% restante corresponde a cuarzo de forma irregular, aparentemente relleno de espacios entre cristales. Roca inequigranular, grano medio a fino, fanerítica, estructura homogénea, fábrica isótropa. No presenta morfologías especiales. Índice de color: melanocrático. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo débil a moderado. Nombre: Melanotonalita de (mineral máfico).</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: el sitio se ubica en la zona Gabro-diorítica de Molina (2014), por lo que la descripción difiere principalmente en la razón entre cuarzo y plagioclasa. Sin embargo, cabe destacar que esta zona anteriormente fue definida por Parada et al. (2005) como zona Tonalita.</p>
20CC05	Plutón Caleu	Ígnea intrusiva	<p>Roca ígnea intrusiva. Holocristalina. Cristales de cuarzo anhedral (30% de la roca) de hasta 3 mm; plagioclasa subhedral (30% de la roca) de hasta 5 mm, predominando aquellos de 1-2</p>

			<p>mm; biotita subhedral (20% de la roca) de 1-5 mm, algunas alteradas a clorita; y un mineral máfico no determinable a muestra de mano (20% de la roca) de hasta 7 mm. Roca inequigranular, fanerítica, grano medio. Estructura homogénea, fábrica isotropa. Sin morfologías especiales. Índice de color: mesocrático. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo débil a moderado. Nombre: Mesotonalita de biotita y (otro mineral máfico).</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: el sitio se ubica en la zona Gabro-diorítica de Molina (2014), por lo que la descripción difiere principalmente en la razón entre cuarzo y plagioclasa. Sin embargo, cabe destacar que esta zona anteriormente fue definida por Parada et al. (2005) como zona Tonalita.</p>
20CC06	Plutón Caleu	Ígnea intrusiva	<p>Roca ígnea intrusiva. Roca holocristalina, difícil distinguir entre cristales de plagioclasa y otros feldespatos. El cuarzo representa el 7.5% de la roca, plagioclasa el 33% (baja estructuralidad) y feldespatos el 33%, biotita 10% y otro mineral máfico no identificable el 17.5% restante. Roca equigranular de grano fino, 1-2 mm. Fanerítica, estructura homogénea, fábrica isotropa, sin morfologías especiales. Índice de color: mesocrático. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo moderado. Nombre: meso-cuarzomonzonita de biotita y (otro mineral máfico).</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: la descripción coincide con la zona cuarzo-monzodiorítica de Molina (2014), que consiste en cuarzo-monzonitas y cuarzo-granodioritas, pero el sitio se ubica en la zona Gabrodiorítica, aunque cercano a la zona monzodiorítica.</p>
20CC07	Plutón Caleu	Ígnea intrusiva	<p>Roca ígnea intrusiva. Holocristalina, fanerítica, equigranular de grano fino. Se distinguen cristales de cuarzo anhedral (25% de la roca) de <1 mm; plagioclasa (25% de la roca) subhedral de <1 mm pero que a veces alcanzan 3 mm; biotita subhedral (25% de la roca) de <1 mm; y un mineral máfico anhedral no reconocible (25% de la roca) con cristales que alcanzan los 5 mm, pero la moda es de <1 mm. Estructura homogénea, fábrica isotropa, sin morfologías especiales. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo fuerte a moderado. Índice de color: mesocrático. Nombre: mesotonalita de biotita y (otro mineral máfico).</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: el sitio se ubica en la zona Gabro-diorítica de Molina (2014), por lo que la descripción difiere principalmente en la razón entre cuarzo y plagioclasa. Sin embargo, cabe destacar que esta zona anteriormente fue definida por Parada et al. (2005) como zona Tonalita.</p>
