



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

**ESTUDIO PRELIMINAR DE PALEOMAGNETISMO Y ANISOTROPÍA  
DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN LA ZONA OESTE DE ISLA  
NAVARINO (55°S)**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

**ROBERTO IGNACIO DEL CARMEN GONZÁLEZ VIDAL**

PROFESOR GUÍA:

**FERNANDO POBLETE GÓMEZ**

PROFESOR CO-GUÍA:

**MATÍAS PEÑA GÓMEZ**

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

**JOAQUÍN BASTÍAS SILVA**

**FELIPE TAPIA SILVA**

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto de instalación académica "Evolución tectónica y paleogeográfica de Isla Navarino" de la Universidad de Chile, otorgado a F.P., y el proyecto "IR Geología Básica y Aplicada de la parte Occidental de Isla Navarino" del Servicio Nacional de Geología y Minería.

SANTIAGO DE CHILE

2023

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR  
AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**POR: ROBERTO IGNACIO GONZÁLEZ VIDAL**

**FECHA: 2023**

**PROF. GUÍA: FERNANDO POBLETE GÓMEZ**

**ESTUDIO PRELIMINAR DE PALEOMAGNETISMO Y ANISOTROPÍA DE  
SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA EN LA ZONA OESTE DE ISLA NAVARINO (55°S)**

La Isla Navarino (55°S) se encuentra ubicada en la zona austral de Sudamérica, formando parte de la denominada Curvatura Patagónica. En ella afloran principalmente rocas del Jurásico Superior y el Cretácico Superior, cuyo interés geológico radica en su estrecha relación con el desarrollo e inversión de la Cuenca de Rocas Verdes, dada por la presencia de secuencias turbidíticas de amplia extensión en la isla (Fm. Yahgán) sobreyaciendo rocas volcánicas con afinidad oceánica, interpretadas como secuencias pseudoofiolíticas obductadas (Complejo Ofiolítico Tortuga).

Estudios previos se han enfocado, entre otros aspectos, en determinar el origen de la Curvatura Patagónica, así como su relación con el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, la fragmentación de Gondwana y la evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Antártica. Los datos de paleomagnetismo y anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) son una poderosa herramienta para determinar si esta unidad fisiográfica corresponde a un oroclino, a una morfología primaria, o bien a una mixtura de dichos modelos. Con esa premisa en consideración, el presente trabajo busca analizar el patrón de rotaciones en rocas ígneas cretácicas de Isla Navarino y evaluar su consistencia con la hipótesis de flexura oroclinal para la Curvatura Patagónica.

Se hicieron 159 perforaciones, obteniendo un total de 18 sitios de muestreo entre las rocas del Cretácico Inferior de la zona suroeste (sector Bahía Douglas) y las del Cretácico Superior en el sector noroeste (sector Estancia Santa Rosa) de la isla. Las rocas intrusivas de Estancia Santa Rosa presentan declinaciones magnéticas de ~30° hacia el oeste y una fábrica magnética concordante con su foliación magmática. En Bahía Douglas, la declinación magnética es de mayor magnitud, de 90° a 120° hacia el oeste, y la fábrica magnética, de dirección E-W, se correlaciona con los datos y lineamientos estructurales presentes en dicho sector. Experimentos de laboratorio sólo permiten hacer una aproximación preliminar a los minerales portadores de la magnetización, y sugieren que estos corresponderían a magnetita en intrusivos de Estancia Santa Rosa y una combinación de pirrotina con titanomagnetita rica en Ti para el resto de las muestras estudiadas, principalmente rocas volcánicas de afinidad oceánica (lavas y pillow lavas del Complejo Ofiolítico Tortuga).

Estos datos, integrados con los de trabajos previos aledaños a la zona de estudio, son interpretados como un patrón de rotaciones progresivo que afectó al bloque continental de Navarino entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío. Este patrón resulta consistente con el modelo de flexura oroclinal para la porción occidental de la Curvatura Patagónica. Dicha flexura se habría desarrollado en concomitancia con el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

*A Gabriela Peralta Gac.*

Cuando con doce años te pregunté 'Yaya, ¿cuál es tu sueño?' —¡ver a mi niño titularse!— me respondiste, con anhelada certeza. Me parece justo que hoy, doce años después, el trabajo que significa la culminación de este proceso sea dedicado a tu memoria.

## AGRADECIMIENTOS

Quisiera comenzar agradeciendo a mi familia; A mi papá y mi mamá, Marcelo y Eugenia, tengo tanto que agradecerles que no bastarán estas líneas. Gracias su amor incondicional, por todo su esfuerzo y por todo lo que me han enseñado. Han sido los mejores maestros que me ha dado la vida. A mis hermanos (ya no tan) pequeños, Felipe y Fernando, por todos los buenos momentos que compartimos y porque alegraron mi mundo con su llegada. También a toda mi familia (tatas, primos, tíos...) por su constante preocupación y cariño.

Le agradezco ahora a los miembros de la comisión evaluadora de esta memoria de título. A Joaquín B. y a Felipe T., por sus comentarios, observaciones y discusiones que significaron un aporte sustancial en la elaboración de este manuscrito. A Matías P., mi co-guía, por su disposición a resolver mis dudas y atender mis inquietudes, así como por sus discusiones de paleomagnetismo y su participación en la toma de muestras.

Especialmente agradezco a mi profesor guía, Fernando Poblete, por llevarme con él a Navarino, donde me maravillé con esa tierra que alguna vez poblaron la mujer y el hombre yahgán. Fernando, gracias por esta oportunidad, por tu cercanía y tu confianza, así como por introducirme en el entretenido (y desafiante) mundo del paleomagnetismo. Gracias por la paciencia para guiarme en este proceso, desde el uso de los equipos de laboratorio, hasta entender e interpretar los patrones con los que la Tierra nos cuenta su historia.

Mis agradecimientos a los geólogos del SERNAGEOMIN; Esteban Salazar (Chala), Paul Duhart y Ricardo Velásquez (Ricky), con quienes tuve la suerte de compartir en terreno (agréguese Fernando, Matías y Joaquín). Gracias por permitirme aprender de ustedes y, sobre todo, por la simpatía con que me integraron al grupo. Agradecimientos especiales a Ricky por su buena disposición para facilitar datos e insumos bibliográficos. A Matías, también gracias por compartir tu carpa, y perdón por la misma.

A Ceci (Camping El Padrino) y la gente de Puerto Williams, por la hospitalidad y buena onda con que nos recibió. También a la tripulación del PSG-73 “Aspirante Isaza”, por su apoyo logístico en el traslado hacia el sur de la isla.

A Ítalo Payacán, por sus discusiones en torno a las interpretaciones del AMS, nuestras breves conversaciones fueron de gran ayuda para clarificar y ordenar las ideas al respecto.

A las y los funcionarios del Departamento de Geología, ya que ustedes y su labor son los cimientos en que se sostiene este edificio. En particular quiero agradecer a Rosita y a Mariela, por siempre estar dispuestas a ayudar con lo que necesitemos. También a Marco Vaccari (Vacca), entre otras cosas, por siempre levantarnos el ánimo en los terrenos con cada comida. A Blanca (Blanquis), por su constante apoyo logístico, sin el cual difícilmente podría estar hoy escribiendo estas líneas.

Quiero agradecer a mis profesores, a todos ellos. Si he llegado hasta aquí es porque he tenido el privilegio de aprender de la mano de gente que dedica su vida a transmitir el conocimiento con pasión y compromiso. Luz, Angélica, Alejandra, Óscar, Carolina, Luisa, Luis Felipe, Pablo, Andrés, Ruli, Jean, y tantos otros: les estoy eternamente agradecido.

A la organización estudiantil, en todos sus niveles, por aportarle un sentido único y alegre a parte de mi paso por la universidad. Me refiero en particular al Grupo Organizado de Teatro Beauchef, donde conocí gente muy especial y pasé muy buenos momentos, y a la gente del colectivo ConCiencia y Acción FCFM, por todo lo que aprendí con ustedes, por todo el trabajo, la motivación y compromiso que me enseñaron.

A mis amigas y amigos, ¡a todos ustedes! A los que veo poco y a los que veo mucho, a los de la infancia hasta los que he tenido la suerte de conocer en la U. A los que, por una u otra razón, ya no forman parte de mi vida y a los que hasta el día de hoy me acompañan. Uno es lo que es, en gran parte, gracias a las personas que lo rodean, y puedo decir que me siento contento de las personas con las que me he rodeado.

De las personas que me han acompañado en el último tiempo, hay una que merece el más profundo de mis agradecimientos, que ha sido mi amiga, mi confidente y mi compañera. Deborah, las palabras no me permitirán expresar lo importante que has sido para mí estos (casi cuatro) años. Has sido un apoyo incondicional, una fuente inagotable de inspiración y el cable a tierra que me hacían falta para llegar hasta aquí. Gracias por las aventuras, por la música que empecé a escuchar contigo, por las tardes de regaloneo y bueno, por tantas otras cosas que no caben aquí pero sí en mi memoria. Gracias también a tu familia por su cariño y por siempre hacerme sentir bienvenido con ustedes. Es fácil entender la maravillosa persona que eres cuando piensas en la gente que tienes detrás tuyo, y que ha sido un verdadero privilegio conocer.

No puedo dejar este apartado sin hacer un último agradecimiento a Alexandra Elbakyan, por su visionario trabajo, basado en la convicción irrenunciable de que el conocimiento debe estar al alcance de todos, de que *el conocimiento pertenece al pueblo*.

## TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción.....	1
1.1. Presentación del problema .....	1
1.2. Hipótesis y objetivos .....	3
1.2.1. Objetivo general.....	3
1.2.2. Objetivos específicos .....	3
1.3. Zona de estudio, ubicación y vías de acceso .....	3
2. Marco Geológico .....	5
2.1. Contexto Geodinámico: La Placa Scotia.....	5
2.2. Unidades morfotectónicas principales .....	6
2.3. Marco geológico local.....	11
2.3.1. Complejo Ofiolítico Tortuga .....	11
2.3.2. Formación Yahgán.....	12
2.3.3. Rocas intrusivas .....	13
2.3.4. Depósitos cuaternarios .....	15
3. Marco teórico.....	15
3.1. Conceptos teóricos preliminares .....	15
3.1.1. Momento magnético dipolar .....	15
3.1.2. Campo magnético .....	16
3.1.3. Magnetización.....	16
3.1.4. Minerales ferromagnéticos.....	17
3.1.5. Campo magnético terrestre .....	17
3.2. Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) .....	18

3.3. Magnetización remanente .....	22
4. Antecedentes de paleomagnetismo y AMS.....	25
5. Metodología.....	26
5.1. Campaña de terreno y toma de muestras.....	26
5.1.1. Metodología de muestreo.....	26
5.1.2. Sitios de muestreo .....	28
5.2. Análisis de laboratorio .....	33
5.2.2. Anisotropía de susceptibilidad Magnética (AMS).....	33
5.2.3. Magnetización remanente .....	33
6. Resultados.....	34
6.1. AMS y fábrica magnética.....	34
6.2. Paleomagnetismo .....	40
7. Análisis de resultados y Discusiones.....	44
7.1. Propiedades magnéticas y minerales portadores.....	44
7.2. Fábrica magnética .....	45
7.2.1. Rocas volcánicas (Complejo Ofiolítico Tortuga) .....	45
7.2.2. Rocas Intrusivas.....	47
7.3. Paleomagnetismo .....	50
7.3.1. Rotaciones.....	51
7.3.2. Implicancias tectónicas .....	55
8. Conclusiones.....	57
Bibliografía.....	59
Anexos.....	73

Anexo A: Tablas complementarias .....	73
Anexo B: Gráficos de desmagnetización .....	76
Anexo C: Diagramas de Zijderveld.....	79

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Ubicación y caracterización de los sitios de muestreo durante campaña de terreno.....	29
Tabla 2. Resumen general de resultados de AMS por sitio.....	35
Tabla 3. Resultados promedio por sitio de las mediciones de magnetización, ordenadas por localidad. ....	41
Tabla 4. Rotaciones tectónicas para cada localidad. ....	51

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Modelos cinemáticos idealizados para cadenas montañosas curvadas según Yonkee y Weil (2010).....	1
Figura 2. Ubicación geográfica y vista general de Isla Navarino.....	4
Figura 3. Fisiografía general del Arco de Scotia. ....	6
Figura 4. Principales unidades morfoestructurales de los Andes Australes.. ....	9
Figura 5. Modelos de evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Antártica.....	10
Figura 6. Geología general simplificada de Isla Navarino .....	11
Figura 7. A. Dipolo magnético generado por dos cargas opuestas; B. Dipolo magnético generada por una corriente circular de intensidad I y radio R. Tomado de Butler (1992). ....	16
Figura 8. El modelo de dipolo axial geocéntrico (A) y el dipolo axial geocéntrico inclinado (B).18	
Figura 9. El elipsoide de susceptibilidad. Tomado de Lanza & Meloni (2006, p. 179).....	20
Figura 10. Redes estereográficas con proyección de igual área de las direcciones principales de susceptibilidad. ....	21

Figura 11. Esquema resumido del ciclo de Histéresis magnético para una muestra de roca con cristales elongados de magnetita distribuidos con orientación aleatoria.....	22
Figura 12. Diagramas para ploteo de MNR y desmagnetización.....	24
Figura 13. Sitios y localidades de datos paleomagnéticos obtenidos por trabajos previos en los Andes Fueguinos. ....	25
Figura 14. Orientación de testigos de paleomagnetismo.....	27
Figura 15. Muestreo paleomagnético. ....	27
Figura 16. Sitios de muestreo.....	28
Figura 17. Afloramientos de pillow lava en Cerro Tortuga, Isla Navarino.....	30
Figura 18. Afloramientos de rocas estratificadas correspondientes a Formación Yahgán.....	30
Figura 19. Afloramientos de rocas intrusivas pertenecientes al Complejo Plutónico Santa Rosa..	31
Figura 20. Afloramientos de cuerpos plutónicos en sector sur de Isla Navarino. ....	32
Figura 21. Ploteo de resultados de AMS. A) Diagrama T vs P' para todos los sitios muestreados en este trabajo.....	36
Figura 22. Redes estereográficas con ploteo de los ejes del elipsoide de AMS para sitios 08 y 09 (A), 11 a 13 (B), 14 (C), 16 y 18 (D).....	37
Figura 23. Foliaciones y lineamientos promedio por sitio en sector de Estancia Santa Rosa.....	38
Figura 24. Foliaciones y lineamientos promedio por sitio en sector de Bahía Douglas.....	39
Figura 25. Gráficos de desmagnetización termal. Magnetización (I) normalizada respecto a la MNR (I <sub>0</sub> ) versus temperatura [°C].....	42
Figura 26. Diagramas de Zijderveld (2013).. ....	43
Figura 27. Diagramas esquemáticos del desarrollo de flujos de lava y pillow lavas.. ....	45
Figura 28. Datos estructurales y de AMS en rocas de Fm. Yahgán y del Complejo Ofiolítico Tortuga, en el sector de Bahía Douglas.....	46
Figura 29. Cuadro comparativo de estados de acoplamiento entre estructuras de roca caja y estructuras del cuerpo plutónico que las intruye; modificado de Paterson et al. (1998). ....	48

Figura 30. Diagrama esquemático de interpretación de AMS en diques según Knight y Walker (1988)..	50
Figura 31. Redes estereográficas (proyección de igual área) con la magnetización característica por localidad.	53
Figura 32. Compilación de rotaciones tectónicas en los Andes Fueguinos y la faja plegada y corrida de Magallanes determinadas en base a las ChRMs.	55
Figura 33. Modelo esquemático de flexura oroclinal para el frente occidental de los Andes Patagónicos.	56

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA

El concepto de oroclino fue introducido por Carey (1955) para explicar la formación de los orógenos curvos. Se puede entender este concepto como una cadena orogénica inicialmente lineal que, al ser expuesta a un determinado esfuerzo regional compresivo, sufre una deformación que involucra una rotación de sus miembros, resultando en una curvatura secundaria (Figura 1A) (Carey, 1955; Weil et al., 2013).

Un arco primario (Figura 1B y C), por otra parte, es aquel que se forma con una *curvatura inicial* y no sufre una rotación o curvatura posterior a su formación por efectos tectónicos. Asimismo, un arco progresivo es aquel que experimenta una deformación que desencadena una curvatura con *rotaciones de eje vertical durante su desarrollo orogénico* (Yonkee & Weil, 2010).

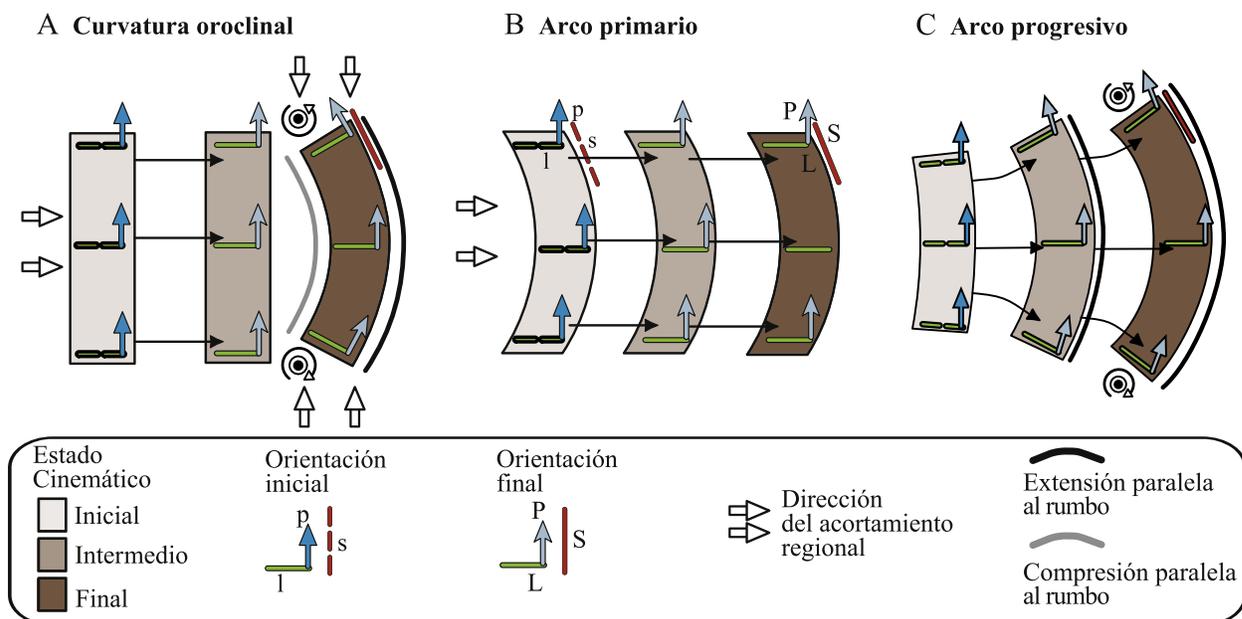


Figura 1. Modelos cinemáticos idealizados para cadenas montañosas curvas según Yonkee y Weil (2010). Estados inicial/Final: p/P, declinación paleomagnética; l/L, dirección de acortamiento paralelo a las capas; s/S: *trend* estructural.

El concepto de Oroclino se ha utilizado para explicar la fisiografía de la denominada “Curvatura Patagónica” (teoría del Oroclino Patagónico) (Burns et al., 1980; Dalziel et al., 1973). Esta es la unidad fisiográfica característica del Cono Sur en su porción más austral, y su encorvadura hacia el este es simétrica e inversa a la que presenta la Península Antártica.

La teoría de que la Curvatura Patagónica corresponde, en realidad, a un oroclino ha sido estudiada y discutida en trabajos recientes (Ghiglione & Cristallini, 2007; Kraemer, 2003; Rapalini et al., 2015), y aunque aún es materia de discusión, la evidencia paleomagnética sugiere una flexura oroclinal en al menos una porción de esta (Poblete et al., 2016).

