



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

INTERPRETACIÓN TECTÓNICA DE LA FÁBRICA MAGNÉTICA PRESENTE EN LA  
FAJA PLEGADA Y CORRIDA DE MAGALLANES BASADA EN ESTUDIOS DE  
ANISOTROPIA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM), TIERRA DEL FUEGO,  
CHILE (53°41' - 55°47'S)

**TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

MAURICIO ESTEBAN ESPINOZA VARGAS

PROFESOR GUÍA:

CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

NATALIA ASTUDILLO LEYTON

CHRISTIAN CREIXELL TORRES

SANTIAGO DE CHILE

JUNIO 2012

## RESUMEN

En la Isla de Tierra del Fuego se realizó un muestreo paleomagnético que incluye parte importante de las rocas incorporadas en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM) y del dominio de deformación de piel gruesa al sur del Canal Beagle. 35 sitios (457 muestras) corresponden principalmente a rocas sedimentarias pelíticas del Cretácico Inferior-Paleoceno, también a rocas ígneas del Cretácico Superior del Batolito Patagónico y rocas del Jurásico de la Formación Tobífera y del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT).

El análisis de la fábrica magnética en estos sitios evidencia que tanto los eventos compresivos desarrollados desde el Turoniano como probablemente los eventos transtensivos asociados al borde transcurrente de las placas Scotia y Sudamericana en el Oligoceno tardío, han sido registrados en la fábrica magnética de las rocas del Mesozoico y del Paleógeno, estableciéndose una correlación directa entre la orientación de las estructuras regionales y la orientación de las direcciones principales del elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM).

De esta forma se pudieron identificar dos dominios que presentan importantes diferencias tanto en los mecanismos de adquisición y bloqueo de sus fábricas magnéticas, como en la intensidad y temporalidad del campo de esfuerzos definido por su petrofábrica. Así, al norte del Lago Fagnano se registran fábricas tecto-sedimentarias que evidencian esfuerzos compresivos de dirección NNE-SSW, los cuales habrían actuado de forma continua desde el Turoniano al Paleoceno. Particularmente, la fábrica primaria del subdominio “Sector Lago Fagnano” corresponde a una fábrica extensiva adquirida durante la etapa de cuencas de subsidencia del Cretácico Inferior. Posterior a esto, durante el desarrollo de la FPCM se superimpuso una fábrica secundaria compresiva similar a las definidas para el resto de la zona norte. Más tarde, durante el Oligoceno Superior la influencia de las fallas transcurrentes sinestrales habría gatillado rotaciones locales antihorarias evidenciadas por la oblicuidad de la lineación magnética.

Por otro lado, al sur del Canal Beagle, se reconoce una zona de mayor intensidad en la deformación, desarrollándose fábricas secundarias tectónicas adquiridas hace aproximadamente 90 Ma, obliterándose totalmente la fábrica sedimentaria primaria. La dirección aproximada de los esfuerzos compresivos es N10E. Ambos dominios son coherentes con la actitud de las estructuras regionales asociadas al desarrollo de la FPCM y al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

Por último, tanto en este trabajo como en la interpretación de trabajos similares en la región, no se infieren esfuerzos de dirección cercana a la EW durante el Oligoceno Superior propuestos por Ghiglione y Cristallini (2007) para explicar la génesis de la curvatura del orógeno a esta latitud como un arco no rotacional.

## Agradecimientos

Agradezco siempre a quienes es imposible no hacer brillar con su nombre: a mis papás que con su propia vida humilde y muchas veces dura me dieron las ganas y sueños fundamentales para perseverar en todo momento, por su inmenso sacrificio para llegar hasta acá. A mis hermanos Fernando y Erika, con quienes me veo a una edad distante en una alegría nostálgica, en un amor gigante que les tengo desde siempre, los amo...

A ti Fernanda (Nonoka), por el amor incondicional de cada mañana, por la alegría de caminar codo a codo y entenderme siempre, por la gigantesca ayuda en este trabajo, las noches en vela y el soporte para resistir cuando se pierde el ánimo y la paciencia...Por haber estado justo aquí conmigo, por el lindo proyecto futuro que nos queda por construir...gracias amor!. A tu familia (Moncho, Lila, Naty, Lore, Javier) por la acogedora facilidad de recibirme y reír juntos. Al Nico y el Alberto por ser tan genuinos.

Al Vicente, la Fernandita y la Isi, por venir al mundo hace no mucho y recargarlo de ternura y risas. A la Paty por estar ahí siempre y ser parte de la familia. A mi pajateam querido...por tantos años de ser tan la raja como son y por ser un cable a tierra loco y entrañable...a la columna trapiche por compartir esa hebra vital que es la angustia desbordante de este tiempo histórico y volcarla proactiva...por cada deriva juntos.

A mi compadre Lucho por ser un referente gigante siempre para mí, por ser una alegría constante en mi crecer... a Jhonny y Nacho en el primer año de la U y la casa. A quienes acompañaron los primeros años de U y siguen ahí: Pato, Carlita, Negrito, JP, Carlitos, Nico, Diego, Javi, etc. gracias por los jugos, las risas, los estudios improductivos que terminaban en pichangas, el sacar la vuelta, el taca taca, el pool...gracias por los consejos y por ser tan buenos como uno puede pedir...A los compas de Geo: Juanaka, Dragón, Dixilina, Alfarolito, Rafa, Nacho, Checho, Javier, Fabi, Miralles, Damian, Kike, Naty, Rodolfo, Ataz, Martin, Paula, por la alegría del patio de los naranjos, por la organización y las conversas con miras a un cambio profundo re-evolucionario. A María Rosa y la Blanca...al Kilo, Don Carlos, Juanito, a la Vero, Rosita y todos los que están siempre dispuestos a ser más que un funcionario de la U, gracias por hacerte/nos sentir más acobijado.

Al pazariño agradecimiento aparte y apretado porque me enseñó gran parte de lo que necesité para sacar adelante esto, porque llenó increíblemente varias comidas trasandinas con chistes sacados del sombrero a una velocidad impresionante, por ser un buen carancho en todo...gracias sinceras y el mayor de los éxitos por las Uropas.

Al Julio, Filo, Yoshi, Friz, Mota, Toro, Chalo, Mande, Flako, Jito, Yiyo, Truko, Poroto, Pancho, Shivo, Yogui...pa' que brille más esta página al ser leída...Al Laja por curtir el fino arte de compartir una Pilsen y practicarlo con la seriedad y el esfuerzo que se merece.

A todos quienes han acompañado incesantemente estos años, a quienes caminaron algún trecho y lo llenaron de alegría y optimismo, a quienes comparten y compartieron sus risas, cantos, dolores, rabias, luchas, sueños, palabras y locuras en algún momento conmigo, te encontrarás que en el surco o curva de cada letra hay un poco de ti que me permitió escribir esto a un tiempo lejano de tu vista.

Finalmente le agradezco al Proyecto Anillo Antártico ACT-105 por el patrocinio de este trabajo, a César Arriagada, Natalia Astudillo, Cristián Creixell, Mauricio Calderón y Pierrick Roperch, por su guía y la ayuda para hacer de este un mejor trabajo, muchas gracias!!.

## TABLA DE CONTENIDOS

<b>RESUMEN.....</b>	<b>I</b>
<b>AGRADECIMIENTOS.....</b>	<b>II</b>
<b>I. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
I.1.    Exposición del problema a estudiar.....	1
I.2.    Objetivos.....	5
I.1.1.    Objetivo general.....	5
I.1.2.    Objetivos específicos.....	5
I.2.    Ubicación y vías de accesos.....	5
I.3.    Metodologías.....	7
I.3.1.    Análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM).....	7
I.3.2.    Análisis de propiedades magnéticas y portador magnético.....	8
I.3.3.    Análisis de Petrografía de minerales opacos.....	8
I.4.    Hipótesis de Trabajo.....	8
<b>II. EVOLUCION TECTÓNICA DE PATAGONIA AUSTRAL Y LOS ANDES FUEGUINOS DESDE EL JURÁSICO.....</b>	<b>9</b>
II.1.    Introducción.....	9
II.2.    Extensión y subducción inicial: El Batolito Subcordillerano.....	121
II.3.    Extinción del Batolito Subcordillerano, migración del arco magmático e inicio del Batolito Patagónico, ¿Acreción del Terreno Fitz Roy?.....	12
II.4.    Fusión cortical y ruptura de Gondwana, la Provincia ácida de Chon-Aike.....	12
II.5.    La apertura de la Cuenca de Rocas Verdes y el Mar de Wedell.....	15
II.6.    Apertura del Atlántico en el Cretácico Superior "inferior": Obducción de Cordillera Darwin, el desarrollo del sistema FPCM y Cuenca de Antepaís de Magallanes.....	17
<b>III. CONFIGURACIÓN GEOLÓGICA.....</b>	<b>19</b>
III.1.    Marco geológico local.....	19
III.1.1.    Basamento Metamórfico.....	19
III.1.2.    Rocas estratificadas.....	21
III.1.3.    Rocas intrusivas.....	24
III.1.4.    Complejos ofiolíticos.....	25
III.2.    Configuración Estructural Local.....	25

III.2.1.	Faja Plegada y Corrida de Magallanes “FPCM” (Cretácico Superior – Eoceno) .....	26
III.2.2.	Oroclino Patagónico (¿Cretácico Superior- Paleoceno?) .....	27
III.2.3.	Punto Triple y sistema transcurrente de las placas Scotia-Sudamericana. ....	28
<b>IV.</b>	<b>MUESTREO PALEOMAGNÉTICO Y GEOLOGÍA DE TERRENO .....</b>	<b>30</b>
IV.1.	Zona Norte.....	32
IV.2.	Zona Sur .....	35
<b>V.</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>39</b>
V.1.	Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) .....	39
V.1.1.	Susceptibilidad Magnética .....	39
V.2.	Fábrica Magnética.....	44
V.2.1.	Parámetros escalares. ....	49
<b>VI.</b>	<b>DISCUSIONES.....</b>	<b>60</b>
VI.1.	Rol de la mineralogía en la interpretación de la ASM .....	60
VI.2.	Progresión de la deformación en rocas sedimentarias.....	63
VI.3.	Orientación de la ASM y direcciones de stress .....	71
VI.4.	Origen y tiempo de adquisición de la fábrica magnética. ....	75
VI.4.1.	Zona Norte.....	75
VI.4.2.	Zona Sur .....	80
VI.5.	Posibles implicaciones en la génesis del oroclino Patagónico .....	81
<b>VII.</b>	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>82</b>
<b>VIII.</b>	<b>REFERENCIAS.....</b>	<b>84</b>
<b>ANEXO I.....</b>		<b>96</b>
<b>ANEXO II.....</b>		<b>107</b>
<b>ANEXO III.....</b>		<b>111</b>

# I. INTRODUCCIÓN

## I.1. Exposición del problema a estudiar

En la región de Tierra del Fuego, la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM), es el resultado de un régimen compresivo desarrollado desde el Turoniano, relacionado a la apertura del océano Atlántico y el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes (Alvarez-Marrón, 1993; Ghiglione *et al.*, 2010; Klepeis, 1994a; Klepeis *et al.*, 2010; Kraemer, 2003). Durante el Cretácico Superior, este ambiente compresivo comprometió únicamente la sección sur del Canal Beagle, produciendo la obducción del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT) y del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (CMCD), definiendo un dominio tectónico de escama gruesa (Klepeis *et al.*, 2010). Posteriormente, desde el Paleoceno al Oligoceno, la deformación fue progradando hacia el norte, incorporando secuencias sedimentarias de grano fino en la deformación de escama delgada correspondiente a la FPCM, definiendo así la posición actual de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (Ghiglione *et al.*, 2010; Ghiglione y Ramos, 2005). Además, esta región presenta el desarrollo de un importante borde de placas transcurrente desde el Oligoceno Superior, conocida como la Falla de Magallanes-Fagnano que pone en contacto la placa de Scotia con la placa Sudamericana (Figura I.1).

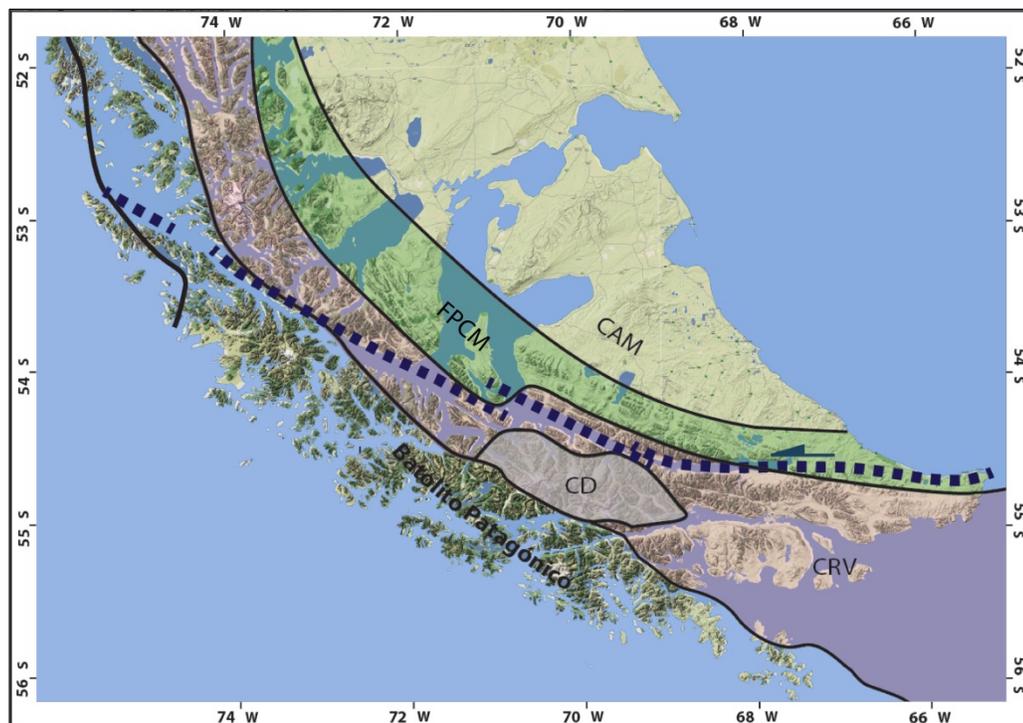


Figura I.1.1: Principales rasgos morfoestructurales del extremo sur de los Andes Patagónicos y Fueguinos, Cordillera Darwin (CD), Cuenca de Rocas Verdes (CRV), Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM), Cuenca de Antepaís de Magallanes (CAM). En azul segmentado el borde transcurrente de las placas Scotia y Sudamericana (falla de Magallanes-Fagnano).

De esta manera, los eventos de deformación desarrollados tanto en la FPCM como en el dominio de escama gruesa, incorporan numerosas secuencias sedimentarias pelíticas, desarrolladas tanto en la fase de subsidencia termal previa a la inversión de la CRV, como también sedimentos que en un principio se encontraban en una posición de cuenca de antepaís, y mediante la progradación de la deformación al dominio de escama delgada desde el Paleoceno, fueron incorporados a una posición de *wedgetop* según las definiciones de DeCelles y Giles (1996), registrando la evolución completa de los sistemas compresivos ocurrida en la región desde el Cretácico Superior.

En este sentido, el estudio de la fábrica en sedimentos marinos profundos de grano fino ha merecido especial atención dado su potencial por mejorar nuestro conocimiento en los procesos iniciales de ambientes de fajas plegadas y corridas (Kanamatsu *et al.*, 2001). Sin embargo, el estudio estructural de estas rocas, se ve dificultado por el pequeño tamaño de grano y composición de esta litología que muchas veces impide el desarrollo de indicadores cinemáticos o la definición clara de los planos de clivaje y esquistosidad (Parés *et al.*, 1999), además de la evidente dificultad de encontrar un volumen considerable de afloramientos por la abundante cobertura vegetal de esta región.

Por otro lado, desde que Graham (1966) demostró que la fábrica magnética es capaz de reflejar la petrofábrica de una roca y Balsey y Buddington (1960) mostraron que el método magnético es más sensible en la detección de fábricas que los métodos de observación microscópica, la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) se ha convertido en una técnica muy usada para determinar la fábrica de las rocas sedimentarias de grano fino. Además de ser un método de bajo costo y cuya rapidez en la medición permite el manejo de un volumen mayor de datos que el análisis microscópico o el estudio por rayos X, existen numerosas ventajas en la aplicación de esta técnica, entre las cuales se encuentra la posibilidad de reconocer una fábrica como primaria o secundaria, la determinación de esfuerzos principales en un área determinada, su capacidad de registrar deformación posterior que no se observa a escala macroscópica, la identificación de cambios en la intensidad de la deformación a una escala regional (Figura I.1.2) y el establecimiento de relaciones estructurales entre esta litología y otros tipos, entre otras (Tarling y Hrouda, 1993).

Pese a las ventajas anteriormente descritas para el uso de esta metodología en la región de Tierra del Fuego, la dificultad en el acceso y la consiguiente dificultad en el traslado de las herramientas típicas del muestreo paleomagnético, han restringido el muestreo sistemático de la ASM en rocas pelíticas como *proxy* estructural, remitiéndose los trabajos anteriores únicamente a la zona norte de Tierra del Fuego donde la mayoría de las rocas muestreadas no registran deformación (Diraison, 1997). Por otro lado, recientes estudios desarrollados por Maffione *et al.* (2011) en la zona norte de la FPCM en Tierra del Fuego argentina indican el registro de la ASM de una dirección de esfuerzos compresiva de dirección NE-SW. De igual manera, en el sector del Valle Carabajal al sur del Lago Fagnano Esteban *et al.* (2011) y Rapalini *et al.* (2005) reconocieron los mismos esfuerzos NE-SW pero también los de las fallas de cizalle de Valle Carabajal. Sin embargo, la reciente construcción de caminos que atraviesan la zona interna de la FPCM ofrece una oportunidad inmejorable para expandir el muestreo de la ASM a lo largo de la FPCM y analizar la posible variación en la intensidad de la deformación en su interior.

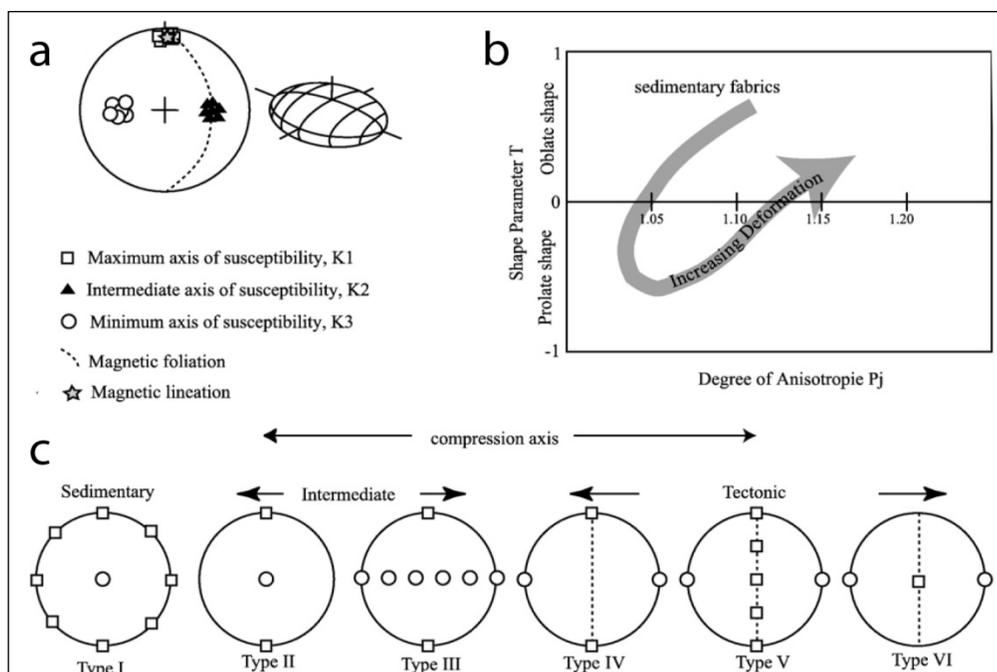


Figura I.1.2: (a) Direcciones principales del elipsoide de ASM. (b) y (c) Progresión de la deformación en rocas sedimentarias (Robion *et al.*, 2007)

Por otro lado, otro elemento estructural de primer orden en la región relacionado a los esfuerzos compresivos desarrollados desde el Cretácico “medio” es el Oroclino Patagónico. Así, la evidente curvatura que presenta el extremo sur de los Andes Patagónicos y Fueguinos generalmente ha sido interpretada como la construcción de un orógeno rotacional gatillada por esfuerzos compresivos diferenciales producto del cierre de la CRV hace aproximadamente 90 Ma (Cunningham *et al.*, 1991; Kraemer, 2003; Maffione *et al.*, 2011; Poblete *et al.*, 2011). Sin embargo, producto de la falta de un muestreo de mayor volumen y debido a la cuestionable calidad de los datos antiguos que no aprueban los *test* de demagnetización actual (Rapalini, 2007), otros modelos no rotacionales se han propuesto (Ghiglione y Cristallini, 2007). Estos modelos consideran la curvatura de las estructuras regionales como el resultado de dos esfuerzos compresivos de direcciones casi ortogonales entre sí, desarrollados desde el Cretácico “medio” y en el Oligoceno respectivamente (Figura I.1.3). En este sentido, la sensibilidad de la ASM puede resultar una herramienta valiosa para evaluar este cambio de orientación en los esfuerzos, pudiéndose analizar la posible superposición de estos en fábricas previas o su desarrollo como fábricas primarias en sedimentos del Oligoceno.

Finalmente la integración de nuestro estudio con los trabajos anteriores cubre casi la totalidad de las secuencias incorporadas en la FPCM y el dominio externo de deformación de piel gruesa, entregando información relevante tanto en la determinación de variaciones en la intensidad y dirección del campo de *stress* que afectó a la región, como también ofrece una oportunidad de establecer el *timing* de la deformación, ampliando nuestro conocimiento del desarrollo y evolución de los regímenes compresivo y transcurrente que afectaron la región de Tierra del Fuego.

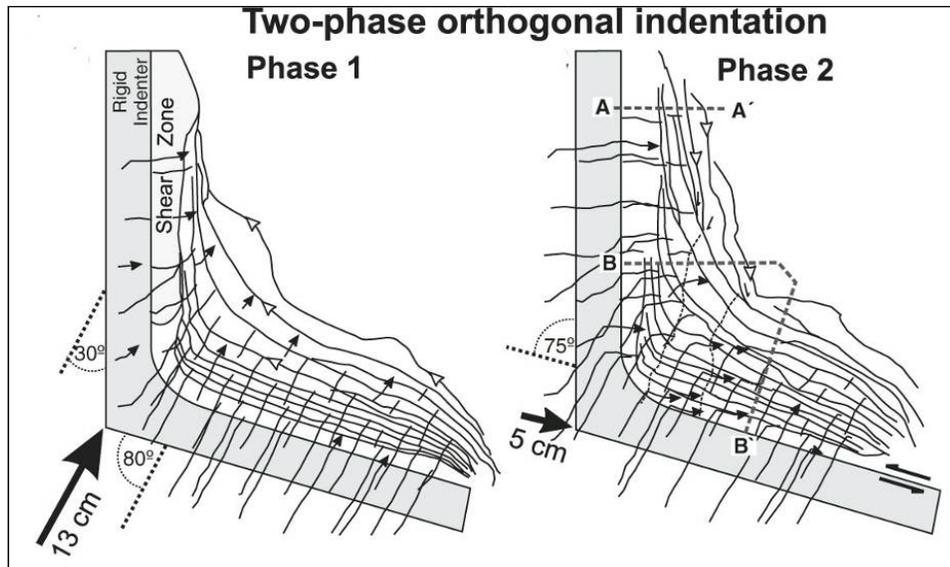


Figura I.1.3. Modelo no rotacional para el arco Patagónico. La curvatura se desarrolla en dos fases de indentación del margen convergente (Ghiglione y Cristallini, 2007). La flecha negra indica la dirección de los esfuerzos compresivos en el modelo análogo de subducción propuesto por Ghiglione y Cristallini (2007).

## **I.2. Objetivos**

### **I.2.1. Objetivo general**

Interpretar el campo de esfuerzos registrado en la fábrica magnética de las rocas presentes a lo largo de Isla de Tierra del Fuego, Isla Navarino e Isla Hoste (53°43' - 54°35'S) y relacionarlo con la deformación tectónica en la evolución de los Andes Fueguinos.

### **I.2.2. Objetivos específicos**

- Identificar la fábrica magnética de las rocas presentes en una transecta norte – sur en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPC de Magallanes) mediante análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), con especial énfasis en las secuencias sedimentarias.
- Reconocer la mineralogía magnética presente y estudiar su relación con las propiedades de la ASM.

## **I.3. Ubicación y vías de accesos**

El área de estudio corresponde a las siguientes islas: Isla Grande de Tierra del Fuego, Isla Navarino e Isla Hoste (XII Región de Magallanes y de la Antártica) y se ha dividido en dos zonas, norte y sur (Figura I.3.1).

Zona Norte (53°41'-54°36'): Corresponde a la parte central de la isla de Tierra del Fuego y los sectores Cabo Nariz, Vicuña y Lago Fagnano (Figura I.2.1). Al sector de Cabo Nariz se llega atravesando en ferri desde Punta Arenas y posteriormente tomando la ruta 257 hacia el sur combinando con la ruta Y-897 en el sector de caleta Josefina hasta llegar a Puerto Yartou. Hacia el sector de Vicuña y sector Lago Fagnano se debe combinar anteriormente con la ruta Y-85 en la localidad de Cameron y seguir hacia el sureste hasta llegar al sector de Vicuña. Desde ahí se realiza una transecta N-S que termina hacia el sur del lago Fagnano, en el sector de Cerro Verde.

Zona Sur (54°42'-54°47'): Esta zona corresponde a la Isla Hoste (en sus penínsulas Dumas, Pasteur y Hardy) y la Isla Navarino. Se llega mediante barco desde Puerto Williams atravesando los canales Beagle y Murray navegando por las bahías Tekenika y Orange.



Figura I.3.1. Ubicación y accesos a la zona de estudio (WGS84 – 19S). Red e Infraestructura Vial (2010).

#### I.4. Metodologías

Mediante una campaña de terreno realizada en la isla de Tierra del Fuego durante el mes de Febrero de 2011 con una segunda parte en el sector del archipiélago al sur del canal Beagle (Islas Navarino y Hoste) en el mes de Marzo del mismo año, se muestrearon 35 sitios (457 especímenes) mediante una perforadora adaptada con lubricación por agua. Las muestras fueron orientadas en campo por azimut magnético y solar cuando fue posible (Figura I.4.1).



Figura I.4.1. Técnica de muestreo. a) Extracción de testigo con perforadora adaptada b) Orientación mediante compás magnético y de sol. c) Etiquetado de la muestra.

##### I.4.1. Análisis de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

La generación de especímenes para el estudio paleomagnético fue realizada en el laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile donde se lograron especímenes de 25 mm de diámetro x 22 mm de alto que fueron medidos para ASM mediante un susceptibilímetro Kappabridge KLY-3S (AGICO Ltd.) aplicándose un campo de baja intensidad ( $<1\text{mT}$ ) midiéndose 15 posiciones para cada espécimen. El análisis de los datos se realizó con software AMS\_OSX desarrollado por Pierrick Roperch y AMSOft desarrollado por Martin Chadima y Vit Jelinek.

#### **I.4.2. Análisis de propiedades magnéticas y portador magnético**

Se realizó demagnetización termal y por campo alterno (AF) y mediciones de Magnetismo Natural Remanente (MNR) en el laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Rennes (Rennes, Francia).

#### **I.4.3. Análisis de Petrografía de minerales opacos**

En el Laboratorio de Corte del Departamento de Geología de la Universidad de Chile se efectuaron 26 cortes transparentes-pulidos realizados por el Sr. Julio Díaz eligiéndose los sitios que representaban mejor la variación litológica y de los que se tenía interés por conocer la mineralogía magnética.

El estudio de minerales opacos se realizó en el Laboratorio de Geología y Minería de la Universidad de Santiago de Chile (USACH) y en el Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). Paralelamente y a modo de complementar la información obtenida se estudiaron secciones transparentes de las muestras.

#### **I.5. Hipótesis de Trabajo**

La deformación tectónica desarrollada en la región de los Andes Patagónicos producto del desarrollo de la Faja Plegada y Corrida de Magallanes y de los sistemas transcurrentes de la falla de Magallanes-Fagnano y Canal Beagle ha quedado registrada en la fábrica magnética de las secuencias sedimentarias.

Estudios de las direcciones principales de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) en conjunto con análisis de las propiedades magnéticas y la mineralogía magnética portadora permiten relacionar la fábrica magnética con la fábrica tectónica y la historia de deformación desarrollada en la zona.

## II. EVOLUCION TECTÓNICA DE PATAGONIA AUSTRAL Y LOS ANDES FUEGUINOS DESDE EL JURÁSICO

### II.1. Introducción

La Patagonia Austral se extiende a lo largo del borde occidental de la placa Sudamericana con dirección NS desde el punto triple Chile Rise (CRT) que pone en contacto las placas de Nazca (NAZ), Placa Sudamericana (SAM) y Placa Antártica (ANT), hasta la zona del Estrecho de Magallanes donde el arco se curva en dirección EW (Andes Fueguinos) siendo definida así como “Oroclinal Patagónico” por Carey (1958). En la zona de los Andes Fueguinos se ponen en contacto la Placa de Scotia (SCT) y la placa Sudamericana mediante la falla de Magallanes-Fagnano, una estructura transcurrente sinistral. Hacia el sur, las placas SAM y ANT y SCT interactúan con microplacas intermedias (Drake, Shetlands del Sur, Sandwich) a través de zonas transcurrentes y/o centros de expansión oceánica (Figura II.1.1).

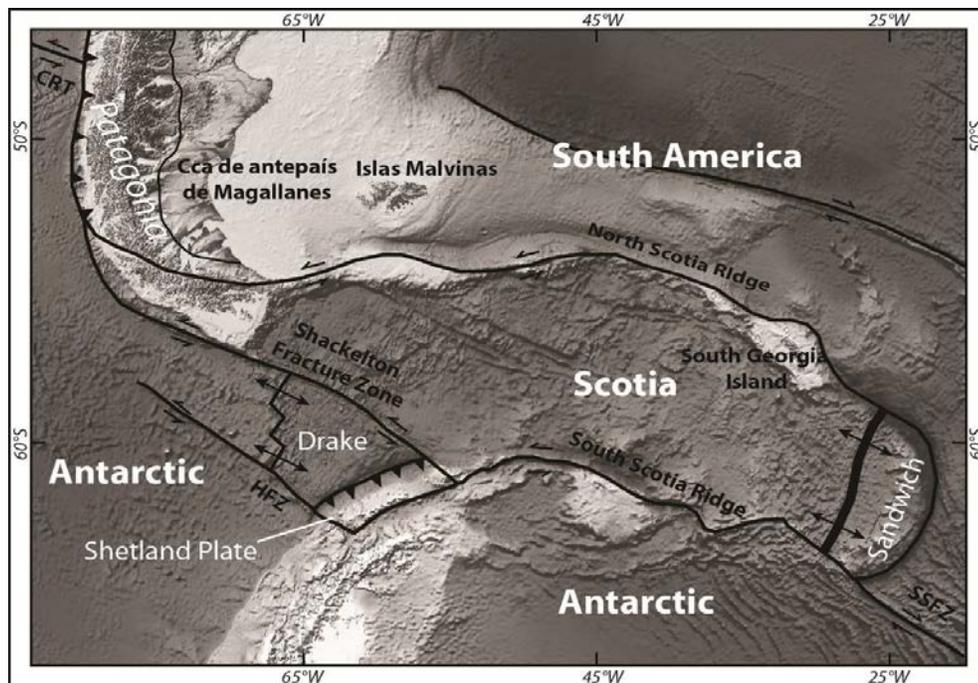


Figura II.1.1. Configuración tectónica de placas para los Andes Patagónicos (CRT Punto Triple, HFZ Zona de Fractura Hero, SSFZ Zona de fractura Sandwich del Sur) modificado de (Galeazzi, 1998; Ghiglione *et al.*, 2010; Grunow *et al.*, 1992).

La historia evolutiva del extremo sur de Sudamérica presenta diferencias importantes con la descrita en latitudes al norte de los 40°S, donde gran parte del crecimiento continental se desarrolló en una fase de acreción de terrenos durante el Paleozoico Inferior (Pampia, Cuyania y Chilenia) los cuales no se prolongan más al sur de los 39°S (Von Gossen, 2003) marcando un límite para la paleogeografía del Paleozoico Inferior. Teniendo en cuenta esto se ha propuesto que el terreno de Patagonia se habría amalgamado al margen oeste de Gondwana en un proceso que comienza en el Pérmico (Ramos, 1984) y se habría extendido por lo menos hasta el Jurásico (Figura II.1.2), gatillando un comportamiento de segmentación andina para las etapas posteriores (Franzese y Spalletti, 2001).

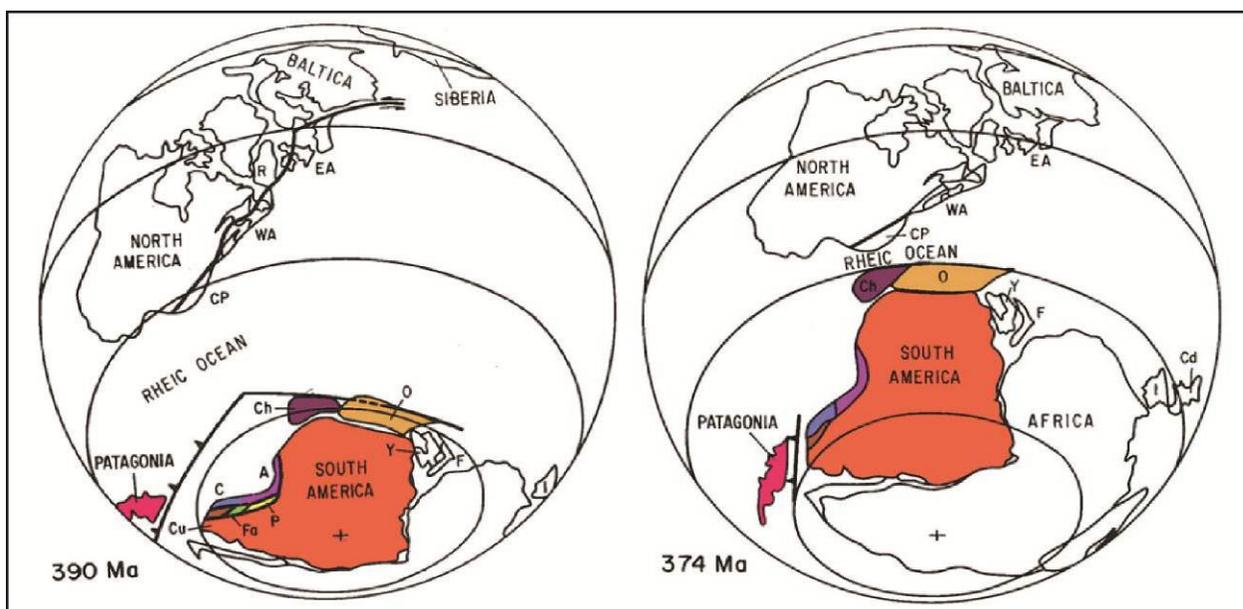


Figura II.1.2 Configuración tectónica de placas para los Andes Patagónicos (Ramos y Keppie, 1999).CRT: Chile Rise Triple Junction, HFZ: Hero Fracture Zone, SSFZ: South Sandwich Fracture Zone.

Por otro lado, en la región se encuentran afloramientos de ofiolitas desmembradas (Complejo Ofiolítico Tortuga, COT), que corresponderían a fragmentos de corteza oceánica de un brazo del Mar de Wedell, abierto como cuenca de trasarco o rift intracontinental durante el Jurásico Superior en el borde occidental de Sudamérica, evidenciando el grado de desarrollo que tuvieron los procesos extensivos del Jurásico en esta zona. El cambio de régimen tectónico extensional a uno compresivo es evidenciado por la presencia del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, de edad Cretácica Superior, siendo el único de su edad y el de mayor grado metamórfico del hemisferio sur (Klepeis *et al.*, 2010) como también por el desarrollo de la Cuenca de Antepaís de Magallanes iniciada durante el Cretácico Superior.

## II.2. Extensión y subducción inicial: El Batolito Subcordillerano.

El inicio de la subducción mesozoica en Patagonia, comienza en el Jurásico temprano de forma sincrónica con el inicio de la subducción en el norte de Chile y corresponde a los granitoides del Batolito Subcordillerano (BSC) datados entre los 187 y 178 Ma (Rapela *et al.*, 2008). El BSC se ubica en la zona extra-andina y forma una franja NW oblicua a los actuales Andes Norpatagónicos entre los 40° y 44°S (Figura II.2.1) y corresponde principalmente a granitos tipo I, calcoalcalinos (Rapela *et al.*, 2008).

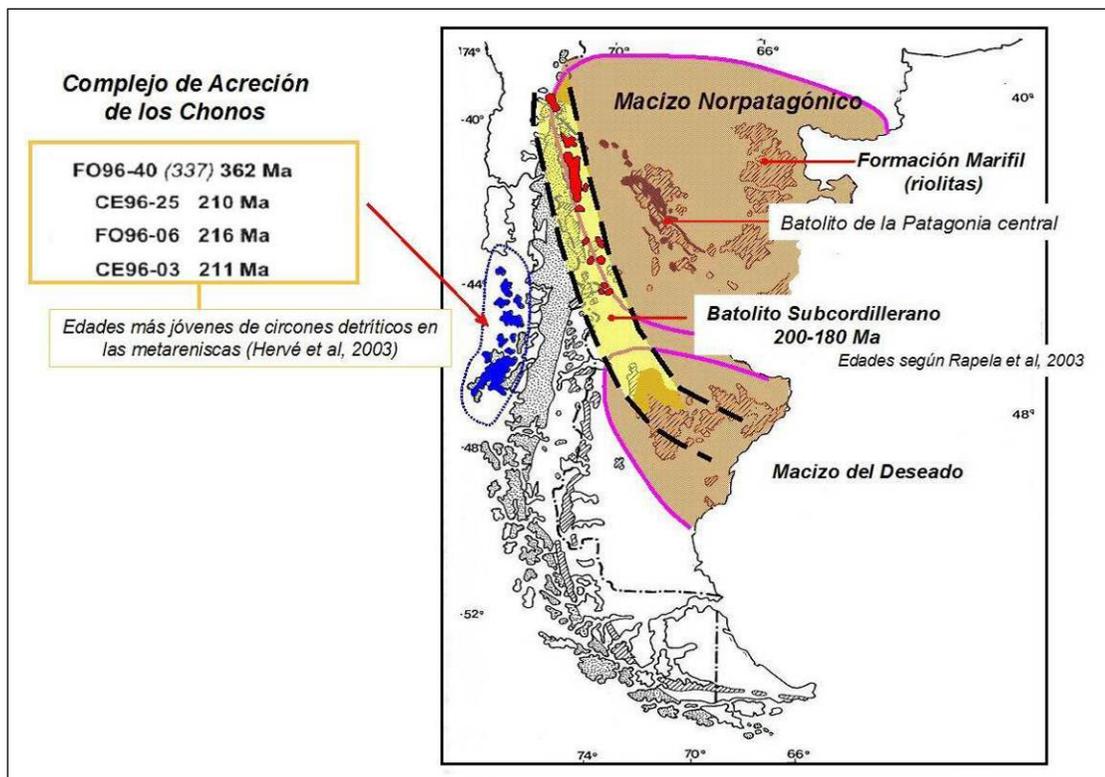


Figura II.2.1 Elementos del sistema de subducción del Jurásico Inferior en el norte de Patagonia. De oeste a este: Complejo de Acreción de los Chonos (CMC), el Batolito Subcordillerano (BSC) y las riolitas de la Formación Marifil (Mpodozis, 2006).

El emplazamiento del BSC es coetáneo al evento extensivo que da origen a la cuenca de intra-arco del Chubut, rellena de pelitas negras y calizas. Además se desarrolla en este momento la efusión de las riolitas de la Formación Marifil, en el macizo de Somuncurá. Estas riolitas tienen una edad entre los 188 y 169 Ma. (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst y Rapela, 1995) y se asocian a fusión cortical en la periferia del *hot spot* del Karoo (183 y 179 Ma). Al mismo tiempo, en el antearco se ubica el Complejo Metamórfico de los Chonos (Thomson y Hervé, 2002).

La extrema oblicuidad que presenta el BSC respecto al actual margen Pacífico, lleva a admitir que en el Jurásico Inferior, por lo menos al sur de los 41°S, el margen continental occidental sudamericano se ubicaba, al este de la actual Cordillera Patagónica y el arco volcánico moderno de los Andes Australes (Mpodozis y Ramos, 2008).

### **II.3. Extinción del Batolito Subcordillerano, migración del arco magmático e inicio del Batolito Patagónico, ¿Acreción del Terreno Fitz Roy?**

El Batolito Subcordillerano termina su actividad aproximadamente a los 178 Ma (Rapela *et al.*, 2008) y posterior al cese de su actividad no se tienen registros de un arco magmático en la Patagonia Austral hasta los 150 Ma. Este “gap” del arco magmático precede la aparición del Batolito Patagónico, el cual se extiende desde los 41°S hasta los 56°S de manera solidaria al eje de la Cordillera de los Andes, evidenciando la migración del arco desde donde se emplazó el BSC (borde del Macizo Norpatagónico) a lo que sería el borde occidental de la actual cordillera Patagónica. Este nuevo arco magmático posee edades que van desde el Jurásico Superior hasta el Cenozoico (152 a 17 Ma), presentando mayor actividad durante el Cretácico con una afinidad principalmente calcoalcalina (Hervé *et al.*, 2003; Pankhurst *et al.*, 1999).

Existen numerosas dudas acerca de las causas de la migración del arco hacia el suroeste y su relación con el desarrollo de la provincia ácida del Chon Aike, dado que la magnitud de la migración es anormal para un proceso de subducción tipo “roll back” o de desarrollo de un prisma de acreción que pudiera explicar este fenómeno. De esta forma, y coincidente con lo que se ha argumentado para la migración del arco hacia el oeste en el norte de Chile, se ha propuesto para el Jurásico Inferior la acreción de un terreno alóctono denominado Terreno Fitz Roy (TFR), contra el margen oeste de Gondwana (Herve y Mpodozis, 2005).

El TFR ha sido correlacionado con el Complejo Metamórfico Andino Oriental (CMAO) dada que su posición al este del actual Batolito Patagónico y su estratigrafía, difiere completamente a las regiones cercanas y ha desarrollado procesos de metamorfismo de grado medio (Herve, 2008), sin embargo no posee las evidencias típicas de deformación asociadas a la colisión de un terreno alóctono y tampoco se ha podido precisar claramente su extensión en la región (Figura II.4.1).

### **II.4. Fusión cortical y ruptura de Gondwana, la Provincia ácida de Chon-Aike**

El Batolito Subcordillerano cesa su actividad aproximadamente a los 178 Ma (Rapela *et al.*, 2008). Posterior a esto, durante el Jurásico Medio (170 y 150 Ma), casi la totalidad de la Patagonia Austral es cubierta por extensos mantos ignimbríticos y magmas riolíticos de la provincia ácida Chon Aike (Bruhn *et al.*, 1978; Uliana y Biddle, 1987). Esta provincia magmática comprende, en el macizo del Deseado, una

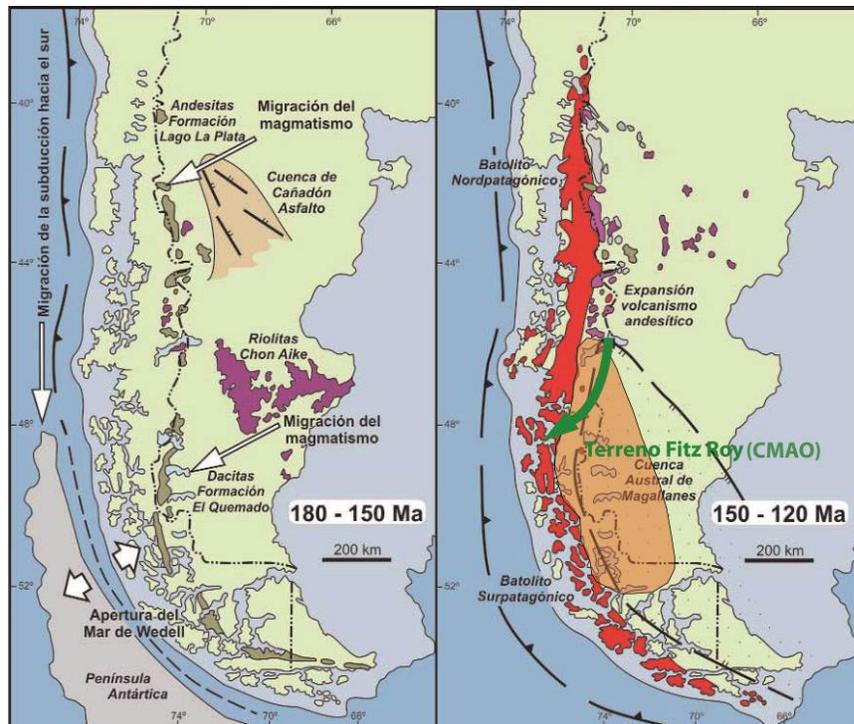


Figura II.4.1a) Jurásico Temprano: El Batolito Subcordero coetáneo a los primeros pulsos ácidos del Chon Aike, comienzo de la apertura del Mar de Wedell y la Cuenca de Rocas Verdes. b) Migración del arco Jurásico hacia el suroeste por la acreción del Terreno Fitz Roy y actual posición del Batolito Patagónico. Modificado de Mpodozis y Ramos, 2008.

secuencia bimodal representada por las riolitas de la Formación Chon Aike y en forma subordinada los basaltos alcalinos de la Formación Bajo Pobre (Panza, 1995); en la región de Magallanes aparece también como la Formación Tobífera, Formación Lemaire en Tierra del Fuego argentina o el grupo Bahía Laura costa afuera del Atlántico.