20CC08	Veta Negra	Ígnea extrusiva	<p>Roca ígnea extrusiva. Textura porfídica. Fenocristales de plagioclasa subhedral (10% de la roca), colores blanco y gris oscuro, hábito tabular, tamaño 1-10 mm, alojados en masa fundamental de tamaño de grano no reconocible (90% de la roca). Roca inequigranular, grano medio a grueso. Estructura homogénea, fábrica isotropa, sin morfologías especiales. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo muy fuerte. Nombre: andesita-basalto. En terreno se observaron cristales de plagioclasa de mayor tamaño que los de la muestra de</p>

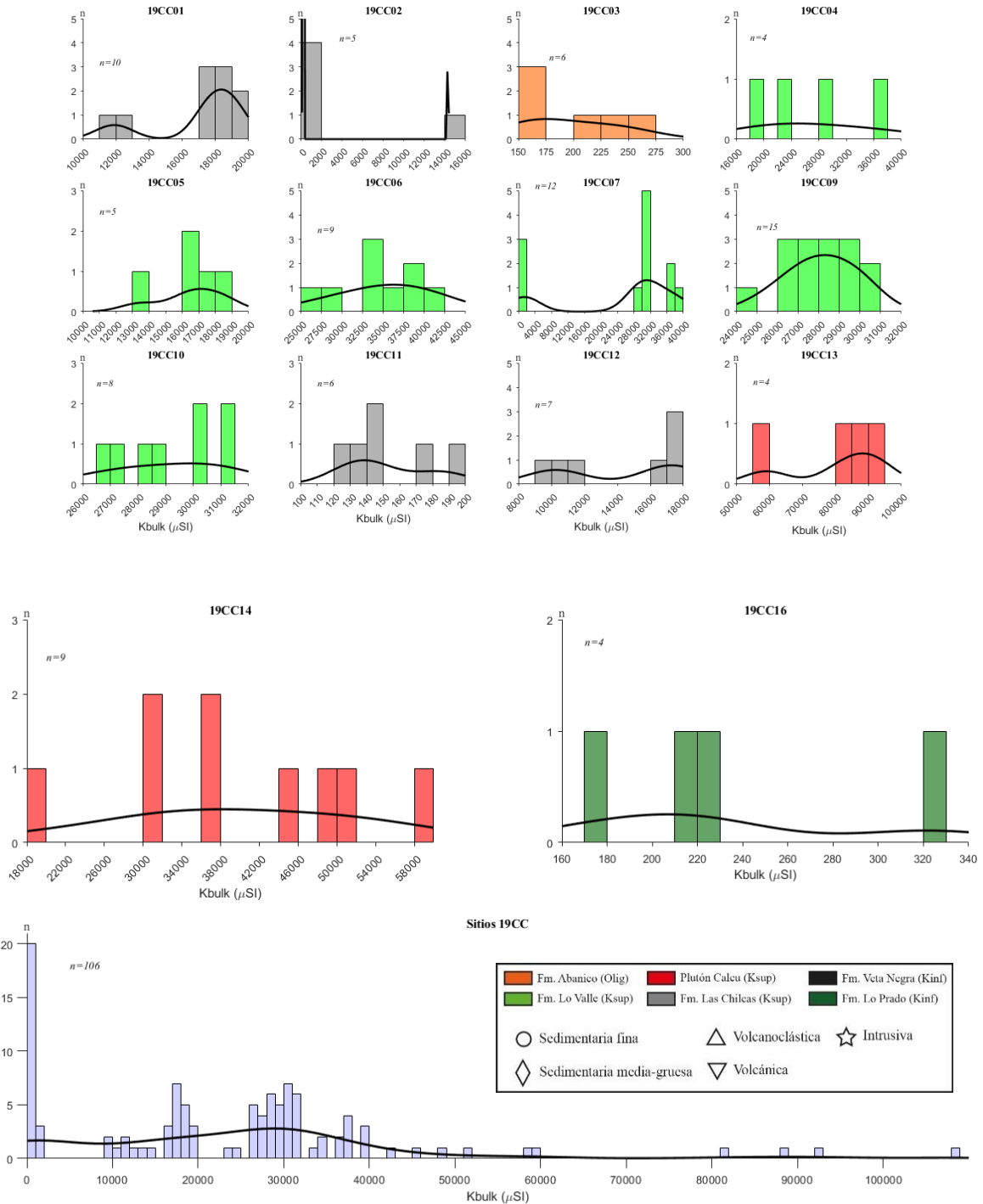
			<p>mano, por lo que un nombre más específico (y coloquial a la vez) para esta litología es “ocoíta”.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: la ubicación del sitio corresponde a la zona Gabro-diorítica de Molina (2014), pero el afloramiento litológicamente coincide con ocoítas de la Formación Veta Negra y geográficamente coincidiría con la proyección de dicha Formación sobre el plutón Caleu (Wall et al., 1999).</p>
20CC09	Lo Prado	Sedimentaria detrítica	<p>Roca sedimentaria. Tamaño de grano no determinable, pero se estima entre fino y muy fino. A la lupa la fábrica se ve isótropa. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. No tiene magnetismo. Nombre: arenisca fina a muy fina.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen areniscas para la Formación Lo Prado (Gana et al., 1996; Wall et al., 1999).</p>
20CC10	Lo Prado	Sedimentaria detrítica	<p>Roca sedimentaria. La matriz representa un 100% de la roca y es de grano muy fino, no reconocible. Esta se muestra de colores morado y gris claro. La roca está muy alterada, presenta minerales de arcilla de colores naranjos y burdeos, dispuestos en pátinas, además de estar silicificada. Se observan venillas de <0.1 mm de espesor y cavidades de <1 mm de diámetro, ambas morfologías albergando biotita secundaria. Fábrica isótropa. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. No tiene magnetismo. No presenta fósiles ni estructuras sedimentarias. Nombre: lutita.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen lutitas para la Formación Lo Prado (Gana et al., 1996; Wall et al., 1999).</p>
20CC11	Lo Prado	Sedimentarias detríticas	<p>Secuencia de rocas sedimentarias detríticas finas. Tamaño no determinable con lupa. Las capas de la secuencia son de colores homogéneos, pero entre capas los colores varían: hay gris claro, gris oscuro, marrón. Fábrica homogénea e isótropa. No se logra distinguir el cemento. Muy buena selección. Puede ser una lutita o una limolita. La roca efervesce un poco con ácido clorhídrico, pero no en todas partes, lo que indicaría precipitación de carbonatos quizás desde algún contacto entre capas de la secuencia. Magnetismo nulo. Nombre: lutitas (negras, grises, marrones).</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen lutitas para la Formación Lo Prado (Gana et al., 1996; Wall et al., 1999).</p>
20CC12	Lo Prado	Sedimentarias detríticas	<p>Rocas sedimentarias. En este sitio se observa una secuencia estratificada de rocas sedimentarias que varían desde niveles finos hacia la base, hasta niveles de areniscas conglomerádicas y conglomerados hacia el techo. Se describen a continuación 3 tipos litológicos diferentes, de base a techo.</p> <p>(1) Finos: no es posible determinar el tamaño de grano o los minerales que la componen. La fábrica pareciera ser isótropa y no se distinguen estructuras sedimentarias. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. No tiene magnetismo. Nombre: puede ser arenisca fina, una limolita o una lutita.</p> <p>(2) Se logra distinguir granos de cuarzo de 0.3-0.5 mm, pero en general todos los granos son de menor tamaño. Fábrica isótropa. En estos niveles en terreno se vio una estructura</p>