En el extremo sur de la Curvatura Patagónica se encuentra Isla Navarino (55°S). El registro geológico de esta isla contempla rocas sedimentarias marinas e ígneas que abarcan desde el Jurásico Tardío hasta el Cretácico Tardío (Olivero & Martinioni, 1996; Salazar et al., 2021; Suárez et al., 1985), así como depósitos no consolidados glaciogénicos del Pleistoceno (Lohidoy, 2022; Salazar et al., 2021). Las principales unidades estratigráficas que se encuentran aquí son la Formación Yahgán, el Complejo Ofiolítico Tortuga y el Complejo Plutónico Santa Rosa, así como diversos cuerpos plutónicos aislados que intruyen a Fm. Yahgán.

El Complejo Ofiolítico Tortuga corresponde a una secuencia ofiolítica incompleta que se ha asociado al fondo oceánico de una cuenca marginal de tras arco, la Cuenca de Rocas Verdes (Klepeis et al., 2010; Muller et al., 2021), y cuyo relleno sedimentario estaría dado por Fm. Yahgán (Fildani & Hessler, 2005; Stern & De Wit, 2003). Esta cuenca se habría comenzado a desarrollar durante el Jurásico Tardío, respondiendo a la tectónica extensiva del quiebre de Gondwana, para luego comenzar a cerrarse a mediados del Cretácico Tardío, como consecuencia de una inversión tectónica, gatillada probablemente por la rápida deriva del continente sudamericano hacia el oeste (Dalziel, 1981; Fildani & Hessler, 2005).

Trabajos anteriores coinciden con que el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes pudo haber estado asociado al desarrollo de la Curvatura Patagónica (Dalziel et al., 2013; König & Jokat, 2006; Maffione, 2016; Poblete et al., 2016). No obstante, los estudios tienden a diferir en cuanto a si se trata de una estructura oroclinal (Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 2013; Poblete et al., 2016) o bien una primaria (Diraison et al., 2000; Ghiglione & Cristallini, 2007).

Por otro lado, distintas correlaciones geológicas entre Patagonia y la Península Antártica – litología, fuente de la sedimentación, metamorfismo, registro paleontológico, etc. – sugieren que ambas unidades estuvieron conectadas (Burton-Johnson & Riley, 2015; F. Hervé et al., 2006; Leppe et al., 2012; van de Lagemaat et al., 2021) y que se separaron por procesos tectónicos asociados al quiebre de Gondwana, como indican diversos modelos paleogeográficos (Dalziel et al., 2013; Fanning et al., 2011; Ghidella et al., 2002; Hervé et al., 2006; König & Jokat, 2006, entre otros).

El paleomagnetismo y AMS han demostrado ser una herramienta útil para dilucidar el origen y evolución de los orógenos curvos (Arriagada et al., 2013; Poblete et al., 2016; Weil, 2006) En los Andes Fueguinos, los datos paleomagnéticos permiten conectar los patrones de rotación antihoraria de 90° con el desarrollo de la Curvatura Patagónica, y los datos de AMS permiten correlacionar la fábrica magnética de las rocas con los efectos tectónicos del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y la obducción de ofiolitas en el continente durante el Cretácico Temprano (Poblete et al., 2014, 2016; Rapalini et al., 2015).

El bloque continental donde se encuentra Isla Navarino forma parte de la sección central de la Curvatura Patagónica, entre el Batolito Patagónico y la faja plegada y corrida de Magallanes. Dada la extensión temporal del registro geológico en la isla, si este bloque ha experimentado una flexura

oroclinal a causa de los efectos tectónicos asociados al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes a mediados del Cretácico, esta debiera verse reflejada en la existencia rotaciones de más de 45°, en torno a un eje vertical, sobre las rocas que aquí afloran.

El presente trabajo permitirá comparar los patrones de rotación entre rocas cretácicas de noroeste y suroeste de Isla Navarino con los patrones reportados por trabajos anteriores en los Andes Australes. Del mismo modo, se buscará determinar, mediante AMS la relación que podría haber entre los eventos compresivos gatillados por el colapso de la Cuenca de Rocas Verdes (obducción de ofiolitas del Complejo Ofiolítico Tortuga, plegamiento de Fm. Yahgán) y la fábrica magnética que presentan las rocas de la isla.

## **1.2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS**

Para este trabajo se espera encontrar, en la zona de estudio, un patrón de rotaciones antihorarias que sustente la hipótesis de una flexura oroclinal para este sector de los Andes Fueguinos.

### **1.2.1. OBJETIVO GENERAL**

El objetivo general de esta memoria es entender y contrastar el patrón de rotaciones en rocas cretácicas de Isla Navarino con la hipótesis de flexura oroclinal asociada a la Curvatura Patagónica.

### **1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

En el marco de la realización del objetivo general, se definen los siguientes objetivos específicos:

- Determinar la componente rotacional de rocas cretácicas ubicadas en la zona noroeste (Cretácico Tardío) y suroeste (Cretácico Temprano) de Isla Navarino en base a datos de paleomagnetismo.
- Establecer la existencia de variaciones espaciotemporales en la magnitud, dirección y sentido de las rotaciones.
- Determinar la fábrica magnética en rocas de la porción noroeste y suroeste de Isla Navarino en base a datos de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS).
- Correlacionar fábrica magnética derivada de la AMS con eventos tectónicos compresivos afectando las unidades de la zona de estudio.
- Contrastar estos resultados paleomagnéticos con trabajos previos de paleomagnetismo y evolución tectonoestratigráfica de los Andes Fueguinos, así como con la teoría del «Oroclino Patagónico».

## **1.3. ZONA DE ESTUDIO, UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO**

Isla Navarino se encuentra en el extremo austral del territorio continental chileno (Figura 2). Administrativamente pertenece a la comuna de Cabo de Hornos, en la Región de Magallanes y Antártica Chilena. Puerto Williams, la única ciudad en la isla, se ubica en su costa norte y es la

capital tanto de la comuna como de la provincia de Antártica Chilena (Instituto Nacional de Estadística [INE], 2019).

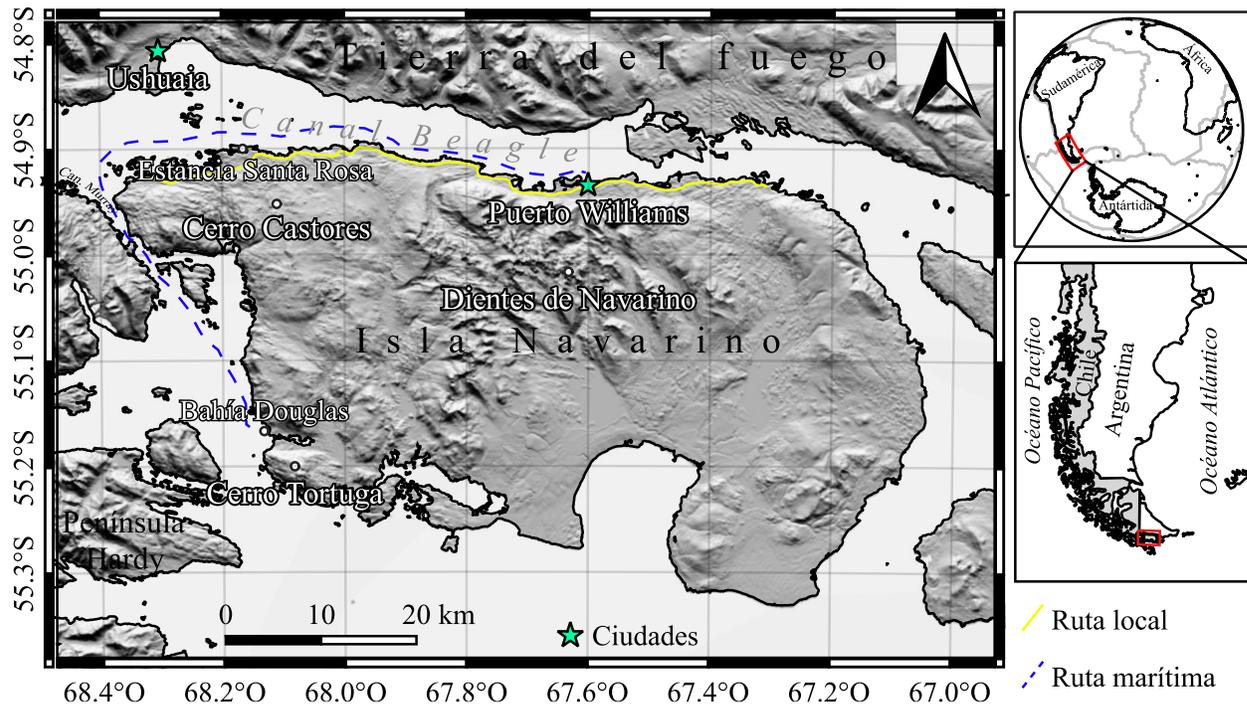


Figura 2. Ubicación geográfica y vista general de Isla Navarino. Modelo de elevación digital Alos Palsar de IDE Chile, del Ministerio de Bienes Nacionales (IDE Chile, 2016).

La isla tiene una superficie poco menor a los 2.500 km<sup>2</sup> y se caracteriza por un clima frío de tundra, con extensas planicies cubiertas por turberas y frondosos bosques, principalmente de ñirre (*Nothofagus antarctica*), lenga (*Nothofagus pumilio*) y coihue (*Nothofagus betuloides*) (Donoso, 2006); los últimos dos amenazados por el castor americano (*Castor canadensis*), especie introducida a mediados del siglo XX (Henn et al., 2016). Con una población de unos 2.000 habitantes, las principales actividades económicas en Puerto Williams consisten en el turismo, actividades agropecuarias, pesca artesanal y corta de leña ([INE], 2019).

La zona de estudio del presente trabajo se subdivide en dos sectores de la isla; en la zona noroeste, sector de Estancia Santa Rosa, y en la zona suroeste, sector Bahía Douglas (véase sección 5.1.2. Sitios de muestreo). En la zona noroeste afloran rocas del Complejo Plutónico Santa Rosa, mientras que en el sector Bahía Douglas se encuentran las del Complejo Ofiolítico Tortuga, así como intrusivos tonalíticos menores. Se ahondará con respecto a las subzonas de estudio más adelante.

Una de las características de esta isla es su poca accesibilidad; a ella es posible ingresar desde Punta Arenas en avioneta o por barca, o bien desde la ciudad argentina de Ushuaia atravesando el canal Beagle. Para movilizarse dentro de la isla existe una ruta que recorre la costa norte de la isla por alrededor de 70 km. Sin embargo, para dirigirse hacia el sur de la isla no existen rutas establecidas y la única forma de atravesarla por tierra requiere una travesía de unos 40 km realizables solo a

pie, dado lo escarpado del paisaje. Es por ello que para acceder a la zona suroeste se contó con la ayuda del buque marino de la Armada de Chile, PSG-73 “Aspirante Isaza”, y su tripulación que prestó sus servicios para el traslado (ver Figura 2).

## **2. MARCO GEOLÓGICO**

### **2.1. CONTEXTO GEODINÁMICO: LA PLACA SCOTIA**

Isla Navarino se encuentra emplazada en la Placa de Scotia. Ésta limita con dos de las placas mayores; Antártica hacia el suroeste, y Sudamericana hacia el noroeste. Del mismo modo, hacia el este colinda con la Microplaca Sándwich del Sur (Figura 3).

Sus márgenes delimitan gran parte del denominado *Arco de Scotia*; una cadena de altos topográficos que separa la parte austral de América del Sur de la Península Antártica (Dalziel et al., 2013; Poblete, 2015). Estos márgenes delimitan la placa y dan forma a una cuenca de trasarco conocida como el Mar de Scotia, cuyo fondo consta principalmente de rocas basálticas, y sedimentos marinos, mientras que hacia los altos topográficos del arco las rocas presentan una composición más félsica (Beniest & Schellart, 2020).

El Arco de Scotia (Figura 3) es un cordón de altos topográficos compuesto por la Dorsal Scotia Norte junto al sistema de falla Magallanes-Fagnano, la Dorsal Scotia Sur; el arco volcánico de las islas Sandwich del Sur, producto de la subducción de la Placa Sudamericana debajo de la microplaca Sandwich del Sur. Hacia el oeste limita con el margen convergente entre placas Antártica-Sudamericana y la Zona de Fractura de Shackleton, donde conecta con la Península Antártica. La Dorsal Scotia Oriental, un centro de expansión, separa la Placa Scotia de la microplaca Sandwich del Sur. Cabe señalar que tanto la Dorsal Scotia Norte como la Dorsal Scotia Sur y la Zona de Fractura de Shackleton son márgenes sinistral.

Así, Sudamérica queda dividida en dos partes; una inmensa mayoría dentro de la gran Placa Sudamericana, y otra pequeña porción, correspondiente a una cuña conformada por las islas al suroeste de Tierra del Fuego, que queda incluida en la Placa de Scotia, entre las cuales se encuentra Isla Navarino (Figura 3). Esta división es generada por el sistema de falla Magallanes-Fagnano (Eagles et al., 2005), cuya intersección hacia el oeste con el margen activo genera un punto triple entre las placas Sudamericana, Antártica y Scotia (Sue & Ghiglione, 2016).

El sistema de falla Magallanes-Fagnano corresponde a un sistema activo de relevancia tectónica para la zona, con más de 600 km de extensión, al que se le han atribuido distintos eventos sísmicos de más de 7.0 Mw en tiempo histórico (Mendoza et al., 2011; Sue & Ghiglione, 2016). Se ha estimado la tasa de desplazamiento relativo entre Sudamérica y Scotia en 4-6 mm/año (Mendoza et al., 2011; Smalley et al., 2003), asociado a un movimiento sinistral que perdura desde el Oligoceno (Cunningham et al., 1995; Ghiglione, 2002).

Asociado al sistema de falla Magallanes-Fagnano se encuentra también la zona de falla Canal Beagle, cuya traza sigue el canal homónimo (Sue & Ghiglione, 2016), y que se habría desarrollado durante el Cretácico Tardío por la reactivación de un sistema de *detachment* para pasar a una dinámica principalmente sinistral que se ha propuesto como activa hasta el Holoceno (Bran et al., 2023; Cunningham, 1993).

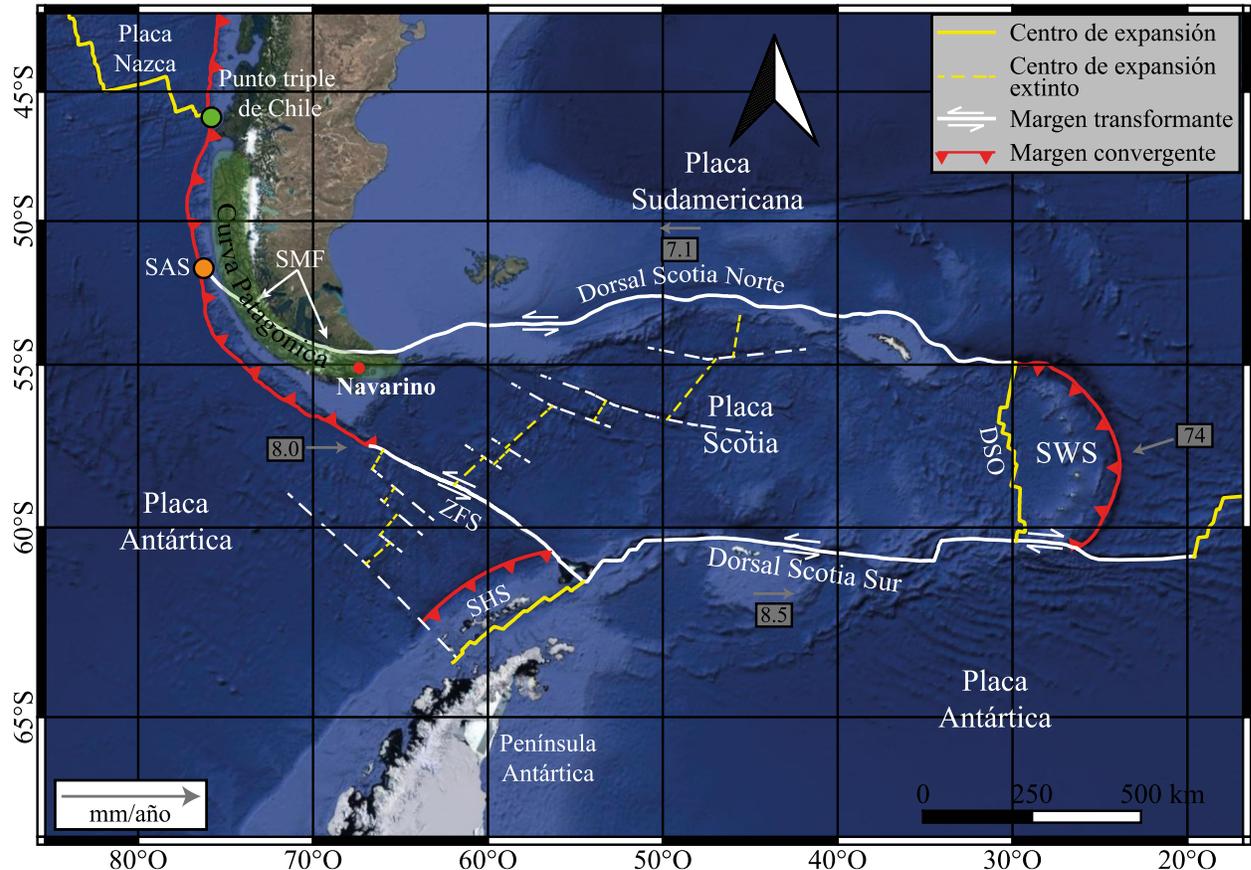


Figura 3. Fisiografía general del Arco de Scotia. SAS: Punto triple entre placas Sudamericana-Antártica-Scotia; SMF: Sistema de falla Magallanes-Fagnano; DSO: Dorsal Scotia Oriental; SWS: Microplaca Sándwich del Sur; ZFS: Zona de Falla de Shackleton; SHS: Microplaca Shetland del Sur. Modificado de Dalziel et al. (2013) y Poblete et al. (2016). Movimiento relativo de placas en base a Thomas et al. (2003).

## 2.2. UNIDADES MORFOTECTÓNICAS PRINCIPALES

Las principales unidades morfotectónicas presentes en los Andes Australes son, de oeste a este, el Batolito Patagónico, la Cuenca de Rocas Verdes, Cordillera Darwin, la faja plegada y corrida de Magallanes y la Cuenca de Magallanes (Figura 4).

El Batolito Patagónico corresponde a un gran cuerpo intrusivo granítico que se extiende por más de 1.700 kilómetros en la franja occidental del Cono Sur, desde Liquiñe hasta el Cabo de Hornos (40-56°S) (Pankhurst et al., 1999). Su porción más austral corresponde al Batolito Fueguino (53°-56°S), cuya formación se atribuye a la subducción de litósfera oceánica por debajo de la Placa

Sudamericana, formando un arco magmático desde el Jurásico Tardío hasta el Neógeno (F. Hervé et al., 2007; M. Hervé et al., 1984).

Las litologías predominantes en el Batolito Patagónico consisten en granitoides como granitos, granodioritas y tonalitas, pero también se encuentran rocas básicas, como gabros, de modo que su rango composicional es amplio. La actividad volcánica asociada al magmatismo está representada por unidades ignimbríticas como las formaciones El Quemado, Ibáñez y Tobífera, que forman parte de la gran provincia magmática de Chon Aike, cuya etapa final de desarrollo habría sido coincidente con la apertura del mar de Weddell y la extensión de la Cuenca de Rocas Verdes al oriente del margen activo (Bastias et al., 2021; F. Hervé et al., 2007; Pankhurst et al., 2000). En la zona de estudio afloran rocas pertenecientes al Batolito Patagónico en el Complejo Plutónico Canal Beagle (M. Hervé et al., 1984).