El volcanismo del Chon Aike se encuentra asociado al proceso de quiebre de Gondwana producto del centro expansor del Karoo, extendiéndose a través de estructuras extensivas de orientación NW a NNW y clásicamente se le homologó al proceso de generación de magmas ácidos en el centro – norte del país (Grupo Choiyoi). Sin embargo, gracias a dataciones U/Pb y  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  (Féraud *et al.*, 1999) ha sido separado en tres pulsos (V1, V2, V3), diacrónicos y diferentes tanto genética como espacialmente (Figura II.4.2).

Evento V1 (200 – 180 Ma):

Corresponde a la formación Marifil del Macizo Norpatagónico la cual se desarrolló en el trasarco del BSC y estaría relacionada a fusión cortical producto de un efecto de bloqueo termal (“*thermal blanketing*”). Este bloqueo se produciría bajo la gran masa de Pangea, la cual habría impedido la disipación de la anomalía térmica del hot spot de Karoo ca. 180 Ma. (Figura II.4.3).

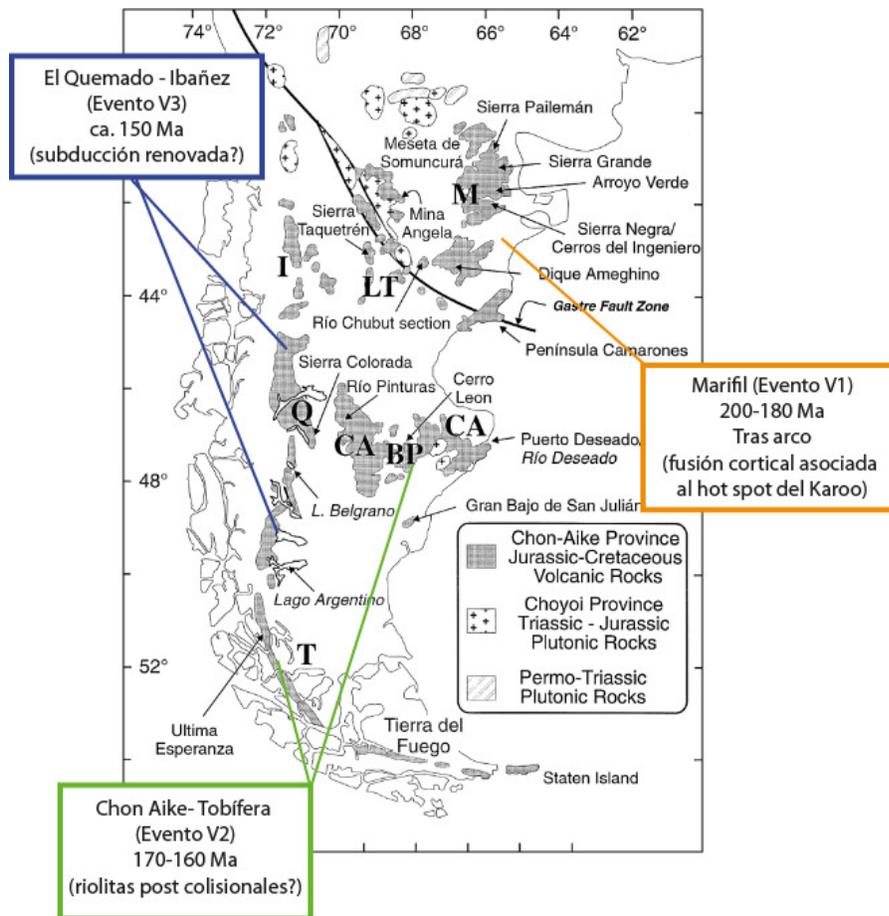


Figura II.4.2 Ubicación de las provincias ácidas Choyoi y Chon-Aike con la distribución de los pulsos ácidos jurásicos de Chon Aike (Pankhurst *et al.*, 1998).

Evento V2 (170 – 160 Ma):

En este período existe un gap en la subducción debido posiblemente a la acreción de un terreno alóctono (Terreno Fitz Roy, Herve y Mpodozis, 2005), y la posterior migración hacia el oeste del volcanismo félsico desarrollándose los extensos plauteau riolíticos de Formación Tobífera (que se desarrollan hasta el Jurásico Superior), asociada a fusión cortical en un ambiente postcolisional similar al que desarrolló la provincia ácida de Choyoi en el norte y centro de Chile luego de la acreción de los terrenos del Paleozoico.

Evento V3 (157 – 153 Ma):

Se desarrolla al norte de los 49°S y corresponde a un conjunto de series volcánicas más jóvenes en el borde oriental de los Andes Patagónicos (Complejo El Quemado y Formación Ibañez).

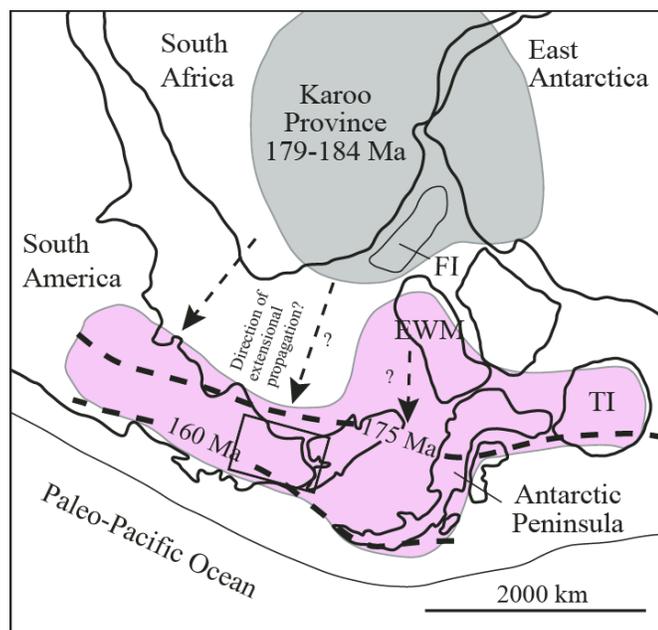


Figura II.4.3: Paleogeografía del quiebre de Gondwana (Jurásico Inferior), ilustrando la ubicación de las provincias silíceas de Patagonia y Península Antártica (en rosado) y su creación con el centro dispersor del Karoo (gris). Nótese la posible interpretación de la migración de los depocentros hacia el oeste (Pankhurst *et al.*, 2000).

## II.5. La apertura de la Cuenca de Rocas Verdes y el Mar de Wedell

En el Cretácico Inferior, durante los pulsos volcánoclasticos ácidos de Tobífera, los depocentros asociados al evento extensivo del quiebre de Gondwana siguieron migrando hacia el suroeste (Figura II.4.3), generándose desde el sur de la zona de Última Esperanza una cuenca de *rift* intracontinental conocida como “Cuenca de Rocas Verdes” (CRV).

En Tierra del Fuego, ésta cuenca se encuentra rellena por las rocas volcánoclasticas ácidas de Formación Tobífera (Formación Lemaire en Argentina) a las que posteriormente le suceden principalmente rocas de grano fino (lutitas, limolitas) de las formaciones Zapata, Yaghán (Formación Río Jackson en Chile) y La Paciencia, que evidencian una fase de subsidencia termal en el Cretácico Inferior medio sobreyaciendo y engranando con Formación Tobífera. En Última Esperanza la secuencia de subsidencia termal se correlaciona con la Formación Zapata (Wilson, 1991). Es importante mencionar que este evento de subsidencia no sólo se desarrolla en la CRV sino también en la Cuenca de las Malvinas, donde parte importante de los reservorios petrolíferos provienen de la secuencia de pelitas de la Formación Springhill (Cagnolatti y Miller, 2002; Pedrazzini y Cagnolatti, 2002).

Al sur de los 51°S, y en la parte superior de la cuenca, se encuentran complejos ofiolíticos incompletos remanentes de corteza cuasi-oceánica conocidos como el Complejos Ofiolítico Sarmiento y el Complejo Ofiolítico Tortuga y Formación Larsen Harbour, en las zonas de Última Esperanza, Tierra del Fuego e

Islas Georgia del Sur respectivamente (Calderón *et al.*, 2007b; Stern y Elthon, 1979; Suárez y Pettigrew, 1976).

Existen controversias acerca de las características paleogeográficas de esta cuenca que impiden hacer una reconstrucción exacta del Jurásico medio a esta latitud (Figura II.4.4). En primer lugar se planteó que esta sería una cuenca marginal de trasarco (Hervé *et al.*, 2007) pero en la actualidad no existen evidencias directa de la existencia de un arco al sur de Tierra del Fuego hasta el Cretácico Tardío (Mpodozis y Rojas, 2006). Además, para este período las reconstrucciones paleomagnéticas sitúan probablemente la Península Antártica en el margen oeste del margen occidental de Gondwana Oeste, dejando la cuenca en una posición más interna que una cuenca marginal y conectada con el Mar de Wedell (Ghidela *et al.*, 2002, Grunow *et al.*, 1987; Mukasa y Dalziel, 1996).

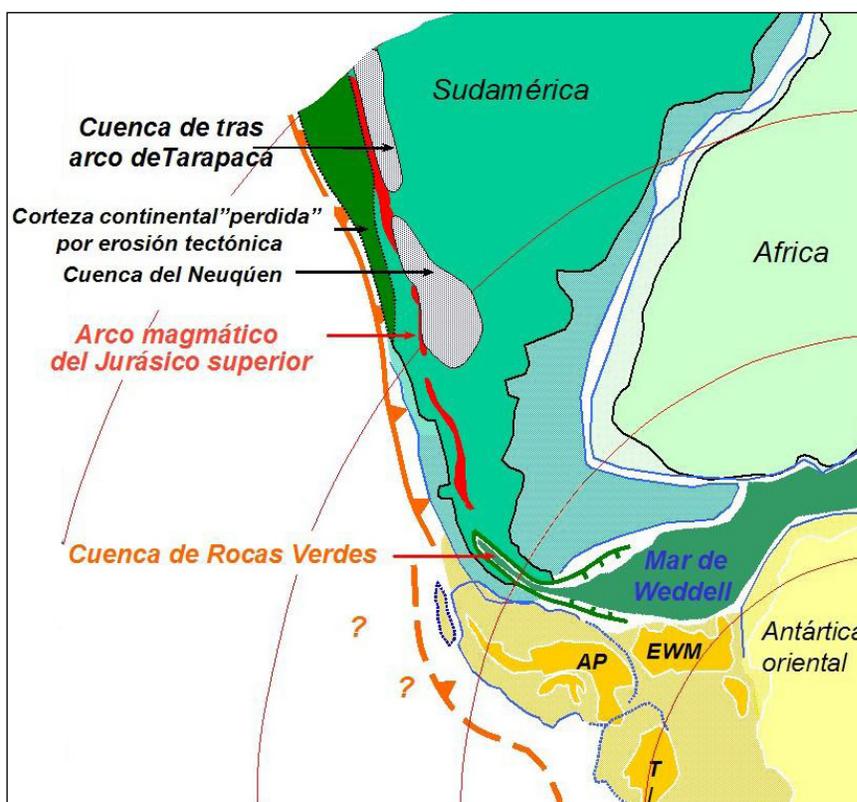


Figura II.4.4. Paleogeografía tentativa para el Jurásico Medio. Nótese la posición y forma de la Cuenca de Rocas Verdes en el modelo "clásico" como proto-rift intracontinental (Storey *et al.*, 1996).

Por otro lado, pese a que los depocentros de las formaciones sedimentarias finas aumentan en espesor y en ancho hacia el suroeste (Calderón *et al.*, 2007a), el modelo clásico de apertura de la cuenca en forma de tijera (Stern y de Wit, 2003) debe ser reformulada ya que existen evidencias de una apertura sincrónica tanto en la zona de Última Esperanza como en Tierra del Fuego (Klepeis *et al.*, 2010).

## **II.6. Apertura del Atlántico en el Cretácico Superior "inferior": Obducción de Cordillera Darwin, el desarrollo del sistema FPCM y Cuenca de Antepaís de Magallanes**

Aproximadamente entre los 120 y 100 Ma, durante el Aptiano-Albiano, la tasa de creación de corteza oceánica aumentó en todos los océanos del mundo (Larson, 1991). Reconstrucciones basadas en estudios paleomagnéticos indican que tanto en el Océano Atlántico como en el Mar de Wedell ocurrió una fase de rápida expansión oceánica, mientras que Antártica se habría desplazado hacia el sur (Ghidela *et al.*, 2002, Grunow, 1993).

El incremento de la tasa de expansión oceánica habría ocasionado el desplazamiento rápido de la placa sudamericana hacia el oeste ocasionando el cierre de la CRV, la posterior obducción de los complejos ofiolíticos y el desarrollo de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (CAM) por carga tectónica asociada al inicio de la FPCM (Ghiglione *et al.*, 2009, Klepeis *et al.*, 2010., Larson, 1991). Sin embargo, en una fase intermedia durante el Cretácico “medio”, se habría registrado el consumo de parte de la corteza oceánica generada en la apertura de la CRV mediante subducción (Figura II.6.1).

Pese a que la edad exacta del cierre no es clara, fósiles deformados indicarían que en Tierra del Fuego el cierre se comienza a generar poco después del Albiano-Aptiano~112 Ma (Dott *et al.*, 1977), mientras que en la zona de Última Esperanza, el cambio en la granulometría de la Formación Punta Barrosa que reflejaría el comienzo de erosión de secuencias alzadas durante el fallamiento inverso de la proto Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM), ha sido datado mediante zircones detríticos en ~92 Ma (Fildani *et al.*, 2003).

La obducción del piso oceánico presente en Cordillera Darwin, evidenciado por *peak* metamórfico en la facie de anfibolita evidenciando un protolito máfico, es ayudada por la flotabilidad de la subducción de material continental, aumentando el alzamiento y acortamiento en esta zona. El proceso obductivo es acotado en una edad mínima de 86 Ma, basado en zircones magmáticos presentes en un intrusivo no deformado presente en la sección norte de Cordillera Darwin (Klepeis *et al.*, 2010). Esta obducción ayudó el emplazamiento de plutones conocidos como la suite de granitoides Beagle y comenzó la propagación hacia el norte de la deformación de escama delgada de la FPCM, terminando su propagación en el Eoceno (Alvarez-Marrón, 1993; Ghiglione y Ramos, 2005).

Finalmente, con la propagación de la FPCM se fue configurando una cuenca de antepaís que presenta cerca de 7000 metros de profundidad y cuya evolución ha sido interpretada como 2 cuencas de antepaís, sobreimpuestas, desarrolladas sucesivamente, en el Cretácico Superior y el Terciario, encontrándose la zona de máxima subsidencia en la cuenca del Paleógeno desplazada hacia el este del depocentro del Cretácico.

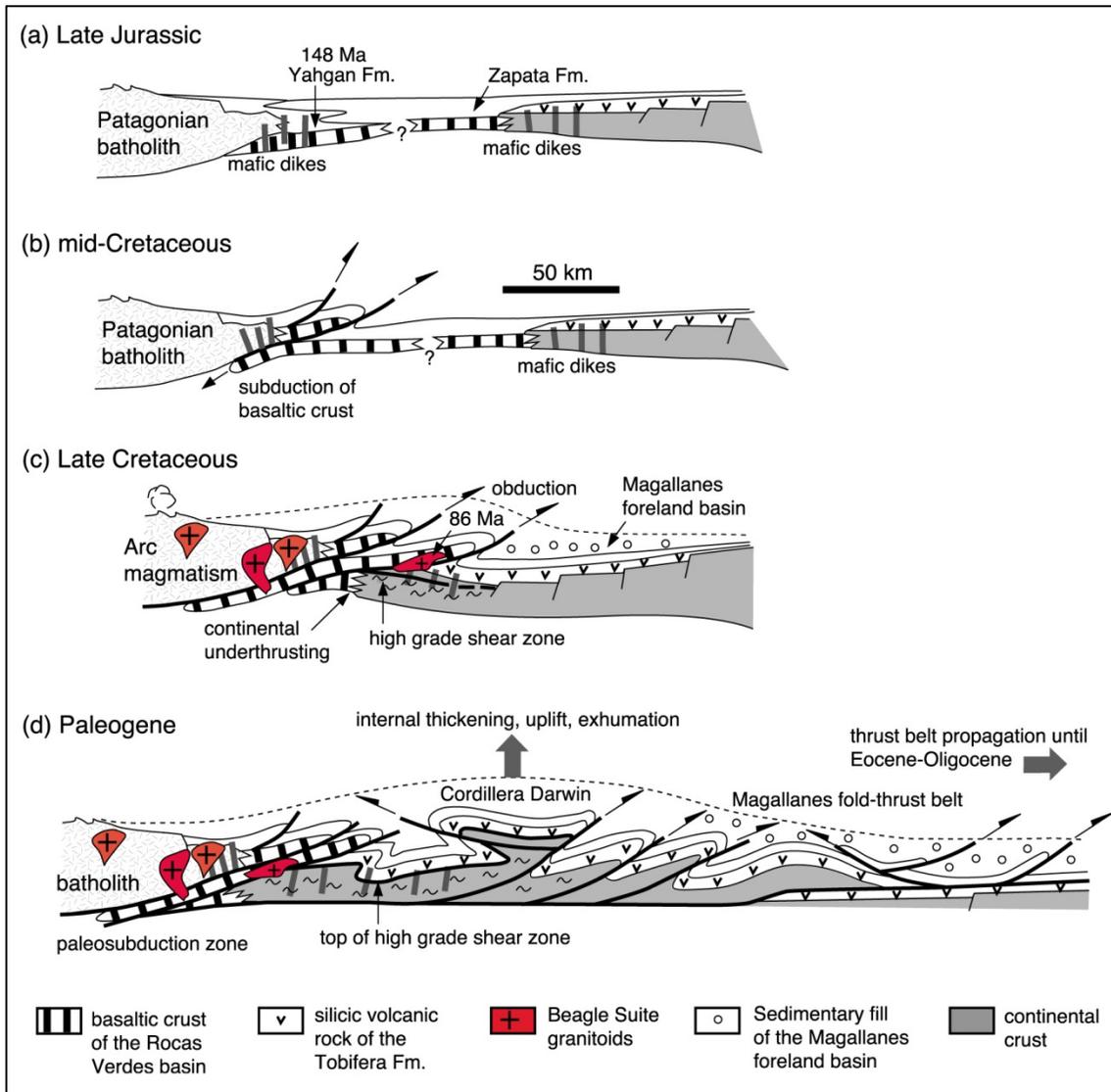


Figura II.6.1 Evolución de la apertura, cierre y obducción de la CRV y su relación con la FPC de Magallanes. Modificado de Klepeis *et al.* (2010).

### III. CONFIGURACIÓN GEOLÓGICA

#### III.1. Marco geológico local

Las unidades presentes en el área de estudio y descritas a continuación comprenden un gran rango de edades que van desde el Paleozoico hasta el Eoceno, registrando la mayor parte de los procesos geológicos desarrollados en Tierra del Fuego y las islas de su archipiélago (Figura III.1.1). Estos procesos son en gran medida, homologables con los ocurridos en la zona de Última Esperanza y por tanto, sus diferencias y/o coincidencias son sustanciales para comprender el desarrollo y evolución de los Andes Patagónicos. Por otro lado, las litologías presentes en la zona de estudio son variadas y corresponden a rocas sedimentarias, volcánicas, intrusivas, complejos ofiolíticos incompletos, diques doleríticos, diabasas, etc. Se describen a continuación de acuerdo a la evolución geológica del sector.

##### III.1.1. Basamento Metamórfico

En los Andes Fueguinos, el basamento metamórfico se encuentra representado por el Complejo Metamórfico Cordillera Darwin el cual está constituido por unidades metasedimentarias y metavolcánicas correspondientes a esquistos metapelíticos y anfibolitas los cuales afloran hacia el margen occidental del continente hacia el este del Batolito Patagónico, mientras que en Tierra del Fuego se ubican hacia el sur del Seno Almirantazgo y al noreste del Batolito Patagónico.

El protolito del CMCD se ha acotado a una edad entre el Paleozoico Superior y el Jurásico Medio en base a dataciones radiométricas y relaciones de contacto (Mukasa y Dalziel, 1996). Los principales minerales neoformados en este complejo se encuentran en las zonas de biotita, estaurólita, cianita y silimanita en un metamorfismo de grado medio-alto (Dalziel, 1982) único en el hemisferio sur.

La interpretación mayormente aceptada para el origen del basamento metamórfico lo relaciona a un amplio complejo acrecionario desarrollado en el Paleozoico Tardío-Mesozoico Temprano a lo largo del margen Pacífico de Gondwana (Cunningham, 1993; Dalziel, 1982; Forsythe, 1982), exhumado tectónicamente como un *metamorphic core complex* en un proceso extensivo (Kohn *et al.*, 1995) y obductado en el Cretácico Superior aproximadamente a los 86 Ma (Klepeis *et al.*, 2010).

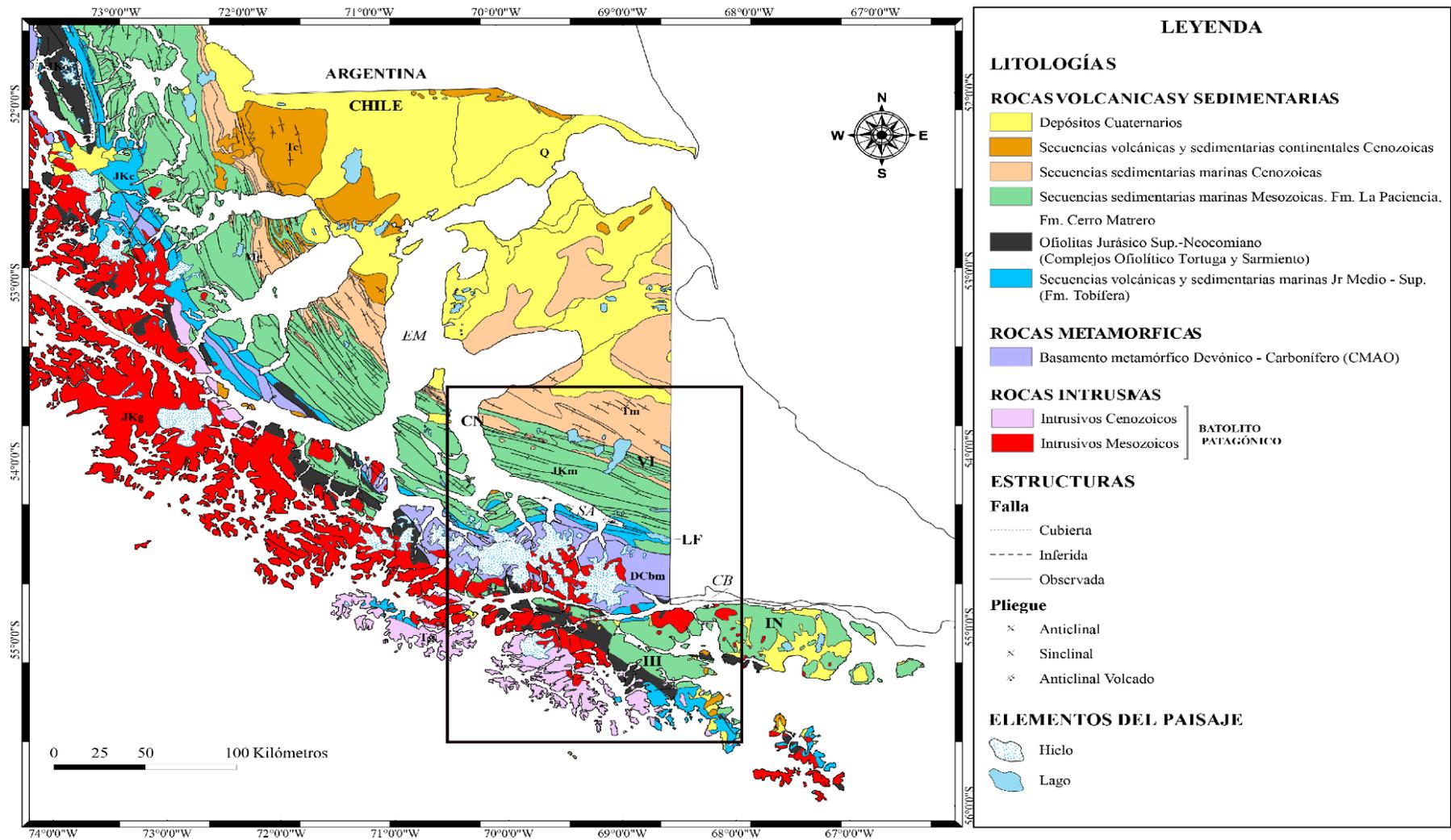


Figura III.1.1 Mapa Geológico Regional. EM, Estrecho de Magallanes; CB, Canal Beagle, SA, Seno Almirantazgo. En el cuadrado negro se encierra la zona de estudio y sus localidades. CN, Cabo Nariz; VI, Vicuña; LF Lago Fagnano; IH Isla Hoste, IN Isla Navarino (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003).

### III.1.2. Rocas estratificadas

#### Secuencias volcánicas – volcanoclásticas jurásicas.

Estas rocas se presentan en la zona con una actitud que varía preferencialmente de E-W a WNW-ESE y hacia el norte se van curvando paralelamente al arco curvo conocido como Oroclino Patagónico. Representan tanto las secuencias volcanoclásticas del Chon Aike (Formación Tobífera), como las secuencias pelíticas de la fase de subsidencia termal de la Cuenca de Rocas Verdes, como las secuencias turbidíticas incorporadas a la cuña progradante de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (Figura III.1.2.1).

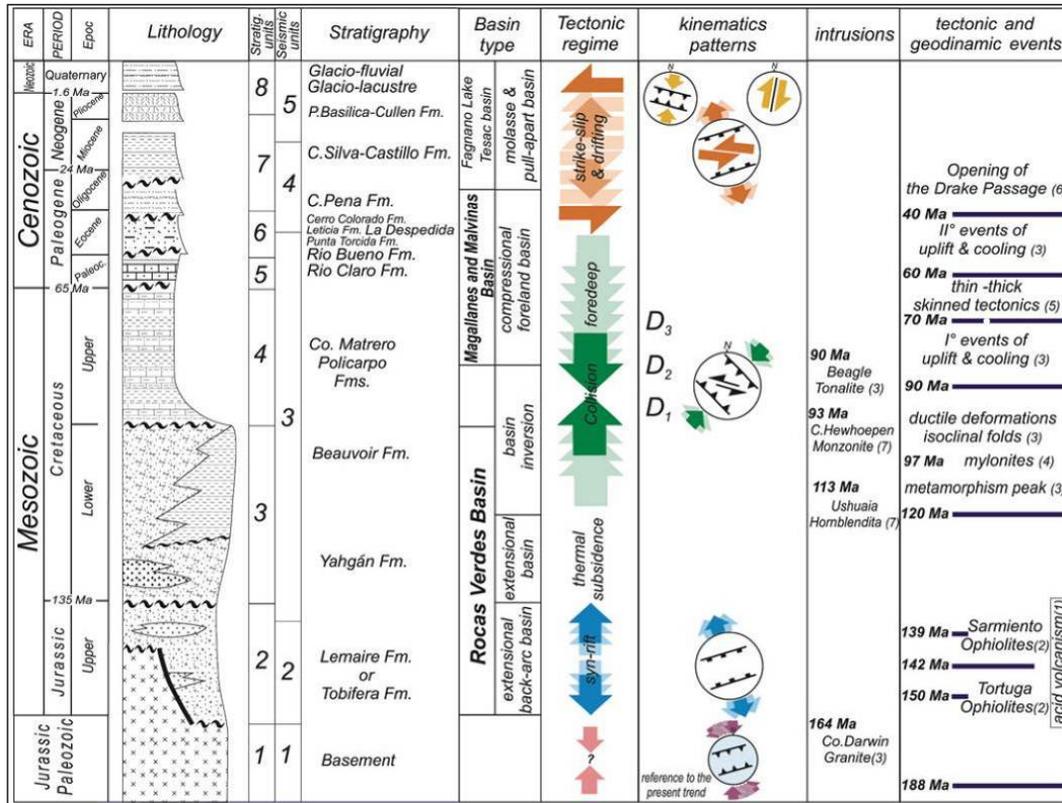


Figura III.1.2.1: Columna estratigráfica modelo de la evolución de las secuencias estratificadas en la región de los Tierra del Fuego (Menichetti *et al.*, 2008).

#### Formación Tobífera (Jurásico medio a Jurásico Superior)

Se compone por rocas epiclásticas (turbiditas, conglomerados, chert y fangolitas carbonáticas), rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas (lavas riolíticas, flujos piroclásticos, brechas y tobas soldadas silíceas) depositadas principalmente en condiciones submarinas (Olivero y Malumian, 2008).

Esta unidad sobreyace en disconformidad al CMCD y su edad se ha estimado en 164,1 +/- 1,7 (Mukasa y Dalziel, 1996). Por otro lado, en el sector de Península Dumas, estas rocas infrayacen al Complejo Ofiolítico Tortuga (Suárez *et al.*, 1985). En la zona de estudio aflora en el norte de Isla Hoste y al sur del Seno Almirantazgo y Lago Fagnano (Figura III.1.1) presentando metamorfismo dinámico en facies de esquistos verdes y anfibolita (Ortiz, 2007).

Esta formación se correlaciona en Aysén con las Formaciones Ibáñez y Complejo el Quemado, mientras que en Tierra del Fuego argentina se correlaciona con la Fm. Lemaire (Mpodozis y Ramos, 2008). Todas estas formaciones pertenecen a la provincia magmática ácida de Chon Aike (Bruhn *et al.*, 1978).

#### Formación Hardy (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)

La Formación Hardy aflora principalmente en la Península Hardy, Isla Hoste y en las islas del grupo Wollastone. Fue definida como una secuencia de rocas volcanoclásticas, con lavas riolíticas a basálticas intercaladas (Suárez y Pettigrew, 1976). Se encuentra aparentemente cubierta por basaltos del COT (Suárez *et al.*, 1985).

Esta unidad presenta metamorfismo en facies de ceolita y prehnita – pumpellyta (Suárez *et al.*, 1985) y se han obtenido edades de plateau mediante datación por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de hornblenda en riolita de 107,9 +/- 0,7 Ma., correspondiente al Albiano (Miller *et al.*, 1994).

Ha sido interpretada típicamente como el arco volcánico existente en el Jurásico Superior – Cretácico Inferior (Suárez, 1978) correspondiente a estratovolcanes en ambiente de depositación subaéreo y submarino. Aunque sus relaciones de contacto son difíciles de establecer, esta unidad engranaría hacia el norte con la Formación Yaghán y Formación Tobífera (Suárez *et al.*, 1985).

### **Secuencias sedimentarias de subsidencia termal del Jurásico Superior - Cretácico Inferior**

#### Formación Yaghán (Berriasiano – Hauteriviano)

La Formación Yaghán aflora principalmente en Isla Hoste, en sus penínsulas Dumas y Pasteur, y en gran parte de la Isla Navarino. El espesor mínimo de la secuencia es de 3.000 m y comprende turbiditas volcanoclásticas depositadas en un ambiente de plataforma tipo abanico submarino, sobreyaciendo a basaltos del COT y engranan hacia el sur con la Formación Hardy (Suárez, 1978).

La Formación Yaghán se apoya directamente sobre el piso oceánico de la CRV (Complejo Tortuga) y su edad se extiende entre el Titoniano-Neocomiano, en la base, y el Aptiano-Albiano, en el techo (Olivero y Martinioni, 2001). Inmediatamente al sur del Canal Beagle, en Isla Navarino, está afectada por metamorfismo en facies de esquistos verdes e intensa deformación (pliegues asimétricos cerrados con vergencia al norte asociados a un penetrativo clivaje de plano axial) que disminuye en intensidad hacia el sur (Hervé *et al.*, 1984; Suárez y Pettigrew, 1976).

### Formación Río Jackson (Hauteriviano – Aptiano)

Definida por Cortés y Valenzuela (1960) aflora en la ribera norte del seno Almirantazgo y corresponde a una alternancia fina de unos 400m de potencia, compuesta de limonitas arcillosas negras y areniscas finas tobáceas, acumuladas en un ambiente de plataforma y talud abierto hacia el oeste, sobreyaciendo las tobas ácidas de las formaciones Tobífera o Lemaire en Argentina (Olivero y Martinioni, 2001).

Se correlaciona con las turbiditas de la Formación Zapata en el sector de Última Esperanza y su edad ha sido determinada en base a contenido fosilífero.

### Formación La Paciencia (Albiano - Aptiano)

Definida por Cortés y Valenzuela (1960). Aflora principalmente en las riberas norte y sur del Seno Almirantazgo, en el sector norte del CMCD y corresponde a limolitas y rocas volcanoclásticas representando el relleno Cretácico Inferior de la Cuenca de Rocas Verdes (Klepeis, 1994b; Suárez y Pettigrew, 1976) con un espesor de hasta 800 m.

En la zona de estudio se dispone concordante con la Formación Río Jackson y en contacto tectónico con la formación Tobífera y subyacente a la Formación Cerro Matrero.

Se correlaciona con la parte superior de la Formación Beauvoir en el sector argentino de Tierra del Fuego y su edad está determinada por el contenido de fósiles del rango Albiano y/o Neocomiano (Cortés y Valenzuela, 1960).

## **Secuencias sedimentarias de la Cuenca de Antepaís de Magallanes: Cretácico Superior**

### Formación Cerro Matrero (Santoniano Superior - Campaniano)

Definida por Barwick *et al.* (1951). Aflora principalmente en el sector oeste del Seno Almirantazgo y al norte del lago Fagnano, en las cercanías del Lago Blanco y se compone principalmente de lutitas grises bien estratificadas con alternancias delgadas de limolitas, areniscas y algunos lentes de conglomerados presentándose gran dificultad de separar esta unidad de las secuencias del Paleógeno y del Cretácico Inferior en terreno (Olivero y Martinioni, 2001).

Al norte de Sierra Beauvoir se reconocen 700 m de sedimentitas marinas correspondientes a esta unidad, siendo sobreyacida discordantemente por rocas marinas del Paleógeno (Martinioni *et al.*, 1999). El ambiente donde se desarrollaron los depósitos se interpreta como bancos marinos bajo el nivel del mar.

Finalmente todas las secuencias de la Formación Cerro Matrero, se encuentran plegadas e inmersas en sistemas de fallamiento inverso, evidenciando con el cambio a una granulometría más gruesa en la aparición de areniscas medias, el primer pulso de la fase compresiva que dio inicio a la inversión de la Cuenca de Rocas Verdes y al desarrollo de la FPCM (Wilson, 1991).

### Formación Cerro Cuchilla (Maastrichtiano)

La Formación Cerro Cuchilla cubre transicionalmente a la Formación Río García y se extiende desde los 51°S oriental de Argentina donde toma un rumbo norte-sur, hacia el sector de Puerto Yartou en Chile, donde su rumbo es WNW (Cortés y Valenzuela, 1960).

Incluye más de 1.500 m de limolitas arenosas y areniscas finas, intensamente bioturbadas y en parte glauconíticas, depositadas en una ambiente de plataforma, más somera que las secuencias del Cretácico Inferior. Presenta una edad principalmente del Maastrichtiano (Harambour *et al.*, 1989).

### Formación Cabo Nariz (Campaniano Tardío – Paleoceno Medio)

Aflora en la parte central-oeste de la FPCM, en el sector del Canal Whiteside y consiste en más de 1.200 m de espesor (mínimo) de flujos turbidíticos cíclicos, que presentan una base conglomerádica, con clastos de lutitas, pizarras y rocas silíceas. Esta formación ha sido interpretada como depósitos de abanicos turbidíticos progradantes hacia el norte, posteriormente incorporados a la sección de cuña progradante de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (Rojas *et al.*, 1993).

El contenido fósil indica una edad en el Selandiano (Paleoceno Medio) para los depósitos, acorde con la edad obtenida por circones detríticos con que se estima una edad máxima de  $76.5 \pm 0.7$  Ma en el Campaniano (Sanchez *et al.*, 2010).

## **III.1.3. Rocas intrusivas**

### Batolito Patagónico (Jurásico Superior - Cenozoico)

Las rocas intrusivas presentes en la zona de estudio, corresponden a miembros del Batolito Patagónico, un complejo ígneo principalmente calcoalcalino compuesto por tonalitas y granodioritas y algunas monzodioritas, dioritas y gabros (Hervé *et al.*, 1984), el cual ha desarrollado una actividad constante y con pocas variaciones espaciales desde el Jurásico Superior (Hervé *et al.*, 2007). En la zona de estudio se encuentra la Suite de granitos Beagle, la cual se describe a continuación.

### Suite de granitos Beagle (Cretácico Superior)

Está formado por tonalitas y granodioritas “sintectónicas” y en menor medida por monzodioritas y cuarzodioritas, con una penetrativa foliación sinmagnética. Para este grupo plutónico se han obtenido edades K/Ar, en biotita y anfíbola comprendidas entre los 113 y 81 Ma (Hervé *et al.*, 1984). La interpretación más aceptada indica que estas rocas se habrían emplazado en una cuenca marginal (CRV) en un régimen estructural compresivo y de gran deformación interna (Suárez, 1978), evidenciando una “foliación granítica” paralela a la actitud estructural regional que se habría formado probablemente antes de la consolidación completa del magma en respuesta a un stress regional y/o diapirismo (Hervé *et al.*, 1984).

### **III.1.4. Complejos ofiolíticos**

#### **Complejos Ofiolítico Tortuga (COT), Jurásico Superior – Cretácico Inferior**

En la zona de estudio se reconocen dos grupos de complejos ofiolíticos de edad Jurásico Superior – Cretácico Inferior: El Complejo Ofiolítico Larsen Harbour (COLH), que aflora en las cercanías de la Bahía Tekenika, en Isla Gordon e Isla Georgia del Sur, donde es definido (Eagles, 2010). Además del Complejo Ofiolítico Tortuga (COT), que a su vez, aflora en Isla Milne y en Cerro Tortuga (Dalziel *et al.*, 1974; Suárez *et al.*, 1985).

Estos complejos están formados por un cortejo de gabros, diques diabásicos y pillow lavas con inclusiones de “plagiogranitos”, sin que estén representadas las facies de rocas ultramáficas basales (Stern y de Wit, 2003; Suárez *et al.*, 1985). El COT ha sido interpretado típicamente como el extremo sur de la Cuenca de Rocas Verdes, representando el evento de mayor extensión y consiguiente *rifting* intracontinental, gatillado por la propagación de los depocentros del centro dispersor del Karoo (Mpodozis y Ramos, 2008; Stern *et al.*, 1976).

El COT alcanza el mayor grado de metamorfismo en profundidad, llegando a la facie de esquistos verdes en el nivel de diabasas. La asociación mineral es típica de metamorfismo hidrotermal de fondo oceánico, aunque también presenta metamorfismo de bajo grado (Avendaño, 2008).

### **III.2. Configuración Estructural Local**

La zona de estudio evidencia elementos de deformación compresiva y de cizalle de primer orden, desarrollados a partir del Cretácico Superior, posterior a la fase extensiva generalizada de Patagonia. Estos elementos pueden ser distinguidos como: (1) Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM), (2) Oroclino Patagónico y (3) Punto Triple y Sistema transcurrente de las placas Scotia-Sudamericana.

#### **III.2.1. Faja Plegada y Corrida de Magallanes “FPCM” (Cretácico Superior – Eoceno)**

El aumento de la tasa de convergencia en el margen sudamericano asociado a la apertura del Atlántico culminó con un peak de velocidad aproximadamente a los 90 Ma (Larson, 1991), produciendo el consiguiente cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, la obducción de las rocas ofiolíticas en el sector de Cordillera Darwin y el intenso metamorfismo y deformación evidenciadas en la sección sur del Canal Beagle (Kraemer, 2003).

En la zona de estudio, este período compresivo comenzó a desarrollar sistemas de fallas en secuencia con vergencia norte a noreste que fueron progradando hacia el norte (Figura III.1.4.1), deformando las

secuencias sedimentarias desarrolladas en el período extensivo del Jurásico-Cretácico e incorporándolas a la zona de cuña progradante de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (CAM). Además, hacia el norte y sur del Seno Almirantazgo se evidencia retrocorrimientos someros interpretados como acomodados en la deformación por carga y/o respuesta a la transmisión de los esfuerzos hacia el Cratón del Río de la Plata (Klepeis *et al.*, 2010).

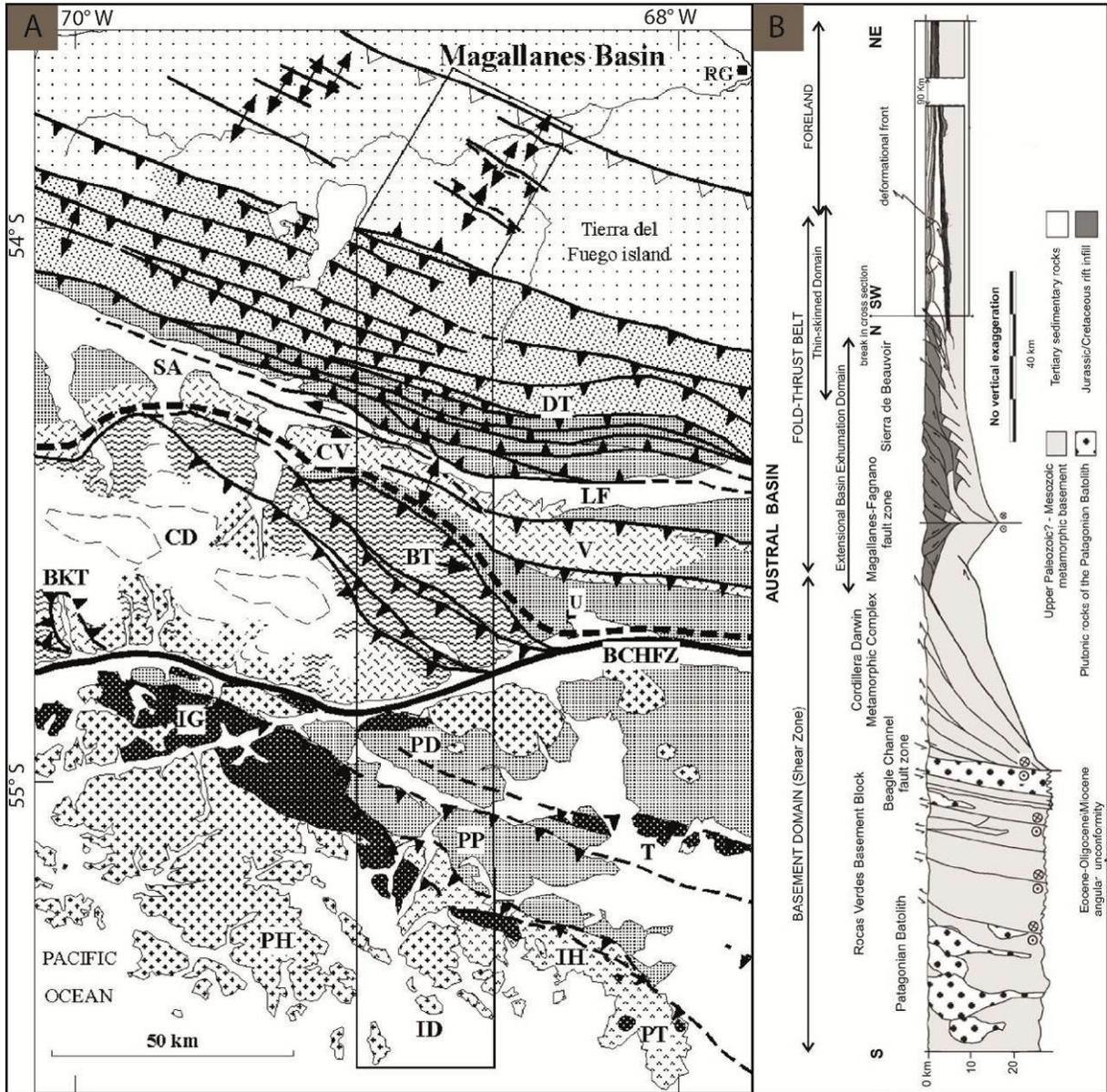


Figura III.1.4.1 a) Mapa estructural de la zona de estudio. Se ponen en relieve los sistemas de fallas inversas (Kraemer, 2003). b) Perfil estructural de la región de estudio. Se muestran los dominios estructurales principales que comprenden la Cuenca de Antepaís de Magallanes en Tierra del Fuego (Ghiglione *et al.*, 2010).

La FPCM es un sistema estructural de piel delgada pero se encuentra íntimamente ligado a la deformación de escama gruesa del basamento alzado en la CRV, la cual es el “motor tectónico” de la deformación de piel fina. El desarrollo de la FPCM configuró la creación de la CAM (Alvarez-Marrón, 1993), la cual evidencia un desarrollo controlado por la herencia estructural del período extensivo del Jurásico-Cretácico, desarrollando zonas de transferencia transcurrentes que separan dominios de menor profundidad de la FPCM hacia el norte, de otros más profundos y anchos hacia el sur (Ghiglione *et al.*, 2010). La propagación de fallas de tipo inverso de la FPCM se detuvo en el Eoceno producto de un cambio en la configuración tectónica regional, donde predominan los sistemas transcurrentes (Klepeis *et al.*, 2010).

### **III.2.2. Oroclino Patagónico (¿Cretácico Superior- Paleoceno?)**

La totalidad de las estructuras que se encuentran presentes en la FPCM registran una variación en el rumbo desde norte-sur en los 50°S a un rumbo casi este-oeste a los 54°S. Este cambio en el rumbo ha sido clásicamente denominado como “Oroclino Patagónico” (Carey, 1955), proponiéndose un carácter rotacional para el desarrollo de esta curvatura (Figura III.2.21).

Modelos oroclinales clásicos proponen el inicio de las rotaciones en el Cretácico Superior, relacionadas al proceso de cierre de la CRV, obducción del basamento pre-Jurásico y metamorfismo en el CMCD, concentrándose las rotaciones en el Cenozoico y de forma sincrónica al avance de la FPCM (Kraemer, 2003; Menichetti *et al.*, 2008). Así, rotaciones antihorarias de 90° a los 56°S podrían ser posteriores a un proceso de remagnetización ocurrido aproximadamente a los 90 Ma (Poblete *et al.*, 2011). Por su parte, Maffione *et al.*, (2010) proponen que las rotaciones se habrían desarrollado, por lo menos, antes de 50 Ma. Modelos alternativos estiman que esta rotación se habría debido a movimientos transcurrentes sinestrales en un ambiente tectónico transpresivo (Cunningham, 1993; Cunningham *et al.*, 1991).