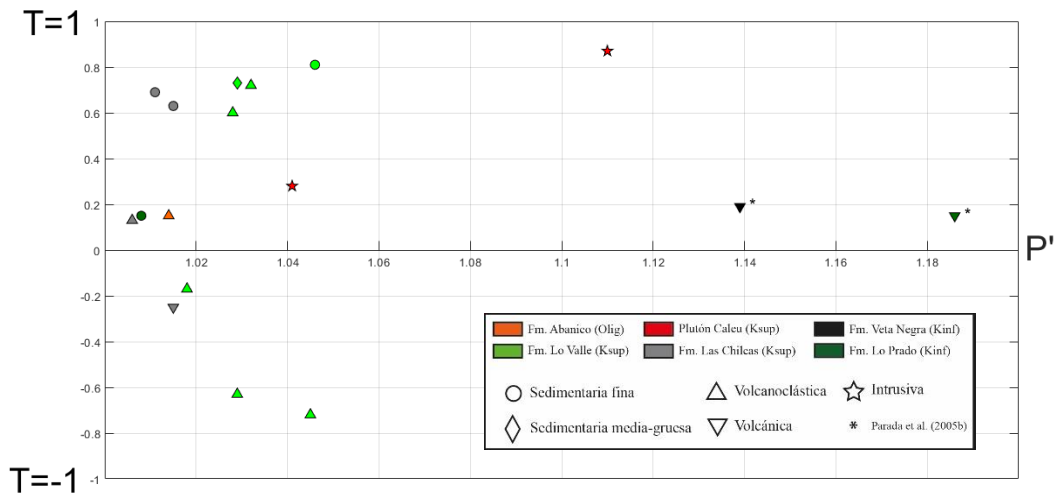
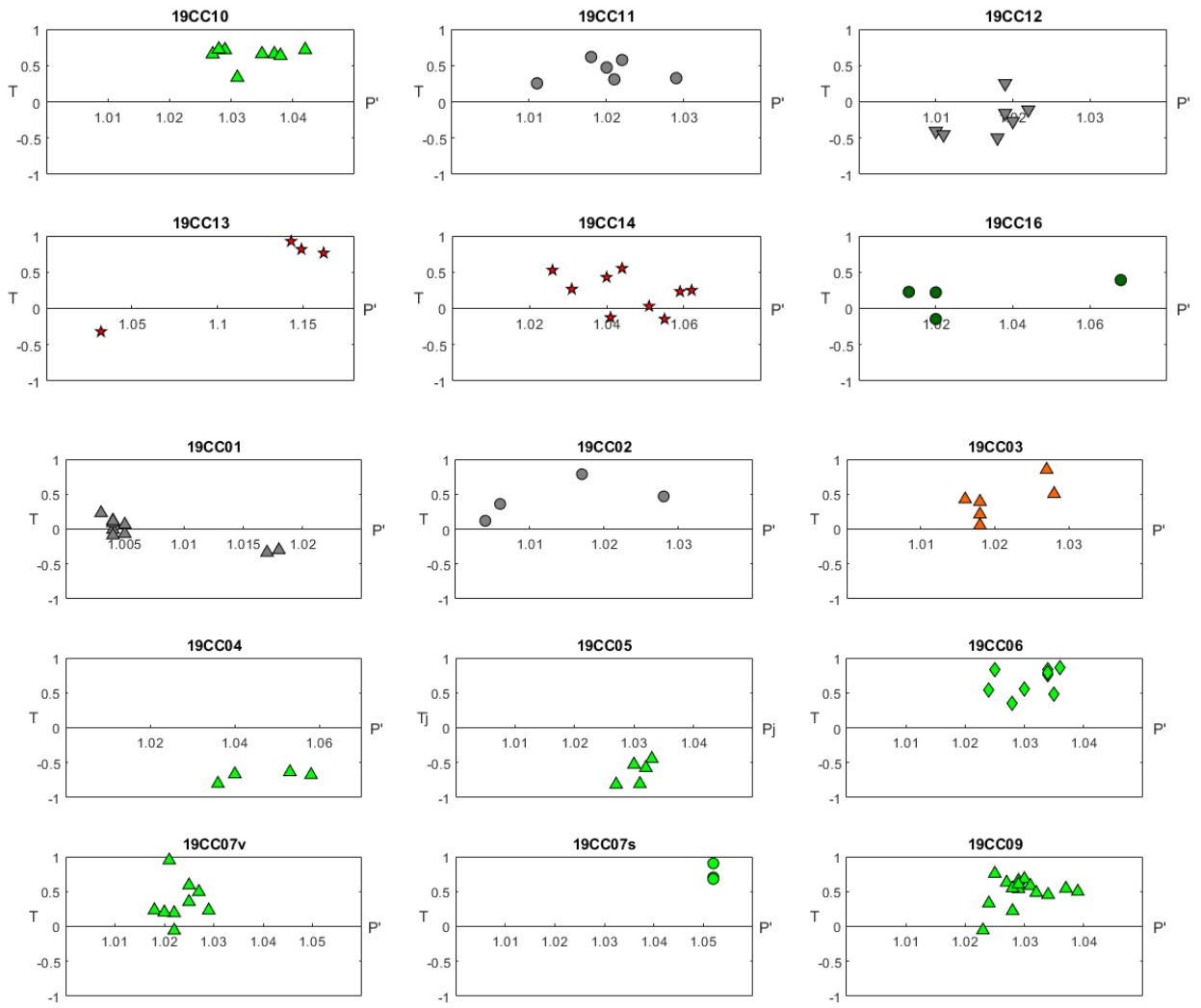
			<p>sedimentaria que probablemente corresponde a gotas de lluvia, que indicarían polaridad normal del afloramiento. Efervesce con ácido clorhídrico, por lo que quizás tiene cemento calcáreo. No tiene magnetismo. Nombre: arenisca fina a muy fina.</p> <p>(3) Los granos, dentro de los cuales se logra distinguir cuarzo y posiblemente clastos de roca ígnea extrusiva, varían principalmente entre 1-4 mm, con algunos clastos de cuarzo que alcanzan 1.7 cm y de roca ígnea que alcanzan 1 cm. El redondeamiento es bueno y la esfericidad media. Mala selección. No se ven estructuras sedimentarias. La roca efervesce con ácido clorhídrico, por lo que quizás tiene cemento calcáreo. Solo los clastos de roca ígnea extrusiva tienen magnetismo débil, el resto de la roca tiene nulo magnetismo. Nombre: conglomerado arenoso.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: se describen lutitas, areniscas y conglomerados para la Formación Lo Prado (Gana et al., 1996; Wall et al., 1999).</p>
20CC13	Horqueta	Sedimentaria detrítica e ígnea intrusiva	<p>En el sitio se reconocieron dos litologías.</p> <p>(1) Dique: roca holocristalina., fanerítica de grano fino. Se reconocen cristales de plagioclasa subhedral (40% de la roca) de máximo 2 mm, en general alterada a sericita y conservando muy poco su hábito tabular; cristales de un mineral máfico no reconocible (40% de la roca) y de tamaño en general menor a 2 mm, pero que alcanza en casos puntuales 7 mm; cristales de cuarzo (10% de la roca) de forma irregular y tamaño <2 mm; cristales de biotita subhedral (10% de la roca) de tamaño <2 mm, mostrando algunos cristales hábito micáceo. Roca equigranular, estructura homogénea, fábrica isótropa. Presenta venillas de 0.3 mm de espesor y 2 cm de largo, de un mineral negro brillante. Índice de color: mesocrático. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo débil. Nombre: meso cuarzdiorita/cuarzogabro/cuarzoanortosita de (mineral máfico no reconocido) y biotita.</p> <p>(2) Roca de textura brechosa, matriz soportada, muy alterada, a priori brecha sedimentaria o volcánica. La matriz (50% de la roca) es de apariencia extrusiva. Los líticos o clastos (50% de la roca) son desde subredondeados hasta muy angulosos, polimícticos, se alcanzan a distinguir aquellos ígneos, de tamaño variable entre 1-5 cm, no orientados, muchos fracturados. Baja esfericidad, mala selección. No se distinguen estructuras sedimentarias. Nada de la roca efervesce con ácido clorhídrico. Algunos clastos tienen magnetismo débil, el resto de la roca magnetismo nulo. No se logró determinar el tamaño de grano de la matriz debido a que la muestra estaba muy alterada. Nombre: toba de lapilli lítica / brecha volcánica.</p> <p>Comparación generalizada con bibliografía: la Formación Horqueta se describe como intruida por granitoides jurásicos y cretácicos (Gana et al., 1996), por lo que el dique aquí descrito correspondería a un cuerpo de menor tamaño, no mapeado. Además, se describen conglomerados volcanoclásticos para esta formación, lo que se condice con gran parte de la descripción de (2).</p>
20CC14	Horqueta	Volcánica	<p>Roca ígnea extrusiva. Se compone totalmente de sílice amorfa. Afanítica, estructura homogénea, fábrica isótropa. Índice de color: leucocrático. No efervesce con ácido clorhídrico. Magnetismo nulo. Nombre: riolita?.</p>