Al este del Batolito Patagónico se encuentran una serie de formaciones y unidades litológicas marinas, principalmente turbidíticas, la más predominante corresponde a la Formación Zapata (51-52°S), junto a su equivalente austral, la Formación Yahgán, que corresponde a la principal unidad litoestratigráfica de la zona de estudio de este trabajo (Calderón et al., 2007; Fildani & Hessler, 2005). Estas unidades son acompañadas por un grupo de rocas máficas y metamórficas – principalmente gabros, diques máficos y lavas tipo almohadilla – presentes en el margen occidental del territorio patagónico y que afloran desde el Complejo Ofiolítico Sarmiento (51°S) hasta el Cabo de Hornos (56°S) (Dalziel, 1981; Stern & De Wit, 2003). En la porción sudoccidental de Isla Navarino aflora una secuencia pseudoofiolítica que correspondería a este mismo grupo de rocas con afinidad oceánica, el Complejo Ofiolítico Tortuga (Suárez et al., 1985).

Diversos estudios coinciden en que dichas rocas máficas representan el fondo oceánico de una cuenca marginal de trasarco que se habría comenzado a desarrollar en el Jurásico Tardío, para cerrarse hacia el Cretácico Tardío, en el marco del quiebre de Gondwana; la Cuenca de Rocas Verdes (Dalziel et al., 1974; Dalziel, 1981; Pankhurst et al., 2000; Poblete, 2015; Suárez & Pettigrew, 1976, entre otros). El relleno sedimentario de dicha cuenca estaría dado por las rocas turbidíticas de las formaciones Zapata y Yahgán (Fildani & Hessler, 2005; Suárez & Pettigrew, 1976; Wilson, 1991). No obstante, la teoría de cuenca marginal de trasarco ha sido discutida en base a reconstrucciones paleogeográficas que sitúan a la Península Antártica colindando con el flanco occidental de Sudamérica (Jokat et al., 2003), modelo concordante con la hipótesis de rift intracontinental como el origen de la cuenca (Alabaster & Storey, 1990; Mpodozis & Rojas, 2006).

Pese a que el modelo de cuenca marginal de trasarco no está exento de cuestionamientos, es aceptado por diversos autores como explicación al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes (Dalziel et al., 2013; Fanning et al., 2011; Ghidella et al., 2002; König & Jokat, 2006). Distintas reconstrucciones paleogeográficas (Figura 5) sugieren que el cierre de esta cuenca, gatillado por su inversión tectónica, estaría asociado a una flexura del arco patagónico y su posterior amalgamación al continente sudamericano, en un proceso acompañado por el plegamiento y

metamorfismo de las unidades turbidíticas (Fm. Zapata, Fm. Yahgán) y la obducción de las ofiolitas que les infrayacen (Complejo Ofiolítico Sarmiento y Complejo Ofiolítico Tortuga) (Calderón et al., 2016; Diraison et al., 2000; Klepeis et al., 2010).

Hacia el norte del brazo occidental del Canal Beagle, a menos de 100 km de la zona de estudio, se alza un cordón montañoso caracterizado por la presencia de rocas metapelíticas (esquistos), metaplutónicas y metabasíticas, denominado Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin (Calderón et al., 2016). Patrones de edad U-Pb en circones de los esquistos sugieren una edad máxima de depositación mississippiense para el protolito pelítico (F. Hervé et al., 2010), mientras que las condiciones P-T de metamorfismo se han estimado, para esquistos de granate, en 12-9 kbar y ~620 °C (Maloney et al., 2011). Este metamorfismo, que afecta rocas del basamento patagónico, habría tenido lugar durante el Mesozoico Tardío, mientras que la exhumación de Cordillera Darwin se habría desarrollado de forma abrupta en concomitancia con el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, durante el Cretácico Tardío (Calderón et al., 2016; Poblete et al., 2016).

La amalgamación del arco patagónico en el continente sudamericano habría generado la propagación de la faja plegada y corrida de Magallanes, cuya disposición N-S paralela al margen activo, sufre un cambio abrupto a partir de los 52°S, donde se curva hacia el este, adquiriendo una disposición E-W en Tierra del Fuego, donde alcanza su punto más meridional (Poblete et al., 2014). Su extremo septentrional se encontraría aproximadamente en los 47°-49°S, en el segmento norte del antepaís de la cuenca de Magallanes (Alvarez-Marron et al., 1993; Ramos, 1989).

La faja plegada y corrida de Magallanes (FPCM) se caracteriza por estructuras de corrimiento que afectan hasta el basamento paleozoico a profundidades del orden de 10 km, aunque la mayor cantidad de deformación se acumula en rocas jurásicas y, sobre todo, cretácicas, afectando a las formaciones Tobífera, Yahgán, Lapataia, entre otras. El acortamiento asociado a su desarrollo, del orden de 70 km, acumula una deformación cercana al 30% (Torres Carbonell et al., 2020) o incluso al 60% (Klepeis et al., 2010).

Finalmente, la orogenia compresiva asociada a la propagación de la FPCM estuvo acompañada por desarrollo de la cuenca antepaís de Magallanes (Wilson, 1991). El material aportado a esta cuenca sedimentaria habría provenido del arco magmático ubicado al oeste (Batolito Patagónico) y de la Cordillera Fueguina,alzada tectónicamente (Cordillera Darwin, Cuenca de Rocas Verdes, FPCM). Dicho relleno sedimentario está principalmente representado por formaciones del Cretácico Superior al Mioceno temprano, como Cerro Toro y Punta Barrosa (Cretácico Superior), Chorrillo Chico (Paleoceno) y Palomares (Mioceno) (Fildani & Hessler, 2005; Gallardo et al., 2019, y fuentes ahí citadas).

Según el modelo de Poblete et al. (2016), la fase final del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes habría estado marcada por la colisión de la Península Antártica con Patagonia y la rotación del bloque continental de Isla Navarino, que habría colisionado con Sudamérica durante el Cretácico Tardío (Figura 5C), generando la obducción de las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, la

exhumación de Cordillera Darwin y el desarrollo de la faja plegada y corrida de Magallanes. Rotaciones paleógenas estarían relacionadas con el acortamiento producido en esta última unidad, como el propuesto por Klepeis et al. (2010) o Torres-Carbonell et al. (2020). Las rotaciones reveladas por datos paleomagnéticos acomodan un mayor porcentaje de acortamiento hacia el este, en el sector de Tierra del Fuego, y un menor acortamiento hacia el oeste, en la Provincia de Última Esperanza (Poblete et al., 2014).

Las reconstrucciones paleogeográficas también contemplan el desarrollo de la Curvatura Patagónica; algunos estudios sugieren, en base a la evidencia paleomagnética, que ésta, o al menos parte de esta, corresponde a un oroclino (Burns et al., 1980; Dalziel et al., 1973; Poblete et al., 2016; Rapalini et al., 2015), mientras que otros trabajos con modelos análogos señalan que su morfología es más bien primaria (Diraison et al., 2000; Ghiglione & Cristallini, 2007).

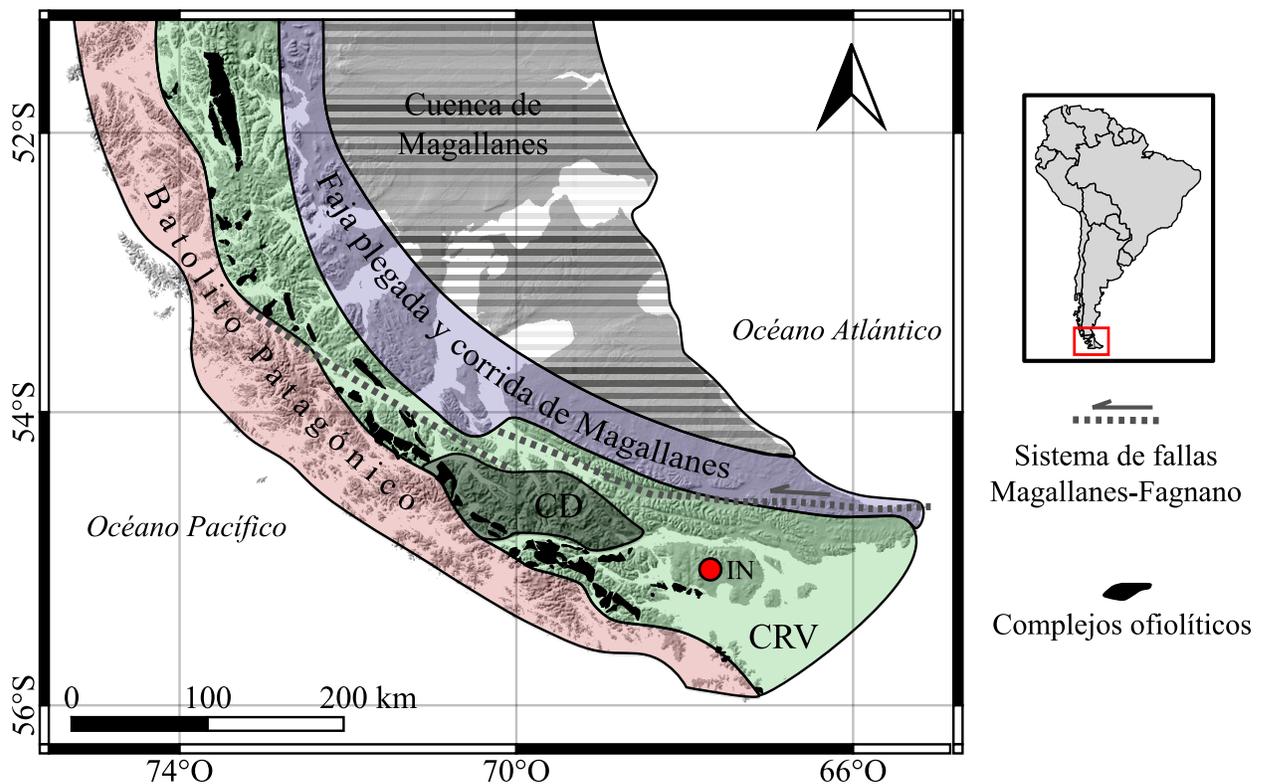


Figura 4. Principales unidades morfoestructurales de los Andes Australes. Modelo de elevación digital ASTGTMV003 (30 m/pix) (NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems And U.S./Japan ASTER Science Team, 2019). CD: Cordillera Darwin; IN: Isla Navarino; CRV: Cuenca Rocas Verdes. Modificado de Ghiglione & Cristallini (2007) y Klepeis (2010).

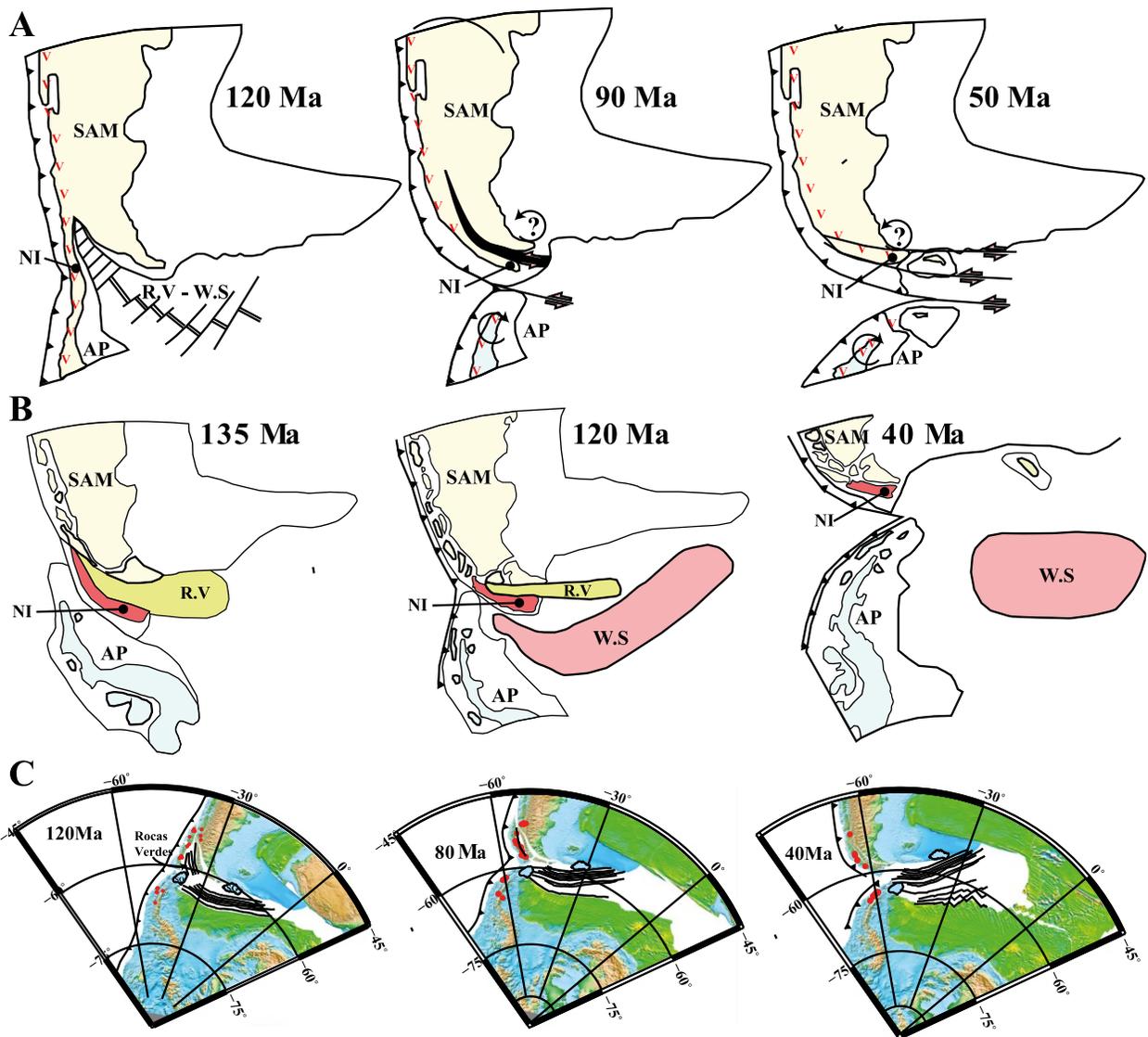


Figura 5. Modelos de evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Antártica. A) Diraison et al. (2000), similar al de Suárez y Pettigrew (1976); B) Dalziel (2013); C) Poblete et al. (2016). Tomado de Poblete et al. (2016). SAM: Sudamérica; NI: Isla Navarino; AP: Península Antártica; R.V. Cuenca Rocas Verdes.

## 2.3. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

En Isla Navarino afloran principalmente rocas del Jurásico Superior al Cretácico Superior agrupadas en las unidades Complejo Ofiolítico Tortuga, una secuencia pseudoofiolítica de finales del Jurásico Superior, la Formación Yahgán, una secuencia turbidítica volcanoclástica del Cretácico Inferior, y cuerpos intrusivos, del Cretácico Superior al Paleoceno, cuyas composiciones varían entre granitos y dioritas, siendo las tonalitas las de mayor recurrencia (Figura 6). Finalmente, depósitos cuaternarios de origen glacial, así como extensos valles de turbera, cubren la superficie de la isla.

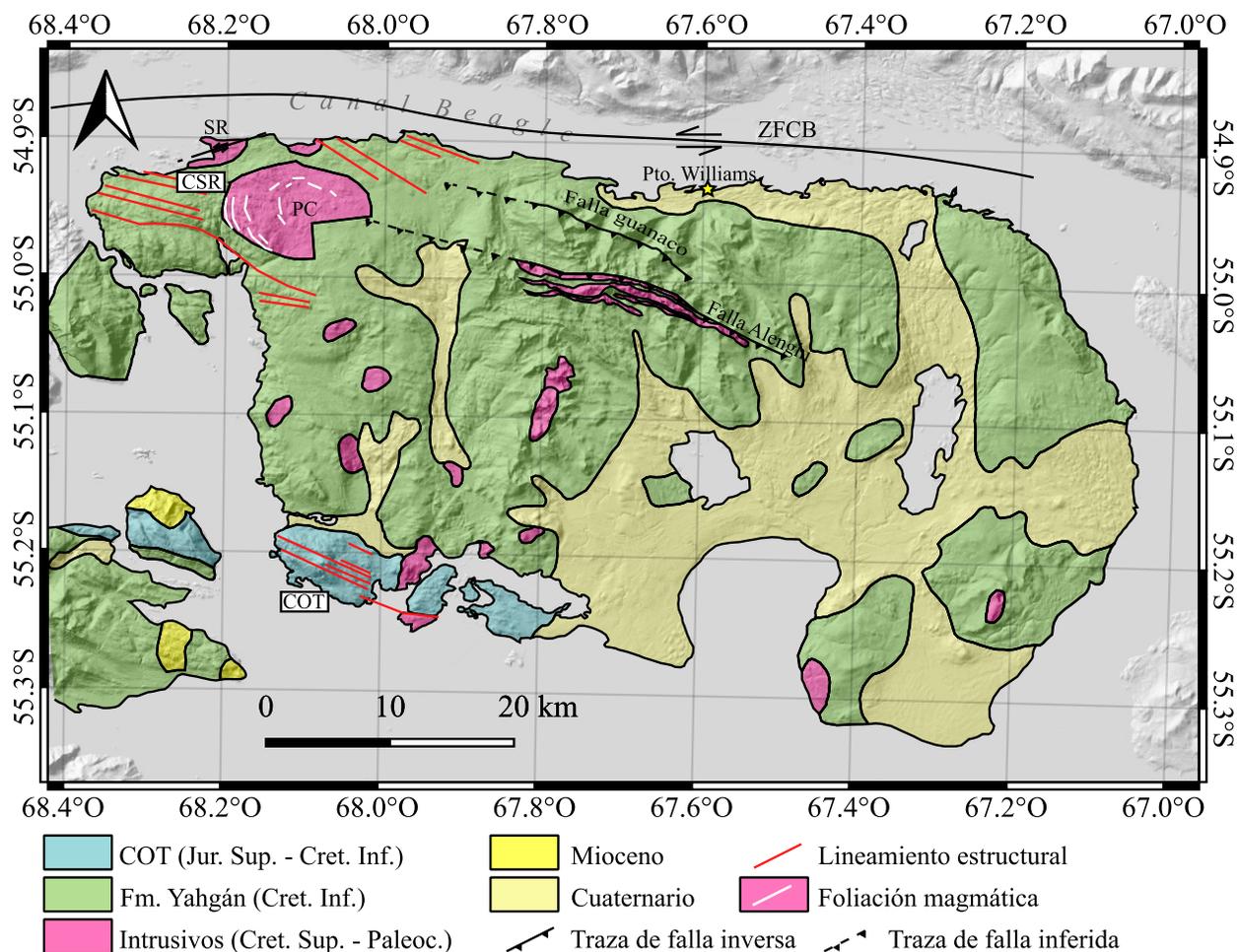


Figura 6. Geología general simplificada de Isla Navarino, modificada de Salazar et al. (2021), Bran et al. (Bran et al., 2023) SERNAGEOMIN (2003) y Suárez et al. (1985). CSR: Complejo Plutónico Santa Rosa; COT: Complejo Ofiolítico Tortuga; PC: Plutón Castores; SR: Plutón Santa Rosa; ZFCB: Zona de falla Canal Beagle.

### 2.3.1. COMPLEJO OFIOLÍTICO TORTUGA

En los Andes Australes, la cadena discontinua de rocas ígneas con afinidad oceánica que afloran al este y noroeste del Batolito Patagónico es interpretada como un grupo de secuencias ofiolíticas

incompletas. Sus principales representantes son el Complejo Ofiolítico Sarmiento (51°S) y el Complejo Ofiolítico Tortuga (55°S) (Dalziel et al., 1974; Stern & De Wit, 2003). Corresponde a una secuencia de gabros masivos, diques doleríticos (diabásicos) y lavas basálticas almohadilladas (*pillow lavas*) (Suárez et al., 1985). Las rocas ultramáficas (peridotitas) y los gabros acumulados en capas necesarios para conformar la secuencia ofiolítica completa (Wu et al., 2020) no se encuentran expuestos o no han sido descritos.