Por otro lado, pese a existir bastantes trabajos paleomagnéticos en la región, muchos no califican en los estándares de medición actuales dado su pobre control de la paleohorizontal y además por la falta de ensayos de demagnetización en los datos más viejos (Rapalini, 2007), lo que ha llevado a algunos autores a plantear un posible origen no rotacional para la curvatura del orógeno Patagónico, basado en la subducción de un *slab* cóncavo que variaría su dirección de stress principal generando la arquitectura estructural que se observa actualmente (Ghiglione y Cristallini, 2007).

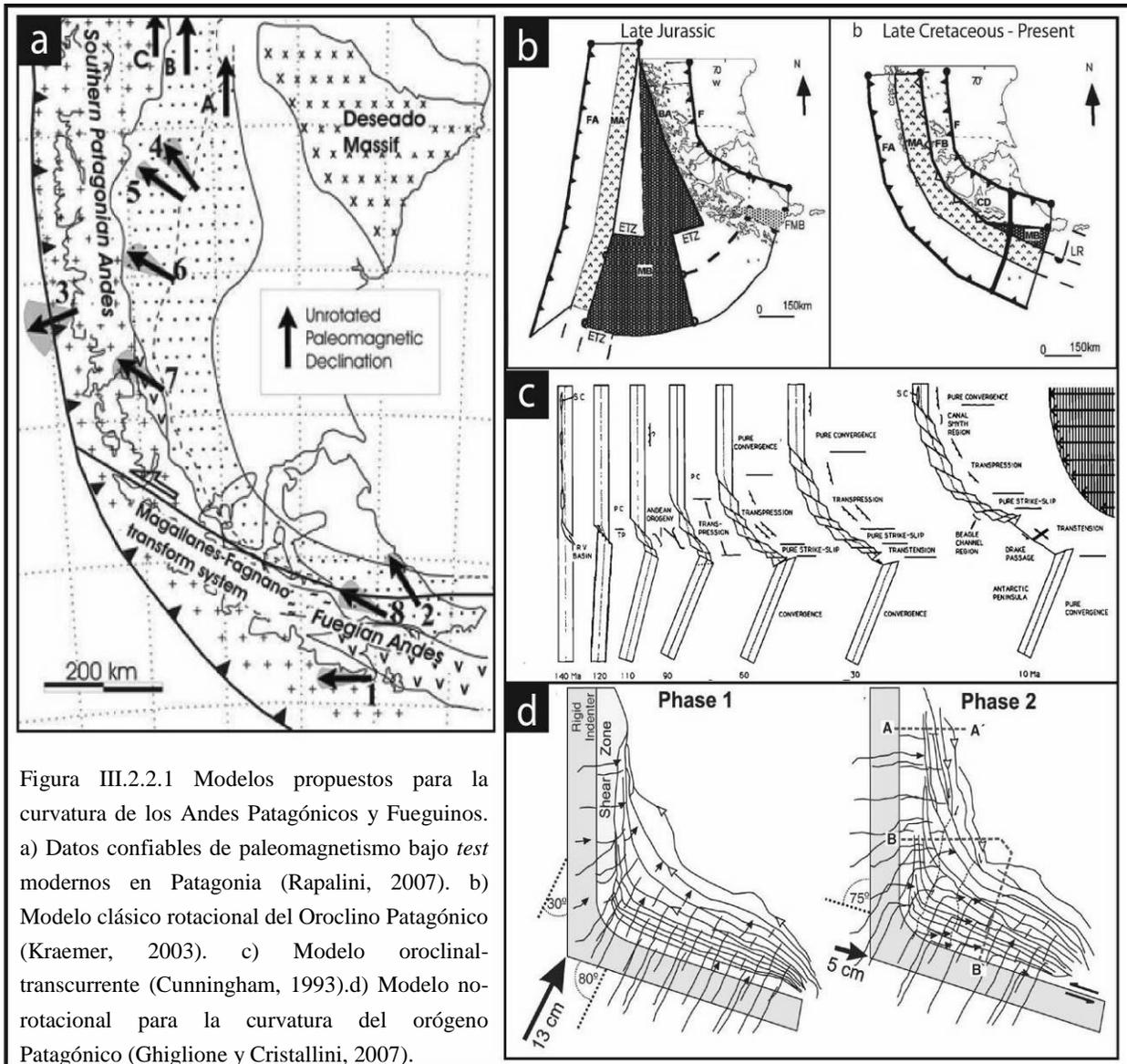


Figura III.2.2.1 Modelos propuestos para la curvatura de los Andes Patagónicos y Fueguinos. a) Datos confiables de paleomagnetismo bajo *test* modernos en Patagonia (Rapalini, 2007). b) Modelo clásico rotacional del Oroclino Patagónico (Kraemer, 2003). c) Modelo oroclinal-transcurrente (Cunningham, 1993). d) Modelo no-rotacional para la curvatura del orógeno Patagónico (Ghigliione y Cristallini, 2007).

### III.2.3. Punto Triple y sistema transcurrente de las placas Scotia-Sudamericana.

El cambio de la configuración de placas ocurrido en el Oligoceno Tardío producto de la apertura del Mar de Scotia provocó el desarrollo de un margen transformante entre la Placa de Scotia y la Placa Sudamericana, poniéndolas en contacto con la Placa Antártica en el Punto Triple, que se encuentra en la intersección entre el fin del sistema de falla de Magallanes-Fagnano y la fosa de Chile a los 52°S (Barker, 2001). Este margen de tipo sinistral habría ocasionado la intensa deformación de cizalle que es posible apreciar hacia el sur del frente de la FPCM.

En la zona de estudio los sistemas de fallas transcurrentes se desarrollan en un rumbo general E-W y se encuentran concentrados principalmente en tres sistemas principales (Figura III.2.3.1):

Sistema de fallas de Magallanes – Fagnano (SFMF): Es el más importante, ubicándose en las cercanías del lago Fagnano y el lago Deseado. Se extiende por más de 600 km desde el océano Atlántico al océano Pacífico y se ha desarrollado desde el Oligoceno hasta el Cuaternario. El sistema también comprende fallas extensivas conjugadas de orientación N-S de tipo dúplex (Lodolo, 2003; Menichetti *et al.*, 2008).

Sistema de falla Valle Carbajal: Al sur del lago Fagnano se ubica el Valle Carbajal, una zona de falla que se extiende por más de 75 km de forma paralela al SFMF (Klepeis, 1994b).

Sistema de fallas Canal Beagle: En la zona de estudio, la zona de deformación transtensiva del Canal Beagle es un importante límite tectónico que pone en contacto rocas metamórficas de alto grado en Cordillera Darwin, con metabasitas de bajo grado y rocas sedimentarias volcanoclásticas de la cuenca marginal en la zona de Isla Hoste. Este fallamiento se sobrepone a todas las estructuras de carácter compresivo (fallas y pliegues) y su actividad sería posterior al emplazamiento de la suite de granitos Beagle, asignando una edad máxima en el Eoceno (Klepeis *et al.*, 2010).

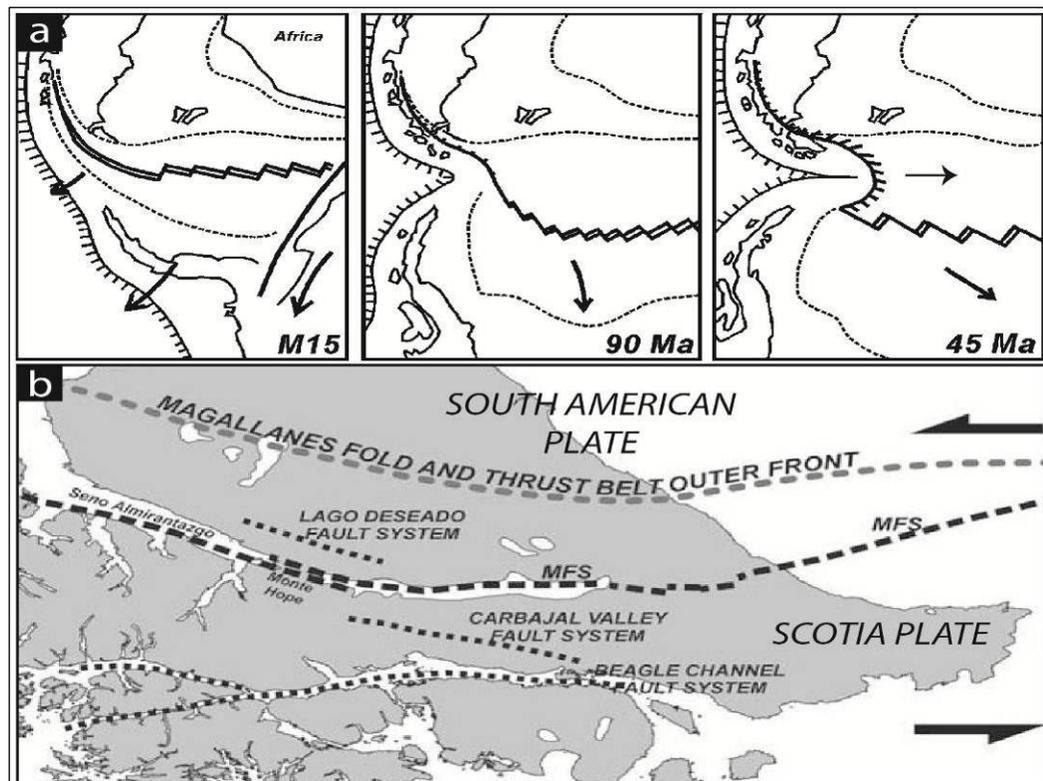


Figura III.2.3.1. : Deformación transcurrente en Tierra del Fuego. (a) Modelo evolutivo desde el Jurásico Superior (apertura CRV) hasta el Eoceno con la apertura del Mar de Scotia. Notar la migración hacia el este del centro expansor oceánico (Barker, 2001). (b) Sistemas de fallas de rumbo sinistral principales en la zona de estudio (Lodolo, 2003).

#### IV. MUESTREO PALEOMAGNÉTICO Y GEOLOGÍA DE TERRENO

El muestreo paleomagnético efectuado durante los meses de Febrero y Marzo de 2011 en la Isla Grande de Tierra del Fuego y su archipiélago, comprende un total de 36 sitios (457 especímenes) distribuidos en una transecta norte – sur que va desde Península Hardy en el sur, hasta Puerto Yartou en el sector de Cabo Nariz, abarcando rocas con edades que van desde el Jurásico Medio (Fm. Tobífera), hasta el Paleoceno (Fm. Cabo Nariz).

A partir de diferencias litológicas y principalmente la identificación de dominios estructurales, la zona de estudio se ha dividido en una Zona Norte, al norte del Sector Lago Fagnano, presentando deformación de piel delgada y una componente de rumbo sinistral importante, y una Zona Sur, al sur del mismo canal, donde las rocas incorporadas corresponden al basamento y se encuentran numerosos cuerpos ígneos (Tablas IV.1 y IV.2, Figura IV.1)

Tabla IV.1: Ubicación, actitud, litología y edad de los sitios muestreados en la zona norte (\*grano fino, \*\*grano medio, \*\*\*grano grueso).

ZONA NORTE	Sitio	N	Lat.	Long.	$\rho/\mu$	Localidad	Litología	Formación	Edad
SECTOR VICUÑA LAGO DESEADO	TU27	6	-54,132	-68,642	90/67	Vicuña	Arenisca*	Cerro Cuchilla	Cretácico Sup.
	TU28	8	-54,119	-68,704	90/47(i)	Vicuña	Arenisca*	Cerro Cuchilla	Cretácico Sup.
	TU29	11	-54,322	-68,823	115/45	Lago Deseado	Arenisca*	Cerro Matrero	Cretácico Sup.
	TU30	17	-54,322	-68,827	113/78	Lago Deseado	Arenisca*	Cerro Matrero	Cretácico Sup.
	TU31	11	-54,323	-68,828	124/68	Lago Deseado	Arenisca**	Cerro Matrero	Cretácico Sup.
	TU38	10	-54,368	-68,766	295/77	Lago Deseado	Arenisca**	La Paciencia	Cretácico Inf.
	TU43	7	-54,348	-54,348	303/70	Lago Deseado	Arenisca*	Cerro Matrero	Cretácico Sup.
	TU44	12	-54,328	-68,821	105/67	Lago Deseado	Arenisca*	La Paciencia	Cretácico Inf.
SECTOR LAGO FAGNANO	TU32	13	-54,505	-68,777	-	Lago Fagnano	Metadacita	Tobífera	Jurásico medio-Sup.
	TU33	8	-54,499	-68,738	11/31	Lago Fagnano	Fangolita	Río Jackson	Cretácico Inf.
	TU34	5	-54,505	-68,761	-	Lago Fagnano	Metadacita	Tobífera	Jurásico medio-Sup.
	TU35	15	-54,439	-68,716	295/19	Lago Fagnano	Fangolita	La Paciencia	Cretácico Inf.
	TU36	13	-54,438	-68,717	298/34	Lago Fagnano	Fangolita	La Paciencia	Cretácico Inf.
	TU37	12	-54,434	-68,719	290/30	Lago Fagnano	Fangolita	La Paciencia	Cretácico Inf.
	TU39	10	-54,477	-68,700	280/90	Lago Fagnano	Fangolita	La Paciencia	Cretácico Inf.
	TU40	14	-54,544	-68,791	159/28	Lago Fagnano	Arenisca**	Río Jackson	Cretácico Inf.
	TU41	8	-54,545	-68,787	105/40	Lago Fagnano	Arenisca**	Río Jackson	Cretácico Inf.
TU42	8	-54,544	-68,790	-	Lago Fagnano	Arenisca**	Río Jackson	Cretácico Inf..	
SECTOR CABO NARIZ	TU45	27	-53,896	-70,148	103/48	Puerto Yartou	Arenisca**	Cabo Nariz	Paleoceno
	TU46	16	-53,877	-70,154	106/69	Puerto Yartou	Arenisca**	Cabo Nariz	Paleoceno
	TU47	14	-53,853	-70,162	106/42	Puerto Yartou	Arenisca**	Cabo Nariz	Paleoceno
	TU48	7	-53,805	-70,174	90/40	Puerto Yartou	Arenisca**	Cabo Nariz	Paleoceno

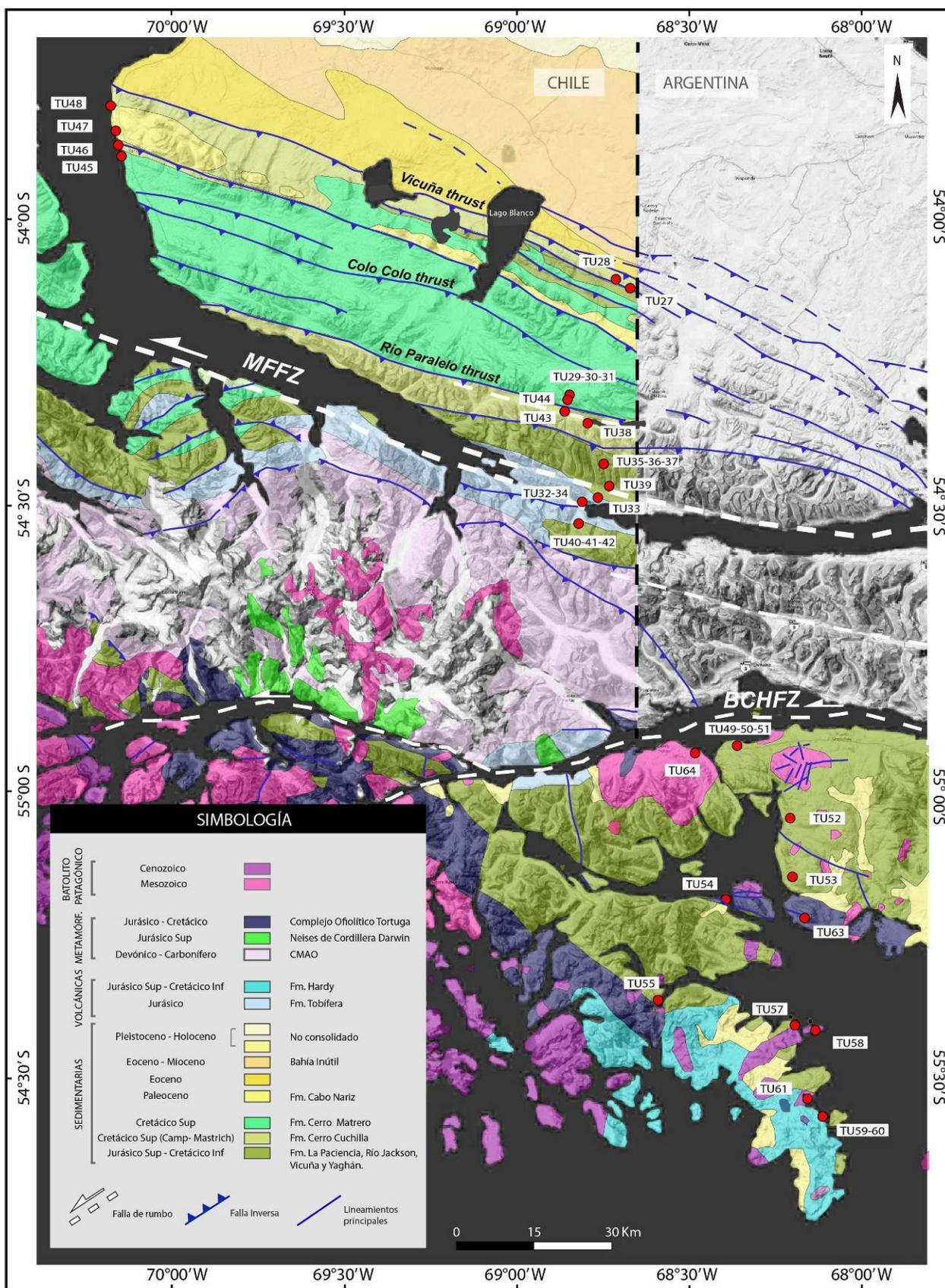


Figura IV.1. Ubicación de los sitios muestreados en terreno y geología local.

## IV.1. Zona Norte

Esta región se caracteriza por presentar secuencias sedimentarias de grano fino a medio: limolitas, lutitas, areniscas grano fino y medio típicas de la cuenca de la fase de subsidencia termal de la CRV (Cretácico Inferior) y de la zona de cuña progradante de la Cuenca de Antepaís de Magallanes (Cretácico Superior-Paleógeno), además de rocas volcánicas ácidas a volcanoclásticas de la Formación Tobífera.

### Sector Cabo Nariz

En la localidad de Puerto Yartou, se muestrearon 4 sitios (TU45 - 48), correspondientes a la Formación Cabo Nariz. Los afloramientos se disponen al borde del mar y la litología corresponde a areniscas café de grano medio intercaladas con lutitas, en su parte superior se encuentran también conglomerados (Figura IV.1.1a) Se encuentran además estructuras sedimentarias de estratificación ondulada (Figura IV.1.1b). El rumbo de los estratos varía levemente entre E-W y ESE, en cambio el manto varía entre 40° S y 80° S.



Figura IV.1.1: (a) Estratos de grano fino de la Formación Cabo Nariz, sitio TU48. (b) Estratificación ondulada de areniscas grano medio, sitio TU45.

### Sector Vicuña – Lago Deseado

Este sector comprende la localidad de Vicuña al norte, hasta el Lago Deseado por el sur. Se recolectaron 8 sitios (TU27 - 31, TU38 y TU43 - 44) los cuales se exponen principalmente en corte de camino y 2 sitios en roca desnuda en el cerro (Figura IV.1.2).



Figura IV.1.2: (a) Estratos de la Formación La Paciencia, sitio TU44. Notar el alto ángulo de manteo de las secuencias. (b) Zoom al sitio de muestreo indicando las intercalaciones de areniscas, lutitas y fangolitas, típicas del sector.

Las rocas presentes corresponden principalmente a areniscas calcáreas claras de tamaño de grano fino a medio y areniscas grises grano fino, con intercalaciones de fangolitas y lutitas decimétricas, pertenecientes a las formaciones Río Jackson, La Paciencia y Cerro Cuchilla. Se evidencian zonas de fallamiento intenso con vergencia norte mostrando brechas de falla y minerales de alteración rellenando el plano de falla (Figura IV.1.3). El rumbo general de los estratos es bastante regular con una dirección ESE y manteos entre  $40^{\circ}$ - $80^{\circ}$  hacia el sur y algunos hacia el norte.

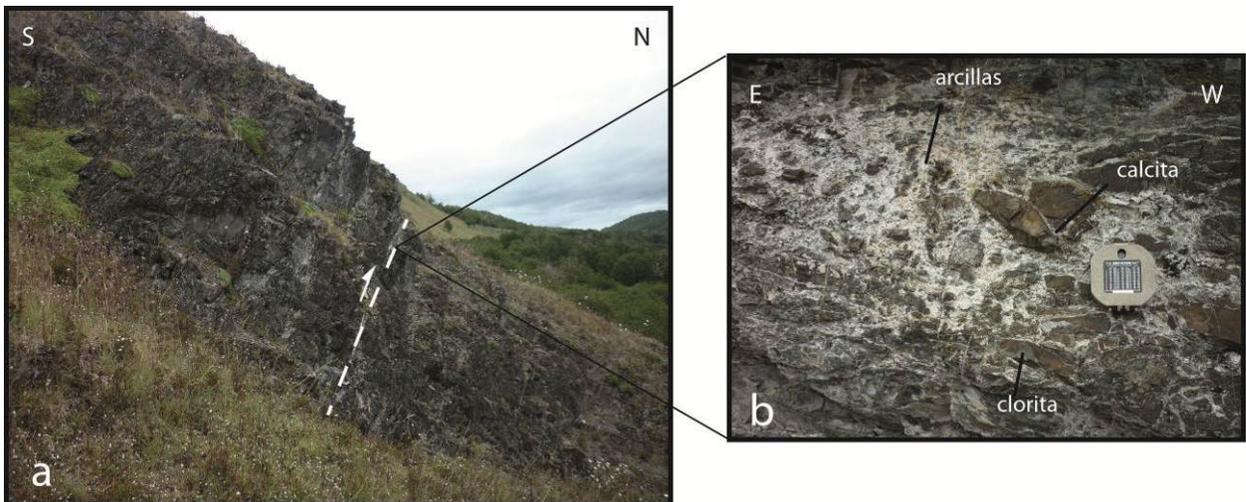


Figura IV.1.3: (a) Zona de falla de rumbo promedio E-W con vergencia norte, en las cercanías de la localidad de Vicuña. (b) Brecha de falla. Zoom a la fotografía anterior indicando el relleno de minerales de alteración.

## Sector Lago Fagnano

En este sector se obtuvieron 10 sitios (TU32 – 37, TU39 – 42) ubicados en las riberas norte y sur del Lago Fagnano. Las rocas en la zona norte del Lago Fagnano son principalmente secuencias sedimentarias de grano fino, desde lutitas bien fisibles a fangolitas pertenecientes a las formaciones Río Jackson y La Paciencia, aunque también aparecen lavas ácidas con metamorfismo sobreimpuesto e intensa silicificación, tipo metadacitas de la Formación Tobífera. Estas rocas presentan un intenso fracturamiento, deformación bien penetrativa, desarrollando esquistosidad y clivaje, además aparecen estructuras de rumbo evidenciadas por su alto manto la presencia de “espejos de falla” con marcadores cinemáticos (Figura IV.1.4).

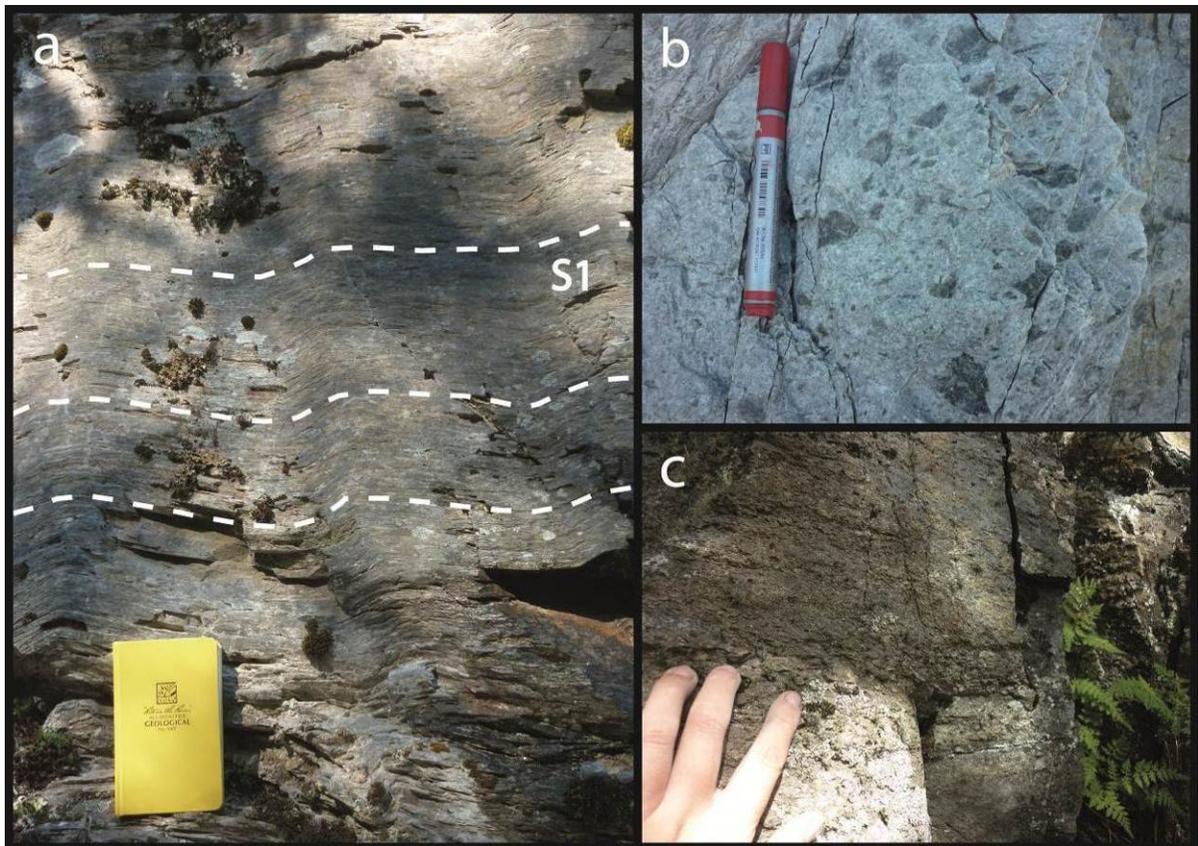


Figura IV.1.4: Sitios del Sector Lago Fagnano. (a) Clivaje de pizarra desarrollado en secuencias de grano fino (fangolitas) de la Formación Río Jackson, sitio TU33. (b) Rocas metadacíticas de la Formación Tobífera, sitio TU32. (c) Conglomerados intercalados con areniscas de grano medio en Formación Río Jackson, sitio TU40.

La sección sur del Lago Fagnano se encuentra cubierta de una espesa vegetación lo que reduce los afloramientos a unos pocos sitios aislados (TU40-42), con pobre control de la paleohorizontal. En este sector aparece una facie sedimentaria de areniscas de grano medio intercaladas con niveles de

conglomerados, la cual pertenecería a la Formación Tobífera según un mapeo inferido realizado en la zona (Klepeis, 1994b). Sin embargo, la proximidad del contacto con la Formación Yaghán (Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003) y más aún, el tipo de litología presente, nos lleva a considerarlos sitios TU40-42 como afloramientos de la Formación Río Jackson, en una zona de contacto probablemente por falla, las cuales son de carácter inverso y con vergencia NNE, evidenciándose estrías y lineamiento de minerales (Figura IV.1.5).

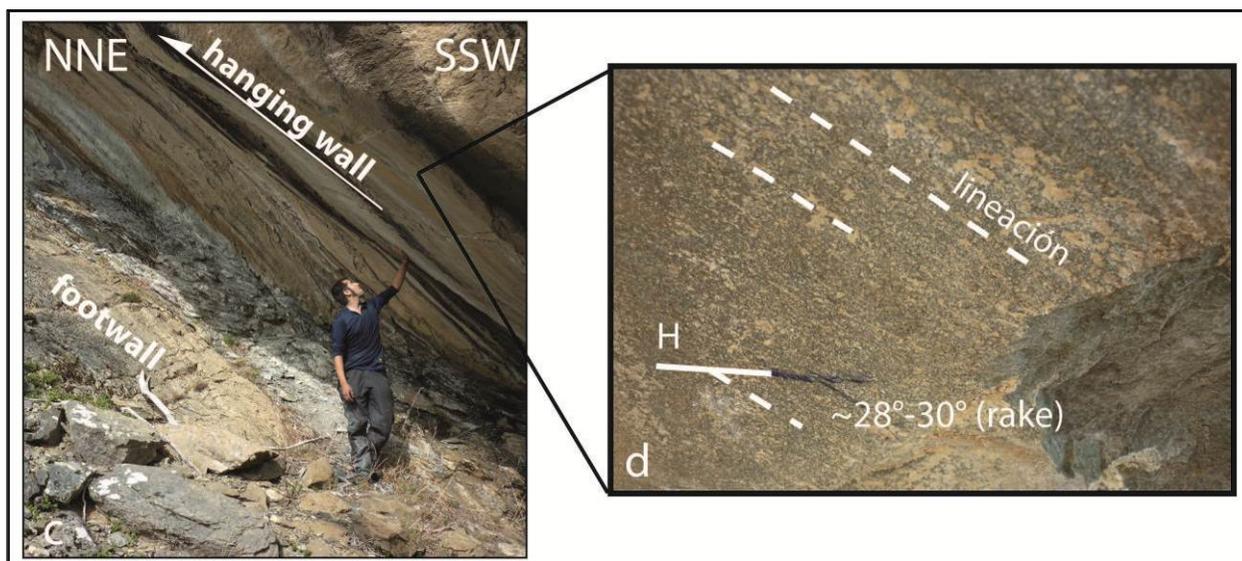


Figura IV.1.5: (a) Falla inversa vergencia al este dentro de la secuencia sedimentaria de la Formación Tobífera, al sur del lago Fagnano, sitio TU41. (b) Zoom al plano de falla de la fotografía anterior. Notar el ángulo de *rake* que define la lineación de los minerales de cuarzo con la horizontal (H).

## IV.2. Zona Sur

Esta región se sitúa en el archipiélago de Tierra del Fuego y comprende desde el canal Beagle por el norte, hasta el extremo sur de la península Hardy. La litología es variada, presentando secuencias sedimentarias (Formación Yaghán), rocas volcánicas, plutónicas y secuencias ofiolíticas incompletas (Figura IV.2.1), registrando las facies de mayor profundidad de la CRV. Hacia el oeste, aflora el complejo metamórfico Cordillera Darwin, cuyo metamorfismo indica la obducción de la CRV y marca una división estructural en la región, con deformación de piel gruesa hacia el sur del Canal Beagle y una deformación de piel delgada hacia el norte. En esta zona se distinguen dos sectores de muestreo: Sector Navarino y Sector Hardy, cuya distinción es principalmente litológica.

Tabla IV.2: Ubicación, actitud, litología y edad de los sitios muestreados en la Zona Sur (\*grano fino, \*\*grano medio, \*\*\*grano grueso).

ZONA SUR	Sitio	N	Lat.	Long.	$\rho/\mu$	Localidad	Litología	Formación	Edad
SECTOR NAVARINO	11TU49	18	-54,924	-68,303	130/46	Puerto Navarino	Arenisca **	Yaghán	Cretácico Inf.
	11TU50	19	-54,923	-68,311	35/22	Puerto Navarino	Arenisca**	Yaghán	Cretácico Inf.
	11TU51	18	-54,925	-68,323	15/35	Puerto Navarino	Arenisca*	Yaghán	Cretácico Inf.
	11TU52	14	-55,051	-68,147	270/80	Canal Murray	Arenisca*	Yaghán	Cretácico Inf.
	11TU53	17	-55,152	-68,138	170/59	Canal Murray	Arenisca***	Yaghán	Cretácico Inf.
	11TU54	7	-55,195	-68,341	-	Canal Murray	Pillow Lavas	COT	Jurásico Sup.- Cretácico Inf.
	11TU63	16	-55,224	-68,101	-	Monte Tortuga	Dikes doleríticos	COT	Jurásico Sup.- Cretácico Inf.
	11TU64	13	-54,940	-68,439	-	Puerto Navarino	Tonalita	BPM	Cretácico Superior
SECTOR HARDY	11TU55	16	-55,370	-68,539	-	Bahía Tekenika	Diabasa	BPC	Paleoceno-Eoceno
	11TU57	9	-55,396	-68,138	-	Bahía Packsaddle	Arenisca**	Yaghán	Cretácico Inferior
	11TU58	10	-55,403	-68,078	-	Bahía Packsaddle	Basaltos columnares	BPC	Mioceno
	11TU59	12	-55,570	-68,037	335/26	Bahía Orange	Volcanoclásticas	Hardy	Jurásico Sup.- Cretácico Inf.
	11TU60	17	-55,570	-68,037	335/26	Bahía Orange	Volcanoclásticas	Hardy	Jurásico Sup.- Cretácico Inf.
	11TU61	19	-55,532	-68,094	-	Bahía Orange	Volcanoclásticas	Hardy	Jurásico Sup.- Cretácico Inf.

### Sector Navarino

Este sector se extiende desde el canal Beagle hasta el sur de la Isla Navarino, incorporando principalmente rocas de esta isla y un par de afloramientos de las penínsulas Dumas y Pasteur. Se extrajeron 8 sitios, de los cuales 5 corresponden a secuencias sedimentarias de la Formación Yaghán (TU49-52), 2 sitios en basaltos almohadillados y diques doleríticos del Complejo Ofiolítico Tortuga (TU54 y TU63, figura IV.2.1) y 1 sitio en intrusivos del Cretácico Superior (tonalita de hornblenda, TU64) perteneciente a la Suite de granitos del Canal Beagle.

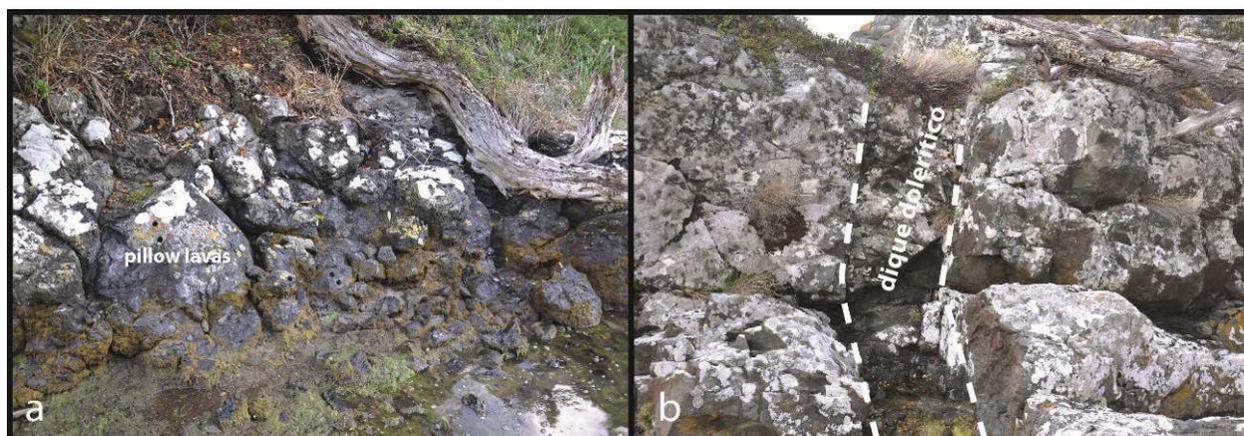


Figura IV.2.1: Secuencias ofiolíticas incompletas del COT. (a) Afloramiento de basaltos almohadillados al sur del canal Beagle, sitio TU54. (b) Diques doleríticos presentes en el sector Navarino, sitio TU63.

Las secuencias sedimentarias presentes en la zona son areniscas de grano fino a medio y grueso, intercaladas con lutitas. Estas secuencias muestran una deformación intensa y compleja, desarrollando un clivaje de crenulación bien definido (Figura IV.2.2), producto de un stress S2 perpendicular a una foliación S1 previa. La actitud de las secuencias presenta gran variación con rumbos que oscilan entre una dirección N-S y una dirección E-W y manteos que varían entre 20° y 80°.

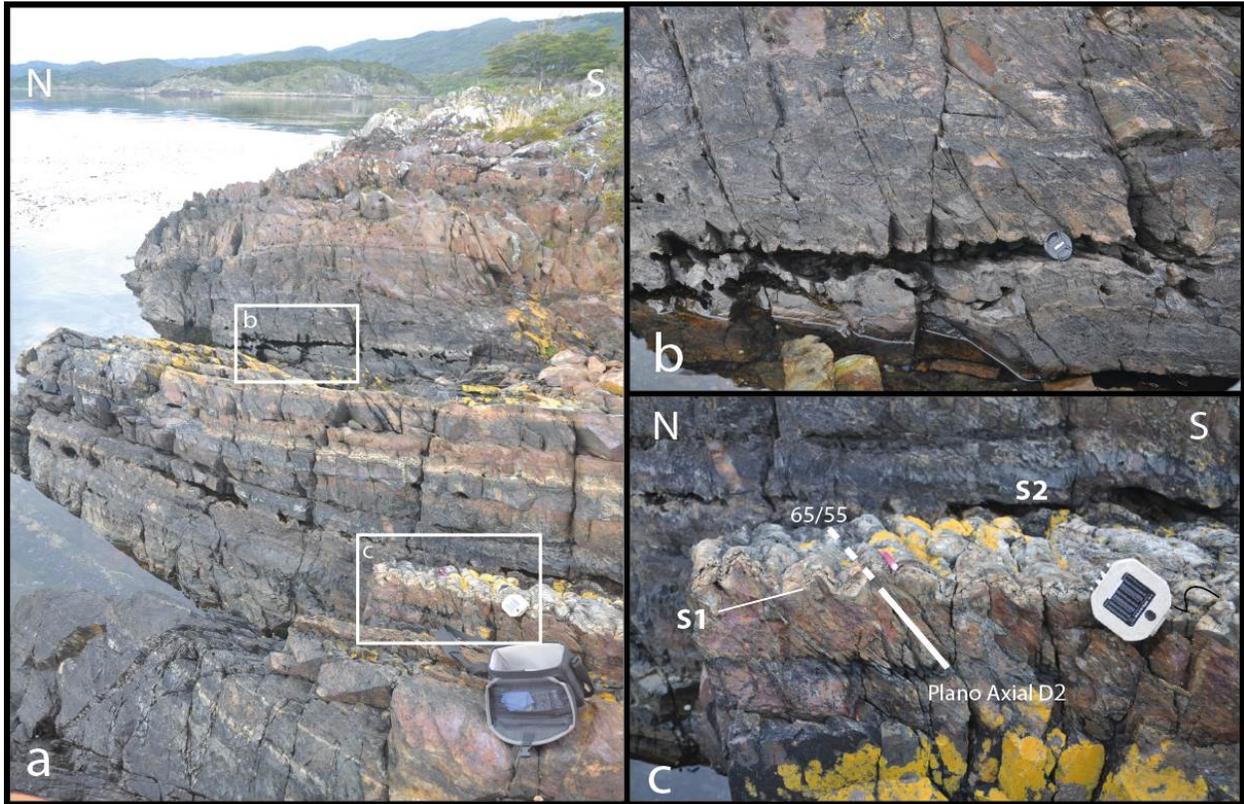


Figura IV.2.2: (a) Afloramiento de las secuencias sedimentarias de la Formación Yaghán. (b) y (c) Zoom a la fotografía anterior indicando el desarrollo de clivaje de crenulación (S2) y la actitud de su plano axial.

El intrusivo del sitio TU64 se encuentra inmediatamente al sur del Canal Beagle y corresponde a una tonalita de hornblenda (ver Anexo 1) de la suite de granitos Beagle. En terreno es posible constatar un clivaje de crenulación que Suárez *et al.* (1985) interpretaron como foliación sinmagmática dada por minerales máficos (Figura IV.2.3).

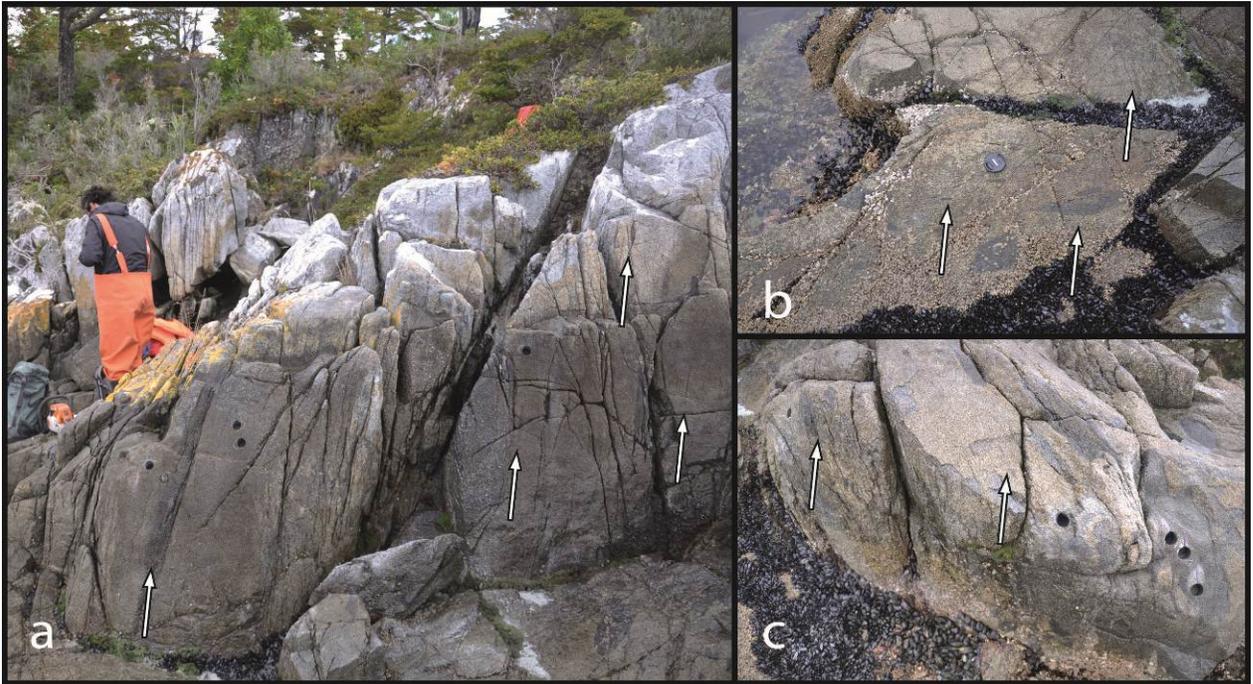


Figura IV.2.3: (a) Afloramiento de tonalita de hornblenda, sitio TU64. (b) y (c) Foliación magmática (indicada con flechas blancas) dada por minerales máficos.

#### Sector Hardy

En este sector se muestrearon 3 sitios en secuencias volcanoclásticas de la Formación Hardy (TU59-61, figura IV.2.4), 1 sitio en secuencias sedimentarias de la Formación Hardy (TU57), además de 2 sitios en intrusivos, correspondientes a diabasas del Paleógeno (TU55) y basaltos columnares del Mioceno (TU58), ambos pertenecientes al Batolito Patagónico.



Figura IV.2.4: (a) Rocas volcanoclásticas de la Formación Hardy, sitio TU61. (b) Vista cercana de los afloramientos.

## V. RESULTADOS

Los resultados obtenidos de este trabajo se enfocan principalmente en la caracterización de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) de los distintos dominios definidos y su relación con las estructuras tectónicas presentes en la región, sin embargo, para poder realizar una interpretación coherente de la fábrica magnética y su relación con la geología estructural, es necesario estudiar las propiedades magnéticas de las rocas estudiadas y en particular, aproximarse a la identificación del/los portador/es magnéticos y su caracterización.

Por otra parte, el estudio se centra en el análisis de la fábrica magnética de las secuencias sedimentarias, las que, presentan comúnmente una matriz paramagnética dominante siendo especialmente sensibles a registrar eventos de deformación que a veces no son evidenciadas de forma macroscópica. Las demás litologías se estudian de manera menos extensa y restringidas a los objetivos del estudio.

### V.1. Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

#### V.1.1. Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética registrada en las rocas a lo largo de la transecta N-S presenta un contraste nítido entre la zona sur y la zona norte, siendo controlada principalmente por la litología, encontrándose sus valores más altos en las rocas ígneas básicas de la zona sur y sus valores mínimos en las secuencias sedimentarias incorporadas en la deformación de piel delgada de la FPC de Magallanes (Tabla y Figura V.1.1).

##### Zona Norte

En esta región la susceptibilidad magnética arroja valores bajos, que varían principalmente entre  $19,0 - 45,0 \times 10^{-5}$  (SI). Estos valores son típicos de rocas sedimentarias, donde el dominio del control de la fracción paramagnética (biotita, clorita, anfíbola, etc) alcanza los  $50,0 \times 10^{-5}$  (Rochette *et al.*, 1993). Por otra parte, los sitios TU47 y TU28 presentan susceptibilidades mayores, en el rango de  $158,0$  y  $276,0 \times 10^{-5}$  (SI) respectivamente, correspondiéndose a un control de la susceptibilidad compartido entre la fracción ferromagnética y la paramagnética e indicando la presencia de una pequeña fracción de minerales como magnetita y/o hematita en forma detrítica y/o autigénica (Tarling y Hrouda, 1993). A su vez, los valores más bajos corresponden a las metadacitas de los sitios TU32 y TU34 de la Formación Tobífera, presentando valores de  $7,0$  y  $8,0 \times 10^{-5}$  (SI).