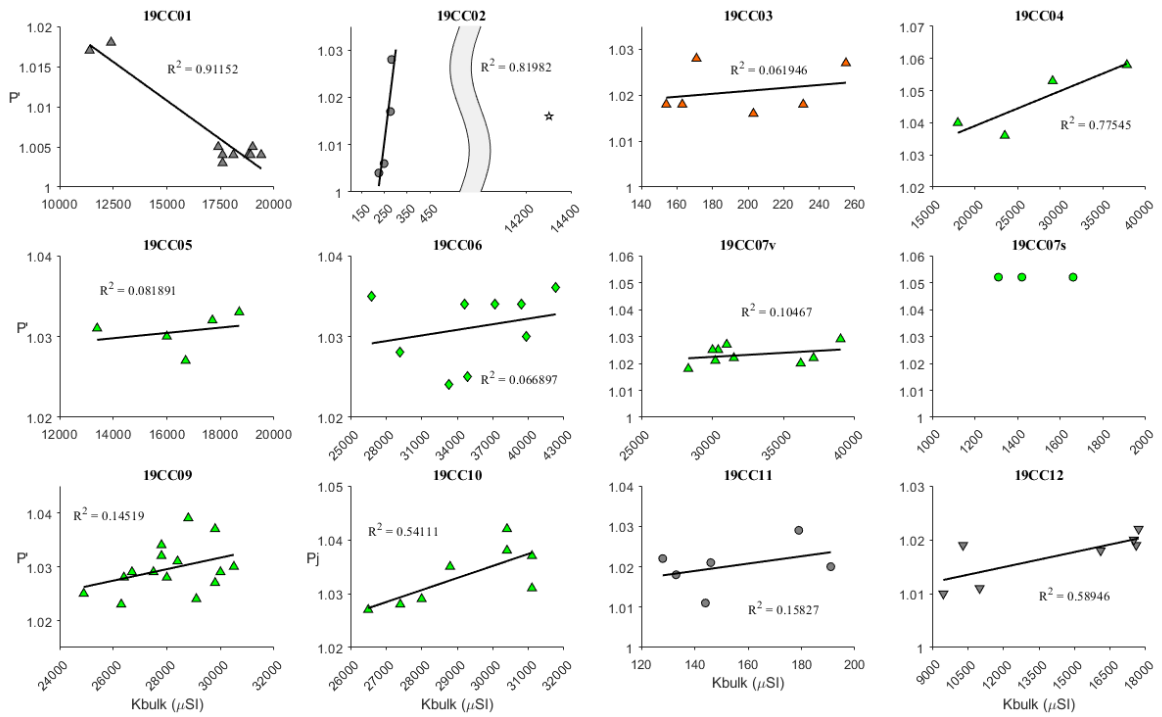
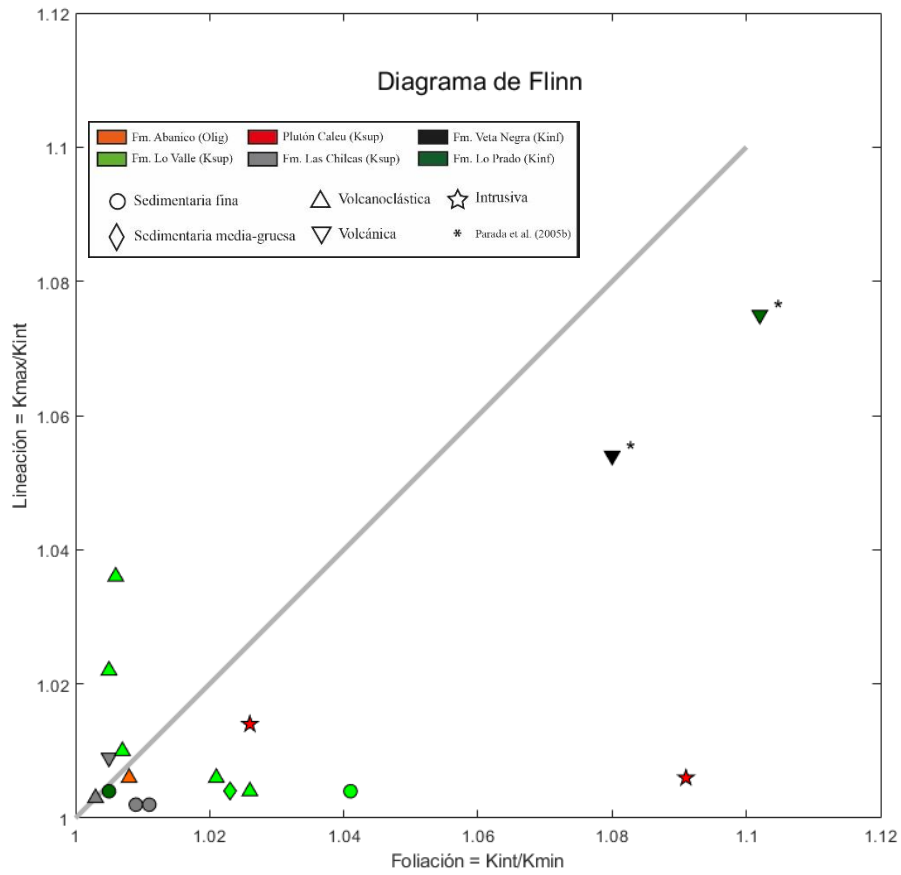
			Comparación generalizada con bibliografía: el sitio se ubica en una zona de alteración hidrotermal de sílice y hierro, lo que se condice con la roca descrita (solo se observó cuarzo, posiblemente secundario).
20CC15	Cerro Calera	Ígnea intrusiva?	Roca ígnea intrusiva. Afanítica, probablemente holocristalina, ya que, si bien no se distinguen cristales salvo algunos de plagioclasa subhedral, tampoco se observa vidrio. Dichos cristales de plagioclasa son de tamaño menor a 1 mm y de hábito tabular. Se encuentran alterados a sericita verdosa. La masa fundamental es de color gris oscuro y tamaño de grano no reconocible. Índice de color: melanocrático. En terreno se observó cavidades miarolíticas. Estructura homogénea, fábrica isotropa. Pequeñas fracturas (espesor no medible) y oquedades (0.5-10 mm) efervescon con ácido clorhídrico. Magnetismo moderado. Nombre: si bien a muestra de mano no es posible determinar un nombre, probablemente corresponde a un dique máfico o quizás a un intrusivo hipabisal. Comparación generalizada con bibliografía: en las descripciones no se señala particularmente intrusiones de diques o intrusivos hipabisales.
20CC16	Ajial	Sedimentarias detríticas	Rocas sedimentarias. En este sitio se observaron areniscas cuarcíferas (1) con presencia de lentes de grano muy fino (2). (1) Arenisca compuesta totalmente de granos de cuarzo (sílice lechosa) que varían entre 1-10 mm, buen redondeamiento, esfericidad media y buena selección, es decir, madura química y texturalmente. No se logra distinguir matriz (<1 mm, 50% de la roca) y cemento, pero a juzgar por los colores de la roca, todo sería de sílice. La distribución de los granos no es homogénea: hay sectores donde el % de matriz alcanza un 85%. Se observan venillas de sílice de 3 mm de espesor y otras de 1 mm de espesor, y 15 cm de extensión. No tiene magnetismo. No efervesce con ácido clorhídrico. Nombre: cuarzo grauvasca. (2) El tamaño de grano no es reconocible. Color gris. En terreno la roca se observó foliada de manera subhorizontal. No efervesce con ácido clorhídrico. No tiene magnetismo. Nombre: limolita o lutita. Comparación generalizada con bibliografía: se describen intercalaciones de areniscas y lutitas de ambiente esencialmente continental (Gana et al., 1996) y areniscas conglomerádicas con clastos subangulares de rocas volcánicas ácidas (Vergara et al., 1995).
20CC17	Unidad Lliulliu	Ígnea intrusiva	Roca ígnea intrusiva. Holocristalina, fanerítica, equigranular. Se distinguen cristales de plagioclasa anhedral (40% de la roca) de 1-2 mm, alterando a sericita verdosa; de cuarzo (42% de la roca) <1 mm, forma irregular y algunos cristales rojizos; y un mineral máfico que probablemente es biotita subhedral (18% de la roca) de 1-4 mm, pero predominan entre 1-2 mm, alterando a clorita. El tamaño de grano del intrusivo es entonces fino a medio. Estructura homogénea, fábrica isotropa, sin morfologías especiales. Índice de color: leucocrático. La roca presenta magnetismo débil. Efervesce un poco con ácido clorhídrico, lo que indicaría precipitación secundaria de carbonatos (no reconocido a la lupa). Nombre: leucotonalita de biotita. Comparación generalizada con bibliografía: para esta unidad, y en particular para las subdivisiones que realizan Gana et al. (1996), se describen leucotonalitas y leucogranodioritas.