Estas rocas presentan una afinidad geoquímica con las rocas de dorsal oceánica y se interpretan comúnmente como el fondo oceánico de la Cuenca de Rocas Verdes obductado en el continente sudamericano (Calderón et al., 2013; Klepeis et al., 2010; Stern & De Wit, 2003). En el extremo suroccidental de Isla Navarino, este complejo subyace a la Formación Yahgán por contacto de falla (Calderón et al., 2013; Suárez et al., 1985).

En base a sus relaciones estratigráficas, se le ha asignado a las rocas que forman este complejo una edad Jurásica Superior a Cretácica Inferior (Suárez et al., 1985). Dataciones U-Pb en zircones de gabros del Complejo Ofiolítico Capitán Aracena (fuera del área de estudio) indicarían que el *rifting* asociado al desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes se habría iniciado hace unos 150 Ma, mientras que en titanitas, las dataciones del Complejo Ofiolítico Tortuga entregan una edad del metamorfismo de unos 120 Ma, asociado a procesos hidrotermales de fondo marino (Calderón et al., 2013).

### **2.3.2. FORMACIÓN YAHGÁN**

La Formación Yahgán corresponde a una secuencia sedimentaria principalmente compuesta de turbiditas volcanoclásticas en alternancia con lutitas, chert y rocas piroclásticas (Katz & Watters, 1966; Suárez et al., 1985; Suárez & Pettigrew, 1976). Fue descrita originalmente como la *clay-silt formation*, por Darwin (1846), y definida formalmente por Kranck (1932), en honor al pueblo originario canoero que pobló estas tierras. Es la unidad litoestratigráfica predominante que aflora extensamente en Isla Navarino.

Esta formación cuenta con un espesor de al menos 3.000 m según Katz y Watters (1966) o de 5.000 a 6.000 m según Winn (1978). Fue sectorizada litológicamente por Suárez et al. (1985) en los miembros Wulaia y Bahía Douglas, ubicados en el sector noroeste y en la costa suroeste de la isla, respectivamente, siendo ambos interpretados como parte de un abanico submarino de trasarco. El miembro Wulaia se caracteriza por facies sedimentarias de arenisca alternando con lutitas y estarían asociadas a la zona de abanico medio, mientras que el miembro Bahía Douglas correspondería a depósitos del abanico superior, con rocas sedimentarias de grano fino (intercalaciones de lutitas y areniscas) y de grano grueso (brechas y conglomerados volcanoclásticos, así como areniscas de guijarro) (Suárez et al., 1985).

En un trabajo reciente, Salazar et al. (2021) distinguen otros dos miembros en el sector centro-norte de la isla; los miembros Laguna Hermosa y Onashaga. Estos consisten, respectivamente, en

areniscas, conglomerados, fangolitas y tobas altamente plegadas y fracturadas (Laguna Hermosa), y en intercalaciones de fangolitas con areniscas finas-medias y estratos con dominancia de arenisca media-gruesa con intercalaciones subordinadas de grano fino (Onashaga). Estos miembros se encuentran separados por la Falla Alenghi y fueron definidas dada la imposibilidad de ser correlacionadas con las sucesiones definidas por Suárez et al. (1985).

A esta formación se le atribuye una edad cretácica inferior en base al registro fósil hallado en ella y también a dataciones radiométricas en circones detríticos que son consistentes con una depositación entre el Hauteriviano y el Albiano (Olivero & Martinioni, 1996; Salazar et al., 2021). Además, presenta un intenso plegamiento que dificulta la estimación de su espesor y resulta en un *trend* estructural de orientación WNW-ESE. A este plegamiento se le ha atribuido una edad Cretácico Temprano-Cretácico Tardío (Halpern & Rex, 1972; Katz, 1973), y su intensidad aumentaría hacia el sector noroeste de Isla Navarino, disminuyendo hacia el sureste.

Yahgán sobreyace las rocas pertenecientes al Complejo Ofiolítico Tortuga (Katz & Watters, 1966; Suárez et al., 1985). Esta relación, junto a las edades de las secuencias turbidíticas que la componen, apoya la idea de que esta formación correspondería al relleno sedimentario de la Cuenca de Rocas Verdes (Barbeau et al., 2009; Calderón et al., 2016; Klepeis et al., 2010). Las rocas miocenas que sobreyacen a Yahgán en la Península Pasteur (fuera de isla Navarino) corresponden a unidades basálticos y andesíticos que conforman el Complejo Volcánico Packsaddle (Suárez et al., 1985).

### **2.3.3. ROCAS INTRUSIVAS**

En Isla Navarino afloran rocas plutónicas de composición diorítica a granítica, y que forman parte del Batolito Patagónico (Suárez, 1977). Se encuentran principalmente divididas en las rocas que forman parte del Grupo Plutónico Canal Beagle (GCB), descrito por Hervé et al. (1984), y por otra parte un grupo de cuerpos intrusivos aislados y dispersos por la isla.

#### **2.3.3.1. Complejo Plutónico Santa Rosa**

El GCB corresponde a un conjunto de rocas intrusivas que se exponen en las islas adyacentes a los canales Beagle y Ballenero; las islas Londonderry, Gordon, Hoste y Navarino. Predominan en este grupo las granodioritas y tonalitas, en general afectadas por una foliación magmática penetrativa interpretada como sin-magmática (M. Hervé et al., 1984).

En Isla Navarino, este grupo está representado por el Complejo Plutónico Santa Rosa, que se expone en el extremo noroccidental de la isla (sector Estancia Santa Rosa, Figura 6) y que está compuesto por los plutones Castores y Santa Rosa. Además, en la costa del sector Estancia Santa Rosa, a un par de kilómetro al norte el Plutón Castores, aflora una unidad intrusiva diorítica que se mapea por separada de las unidades antes mencionadas (Figura 6).

El Complejo Plutónico Santa Rosa está compuesto principalmente por rocas tonalíticas (M. Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985), pero dioritas de hornblenda y gabros de hornblenda también son descritos en él (Velásquez et al., en revisión). Su impronta geoquímica permite correlacionar a este complejo plutónico con unidades intrusivas emplazadas al norte del Canal Beagle, en Isla Grande de Tierra del Fuego, con base en su afinidad adakítica y contenido de magnesio. En particular, las andesitas de Península Ushuaia, de 84 Ma (González Guillot et al., 2018), podrían corresponder a un apófisis periférica de los estadios más tardíos asociados al magmatismo de este complejo plutónico (Velásquez et al., en revisión).

Estas rocas han sido datadas por Suárez et al. (1985) mediante K-Ar en biotita y hornblenda, obteniendo un rango de edad para el complejo de 87-93 Ma. Velásquez et al. (en revisión), por su parte, obtuvieron edades de 87-90 Ma mediante U-Pb en circones. Estas edades se interpretan como una edad de emplazamiento Coniaciana-Turoniana, a comienzos del Cretácico Tardío.

### **2.3.3.2. Cuerpos intrusivos aislados**

Estos cuerpos intrusivos se encuentran mapeados principalmente en la porción occidental de Isla Navarino (ver Figura 6), distribuidos de forma aparentemente independiente al GCB. Es posible que Suárez et al. (1985) mapearan estos intrusivos como parte de dicho grupo. Para efectos de este estudio, se les ha asignado la misma edad que a las rocas del Complejo Plutónico Santa Rosa (Coniaciana-Turoniana).

Salazar et al. (2021) y Velásquez et al. (en revisión) describen, además de las unidades pertenecientes al Complejo Plutónico Santa Rosa, dos grupos de rocas intrusivas en la zona norte-centro de la isla a los que definen como los *Sills* Microdioríticos de Dientes de Navarino y las Monzonitas Samantha.

Los *Sills* Microdioríticos de Dientes de Navarino corresponden a cuerpos intrusivos emplazados de forma concordante a la estratificación de la Formación Yahgán, justo al sur de la falla Alenghi, siendo afectados por el intenso plegamiento que presentan estas rocas (Salazar et al., 2021). Además, Velásquez et al. (en revisión) reportan altos contenidos de hornblenda en algunas de las facies de esta unidad, e interpretan su edad de emplazamiento en unos 97-101 Ma, en base a dataciones de Ar-Ar en anfíboles. Estos datos son interpretados por dichos autores como un emplazamiento pretectónico en un contexto de margen activo durante la fase de inversión tectónica de la Cuenca de Rocas Verdes, en el Albiano-Cenomaniano.

Por otra parte, las Monzonitas Samantha corresponden a cuerpos intrusivos emplazados en la Fm. Yahgán y en los *Sills* de Dientes de Navarino. Consisten principalmente en cuarzomonzonitas y cuarzodioritas de clinopiroxeno-biotita y su edad se ha acotado en los 66 Ma – límite entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno – en base a dataciones radiométricas de U-Pb en circones y  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en anfíbol y biotita (Salazar et al., 2021; Velásquez et al., en revisión). La relevancia de estas unidades es que representan un precedente de magmatismo cenozoico en Isla Navarino, donde,

hasta hace poco, las unidades plutónicas más jóvenes descritas estaban constreñidas al Cretácico Tardío.

#### **2.3.4. DEPÓSITOS CUATERNARIOS**

Depósitos glaciogénicos no consolidados han sido descritos en Isla Navarino. Estos corresponden principalmente a depósitos morrénicos, glaciofluviales y glaciolacustres que se asociarían a la última glaciación patagónica, durante el Pleistoceno Tardío (Davies et al., 2020; Salazar et al., 2021). Se han descrito, a su vez, depósitos de origen glaciario en el sector sur de la isla, en las cercanías del Lago Windhond (Katz & Watters, 1966).

### **3. MARCO TEÓRICO**

Se presentan a continuación algunos conceptos teóricos que constituyen parte de la terminología básica en los estudios de AMS y paleomagnetismo.

#### **3.1. CONCEPTOS TEÓRICOS PRELIMINARES**

##### **3.1.1. MOMENTO MAGNÉTICO DIPOLAR**

El momento magnético dipolar – o simplemente momento magnético –,  $\mathbf{M}$ , es una magnitud vectorial generada por una fuente magnética cualquiera, como puede ser un par de partículas de carga opuesta, o un circuito eléctrico, y que determina sus propiedades magnéticas.

Se puede definir para un par de cargas opuestas con magnitud de carga,  $m$ , separadas por un vector de distancia infinitesimal,  $I$  ( Figura 7):

$$\mathbf{M} = m I$$

Y también para un circuito de corriente circular de radio  $R$ :

$$\mathbf{M} = \pi R^2 I \vec{n} = A I \vec{n}$$

Donde  $\vec{n}$  es el vector de distancia perpendicular a la superficie,  $A$ , descrita por el circuito (Butler, 1992, p. 2). La unidad de medida del momento magnético en el S.I. es  $[A \cdot m^2]$ .

Esta unidad básica de carga magnética permite definir los conceptos de campo magnético, magnetización y susceptibilidad magnética, conceptos que son clave en los estudios de paleomagnetismo y anisotropía de susceptibilidad magnética.

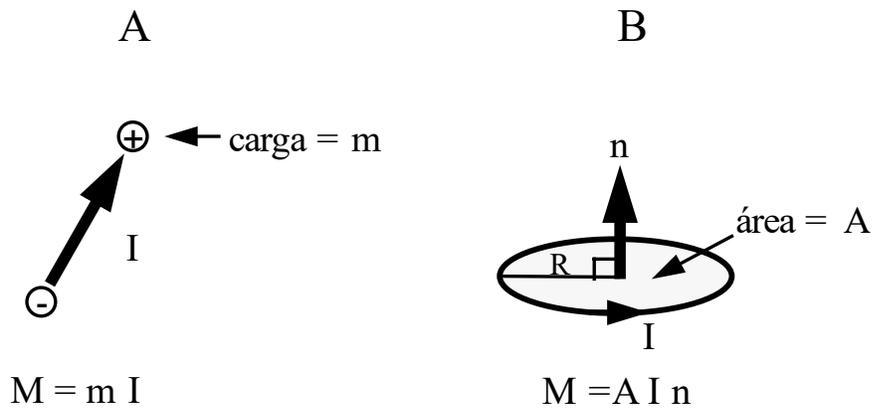


Figura 7. A. Dipolo magnético generado por dos cargas opuestas; B. Dipolo magnético generada por una corriente circular de intensidad I y radio R. Tomado de Butler (1992).

### 3.1.2. CAMPO MAGNÉTICO

El campo magnético,  $\mathbf{H}$ , se define en función de la carga eléctrica que lo genera, y se puede entender como la fuerza experimentada por una carga positiva ubicada en la región afectada por un momento magnético. Está dada por la Ley de Ampere, que en el caso ilustrativo del circuito circular resulta:

$$H = \frac{I}{2\pi R}$$

Y en su forma general, para un campo magnético estático:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}_f$$

donde  $\mathbf{J}_f$  es la densidad de corriente. Su unidad de medida (SI) es [A/m] (Tauxe et al., 2018).

### 3.1.3. MAGNETIZACIÓN

La intensidad magnética,  $\mathbf{J}$ , o *magnetización*, es una propiedad de los materiales definida como el momento magnético por unidad de volumen. Corresponde a la suma vectorial de los momentos magnéticos,  $M_i$ , dividido por el volumen que los encierra,  $V$ :

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

Un material puede presentar una magnetización inducida y una magnetización remanente. La *magnetización inducida*,  $\mathbf{J}_I$ , es aquella que se genera por la acción de un campo magnético afectando al material en cuestión. La «facilidad» con la que un material adquiere una magnetización inducida,  $\mathbf{J}_I$ , por los efectos de un campo magnético,  $\mathbf{H}$ , está dada por la susceptibilidad magnética de dicho material,  $\chi$ :

$$J_I = \chi H$$

Es importante notar que tanto  $J_I$  como  $H$  tienen unidades de [A/m]. Esto se debe a que  $\chi$  es adimensional y se suele expresar, como en este trabajo, en SI (Sistema Internacional).

La *magnetización remanente*,  $J_R$ , por otro lado, es aquella que ya no es el resultado de un campo magnético actual, sino de uno anterior que actualmente no existe pero ha quedado «grabado» en el material (Butler, 1992). Esta magnetización es un registro de los campos magnéticos pasados y, por tanto, uno de los focos principales de los estudios de paleomagnetismo. La magnetización se mide en [A/m] (SI).

### 3.1.4. MINERALES FERROMAGNÉTICOS

Los minerales ferromagnéticos son aquellos que, por sus propiedades atómicas, son capaces de adquirir una magnetización. Dentro de sus muchas propiedades, una de principal interés es la temperatura de Curie ( $T_C$ ), por sobre la cual el cristal es susceptible a adquirir una magnetización al estar expuesto a un campo magnético. Por debajo de la temperatura de bloqueo ( $T_B$ , un poco más baja que  $T_C$ ), no siguen adquiriendo magnetización y el sistema «se cierra», al menos parcialmente.

Los tres principales minerales ferromagnéticos que portan la magnetización en las rocas son la titanohematita ( $Fe_{2-x}Ti_xO_3$ ), titanomagnetita ( $Fe_{3-x}Ti_xO_4$ ) y pirrotina (FeS). Estos tienen una temperatura de Curie aproximada de 680 °C, 580 °C y 320 °C, respectivamente (Hunt et al., 1995). Es importante señalar que, para las titanohematitas y titanomagnetitas, un mayor contenido de Ti disminuye la  $T_C$ . Para efectos de este trabajo, se considera una titanomagnetita rica en Ti como aquella que tiene un factor  $x > 0.1$  en su fórmula.

### 3.1.5. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

El campo magnético terrestre se puede modelar como un *dipolo axial geocéntrico* (DAG), es decir, un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra alineado con su eje de rotación (Figura 8A). Este modelo es apenas una aproximación, ya que se sabe que el polo magnético terrestre está sustancialmente desviado del polo norte geográfico, de modo que el campo magnético actual se modela más precisamente con el *DAG inclinado* (Figura 8B). Sin embargo, debido a la *variación secular*, el campo geomagnético se comporta, aproximadamente y en promedio, como un DAG a escala de tiempo geológico. La asunción de que esta aproximación se cumple es conocida como la «hipótesis del DAG» (Butler, 1992).

La dirección del DAG se puede modelar en función de su inclinación y declinación. Por cómo está definido, la declinación del DAG es 0° en cualquier punto de la Tierra (siempre está orientado «hacia el norte»). La inclinación, por otro lado, depende de la latitud geográfica, como se aprecia en la Figura 8A con las flechas de campo. Esta dependencia está dada por la siguiente ecuación:

$$\tan(I) = 2 \tan(\lambda)$$

Donde  $I$  es la inclinación del campo magnético y  $\lambda$  es la latitud geográfica que va de  $-90^\circ$  a  $0^\circ$  desde el polo sur al ecuador, y de  $0^\circ$  a  $90^\circ$  desde el ecuador al polo norte. La hipótesis del DAG permite la aplicación de esta ecuación a los estudios de paleomagnetismo.

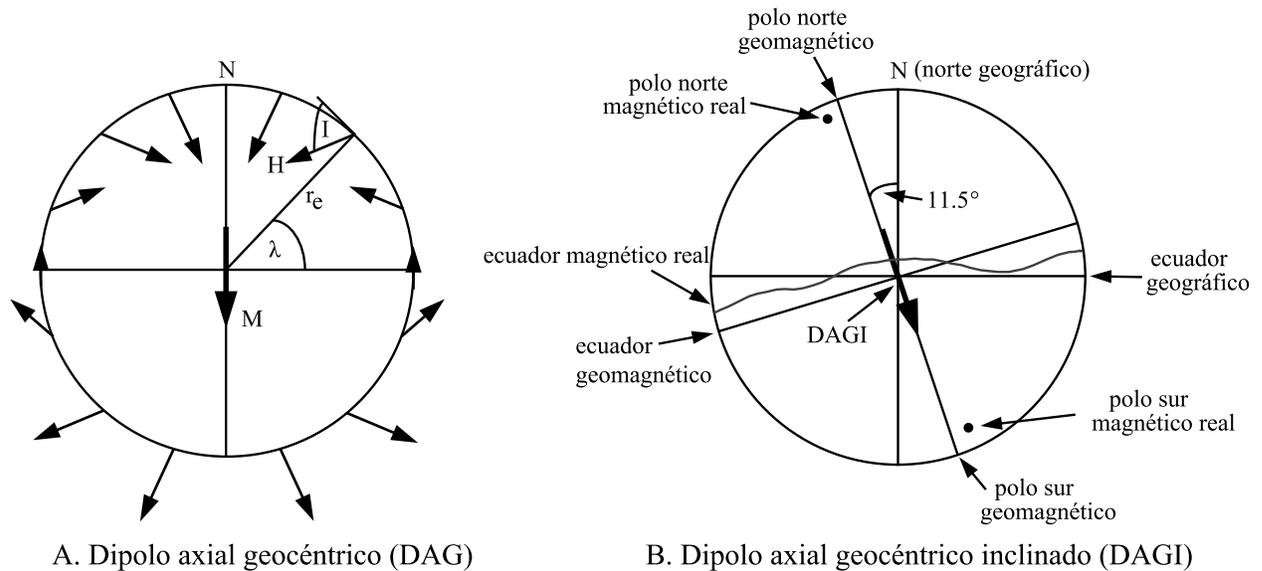


Figura 8. El modelo de dipolo axial geocéntrico (A) y el dipolo axial geocéntrico inclinado (B). El DAGI es el que mejor modela al campo magnético terrestre actual. Notar que los componentes «geomagnéticos» son los propios del DAG. En A, el norte es tanto geográfico como geomagnético y las flechas indican la dirección del campo magnético.