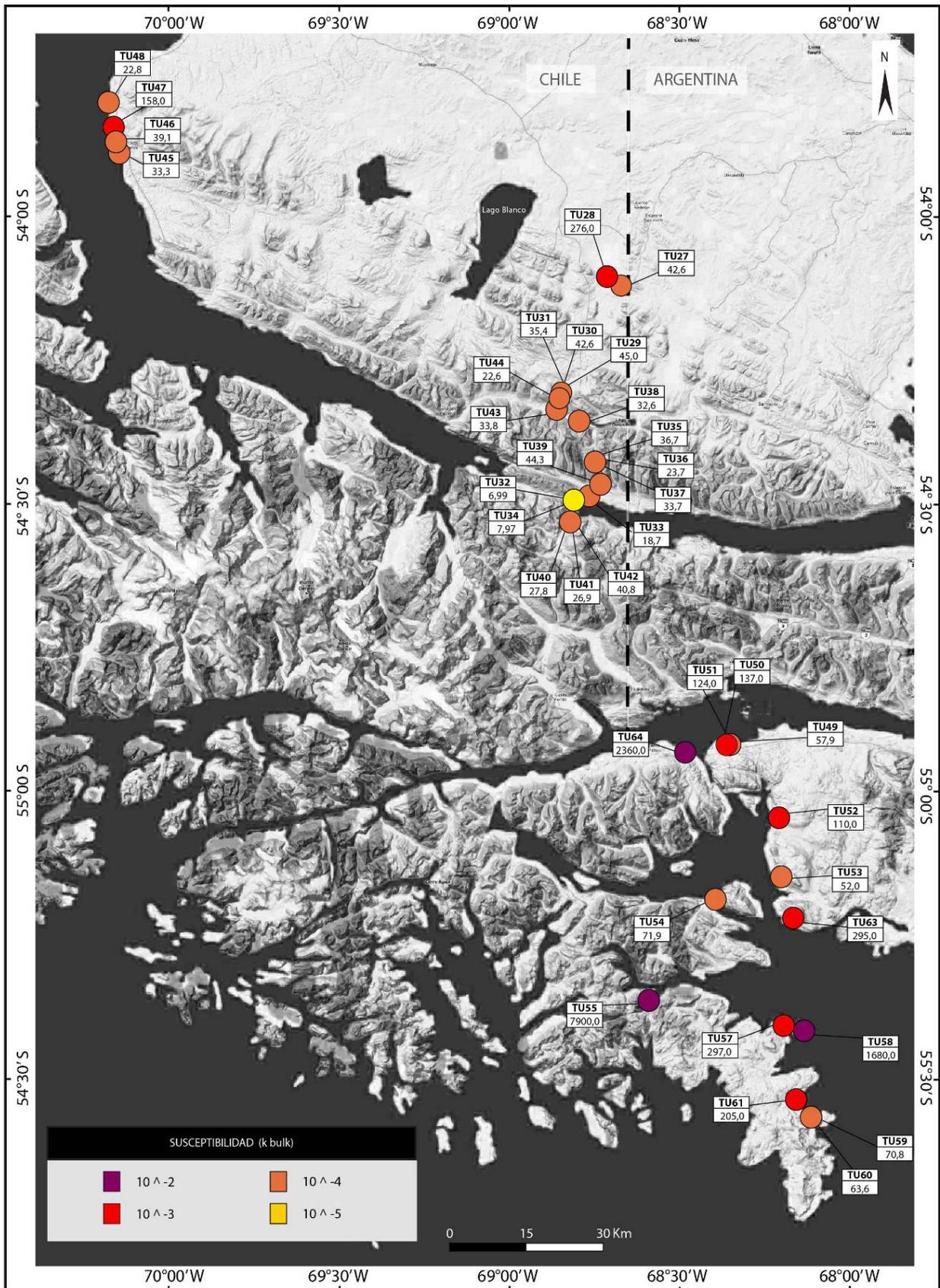


Figura V.1.1: Susceptibilidad magnética (Kbulk) de los sitios muestreados.

Tabla V.1.1: Susceptibilidad Magnética (Kbulk), Magnetización Natural Remanente (MNR) y razón de Koenigsberger (Q) de la zona norte.

ZONA NORTE						
Loc.	Sitio	MNR (A/m)	k (E-5)	St. Desv.	Q	Mineralogía magnética
SECTOR VICUÑA LAGO DESEADO	11TU27	1,19E-03	42,6	1,36E-04	1,08E+00	pmag
	11TU28	5,20E-02	276	1,01E-03	7,32E+00	<fmag
	11TU29	1,25E-03	45	1,15E-04	1,08E+00	pmag
	11TU30	4,25E-04	42,6	9,30E-05	3,87E-01	pmag
	11TU31	2,11E-04	35,4	5,70E-05	2,31E-01	pmag
	11TU38	-	32,6	9,90E-05	-	pmag
	11TU43	-	33,8	9,85E-05	-	pmag
	11TU44	-	22,6	9,56E-05	-	pmag
SECTOR LAGO FAGNANO	11TU32	1,35E-04	7	3,09E-05	7,52E-01	pmag
	11TU33	1,02E-04	18,7	3,50E-05	2,12E-01	pmag
	11TU34	5,50E-03	8	6,17E-05	2,68E+01	pmag
	11TU35	5,34E-05	36,7	7,25E-05	5,65E-02	pmag
	11TU36	3,52E-05	23,7	8,21E-05	5,76E-02	pmag
	11TU37	3,50E-05	33,7	7,38E-05	4,03E-02	pmag
	11TU39	-	44,3	1,33E-04	-	pmag
	11TU40	7,12E-04	27,8	9,27E-05	9,95E-01	pmag
	11TU41	1,32E-03	26,9	4,07E-05	1,91E+00	pmag
	11TU42	1,05E-03	40,8	1,17E-04	1,00E+00	pmag
SECTOR CABO NARIZ	11TU45	-	33,3	3,54E-05	-	pmag
	11TU46	-	39,1	1,30E-04	-	pmag
	11TU47	-	158	5,21E-04	-	<fmag
	11TU48	-	22,8	5,20E-05	-	pmag

### Zona Sur

La zona sur presenta valores altos de susceptibilidad magnética, abarcando valores que van desde los 52,0 a los 7900,0 x 10<sup>-5</sup> (SI). Este amplio rango de valores indica que la señal magnética de la totalidad de las rocas presentes en esta región están controladas en alguna medida por minerales ferromagnéticos, principalmente magnetita, hematita (martita) y/o pirrotina, como lo muestran además las curvas de demagnetización termal y la microscopía de minerales opacos (ver Anexo 1 y 2).

La variación del valor de susceptibilidad está controlada principalmente por la litología, donde las secuencias sedimentarias y volcanoclásticas de las formaciones Yaghán y Hardy respectivamente, presentan valores un tanto menores comprendidos principalmente entre los 52,0 y 137 x 10<sup>-5</sup> (SI), con *peaks* en los sitios TU61 y TU57 que presentan susceptibilidades de 205,0 y 297 x 10<sup>-5</sup> (SI) respectivamente, evidenciándose un aporte mucho mayor de los minerales ferromagnéticos que las secuencias sedimentarias de una edad similar en la zona norte (Formaciones La Paciencia y Río Jackson).

Por otra parte los valores mayores corresponden a rocas ígneas básicas, con susceptibilidades que van desde los 1680,0 a los 7900,0 x 10<sup>-5</sup> (SI) en los sitios TU58, TU64 y TU55, donde existe presencia de magnetita en dominio simple, como lo muestran las curvas de demagnetización por campo alterno (ver Anexo 2), además de hematita. Por otro lado, el menor valor para estas rocas lo presentan los diques doleríticos del sitio TU63 con un valor de 295,0 x 10<sup>-5</sup> (SI).

Tabla V.1.2: Susceptibilidad Magnética (Kbulk), Magnetización Natural Remanente (MNR) y razón de Koenigsberger (Q) de la zona sur.

ZONA SUR						
Loc.	Sitio	NRM (A/m)	Kbulk (10E-5)	St. Desv.	Q	Mineralogía magnética
SECTOR NAVARINO	11TU49	6.48E-02	57.9	8.74E-05	0,06	-
	11TU50	3.71E-01	137.0	2.23E-04	0,05	pirr.
	11TU51	4.01E-01	124.0	4.27E-04	0,37	mgt, hmt
	11TU52	3.35E-01	110.0	3.52E-04	0,86	-
	11TU53	3.27E-03	52.0	7.40E-05	0,01	mgt
	11TU54	2.43E-02	71.9	2.75E-05	0,03	pirr.
	11TU63	3.24E-01	295.0	1.91E-03	1,53	mgt
	11TU64	6.97E-01	2360.0	1.86E-02	0,03	mgt
SECTOR HARDY	11TU55	1.41E+00	7900.0	2.13E-02	24,91	mgt, hmt
	11TU57	1.00E-01	297.0	2.70E-03	1,74	mgt
	11TU58	1.22E+00	1680.0	9.75E-04	30,12	mgt
	11TU59	9.75E-03	70.8	8.02E-05	0,01	mgt
	11TU60	3.26E-03	63.6	2.83E-05	0,00	mgt
	11TU61	9.81E-02	205.0	8.45E-04	0,10	mgt

#### Magnetización Natural Remanente (MNR)

Los valores más altos de MNR se concentran en la zona sur del estudio, en las rocas ígneas básicas del Batolito Patagónico mostrando valores que varían entre 0,7 a 1,22 x 10<sup>0</sup>(A/m). La petrografía conjunta de minerales opacos y transparentes en estos sitios indicó la presencia de magnetitas martitizadas de forma incompleta lo cual disminuiría el tamaño de grano de las magnetitas estabilizando la señal magnética primaria y generando una fracción de magnetita de dominio simple (Figura V.1.2)

Por otro lado las secuencias sedimentarias de la zona norte presentan valores muy bajos de RMN variando entre 3,5 x 10<sup>-5</sup> (A/m) y 3,27 x 10<sup>-3</sup> (A/m) indicando el control de los minerales paramagnéticos en la señal magnética, excepto el sitio TU28 que presenta un valor de 5,2 x 10<sup>-2</sup> probablemente por la presencia de una fracción mayor de minerales ferromagnéticos en su matriz. En una zona de valores intermedios se encuentran las rocas sedimentarias de la Formación Yaghán, los diques doleríticos del Complejo Ofiolítico Tortuga y las rocas volcanoclásticas de la Formación Hardy con valores entre los 3,26 x 10<sup>-3</sup>y los 4,01x 10<sup>-1</sup>.

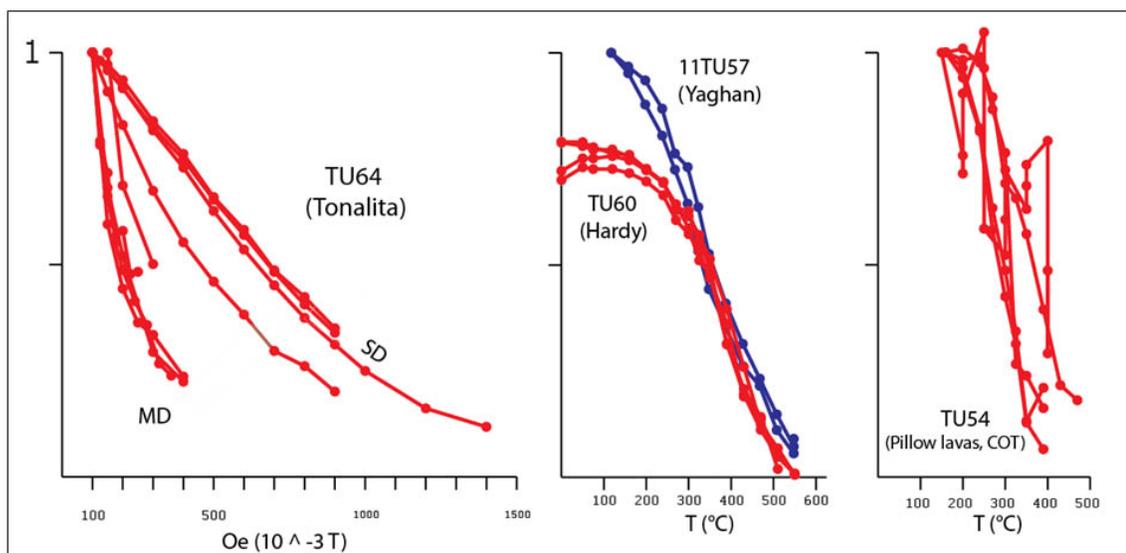


Figura V.1.2: Diagramas de demagnetización para las formaciones de la zona sur. Izquierda, demagnetización por campo alterno. Centro y derecha, demagnetización termal.

Los mayores valores de susceptibilidad magnética y RMN de las secuencias sedimentarias de la Formación Yaghan se relacionan a la presencia de minerales ferromagnéticos observados tanto en microscopio como por ensayos de demagnetización termal, correspondientes principalmente a magnetita hematitizada y en menor medida a pirrotina, asociados a sulfuros de hierro y cobre como piritita y calcopiritita. En la misma línea, el portador magnético en la Formación Hardy es magnetita y en el caso de las rocas ígneas del COT (sitio TU54) es pirrotina asociada a sulfuros de cobre y hierro (Figura V.1.2).

#### Razón de Koenigsberger (Q)

La razón de Koenigsberger (Q) define la contribución relativa entre la Magnetización Natural Remanente (MNR) y la Magnetización Inducida ( $M_0$ ), expresándose como  $Q = M_0 / kH$ , donde H es el campo geomagnético en la localidad y fecha de muestreo (Stacey, 1966). Así, para este estudio H toma un valor de 25,7538 (A/m) correspondiente al inicio del muestreo en el mes de Febrero de 2011.

Es interesante analizar la situación en que  $Q=1$ , donde se tiene que  $M_0 = kH$ , cuya gráfica representa la *Línea de Koenigsberger* (Figura V.1.3a). De esta manera, para un gráfico de Susceptibilidad Magnética versus RMN, los puntos sobre esta línea representan un  $Q > 1$  con un predominio de la componente remanente, y aquellos bajo ella tienen un  $Q < 1$  presentan un predominio de la componente inducida.

En la zona de estudio, la zona norte evidencia una contribución principal de la magnetización inducida por sobre la remanente, mientras que la zona sur en cambio, presenta un dominio de la magnetización remanente salvo algunas excepciones (Figura V.1.3a). Además es posible observar en las figuras V.1.3 b y c, que la principal contribución al factor Q proviene de la MNR con un factor de correlación (en una línea de tendencia potencial) de  $R^2 = 0.83$ , mientras que para la susceptibilidad es apenas un  $R^2 = 0.22$ .

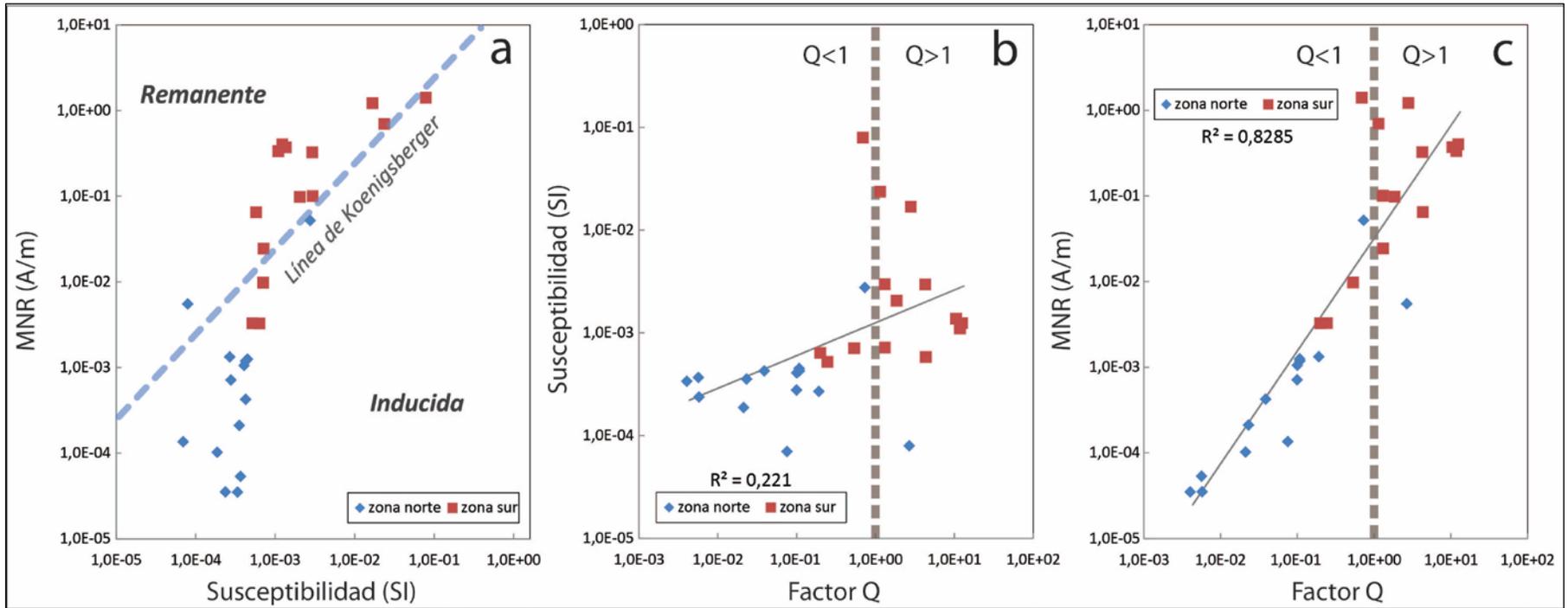


Figura V.1.3: a) Intensidad de la Magnetización Natural Remanente (NRM) versus Susceptibilidad Magnética. b) Factor Q versus Susceptibilidad (SI). c) Factor Q versus NRM (A/m). En línea gris segmentada la línea de Koenigsberger.

## V.2. Fábrica Magnética

El estudio de las fábricas magnéticas de las diversas formaciones muestreadas arroja resultados interesantes pudiéndose identificar dominios marcadamente distintos entre la zona norte y la zona sur del estudio (definidas previamente), tanto en las propiedades escalares (anisotropía, lineación, foliación) como en la orientación de los ejes  $K_{max}$  y  $K_{min}$  del elipsoide de susceptibilidad. Dentro de estas zonas se pueden identificar subdominios que definen variaciones a una escala menor de las mismas propiedades antes mencionadas. Por otro lado, las fábricas sedimentarias son particularmente interesantes, identificándose marcadas direcciones en la lineación y foliación que se orientan alrededor de la dirección EW, así como también es posible identificar variaciones en la distribución de  $K_{max}$  y  $K_{min}$  que se pueden relacionar a etapas de transición entre fábricas de origen sedimentario a otras donde la fábrica tectónica oblitera totalmente el registro sedimentario, lo que será abordado en la sección de Discusiones.

### Elipsoide de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM)

A continuación se presentan los elipsoides de ASM obtenidos en el estudio (Tabla V.2.1), tanto en sus orientación in situ (Figura V.2.1) como con la corrección por el manteo de los estratos cuando corresponde (Figura V.2.2). Es importante notar el buen agrupamiento de las direcciones principales de susceptibilidad ( $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$ ), que presentan en general los sitios en la zona norte, lo que se traduce en elipses de confianza pequeñas, pudiéndose definir en la mayoría de ellos fábricas tanto uniaxiales (planares y lineales) como fábricas triaxiales. Por otro lado, en la zona sur, sólo el sector de Navarino presenta un buen agrupamiento y definición de la lineación y foliación magnética.

En la zona norte la dirección de máxima susceptibilidad se encuentra generalmente en una posición lateral, con buzamientos bajos, a diferencia de la zona sur, donde  $K_1$  se ubica en posiciones más centrales del estereograma, evidenciando buzamientos mayores (Figuras V.2.1 y V.2.2).

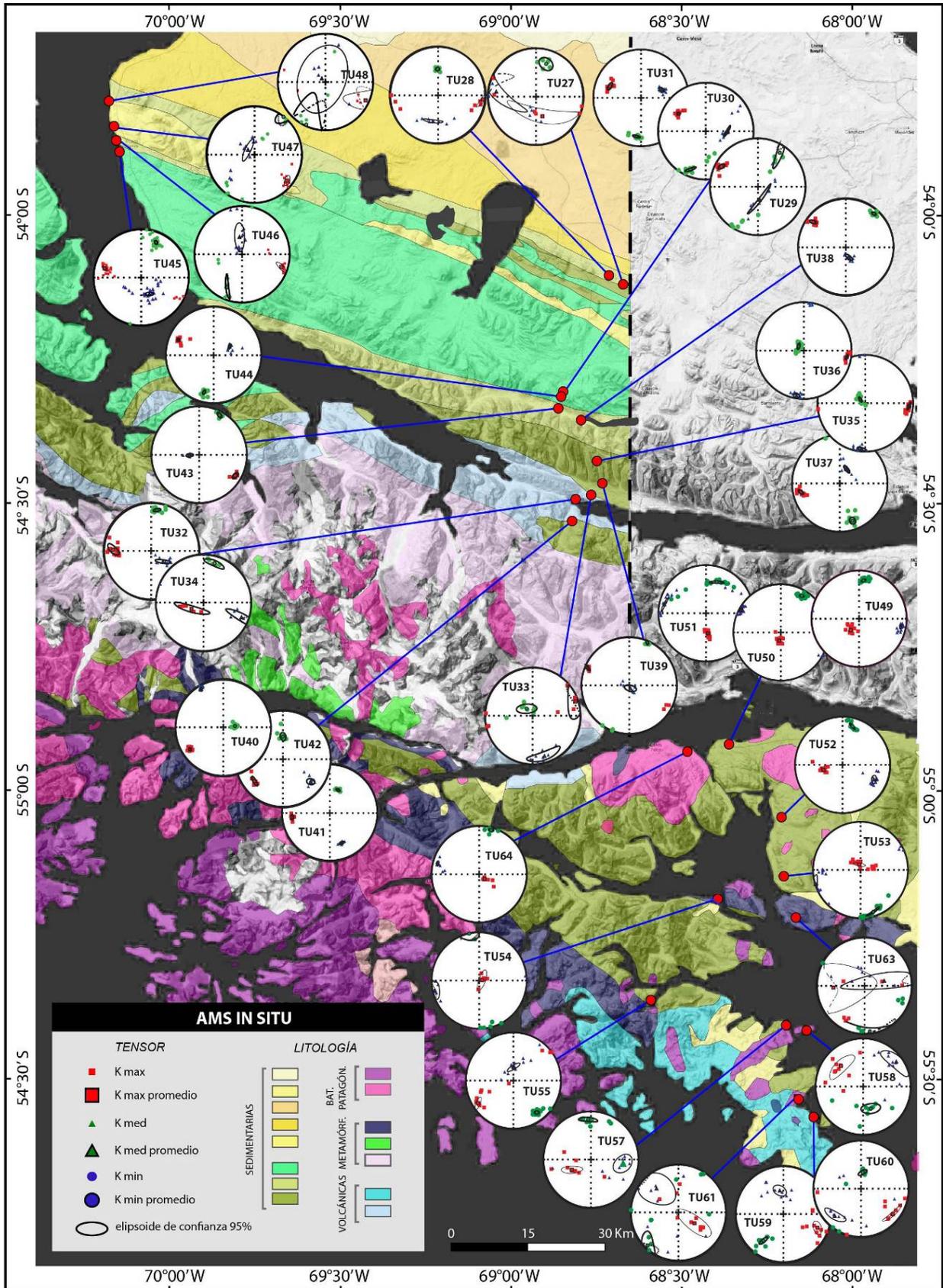


Figura V.2.1: Elipsoides de ASM in situ, proyectadas en una red estereográfica equiareal.

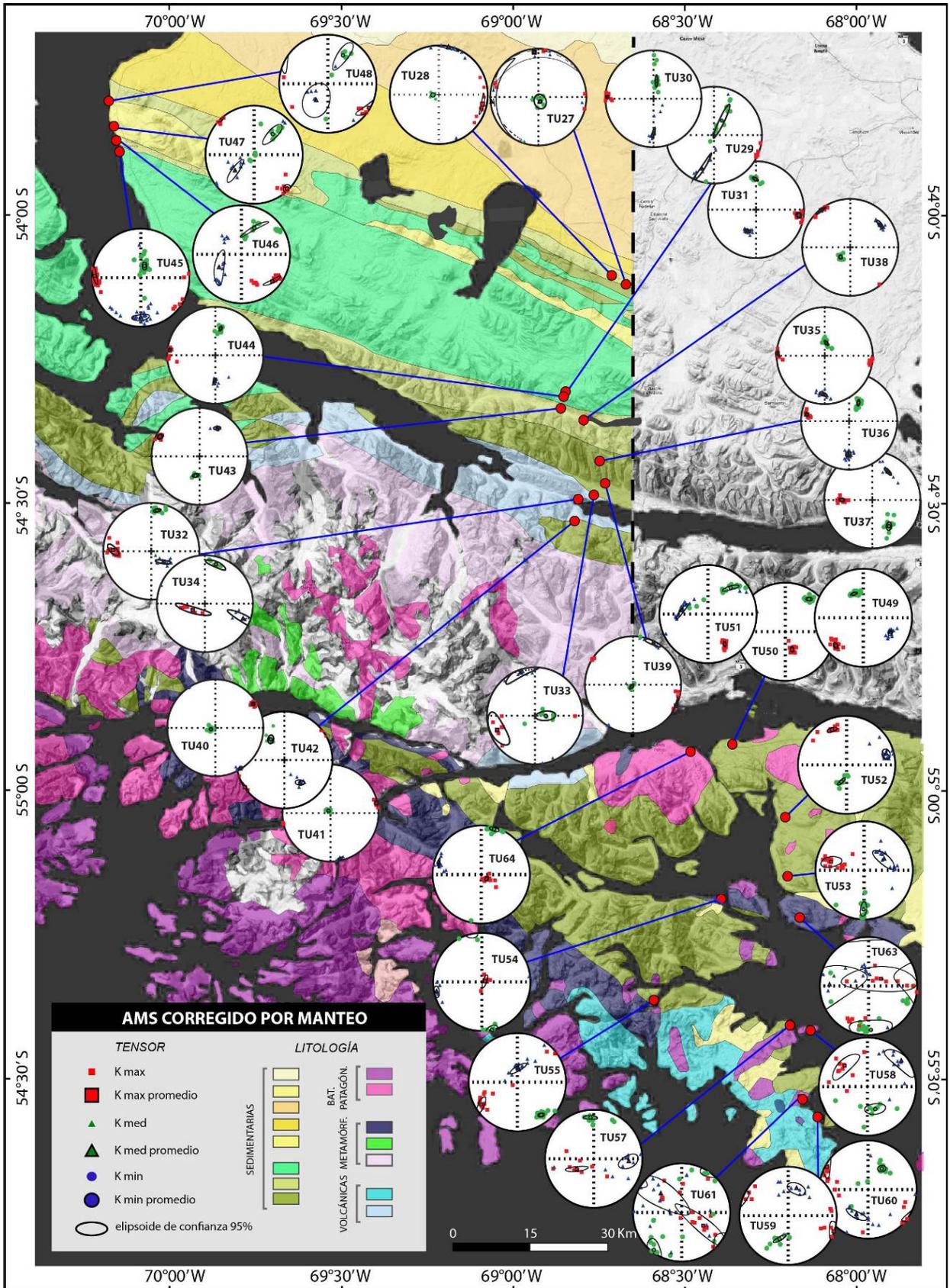


Figura V.2.2: Elipsoides de ASM in situ, proyectadas en una red estereográfica equiareal.

Tabla V.2.1: Direcciones de susceptibilidad principales, (K1, K2, K3) in situ y con corrección de manteo.

ZONA NORTE		IN SITU															STRATI														
Loc.	Sitio	K max					K int					K min					K max					K int					K min				
		k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I1	p1	p2	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I1	p1	p2
VICUÑA LAGO DESEADO	11TU27	1.007	161.4	54.9	63.9	12.1	1.006	277.3	17.0	63.9	9.9	0.987	17.3	29.6	12.4	10.0	1.007	354.8	7.8	63.9	12.1	1.006	264.5	2.4	63.9	9.9	0.987	157.2	81.8	12.4	10.0
	11TU28	1.024	95.0	6.3	15.7	3.1	1.019	191.2	44.5	15.7	2.7	0.957	358.7	44.8	3.2	2.8	1.024	102.0	9.4	13.6	2.7	1.019	11.6	2.6	13.6	2.4	0.957	266.5	80.2	2.8	2.5
	11TU29	1.012	298.7	13.9	6.4	3.2	1.001	171.7	67.6	32.5	2.5	0.992	33.1	17.2	32.4	4.2	1.012	291.3	4.0	6.4	3.2	0.996	199.2	27.6	32.5	2.5	0.992	29	62.0	32.4	4.2
	11TU30	1.015	302.4	32.9	2.1	1.8	1.030	90.0	52.6	10.5	1.6	0.988	201.8	15.9	10.4	2.0	1.015	272.3	4.4	2.1	1.8	0.997	179.7	30.4	10.5	1.6	0.988	9.7	59.2	10.4	2.0
	11TU31	1.013	290.2	31.2	6.1	3.4	1.031	68.9	51.1	5.1	2.7	0.987	187.0	20.7	5.5	2.2	1.013	97.3	11.0	6.1	3.4	1.001	201.2	50.9	5.1	2.7	0.987	358.9	36.9	5.5	2.2
	11TU38	1.016	307.6	14.6	7.3	2.2	1.003	162.7	72.3	6.9	2.9	0.976	40.2	9.7	3.4	2.8	1.016	321.4	2.7	7.3	2.2	1.008	52.5	22.8	6.9	2.9	0.976	225	67.1	3.4	2.8
	11TU43	1.021	119.6	14.0	5.6	3.7	1.003	267.8	73.6	5.9	2.6	0.976	27.5	8.3	5.4	3.0	1.021	296.3	9.2	5.6	3.7	1.003	32.0	31.5	5.9	2.6	0.976	192	56.9	5.4	3.0
	11TU44	1.019	293.5	20.6	2.2	1.7	1.006	62.0	58.9	4.6	1.6	0.975	194.6	22.2	4.7	1.7	1.019	276.7	4.8	2.2	1.7	1.006	181.6	46.4	4.6	1.6	0.975	11.2	43.2	4.7	1.7
	11TU32	1.050	271.8	21.2	13.3	5.0	1.022	132.1	63.1	13.2	2.9	0.92	8.1	15.8	5.7	2.9	1.050	271.8	21.2	13.3	5.0	1.030	132.1	63.1	13.2	2.9	0.92	8.1	15.8	5.7	2.9
	11TU33	1.037	71.8	6.1	25.4	14.9	1.006	163.4	14.4	24.3	8.7	0.931	319.4	74.3	17.4	7.7	1.037	249.7	17.1	25.4	14.9	1.031	341.6	6.0	24.3	8.7	0.931	90.3	71.8	17.4	7.7
11TU34	1.073	242.7	66.6	31.8	5.3	1.017	110.8	16.1	33.7	5.1	0.905	15.9	16.5	15.0	5.7	1.073	242.7	66.6	31.8	5.3	1.022	110.8	16.1	33.7	5.1	0.905	15.9	16.5	15.0	5.7	
11TU35	1.064	93.7	8.8	5.9	1.5	1.008	184.6	5.8	5.9	2.9	0.93	307.5	79.4	4.9	1.7	1.064	272.8	1.8	5.9	1.5	1.006	182.0	21.6	5.9	2.9	0.93	7.3	68.3	4.9	1.7	
11TU36	1.068	98.4	9.9	3.8	1.8	1.025	189.4	5.8	5.5	3.5	0.916	309.2	78.5	5.5	2.2	1.068	279.0	12.2	3.8	1.8	1.017	181.1	32.3	5.5	3.5	0.916	26.8	54.9	5.5	2.2	
11TU37	1.051	257.5	17.7	5.4	2.4	1.009	26.7	63.3	7.4	2.7	0.963	161.1	19.4	7.3	4.0	1.051	269.9	36.6	5.4	2.4	0.986	29.1	33.3	7.4	2.7	0.963	147.5	35.8	7.3	4.0	
11TU39	1.050	292.9	3.8	10.5	1.6	1.006	157.1	84.8	10.5	4.9	0.924	23.1	3.6	5.2	1.8	1.050	115.8	0.9	10.5	1.6	1.025	25.7	3.7	10.5	4.9	0.924	218.9	86.2	5.2	1.8	
11TU40	1.051	236.8	18.1	2.2	1.8	1.002	329.7	8.6	2.6	1.4	0.939	84.0	69.8	2.4	2.1	1.051	57.9	7.6	2.2	1.8	1.009	148.2	2.1	2.6	1.4	0.939	253.5	82.1	2.4	2.1	
11TU41	1.036	263.6	21.8	3.8	2.5	0.997	158.0	34.0	3.8	2.1	0.967	19.9	47.9	3.7	1.8	1.036	77.9	2.5	3.8	2.5	0.997	168.1	4.5	3.8	2.1	0.967	318.9	84.8	3.7	1.8	
11TU42	1.062	232.7	25.9	7.7	3.1	0.981	128.8	26.4	7.9	4.4	0.957	0.2	51.4	7.3	4.6	1.062	235.8	0.8	7.7	3.1	0.981	145.1	42.5	7.9	4.4	0.957	326.6	47.5	7.3	4.6	
CABO NARIZ	11TU45	1.009	284.1	21.4	6.0	1.9	1.002	153.9	58.8	6.2	3.0	0.989	23.0	21.7	3.4	2.0	1.009	272.1	6.1	6.6	2.0	1.002	179.9	19.7	6.8	3.2	0.989	18.5	69.3	3.7	2.1
	11TU46	1.015	107.1	16.9	10.2	2.1	0.996	350.8	55.5	21.5	5.5	0.989	206.8	29.1	20.3	1.9	1.015	128.7	15.5	13.1	3.1	0.996	233.7	43.0	25.2	8.1	0.989	23.8	42.9	23.7	2.2
	11TU47	1.033	129.1	13.8	6.0	3.6	0.996	302.9	76.1	18.7	4.0	0.971	38.7	1.4	18.6	5.2	1.032	135.0	4.5	8.2	5.1	0.997	229.9	47.6	20.5	5.0	0.972	40.9	42.0	20.1	6.9
	11TU48	1.009	114.5	13.2	27.5	7.9	0.999	313.4	76.1	38.1	26.8	0.992	205.6	4.3	38.1	10.3	1.009	120.2	2.8	21.7	6.1	0.998	214.3	55.3	31.0	21.1	0.993	28.2	34.6	31.0	8.0
ZONA SUR		IN SITU															STRATI														
Loc.	Sitio	K max					K int					K min					K max					K int					K min				
		k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I1	p1	p2	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I1	p1	p2
NAVARINO	11TU49	1.081	216.0	65.9	3.1	2.6	1.008	100.9	10.7	2.7	2.2	0.911	6.7	21.3	3.6	1.4	1.081	225.1	20.6	3.1	2.6	1.008	119.0	36.4	2.7	2.2	0.911	338.3	46.4	3.6	1.4
	11TU50	1.165	191.8	76.2	3.0	1.8	1.019	299.1	4.2	3.1	2.6	0.815	30.0	13.2	3.4	1.9	1.167	158.6	58.3	3.1	1.9	1.019	297.3	24.9	3.3	2.7	0.814	36.1	18.3	3.6	2.0
	11TU51	1.244	175.0	55.8	3.4	1.1	0.001	282.3	11.4	10.1	1.9	0.831	19.5	31.8	10.1	1.9	1.244	150.6	30.4	3.4	1.1	0.925	276.4	44.9	10.1	1.9	0.831	41.1	29.7	10.1	1.9
	11TU52	1.096	255.5	56.3	4.4	2.2	1.003	113.4	27.8	6.5	4.3	0.901	13.8	17.6	6.8	1.5	1.101	338.8	22.8	4.5	2.2	1.004	75.5	15.6	6.3	4.3	0.895	197.1	61.9	6.6	1.4
	11TU53	1.005	1.8	79.3	13.4	5.1	1.002	253.3	3.4	14.7	5.9	0.993	162.7	10.1	9.9	2.8	1.006	282.5	27.9	10.9	2.4	1.002	58.7	53.7	13.2	4.1	0.992	180.6	21.2	11.1	1.6
	11TU54	1.023	77.7	84.7	14.0	4.3	0.001	257.8	5.3	9.6	7.7	0.983	167.8	0	12.6	8.9	1.022	77.7	84.7	10.9	3.3	0.995	257.8	5.3	7.4	5.9	0.983	167.8	0.0	9.7	6.8
	11TU63	1.003	47.6	72.8	49.9	15.3	1.002	268.4	13.2	50.3	22.7	0.996	175.8	10.9	24.9	14.9	1.003	60.2	65.9	67.4	20.4	1.002	271.3	20.9	67.4	26.3	0.995	176.9	11.4	28.4	19.2
11TU64	1.138	126.8	78.5	3.6	1.8	1.010	285.2	10.7	4.9	1.6	0.852	16.0	4.1	4.8	3.3	1.133	126.8	78.5	4.6	2.3	1.009	285.2	10.7	6.2	2.0	0.858	16.0	4.1	6.1	4.2	
HARDY	11TU55	1.038	238.5	13.7	10.9	3.1	1.020	3.4	66.9	10.9	2.9	0.942	143.9	18.2	3.6	2.4	1.037	237.8	12.7	12.6	3.3	1.020	0.7	67.4	12.6	3.5	0.943	143.5	18.3	4.1	2.5
	11TU57	1.007	239.5	56.3	20.3	4.1	1.003	94.8	28.5	20.2	9.6	0.990	355.6	16.4	10.1	4.0	1.006	239.4	56.4	19.8	3.9	1.002	94.7	28.4	19.7	9.2	0.991	355.6	16.3	9.6	3.8
	11TU58	1.010	312.5	36.7	25.4	10.9	1.001	53.3	14.1	25.6	12.3	0.989	160.6	49.8	15.9	8.8	1.010	312.5	36.7	25.4	10.9	1.001	53.3	14.1	25.6	12.3	0.989	160.6	49.8	15.9	8.8
	11TU59	1.004	111.7	23.7	12.1	6.6	1.001	351.1	49.2	12.2	8.2	0.995	217.0	31.0	10.3	2.5	1.004	108.8	1.5	14.8	8.0	1.001	17.4	41.6	14.9	9.8	0.995	200.5	48.3	12.4	3.0
	11TU60	1.003	120.3	15.2	11.6	4.1	1.001	217.3	24.3	11.6	4.2	0.997	1.2	60.8	4.8	3.5	1.002	298.8	4.3	17.5	6.1	1.001	204.9	42.2	17.5	6.1	0.997	33.5	47.5	7.0	5.2
	11TU61	1.003	121.0	46.9	46.1	7.0	1.002	311.5	42.6	46.1	11.9	0.995	216.7	5.3	12.5	6.1	1.004	123.4	63.8	5.1	15.1	1.001	314.2	25.8	51.0	20.9	0.995	222.1	4.3	23.9	12.0

### V.2.1. Parámetros escalares.

A continuación se presentan los parámetros escalares estándar introducidos por diversos autores (Balsey y Buddington, 1960; Jelinek, 1981; Nagata, 1961; Stacey, 1960) que definen los rasgos esenciales de la fábrica magnética de una roca (Tabla V.2.1.1).

Tabla V.2.1.1: Parámetros principales en la definición del elipsoide de ASM.

ZONA NORTE			Anisotropía			Forma		Intensidad
Loc.	Sitio	Formación	Lin	Fol	Ani	T	Forma	P'
VICUÑA-LAGO DESEADO	11TU27	Cerro Cuchilla	1.002	1.019	1.021	0.84	oblato	1.023
	11TU28	Cerro Cuchilla	1.005	1.064	1.070	0.85	oblato	1.078
	11TU29	Cerro Matrero	1.015	1.004	1.020	-0.57	prolado	1.021
	11TU30	Cerro Matrero	1.018	1.010	1.028	-0.32	prolado	1.029
	11TU31	Cerro Matrero	1.012	1.014	1.026	0.08	oblato	1.026
	11TU38	La Paciencia	1.008	1.033	1.042	0.6	oblato	1.044
	11TU43	Cerro Matrero	1.018	1.028	1.046	0.22	oblato	1.047
	11TU44	La Paciencia	1.013	1.032	1.046	0.41	oblato	1.047
LAGO FAGNANO	11TU32	Tobífera	1.019	1.119	1.140	0.71	oblato	1.152
	11TU33	Río Jackson	1.006	1.107	1.114	0.88	oblato	1.129
	11TU34	Tobífera	1.050	1.130	1.186	0.43	oblato	1.193
	11TU35	La Paciencia	1.057	1.083	1.144	0.18	oblato	1.145
	11TU36	La Paciencia	1.050	1.110	1.166	0.36	oblato	1.170
	11TU37	La Paciencia	1.067	1.024	1.092	-0.46	prolado	1.096
	11TU39	La Paciencia	1.024	1.109	1.136	0.62	oblato	1.145
	11TU40	Río Jackson	1.042	1.075	1.120	0.28	oblato	1.121
	11TU41	Río Jackson	1.039	1.031	1.072	-0.11	prolado	1.072
	11TU42	Río Jackson	1.083	1.025	1.110	-0.52	prolado	1.115
CABO NARIZ	11TU45	Cabo Nariz	1.007	1.013	1.021	0.3	oblato	1.021
	11TU46	Cabo Nariz	1.019	1.007	1.026	-0.45	prolado	1.027
	11TU47	Cabo Nariz	1.036	1.026	1.064	-0.16	prolado	1.064
	11TU48	Cabo Nariz	1.010	1.007	1.017	-0.2	prolado	1.017
ZONA SUR			Anisotropía			Forma		Intensidad
Loc.	Sitio	Formación	Lin	Fol	Ani	T	Forma	P'
NAVARINO	11TU49	Yaghán	1.072	1.107	1.186	0.190	oblato	1.187
	11TU50	Yaghán	1.143	1.250	1.430	0.250	oblato	1.435
	11TU51	Yaghán	1.345	1.112	1.496	-0.470	prolado	1.518
	11TU52	Yaghán	1.093	1.113	1.216	0.090	oblato	1.217
	11TU53	Yaghán	1.003	1.009	1.013	0.480	oblato	1.013
	11TU54	COT	1.028	1.012	1.041	-0.390	prolado	1.042
	11TU63	COT	1.001	1.006	1.007	0.630	oblato	1.008
	11TU64	BPM	1.127	1.185	1.335	0.170	oblato	1.337
HARDY	11TU55	BPC	1.018	1.083	1.103	0.630	oblato	1.110
	11TU57	Yaghán	1.004	1.013	1.017	0.550	oblato	1.018
	11TU58	BPC	1.010	1.011	1.021	0.080	oblato	1.021
	11TU59	Hardy	1.002	1.007	1.009	0.490	oblato	1.010
	11TU60	Hardy	1.002	1.004	1.006	0.480	oblato	1.006
	11TU61	Hardy	1.002	1.006	1.008	0.600	oblato	1.008

#### Parámetro T

El parámetro T define la forma de los elipsoides, abarcando valores que van entre -0,57 y 0,88 (Figura V.2.1.1). Los elipsoides de susceptibilidad presentan formas principalmente obladas, concentrándose sus valores más altos en el sector de Lago Fagnano y en el Sector de Vicuña. Por otro lado, elipsoides prolados se encuentran en casi todos los sectores aunque parecen predominar en el sector de Cabo Nariz.

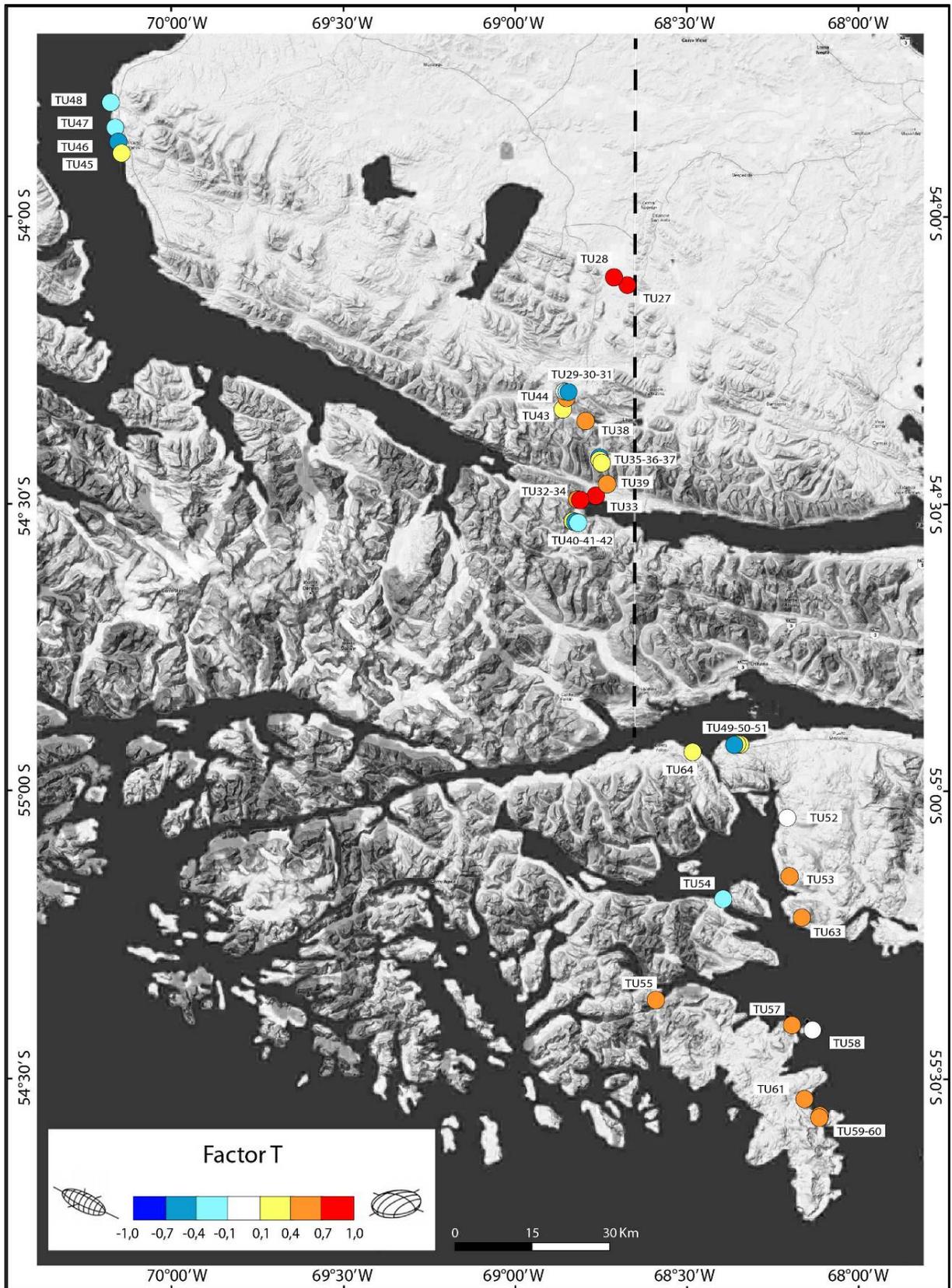


Figura V.2.1.1: Parámetro T para los sitios de la zona de estudio. Valores cercanos a 1 representan elipsoides oblatos, valores cercanos a -1, elipsoides prolados.