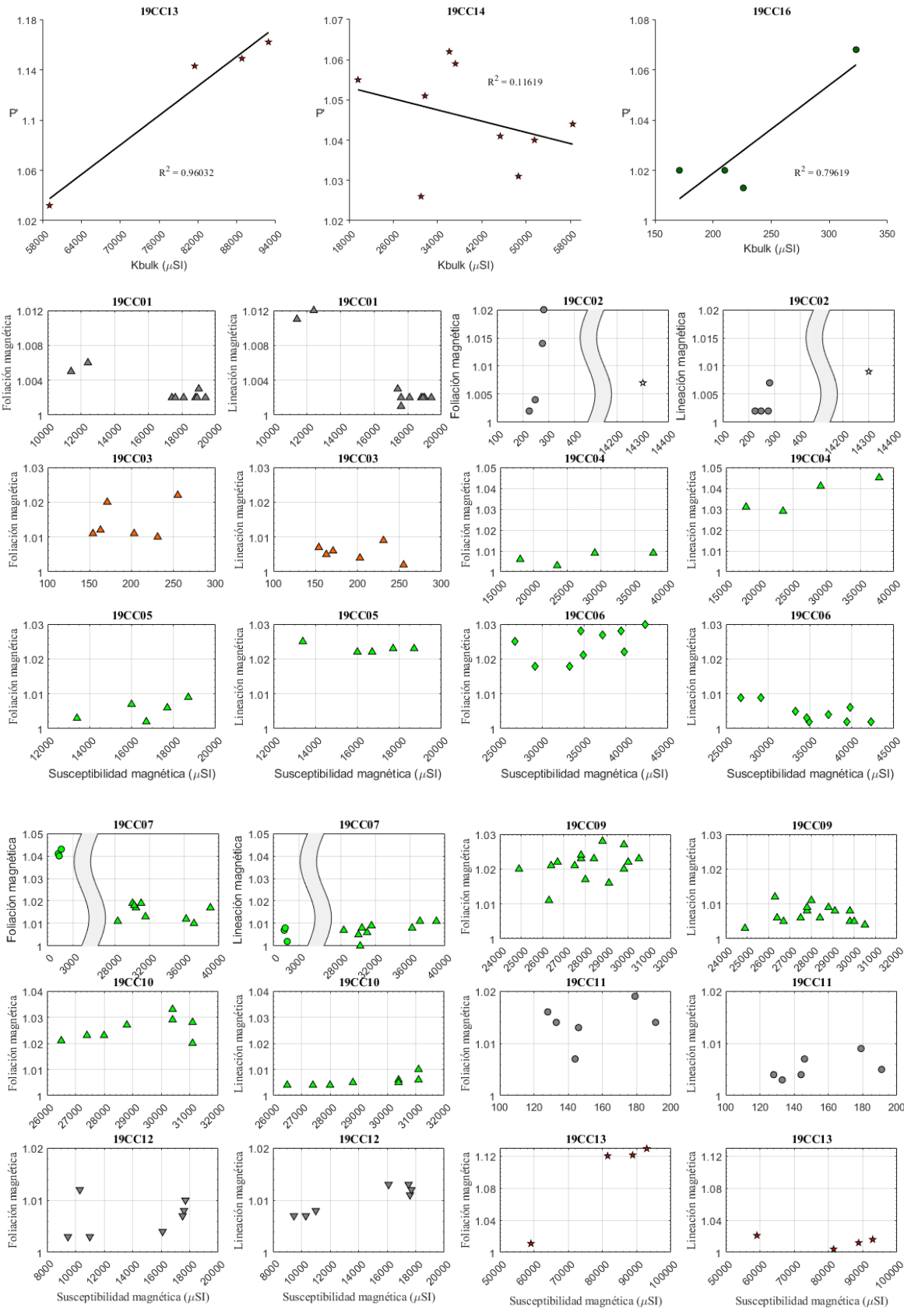
Anexo C: apéndice de resultados

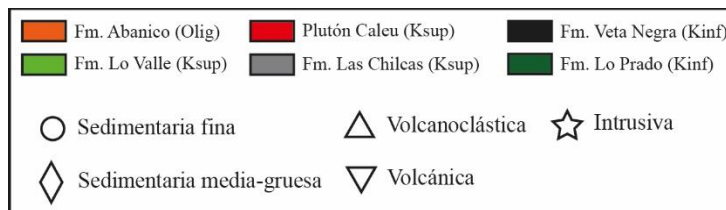
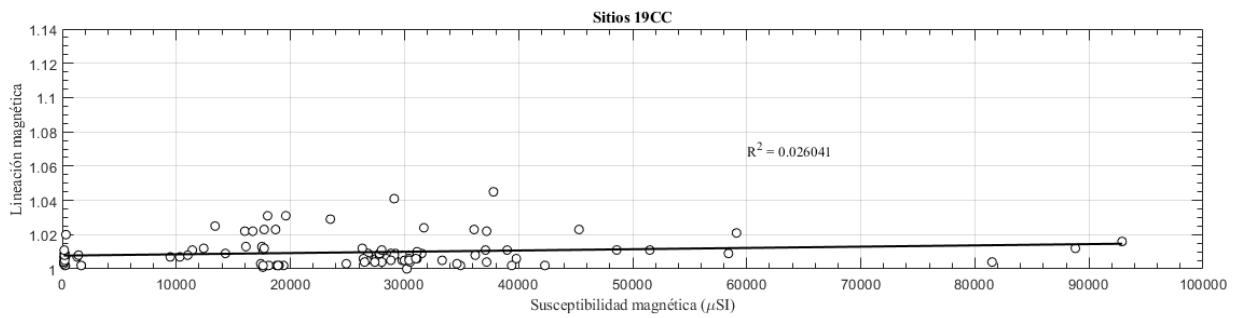
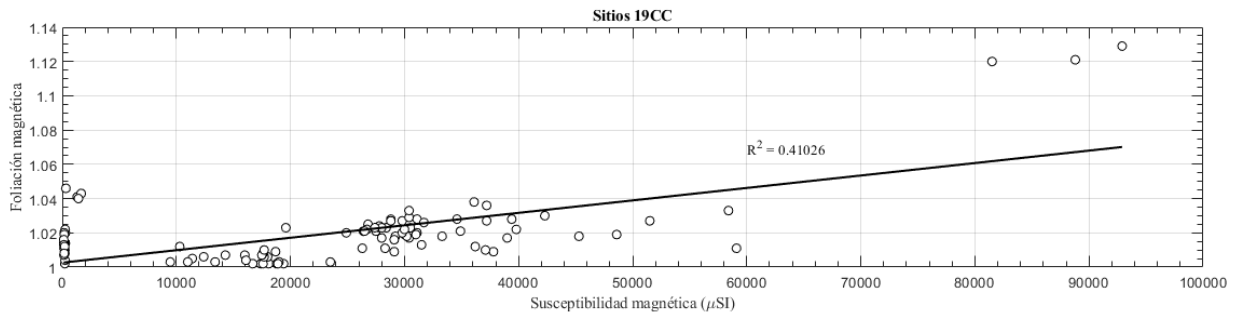
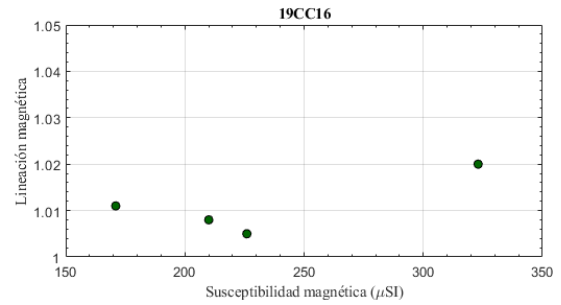
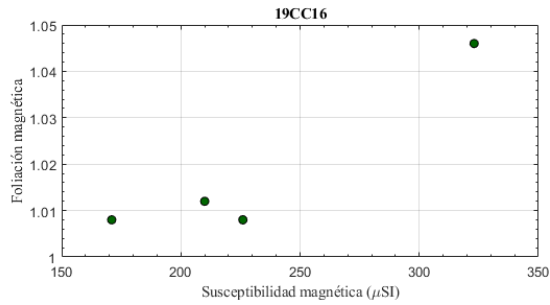
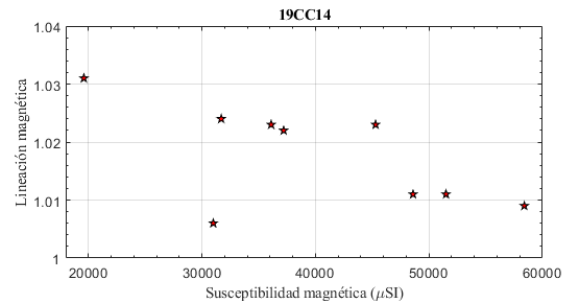
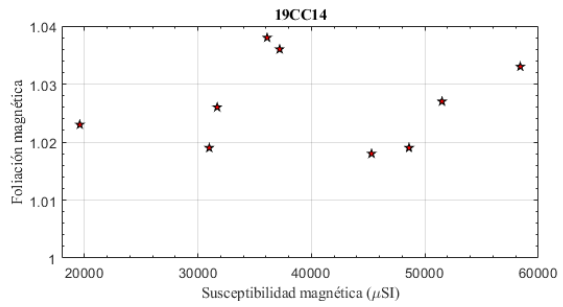
Histogramas de Km, gráficos P'-T, Flinn, Km vs P' (o Pj), Km versus foliación magnética y Km versus lineación magnética.











Direcciones de ejes de elipsoides de AMS. Se incluyen los promedios de las formaciones Lo Valle y Las Chilcas.