### 3.2. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (AMS)

Ya que los materiales, como las rocas, son elementos tridimensionales, su susceptibilidad magnética,  $\chi$ , puede entenderse como un tensor de susceptibilidad,  $K$  (Robion et al., 2007), de coordenadas cartesianas cuyos valores son  $k_{ij}$  ( $i, j = 1, 2, 3$ ). La relación entre  $J$ ,  $\chi$  y  $H$  queda entonces definida por:

$$J = \sum_{i=1}^3 J_i \quad ; \quad J_i = \sum_{j=1}^3 k_{ij} H_j$$

Si se escoge el sistema de referencia cartesiano más conveniente, los valores no diagonales del tensor  $K$  se anulan entre sí y la ecuación se simplifica, de modo que:

$$J = \sum_{i=1}^3 J_i = k_{11} H_1 + k_{22} H_2 + k_{33} H_3$$

Los valores  $k_{11}$ ,  $k_{22}$  y  $k_{33}$  (por simplicidad,  $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$ ) son referidos como susceptibilidades principales y su dirección como direcciones principales (Hroudá, 1982); en ellas, la susceptibilidad

tomará diferentes valores. A esta desigualdad en los valores del tensor de anisotropía ( $k_{ij}$ ) se le denomina *anisotropía de susceptibilidad magnética* (AMS, por sus siglas en inglés) y se puede graficar como un elipsoide cuyos ejes coinciden con la dirección de  $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$  y se denotan también como  $k_{\text{máx}}$ ,  $k_{\text{int}}$  y  $k_{\text{mín}}$  (Figura 9A). De este modo, la susceptibilidad es mayor en el eje  $k_1$  y menor en el eje  $k_3$ . Además, se cumple que:

$$\chi = \frac{k_1 + k_2 + k_3}{3}$$

De estos valores se derivan distintos parámetros de forma e intensidad que determinan las principales características de susceptibilidad en un material. Los que se utilizan en este trabajo son:

- Grado de anisotropía (P): Define qué tan «marcada» es la anisotropía y suele expresarse como un porcentaje ( $\%_{\text{ani}}$ ).

$$P = \frac{k_1}{k_3}$$

$$\%_{\text{ani}} = \left( \frac{k_1 - k_3}{k_1} \right) \times 100 = \left( \frac{P - 1}{P} \right) \times 100$$

Sin embargo, es más utilizado el índice P' o P corregido de Jelínek,  $P_J$  (Jelínek, 1978):

$$P' = \exp \left( \sqrt{2 \left( \sum_{i=1}^3 (\eta_i - \bar{\eta})^2 \right)} \right)$$

$$\eta_i = \ln(k_i); \quad \bar{\eta} = \frac{\eta_1 + \eta_2 + \eta_3}{3}$$

- Lineamiento (L): Describe qué tan «alargado» es el elipsoide de susceptibilidad.

$$L = \frac{k_1}{k_2}$$

- Foliación (F): Describe qué tan «achatado» es el elipsoide de susceptibilidad.

$$F = \frac{k_2}{k_3}$$

Los parámetros L y F determinan la forma del elipsoide de susceptibilidad o *fábrica magnética*; una fábrica oblatá (Figura 9B) está dada por un eje  $k_3$  deprimido con respecto a  $k_1$  y  $k_2$  ( $F > L$ ), mientras que una fábrica prolata (Figura 9C) se caracteriza por un eje  $k_1$  prominente en contraste con  $k_2$  y  $k_3$  ( $L > F$ ) (Lanza & Meloni, 2006).



*planar* suele interpretarse como una *foliación magnética* y la dispersión de los ejes  $k_1$  y  $k_2$  se asocia al plano de dicha foliación; en el caso contrario, si los ejes  $k_1$  se agrupan en el estereograma (Figura 10B), estos estarían indicando una fábrica prolata ( $k_1 > k_2 \approx k_3$ ), que se suele interpretar como un *lineamiento magnético*, cuya dirección está dada, justamente, por la del eje mayor de susceptibilidad ( $k_1$ ); finalmente, si todos los ejes tienden a agruparse (Figura 10C), se tiene una fábrica isótropa o triaxial ( $k_1 \approx k_2 \approx k_3$ ) (Borradaile & Henry, 1997; Jackson & Tauxe, 1991).

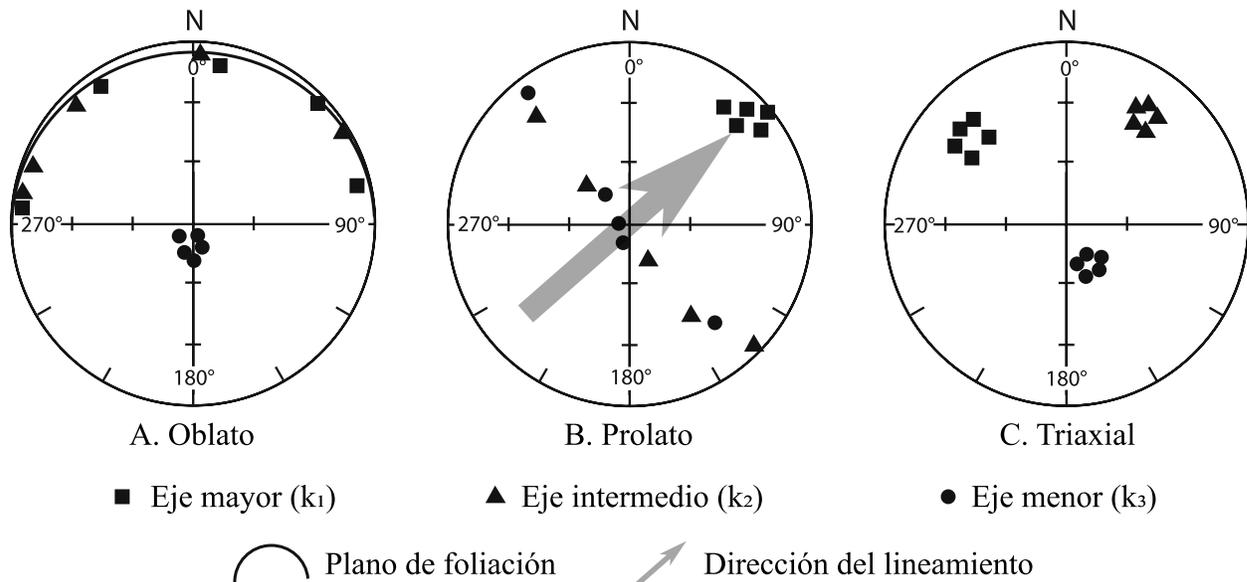


Figura 10. Redes estereográficas con proyección de igual área de las direcciones principales de susceptibilidad. Para cada caso se han medido cinco especímenes, que representan un sitio de muestreo. En A se observa un agrupamiento de los ejes menores ( $k_3$ ), es decir, una fábrica oblata; en B es todo lo contrario, el agrupamiento de los ejes mayores ( $k_1$ ) indica una fábrica prolata; finalmente, en C, todos los ejes muestran un buen agrupamiento, lo que puede indicar una fábrica isótropa o triaxial. Modificado de Lanza & Meloni (2006, p. 181)

Las aplicaciones de los estudios de AMS consisten, por ejemplo, en el análisis de dinámica de flujo o emplazamiento de cuerpos ígneos (intrusivos o extrusivos) (Abbas et al., 2018; Cañón-Tapia, 2004). También, la determinación de dirección de paleocorrientes y orientación de depositación de rocas estratificadas (Liu et al., 2001; Veloso et al., 2007). Por último algunos estudios establecen correlaciones entre fábrica magnética y fábrica tectónica asociada a procesos de esfuerzo compresivo, como el que se suele dar en sistemas de faja plegada y corrida (Borradaile & Henry, 1997; Robion et al., 2007).

Con estas consideraciones en mente, si la fábrica magnética de una roca se asocia a los procesos genéticos de esta, ya sean ígneos o sedimentarios, se dice que esa fábrica es *primaria*. Por otra parte, si la fábrica magnética es la consecuencia de algún proceso que afectó a la roca después de su formación (compresión tectónica, metamorfismo, etc.), la fábrica magnética es *secundaria* y se debe indicar el proceso que le dio origen (Ej: *fábrica tectónica*).

### 3.3. MAGNETIZACIÓN REMANENTE

En las rocas, la magnetización total o neta está dada por la suma vectorial de la magnetización inducida y remanente:

$$J = J_I + J_R$$

La magnetización inducida es generada por el actual campo magnético terrestre actuando sobre la roca y no es de particular interés en los estudios paleomagnéticos pues no contiene información sobre campos magnéticos del pasado.

Por otro lado, la magnetización remanente es un «registro» de los campos magnéticos pasados. Esta es adquirida y portada por los minerales ferromagnéticos que componen la roca gracias a la histéresis magnética (Figura 11). Esta magnetización ( $J_R$ ) es conocida como *magnetización natural remanente* (MNR) (Butler, 1992; Lanza & Meloni, 2006).

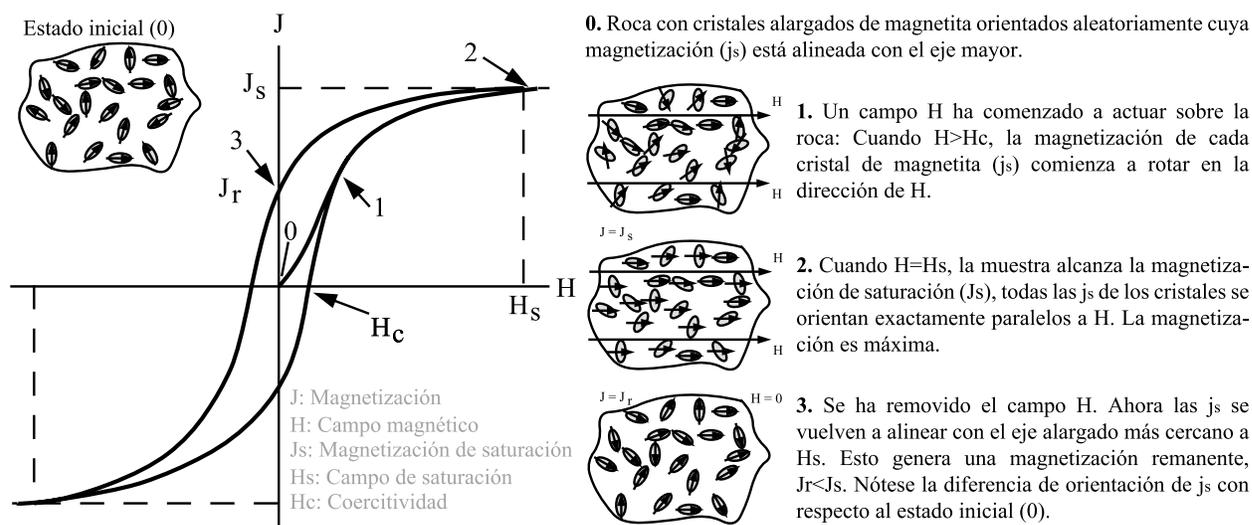


Figura 11. Esquema resumido del ciclo de Histéresis magnético para una muestra de roca con cristales elongados de magnetita distribuidos con orientación aleatoria. Tomado de Butler (1992).

Ahora bien, la MNR está compuesta por una componente primaria y otra secundaria; la MNR primaria es adquirida durante la formación de la roca, mientras que la secundaria se puede adquirir por procesos posteriores. De este modo, la MNR es la *suma vectorial* de la MNR primaria y secundaria.

Existen tres tipos principales de MNR primaria, que se diferencian por el mecanismo mediante el cual estos son adquiridos por la roca. Se presentan a continuación:

- **Magnetización termorremanente (TRM)**

La magnetización termorremanente (TRM, por sus siglas en inglés) es aquella que se adquiere por una roca expuesta a un campo magnético (el terrestre) a una temperatura superior a la

temperatura de Curie ( $T_c$ ). Por debajo de la temperatura de bloqueo,  $T_B$ , el sistema se cierra y la roca adquiere una TRM que se mantiene fija hasta que se desbloquee el sistema. Este tipo de magnetización es típicamente adquirido por rocas ígneas.

- **Magnetización remanente química (CRM)**

La magnetización remanente química (CRM, por sus siglas en inglés), se adquiere por el crecimiento o formación de minerales ferromagnéticos como resultado de cambios químicos en la roca por debajo de  $T_C$ . En este caso el sistema se cierra cuando el cristal en crecimiento alcanza un volumen de bloqueo ( $V_B$ ), que para la magnetita, por ejemplo, está en el rango de  $10^{-24}$ - $10^{-23}$  m<sup>3</sup> (diámetros del orden de 10-50 nm) (Muxworthy & Williams, 2009). Esta magnetización es adquirida típicamente en rocas sedimentarias (cementación) aunque también puede darse como magnetización secundaria por procesos metamórficos, de alteración, oxidación, etc.

- **Magnetización remanente detrítica (DRM)**

Adquirida por la depositación y diagénesis de rocas sedimentarias, la magnetización remanente detrítica (DRM) depende de los minerales ferromagnéticos detríticos que las componen, típicamente magnetita, que depositan de forma alineada con el campo magnético terrestre.

La MNR secundaria es adquirida por procesos naturales después de la formación de la roca; puede ser TRM (por acción de fluidos hidrotermales o metamorfismo de contacto, por ejemplo) y también CRM (alteración, oxidación, metamorfismo, etc.). Además, existen la magnetización remanente viscosa y la magnetización remanente isothermal, que se explican a continuación:

- **Magnetización remanente viscosa (VRM)**

Este tipo de magnetización es adquirida gradualmente por la exposición prolongada a la acción de un campo magnético. Es proporcional a un coeficiente de viscosidad ( $S$ ) y logarítmicamente proporcional al tiempo de exposición (Butler, 1992). Este tipo de magnetización suele estar asociada con el campo magnético actual y puede imponer un sesgo sobre la MNR primaria. El coeficiente de viscosidad,  $S$ , aumenta con la temperatura y la acción de eventos de calentamiento favorece la adquisición de una magnetización remanente termoviscosa (TVRM), que puede generar sesgos aún mayores.

- **Magnetización remanente isothermal (IRM)**

Es adquirido por la exposición a campos magnéticos de alta intensidad durante tiempos cortos. El campo magnético terrestre no puede generar una IRM, pero sí lo puede hacer un relámpago al golpear un afloramiento. Aunque parezca improbable, se han reportado casos de magnetización anómala que sugieren una adquisición isothermal de este tipo (Cox, 1961).

Es importante señalar que la magnetización secundaria puede «adicionarse» a la primaria (suma vectorial) o bien, si las condiciones que la generan superan las condiciones críticas de bloqueo de los minerales portadores, reemplazarla completamente generando la *remagnetización* de la roca.

La MNR es adquirida por las rocas bajo el efecto del campo magnético terrestre y se alinea en concordancia con este. Es posible definir el vector de magnetización en función de su declinación e inclinación con respecto al norte geográfico, para representar estas direcciones se utiliza la red estereográfica – aquí se utiliza la proyección de igual área – (Figura 12A) y los diagramas ortogonales o de Zijderveld (Figura 12B).

Del mismo modo, la magnetización se puede descomponer como la suma de sus componentes vectoriales. Para «aislar» o «despejar» la componente de mayor estabilidad es posible eliminar las componentes más inestables (secundarias) mediante procesos de desmagnetización progresiva. A esta componente estable se le denomina *magnetización remanente característica* (ChRM, por sus siglas en inglés) y aislarla es el foco principal de los análisis de laboratorio.

Los procesos de desmagnetización tradicionales son el lavado termal y por campos alternos. En este trabajo se utilizó únicamente la desmagnetización por lavado termal, que consiste en calentar las muestras a distintas temperaturas de manera progresiva y registrar, entre cada intervalo de temperatura, su magnetismo remanente. Esto permite determinar un trayecto de desmagnetización con el cual es posible hacer un análisis vectorial para discriminar los componentes de la MNR (Figura 12). Una componente de mayor estabilidad (la ChRM) es aquella que requiere de mayores temperaturas para ser eliminada; la VRM, por ejemplo, es adquirida principalmente por cristales con baja  $T_B$  por lo que esta magnetización secundaria tiende a borrarse en los primeros pasos de desmagnetización a temperaturas no tan altas.

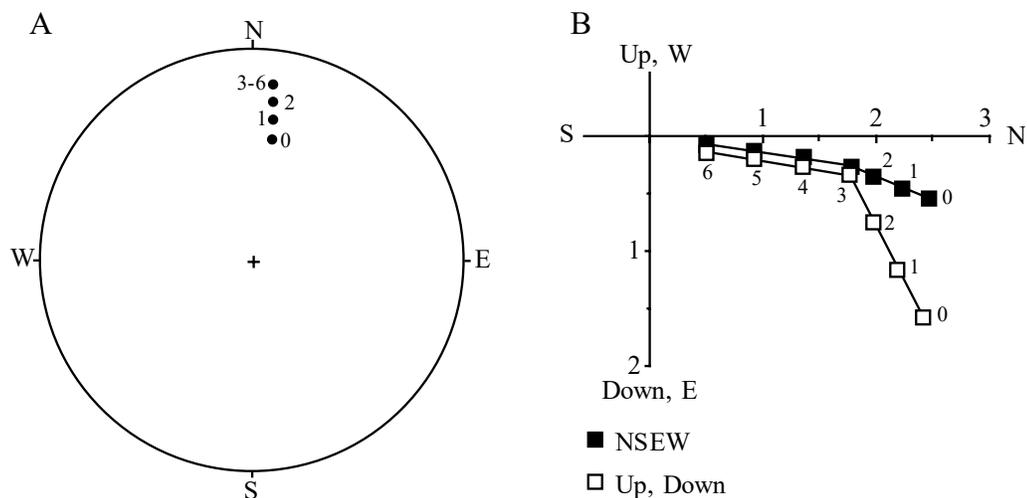


Figura 12. Diagramas para ploteo de MNR y desmagnetización. A) Red estereográfica donde se indica la inclinación y declinación de vectores de magnetización tras seis ciclos de desmagnetización. B) Diagrama ortogonal (Zijderveld, 2013) que grafica el mismo proceso de desmagnetización que en A. Cuadrados negros indican declinación y cuadrados blancos la inclinación. Los valores en los ejes indican intensidad de la magnetización. Se puede apreciar, tanto en A como en B, que tras el tercer ciclo la inclinación y declinación cambian de dirección. Tomado de Butler (1992).

#### 4. ANTECEDENTES DE PALEOMAGNETISMO Y AMS

Las propiedades magnéticas (AMS y remanencia magnética) de las rocas expuestas en los Andes Fueguinos son estudiadas desde mediados de los años 70 y 80. Estos primeros trabajos corresponden a los de Dalziel et al. (1973) y Burns et al. (1980), que reportaron rotaciones en sentido anti horario en base a datos paleomagnéticos, sugiriendo una flexura oroclinal en Patagonia. Sin embargo, actualmente existen criterios de confiabilidad para el procesamiento de los datos en laboratorio que fueron desarrollados desde finales de los 80, como la desmagnetización progresiva y el análisis vectorial para determinar componentes magnéticas (Butler, 1992; Rapalini, 2007), de modo que a la fecha de dichos estudios, estos criterios aún no se desarrollaban.

Posteriormente, ha habido estudios paleomagnéticos que sí contemplan dichas técnicas analíticas (Figura 13). Cunningham et al. (1991) reportó rotaciones anti horarias de  $90^{\circ} \pm 12^{\circ}$  en rocas de la Formación Hardy (Península Hardy, Isla Hoste) e interpretó que estas podían tener un origen oroclinal.

Se han reportado datos de AMS y paleomagnetismo en rocas cretácicas a eocenas de la faja plegada y corrida de Magallanes (FPCM), cerca del sistema del sistema de falla Magallanes-Fagnano. Existe una variación en la susceptibilidad registrada ( $\chi$ ) en el rango  $2.05 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-2}$  [SI], así como en el grado de anisotropía ( $P' = 1.05 - 1.30$ ). Se reportan, a su vez, rotaciones de entre  $05^{\circ} - 30^{\circ}$  para las rocas de la zona; donde los datos de la FPCM representan los menores valores, y los de los intrusivos al noroeste de Isla Navarino, los de mayor magnitud (Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2014; Rapalini et al., 2015).