## Lineación magnética

La lineación presenta diferencias importantes entre la zona norte y sur del estudio, evidenciando variaciones tanto en el rumbo y la magnitud de los buzamientos, como en la intensidad misma de la lineación. Así, en la zona norte, se encuentran direcciones preferenciales que varían entre WNW-ESE y E-W (in situ) con buzamientos de bajo ángulo, no sobrepasando los 26° en general, a excepción de los sitios TU27 y TU34 que llegan a buzamientos de 55° y 67° respectivamente, mientras que en la zona sur las direcciones de lineación no se encuentran bien definidas, presentando buzamientos muy altos, especialmente en el sector de Navarino donde el valor de estos varía entre 56° y 85° (Figura V.2.1.3). Por otro lado, al aplicar la corrección de manto se observa una mayor agrupación y definición de una dirección preferencial WNW-ESE para el rumbo de la lineación en la zona norte y una dispersión total de la dirección del rumbo en la zona sur, lo que se analizará en detalle en el capítulo de discusiones (Figura V.2.1.4).

En el caso de la intensidad de la lineación, ésta presenta un amplio rango, con valores muy bajos en la zona norte que no sobrepasan el 8%, mientras que en la zona sur el porcentaje de lineación aumenta drásticamente llegando a alcanzar el 35% en el sector de Navarino. Por otro lado, no existe una relación clara entre la susceptibilidad magnética, la magnitud de la lineación magnética y la litología de las zonas de muestreo (Figura V.2.1.2).

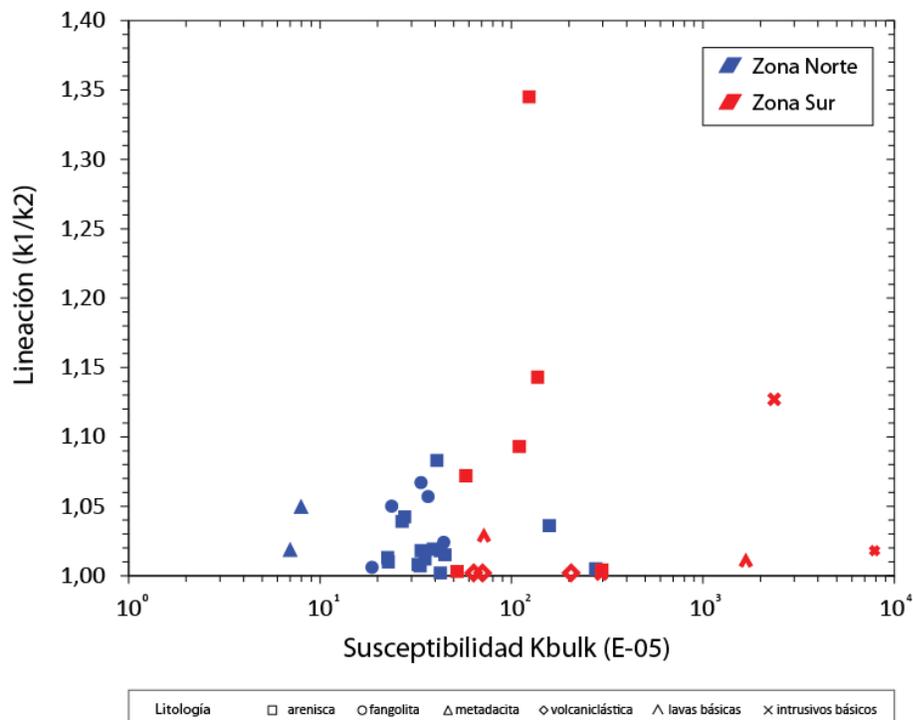


Figura V.2.1.2: Gráfico Lineación Magnética versus Susceptibilidad Magnética para las distintas litologías y zonas de muestreo.

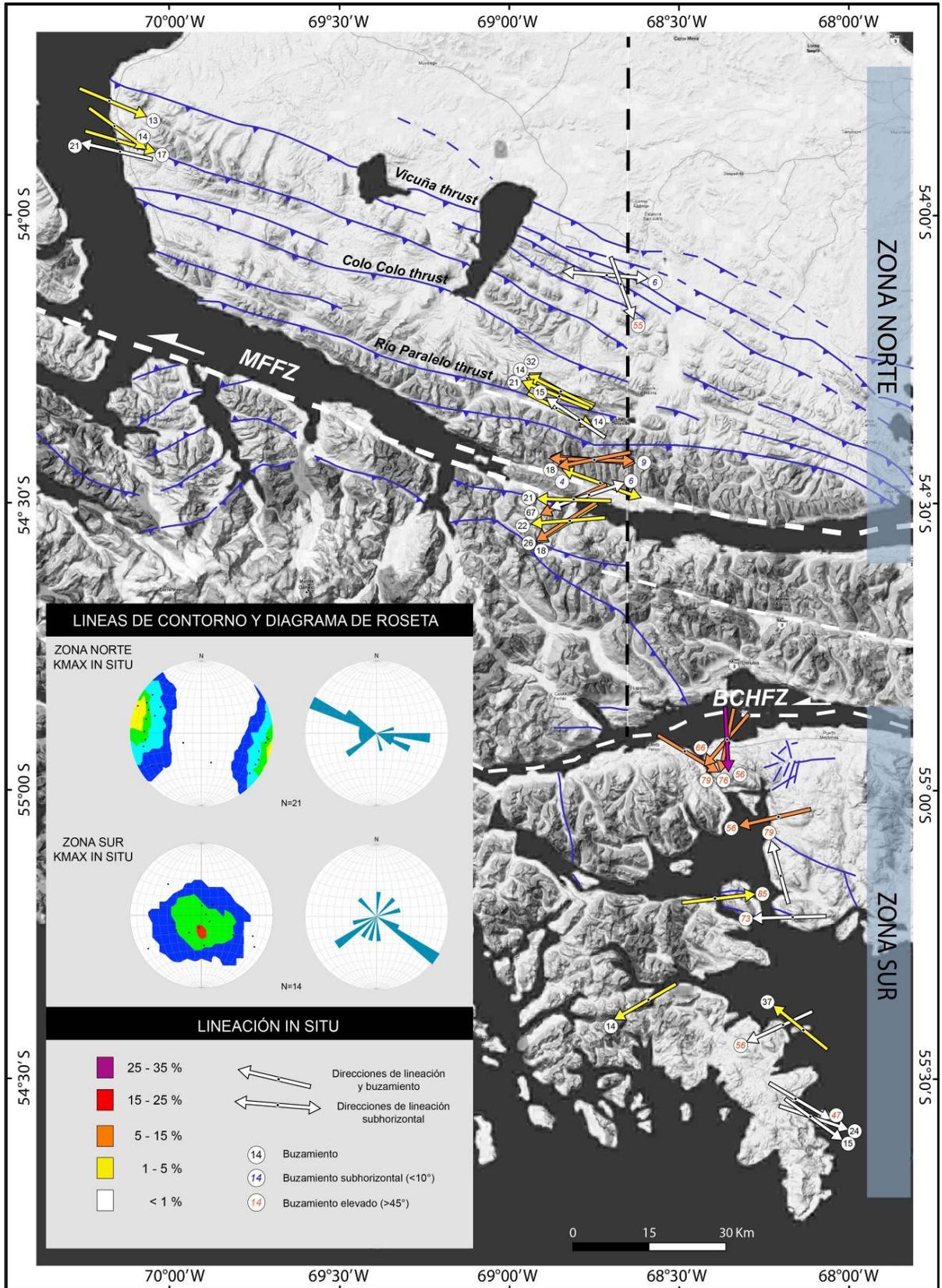


Figura V.2.1.3: Dirección y magnitud de la Lineación Magnética in situ. Los diagramas de contorno y de roseta se construyeron utilizando una estadística Kamb con un nivel de significancia de 2 sigma.

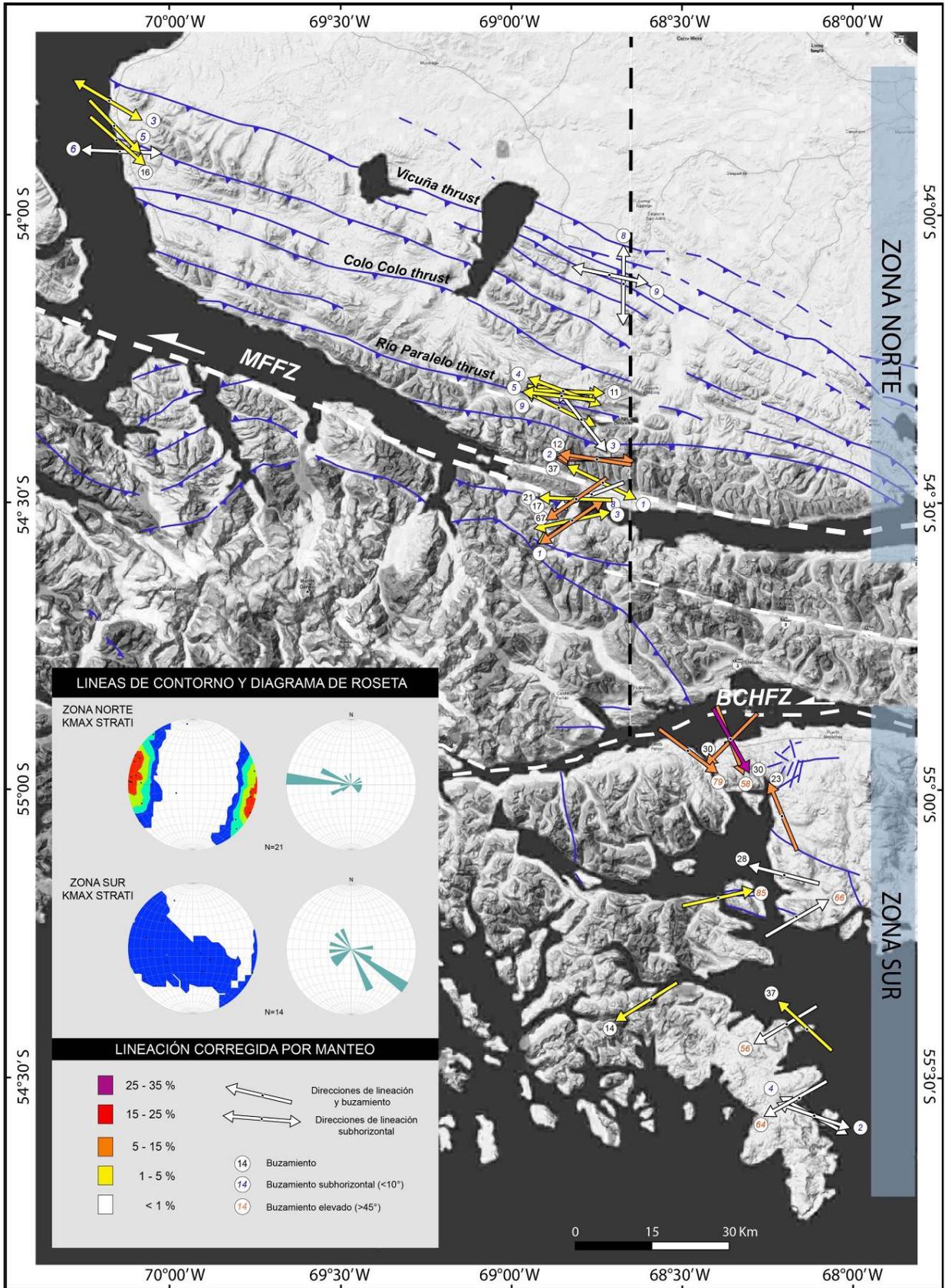
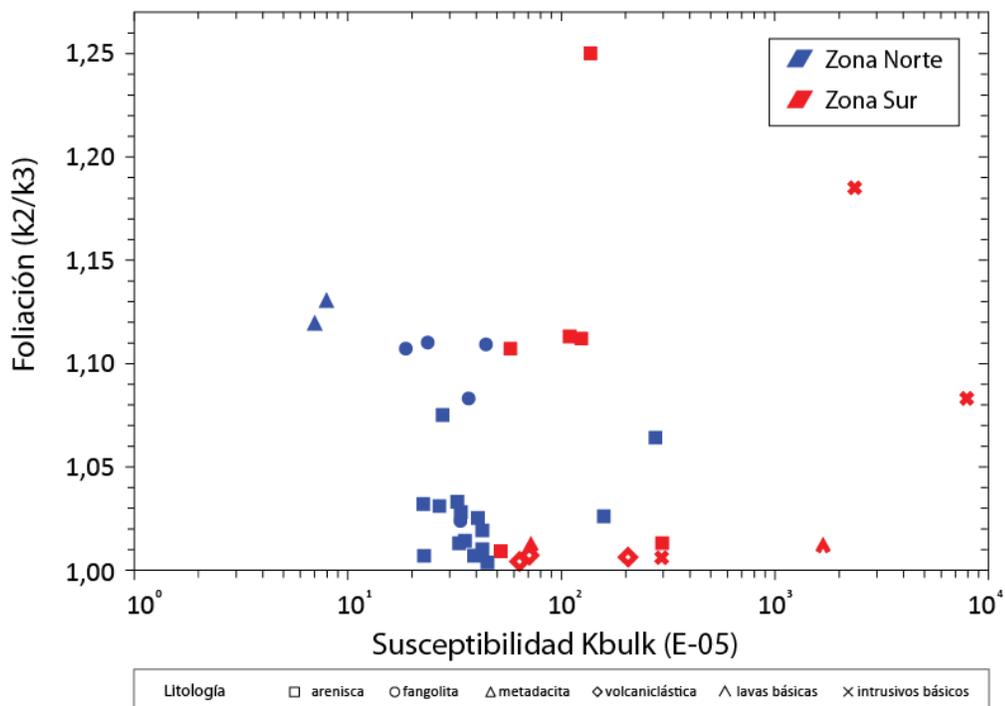


Figura V.2.1.4: Dirección y magnitud de la lineación magnética con corrección de manteo. Los diagramas de contorno y de roseta se construyeron utilizando una estadística Kamb con un nivel de significancia de 2 sigma.

## Foliación Magnética

La foliación magnética presenta valores que van desde 0,4% a 11,9% en la zona norte y desde 0,4% a 25% en la zona sur, alcanzando los valores más altos en la zona de Lago Fagnano y Navarino para las zonas norte y sur, respectivamente, no mostrando relación entre la susceptibilidad magnética, la magnitud de la foliación y la litología (Figura V.2.1.5). Por otro lado, los manteos de los planos de foliación son en general altos en toda la región ( $>45^\circ$ ) y especialmente altos (cerca de  $90^\circ$ ) en el sector de Navarino, presentando además un predominio de manteos hacia el sur en toda la región.

A diferencia de lo que ocurre con la lineación, al considerar tanto las litologías sedimentarias como las ígneas, la agrupación del vector  $K_{min}$  (polo de la foliación) presenta cierta similitud en su orientación entre las zonas norte y sur, variando su dirección de máxima pendiente (*dip direction*) de NNE-SSW en la zona norte, a una dirección cercana a la N-S, definiendo así un rumbo cercano a una dirección WNW-SSE para los planos de foliación en la zona norte y otro cercano a la E-W para la zona sur (Figura V.2.1.6). Por otro lado, al aplicar la corrección de manteo, en la zona norte se nota claramente una migración de los planos de foliación magnética hacia la posición horizontal, sin embargo esta migración es incompleta y además, presenta una distribución amplia en torno a la dirección WNW-ESE para los distintos sitios, mientras que en el caso de la zona sur, en los sitios de roca sedimentaria donde es posible realizar la corrección, no se observa tal migración hacia planos horizontales de foliación (Figura V.2.1.7).



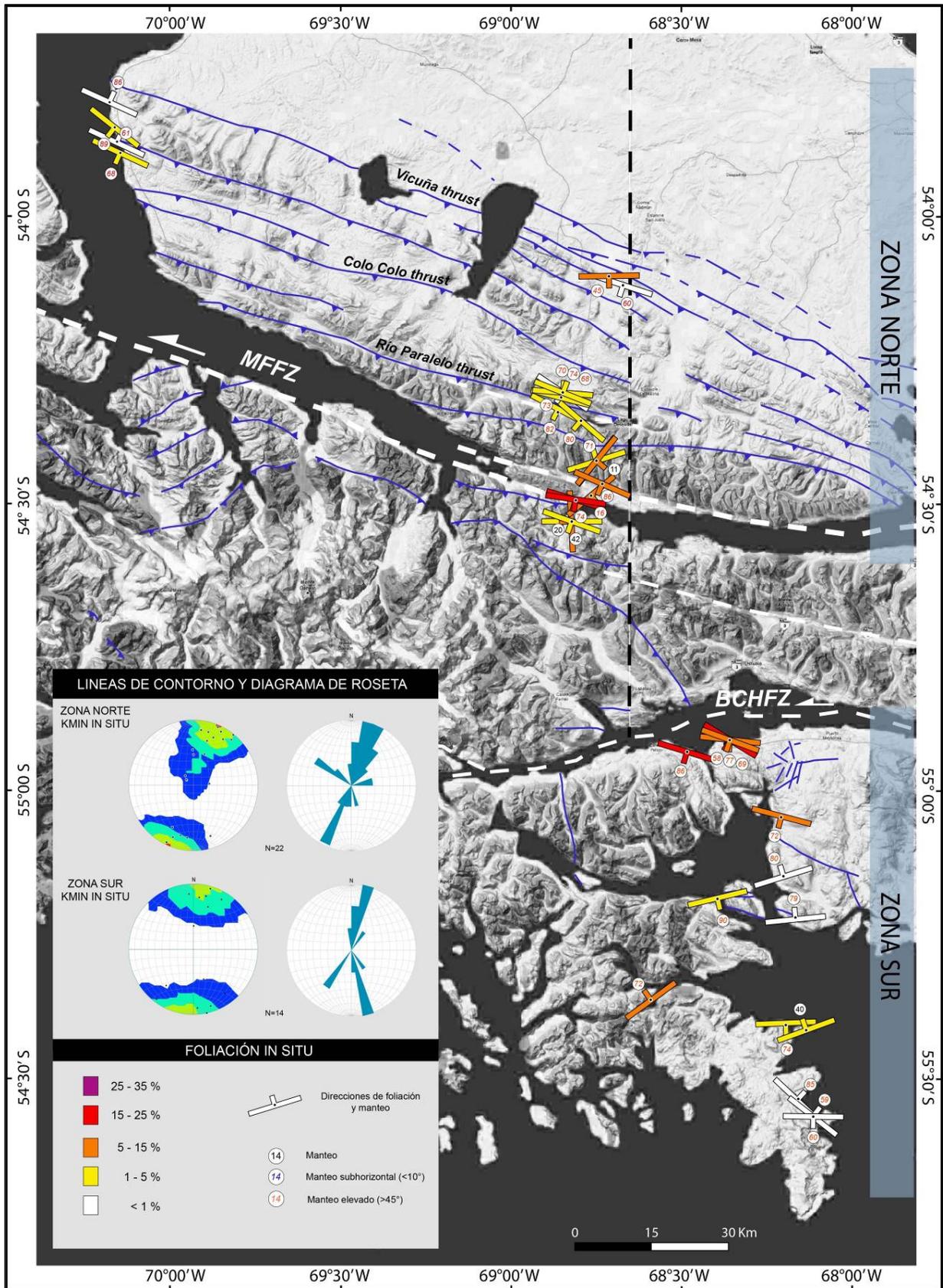


Figura V.2.1.6: Dirección y magnitud de la foliación magnética in situ. Los diagramas de contorno representan el Kmin y se construyeron utilizando una estadística Kamb con un nivel de significancia de 2 sigma.

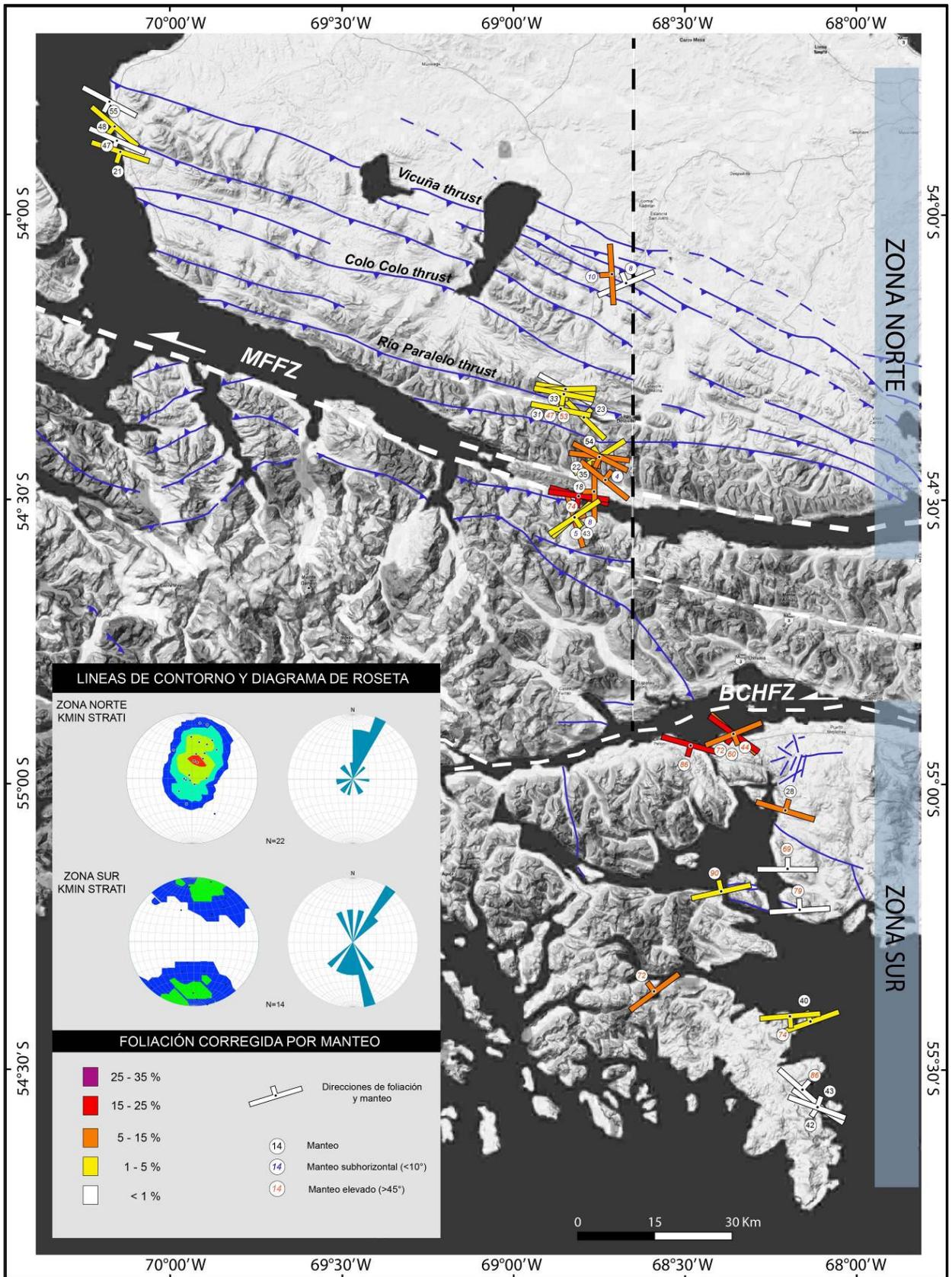


Figura V.2.1.7: Dirección y magnitud de la foliación magnética corregida por manteo. Los diagramas de contorno representan el Kmin y se construyeron utilizando una estadística Kamb con un nivel de significancia de 2 sigma.

## Anisotropía

El parámetro de anisotropía (P), al ser definido como la razón entre  $K_{max}$  y  $K_{min}$  (Nagata, 1961), también presenta una marcada segmentación entre la zona norte y la zona sur, abarcando porcentajes que van entre 0,7% y 18% en la zona norte a porcentajes entre 0,6% y 49% en la zona sur, concentrándose a su vez los valores más altos en los sectores de Lago Fagnano y Navarino (Figura V.2.1.9). No se aprecia relación directa del control de la litología en el valor de la anisotropía, sin embargo se observa que los valores más altos (muy por encima de los valores promedio) se concentran en el sector de Navarino donde se ha detectado la presencia de pirrotina y hematita (Tabla V.1.2), minerales de alta anisotropía cristalográfica. Este punto se desarrollará más extensamente en el capítulo de Discusiones, donde se desarrollará la relación entre el porcentaje de anisotropía y la intensidad de la deformación.

Por otro lado, al plantear el parámetro de anisotropía magnética corregida  $P'$  definido por Jelinek (1981) versus la susceptibilidad magnética, es posible relacionar el aumento de la susceptibilidad y la anisotropía, con el control de la fracción ferromagnética o paramagnética en las propiedades magnéticas de la roca (Borradaile *et al.*, 1986; Graham, 1966; Robion *et al.*, 2007; Tarling y Hrouda, 1993), con valores típicos de  $P'$  mayores a 1,2 en el control de los ferromagnéticos (Figura V.2.1.8).

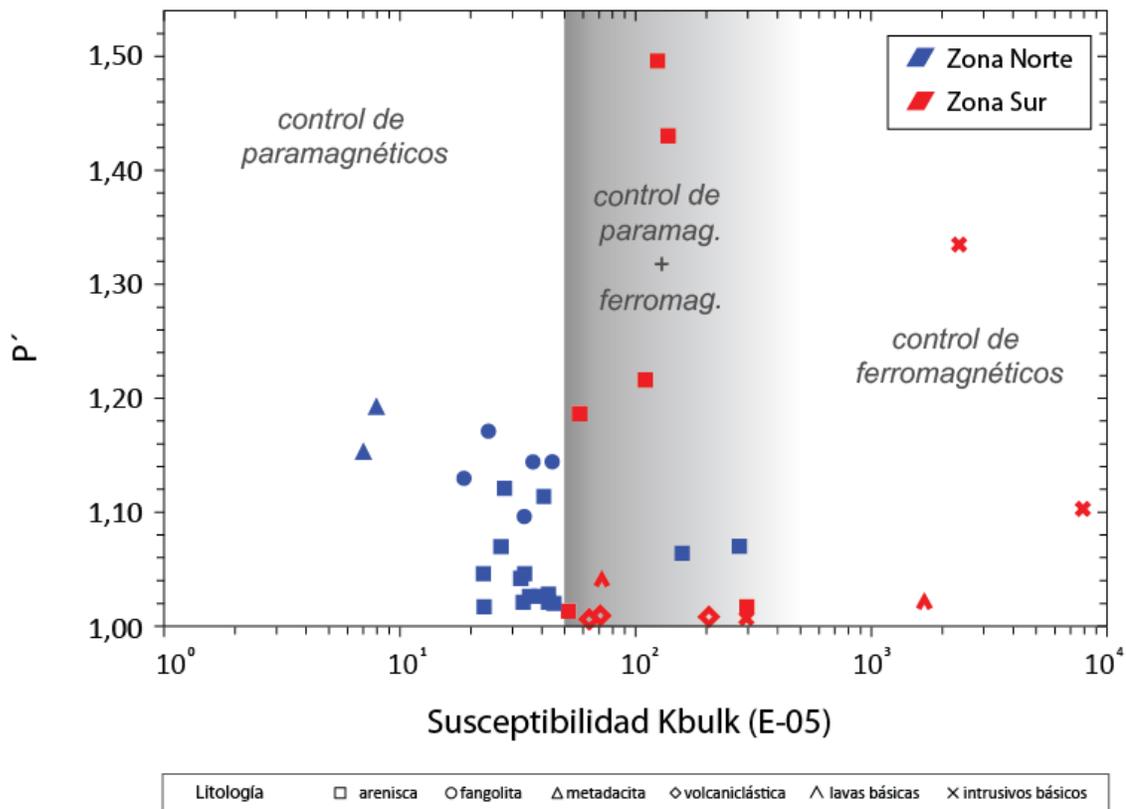


Figura V.2.1.8: Susceptibilidad Magnética versus anisotropía corregida ( $P'$ ). En gris el límite para el control de los ferromagnéticos según Tarling y Hrouda (1993).

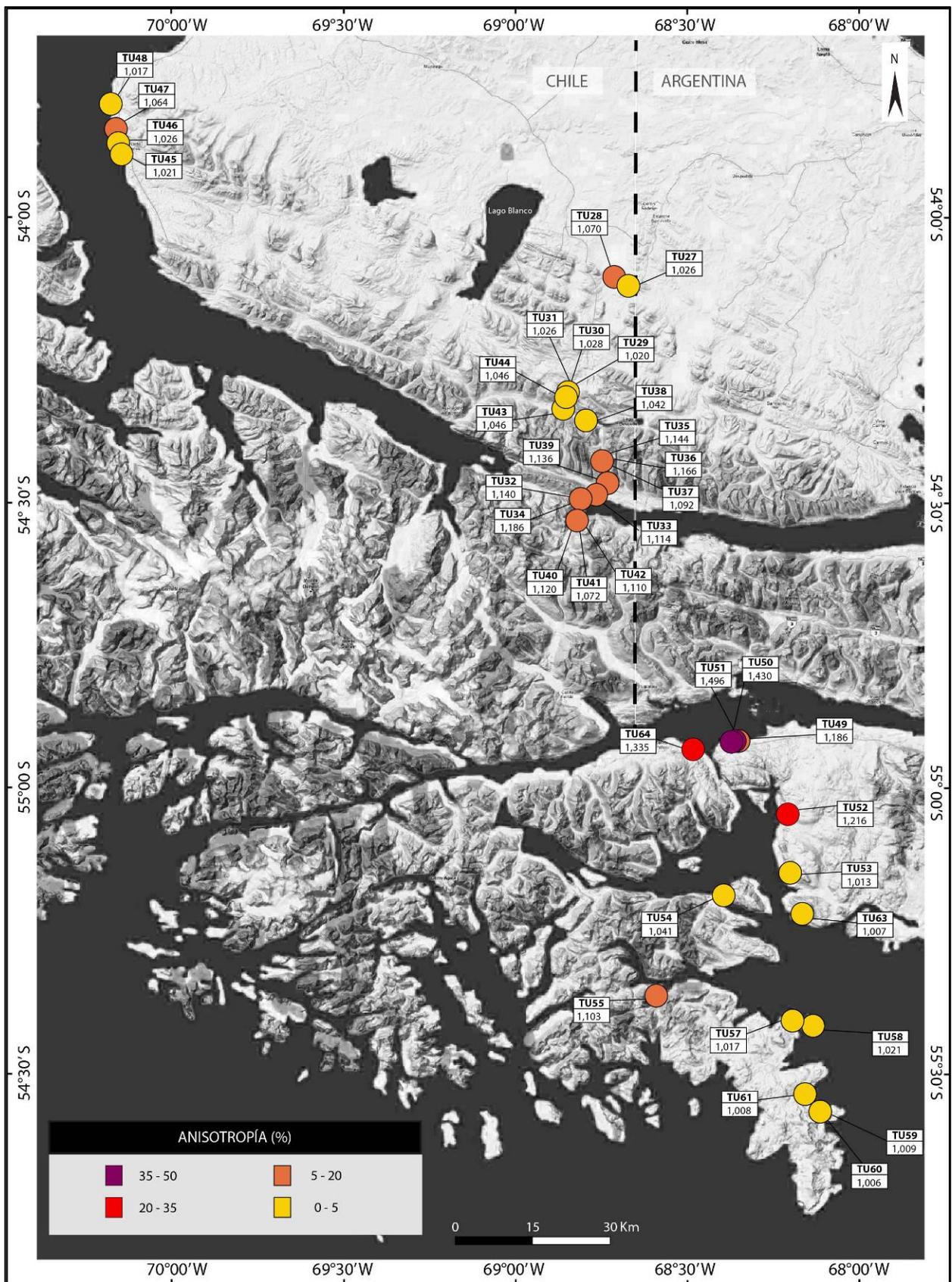


Figura V.2.1.9: Magnitud de la anisotropía corregida (Jelinek, 1981) del elipsoide de ASM.

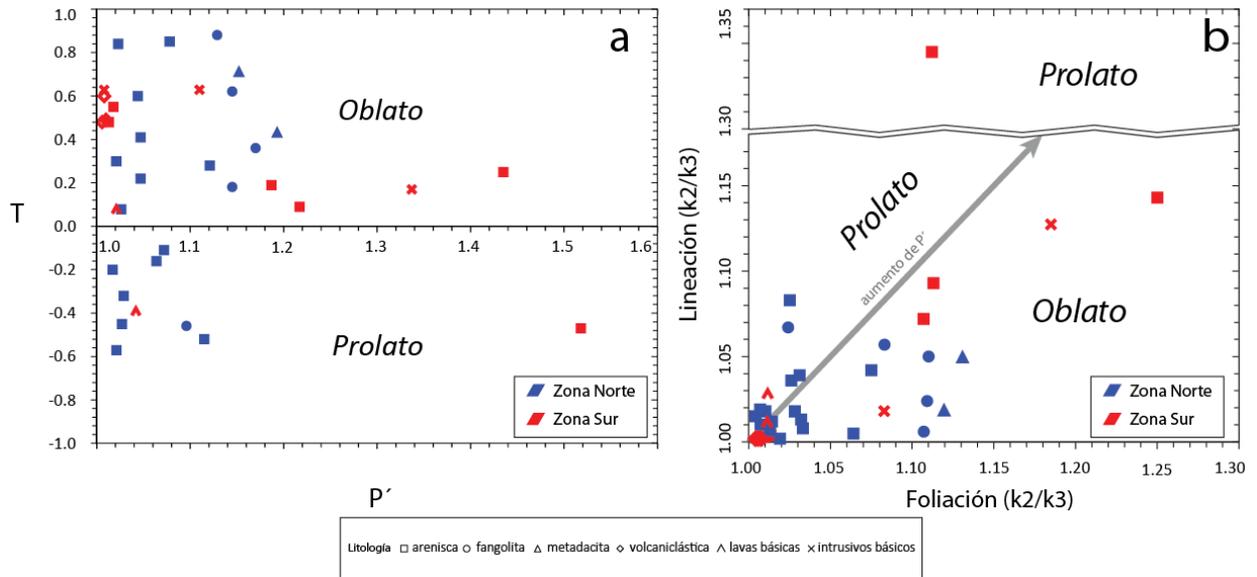


Figura V.2.1.10: a) Magnitud de la anisotropía corregida  $P'$  versus factor  $T$  de forma para las zonas norte y sur (Jelinek, 1981). b) Foliación magnética ( $k_2/k_3$ ) versus Lineación magnética ( $k_2/k_3$ ), en diagonal aumento del factor  $P'$ .

Por otro lado, el gráfico Lineación Magnética versus Foliación Magnética (Figura V.2.1.10b) nos permite discriminar una contribución mayor de la foliación a la anisotropía, lo que es consistente con el desarrollo de mayoritario de fábricas obladas por sobre las prolatas (Figura V.2.1.10a). A su vez, el gráfico  $T$  versus  $P'$  (Figura V.2.1.10a) nos permite evaluar como varía la forma de la fábrica magnética al aumentar el grado de anisotropía o excentricidad del elipsoide de susceptibilidad, notando que las fábricas obladas en general presentan un rango más amplio de variación en el valor de la anisotropía corregida ( $P'$ ), dejando a las fábricas prolatas remitidas en general a valores menores a un 12% de este parámetro con la excepción del sitio TU51.

## VI. DISCUSIONES

En el presente capítulo se estudia en detalle la relación entre las fábricas magnéticas presentadas anteriormente con la historia de la deformación desarrollada en la región. Dado que la anisotropía de las rocas es influenciada por una serie de complejos factores (tamaño de grano, composición, fragilidad, ductilidad, etc) y que en general, el elipsoide de ASM no sólo depende del grado de deformación, para encaminarse a una interpretación correcta de ella se hace vital desarrollar un estudio conjunto tanto de la orientación del elipsoide como de la mineralogía y las propiedades magnéticas del portador de la ASM (Debacker *et al.*, 2004; Oliva-Urcia *et al.*, 2010). Además, se hace necesario realizar una simplificación de las propiedades magnéticas de la suma de los contribuyentes magnéticos a unos pocos minerales “modelos”, así como un análisis exhaustivo de la población de estructuras presente en las cercanías de los sitios muestreados (Tarling y Hrouda, 1993).

### VI.1. Rol de la mineralogía en la interpretación de la ASM

Como se mencionó en los capítulos anteriores, existe una marcada diferencia litológica y mineralógica entre las zonas norte y sur. La zona norte se caracteriza por presentar rocas sedimentarias de grano fino (areniscas de grano fino a medio y limolitas), con susceptibilidades magnéticas bastante uniformes y de valores bajos del orden de  $10$  a  $50 \times 10^{-5}$  (SI), presentando un control casi exclusivo de los minerales paramagnéticos en las propiedades magnéticas (Figura V.2.1.8). Estos minerales típicamente se encuentran en la matriz y corresponden a micas (biotita, muscovita) y/o clorita, augita, piroxeno, hornblenda (Rochette, 1987; Tarling y Hrouda, 1993).

Los minerales paramagnéticos generalmente presentan una alta anisotropía, mayor que los minerales ferromagnéticos como la magnetita en general (Tabla V.1.1), resultando muy fácil la determinación de su petrofábrica al analizar el elipsoide de ASM. En el caso particular de la biotita, el elipsoide de ASM refleja la anisotropía de forma del mineral lo que lo convierte en un trazador tectónico ideal, sin embargo en otros minerales como el piroxeno se evidencia la anisotropía cristalográfica por lo que una interpretación tectónica requiere mayor cuidado (Tarling y Hrouda, 1993).

Asimismo, siguiendo el modelo propuesto por Parés (2004), la tendencia que muestran los sitios de la zona norte en el diagrama  $P$ - $T$  muestran una correspondencia con una variación de la anisotropía asociada a un incremento en el grado de alineamiento de los minerales paramagnéticos (Figura VI.1.2), descartando un control de la magnetita en la variación de la anisotropía lo que evita una posible aparición de fábricas inversas que dificulten la interpretación direccional (Chadima *et al.*, 2009; Tarling y Hrouda, 1993). Por todo lo anterior, la zona norte, donde el registro de la fábrica magnética es controlado por la fracción paramagnética es ideal para una interpretación tectónica.

Tabla VI.1.1: Susceptibilidad y propiedades magnéticas de algunos minerales paramagnéticos y ferromagnéticos. El número posterior a los nombres de los minerales refiere a diferentes muestras. 1: Borradaile et al. (1987), 2: Zapletal (1990), 3: Hrouda (1986), 4: Voight and Kinoshita (1907) en Nye (1957), 5: Voight and Kinoshita (1907) en Owens y Rutter (1978) y Tarling y Hrouda (1993). Modificado de Tarling y Hrouda (1993).

PARAMAGNETIC MINERALS				
<i>Mineral</i>	<i>Mean susceptibility</i> (SI × 10 <sup>-6</sup> )	<i>P<sub>1</sub></i>	<i>T</i>	<i>Reference</i>
<i>Paramagnetic minerals</i>				
Actinolite (1)	3560	1.136	-0.43	1
Actinolite (2)	6500	1.204	0.43	1
Hornblende	8920	1.665	-0.51	1
Crocidolite	333	1.098	-0.25	1
Glaucofane	787	1.205	0.10	1
Chlorite (1)	358	1.262	0.74	1
Chlorite (2)	70	1.753	0.30	1
Chlorite (3)	1550	1.302	0.26	1
Chlorite (4)	370	1.154	0.42	1
Biotite (1)	1230	1.372	0.95	1
Biotite (2)	1180	1.319	0.98	1
Biotite (3)	998	1.198	0.90	2
Biotite (4)	1290	1.361	0.99	2
Phlogopite	1178	1.310	0.95	1
Muscovite (1)	165	1.413	0.44	1
Muscovite (2)	122	1.393	0.67	1
Siderite	3980	1.565	-0.90	1
Tourmaline	1690	1.005	1.00	1
<i>Diamagnetic minerals</i>				
Quartz (1)	-13.4	1.01	1.0	3
Quartz (2)	-15.4	1.01	1.0	4
Calcite	-13.8	1.11	1.0	5
Dolomite	-38.0	4.96	0.0	1
FERROMAGNETIC MINERALS				
<i>Mineral</i>	<i>Mass susceptibility</i> (× 10 <sup>-8</sup> SI/kg)	<i>P<sub>J</sub></i>	<i>T</i>	
Magnetite	578	1.18	-0.30	6
Maghaemite	500	†	†	6
Haematite	25	>100	1.0	6
Goethite	0.5-1.5	†	†	6
Pyrrhotite	0.1-20	3-400	0.8	6

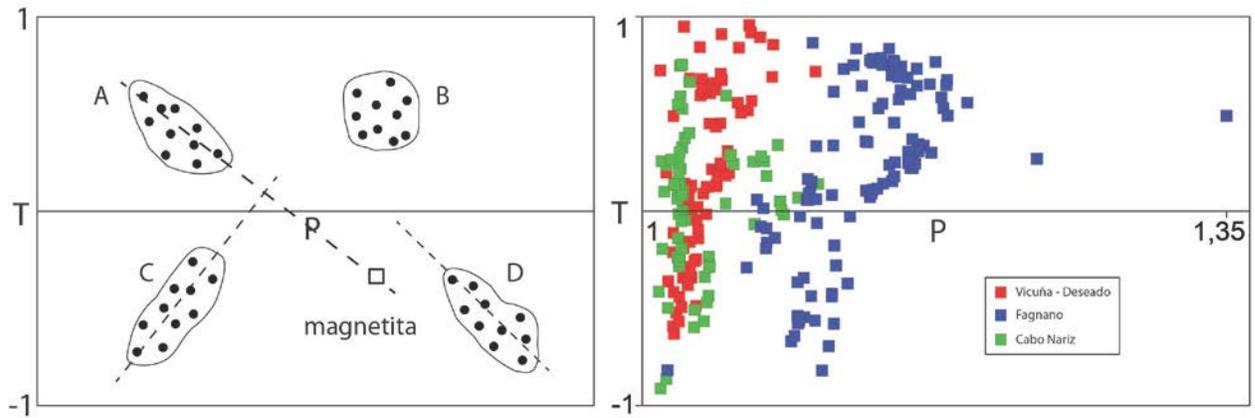


Figura VI.1.2: Modelo planteado según Parés (2004) para el control de la magnetita en la alineación de los minerales. A la izquierda, (A) y (D) corresponde a un control de la magnetita en la alineación de los minerales. (B) y (C) no representan control de la magnetita en la alineación, reflejando la alineación de los filosilicatos.

En la zona sur, en cambio, el control de la ASM es conjunto entre la fracción paramagnética y la ferromagnética, con una preponderancia de la fracción ferromagnética por sobre la paramagnética, llegando a un control exclusivamente ferromagnético en las rocas ígneas del sector Navarino y del sector Hardy (Figura VI.1.1) con valores típicos que comienzan desde los  $50 \times 10^{-5}$  (SI). La mineralogía ferromagnética, como se explicó en el capítulo Resultados, consiste en principalmente en magnetita y hematita, encontrándose además pirrotina en las secuencias metasedimentarias del el sector de Navarino típico de un ambiente de metamorfismo epitermal de baja temperatura, coincidente con lo observado por (Coloma, 2010), quien determinó magnetita y/o titanomagnetita como portador magnético y reconoció la presencia de pirrotina al sur de isla Navarino. Otro aspecto importante es que la tendencia de algunos sitios sedimentarios como el TU49 y TU52, muestran una tendencia compatible con un control de la composición de magnetita en el grado de alineamiento de los minerales lo que, a diferencia de la zona norte, impide realizar una correspondencia uno a uno entre el valor de la anisotropía y el grado de alineamiento de los minerales (Figura VI.1.3).

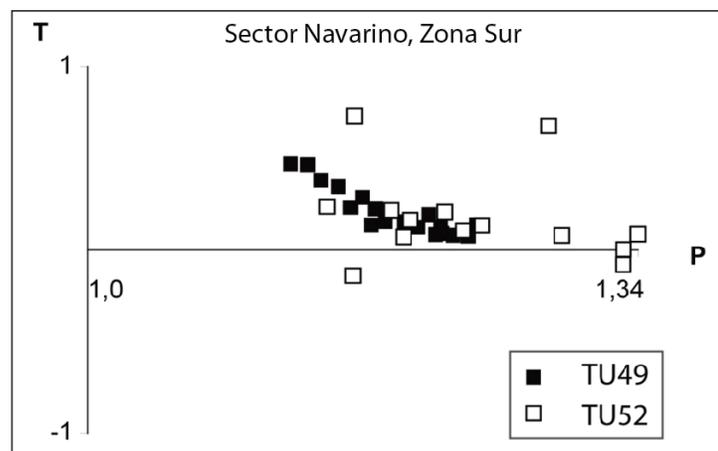


Figura VI.1.3: Tendencia de la distribución P' versus T en dos sitios de la zona sur.

Los minerales como pirrotina y hematita, a diferencia de los paramagnéticos, presentan una anisotropía intrínseca muy fuerte, evidenciando una anisotropía cristalográfica y generando un dominio muy variable de valores de anisotropía (Figura VI.1.3), que es capaz de “enmascarar” la anisotropía proveniente de otras fuentes mineralógicas. Así una pequeña cantidad de estos minerales en un sitio, es capaz de aumentar el valor de la anisotropía sin que exista una relación directa entre este y el aumento en la deformación y alineamiento de los minerales (Tarling y Hrouda, 1993).