Sitio	In Situ															Strati														
	Kmax					Kint					Kmin					Kmax					Kint					Kmin				
	k1	dec	inc	p1	p2	k2	dec	inc	p1	p2	k3	dec	inc	p1	p2	k1	dec	inc	p1	p2	k2	dec	inc	p1	p2	k3	dec	inc	p1	p2
19CC01	1.003	27	55.6	35.0	3.6	1.000	146.6	18.7	36.4	4.7	0.997	66.8	-27.7	17.6	3.8	1.003	44.2	54.4	35.0	3.6	1.000	145.3	7.9	36.4	4.7	0.997	60.8	-34.4	17.6	3.8
19CC02	1.004	69	10.6	48.9	1.7	1.002	155.8	-17.0	49.7	36.4	0.994	9.5	-69.8	39.3	11.1	1.004	68.0	1.9	48.9	1.7	1.002	157.7	-7.5	49.7	36.4	0.994	352.4	-82.2	39.3	11.1
19CC03	1.007	75	5.3	27.8	8.5	1.001	346.0	-10.6	49.7	23.2	0.993	318.6	78.1	49.0	7.5	1.007	74.8	-14.6	27.8	8.5	1.001	342.6	-8.6	49.7	23.2	0.993	43.1	73.0	49.0	7.5
19CC04	1.025	222	14.4	27.9	15.4	0.990	130.1	6.1	53.1	18.3	0.985	17.8	74.3	52.7	23.2	1.025	219.1	1.8	27.9	15.4	0.990	129.5	-12.0	53.1	18.3	0.985	120.8	77.9	52.7	23.2
19CC05	1.017	75	46.6	14.1	10.9	0.994	359.0	-12.7	14.4	4.3	0.989	280.1	40.6	14.2	10.2	1.017	75.4	38.6	14.1	10.9	0.994	357.1	-14.2	14.4	4.3	0.989	283.4	47.9	14.2	10.2
19CC06	1.010	50	-4.3	24.1	6.0	1.006	319.3	-8.7	24.1	12.8	0.984	346.1	80.3	13.1	5.7	1.010	49.4	-7.9	24.1	6.0	1.010	318.9	-3.9	24.1	12.8	0.984	23.1	81.2	13.1	5.7
19CC07v	1.010	18	-56.5	13.3	2.7	9.990	185.7	-32.9	35.0	10.5	9.918	279.4	-5.7	34.5	1.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19CC07s	1.016	25	-14.1	79.9	33.4	1.012	293.9	-5.9	79.8	55.7	0.972	1.7	74.7	58.1	31.9	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19CC09	1.011	351	-11.1	14.0	3.8	1.005	262.9	9.1	13.8	3.0	0.984	31.3	75.6	4.8	2.4	1.011	350.2	1.4	14.0	3.8	1.005	259.7	19.2	13.8	3.0	0.984	84.3	70.7	4.8	2.4
19CC10	1.011	8	-10.9	24.5	5.7	1.007	277.0	-3.5	24.7	6.8	0.982	349.5	78.6	7.9	5.3	1.011	6.5	-5.0	24.5	5.7	1.007	276.9	4.6	24.7	6.8	0.982	49.4	83.2	7.9	5.3
19CC11	1.005	297	-10.5	65.4	13.9	1.003	210.5	17.3	66.2	23.1	0.992	357.2	69.6	38.0	15.3	1.005	297.1	1.4	65.4	13.9	1.003	206.6	18.8	66.2	23.1	0.992	31.2	71.1	38.0	15.3
19CC12	1.008	13	6.4	16.5	6.5	0.999	277.0	44.8	35.3	9.7	0.993	109.7	44.5	33.8	7.5	1.008	14.4	2.8	16.5	6.5	0.999	279.9	57.6	35.3	9.7	0.993	106.1	32.3	33.8	7.5
19CC13	1.033	317	34.4	66.6	20.0	1.027	151.1	54.8	66.6	13.6	0.941	51.6	6.7	20.4	13.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19CC14	1.018	29	59.7	21.8	6.6	1.004	105.0	-8.2	21.8	10.2	0.978	10.4	-28.9	11.1	5.0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
19CC16	1.004	11	-60.5	79.4	71.7	1.000	334.2	24.2	77.6	74.6	0.996	71.5	15.8	79.9	54.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fm. Lo Valle	1.008	23	-13	14.4	4.2	1.002	291.2	-7.5	14.7	8.2	0.990	352.1	74.9	8.7	4.2	1.008	24.8	-7.5	13.2	4.4	1.002	295.4	4.5	14.4	7.0	0.990	55.7	81.2	9.5	4.5
Fm. Las Chilcas	1.003	8.9	7.0	18.9	16.8	1.000	99.3	3.4	27.1	16.0	0.997	34.9	-82.2	26.3	16.3	1.003	7.8	3.8	19.4	14.6	1.000	97.4	-5.1	27.4	16.8	0.997	314.2	-83.6	27.2	13.4

Anexo D: datos AMS Parada et al. (2005b)

Se muestra la información siguiendo el formato de las tablas empleado en los capítulos 5 y 6, en la medida de lo posible.

Zonas definidas por los autores para el plutón Caleu: GDZ, zona gabro-diorítica; TZ, zona tonalítica; GZ, zona granodiorita. Dichas zonas espacial y geoméricamente son equivalentes a las zonas definidas por Molina (2014) descritas en el capítulo 4: zona gabro-diorítica, zona granodiorítica (que a su vez contiene la zona cuarzo-monzodiorítica) y zona monzogranítica, respectivamente. Las muestras TZ_6, TZ_7, TZ_10, TZ_17, TZ_19, TZ_20 y TZ_51 pertenecen a la zona cuarzo-monzodiorítica de Molina (2014). VN: Fm. Veta Negra; LP: Fm. Lo Prado.

Sitio	N	Lat.	Long.	Localidad	ρ/μ	Litología	Unidad	Edad	Edad (Ma)
GDZ_03	12	-33° 3.627'	-71° 0.020'	El Asiento	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_04	9	-33° 1.223'	-70° 59.193'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_08	3	-33° 4.399'	-70° 57.060'	Los Molinos	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_11	10	-33° 0.999'	-70° 59.003'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_12	7	-33° 1.233'	-70° 58.877'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_13	10	-33° 0.929'	-70° 58.947'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_14	6	-33° 1.076'	-70° 58.952'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_15	7	-33° 1.031'	-70° 58.926'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_16	6	-33° 4.238'	-70° 57.765'	El Asiento	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_22	9	-33° 3.185'	-70° 59.688'	El Asiento	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_23	10	-33° 2.266'	-70° 59.770'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_24	10	-33° 3.333'	-70° 59.983'	El Asiento	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_28	8	-32° 59.839'	-70° 58.854'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9

GDZ_30	6	-33° 0.011'	-70° 56.409'	Lo Marin	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_31	8	-33° 0.299'	-70° 56.184'	Lo Marin	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_32	7	-33° 0.280'	-70° 55.674'	Lo Marin	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_33	7	-33° 1.126'	-70° 55.224'	Rungue	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_36	8	-33° 1.447'	-70° 59.471'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_38	11	-33° 1.447'	-70° 59.483'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_49	9	-33° 3.600'	-71° 0.518'	La Dormida	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_50	10	-33° 3.899'	-71° 1.030'	La Dormida	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_52	9	-33° 2.750'	-70° 55.928'	La Finca	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_53	6	-33° 3.595'	-70° 55.698'	Los Molinos	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_54	7	-33° 0.852'	-70° 55.040'	Rungue	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_55	5	-32° 59.240'	-70° 58.693'	Caleu	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_56	7	-33° 3.666'	-71° 0.901'	La Dormida	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
GDZ_57	7	-33° 3.581'	-71° 1.165'	La Dormida	N/A	Gabros, dioritas y cuarzomonzodioritas	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	99.7±1.9
TZ_01	13	-33° 1.622'	-71° 3.788'	El Duraznillo	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_05	3	-33° 0.661'	-71° 0.609'	Caleu	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_06	8	-32° 58.513'	-71° 0.862'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9
TZ_07	13	-32° 58.426'	-71° 0.656'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9
TZ_09	8	-33° 0.392'	-71° 0.929'	Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_10	25	-32° 59.751'	-71° 1.537'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9
TZ_17	8	-32° 59.441'	-71° 1.652'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9