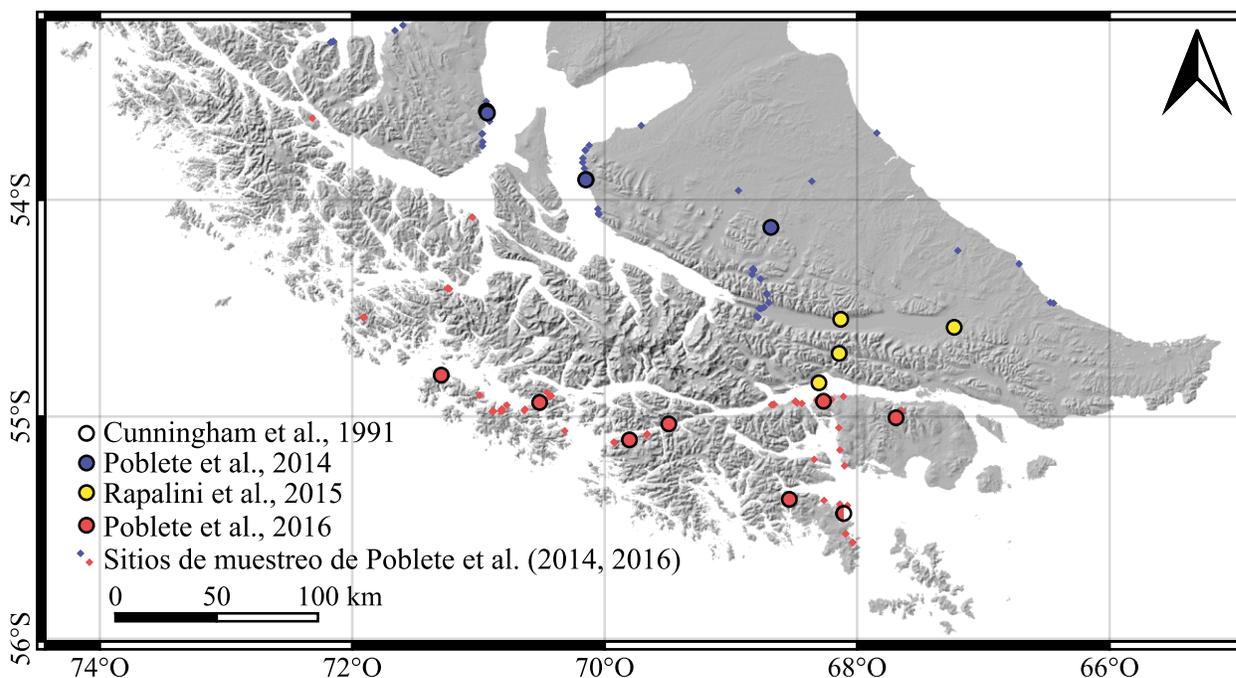


Figura 13. Sitios y localidades de datos paleomagnéticos obtenidos por trabajos previos en los Andes Fueguinos (Cunningham et al., 1991; Poblete et al., 2014, 2016; Rapalini et al., 2015). Modificado de

Poblete et al. (2016). Las rotaciones obtenidas en estos trabajos se muestran en la Figura 32, en la sección 7.3. Paleomagnetismo, junto con los resultados del presente trabajo.

Finalmente, Poblete et al. (2016) levantaron datos paleomagnéticos abarcando gran parte del archipiélago de Tierra del Fuego, desde la isla Carlos III hasta las islas Hoste y Navarino, e integraron la información de los trabajos previos (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973; Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2014; Rapalini et al., 2015).

En este último trabajo se reportaron rotaciones antihorarias de cerca de  $105^\circ$  en rocas cretácicas de Isla Navarino y Península Hardy. Rotaciones de menor envergadura se registran cerca de la intersección de los canales Murray-Beagle ( $\sim 34^\circ$ ) y para las rocas más jóvenes (70-60 Ma) en los sectores canal Ballenero-Brecknock y Canal Beagle ( $<45^\circ$ ), todas antihorarias. Estos resultados se interpretan como consecuencia de una rotación tectónica regional de la Cordillera Fueguina.

## **5. METODOLOGÍA**

La metodología utilizada en este trabajo se puede dividir esencialmente en tres etapas; una campaña de terreno para la toma de muestras, los estudios y procedimientos de laboratorio para la obtención de los datos de magnetización y susceptibilidad y, finalmente, el procesamiento y análisis de los datos para obtener y discutir los resultados.

### **5.1. CAMPAÑA DE TERRENO Y TOMA DE MUESTRAS**

Se realizó una campaña de terreno entre los días 18 y 31 de enero de 2022 planificada para visitar puntos de interés para la toma de muestras en zonas aledañas a los sectores de Estancia Santa Rosa y Bahía Douglas – en las cercanías del Cerro Tortuga – al noroeste y suroeste de Isla Navarino, respectivamente.

Como ya se ha mencionado, para llegar a la isla se hizo un viaje en avioneta desde Punta Arenas y para acceder al sector de Bahía Douglas se contó con el apoyo de la Marina Chilena, mientras que el acceso al sector de Santa Rosa fue posible por vía terrestre.

#### **5.1.1. METODOLOGÍA DE MUESTREO**

El protocolo de muestreo consistió en la obtención de testigos con la ayuda de una perforadora especialmente diseñada para esta tarea (Figura 15A). Estos testigos tienen una forma cilíndrica, con dimensiones de 25 mm de diámetro y un largo que puede variar entre unos 3 y 10 cm (Figura 15C). Deben ser rotulados y orientados tan pronto son obtenidos utilizando un «orientador» (Figura 15B), el cual permite determinar la dirección azimutal, con respecto al norte – mediante un compás magnético y/o una varilla para determinar la declinación del sol –, y la inclinación con respecto a la vertical, mediante un clinómetro, del testigo perforado (Figura 14). Las perforaciones se deben hacer en afloramientos *in situ* (no rodados) donde la roca presente pocas evidencias de alteración y/o meteorización.

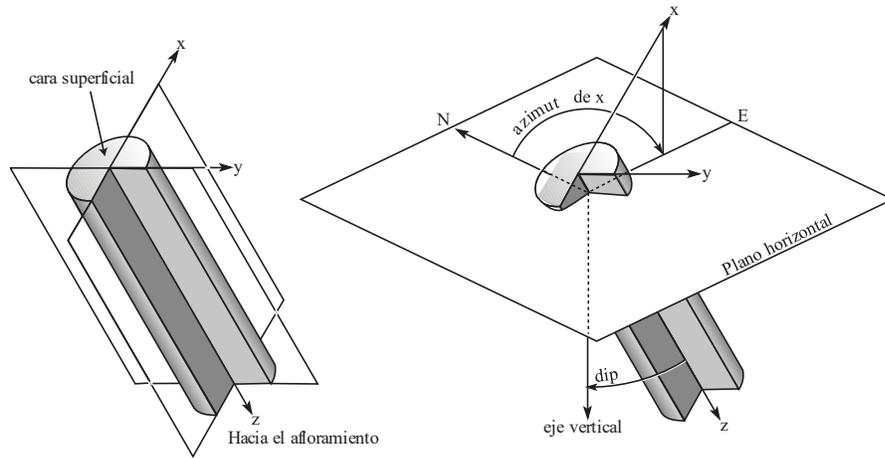


Figura 14. Orientación de testigos de paleomagnetismo. Nótese que el eje z del testigo apunta siempre «hacia» el afloramiento. Tomado de Butler (1992, p. 67).



Figura 15. Muestreo paleomagnético. A) Equipo de perforación; B) Orientador; C) Testigo de paleomagnetismo obtenido en terreno.

### 5.1.2. SITIOS DE MUESTREO

Los sitios de muestreo paleomagnético se exponen en la Figura 16 y están tabulados en la Tabla 1. Fueron muestreados 18 sitios, con un total de 159 perforaciones. Se perforaron 9 sitios en rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, 2 sitios en rocas estratificadas de la Fm. Yahgán, 4 en el Complejo Plutónico Santa Rosa (dos en el Plutón Castores y otros dos en la unidad intrusiva diorítica costera) y 3 sitios en cuerpos intrusivos aislados.

Los sitios se agruparon en localidades para hacer los estudios de rotaciones. Para poder ser sometidas a los distintos análisis de laboratorio, los testigos obtenidos en terreno fueron separados en 336 especímenes de 22 mm de largo (medida deseable).

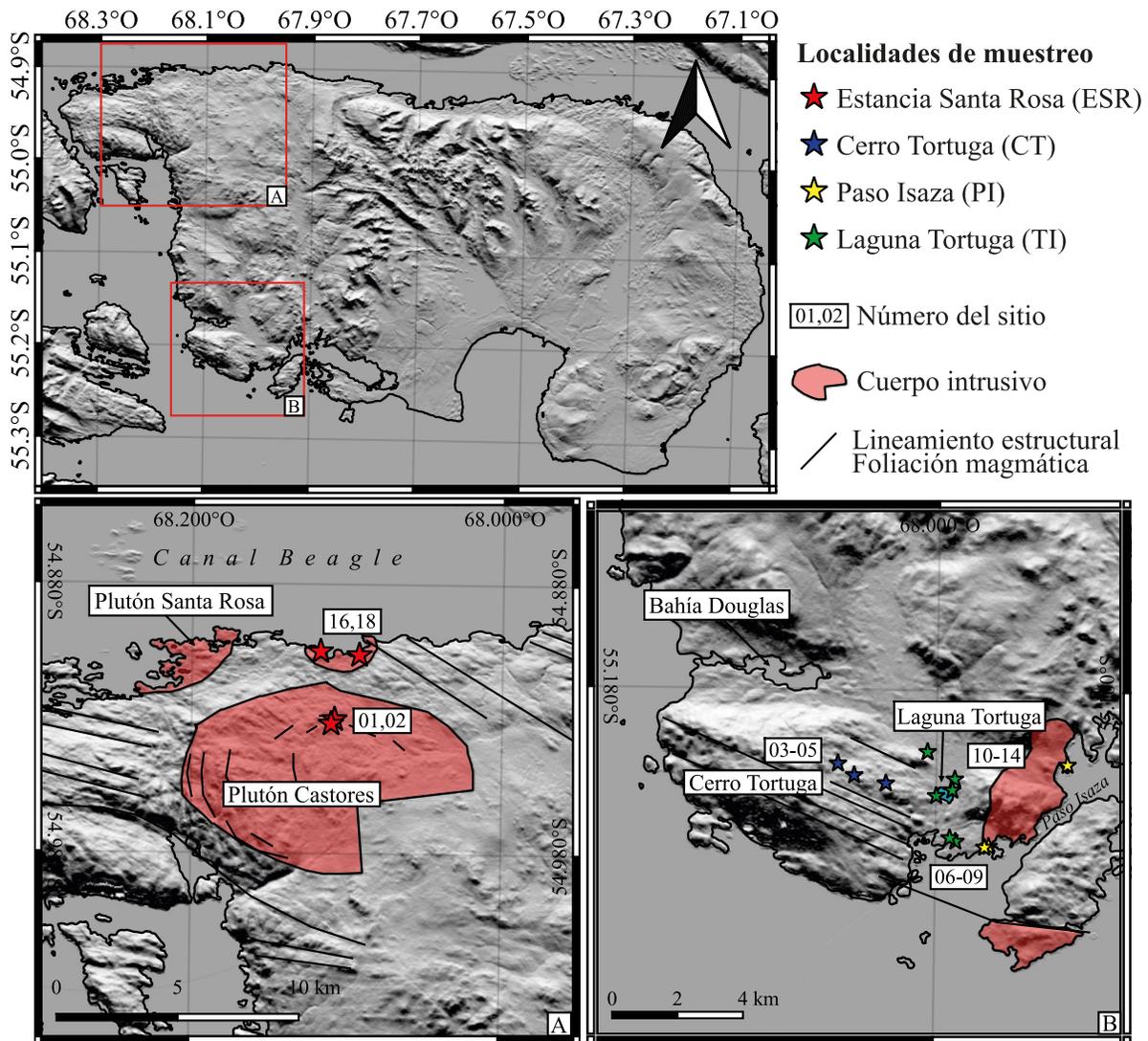


Figura 16. Sitios de muestreo. Las estrellas corresponden a sitios de muestreo y están clasificadas por color según la localidad en la que estos fueron agrupados (ver sección 6. Resultados). A) Sector Estancia Santa Rosa (que le da el nombre a la localidad homónima); B) Sector Bahía Douglas. Lineamientos estructurales en base a fotointerpretación.

Tabla 1. Ubicación y caracterización de los sitios de muestreo durante campaña de terreno. Nótese que los sitios se agrupan en localidades N: Número de testigos obtenidos por sitio.

Sector	Localidad	Sitio	Litología	Edad	N	Latitud	Longitud	
Estancia Santa Rosa	Estancia Santa Rosa	TC01	Intrusivo Tonalítico	Cretácico Superior	12	-54,93016	-68,10796	
		TC02	Intrusivo Tonalítico	Cretácico Superior	10	-54,93178	-68,11023	
		TC16	Intrusivo Diorítico	Cretácico Superior	16	-54,90498	-68,11733	
		TC17	Fm. Yahgán	Cretácico Inferior	10	-54,90549	-68,11558	
		TC18	Microdiorita	Cretácico Superior	13	-54,90622	-68,09241	
Bahía Douglas	Cerro Tortuga	TC03	Pillow Lava	Cretácico Inferior	10	-55,20041	-68,04740	
		TC04	Lava	Cretácico Inferior	22	-55,20361	-68,03951	
		TC05	Pillow Lava	Cretácico Inferior	12	-55,20572	-68,02424	
	Paso Isaza	TC06	Intrusivo Tonalítico	Cretácico Superior	20	-55,22277	-67,97448	
		TC07	Intrusivo Tonalítico	Cretácico Superior	17	-55,22304	-67,97650	
		TC10	Intrusivo Tonalítico	Cretácico Superior	14	-55,19878	-67,95175	
	Laguna Tortuga	TC08	Gabro	Cretácico Inferior	19	-55,22147	-67,99045	
		TC09	Gabro	Cretácico Inferior	15	-55,22057	-67,99326	
		TC11	Lava	Cretácico Inferior	13	-55,20439	-67,99112	
		TC12	Lava	Cretácico Inferior	21	-55,20742	-67,99228	
		TC13	Lava	Cretácico Inferior	14	-55,20900	-67,99999	
		TC14	Microdiorita	Cretácico Inferior	15	-55,19696	-68,00437	
	Puerto Williams	Puerto Williams	TC15	Fm. Yahgán	Cretácico Inferior	08	-54,93382	-67,50332

### 5.1.2.1. Complejo Ofiolítico Tortuga

Las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga que fueron muestreadas consisten principalmente en pillow lavas de Cerro Tortuga de tamaño decimétrico que se encuentran alteradas superficialmente por procesos de oxidación. También se observan afloramientos de roca volcánica en las inmediaciones de las faldas de Cerro Tortuga.

Tanto en estos afloramientos como en las pillow lavas se observa una alteración a minerales verdosos, como epidota y/o clorita. Se observan sets de diaclasas donde se reconoce una orientación azimutal de 80° y manteo vertical. Asimismo, se midió la estratificación de las almohadillas, obteniendo un manteo subhorizontal (10°) hacia el sur, con un rumbo N80W. Estas pillow lavas no presentan signos de plegamiento o deformación intensa.

Las muestras más representativas del Complejo Ofiolítico Tortuga se tomaron en los sitios TC03-05, donde se tienen pillow lavas y lavas (Figura 17), y también se perforaron sitios atribuidos a este complejo cerca de una pequeña laguna en la falda noreste de Cerro Tortuga, denominada en este trabajo como Laguna Tortuga (sitios TC11-13) (Figura 16).

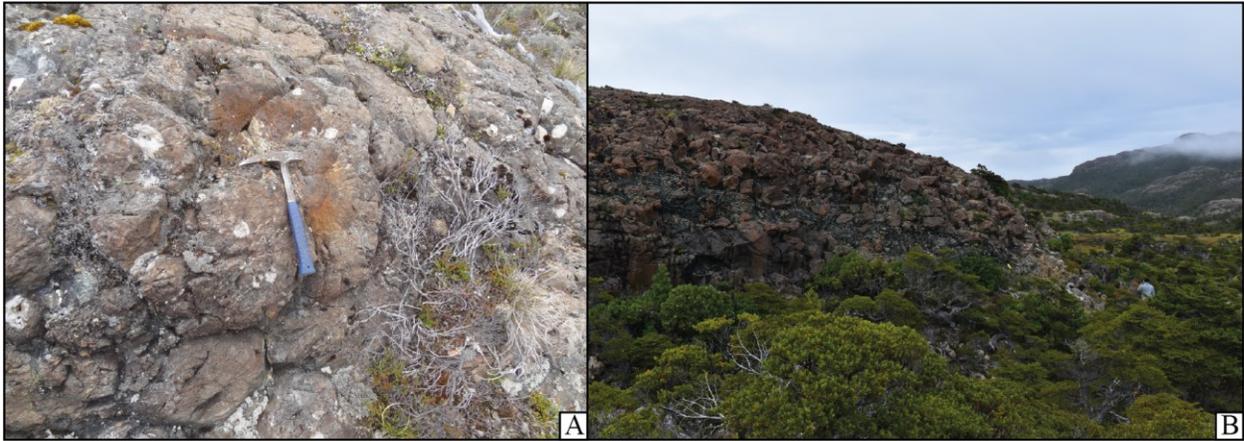


Figura 17. Afloramientos de pillow lava en Cerro Tortuga, Isla Navarino. A) Sitio TC03; B) Sitio TC05.

### 5.1.2.2. Formación Yahgán

Pese a ser la unidad litoestratigráfica principal de Isla Navarino, la formación Yahgán es la menos abarcada por este muestreo paleomagnético; se obtuvieron de estas rocas sólo dos sitios, uno al este de Puerto Williams y otro en el sector de Estancia Santa Rosa (Figura 16).

Estas rocas se caracterizan por una intercalación de lutitas y areniscas grisáceas de grano fino, que también aparecen como alternancia de capas de potencia decimétrica a métrica (Figura 18A). Es posible apreciar en los afloramientos la basculación de los estratos (Figura 18A), así como estructuras tipo ‘cola sigma’ y ‘cola sigma’ en sus capas (Figura 18B). Estos indicadores cinemáticos son evidencia de esfuerzos de cizalle (Passchier & Trouw, 1996), que en este caso serían de tipo dextral.

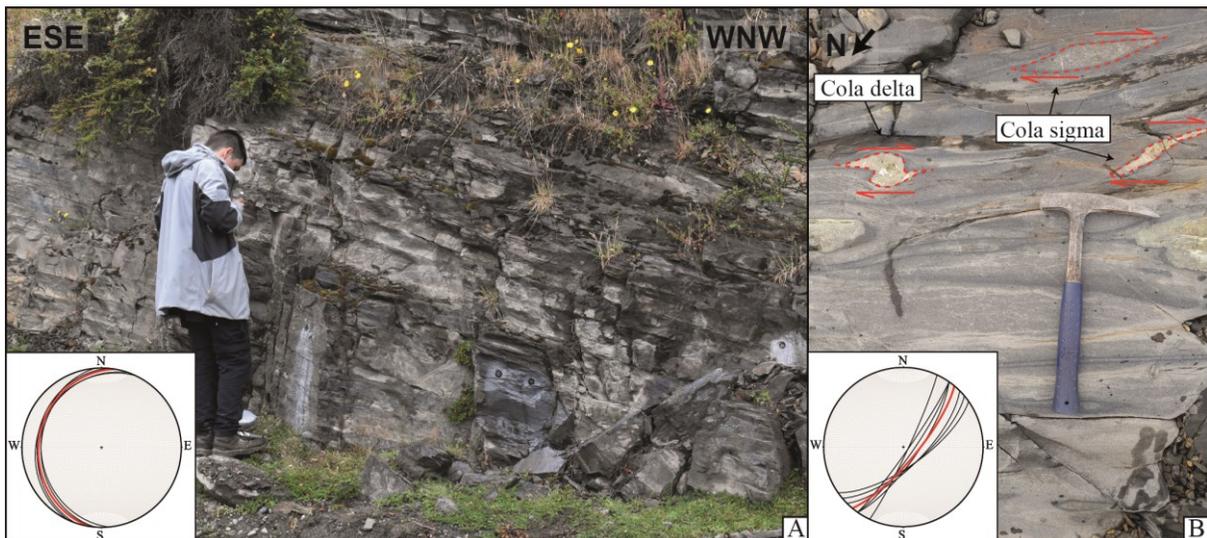


Figura 18. Afloramientos de rocas estratificadas correspondientes a Formación Yahgán. A) Sitio TC15, a unos 7 km al este de Puerto Williams; B) Estructuras sedimentarias ‘tipo sigma’ en afloramiento de Formación Yahgán. Sitio TC17, sector Estancia Santa Rosa. Se incluye estereograma con mediciones de rumbo y manteo (plano rojo corresponde a promedio de las mediciones).