Del estudio de la Figura VI.1.2 se observa que si bien porcentajes de anisotropía como los observados en el sector Navarino pudiesen corresponder a un alto alineamiento de minerales como biotita, clorita, muscovita, siderita u hornblenda, es muy difícil que únicamente esos minerales presenten tan alto grado de alineamiento en su orientación y probablemente el control de la ASM refleje sólo en menor medida a la fracción paramagnética. En cualquier caso, es importante notar que la presencia de pirrotina y hematita en las secuencias sedimentarias de la Formación Yaghán en el sector Navarino no permite realizar una correlación directa entre la intensidad de la deformación en el sector y el alto valor de anisotropía registrado, ni tampoco permite comparar directamente su comportamiento con las secuencias sedimentarias de la zona norte y cualquier análisis debe considerar a estos minerales como el modelo simplificado de la contribución total de la ASM en el sector.

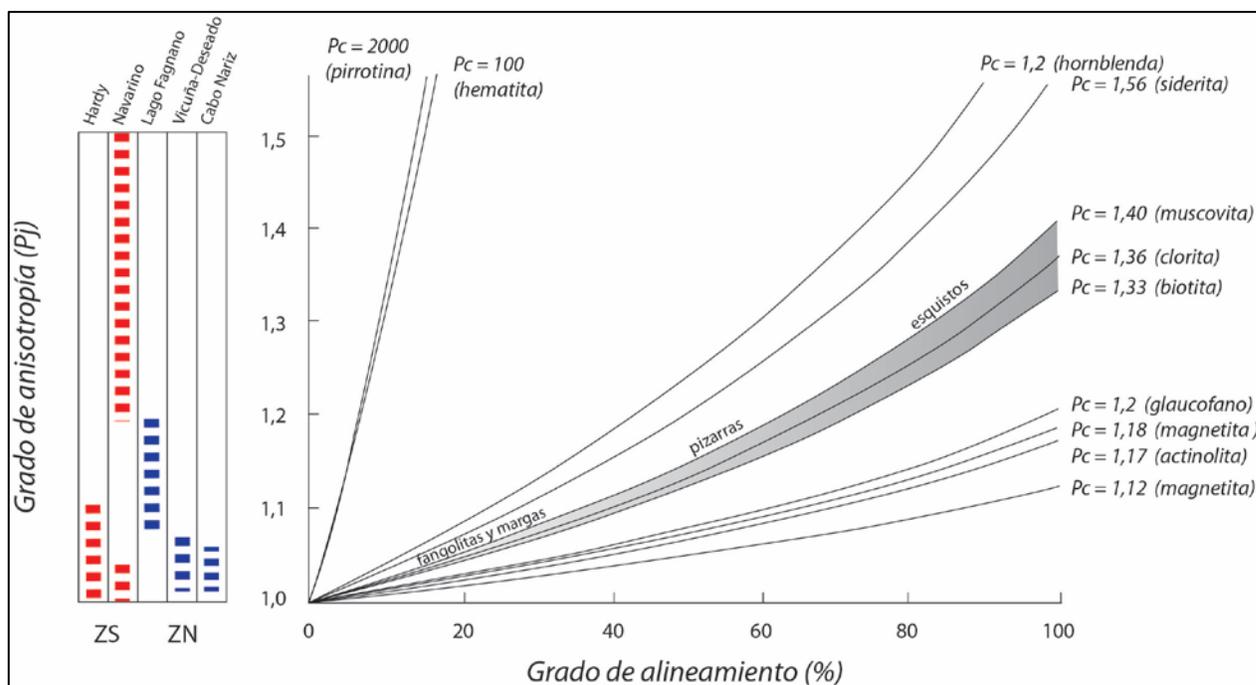


Figura VI.1.3: Modelo que predice el grado de alineamiento asociado al grado de anisotropía para distintos tipos de mineralogía (Parés, 2004; Tarling y Hrouda, 1993).1 En

## VI.2. Progresión de la deformación en rocas sedimentarias.

Las rocas sedimentarias de grano fino como las areniscas de grano fino y las fangolitas participan ampliamente en la configuración de ambientes compresivos como las fajas plegadas y corridas, sin

embargo, dado el tamaño de grano y la falta de indicadores estructurales mesoscópicos, existe una subestimación de la información estructural que albergan (Borradaile y Tarling, 1981; Parés, 2004). Por otro lado, como se mencionó en la sección anterior, ofrecen una gran oportunidad para estudios de ASM, registrando en la configuración de la fábrica magnética las variaciones en la intensidad de la deformación (Borradaile *et al.*, 1986; Borradaile y Henry, 1997; Graham, 1987).

### Transición sedimentaria-tectónica: Clasificación de elipsoides.

Diversos autores (Borradaile y Tarling, 1981; Graham, 1966; Parés, 2004; Parés y van der Pluijm, 2002; Parés *et al.*, 1999; Robion *et al.*, 2007; Tarling y Hrouda, 1993) han estudiado como varía la fábrica magnética de las rocas sedimentarias al encontrarse bajo un campo de deformación distinguiendo una serie de etapas progresivas que comprenden fases iniciales donde el elipsoide de ASM refleja la fábrica sedimentaria producto de la estratificación, típicamente reconocidas por presentar el Kmin casi en el mismo lugar del polo de la estratificación, variando a etapas tectónicas intermedias donde el Kmax se alinea ortogonal a la dirección de stress y el Kmin comienza a migrar hacia posiciones laterales, hasta llegar a los grados más avanzados de las fábricas tectónicas, con la progresiva migración de Kmax hacia posiciones verticales y ortogonales al stress, mientras que Kmin se establece colineal a esta dirección (Figura VI.2.1). En esta última fase la fábrica sedimentaria es totalmente obliterada.

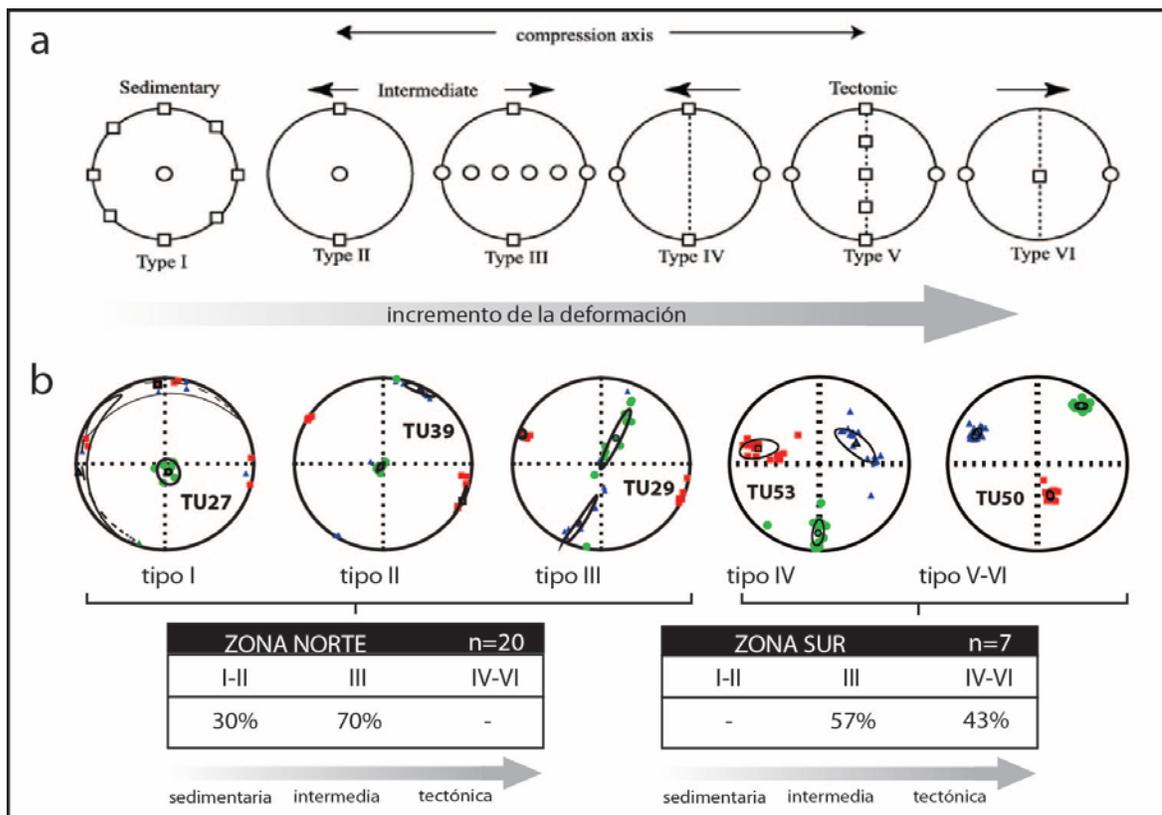


Figura VI.2.1: (a) Modelo para la progresión de la deformación tectónica compresiva en rocas sedimentarias (Borradaile y Tarling, 1981; Borradaile y Henry, 1997; Graham, 1987; Graham, 1966; Robion *et al.*, 2007). (b) Clasificación de elipsoides de este estudio.

En el caso de la FPCM se ha reconocido la presencia de este tipo de fábricas mostrando gran correlación con las direcciones de las estructuras principales de la región, clasificándose los distintos elipsoides de acuerdo al criterio propuesto por Robion *et al.* (2007), que relaciona el ángulo de la diferencia entre el polo de la estratificación y la dirección de Kmin con el aumento en la deformación que afecta al sitio. Así, se observa que casi la totalidad de las muestras evidencian una componente tectónica, con un impacto mayor en la zona sur, donde no se reconocieron fábricas mayormente sedimentarias (tipo I y II) y donde se registra una obliteración completa de la fábrica sedimentaria en la Formación Yaghán en Isla Navarino (Tabla VI.2.1).

Por otro lado la zona norte evidencia fábricas mayormente intermedias, evidenciando una competencia entre la fábrica tectónica y la sedimentaria marcado por un predominio de las fábricas tipo III, resultando excelentes marcadores para la dirección de stress que actuó en la región. Es importante notar que esta diferencia entre el comportamiento de las fábricas magnéticas marcaría dos dominios principalmente distintos entre la zona norte y sur, probablemente ligado al tipo de deformación que se registra entre ambos, con una zona de deformación de escama gruesa en la zona sur que muestra fábricas magnéticas netamente tectónicas de forma muy localizada en la zona de falla de canal Beagle, versus una zona norte donde las litologías de grano fino se encuentran incorporadas al núcleo de la deformación de piel delgada de la FPCM (Figura VI.2.3). Esta diferencia se aprecia claramente al momento de corregir por manteo los elipsoides de ASM, donde el eje Kmin en la zona norte varía levemente desde posiciones más externas hacia posiciones más verticales marcando una tendencia suave entre fábricas con mayor y menor deformación, manteniendo siempre el eje Kmax en la misma posición como su eje de giro, mientras que en la zona sur se evidencia un ajuste o concentración mayor de las direcciones Kmax en el elipsoide in situ, contrastando con la dispersión total que se desarrolla al momento de corregir (Figura VI.2.2). Esto último evidencia el carácter netamente tectónico de estas fábricas emulando un test de plegamiento.

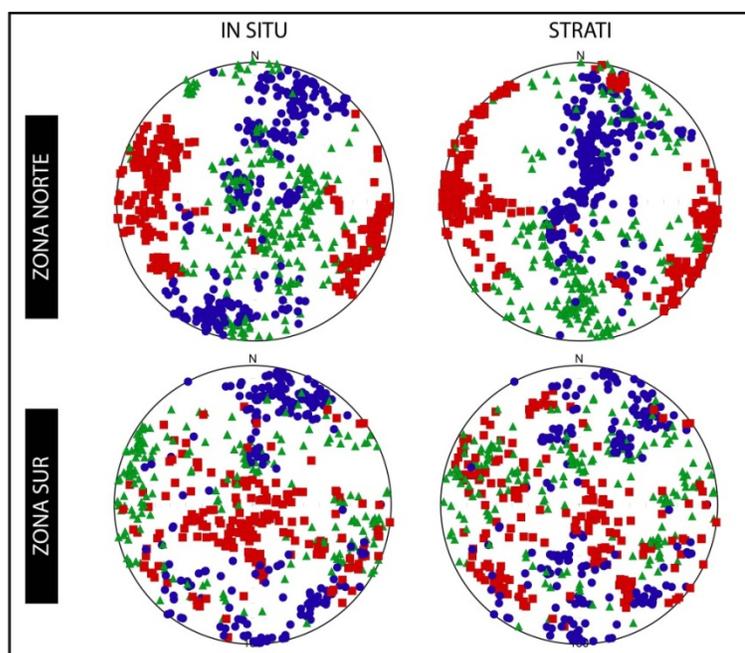


Figura VI.2.2: Agrupación de las direcciones principales de susceptibilidad in situ y con corrección de manteo.

Tabla VI.2.1: Tipos de fábricas según la metodología ocupada por Robion *et al.* (2007), además se muestra los valores propios según la distribución de Bingham para cada sitio.

ZONA NORTE												
Loc.	Sitio	p/u polo estrati.(S)		p/u polo fol.(F)		delta S-F	Tipo fábrica	Kmin		Kmax		tipo elipsoide
								Ln(E1/E2)	Ln(E2/E3)	Ln(E1/E2)	Ln(E2/E3)	
SECTOR VICUÑA LAGO DESEADO	TU27	0.0	23.0	17.3	29.6	16.8	II	4.213	0.141	0.627	3.944	uniaxial planar
	TU28	0.0	43.0	358.7	44.8	1.8	I-II	5.910	0.523	2.234	4.475	uniaxial planar
	TU29	25.0	45.0	33.1	17.2	28.6	III	1.189	3.203	4.332	0.852	uniaxial lineal
	TU30	23.0	12.0	201.8	15.9	27.9	III	2.404	3.885	5.353	0.854	uniaxial lineal
	TU31	34.0	22.0	187.0	20.7	50.2	III	4.573	1.735	4.390	1.066	triaxial
	TU38	205.0	13.0	40.2	9.7	27.3	III	5.567	0.460	4.452	1.800	triaxial
	TU43	213.0	20.0	27.5	8.3	28.8	III	5.491	1.149	5.108	1.150	triaxial
	TU44	15.0	23.0	194.6	22.2	45.2	III	4.722	1.342	4.399	1.269	triaxial
SECTOR LAGO FAGNANO	TU32	-	-	8.1	15.8	-	-	-	-	-	-	triaxial
	TU33	281.0	59.0	319.4	74.3	20.9	III	2.637	1.739	2.635	0.451	triaxial
	TU34	-	-	15.9	16.5	-	-	-	-	-	-	triaxial
	TU35	205.0	71.0	307.5	79.4	23.6	II	4.368	1.995	4.099	2.791	triaxial
	TU36	208.0	56.0	309.2	78.5	37.7	III	4.260	1.939	5.076	1.642	triaxial
	TU37	200.0	60.0	161.1	19.4	49.1	III	3.387	1.657	4.392	1.669	triaxial
	TU39	190.0	0.0	23.1	3.6	13.6	II	5.193	0.223	3.380	3.493	triaxial
	TU40	69.0	62.0	84.0	69.8	9.9	II	5.838	0.323	5.910	0.588	triaxial
	TU41	15.0	50.0	19.9	47.9	3.8	II	5.911	1.350	5.839	0.728	triaxial
	TU42	69.0	62.0	0.2	51.4	37.3	III	3.684	1.669	4.384	1.868	triaxial
SECTOR CABO NARIZ	TU45	13.0	42.0	23.0	21.7	22.0	III	3.367	1.512	2.517	2.264	triaxial
	TU46	16.0	21.0	206.8	29.1	51.2	III	1.668	3.058	2.544	3.593	triaxial
	TU47	16.0	48.0	38.7	1.4	50.6	III	1.305	2.518	3.611	1.146	triaxial
	TU48	0.0	50.0	205.6	4.3	58.6	III	1.077	2.532	1.335	3.203	triaxial
ZONA SUR												
SECTOR NAVARINO	11TU49	40.0	44.0	6.7	21.3	35.7	III	4.604	2.030	4.778	0.393	triaxial
	11TU50	305	68.0	30.0	13.2	75.9	VI	4.817	1.050	4.830	1.111	triaxial
	11TU51	285.0	55.0	19.5	31.8	66.8	III	1.552	4.756	4.794	2.104	triaxial
	11TU52	180.0	10.0	13.8	17.6	30.8	III	4.050	2.657	4.085	1.705	triaxial
	11TU53	80.0	31.0	162.7	10.1	78.6	IV	2.734	3.847	2.681	3.093	triaxial
	11TU54	-	-	167.8	0.0	-	-	-	-	-	-	triaxial
	11TU63	-	-	175.8	10.9	-	-	-	-	-	-	uniaxial planar
	11TU64	-	-	16.0	4.1	-	-	-	-	-	-	triaxial
SECTOR HARDY	11TU55	-	-	143.9	18.2	-	-	-	-	-	-	uniaxial planar
	11TU57	-	-	355.6	16.4	-	-	2.7	1.9	1.6	1.6	uniaxial planar
	11TU58	-	-	160.6	49.8	-	-	-	-	-	-	triaxial
	11TU59	245.0	64.0	217.0	31.0	37.4	III	-	-	-	-	triaxial
	11TU60	245.0	64.0	1.2	60.8	46.4	III	-	-	-	-	triaxial
	11TU61	-	-	216.7	5.3	-	-	-	-	-	-	-

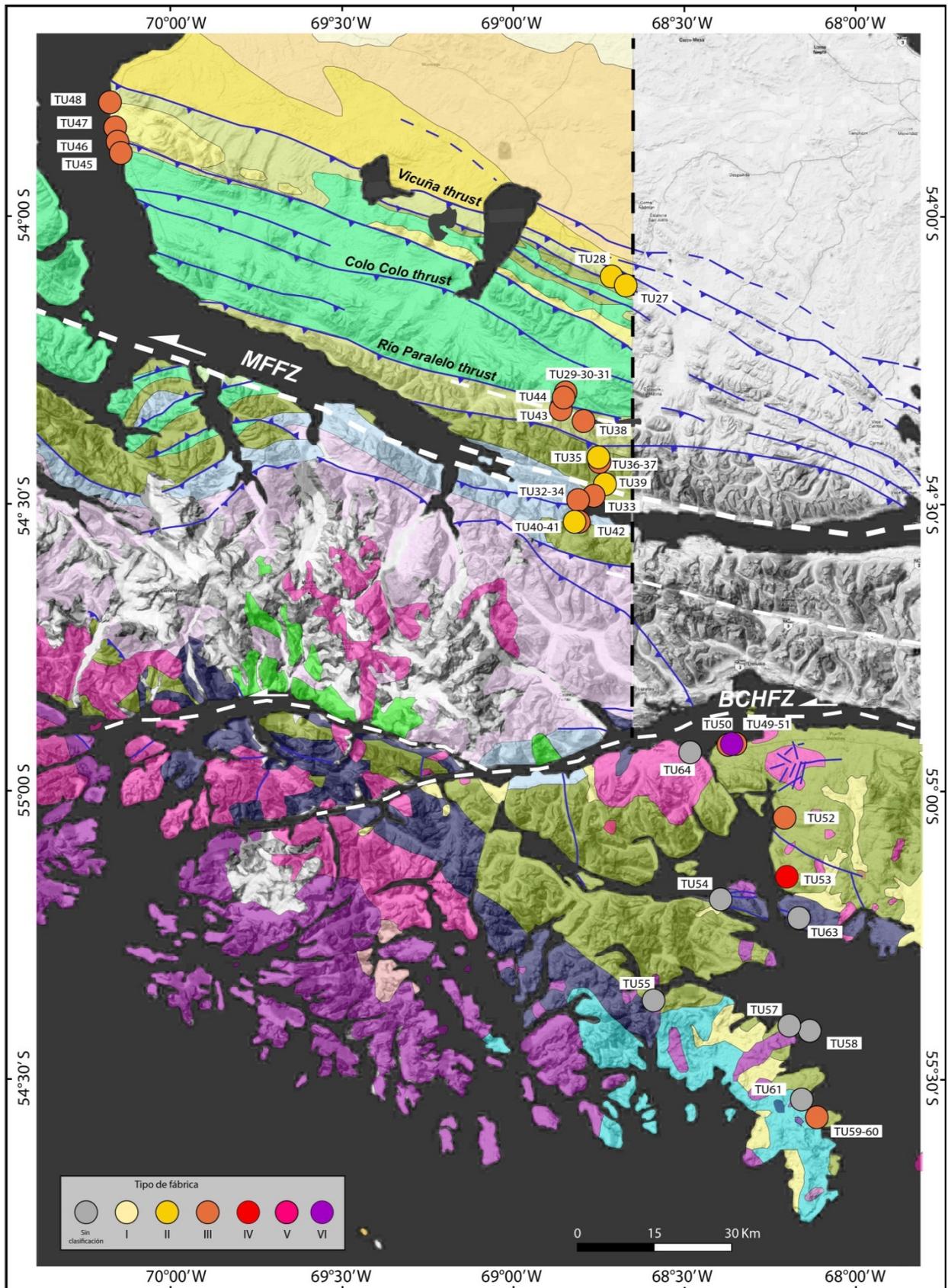


Figura VI.2.3: Tipos de fábrica magnética según la metodología propuesta por Robion *et al.* (2007).

## Progresión en la deformación: Diagramas de Woodcock y Jelinek

Es ampliamente reconocido que el diagrama que más se utiliza en las interpretaciones estructurales de la ASM es el que relaciona  $P'$  y  $T$  (Hrouda, 1982; Jelinek, 1981). Este diagrama define bien la elipticidad de la fábrica y muestra una clara relación entre la deformación y los cambios en la excentricidad ( $P'$ ) y forma ( $T$ ) del elipsoide (Borradaile y Mothersill, 1991). Además, este gráfico es capaz de mostrar el patrón que describe la progresión entre fábricas sedimentarias a tectónicas, evidenciando los cambios desde fábricas oblatas (sedimentarias) a proladas y nuevamente a oblatas (tectónicas) descritas por numerosos autores (Borradaile y Tarling, 1981; Borradaile y Henry, 1997; Borradaile *et al.*, 1999; Copons *et al.*, 1997; Graham, 1987; Graham J, 2001; Graham John, 1988; Parés *et al.*, 1999) tanto en experimentos como en rocas naturalmente deformadas (Figura VI.2.4).

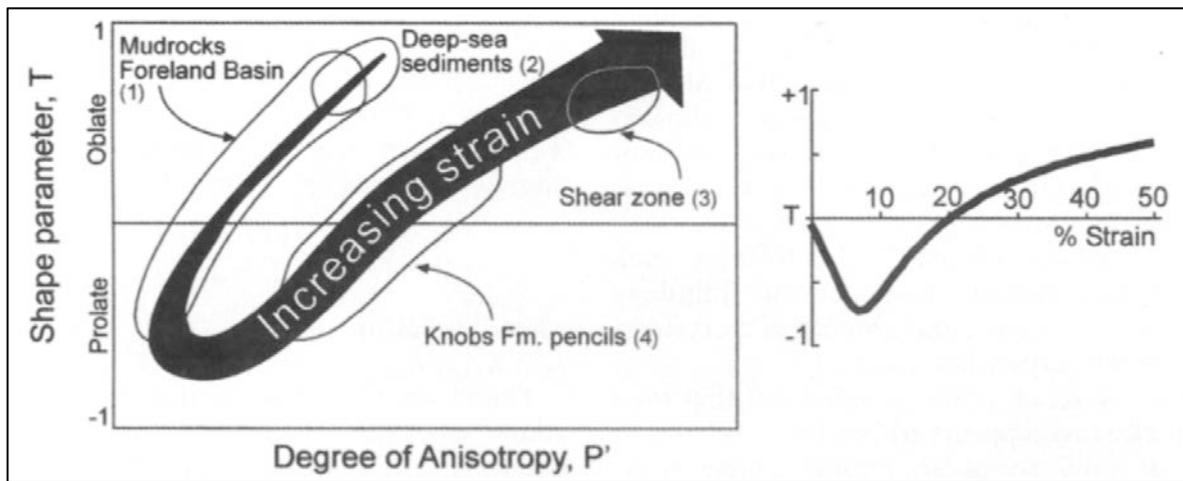


Figura VI.2.4: (a) Modelo para la progresión de la deformación tectónica compressiva en rocas sedimentarias (Parés, 2004)

Sin embargo otra información importante para la evolución de la deformación en la fábrica magnética, es el nivel de agrupamiento o dispersión que poseen las distintas direcciones principales de susceptibilidad, principalmente la dirección máxima ( $K_{max}$ ) y la mínima ( $K_{min}$ ) ya que, como se abordaba anteriormente (Figura VI.2.1), al aumentar la deformación, además de ubicarse el  $K_{max}$  ortogonal al vector de esfuerzo, existe una migración de  $K_{min}$  que caracteriza la evolución hacia fábricas proladas representando una competencia entre la fábrica sedimentaria y la fábrica tectónica, asimismo, al avanzar la deformación tectónica constantemente se produce una mejor agrupación del  $K_{max}$ , Esta variación es posible de distinguir visualmente, sin embargo, una herramienta muy útil para su cuantificación es la propuesta por Parés *et al.* (1999) quien ocupa estadística de distribución de Bingham para la realización de un diagrama de Woodcock con la dispersión de  $K_{max}$  y  $K_{min}$  (Woodcock, 1977). Así, para cada sitio se calcula un tensor de segundo orden compuesto por la distribución de la sumatoria de los cosenos directores de las direcciones principales ( $K_{max}$  o  $K_{min}$ ), donde los valores propios del tensor reflejarán el grado de

dispersión en torno a la dirección principal calculada (vectores propios del tensor). Finalmente se definen dos parámetros K y C que representan el grado de dispersión/agrupamiento y la intensidad de la deformación, respectivamente (ver Apéndice en Parés, 1999), y se plotea en un diagrama de Woodcock, cuyos eje horizontal y vertical corresponden a logaritmos de dichos valores propios (ver Tabla VI.2.1 y Figura VI.2.5).

Para el caso de las secuencias sedimentarias de la zona de estudio, del diagrama P'-T, es posible distinguir una tendencia bien marcada de progresión tectónica en las secuencias del Cretácico Inferior a Superior, alojadas en el interior de la FPCM, que va desde zonas de menor deformación y fábricas magnéticas de tipo II en la parte exterior de la FPCM con fábricas oblatas y bajo grado de anisotropía, a fábricas prolatas típicamente tipo III en partes interiores de la faja plegada y corrida. Por otro lado, con menor definición, se observa otra tendencia hacia fábricas nuevamente oblatas y de mayor anisotropía, pertenecientes a las secuencias sedimentarias de la Formación Yaghan en Isla Navarino, con fábricas de tipo III y a las secuencias del Cretácico Inferior pertenecientes a la zona transcurrente del lago Fagnano.

La distribución en el diagrama P'-T de los sitios TU33 y TU39 que se encuentran en el sector del Lago Fagnano y poseen una ubicación poco clara en la tendencia de deformación, podría deberse al efecto del cizalle típico de esta zona, generando elipsoides más oblatos de lo esperado. Por otro lado, la ubicación alejada de los sitios TU50 y TU51 responden claramente a la presencia de minerales de gran anisotropía intrínseca como la pirrotina y la hematita reportadas, sin embargo basta tener en cuenta el avanzado tipo de fábrica para considerarlos como una de las etapas más avanzadas de la deformación.

Por otro lado del diagrama de Woodcock confirma las afirmaciones anteriores referentes a la casi ausencia de fábricas netamente sedimentarias y a la progresión en la deformación, ploteando la totalidad de los sitios en el dominio de una intensa (*strong*) deformación. Así, el diagrama de Woodcock para los valores propios de K<sub>min</sub>, es particularmente útil para estudiar la tendencia de progresión en el campo de las fábricas prolatas, observándose una correspondencia entre los sitios con mayor dispersión de K<sub>min</sub> y las fábricas prolatas del diagrama P'-T. Además este diagrama ubica al sitio TU51 en este mismo campo, validando la hipótesis que aunque la participación de pirrotina y hematita sobreestima la anisotropía de este sitio, posee una fábrica compartida entre el dominio sedimentario y el tectónico. Ahora bien, muchos elipsoides de tipo III y que son considerados como etapas más avanzadas en la deformación por el diagrama P'-T son ploteados en la zona de deformación temprana, sin embargo, esta situación es revertida cuando observamos el diagrama de Woodcock para el K<sub>max</sub>, el cual los ubica en las zonas de mayor deformación y es mayormente coincidente con lo expresado en el diagrama P' versus T. Es necesario notar que esta diferencia entre las interpretaciones de uno y otro diagrama para ciertos casos proviene de la naturaleza misma del diagrama que en uno u otro caso sirve mejor para representar la progresión en fábricas prolatas y oblatas y por lo tanto esto debe ser tomado en cuenta en el análisis conjunto de estos 3 gráficos.

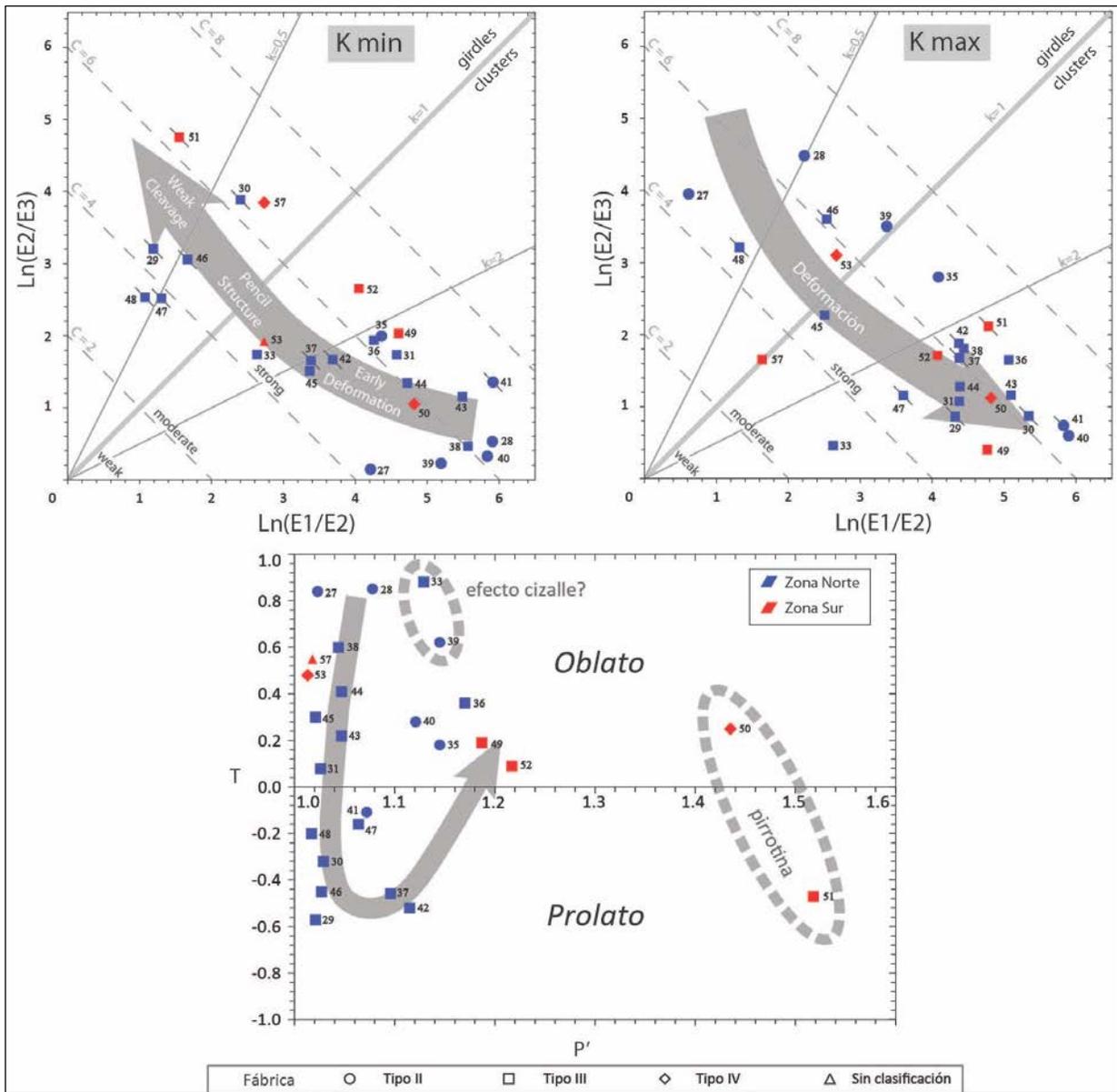


Figura VI.2.5: Arriba: Diagramas de Woodcock, a la izquierda se aprecia la dispersión del Kmin y en el gráfico de la derecha, la dispersión de Kmax. Abajo: Diagrama P' versus T, que evidencia la progresión de la deformación en los distintos sectores. En color se muestran los sectores de muestreo y en la forma de los puntos se representa la clasificación de la fábrica según la metodología propuesta por Robion *et al.* (2007). En línea punteada se muestran los sitios que escapan a esta tendencia y la razón sugerida para este comportamiento.

### Grado de alineamiento

Como se mencionó anteriormente es posible relacionar el grado de anisotropía del elipsoide de susceptibilidad magnética con el grado de alineamiento de los minerales cuando las propiedades magnéticas de la mineralogía así lo permiten. De esta forma, para la zona norte, donde el dominio de los

paramagnéticos provee las condiciones para realizar esta relación, podemos reducir la compleja contribución de distintos minerales a la ASM a unos pocos minerales modelo y analizar el grado de alineamiento que estos predicen.

Así, al analizar la figura VI.1.3 podemos ver que para la mineralogía típica de las rocas clásticas de grano fino, esto es, matrices micáceas de comportamiento paramagnético, se pueden establecer dos dominios con distinto grado de alineamiento. Para el sector de Vicuña-Deseado y Cabo Nariz, se establece un grado de alineamiento de los filosilicatos de alrededor de un 20-25%, mientras que para el sector transcurrente de Fagnano, según este modelo, el grado de alineamiento variaría entre un 30-70%, resultando en promedio de aproximadamente un 50%. Esta información es muy importante siendo necesario establecer cuál es el rol del ambiente transcurrente en la adquisición de este grado de alineamiento mayor, lo cual se discutirá ampliamente más adelante.

Para la zona sur, en cambio, desde el punto de vista de la anisotropía del elipsoide no es posible asignar un grado de alineamiento de la mineralogía, como ya hemos dicho, por depender éste del porcentaje de magnetita presente en la roca (Parés, 2004) y por la intensa anisotropía cristalográfica intrínseca de la pirrotina y la hematita.

### **VI.3. Orientación de la ASM y direcciones de stress**

En el capítulo Resultados se presentó las direcciones generales definidas por la lineación y foliación magnética de las zonas norte y sur. Sin embargo un análisis más fino basado en las líneas de contorno definidas por las direcciones principales Kmax y Kmin permiten discriminar pequeñas variaciones dentro de estos dominios generales.

Así, al observar la figura VI.3.1 notamos que las lineaciones de la zona norte presentan 2 direcciones: una N65W correspondiente a los sectores de Vicuña-Deseado y Cabo Nariz, y otra con una dirección azimutal N80E. De lo discutido anteriormente y tal como se aprecia en la escasa variación entre los diagramas de contorno in situ y con corrección de manto, estas lineaciones definen un vector de esfuerzo compresivo ortogonal a ellas, de dirección aproximada N35E para el dominio VD-CN (Vicuña Deseado + Cabo Nariz) y otro vector compresivo de dirección aproximada N10W para el sector Fagnano, ambos con un error aproximado de  $\pm 20^\circ$ . Sin embargo, no necesariamente refleja la complejidad de la fábrica magnética de este sector, lo que será tratado más adelante puesto que en el sector de Fagnano uno o más factores parecen incidir en la fábrica magnética final.

De cualquier modo, estas direcciones son coherentes con la orientación de las foliaciones definida en esta misma zona, las cuales al aplicar la corrección de manto rotan en torno al rumbo de la foliación sin llegar a alcanzar la posición horizontal, evidenciando el carácter transitorio entre fábricas sedimentarias y tectónicas mencionado anteriormente.

Por otro lado, aunque en la zona sur el número de sitios en roca sedimentaria es mucho menor y que además es necesario considerar que existe una variación en la mineralogía producto de un ambiente de metamorfismo de fondo oceánico variado (Avendaño, 2008; Calderón *et al.*; Coloma, 2010; Suárez, 1977), lo que varía el comportamiento de la anisotropía cristalográfica; la mayor presencia de fábricas tectónicas avanzadas y el test de plegamiento positivo de la ASM que confirma esta componente tectónica en el sector de Navarino permiten intentar la definición de direcciones de *stress* en el sector. Así, considerando las direcciones in situ de lineación y foliación, que agrupan de mejor manera a los ejes  $K_{max}$  y  $K_{min}$ , es posible definir un vector de stress de dirección N5E, que varía en torno a la NS con unos  $\pm 20^\circ$ . En las rocas de la Formación Yaghán y Formación Hardy en Península Hardy es difícil distinguir direcciones principales dado el pequeño volumen de muestreo y la gran dispersión que generan las líneas de contorno, sin embargo se sugiere un vector de dirección en torno a los N10E, de una magnitud mucho menor a los otros vectores definidos y con un gran margen de error que debería ser revisado con un muestreo mayor en trabajos posteriores.

Recordando que la foliación magnética es el rasgo de forma mejor definido en la mayoría de los sitios, generando un dominio de las fábricas oblatas por sobre las proladas (Figura V.2.1.10), es importante entonces, analizar la orientación de la foliación magnética como si de un perfil de foliación tradicional se tratara, permitiéndonos comparar la orientación de ésta con los perfiles estructurales propuestos por Ghiglione *et al.* (2010) y Kraemer (2003). Para esto se han proyectado las foliaciones magnéticas a través de una semiesfera lateral izquierda, permitiéndonos comparar de manera mucho más intuitiva esta información.

De esta manera, la figura VI.3.3 permite concluir que en general los manteos de las foliaciones magnéticas (in situ) son altos en toda la región, probablemente debido a la componente tectónica que se ha discutido en las secciones pasadas, siendo ligeramente mayor en la zona sur donde la intensidad de la deformación es mayor. Por otro lado, los manteos menores se ubican únicamente en la zona transcurrente del sector Fagnano lo que se discutirá posteriormente.

Por otro lado, al graficar el ángulo de manteo de la foliación magnética versus la distancia, tomando como origen el extremo sur de la zona de muestreo (Figura VI.3.3.b), es posible observar que la mayoría de los manteos caen hacia el sur, especialmente en toda la zona norte y en el sector Navarino, lo que indica que la foliación magnética sigue el patrón de las estructuras de la FPCM con vergencia norte.

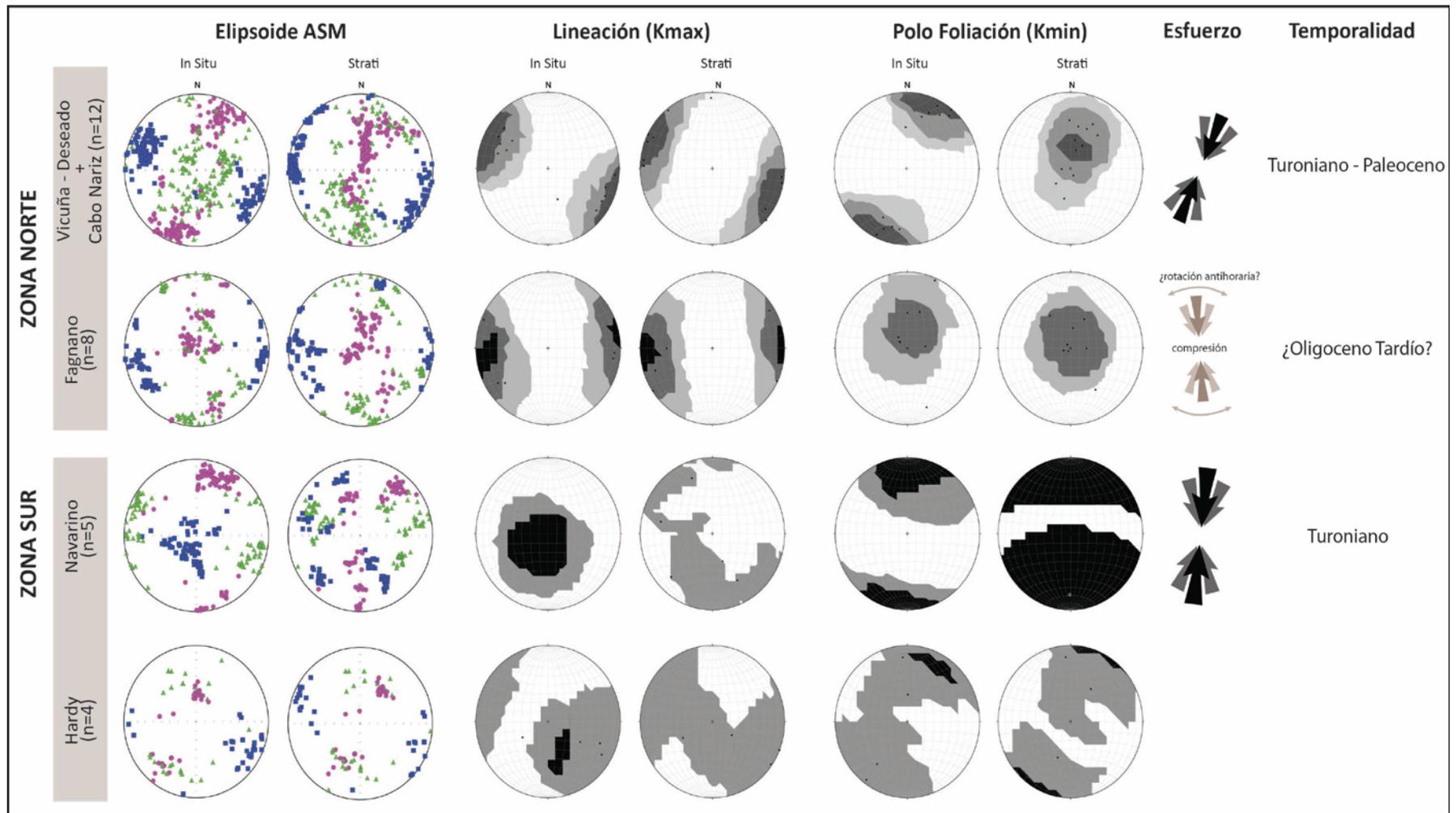


Figura VI.3.1: Lineación y Foliación Magnética en líneas de contorno in situ y con corrección de manteo. Además se muestran la dirección de esfuerzos para estas distribuciones.

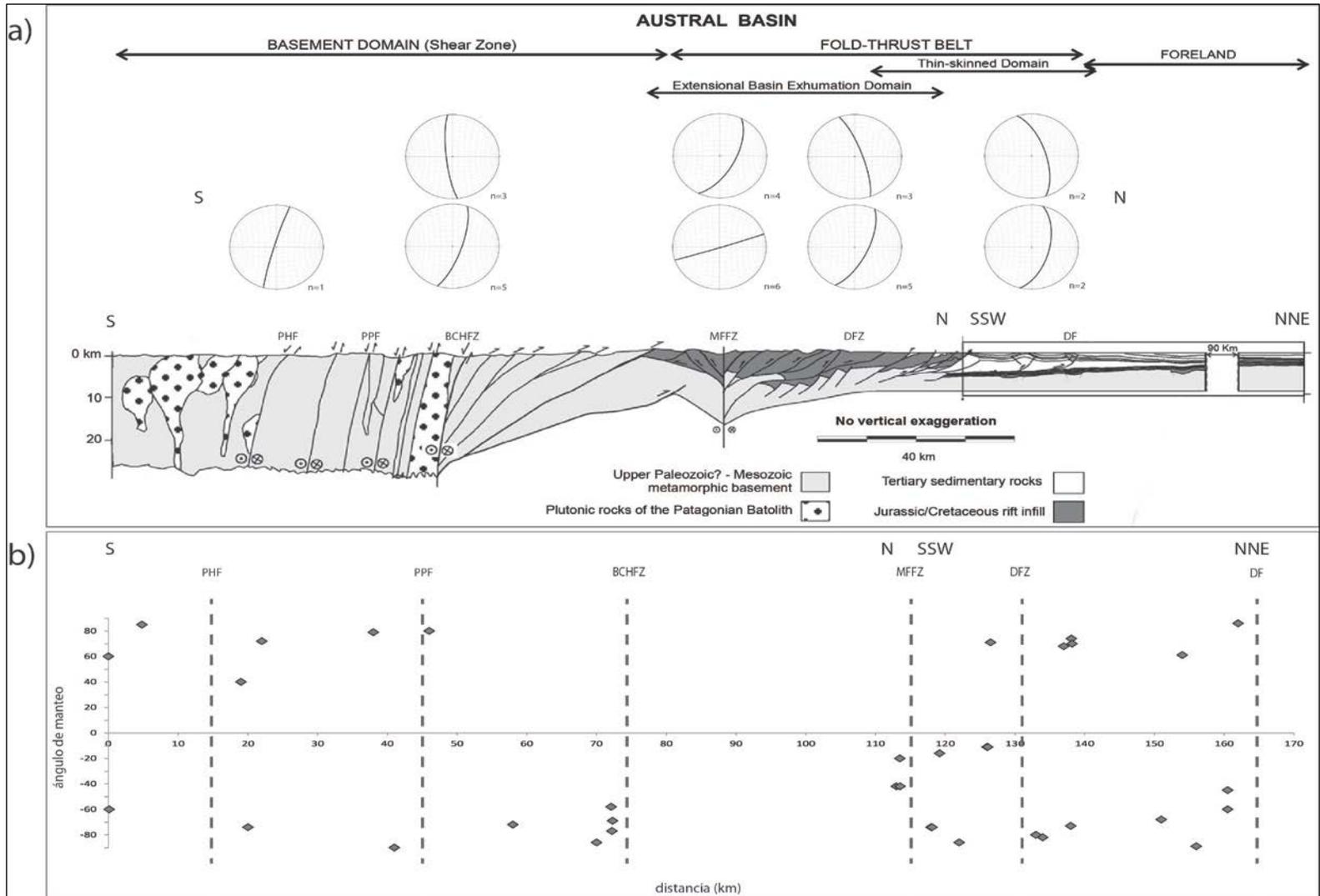


Figura VI.3.3: (a) Foliaciones Magnéticas proyectadas en un estereograma de la semiesfera lateral izquierda a lo largo del perfil propuesto por (Ghiglione *et al.*, 2010; Kraemer, 2003). (b) Gráfico del mapeo de la Foliación Magnética versus la distancia a distintas estructuras regionales.