TZ_19	7	-32° 58.860'	-71° 1.123'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9
TZ_20	4	-32° 58.653'	-71° 0.864'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9
TZ_26	6	-33° 4.161'	-71° 1.113'	La Dormida	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_27	7	-33° 1.683'	-71° 4.679'	El Duraznillo	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_35	6	-33° 0.731'	-71° 0.014'	Caleu	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_37	7	-33° 2.287'	-71° 0.243'	Caleu	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_41	7	-33° 3.045'	-71° 0.820'	La Dormida	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_42	12	-32° 55.293'	-70° 59.322'	Faldeo NE de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_43	8	-32° 55.597'	-70° 59.111'	Faldeo NE de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_44	11	-32° 59.209'	-70° 59.259'	Faldeo NE de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_45	9	-32° 56.593'	-70° 58.730'	Faldeo NE de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_46	9	-32° 56.625'	-70° 59.034'	Faldeo NE de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_47	8	-32° 57.576'	-70° 59.319'	Faldeo NE de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
TZ_51	11	-32° 58.745'	-71° 0.753'	Co. El Roble	N/A	Cuarzo-monzodioritas, cuarzo monzonitas y granodioritas de biotita, anfíbola y piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±0.9
TZ_58	7	-32° 59.503'	-70° 59.143'	Caleu	N/A	Granodioritas de biotita, anfíbola y escaso piroxeno	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	96.8±1.1
GZ_29	6	-32° 59.586'	-70° 57.236'	Lo Marin	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_59	5	-32° 56.288'	-71° 5.010'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_60	9	-32° 57.220'	-71° 3.679'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_61	5	-32° 57.443'	-71° 5.186'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_62	15	-32° 57.521'	-71° 4.588'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_63	11	-32° 57.446'	-71° 4.038'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_64	8	-32° 58.495'	-71° 5.370'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7

GZ_65	6	-32° 58.538'	-71° 5.276'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_66	8	-32° 58.618'	-71° 3.861'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_67	8	-32° 58.227'	-71° 3.004'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
GZ_68	8	-32° 57.517'	-71° 3.129'	Faldeo NW de Co. El Roble	N/A	Granodioritas de hornblenda y biotita	Plutón Caleu	Cretácico Sup.	94.7±0.7
LP_02	9	Error: repite ubicación de TZ_1	Error: repite ubicación de TZ_1	-	-	Andesita	Fm. Lo Prado	Cretácico Inf.	-
VN_25	7	-33° 4.145'	-71° 1.290'	La Dormida	-	Andesita	Fm. Veta Negra	Cretácico Inf.	119±2.4 – 94
VN_34	2	-33° 1.360'	-70° 57.229'	La Cabra	-	Andesita	Fm. Veta Negra	Cretácico Inf.	119±2.4 – 94

Sitio	Kmax					k2	Kmin				
	k1	Dec	Inc	p1	p2		k3	Dec	Inc	p1	p2
GDZ_03	1.048	266.8	75	6.6	2.6	0.977	0.975	125.9	11.7	72.2	6.1
GDZ_04	1.047	47.4	71.7	26.5	5.3	1.029	0.924	297.9	6.3	6.9	5.5
GDZ_08	1.037	312.4	51.3	71.4	39.8	0.992	0.971	186.8	25	87.6	42.9
GDZ_11	1.044	255	75.9	62.2	3.5	1.041	0.915	114.6	10.9	12.3	3
GDZ_12	1.027	333.2	31.1	63.3	13.5	1.016	0.958	132.3	57.1	18.7	10.5
GDZ_13	1.042	333.6	73.7	20.7	10	1.020	0.938	114.1	12.7	12.2	11.7
GDZ_14	1.082	256.8	54.6	11.2	7.9	1.006	0.913	44.8	31.1	13.3	5
GDZ_15	1.059	232.9	70.5	11.7	3.4	1.024	0.918	117.6	8.6	13.2	3.9
GDZ_16	1.024	249.2	20.1	42.3	3.7	1.017	0.959	353.8	34.6	4.8	3.5
GDZ_22	1.030	249.2	53.8	14.4	6.4	1.001	0.970	46.6	34	23	4.8
GDZ_23	1.026	331.3	58.6	27.8	8.5	1.014	0.960	96.6	19.4	13.3	8.8
GDZ_24	1.047	231.8	66.5	10.1	6.5	0.994	0.959	100	16.2	19.5	8.3
GDZ_28	1.036	3.1	65.6	7.3	3	0.994	0.970	161.2	22.9	20.2	4
GDZ_30	1.014	212.5	44.5	63.8	17	1.008	0.978	109.7	12.7	22.3	13.3
GDZ_31	1.006	170.1	11.8	62.1	19.1	1.003	0.991	74.2	26.3	19.8	18.8
GDZ_32	1.007	189.3	78.2	68.2	24.3	1.004	0.989	284.7	1.1	28.2	19.3
GDZ_33	1.016	193.7	57.4	19.1	11.1	0.995	0.989	306	13.6	38.2	9.2
GDZ_36	1.025	20.4	37.5	51.1	8.5	1.017	0.958	110.5	0.1	16.4	8.4
GDZ_38	1.024	200.4	18.9	23.9	6.4	1.007	0.969	292.7	6.7	35	6
GDZ_49	1.013	181.1	49.7	44.9	20.2	0.998	0.989	322.5	33.5	48	21.1

GDZ_50	1.040	187.6	73.2	7.8	4.8	1.000	0.960	76.5	6.2	16.6	4.6
GDZ_52	1.006	152.5	16.9	50.3	19.8	1.001	0.993	284.2	65.5	33.1	24.8
GDZ_53	1.007	138.5	0.8	58.5	11.7	1.002	0.991	47.7	44.7	39.5	20.3
GDZ_54	1.008	48.6	20	40.3	12.1	0.998	0.993	297.4	44.8	33.8	8.5
GDZ_55	1.025	200.4	77.2	23.7	14.1	0.993	0.982	90.2	4.5	68.1	20
GDZ_56	1.048	112.2	81.8	27.3	8.3	0.997	0.954	223.6	3	20.8	14.2
GDZ_57	1.077	218.8	70.8	7.8	5.2	1.008	0.915	55.7	18.4	12.2	4.4
TZ_01	1.050	197.8	65.2	5.4	4.2	1.008	0.943	56.7	19.8	7.1	4
TZ_05	1.020	252.3	71.1	75.2	39.1	0.999	0.982	10.3	9.1	73.4	35.5
TZ_06	1.022	61.3	10.2	29.7	8.9	1.014	0.964	161.7	45.1	19.1	5.4
TZ_07	1.009	219.3	18.6	44.4	10.5	1.005	0.986	190.5	29.1	13.2	9.1
TZ_09	1.027	116.4	1.2	28.1	5.8	1.013	0.960	25.5	35.7	15.4	3.1
TZ_10	1.014	210.8	50.4	30.4	6.1	1.006	0.980	93.7	20.7	9.5	6.1
TZ_17	1.025	210.3	63.7	26.3	11.2	1.009	0.967	105.9	7	11.6	3.6
TZ_19	1.029	221.9	0	78	10.5	1.027	0.945	131.9	31.6	20.4	7.5
TZ_20	1.018	246.3	5.1	60.3	15.9	1.004	0.978	144.6	66.4	65.7	18.7
TZ_26	1.034	189.7	58.3	41.2	14.5	1.011	0.955	47.2	26.2	18.2	11.5
TZ_27	1.046	230.4	68.1	8.6	5.6	1.005	0.949	43.1	21.7	10.4	5.5
TZ_35	1.027	192.2	33.6	78	6.6	1.024	0.966	291.6	13.9	11.5	5.3
TZ_37	1.020	237.4	54.1	50.1	2.6	1.015	0.986	139.6	5.6	8	1.9
TZ_41	1.010	90.6	4.2	46.6	15.2	1.004	0.992	180.7	2.1	17.5	11.1
TZ_42	1.011	336.3	4.3	27.1	17.8	0.997	0.990	244.8	20.1	66.1	21.6
TZ_43	1.012	165.2	48	45.2	17.6	0.998	0.981	9.3	39.5	67.4	33.3
TZ_44	1.023	24.4	29.7	8.2	5.9	0.996	0.966	236.3	56.1	10.8	7
TZ_45	1.040	92.5	62.1	12	10.1	0.993	0.966	261.6	27.5	10.9	6.7
TZ_46	1.018	7.5	11	13.3	9.2	1.003	0.978	271	30	17.6	9.7
TZ_47	1.015	75.1	40.7	60.6	8.4	1.010	0.975	283.5	45.6	21.5	6.2
TZ_51	1.018	252.6	65.9	41.7	11.2	1.011	0.971	31.1	18.5	11.3	7.2
TZ_58	1.024	273.8	69.4	52.5	9.7	1.013	0.963	14.2	3.9	29.1	9
GZ_29	1.008	271.9	74.5	38.5	10.8	1.002	0.991	119.2	13.8	28.1	10.9
GZ_59	1.025	291.3	37.9	76.3	7.5	1.016	0.960	132.2	50.2	17	8.1
GZ_60	1.025	16.1	14.8	9.5	3.4	1.000	0.974	173.8	74.1	19.2	6.2
GZ_61	1.016	247.4	29.8	53.2	11.6	1.008	0.976	127.6	41	24.3	6.8
GZ_62	1.022	22.2	2.7	20.5	7.9	1.003	0.975	117	60.8	30.6	6.8
GZ_63	1.026	1.1	44.5	27.9	13.5	0.996	0.977	155.6	42.5	41.9	19