De los datos obtenidos en estas rocas, sólo los del sitio TC17 se encuentran en la zona de estudio de este trabajo, en Estancia Santa Rosa. Aquí se midió la estratificación de las secuencias de arenisca y lutita con un rumbo  $\sim N40^{\circ}E$ , y un manteo de  $75^{\circ}$  hacia el sureste. Los rumbos medidos son consistentes con datos estructurales obtenidos en este sector por campañas de terreno previas (Felipe Tapia, 2019, comunicación escrita), aunque dichos datos indican manteos más someros, de unos  $50^{\circ}$  (véase Figura 23, en la sección 6. Resultados).

Lamentablemente, sumado al escaso muestreo realizado en estas rocas se encuentra el hecho de que su magnetización resultó débil para ser estudiada con los equipos de medición (ver sección 5.2. Análisis de laboratorio) y los rótulos de uno de los sitios (TC17) se vieron comprometidos, por lo que tuvo que ser descartado para los análisis de laboratorio. Es por ello que, a diferencia de los datos estructurales levantados, los datos de AMS y paleomagnetismo de Fm. Yahgán no son incluidos en los resultados de este trabajo. En Poblete et al. (2016) se presenta un acabado estudio paleomagnético de la Curvatura Patagónica cuya metodología de muestreo sí contempla rocas de esta unidad estratigráfica.

### 5.1.2.3. Rocas intrusivas

En la zona de estudio, rocas representativas del GCB afloran en el sector de Estancia Santa Rosa (Figura 16A), en el extremo noroeste de Isla Navarino. Aquí se encuentra el Complejo Plutónico Santa Rosa, conformado por los plutones Santa Rosa y Castores.



Figura 19. Afloramientos de rocas intrusivas pertenecientes al Complejo Plutónico Santa Rosa. A) Afloramiento del Plutón Castores, sitio TC01. La línea punteada roja encierra enclaves máficos anisótropos en base a los cuales se interpreta una foliación magmática. Se incluye estereograma con mediciones de rumbo y manteo de foliación magmática (plano rojo corresponde a promedio de las mediciones). B) Muestreo paleomagnético en unidad intrusiva costera al norte del Plutón Castores, sitio TC18. Filón manto microdiorítico intruyendo a Fm. Yahgán.

Se obtuvieron dos sitios de muestreo en el Plutón Castores, los sitios TC01-02. En los afloramientos perforados se observa una textura fanerítica de grano pequeño ( $< 2$  mm) donde es posible reconocer cuarzo y plagioclasa en las proporciones de una tonalita o cuarzodiorita, en presencia de anfíboles. Se expresa de manera clara la foliación magmática característica del GCB por enclaves máficos así como por la orientación de los cristales (Figura 19A), que en este caso corresponde a una foliación concéntrica y paralela a los márgenes del cuerpo intrusivo (Suárez et al., 1985). En los sitios de muestreo (TC01 y TC02) esta foliación tiene un rumbo E-W con un manteo de  $30^{\circ}$ - $40^{\circ}$  hacia el sur.

A poco más de 2 km al norte del Plutón Castores y 3 km al este del Plutón Santa Rosa aflora un pequeño grupo costero de rocas intrusivas. Se reconocen dioritas y microdioritas melanocráticas intruyendo a Fm. Yahgán. La diorita presenta una morfología irregular, con minerales de anfíbol, piroxeno, cuarzo y plagioclasa; aquí se obtuvo el el sitio TC16. Por otro lado, la microdiorita se dispone concordante a la estratificación de Yahgán, como un filón manto (*sill*) bastante fracturado y diaclasado; en él se obtuvo el sitio TC18. Se incluye este grupo dentro de las rocas del Complejo Plutónico Santa Rosa, pero se define como una unidad intrusiva diorítica, aparte de los cuerpos plutónicos Santa Rosa y Castores, antes mencionados.

En los plutones aislados del sur de la isla se obtuvieron los sitios TC06-07 (Figura 20A) y TC10 (Figura 20B). Estos se encuentran ubicados en el sector costero de Paso Isaza (Figura 16B), texturalmente son similares al Plutón Castores, aunque carecen de foliación magmática, son levemente más leucocráticos y con mayor presencia de anfíbol y biotita. El tamaño de grano también aumenta levemente en estos afloramientos.



Figura 20. Afloramientos de cuerpos plutónicos en sector sur de Isla Navarino. A) Intrusivo costero en zona sur de sector Paso Isaza, sitios TC06-TC07; B) Muestreo paleomagnético en intrusivo por la zona norte de sector Paso Isaza, sitio TC10.

## 5.2. ANÁLISIS DE LABORATORIO

### 5.2.2. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (AMS)

Los sitios obtenidos en el sector de Estancia Santa Rosa consisten principalmente en rocas intrusivas. En este tipo de rocas, las interpretaciones de la fábrica magnética tienden a centrarse en sus implicancias tectónicas, considerando un plano de foliación ortogonal al esfuerzo o *stress* regional (López de Luchi et al., 2010; Rapalini et al., 2010), o bien implicancias magmáticas de emplazamiento, donde la foliación y el lineamiento magnético tienden a alinearse paralelas a las direcciones de flujo del magma (Í. Payacán, 2015; Temporim et al., 2020).

Por otro lado, en el sector de Bahía Douglas se encuentran también rocas volcánicas; lavas y pillow lavas. En este tipo de rocas la interpretación de los datos es relativamente más compleja; desde hace ya poco más de tres décadas que la deducción más aceptada es la de que los lineamientos – dados por  $k_{\text{máx}}$  – indican la dirección de flujo en lavas y diques (Knight & Walker, 1988); sin embargo, diversos estudios realizados hasta comienzos de los 2000 – véase Cañón-Tapia (2004) para ejemplos de casos de estudio – sugieren que existen variaciones sistemáticas en la orientación de los ejes de anisotropía dentro de una misma unidad (Figura 27A). De modo que para estos casos se hace necesaria una metodología sistemática de muestreo y análisis de datos.

Para este estudio, la susceptibilidad magnética y AMS se midió en 283 especímenes de los 17 sitios utilizando el equipo Kappabridge de multifrecuencia (AGICO Inc.), del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile. Los resultados se diagramaron en una red estereográfica de igual área que contiene la dirección de los ejes del elipsoide de susceptibilidad en el espacio según su declinación-inclinación (ver sección 3.2. Anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) y sección 6. Resultados).

### 5.2.3. MAGNETIZACIÓN REMANENTE

Para la desmagnetización de las muestras se utilizó el Desmagnetizador Termal TD-48 (ASC Scientific) del Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Chile (Departamento de Geología). Esto se realizó con los siguientes intervalos de temperatura (en °C): 150, 210, 260, 280, 300, 325, 350, 410, 430, 470, 490, 510, 550, 580. Se seleccionaron 81 especímenes de 16 sitios para ser desmagnetizados.

Se midió la MNR de todos los especímenes obtenidos, luego se midió la magnetización de los especímenes seleccionados después de cada intervalo de desmagnetización termal. Esto se realizó utilizando el magnetómetro de rotación Molspin del Laboratorio de Paleomagnetismo del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Se seleccionaron especímenes de 16 sitios ya que el sitio TC15 (Fm. Yahgán) fue descartado para este proceso. Esto se debe a que el sitio TC15 presenta una intensidad de magnetización muy baja

como para ser medida con el magnetómetro Molspin, razón por la cual se debe utilizar un equipo de mayor sensibilidad, como el JR5 (AGICO).

Con los resultados del MNR, es posible determinar direcciones promedio de la ChRM observada por localidad. Luego, se le debe atribuir una edad a esta magnetización y, con ayuda de los Polos Geomagnéticos Virtuales (VGPs) para cada edad atribuida (Torsvik et al., 2012), se determina la declinación e inclinación esperada del vector magnético para cada localidad, que está directamente relacionada con la ubicación geográfica del afloramiento y del período durante el cual adquirió la magnetización (véase sección 3.1.5. Campo magnético terrestre).

De este modo, al comparar la orientación (declinación-inclinación) observada con la orientación esperada de cada localidad es posible hacer inferencias sobre su ubicación o disposición espacial al momento de adquirir su magnetización, así como de su evolución en los tiempos posteriores. La diferencia entre la declinación esperada y la observada es típicamente interpretada como *rotación* en torno a un eje vertical o a un polo de rotación (polo de Euler), mientras que la diferencia entre inclinación esperada y observada es una *anomalía de inclinación* o «*flattening*», que se suele interpretar como una deriva latitudinal (de norte a sur o viceversa) dada la directa relación entre la inclinación del campo magnético en un punto de la Tierra y la latitud (ubicación geográfica) de dicho punto (Butler, 1992; Lanza & Meloni, 2006).

## **6. RESULTADOS**

De los resultados que aquí se muestran, se trabajó principalmente con las rocas ígneas intrusivas o del Complejo Ofiolítico Tortuga; las muestras obtenidas en rocas de la Formación Yahgán, es decir, en los sitios TC15 y TC17 fueron omitidas ya que, por su baja señal magnética, la sensibilidad de los equipos utilizados impidió hacer buenas mediciones. Además, los testigos del sitio TC17 sufrieron problemas con el etiquetado, razón por la que también tuvieron que ser descartados.

### **6.1. AMS Y FÁBRICA MAGNÉTICA**

En la Tabla 2 se resumen los principales resultados obtenidos de la medición de AMS. Las muestras analizadas presentan una susceptibilidad magnética media ( $\chi$ ) con valores entre 0.0004 y 0.064 (SI). Los valores más altos corresponden a rocas intrusivas del Complejo Plutónico Santa Rosa (Sitios 01, 02, 16, 18) e intrusivos aislados (Sitios 06, 07, 10), mientras que las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga (Sitios 03-05, 11-14) presentan las susceptibilidades menores.

La anisotropía de susceptibilidad presenta una distribución similar, como se puede observar en el gráfico T-P' de la Figura 21A; los valores más altos de anisotropía, mayores a 1.25, corresponden a las rocas tonalíticas del Plutón Castores, seguidas por el resto de las unidades intrusivas con un 6-12%. Por otro lado, las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, principalmente pillow lavas y gabros, presentan una fábrica más bien isótropa, con anisotropías no mayores al 4% y en general cercanas al 1-2%.

Tabla 2. Resumen de resultados de AMS, ordenadas por localidad. Loc: localidades (ESR: Estancia Santa Rosa; CT: Cerro Tortuga; PI; Paso Isaza; LT: Laguna Tortuga; PW: Puerto Williams). Li: litología (IT: Intrusivo Tonalítico; PL: Pillow Lava; G: Gabro; L: Lava; MD: Microdiorita FY: Fm. Yahgán; ID: Intrusivo Diorítico); N: número de especímenes medidos; k1 y k3: valor de la susceptibilidad en los ejes mayor y menor, respectivamente, del elipsoide de susceptibilidad; D: declinación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad; I: inclinación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad;  $\chi$ : susceptibilidad promedio; lin: índice de lineamiento; fol: índice de foliación; ani: porcentaje de anisotropía; T: parámetro de forma; P': índice de anisotropía corregido (Jelínek, 1978).

Loc	Sitio	Li	N	k1	D1	I1	k3	D3	I3	$\chi$ (SI)	lin	fol	ani [%]	T	Forma	P'
ESR	TC01	IT	12	1.074	205.7	35	0.865	355	50.7	0.0640	1.013	1.227	24.30	0.88	oblato	1,276
	TC02	IT	10	1.073	234.5	32.7	0.876	359	41.6	0.0437	1.020	1.201	22.50	0.81	oblato	1,251
	TC17	FY	10	1.153	100.7	76.8	0.876	203	2.8	0.0373	1.187	1.109	31.60	-0.25	prolato	1,319
	TC16	ID	16	1.075	152.2	39.5	0.955	26	35.9	0.0281	1.107	1.016	12.50	-0.73	prolato	1,137
	TC18	MD	13	1.051	292.1	73.1	0.958	146	14.2	0.0152	1.059	1.036	9.70	-0.25	prolato	1,098
CT	TC03	PL	10	1.005	90.1	2.5	0.995	183	52.1	0.0007	1.006	1.004	1.00	-0.14	prolato	1,010
	TC04	L	22	1.011	85.4	12.3	0.993	337	55.9	0.0014	1.014	1.003	1.80	-0.63	prolato	1,019
	TC05	PL	12	1.009	252.2	4.2	0.994	161	18.5	0.0039	1.012	1.004	1.50	-0.51	prolato	1,016
PI	TC06	IT	20	1.025	3.8	31.1	0.959	218	53.9	0.0219	1.008	1.060	6.80	0.76	oblato	1,075
	TC07	IT	17	1.022	45.8	32.7	0.961	195	53.4	0.0251	1.005	1.058	6.30	0.84	oblato	1,070
	TC10	IT	14	1.032	155.8	7.5	0.962	58	44.4	0.0132	1.025	1.046	7.20	0.29	oblato	1,073
LT	TC08	G	19	1.015	75.3	24.1	0.978	345	0.1	0.0161	1.008	1.030	3.80	0.57	oblato	1,040
	TC09	G	15	1.010	255.7	16.8	0.985	347	3.9	0.0054	1.005	1.021	2.60	0.60	oblato	1,027
	TC11	L	13	1.016	222.0	40.5	0.991	110	23.8	0.0010	1.023	1.002	2.50	-0.82	prolato	1,028
	TC12	L	21	1.005	85.6	28	0.996	186	19.2	0.0011	1.005	1.004	0.90	-0.08	prolato	1,009
	TC13	L	14	1.003	270.5	30.1	0.997	3	4.4	0.0007	1.003	1.003	0.50	-0.02	prolato	1,005
	TC14	MD	15	1.004	278.4	37.9	0.994	181	9.6	0.0008	1.002	1.009	1.10	0.69	oblato	1,011
PW	TC15	FY	08	1.031	288.8	21.5	0.968	40	41.9	0.0004	1.030	1.034	6.40	0.06	oblato	1,065

Los estereogramas donde se visualiza la orientación de los ejes de susceptibilidad ( $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$ ) se muestran en las Figuras 21 y 22; promedios y regiones de confianza tensoriales también han sido determinados (Jelínek, 1978).

Con respecto a la fábrica magnética, tanto las rocas del Plutón Castores (sitios TC01 y TC02) como las del intrusivo aislado (sitios TC06, TC07, TC10) presentan una fábrica oblata (Figura 21), pero la orientación de sus ejes es casi opuesta: mientras que en TC01 y TC02 el eje menor está orientado hacia el norte (Figura 21B), en TC06 y TC07 está orientado hacia el SW (Figura 21D) y en TC10, hacia el NW (Figura 22A), en todos los casos con una inclinación cercana a los  $50^\circ$ . Los gabros de los sitios TC08 y 09 (Figura 22A) y la microdiorita del sitio TC14 (Figura 22C) también presentan una fábrica oblata, pero en estos casos la inclinación de  $k_{\min}$  es más baja – menor a  $10^\circ$  – y su declinación es opuesta; hacia el NNW en los gabros y hacia el sur en la microdiorita.

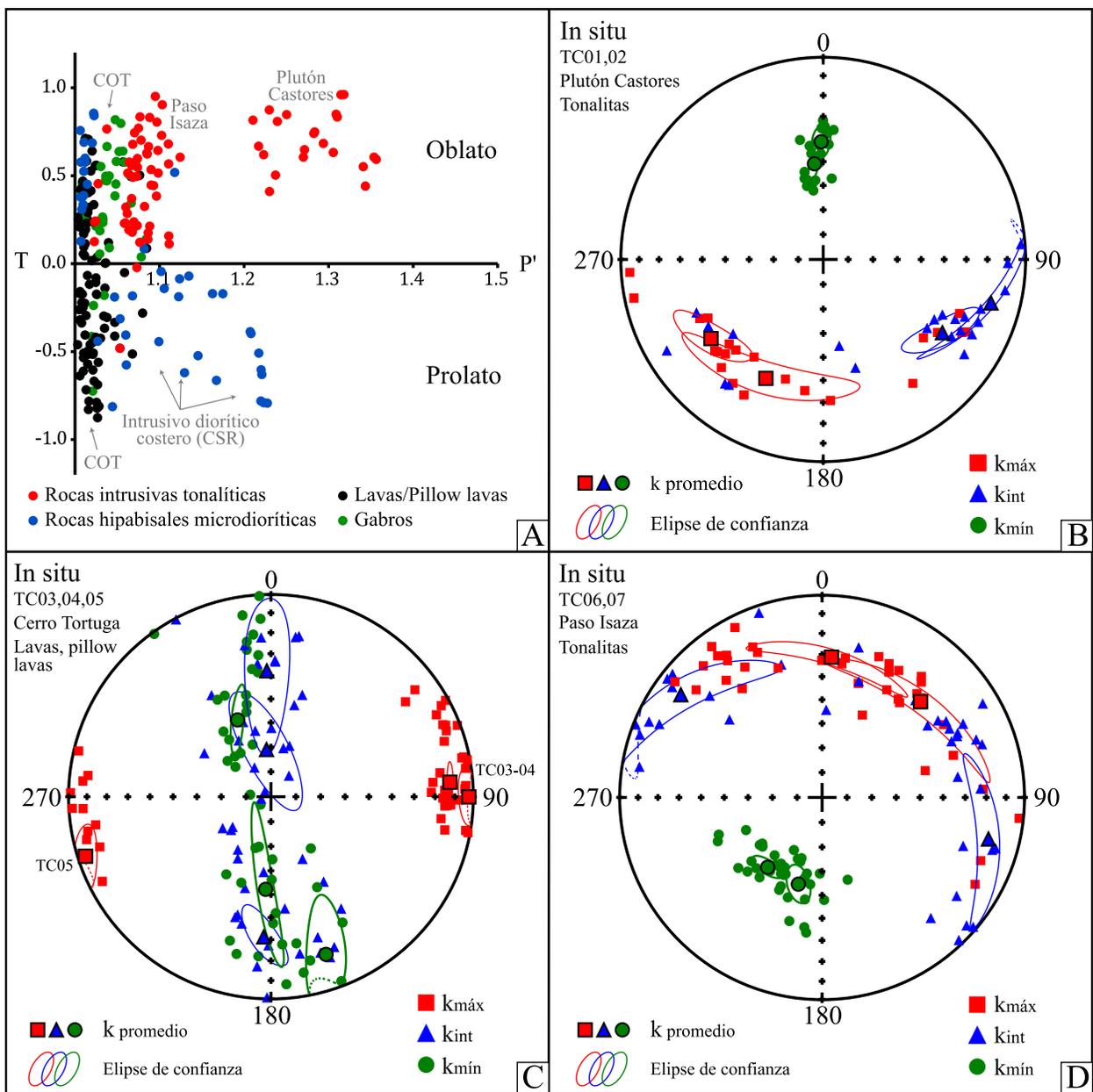


Figura 21. Ploteo de resultados de AMS. A) Diagrama T vs P' para todos los sitios muestreados en este trabajo; B) Red estereográfica (proyección de igual área) con ploteo de los tres ejes ( $k_{\text{máx}}$ ,  $k_{\text{int}}$ ,  $k_{\text{mín}}$ ) del elipsoide de AMS para sitios 01 y 02 en coordenadas *in situ*; C) Estereograma para sitios 03 a 05; D) Red estereográfica para sitios 06 y 07. Las figuras con borde negro representan las direcciones promedio de  $k_{\text{máx}}$  (cuadrados),  $k_{\text{int}}$  (triángulos), y  $k_{\text{mín}}$  (círculos) por sitio.