## **VI.4. Origen y tiempo de adquisición de la fábrica magnética.**

Como numerosos autores han planteado, la fábrica magnética primaria en una roca sedimentaria, se desarrolla en las primeras etapas de la diagénesis, cuando todavía existe presencia de fluidos que circulan por los poros permitiendo la rotación de los granos laminares (Copons *et al.*, 1997; L. *et al.*, 1998; L. y Winkler, 1999; Larrasoana *et al.*, 2004; Mattei *et al.*, 1995; Parés y van der Pluijm, 2003; Parés *et al.*, 1999; Pueyo Anchuela *et al.*, 2011; Sintubin, 1994). Asimismo, si la litificación ocurre en presencia de un campo de esfuerzos finitos como el acortamiento tectónico, los minerales se reorientan sistemáticamente mientras que los sedimentos aún están en presencia de fluidos y parcialmente litificados (Parés *et al.*, 1999). Cuando los granos dejan de rotar y acaba el proceso de litificación, el grado de desarrollo de la fábrica marcará una barrera para el registro de posteriores fábricas, dado que la sensibilidad del AMS para registrar estos esfuerzos decrece (Parés y van der Pluijm, 2002), o bien porque la roca satura su capacidad de registrar esfuerzos (Borradaile y Alford, 1987).

Por otro lado, como lo proponen Parés y van der Pluijm (2002), cuando la fábrica inicial es débil y posteriormente se imprime una fábrica tectónica, la nueva fábrica magnética alojará la lineación ortogonal al esfuerzo compresivo y paralelo a la dirección de extensión, resultando un marcador directo de la dirección del esfuerzo. Sin embargo, cuando la fábrica inicial está fuertemente definida y se imprime una nueva fábrica en ella, la lineación magnética será alojada en la intersección del plano de la estratificación y el plano de foliación desarrollado por el esfuerzo, resultando una lineación magnética en una posición intermedia entre las direcciones de máxima extensión y del esfuerzo compresivo, resultando inútil para definir la dirección del esfuerzo.

### **VI.4.1. Zona Norte**

Pese a la evidente escasez de un volumen de información estructural de escala mesoscópica con la cual comparar los elipsoides de ASM (Figura VI.4.1.1), se observa que en la mayor parte de los sitios con fábricas intermedias tecto-sedimentarias de la zona norte, (1) la lineación magnética se aloja en las zonas laterales del elipsoide con buzamientos bajos, (2) se encuentra casi siempre contenida en la intersección del plano de estratificación con la foliación magnética (no confundir con foliación estructural), (3) se dispone paralela a las foliaciones registradas tanto en terreno como por los trabajos anteriores en la zona (Klepeis, 1994a; Klepeis, 1994b) y (4) presenta siempre una dirección paralela a las estructuras compresivas de vergencia NE (Figura VI.4.1.2), lo que indica fuertemente que la fábrica magnética registrada en esta región se corresponde a una fábrica tecto-sedimentaria adquirida durante el proceso de diagénesis de las rocas que hoy se encuentran incorporadas a la FPCM.

Lo anterior nos lleva a deducir que en la zona norte, la mayoría de las secuencias que van desde el Cretácico Superior al Paleoceno Superior han sido afectadas por esfuerzos compresivos paralelos (*Layer Parallel Shortening, LPS*) desde el Cretácico Medio cuando se comenzó a cerrar la Cuenca de Rocas Verdes al Oligoceno, originando fábricas magnéticas tecto-sedimentarias bloqueadas durante el proceso de diagénesis y registrando una dirección de compresión sin mayor variación, presentando el mismo patrón de lineación magnética.

Sin embargo, una situación particular e interesante ocurre con el dominio del sector Fagnano, donde la fábrica magnética no sigue el mismo patrón que las demás secuencias de la zona norte, (1) presentando una lineación magnética de rumbo N80E que no coincide con las estructuras regionales, (2) mostrando una foliación magnética que presenta marcadamente el menor manteo de la región, (3) con los mayores parámetros de anisotropía de la zona norte, y un grado de alineamiento alto en sus minerales, (4) con una ubicación en zonas avanzadas de deformación según los diagrama P-T y de Woodcock, contradiciendo las fábricas tipo II y III según la clasificación de (Graham, 1966).

Para resolver el origen de las fábricas magnéticas de este dominio, es necesario considerar que las secuencias sedimentarias presentes en el sector Fagnano (Formaciones La Paciencia, Río Jackson y Tobífera) corresponden al Cretácico Inferior, desarrollándose en un ambiente extensivo en las últimas etapas de apertura de la Cuenca de Rocas Verdes y previo al ambiente compresivo que gatilló su inversión desde el Cretácico Medio. De esta manera el proceso de diagénesis que registró es totalmente distinto a las secuencias del Cretácico Inferior-Paleoceno desarrollando una fábrica inicial que probablemente registró el ambiente extensivo y se encontraba bloqueada al momento de la compresión.

En esta línea, se plantean algunos escenarios que pudiesen explicar la fábrica magnética que observamos hoy en el sector Fagnano:

- **Desarrollo de una fábrica tectónica primaria extensiva:** En primer lugar se puede considerar que la fábrica magnética refleje únicamente los esfuerzos tectónicos desarrollados en el ambiente extensivo que se desarrolló durante la diagénesis, bloqueándose posteriormente y no logrando imprimir los esfuerzos compresivos posteriores. De esta forma, como lo han indicado diversos autores (Borradaile y Hamilton, 2004; Cifelli *et al.*, 2005; Sagnotti *et al.*, 1994) la lineación magnética correspondería a la dirección de apertura de la cuenca siendo ortogonal a las fallas normales que la enmarcan. Esta hipótesis se ve favorecida por la pequeña diferencia entre el polo de la estratificación y la dirección del K<sub>min</sub>, lo que se traduce en fábricas tipo II y III para un ambiente compresivo (Figura VI.4.1.1), por el bajo manteo que se observa en la foliación magnética (Anderson y Morris, 2004) lo que sugiere la presencia de una fábrica magnética generada en el momento de la diagénesis que posteriormente tendió a bascularse solidariamente a la estratificación producto de los esfuerzos compresivos. Además, la dirección definida para la apertura de la cuenca sería coherente con lo que se ha propuesto en otros estudios. Los puntos débiles de esta hipótesis es el alto grado de anisotropía que presenta, resultando mayor que en otros sitios estudiados (Anderson y Morris, 2004) en condiciones de extensión, aunque aún el comportamiento de la ASM y en particular de los parámetros escalares no se conoce del todo bien cómo operan en ambientes extensivos.

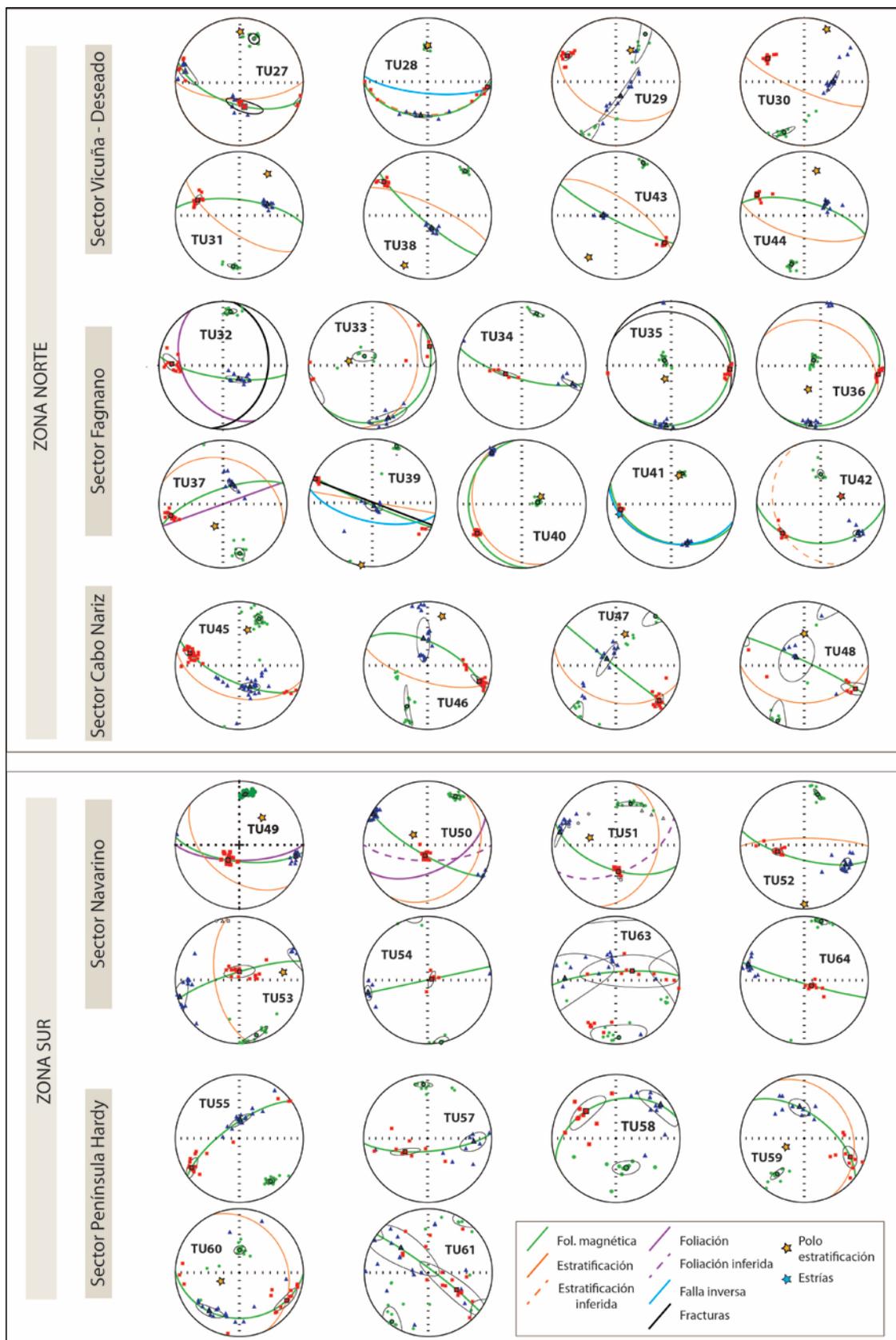


Figura VI.4.1.1: Elipsoides de susceptibilidad magnética y estructuras mesoscópicas observadas en terreno (ver simbología).

### **- Relación de la falla Magallanes-Fagnano en la fábrica magnética:**

Aunque el comportamiento de la ASM en zonas de cizalle ha sido menos analizado, estudios en sistemas transpresivos (Borradaile y Alford, 1988) y de cizalle puro (Zhou *et al.*, 2002) indican que estos esfuerzos tienden a generar fábricas obladas por sobre las prolatas, de la misma forma que los granos minerales generan texturas “aplanadas” al ser sometidas al cizalle (Lister y Williams, 1979). Además, en estos sistemas aumenta considerablemente el valor de la anisotropía del elipsoide (Borradaile y Alford, 1988) lo que podría explicar el predominio de las fábricas obladas y la mayor anisotropía del sector Fagnano con respecto a la zona norte. Aún de esta forma, no se ha encontrado una relación directa entre el elipsoide de ASM y la magnitud y/o direcciones de esfuerzo en este ambiente (Zhou *et al.*, 2002).

Por otro lado, es posible que en este dominio transcurrente se desarrollen rotaciones locales de bloques que pudiesen modificar la orientación de la fábricas magnética inicial desarrollada en este dominio, lo que modificaría totalmente las direcciones y los manteos de la foliación magnética de estas rocas, pudiendo relacionarse también a la oblicuidad de la lineación magnética.

**-Sobreimposición de una fábrica tectónica a una primaria extensiva:** Por otra parte se puede considerar que efectivamente una fábrica magnética tectónica logró ser impresa posterior al desarrollo y bloqueo de la fábrica inicial en un ambiente extensivo, generando una dirección de lineación magnética un tanto oblicua con respecto a la dirección del esfuerzo compresivo que se registró en otras rocas desde el Cretácico “medio” en adelante, producto de representar la intersección del plano de la estratificación con el de la foliación desarrollada en ese instante. Además podría considerarse que el aumento en la anisotropía podría deberse a estos dos procesos de deformación sufridos por los sedimentos. Esta hipótesis resolvería bien la dirección oblicua que evidencia la lineación magnética y el grado de anisotropía que se observa,

Actualmente carecemos de la información necesaria para afirmar cuál de las tres posibilidades, o la combinación de ellas, corresponde a la fábrica observada en el sector de Fagnano. Sin embargo, apoyados en el trabajo de (Esteban *et al.*, 2011) quien muestreó un sitio en la Formación Yaghan en el sector del Valle Carabajal (Figura VII.1). Así, la fábrica magnética de este sitio, define una dirección de stress muy parecida a los sitios que registran una fábrica tecto-sedimentaria compresiva, lo que sugiere que la fábrica magnética del sector Fagnano también registró los esfuerzos compresivos del Cretácico “medio” y posteriormente registraría el evento transtensivo ya sea alojando la lineación magnética en la intersección del plano de manteo con el de la foliación in situ, o bien rotando la dirección de su eje Kmax producto de rotaciones locales desarrolladas en la zona de cizalle. Cabe notar que los sitios TU40-42 alojan la lineación en la intersección de su manteo y de la foliación in situ, apoyando la hipótesis de la sobreimposición de la fábrica transcurrente. Así, la determinación más exhaustiva de la orientación de las estructuras mesoscópicas (S1, S2, etc) a fin de determinar el alojamiento de la lineación magnética, es fundamental a la hora de resolver este problema.

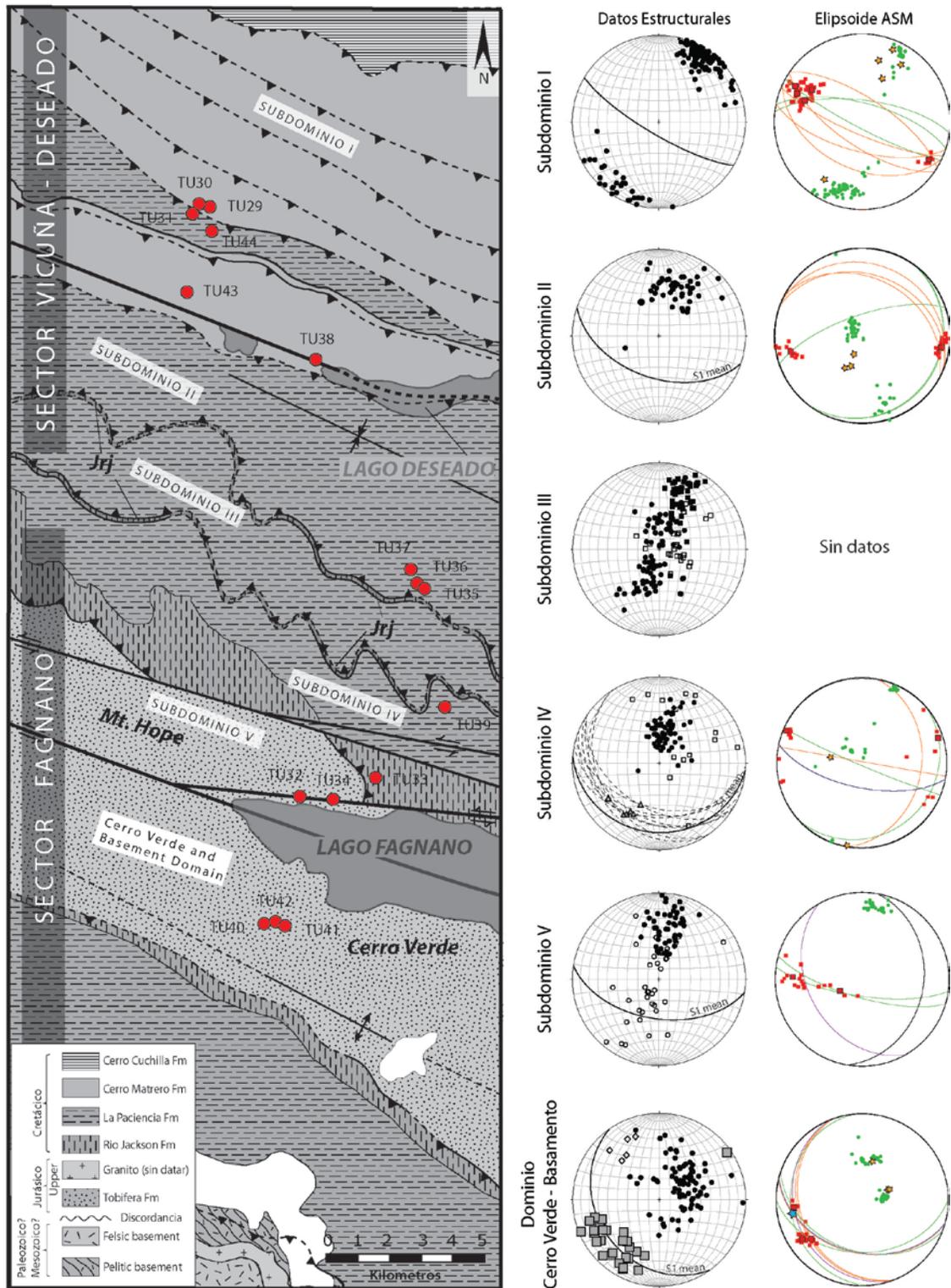


Figura VI.4.1.2: Elipsoides de susceptibilidad magnética y estructuras mesoscópicas observadas en terreno, diferenciada por dominios y subdominios (Klepeis, 1994a; Klepeis, 1994b). Estereogramas de la derecha muestran nuestros datos: Cuadrados rojos representan  $K_{max}$ , círculos verdes representan  $K_{min}$ , estrellas amarillas representan polo estratificación y estrellas celestes estrías de fallas de minerales en terreno. Estereogramas en blanco y negro representa análisis de población de estructuras: Círculos negros representan S1, cuadrados blancos S2. Cuadrados grises muestran lineación de minerales en terreno (Klepeis, 1994b).

## VI.4.2. Zona Sur

Para la zona sur es relativamente evidente deducir que la fábrica magnética presente es una fábrica completamente tectónica secundaria, la cual borra todo vestigio de su componente sedimentaria y es adquirida con posterioridad al proceso tectónico compresivo que se desarrolló desde el Cretácico “medio”. Así, pese a que no es posible asignar una edad para el esfuerzo definido por la fábrica magnética directamente, tal como se observó en terreno y como lo sugirieron (Suárez *et al.*, 1985) existe un intrusivo sintectónico en la zona sur del Canal Beagle datado en 94 +/- 2 Ma para K/Ar en biotita y en 93 +/- 3 Ma para K/Ar en anfíbola, cuya fábrica magnética coincide con la de la roca caja perteneciente a las secuencias sedimentarias de Yaghan en el sector Navarino (Figura VI.4.2.1), lo que nos permite asignar una edad para esta fábrica magnética sintectónica de aproximadamente 90 Ma, cuando efectivamente comenzó la inversión de la CRV.

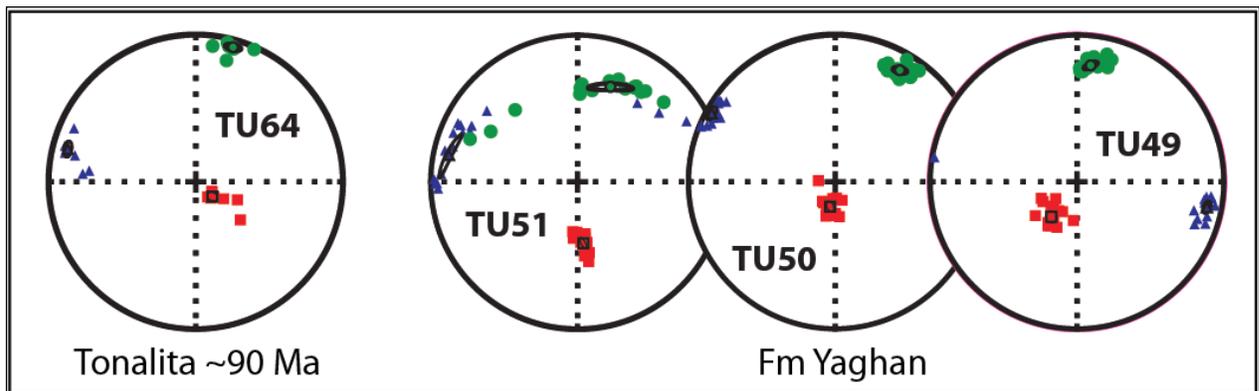


Figura VI.4.2.1: Fábrica magnética de la tonalita de hornblenda (11TU64) y la roca caja adyacente.

Por otro lado, en el sector de Hardy, tanto el sitio sedimentario de Formación Yaghan, como los sitios volcanoclásticos de Formación Hardy no es posible definir acertadamente una dirección preferencial para la lineación y el origen de la fábrica magnética probablemente incorpora una componente tectónica aunque por no tratarse de una litología totalmente sedimentaria donde predominen los paramagnéticos en la ASM, es difícil adscribirlas a algún tectónico. Así también, las demás rocas ígneas de este sector, pertenecientes al COT y al Batolito Patagónico, reflejan una dispersión intrínseca en las direcciones principales que corresponde más a procesos internos y de emplazamiento, que al registro de esfuerzos.

## VI.5. Posibles implicaciones en la génesis del Oroclino Patagónico

El estudio de la zona norte correspondiente a las secuencias sedimentarias del Cretácico Superior-Paleoceno, sugiere que la ASM es una herramienta útil para registrar el *timing* de la deformación que afectó a Tierra del Fuego desde el Cretácico “medio” en adelante. De esta forma, esfuerzos de una dirección ESE-WNW desarrollados en el Oligoceno hace aproximadamente 28 Ma como los que propusieron Ghiglione y Cristallini (2007) como una explicación alternativa y no rotacional para la curvatura del orógeno, no han sido registrados en nuestra zona de estudio. Esto significa que, o bien estos esfuerzos no se desarrollaron o bien, no fueron capaces de imprimir una nueva fábrica magnética a las fábricas ya bloqueadas del sector.

Sin embargo, datos publicados por Diraison (1997) en secuencias del Oligoceno-Mioceno (Sanchez *et al.*, 2010), muestran idéntica fábrica magnética y dirección de esfuerzo que nuestras secuencias hacia el sur de la zona norte (Figura VI.5.1). Extrapolando nuestra interpretación por similitud de la litología del sector de Cabo Nariz, es posible sugerir que esta fábrica magnética también tendría un origen tecto-sedimentario y probablemente fue bloqueada antes que el proceso de litificación acabase, por lo que registraría los esfuerzos desarrollados en el Oligoceno. De esta forma, aunque el proceso de litificación y adquisición de la fábrica tomaría un breve período de tiempo del orden de 15 kyr posterior a la sedimentación (Larrasoana *et al.*, 2004; Pueyo Anchuela *et al.*, 2011), no se evidencian en la fábrica magnética del sector los esfuerzos propuestos por Ghiglione y Cristallini (2007) para el Oligoceno.

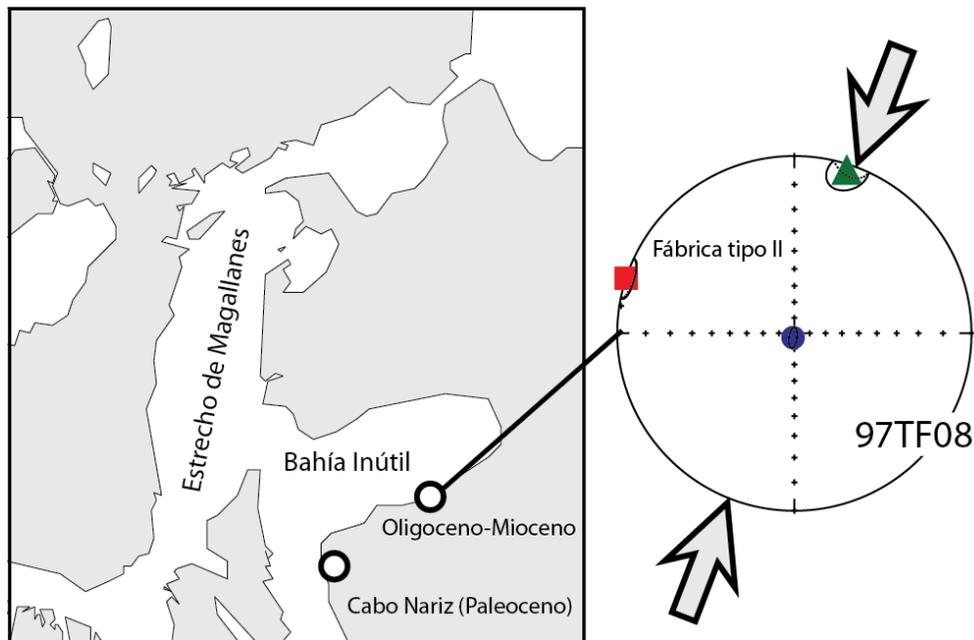


Figura VI.5.1: Fábrica magnética en sedimentos del Oligoceno-Mioceno publicados por Diraison (1997).

## VII. CONCLUSIONES

Del estudio desarrollado a lo largo de una transecta NS en la región de Tierra del Fuego es posible concluir que las rocas sedimentarias incorporadas tanto dentro del dominio de la FPCM como en la zona exterior donde se desarrolla deformación de escama gruesa, han registrado en su fábrica magnética, los esfuerzos compresivos desarrollados desde el Cretácico “medio” (~90Ma) en adelante y probablemente también la deformación transcurrente desarrollada desde el Oligoceno Tardío en el dominio de la falla de rumbo sinistral de Magallanes-Fagnano.

De esta manera, la lineación magnética de las rocas pelíticas del Cretácico Inferior-Paleoceno incorporadas en la FPCM definen una dirección aproximada NNE para un esfuerzo compresivo, de forma coherente con las estructuras regionales, siendo el resultado de la superposición de una fábrica tectónica desarrollada en el momento de la diagénesis en cada una de estas formaciones, lo que entrega un registro continuo y casi invariante de la historia compresiva posterior al cierre de la CRV. Por otro lado, las rocas pelíticas del Cretácico Inferior en el sector de Fagnano, presentan una lineación magnética oblicua respecto a las registradas por otras fábricas magnéticas de la zona norte, evidenciando una fábrica inicial distinta a la de estas, siendo bloqueada en un ambiente extensivo y registrando probablemente tanto el efecto de la compresión como el de la transtensión posteriores.

Además, mediante el estudio de la distribución de los ejes  $K_{max}$  y  $K_{min}$  en el elipsoide de ASM, es posible observar la variación de la intensidad de deformación que afectó la región, registrándose en las areniscas de la Formación Yaghán en Isla Navarino la deformación más intensa, con fábricas magnéticas que obliteraron la componente sedimentaria y marcan un límite claro entre la deformación de piel gruesa y piel delgada al norte y sur del Canal Beagle. Así también, la dirección que define la lineación magnética en las rocas de este sector es semejante a la de las rocas de la zona norte, con una edad de ~90 Ma, deducida a través de la semejanza de la fábrica magnética en un intrusivo sintectónico del Batolito Patagónico, reflejando el esfuerzo desarrollado al momento de invertirse la CRV.

Por otro lado, el rol de la mineralogía en la interpretación de la ASM es vital, concluyéndose que rocas sedimentarias de grano fino como las secuencias comprendidas dentro de la FPCM en la zona norte, con una matriz paramagnética cuya anisotropía cristalográfica de los filosilicatos controla la ASM, es un marcador eficaz en el registro de las direcciones de esfuerzo, el *timing* de la deformación y el grado de alineación de los minerales, contrastando con cierta mineralogía ferromagnética que refleja una anisotropía intrínseca que oscurece este tipo de interpretaciones como lo son la pirrotina y la hematita.

Finalmente, tanto las fábricas magnéticas evaluadas en este estudio como las evaluadas en rocas del Oligoceno-Mioceno (Diraison, 1997) no sugieren la actividad de un esfuerzo EW como lo propusieron Ghiglione y Cristallini (2007) para el Oligoceno Tardío como hipótesis para la formación del orógeno curvo como un arco no rotacional.

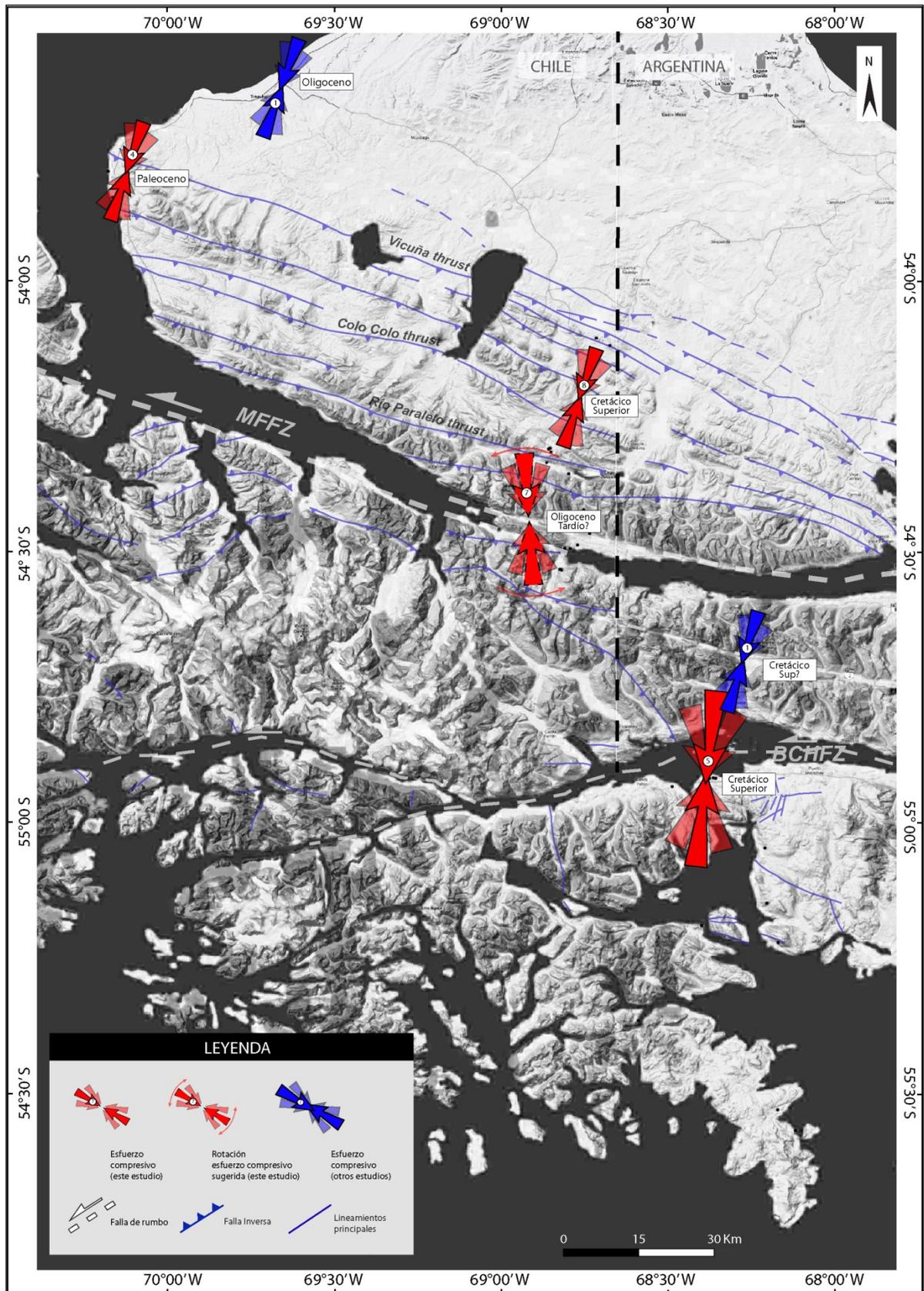


Figura VII.1: Direcciones de los esfuerzos registrados por la fábrica magnética y *timing* de adquisición esta. En azul trabajos realizados por otros autores (Esteban *et al.*, 2011; Maffione *et al.*, 2011).

## VIII. REFERENCIAS

- Alvarez-Marrón, J., 1993. Geometry and Evolution of the Frontal Part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt, Tierra del Fuego, Southern Chile. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 1904-1921.
- Anderson, M.W., Morris, A., 2004. The puzzle of axis-normal magnetic lineations in folded low-grade sediments (Bude Formation, SW England). *Geological Society, London, Special Publications* 238, 175-190.
- Avendaño, V., 2008. Petrología del Complejo Ofiolítico Tortuga, Magallanes, Chile, Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago, p. 168.
- Balsey, J.R., Buddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. *Am. J. Sci.* 258A, 6-20.
- Barker, P., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution implications for mantle. *Earth - Science Reviews* 55, 1-39.
- Barwick, J., García, F., Gonzales, E., 1951. Geology of the Lago Blanco – Lago Chico – Lago Lynch area, Tierra del Fuego. *Archivo técnico, Enap.* Inédito.
- Borradaile, G., Alford, C., 1987. Relationship between magnetic susceptibility and strain in laboratory experiments. *Tectonophysics* 133, 121-135.
- Borradaile, G., Alford, C., 1988. Experimental shear zones and magnetic fabrics. *Journal of Structural Geology* 8, 895-904.
- Borradaile, G., Hamilton, T.D., 2004. Magnetic fabrics may proxy as neotectonics stress trajectories, Polis rift, Cyprus. *Tectonics* 23.
- Borradaile, G., Mothersill, J., Tarling, D., Alford, C., 1986. Sources of magnetic susceptibility in a slate. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 336-340.
- Borradaile, G., Tarling, D.H., 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics of weakly deformed rock. *Tectonophysics* 77, 151-168.
- Borradaile, G.J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews* 42, 49-93.

Borradaile, G.J., Mothersill, J.S., 1991. Experimental strain of isothermal remanent magnetization in ductile sandstone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 65, 308-318.

Borradaile, G.J., Werner, T., Lagroix, F., 1999. Magnetic fabrics and anisotropy-controlled thrusting in the Kapuskasing Structural Zone, Canada. *Tectonophysics* 302, 241-256.

Bruhn, R.L., Stern, C.R., De Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters* 41, 32-46.

Cagnolatti, M.J., Miller, M.L., 2002. Los reservorios de la Formación Magallanes, in: Schiuma, Hinterwimmer, Vergani, G. (Eds.), *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina*, pp. 91-117.

Calderón, M., Fildani, A., Herve, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., Cordani, U., 2007a. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas. *Journal of the Geological Society, London* 164, 1011-1022.

Calderón, M., Fosdick, J.C., Warren, C., Massonne, H.J., Fanning, C.M., Cury, L.F., Schwanethal, J., Fonseca, P.E., Galaz, G., Gaytán, D., Hervé, F., The low-grade Canal de las Montañas Shear Zone and its role in the tectonic emplacement of the Sarmiento Ophiolitic Complex and Late Cretaceous Patagonian Andes orogeny, Chile. *Tectonophysics*.

Calderón, M., Hervé, F., Massonne, H.J., Tassinari, C.G., Pankhurst, R.J., Godoy, E., Theye, T., 2007b. Petrogenesis of the Puerto Edén Igneous and Metamorphic Complex, Magallanes, Chile: Late Jurassic syn-deformational anatexis of metapelites and granitoid magma genesis. *Lithos* 93, 17-38.

Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Proceeding of the Royal Society of Tasmania* 89, 255-288.

Cifelli, F., Mattei, M., Chadima, M., Hirt, A., Hansen, A., 2005. The origin of tectonic lineation in extensional basins: Combined neutron texture and magnetic analyses on “undeformed” clays. *Earth and Planetary Science Letters* 235, 62-78.

Coloma, F., 2010. Mineralogía y propiedades magnéticas del Complejo Ofiolítico Tortuga, Tierra del Fuego, Chile., Departamento de Geología. Universidad de Chile, Santiago, p. 174.

- Copons, R., Parés, J.M., Dinarès-Turell, J., Bordonau, J., 1997. Sampling induced AMS in soft sediments: A case study in Holocene (glaciolacustrine rhythmites from Lake Barrancs (central Pyrenees, Spain). *Physics and Chemistry of The Earth* 22, 137-141.
- Cortés, R., Valenzuela, H., 1960. Estudio Geológico del área Lago Blanco, Hito XIX, Monte Hope (Porción Sur Central de Tierra del Fuego). Informe inédito interno, ENAP, 42 pags.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and development of the Patagonian orocline. *Tectonics* 12 (1), 169-186.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K., Gose, W.A., Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian orocline: new paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *J. Geophys. Res.* 96 (B10), 16061-16067.
- Chadima, M., Cajz, V., Týcová, P., 2009. On the interpretation of normal and inverse magnetic fabric in dikes: Examples from the Eger Graben, NW Bohemian Massif. *Tectonophysics* 466, 47-63.
- Dalziel, I.W.D., 1982. The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc region. A review and progress report. *Antarctic Geoscience*, edited by C. Craddock University of Wisconsin Press, Madison, 111-126.
- Dalziel, I.W.D., De Wit, M.J., Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 264, N°5587, 615-619.
- Debacker, T.N., Robion, P., Sintubin, M., 2004. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in low-grade, cleaved pelitic rocks: influence of cleavage/bedding angle and type and relative orientation of magnetic carriers. *Geological Society, London, Special Publications* 238, 77-107.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 105-123.
- Diraison, M., 1997. Evolution Cénozoïque du Bassin de Magellan et Tectonique des Andes Australes, Géosciences. Université de RENNES, RENNES (France).
- Dott, R.H., Winn, R.D., Dewit, M.J., Bruhn, R.L., 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika Beds of Tierra del Fuego. *Nature* 266, 620-622.
- Eagles, G., South Georgia and Gondwana's Pacific Margin: Lost in translation?, *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 30, Issue 2, 15 November 2010, 65-70.

- Esteban, F., Tassone, A., Menichetti, M., Rapalini, A.E., Remesal, M., Cerredo, M.E., Lippai, H., Vilas, J., 2011. Magnetic fabric and microstructures across the Andes of Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 30, 64-81.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters* 172, 83-96.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084.
- Flinn, D., 1978. Construction and computation of three-dimensional progressive deformations. *J. Geol. Soc. Lond.*, 135, 291-306.
- Forsythe, R., 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society* 139, 671-682.
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 257-270.
- Galeazzi, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas Basin, Argentina. *AAPG Bull.-Am. Assoc. Petr. Geol.* 82, 596-636.
- Ghidella, M.E., Yáñez, G., LaBrecque, J.L., 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347, 65–86.
- Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13.
- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevitch, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S., Zapata, y.T., 2010. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 262-277.
- Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics* 405, 25-46.
- Graham, B., 1987. Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics* 138, 327-329.

- Graham J, B., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies. *Journal of Structural Geology* 23, 1581-1596.
- Graham John, B., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 1-20.
- Graham, J.W., 1966. Significance of magnetic susceptibility in appalachian Sedimentary rocks. , in: Steinhart, J.S., Smith, T.J. (Eds.), *The Earth beneath the Continents*. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, pp. 627-648.
- Grunow, A., 1993. New Paleomagnetic Data From the Antarctic Peninsula and Their Tectonic Implications. *J. Geophys. Res.* 98, 13815-13833.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Harrison, T.M., Heizler, M.T., 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: New data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1497-1514.
- Grunow, A.M., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., 1987. Mesozoic evolution of West Antarctica and the Weddell Sea Basin: new paleomagnetic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 86, 16-26.
- Harambour, S., Urgua, F., Aguirre, G., 1989. Evaluación geológica y petrolera Bloque 7 Tierra del Fuego. Reporte interno Archivo Técnico ENAP Magallanes, 46.
- Herve, F., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *geologica acta* 6 43-53.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 107-123.
- Herve, F., Mpodozis, C., 2005. The western Patagonia terrane collage: new facts and some thought-provoking possibilities, Gondwana 12° Conference, Mendoza.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.
- Hervé, M., Suárez, M., Puig, A., 1984. The Patagonian batholith S of Tierra del Fuego, Chile: Timing and tectonic implications. *J. Geol. Soc.* 141, 909–917.
- Hrouda, F. The magnetite fabric of some massive and mylonitized granodiorites of the most northern part of the Brno massif. *Cas. Miner. Geol.* 16, 37-45.

- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surveys* 5, 37-82.
- Hrouda, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic susceptibility of quartzite. *Stud. Geod.* 30, 39-45.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics* 79, T63-T67.
- Kanamatsu, T., Herrero-Hervera, E., Taira, A., 2001. Magnetic fabrics of soft-sediments folded strata within a neogene accretionary complex, the Miura group, central Japan. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 333-343.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to Middle Proterozoic in North America? . *Geology* 17, 324-338.
- Khan, M. A., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and meamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 67, 2873-85.
- Klepeis, K., 1994a. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South Americian-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research* 99, 22.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C., Thomson, S., 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29.
- Klepeis, K.A., 1994b. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M., Dalziel, I.W.D., 1995.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 251-270.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56 degrees S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 731-748.
- L., S., Speranza, F., Winkler, A., Mattei, M., Funniciello, R., 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 105, 73-93.

- L., S., Winkler, A., 1999. Magnetic anisotropy of Plio-Pleistocene sediments from the Adriatic margin of the northern Apennines (Italy): implications for the time-space evolution of the stress field. *Tectonophysics* 311, 139-153.
- Larrasoana, J.C., Pueyo, E.L., Pares, J.M., 2004. An integrated AMS, structural, palaeo- and rock-magnetic study of Eocene marine marls from the Jaca-Pamplona basin (Pyrenees, N Spain); new insights into the timing of magnetic fabric acquisition in weakly deformed mudrocks. Geological Society, London, Special Publications 238, 127-143.
- Larson, R.L., 1991. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19, 963-966.
- Lister, G.S., Williams, P.F., 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *Journal of Structural Geology* 1, 283-297.
- Lodolo, E., 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22.
- Maffione, M., Pucci, S., Sagnotti, L., Speranza, F., 2011. Magnetic fabric of Pleistocene continental clays from the hanging-wall of an active low-angle normal fault (Altotiberina Fault, Italy). *International Journal of Earth Sciences* 101, 849-861.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., Palamarczuk, S., 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico Superior - Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. Simposio Paleógeno de América del Sur, Nañoz, C. (Ed.) 33, 7-16.
- Mattei, M., Funniciello, R., Kissel, C., 1995. Paleomagnetic and structural evidence for Neogene block rotations in the Central Apennines, Italy. *Journal of Geophysical Research* 100, 17863-17883.
- Menichetti, M., Lodolo, E., Tassone, A., 2008. Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt – Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta* 6, 19-42.
- Miller, C., Barton, M., Hanson, R., Fleming, T., 1994. An early cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 33-58.
- Mpodosis, C., Ramos, V.A., 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: Extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (4), 481 - 497.

- Mpodozis M, C., Rojas, L., 2006. Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: cierre de una "Cuenca Marginal" o colisión intracontinental?, 11° Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, pp. 283-286.
- Mukasa, S.B., Dalziel, I.W.D., 1996. Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U-Pb and muscovite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland. *Journal of South American Earth Sciences* 9, 349-365.
- Nagata, T., 1961. *Rock Magnetism*, 2nd edition ed, Tokyo.
- Nwachukwu, S. O., and Currie, J. B., 1975. Remanent magnetization and magnetic susceptibilities from the uncertainties in experimental measurements. *Tellus*, 24. 65-71.
- Nye, J. F., 1957. *Physical Properties of Crystals*, Clarendon Press, Oxford, 322 p.
- Oliva-Urcia, B., Rahl, J.M., Schleicher, A.M., Parés, J.M., 2010. Correlation between the anisotropy of the magnetic susceptibility, strain and X-ray Texture Goniometry in phyllites from Crete, Greece. *Tectonophysics* 486, 120-131.
- Olivero, E.B., Malumian, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6, 5-18.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *J. South Am. Earth Sci.* 14, 175–188.
- Owens, W. H., 1974. Mathematical model studies on factors affecting the magnetic anisotropy of deformed rocks. *Tectonophysics*, 24, 115-31.
- Owens, W. H., and Rutter, E. H., 1978. The development of magnetic susceptibility anisotropy through crystallographic preferred orientation in a calcite rock. *Phys. Earth Planet. Ints.*, 16, 215-22.
- Pankhurst, M.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81, 113-136.
- Pankhurst, M.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 605-625.

Pankhurst, R.J., Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 23-36.

Panza, J.L., 1995. Hoja Geológica 4969-I-II, Bahía Laura, escala 1: 250.000, Provincia de Santa Cruz, in: Geológico, D.N.d.S. (Ed.), Buenos Aires, pp. 1-84.

Parés, J.M., 2004. How deformed are weakly deformed mudrocks? Insights from magnetic anisotropy. *Geological Society, London, Special Publications* 238, 191-203.

Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. *Tectonophysics* 350, 283-298.

Parés, J.M., van der Pluijm, B.A., 2003. Magnetic fabrics and strain in pencil structures of the Knobs Formation, Valley and Ridge Province, US Appalachians. *Journal of Structural Geology* 25, 1349-1358.

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.

Pedrazzini, M., Cagnolatti, M.J., 2002. Los reservorios de la Formación Springhill en el territorio continental, in: Schiuma, Hinterwimmer, Vergani, G. (Eds.), Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas de la Argentina, pp. 49-74.

Poblete, F., Arriagada, C., Roperch, P., Espinoza, M., Astudillo, N., 2011. Evidencias paleomagnéticas de rotaciones antihorarias en Península Hardy e Isla Navarino: implicancias para las conexiones entre Patagonia y Península Antártica *Latinmag Letters*, Tandil, Argentina, pp. 1-6.

Pueyo Anchuela, Ó., Imaz, A.G., Juan, A.P., Lloréns, J.F.I., 2011. Acquisition and blocking of magnetic fabrics in synsedimentary structures, Eocene Pyrenees, Spain. *Geophysical Journal International* 186, 1015-1028.

Ramos, V.A., 1984. La Patagonia: ¿ un continente paleozoico a la deriva ?, IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, pp. 311-328.