GZ_64	1.029	282.5	49.7	39.8	16.3	1.006	0.965	55.1	19.9	24.9	11.1
GZ_65	1.024	260.3	32.5	26	19.7	1.010	0.966	77.5	57.5	25	62
GZ_66	1.016	327	31.1	28	12.5	0.999	0.985	132.4	58.1	56.3	9.8
GZ_67	1.044	18.4	0.3	60.3	9.2	1.040	0.916	108.7	36.8	11.2	6.6
GZ_68	1.022	54.7	9.8	22	11.1	0.998	0.980	200	78.2	36.5	9.6
LP_02	1.081	256.8	54.6	11.2	7.9	1.006	0.912	44.8	31.1	13.3	5.0
VN_25	1.061	32.1	77	11.2	3.1	1.007	0.932	230.1	12.4	9.4	2.5
VN_34	N/D	191.0	60.0	N/D	N/D	N/D	N/D	312.0	16.0	N/D	N/D

Sitio	Unidad	Kbulk (SI vol.)	Mineralogía magnética	Anisotropía			
				L	F	P'	T
GDZ_03	Plutón Caleu	0.072	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.072	1.003	1.086	-0.92
GDZ_04	Plutón Caleu	0.065	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.017	1.114	1.145	0.73
GDZ_08	Plutón Caleu	0.117	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.046	1.022	1.069	-0.35
GDZ_11	Plutón Caleu	0.043	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.004	1.137	1.163	0.94
GDZ_12	Plutón Caleu	0.041	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.011	1.061	1.078	0.69
GDZ_13	Plutón Caleu	0.042	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.021	1.088	1.118	0.60
GDZ_14	Plutón Caleu	0.085	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.075	1.102	1.186	0.15
GDZ_15	Plutón Caleu	0.056	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.034	1.115	1.161	0.53
GDZ_16	Plutón Caleu	0.123	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.007	1.061	1.075	0.79
GDZ_22	Plutón Caleu	0.045	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.029	1.032	1.062	0.05
GDZ_23	Plutón Caleu	0.074	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.011	1.057	1.074	0.67
GDZ_24	Plutón Caleu	0.065	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.053	1.037	1.092	-0.17
GDZ_28	Plutón Caleu	0.051	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.041	1.025	1.069	-0.24
GDZ_30	Plutón Caleu	0.061	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.005	1.031	1.040	0.72
GDZ_31	Plutón Caleu	0.044	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.003	1.013	1.016	0.62
GDZ_32	Plutón Caleu	0.035	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.003	1.014	1.020	0.65
GDZ_33	Plutón Caleu	0.040	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.021	1.006	1.029	-0.55
GDZ_36	Plutón Caleu	0.053	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.008	1.061	1.077	0.76
GDZ_38	Plutón Caleu	0.045	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.018	1.039	1.058	0.36
GDZ_49	Plutón Caleu	0.063	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.015	1.009	1.025	-0.25
GDZ_50	Plutón Caleu	0.021	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.041	1.042	1.083	0.01
GDZ_52	Plutón Caleu	0.057	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.004	1.008	1.013	0.33
GDZ_53	Plutón Caleu	0.028	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.005	1.011	1.017	0.37

GDZ_54	Plutón Caleu	0.042	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.01	1.005	1.015	-0.33
GDZ_55	Plutón Caleu	0.050	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.031	1.011	1.045	-0.47
GDZ_56	Plutón Caleu	0.035	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.051	1.045	1.099	-0.06
GDZ_57	Plutón Caleu	0.053	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.068	1.102	1.178	0.19
TZ_01	Plutón Caleu	0.017	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.042	1.069	1.115	0.24
TZ_05	Plutón Caleu	0.027	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.021	1.017	1.039	-0.10
TZ_06	Plutón Caleu	0.030	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.008	1.052	1.065	0.73
TZ_07	Plutón Caleu	0.030	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.003	1.02	1.025	0.74
TZ_09	Plutón Caleu	0.029	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.014	1.054	1.074	0.58
TZ_10	Plutón Caleu	0.026	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.007	1.026	1.036	0.57
TZ_17	Plutón Caleu	0.032	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.015	1.044	1.062	0.49
TZ_19	Plutón Caleu	0.036	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.002	1.087	1.102	0.95
TZ_20	Plutón Caleu	0.031	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.015	1.026	1.042	0.27
TZ_26	Plutón Caleu	0.031	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.023	1.059	1.085	0.43
TZ_27	Plutón Caleu	0.027	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.041	1.058	1.103	0.17
TZ_35	Plutón Caleu	0.028	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.003	1.079	1.072	0.92
TZ_37	Plutón Caleu	0.025	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.005	1.051	1.037	0.82
TZ_41	Plutón Caleu	0.019	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.006	1.019	1.018	0.52
TZ_42	Plutón Caleu	0.025	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.015	1.004	1.022	-0.58
TZ_43	Plutón Caleu	0.023	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.013	1.008	1.032	-0.24
TZ_44	Plutón Caleu	0.032	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.027	1.015	1.059	-0.28
TZ_45	Plutón Caleu	0.029	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.047	1.028	1.077	-0.25
TZ_46	Plutón Caleu	0.022	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.015	1.026	1.041	0.27
TZ_47	Plutón Caleu	0.021	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.004	1.036	1.045	0.80
TZ_51	Plutón Caleu	0.030	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.007	1.041	1.052	0.70
TZ_58	Plutón Caleu	0.034	Magnetita, Hornblenda-Mg, Biotita	1.01	1.052	1.068	0.67
GZ_29	Plutón Caleu	0.0006	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.006	1.011	1.017	0.29
GZ_59	Plutón Caleu	0.004	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.009	1.058	1.074	0.73
GZ_60	Plutón Caleu	0.014	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.025	1.026	1.052	0.02
GZ_61	Plutón Caleu	0.011	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.008	1.033	1.043	0.61
GZ_62	Plutón Caleu	0.012	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.019	1.029	1.049	0.21
GZ_63	Plutón Caleu	0.017	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.03	1.02	1.051	-0.20
GZ_64	Plutón Caleu	0.025	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.023	1.042	1.067	0.29
GZ_65	Plutón Caleu	0.023	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.014	1.046	1.063	0.53
GZ_66	Plutón Caleu	0.012	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.016	1.015	1.032	-0.03

GZ_67	Plutón Caleu	0.016	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.004	1.135	1.161	0.94
GZ_68	Plutón Caleu	0.001	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.025	1.018	1.043	-0.16
LP_02	Fm. Lo Prado	0.009	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.075	1.102	1.186	0.15
VN_25	Fm. Veta Negra	0.108	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.054	1.08	1.139	0.19
VN_34	Fm. Veta Negra	0.097	Magnetita, Hornblenda-Mg y -Fe, Biotita	1.011	1.048	–	0.62