Ramos, V.A., Keppie, J.D., 1999. Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: *Geological Society of America Special Paper*. Geological Society of America Special Paper 336, 276.

Rapalini, A.E., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *geologica acta* 5 (4), 287-294.

Rapalini, A.E., Cerredo, M.E., Tassone, A., Lippai, H., 2005. Estudio de magnetofábrica y microestructuras a través de los Andes de Tierra del Fuego Congreso Geológico Argentino, La Plata, p. 8.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J.A., Baldo, E.G., Casquet, C.y.G., C., 2008. Revisiting accretionary history and magma sources in the Southern Andes: Time variation of "typical Andean granites", 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008), pp. 427-430.

Rees, A- I., 1966. The effect of depositional slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands. *J. Geol.*, 74, 856-67.

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.

Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of rocks matrix related to magnetic fabrics studies. *Journal of Structural Geology* 9, 1015-1020.

Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1993. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 30, A154.

Rojas, L., Harambour, S., Robertson, R., Castelli, J.C., 1993. Geología, geofísica y delimitación de prospectos Bloque Lago Blanco. Empresa Nacional de Petróleo, Informe Técnico (Unpublished), 146.

Sagnotti, L., Faccenna, C., Funniciello, R., Mattei, M., 1994. Magnetic fabric and structural setting of Plio-Pleistocene clayey units in an extensional regime: the Tyrrhenian margin of central Italy. *Journal of Structural Geology* 16, 1243-1257.

Sanchez, A., Pavlishina, P., Godoy, E., Herve, F., Fanning, C.M., 2010. On the presence of Upper Paleocene rocks in the foreland succession at Cabo Nariz, Tierra del Fuego, Chile: geology and new palynological and U-Pb data. *Andean Geology* 37 (2), 413-432.

Servicio Nacional de Geología y Minería, 2003. Carta Geológica de Chile.

Shwertner, W. M., 1976. Remanent magnetization and magnetic susceptibility anisotropy measurements in Lac du Mille Lacs area of northwestern Ontario-Discussion. *Can. J. Earth Sci.*, 13, 493-4.

Sintubin, M., 1994. Clay fabrics in relation to the burial history of shales. *Sedimentology* 41, 1161-1169.

Stacey, F.D., 1960. Magnetic anisotropy of igneous rocks. *Journal of Geophysical Research* 65, 42.

Stacey, F.D., 1966. Koenigsberger ratio and the nature of thermoremanence in igneous rocks. *Earth and planetary science letters*, vol. 2, 67-28

Stern, C.R., de Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development on oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin, in: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 1-19.

Stern, C.R., De Wit, M.J., Lawrence, J.R., 1976. Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering, and magnetism. *Journal of Geophysical Research* 81,23, 4370-4380.

Stern, C.R., Elthon, D., 1979. Vertical variations in the effects of hydrothermal metamorphism in Chilean ophiolites: their implications of ocean floor metamorphism. *Tectonophysics* 55, 179-213.

Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A., 1996. *Weddell Sea tectonics and Gondwana break-up*. Geological Society, London.

Suárez, M., 1977. Aspectos geoquímicos del Complejo Ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del sur de Chile. *Revista Geológica de Chile* 4, 15-53.

Suárez, M., 1978. Geología del área al sur del Canal Beagle: región Magallanes y Antártica Chilena, escala 1:500.000. IIG. *Carta Geológica de Chile* n.36, 48 p., il., 41 mapa, Santiago.

Suárez, M., Hervé, M., Puig, A., 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes: XII Región, escala 1:250000. IIG. n.65, 106 p, il.,101 mapa.

Suárez, M., Pettigrew, T.H., 1976. An upper Mesozoic island arc backarc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol. Mag.* 113, 305–328.

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London.

Thomson, S.N., Hervé, F., 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile (42-52°S). *Revista Geológica de Chile* 29, 255-271.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of Northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends, in: McKenzie, G.D. (Ed.), *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics*. . American Geophysical Union, *Geophysical Monograph*, pp. 271-286.

- Voigt, W., y Kinoshita, S. 1907. Bestimmung absoluter Werte von Magnetisierungszahlen, insbesondere für Kristalle. *Ann. Phys.*, 24, 492-514.
- Von Gossen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina). Implications for a Patagonia Plate. *Tectonics* 22, 5/1-5/33.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 98-111.
- Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, 1231-1236.
- Zapletal, K., 1990. Low-field susceptibility anisotropy of some biotite crystals. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 63. 1-2.
- Zhou, Y., Zhou, P., Wu, S.M., Shi, X.B., Zhang, J.J., 2002. Magnetic fabric study across the Ailao Shan-Red River shear zone. *Tectonophysics* 346, 137-150.

## ANEXO A: MARCO TEÓRICO

### I.- Introducción

La fábrica magnética es una de numerosas técnicas que pueden ser utilizadas para medir la petrofábrica de rocas, pudiéndose determinar el origen y la evolución estructural de ellas. Sin embargo, su rapidez, precisión, costo y rango de aplicabilidad hacen de ésta una técnica única.

El principio fundamental para la determinación de una fábrica magnética es el uso de la Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) de una roca y el estudio de su elipsoide. Sin embargo, una serie de conceptos y definiciones básicas son necesarias previamente para su entendimiento, las cuales son presentadas a continuación.

### II.- Magnetización:

#### II.1.- Momento magnético:

El momento magnético se define para un par de cargas magnéticas de magnitud  $m$  separadas una distancia infinitesimal  $I$ , o para la circulación de una corriente  $I$  en una circunferencia de área  $A$  igual a  $\pi R^2$ , con  $R$  igual al radio de la circunferencia recorrida. Así, se tiene que para las cargas puntuales el momento magnético corresponde a  $M=ml$  mientras que para cargas en un *loop* obedece de forma  $M=IA n$  (Figura II.1.1).

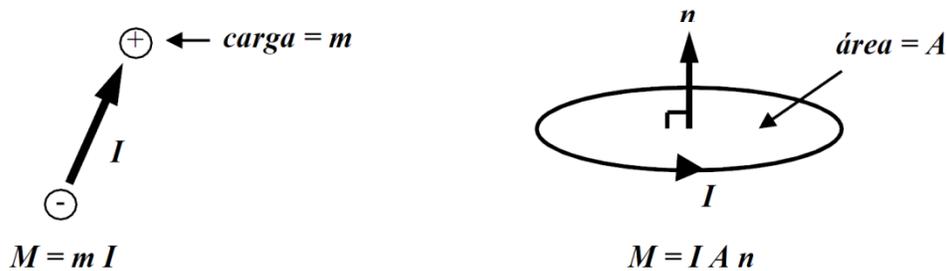


Figura II.1.1: (Izquierda) Momento magnético para dos cargas puntuales estáticas. (Derecha) Momento magnético para una corriente  $I$  circulando en trayectoria circular.

#### II.2.- Intensidad de magnetización (J):

La intensidad de magnetización se define como el momento bipolar magnético por unidad de volumen. Existen dos tipos de magnetización: (1) La *magnetización inducida*, que corresponde a la obtenida por la roca por efecto del campo magnético actual  $H$ , (2) y la *magnetización remanente*, ésta última relacionada a los campos que afectaron a la roca a lo largo del tiempo geológico.

$$J = \frac{M}{V} = \frac{\sum_i M_i}{V}$$

### II.3.- Campo magnético (H):

El campo magnético es proporcional a la fuerza de la corriente  $I$  por área. Para una corriente girando en una circunferencia la magnitud de  $H$  viene dada por la ley de Ampere:

$$H=I/2\pi R$$

### II.4. Materiales Magnéticos:

Las propiedades magnéticas son producidas por el movimiento de partículas eléctricamente cargadas. De esta manera un electrón posee una magnetización asociada a su giro axial (*spin*) y otra a su movimiento orbital alrededor del núcleo. Así, cualquier sustancia sobre la temperatura del cero absoluto ( $0K$ ) posee propiedades magnéticas.

- Diamagnetismo:

Cuando un campo magnético se aplica a una sustancia que posee sus orbitales exteriores completos los *spins* eléctricos se alinean y producen una magnetización en el sentido opuesto al campo aplicado, la cual se pierde tan pronto el campo magnético es retirado. A este tipo de materiales se les denomina diamagnéticos, presentan además una intensidad magnética baja y una susceptibilidad magnética negativa del orden de  $-10^{-5}$  (SI) para minerales de roca típicos. Su curva de histéresis se grafica en la Figura II.4.1a.

- Paramagnetismo:

Todas las demás sustancias que no poseen sus orbitales completos son descritas como paramagnéticas. Cuando un campo magnético externo es aplicado, estos materiales se alinean para dar un momento magnético con la misma dirección del campo aplicado. Al igual que los materiales diamagnéticos la dirección de alineamiento desaparece una vez que el campo es retirado. Sus valores de susceptibilidad magnética son positivos y se extienden varios órdenes de magnitud, principalmente entre  $10^{-2}$  a  $10^{-4}$  (SI). Su curva de histéresis se grafica en la Figura II.4.1b.

-Ferromagnetismo:

El ferromagnetismo ocurre en elementos de la primera serie de transición (en general Fe, Ni y Co), donde el *spin* de los electrones es acoplado de tal manera que se alinea incluso al ser retirado un campo de magnetización externo. Sustancias de este tipo se denominan ferromagnéticas y poseen valores de susceptibilidad varios órdenes mayores que las sustancias paramagnéticas frente al mismo campo magnético aplicado, en general, mayores a  $10^{-3}$  (SI). Su curva de histéresis se grafica en la Figura II.4.1c.

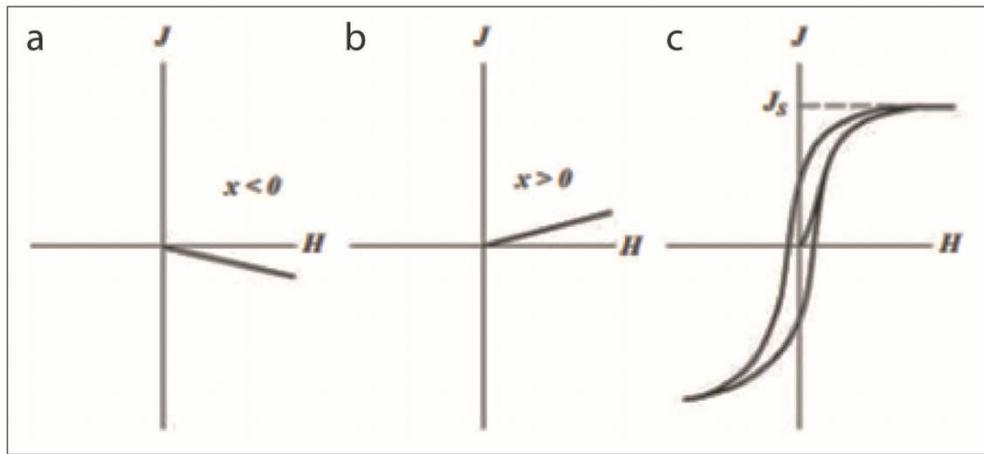


Figura II.4.1: Curva de histéresis para los distintos materiales (Butler, 1992). a) diamagnéticos. b) paramagnéticos. c) ferromagnéticos.

El alineamiento de los *spins* en dirección paralela al momento magnético de un campo magnético no se produce de la misma manera en todos los materiales ferromagnéticos. Así, se distinguen tres tipos de sustancias ferromagnéticas (Figura II.4.2).

- Ferromagnéticos: Los momentos magnéticos se alinean paralelos y en la misma dirección y sentido.
- Antiferromagnéticos: Los momentos magnéticos de estas sustancias se alinean alternadamente en sentido opuesto por lo que la magnetización resultante es cero.
- Ferrimagnéticos: Los momentos magnéticos de estas sustancias se alinean alternadamente en sentido opuesto pero las magnitudes de los momentos magnéticos no es la misma por lo que la resultante es distinta de cero.

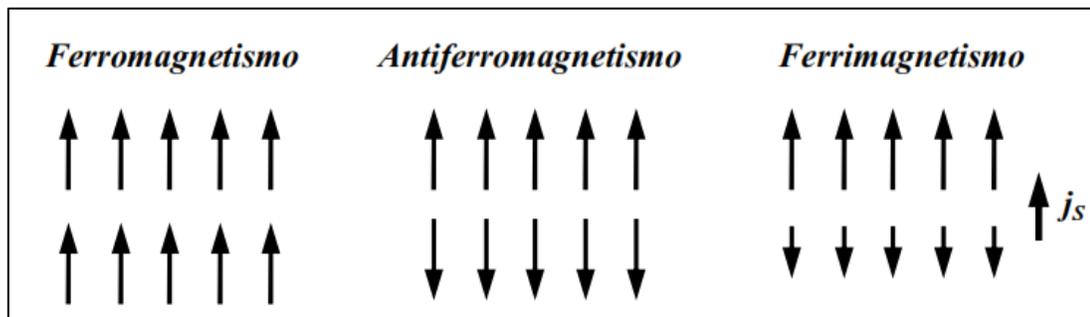


Figura II.4.2: Alineamiento de los *spins* magnéticos de los distintos tipos de materiales que presentan ferromagnetismo (Butler, 1992).

### III.- Anisotropía de Susceptibilidad Magnética:

#### III.1 Conceptos generales:

Como hemos visto, al ser aplicado un campo magnético (H) a cualquier sustancia que se encuentre a una temperatura mayor al cero absoluto (0K) se genera un campo magnético inducido (M) de determinada magnitud y dirección dependiente de las características electrónicas del material en cuestión. De esta manera, la magnitud de la magnetización inducida se puede relacionar directamente con la magnitud del campo magnético aplicado (H), siendo la constante de proporcionalidad conocida como susceptibilidad magnética (K). Así, la magnetización M es dada por:

$$M = KH = K B/\mu_0$$

donde M es el momento de dipolo magnético por volumen (en A/m), H es la magnitud del campo magnético aplicado (A/m), B es el campo magnético medido en Tesla y  $\mu_0$  es la permeabilidad del vacío ( $4\pi \times 10^{-7}$  henry/m).

Sin embargo, la mayoría de los materiales presenta una heterogeneidad en la adquisición del campo magnético inducido (M) dependiente de la dirección en que se aplique el campo magnético H, lo que implica que la susceptibilidad magnética es dependiente de esta dirección. A este fenómeno se le denomina Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM).

En un medio anisotrópico, la magnetización inducida se puede generalizar en la siguiente expresión:

$$M = K_{ij} H_j$$

Donde  $K_{ij}$  es el tensor de segundo orden de la susceptibilidad. Este tensor es simétrico y se puede caracterizar por 6 constantes que corresponden a las componentes del tensor, donde se definen 3 ejes perpendiculares entre sí, correspondientes a las direcciones de valores máximos, intermedios y mínimos de susceptibilidad ( $K_{max}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{min}$ , respectivamente), expresándose matemáticamente de la siguiente forma:

$$k_a x_1^2 + k_b x_2^2 + k_c x_3^2 = 1$$

donde  $X_1$ ,  $X_2$  y  $X_3$  corresponden a las direcciones principales que definen los ejes de  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{min}$ .

Por otro lado, la magnitud promedio de susceptibilidad magnética para un volumen conocido de una muestra se conoce como  $K_{bulk}$  y corresponde al promedio aritmético de las magnitudes de  $K_{max}$ ,  $K_{int}$  y  $K_{min}$ .

$$k_{bulk} = k_{mean} = \frac{k_{max} + k_{int} + k_{min}}{3}$$

### III. 2- Tipos de anisotropía de Anisotropías de Susceptibilidad Magnética:

La anisotropía de susceptibilidad magnética depende de dos factores: la anisotropía de las partículas mismas y el grado de su alineamiento.

#### III.2.1 Anisotropía intrínseca:

Asimismo, la anisotropía de las partículas individuales comprende dos componentes: la anisotropía cristalina y la anisotropía de forma.

- Anisotropía cristalina:

Proviene de la acción de las fuerzas del retículo cristalográfico sobre la configuración del spin electrónico, mediante la cual, para un cristal dado, el spin electrónico se alinea más fácilmente en determinadas direcciones, en función de obtener la mayor magnetización adquirida. Los ejes o planos que maximizan la magnetización se denominan eje preferencial o plano preferencial.

- Anisotropía de forma:

El alineamiento del spin electrónico por un campo magnético aplicado genera polos magnéticos norte y sur en las superficies opuestas de cada grano como fuerzas magnetoestáticas. Así, en granos no simétricos estas fuerzas se reducen cuando los polos magnéticos se encuentran lo más distanciados posibles. De esta manera, la magnetización inducida es orientada preferencialmente a lo largo de los ejes más alargados de los granos con tal de minimizar las fuerzas magnetoestáticas. En la magnetita por ejemplo, la anisotropía cristalográfica es débil y la anisotropía de forma es completamente dominante, mientras que en otros óxidos de hierro como la hematita, la anisotropía cristalográfica es dominante.

La anisotropía de una roca es maximizada cuando tanto la anisotropía cristalina como la anisotropía de forma son maximizadas. Sin embargo, es importante señalar que no existe ningún método de medida bajo el cual se pueda precisar la contribución relativa de estos dos factores, así una roca con minerales débilmente alineados pero con una gran anisotropía cristalina intrínseca exhibe una anisotropía magnética similar a otra roca con gran alineación de sus minerales. Considerar esto es fundamental para cualquier interpretación geológica. Además, la anisotropía de un grano ferromagnético difiere radicalmente si este es de dominio simple o multidominio.

#### III.2.2 Anisotropía extrínseca:

Además de los factores propios del mineral que ayudan a maximizar a la anisotropía magnética, el alineamiento propio de los minerales en la roca debido a procesos primarios (sedimentación, flujo magmático, etc) o secundarios (estrés tectónico) contribuye a la anisotropía de susceptibilidad magnética.

### III.3 Análisis estadístico:

#### III.3.1 Elipsoide de susceptibilidad magnética:

Como ya mencionamos la susceptibilidad magnética se expresa como un tensor de segundo orden, sin embargo la formulación matemática de este tensor no es directamente útil en la interpretación geológica o geofísica de la ASM. La anisotropía puede ser entendida más visualmente en función de un elipsoide en el cual la mayor intensidad de magnetización se represente por la dirección del el eje mayor (K1), la intensidad intermedia sea el eje intermedio (K2) y la menor intensidad magnética corresponda a la dirección del eje menor (K3). La figura III.3.1.1 muestra el elipsoide de susceptibilidad (a la derecha) y su proyección sobre una red estereográfica equiareal (a la izquierda).

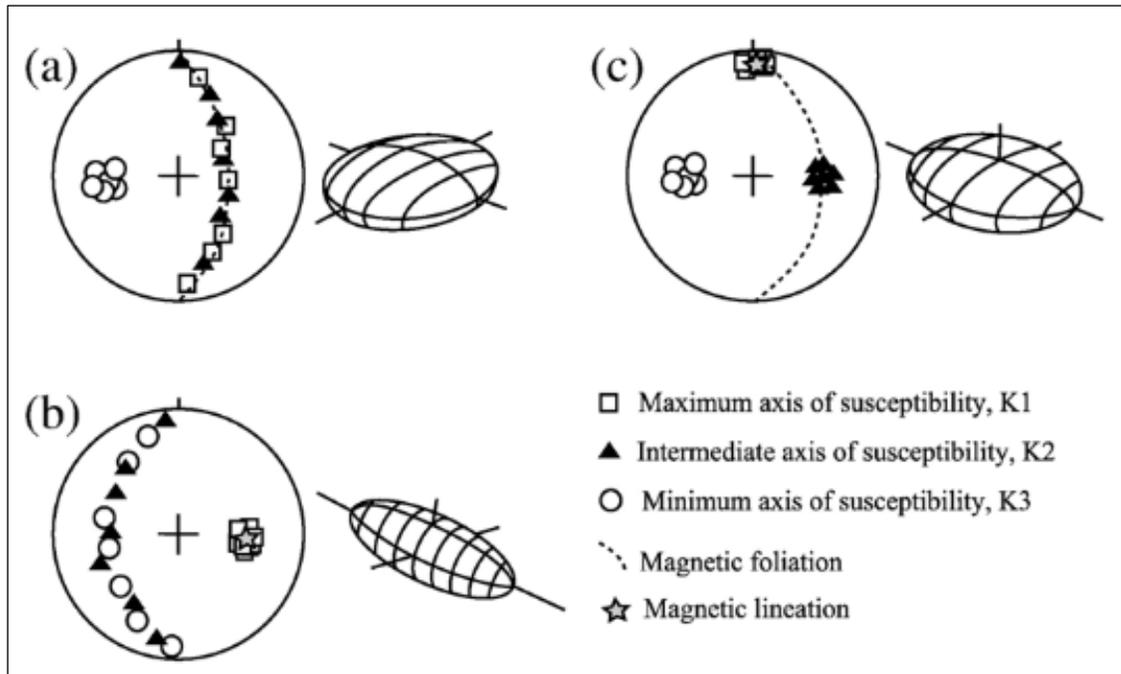


Figura III.3.1.1: a) Elipsoide uniaxial planar. b) Elipsoide uniaxial lineal. c) Elipsoide triaxial. La simbología adjunta detalla la relación de los ejes (Robion *et al.*, 2007).

#### III.3.2 Parámetros de la magnitud de la anisotropía y forma del elipsoide:

Numerosos parámetros han sido definidos para la cuantificación de la magnitud de la anisotropía y para la definición de la forma del elipsoide. La mayoría son útiles si se restringen a un determinado número de muestras de propiedades similares para una misma área, pero la mayoría no están normalizados para comparaciones entre distintas litologías, o incluso distintas localidades por cuanto mucho cuidado debe ponerse en su interpretación como petrofábrica.

En la tabla III.3.2.1 se muestran un gran número de parámetros recomendados por numerosos autores en un intento por unificar un número restringido de parámetros para su uso en estudios de la anisotropía magnética (Nwachukwu y Currie, 1975; Scwerdtner, 1976; Flinn (1978).

Tabla III.3.2.1: Parámetros utilizados en la descripción de la magnitud de la anisotropía y la forma del elipsoide. Los parámetros recomendados para magnitud de la anisotropía es el parámetro  $P_j$  y para la forma del elipsoide el parámetro  $T$  de forma (Tarling y Hrouda, 1993).

Property/parameter	Equation	Reference
Magnitude of anisotropy		
Corrected anisotropy degree	$P_j = \exp \sqrt{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]}$ where $\eta_1 = \ln K_1; \eta_2 = \ln K_2; \eta_3 = \ln K_3; \eta_m = \sqrt[3]{\eta_1 \cdot \eta_2 \cdot \eta_3}$	Jelinek, 1981
Anisotropy degree ( $P_2$ )	$K_1/K_3$	Nagata, 1961
Absolute anisotropy	$(K_1 - K_3)/K_2$	Rees, 1966
Total anisotropy ( $H$ )	$(K_1 - K_3)/K_{mean}$	Owens, 1974
Lineation		
Lineation ( $P_1$ )	$K_1/K_2$	Balsley and Buddington, 1960
Magnetic lineation ( $L$ )	$(K_1 - K_2)/K_{mean}$	Khan, 1962
Lineation	$(K_1 + K_2)/2K_2$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Lineation degree	$2K_1/(K_2 + K_3)$	Hrouda <i>et al.</i> , 1971
Foliation		
Foliation ( $P_3$ )	$K_2/K_3$	Stacey <i>et al.</i> , 1960
Magnetic foliation ( $F$ )	$(K_2 - K_3)/K_{mean}$	Khan, 1962
Foliation	$(K_1 + K_2)/2K_3$	Balsley and Buddington, 1960
Degree foliation	$2K_2/(K_1 + K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Prolateness		
Prolateness	$(K_1 - K_2)/(K_2 - K_3)$	Khan, 1962
Prolateness	$(2K_1 - K_2 - K_3)/(K_2 - K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Oblateness		
Oblateness	$(K_2 - K_3)/(K_1 - K_2)$	Khan, 1962
Oblateness	$(K_1 + K_2 - 2K_3)/(K_1 - K_2)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Shape		
Shape parameter ( $T$ )	$(2\eta_2 - \eta_1 - \eta_3)/(\eta_1 - \eta_3)$	Jelinek, 1981
E-factor	$K_2^2/K_1K_3$	Hrouda <i>et al.</i> , 1971
Shape indicator	$(K_1K_3 - K_2K_3)/(K_1K_2 - K_1K_3)$	Stacey <i>et al.</i> , 1960
Ellipsoid shape	$(K_1 - K_2)(2K_1 - K_2 - K_3)/(K_2 - K_3)(K_1 + K_2 - 2K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980
Shape indicator	$(K_1K_3 - K_2^2)/(K_1K_2 - K_1K_3)$	Urrutia-Fucugauchi, 1980

### III.3.2.1 Magnitud de la anisotropía.

El **grado de anisotropía**, definido por Nagata (1961) es uno de los primeros y más usados parámetros para la magnitud de la anisotropía y está basado en la razón entre la susceptibilidad máxima y mínima:

$$P = P_2 = \frac{K_1}{K_3}$$

Sin embargo, debido a la gran sensibilidad en la variación de la susceptibilidad total, Owens (1974) propuso un nuevo parámetro conocido como el **grado de anisotropía normalizada**, expresada como:

$$H = \frac{K_1 - K_3}{K_{mean}}$$

Aunque estos dos parámetros son ampliamente utilizados, surgen algunos problemas con su uso a partir del amplio rango de susceptibilidades que pueden aparecer incluso dentro de la misma litología. De esta manera, se sugiere fuertemente el uso del **grado de anisotropía corregida**, propuesto por Jelinek (1981):

$$P_j = P' = \exp\sqrt{\{2[(\eta_1 - \eta_m)^2 + (\eta_2 - \eta_m)^2 + (\eta_3 - \eta_m)^2]\}}$$

Donde  $\eta_1 = \ln K_1$ ,  $\eta_2 = \ln K_2$ ,  $\eta_3 = \ln K_3$  y  $\eta_m = \eta_1 + \eta_2 + \eta_3/3$ . Este parámetro está basado en una distribución logarítmica de valores para la susceptibilidad. Además, incorpora las susceptibilidades intermedia y la principal, y no únicamente los valores máximos y mínimos de susceptibilidad como lo hace  $P_2$ .

### III.3.2.2 Forma del elipsoide de anisotropía.

La excentricidad del elipsoide puede ser expresada en diferentes formas. Los primeros parámetros que se definieron corresponden a la razón entre las susceptibilidades, de donde se obtuvieron la **lineación** (Balsey y Buddington, 1960):

$$P_1 = L = \frac{K_1}{K_2}$$

y la **foliación** (Stacey *et al.*, 1960):

$$P_3 = F = \frac{K_2}{K_3}$$

Al igual que con el grado de anisotropía, se han propuesto parámetros normalizados tanto para la lineación como para la foliación Khan (1962). De esta manera aparecen la “lineación normalizada” y la “foliación normalizada”:

$$L = \frac{K_1 - K_2}{K_{mean}}$$

$$F = \frac{K_2 - K_3}{K_{mean}}$$

Por lo tanto, dada las confusiones que pudiesen presentarse a partir de la terminología entre estos parámetros, es fuertemente recomendable indicar que tipo de parámetro se está usando a la hora de llevar a cabo un estudio de la petrofábrica.

Asimismo, existen otros parámetros que intentan dar una única medida de la excentricidad y la forma. En este sentido es ampliamente utilizado y recomendado el **parámetro de forma T**, propuesto por Jelinek (1981):

$$T = \frac{2(\eta_2 - \eta_3)}{(\eta_1 - \eta_3)} - 1$$

Elipsoides oblatos presentan un parámetro de forma positivo  $0 < T \leq 1$ , mientras que valores negativos,  $-1 \leq T < 0$ , corresponden a elipsoides prolados.

Por último, es importante señalar que existen ciertos gráficos que son capaces de resumir y expresar rápidamente la variación de la forma y la excentricidad del elipsoide de ASM. Dos de los más utilizados corresponden al diagrama  $P'$  versus  $T$ , que es especialmente útil en la interpretación de un cambio de la fábrica magnética asociada a un mayor alineamiento de los minerales, debido por ejemplo, a un estrés tectónico (Figura III.3.2.2.1a), además del diagrama de Flinn que también nos muestra la variación de la excentricidad y la forma del elipsoide en función de cómo varían la lineación magnética y la foliación magnética (Figura III.3.2.2.1b)

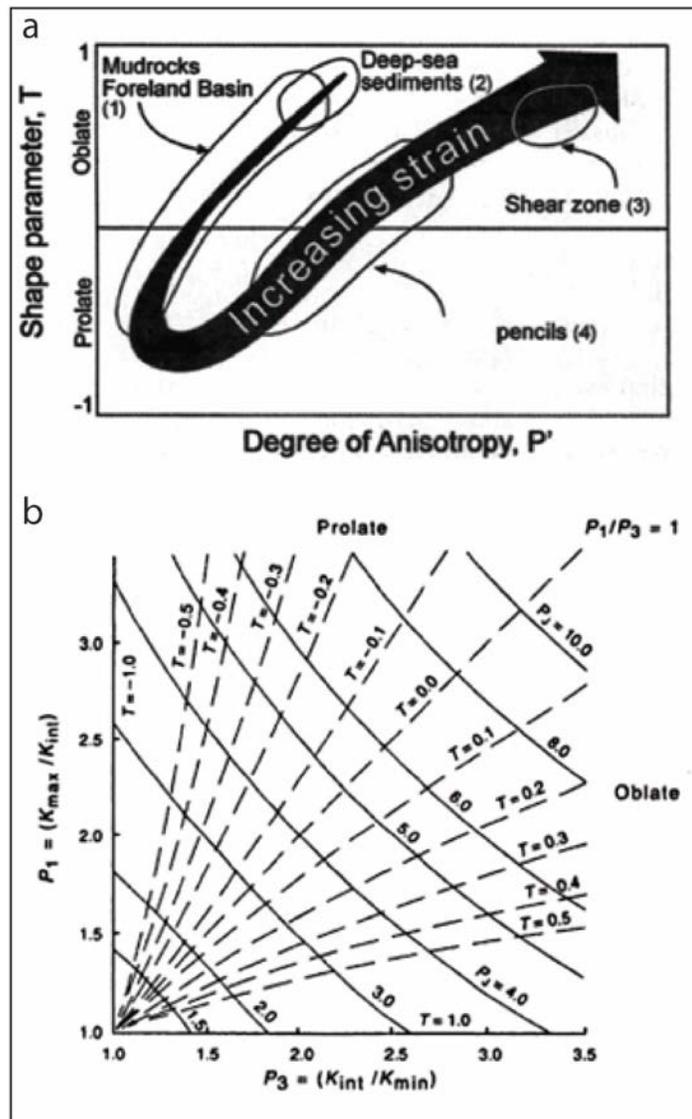


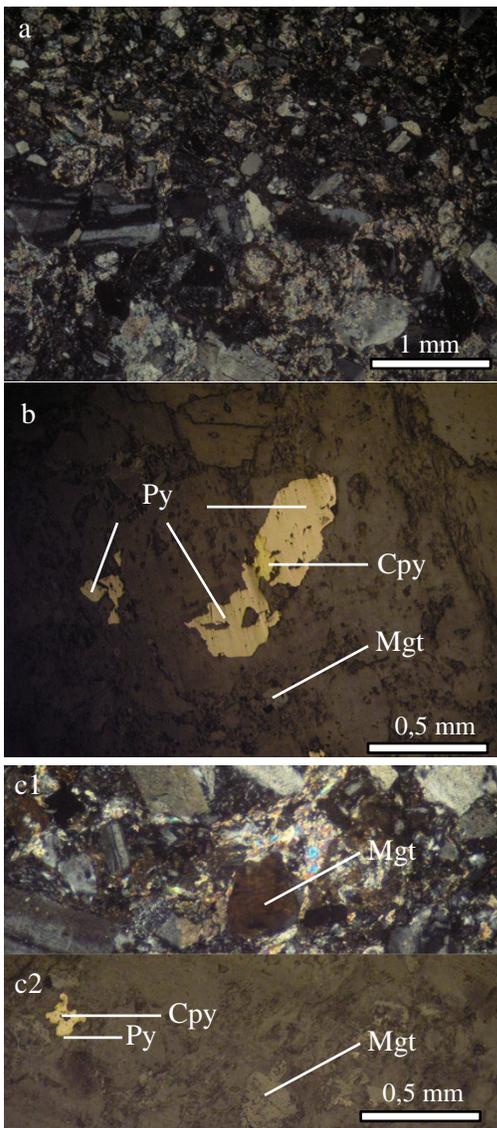
Figura III.3.2.2.1: a) Diagrama  $P'$  versus  $T$ , se marca el trend en la progresión tectónica de sedimentos sometidos a un esfuerzo compresivo (Pares, 2004). b) Diagrama de Flinn mostrando la variación de los parámetros  $T$  y  $P_j$  en función de la Lineación (ordenada) y la Foliación (abscisa). Hacia la diagonal aumenta  $P_j$  (Tarling y Hrouda, 1993).

## ANEXO B: Descripción petrográfica

A continuación se presentan descripciones petrográficas desarrolladas a través de un microscopio óptico de muestras pertenecientes a los sitios que mejor representan la variación en el régimen de deformación. El propósito de estas descripciones es estudiar la mineralogía magnética y observar evidencias texturales del proceso de deformación en rocas pelíticas incorporadas tanto en la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (zona norte) como en secuencias sedimentarias e ígneas presentes en el dominio de deformación de escama gruesa (zona sur).

El trabajo descriptivo fue realizado en el Laboratorio de Microscopios del Departamento de Geología de la Universidad de Chile y en el Laboratorio de Geología y Mineralogía del Departamento de Ingeniería Civil en Minas de la Universidad de Santiago.

### Muestra 11TU-5111



Roca de gran fino, se distinguen dos poblaciones de tamaño (Figura 3a), una que varía entre 0,3 a 0,8 mm (60%) y otra que varía entre 0,05 a 0,2 mm (40%). En ambas poblaciones se distinguen granos de plagioclasas (40%), feldespato potásico (35%), cuarzo (15%) y fragmentos líticos (10%). Los granos se presentan angulosos y están fuertemente fracturados. La muestra presenta argilización, las plagioclasas y el feldespato potásico presentan sericita, también se observa clorita y menor calcita.

Se distingue un 3% de minerales opacos (Figura 3b), los cuales corresponden mayoritariamente a pirita, la cual se presenta diseminada en cristales subhedrales a anhedrales y de tamaños que varían de 0,003 a 1,3 mm. Se observan cristales anhedrales de calcopirita, la cual se presenta diseminada en granos que varían de 0,002 a 0,6 mm.

También se distinguen granos de magnetita cuyo tamaño varía de 0,005 a 0,4 mm. En algunos casos los cristales de magnetita se observan hematizados (Figura 3c).

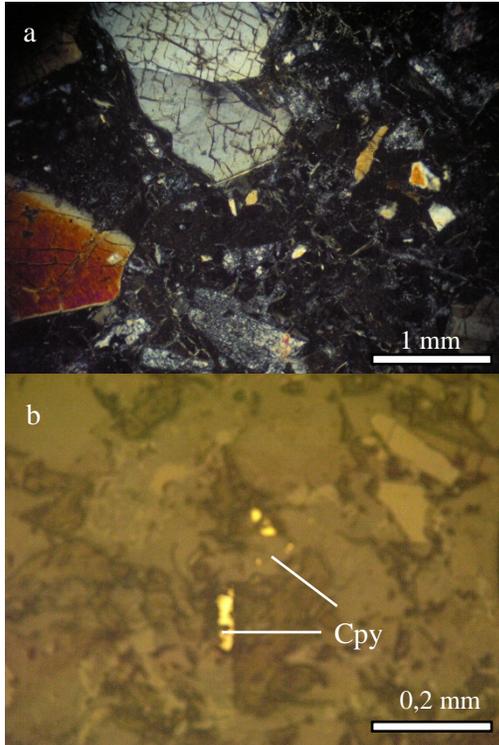
Figura 3. a) Variación en el tamaño de grano. Nícoles cruzados, b) Minerales Opacos. c1) Magnetita hematizada. Nícoles cruzados, c2) Magnetita Hematizada.

### Muestra 11TU-5107

Roca grano muy fino, tamaño máximo de grano es de 0,05 mm, contiene abundante material carbonoso que se presenta principalmente bandas y se observa sericita diseminada en la muestra.

Se distingue un 2% de minerales opacos que corresponden en su mayoría a pirita y en menor medida pirrotina, ambos se presentan diseminados.

### Muestra 11TU-5301

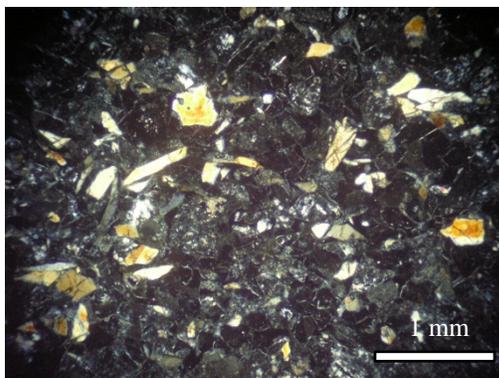


Se distingue una matriz fina (15%) de tamaño < 0,1mm y clastos de mayor tamaño (85%) que se pueden agrupar en dos poblaciones de tamaño (Figura 4a), la primera (60%) varía de 1 a 2,5 mm, predominan los cristales de plagioclasas, y en menor medida de clinopiroxenos y ortopiroxenos, la segunda población (40%) varía de 0,2 a 0,5 mm donde predominan los piroxenos. Los granos son angulosos y se encuentran fuertemente fracturados. Se observa sericita alterando selectivamente a las plagioclasas. Tanto la matriz como algunos piroxenos presentan cloritización.

Se distingue un 3% de minerales opacos que corresponden principalmente a calcopirita (Figura 4b) y en menor medida a pirita, ambos tamaño de grano varían entre 0,01 a 0,08 mm. También se observa menor magnetita de tamaño de grano promedio de 0,02 mm.

Figura 4. a) Matriz y cristales. Nicoles cruzados, b) Minerales opacos, calcopirita.

### Muestra 11TU-5310



Muestra bastante similar a la anterior pero de grano más fino el cual varía entre 0,02 a 0,5 mm (Figura 5), presenta principalmente clinopiroxenos.

Se observa un 3% de minerales opacos que corresponden principalmente a pirita, la cual se presenta diseminada en granos muy pequeños que varían de 0,002 a 0,01 mm, también se observa magnetita diseminada con un tamaño de grano promedio de 0,01 mm.

Figura 5. Cristales de clinopiroxenos. Nicoles cruzados.

### Muestra 11TU-33

Roca de grano fino, el tamaño de grano varía desde 0,01 a 0,2 mm. Principalmente se distinguen granos de cuarzo y plagioclasa, ambos subredondeados, también se observa a la presencia de sericita preferentemente en los granos más finos. La muestra evidencia planos de foliación, aparte se observan vetillas de cuarzo y fracturas que presentan oxidación.

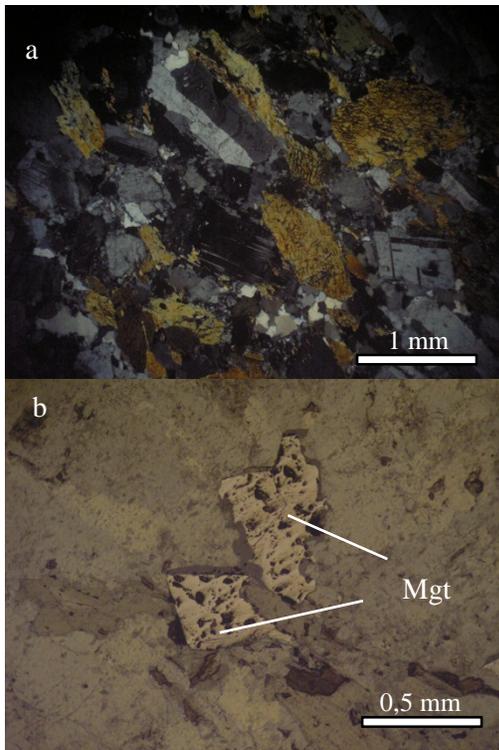
Se distingue un 1% de minerales opacos diseminados en la muestra.

### Muestra 11TU-54

Roca de textura afanítica que presenta mayoritariamente cristales de plagioclasa (95%) de tamaño máximo de 1 mm, la matriz se encuentra argilizada (posiblemente esmectita), se observa la asociación mineralógica clorita-epidota en los bordes de cristales. Se reconoce vetilleo de cuarzo policristalino.

Se distingue un 2% de minerales opacos, se reconoce mayoritariamente pirita y calcopirita de tamaño promedio 0,5 mm, en menor medida se observan cristales de pirrotina cuyo tamaño máximo es de 1,5 mm

### Muestra 11TU-64

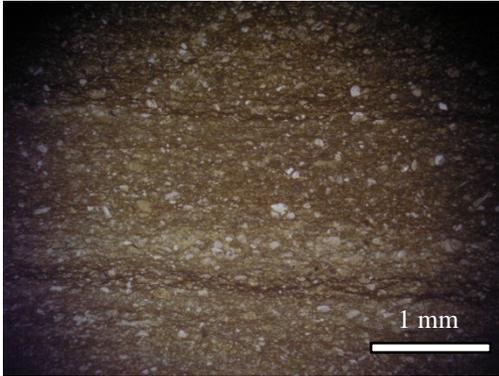


Roca de textura fanerítica (Figura 6a) que presenta cristales de plagioclasa (50%) de tamaño de grano que varía de 0,5 a 2,5mm, anfíbolos (30%) cuyo tamaño varía de 0,1 a 3 mm, cristales de cuarzo que crecen en intersticios (15%) de tamaño de grano que varía de 0,02 a 1 mm y en menor medida se observa biotita (5%) en cristales de tamaño promedio de 0,5 mm. Las anfíbolos se encuentran orientadas (Figura 6a).

Se distingue un 4% de minerales opacos, donde predomina la magnetita (Figura 6b) que se presenta en cristales de tamaño de 0,05 a 0,6 mm, se observa martitización en la muestra.

Figura 6. a) Textura fanerítica, los cristales de anfíbola se presentan orientados. Nícoles cruzados, b) Magnetita hematitizada.

### Muestra 11TU-2703



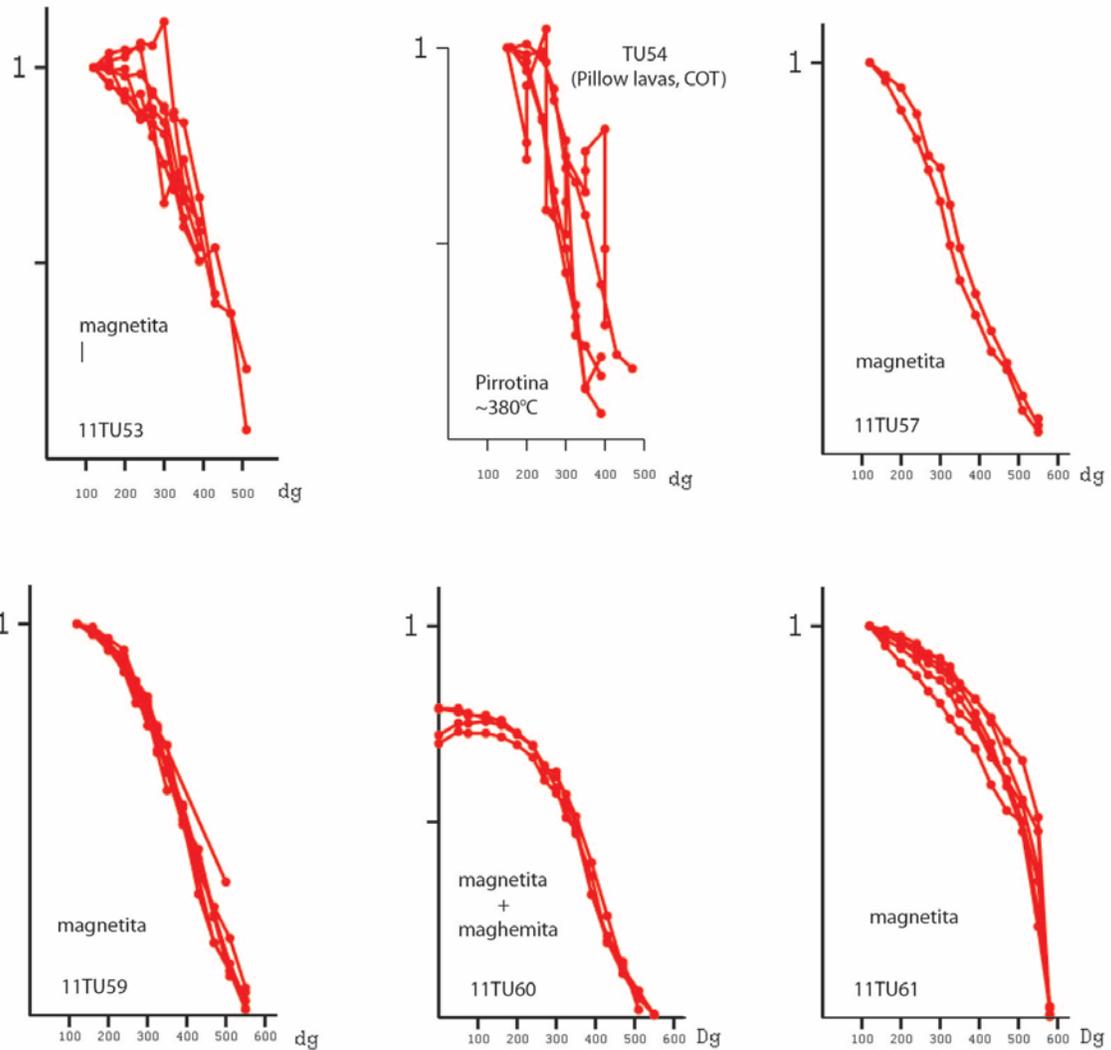
Roca grano muy fino, se aprecian principalmente cristales angulosos y subredondeados de plagioclasa y cuarzo, el tamaño de grano varía desde 0,01 a 0,2 mm.

Se distingue un 1% de minerales opacos.

Figura 7. Limolita donde se aprecia la dirección de lineamiento de los minerales. Nicoles cruzados.

## ANEXO C: Curvas de demagnetización

### Demagnetización termal



# Demagnetización por campo alterno