Las rocas basálticas del Complejo Ofiolítico Tortuga tienen una que tiende a ser más prolata que oblata: en las pillow lava de Cerro Tortuga el eje mayor se orienta subparalelo a la E-W (Figura 21C), mientras que en Laguna Tortuga los datos aparecen mucho más dispersos, al igual que sus promedios (Figura 22B). Los sitios TC16 y TC18 (Figura 22D), del intrusivo costero en Estancia Santa Rosa, presentan una fábrica prolata; en TC16 esta se orienta hacia el SSE, con  $\sim 40^\circ$  de inclinación, y en TC18 hacia el WNW con una inclinación de  $75^\circ$ .

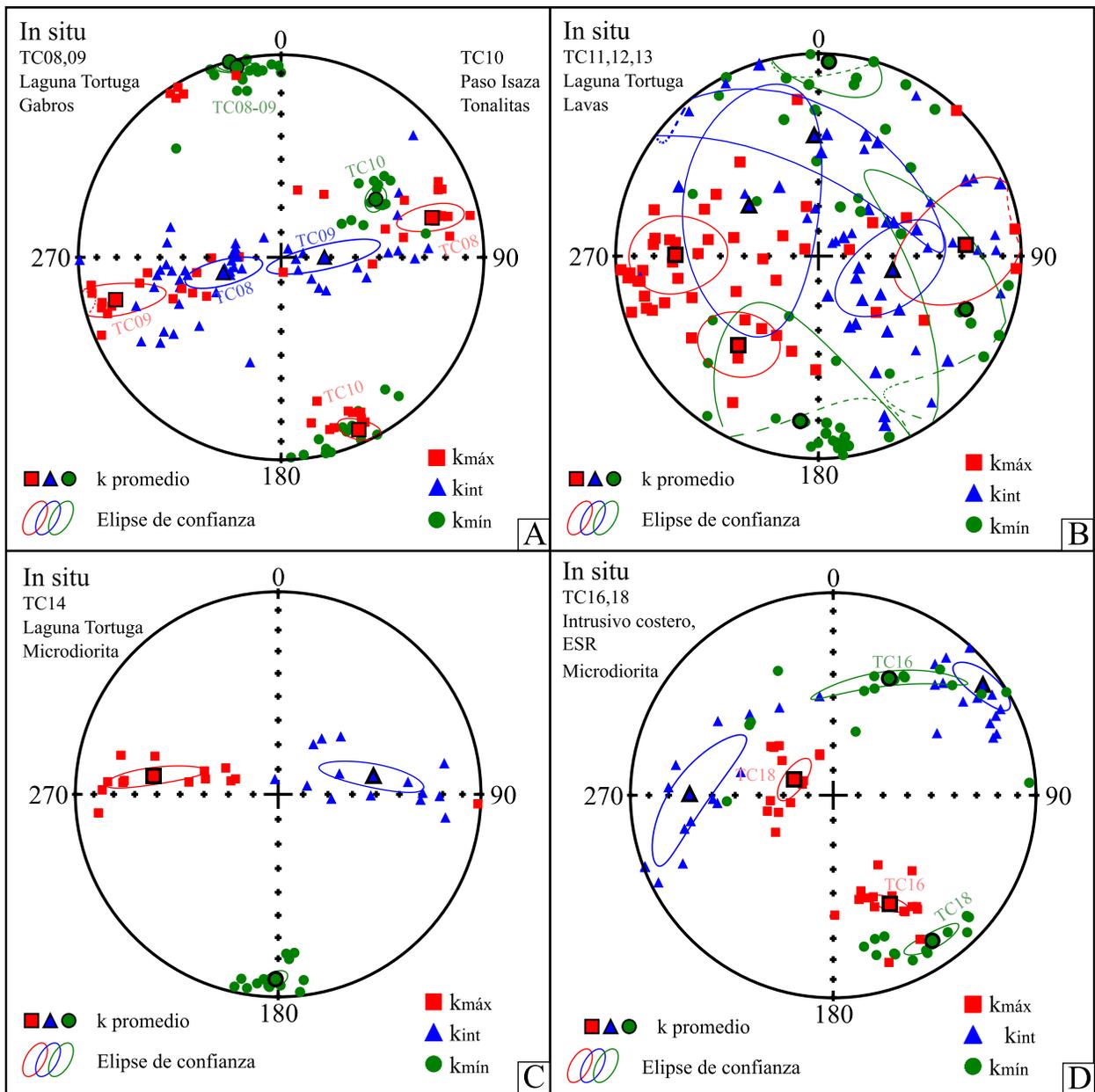


Figura 22. Redes estereográficas con ploteo de los ejes del elipsoide de AMS para sitios 08 y 09 (A), 11 a 13 (B), 14 (C), 16 y 18 (D).

Las muestras con fábricas oblatas se asocian a foliaciones magnéticas y aquellas con fábrica prolata se asocian a lineamientos (Figuras 23 y 24) (Jezek & Hrouda, 2004; Muxworthy & Williams, 2004). En los sitios con foliación magnética, la orientación del  $k_{mín}$  promedio corresponde al polo del plano de foliación, mientras que donde existen lineamientos, su orientación (azimut, o rumbo, y buzamiento) está definida por la declinación e inclinación del  $k_{máx}$  promedio. Los promedios aquí mencionados son los tensores promedio, con sus regiones de confianza (Jelínek, 1978). A dichas regiones de confianza se les denominará también como *error* o *rango de error* asociado.

De este modo, las rocas del Plutón Castores (Figura 23A) presentan una foliación magnética de rumbo E-W y manteo de 40-50° hacia el sur (Figura 23C). Esta foliación no sólo coincide con la foliación magmática pervasiva medida *in situ*, sino también con la estratificación de Fm. Yahgán en las inmediaciones del Plutón Santa Rosa, ambas de orientación ~EW/35°S (Figura 23B y C). Las rocas de los sitios 16 y 18 presentan lineamientos de rumbo en el rango N30W-N70W (Figura 23D). Este lineamiento es casi perpendicular a la estratificación de Yahgán medida en este punto, pero es subparalela a la dirección de los lineamientos estructurales mapeados en el sector.

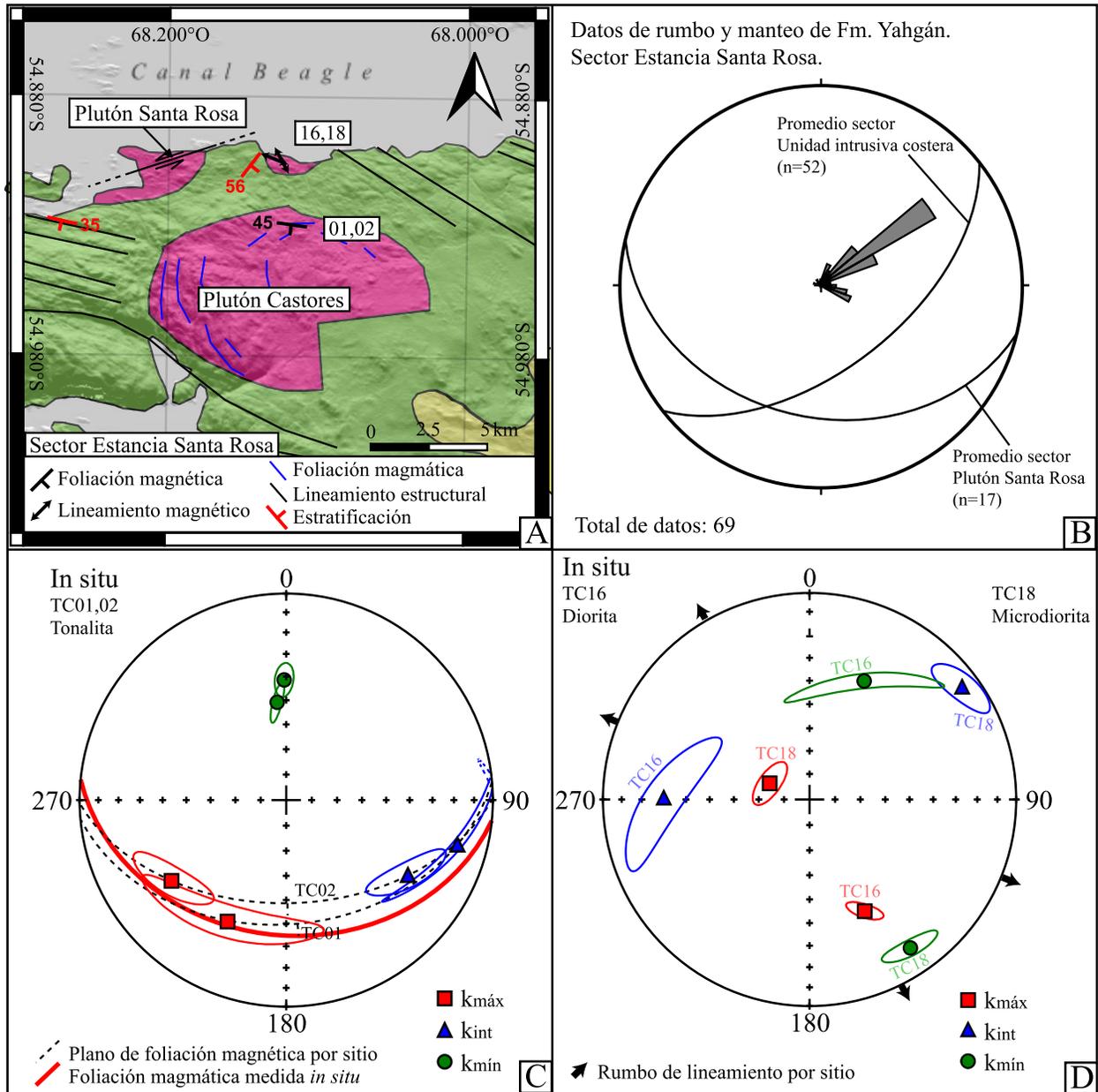


Figura 23. Folioaciones y lineamientos promedio por sitio en sector de Estancia Santa Rosa. A) Vista en planta de folioaciones y lineamientos en el sector según su ubicación. Se incluyen datos de rumbo y manteo de estratificación y foliación magmática medidas *in situ*. Lineamientos estructurales son fotointerpretados

y en base a los trazados por Poblete et al. (2016). Foliación magnámica fotointerpretada y en base a la descrita por Suárez et al. (1985). B) Estereograma con datos de estratificación levantados sobre Fm. Yahgán en las inmediaciones del Complejo Plutónico Santa Rosa. Diagrama de roseta indica dirección azimutal del rumbo de la estratificación. (C-D) Redes estereográficas con las direcciones promedio de  $k_{m\acute{a}x}$  y  $k_{m\acute{i}n}$  para los sitios que aparecen en A. Líneas punteadas corresponden al plano de foliación magnética promedio de cada sitio y las flechas negras representan el rumbo de los lineamientos magnéticos promedio de cada sitio.

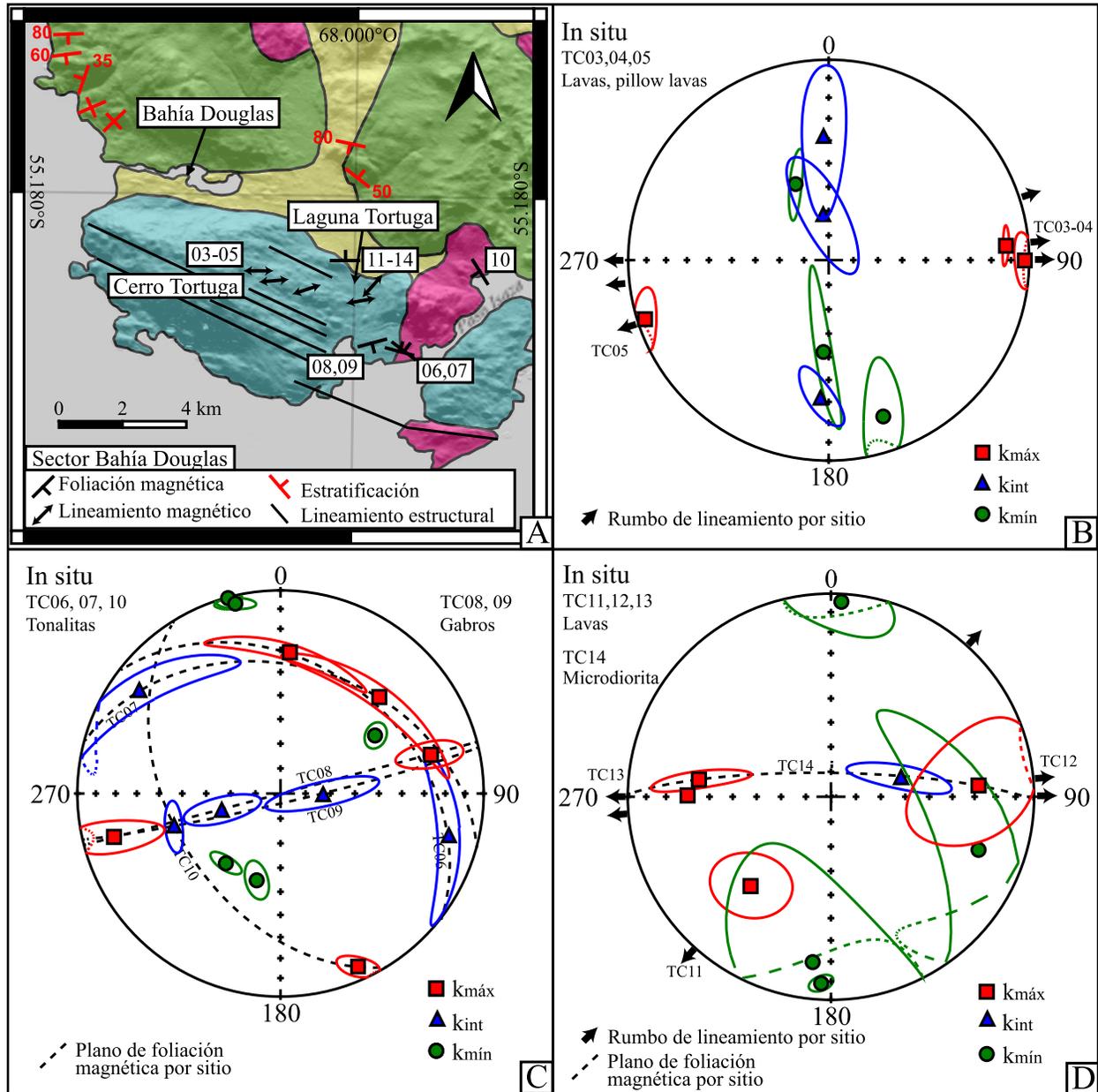


Figura 24. Foliaciones y lineamientos promedio por sitio en sector de Bahía Douglas. A) Vista en planta de foliaciones y lineamientos en el sector según su ubicación. Lineamientos estructurales son fotointerpretados y en base a los trazados por Poblete et al. (2016). Datos de estratificación tomados del mapeo de Suárez et al. (1985). B-D) Redes estereográficas con las direcciones promedio de  $k_{m\acute{a}x}$ ,  $k_{int}$  y  $k_{m\acute{i}n}$  para los sitios que aparecen en A. Las líneas punteadas corresponden al plano de foliación magnética promedio de cada sitio y

las flechas representan el rumbo de los lineamientos magnéticos promedio de cada sitio. Se insertan códigos de los sitios en planos de foliación y flechas de lineamiento.

Por otra parte, en el sector Bahía Douglas (Figura 24A), las rocas volcánicas del Complejo Ofiolítico Tortuga (lavas y pillow lavas) presentan lineamientos que se encuentran orientados subparalelos a la E-W, o bien a la NE-SW (Figura 24B). Los datos están más agrupados en los sitios de Cerro Tortuga (sitios 03, 04 y 05, Figura 24B), mientras que en Laguna Tortuga (sitios 11, 12 y 13, Figura 24D) estos se encuentran más dispersos y existe un mayor rango de error asociado. La microdiorita (TC14; Figura 24D) presenta una foliación cuyo plano característico tiene un rumbo E-W y un manteo fuerte (80°) hacia el sur.

La foliación de los gabros del Complejo Ofiolítico Tortuga (TC08,09) tiene un rumbo ENE-WSW con un manteo subvertical, mientras que en los sitios muestreados en el intrusivo tonalítico de este sector (TC06,07,10), las rocas tienen una foliación magnética orientada subparalela a la NW-SE, con manteos entre 35° y 45° (Figura 24C).

## 6.2. PALEOMAGNETISMO

En la Tabla 3 se muestran los resultados de las mediciones de magnetismo remanente. Su orientación (declinación-inclinación) fue calculada mediante el análisis vectorial de los resultados del proceso de desmagnetización progresiva. La dirección de la ChRM fue determinada usando análisis de componentes principales según el método de Kirschvink (1980) y el cálculo de las direcciones promedio fue realizado en base a la estadística *Fisheriana* de datos espaciales (Fisher, 1953; Mardia, 1975). A continuación se describen los resultados del proceso de desmagnetización termal (figuras 25 y 26).

En los sitios TC01, TC02, TC16 y TC18 la magnetización se mantiene estable – o con muy poca disminución de la intensidad magnética – por un rango amplio de temperaturas (200-500 °C) y luego se desploma a temperaturas de entre 500 °C y 600 °C (TC02 y TC18 en Figura 25B y D). En el sitio TC01 algunas muestras decaen en mayor o menor medida antes de alcanzar la estabilidad a los 280 °C, como en un patrón escalonado (Figura 25A). Tanto en TC01 como en TC02 la desmagnetización se alcanza principalmente a los 580 °C.

En otros sitios, como TC03, TC04 y TC05 (lavas y pillow lavas del Complejo Ofiolítico Tortuga) la curva de desmagnetización decae de forma progresiva, generando una curva de apariencia cuadrática, y también alcanza el cero a temperaturas entre 500 °C y 600 °C (Figura 25C).

Los sitios TC08 y TC09 (Figura 25D) presentan una combinación de patrones en que se tienen decaimientos progresivos (como los de TC03) y otros escalonados (como los de TC01).

Finalmente, en los sitios TC10, TC11 y TC12 la magnetización decae muy rápidamente entre los 180 °C y 350 °C (Figura 25E).

Varios de los especímenes no pudieron completar el proceso de lavado termal puesto que al ser sometidos a altas temperaturas ( $T > 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) la magnetización se tornó inestable y el factor de error ( $q$ ) aumentó mucho su valor (ver Anexos A2 para detalle). Dado lo anterior, la desmagnetización se detuvo en los especímenes donde se observó una desestabilización de la magnetización o cuando el factor de error fuera  $q > 10$ .

A través del proceso de desmagnetización fue posible hacer el análisis vectorial para determinar la ChRM en algunos especímenes. Esto se grafica en los diagramas ortogonales de la Figura 26, en base a los cuales se determinaron las orientaciones promedio por sitio (Dec-Inc) que se muestran en la Tabla 3.

Los sitios de la zona noroeste de la isla (Estancia Santa Rosa) en general presentan una declinación observada *in situ* de entre  $300^{\circ}$  y  $340^{\circ}$ , mientras que los sitios del sector suroeste de la isla (Sector Bahía Douglas) tienen declinaciones observadas *in situ* que van de  $240^{\circ}$  a  $280^{\circ}$ .

Las inclinaciones observadas oscilan en general entre  $65^{\circ}$  y  $75^{\circ}$  aproximadamente, excepto en el caso de los sitios TC01 y TC02, correspondientes al Plutón Castores, que presentan una menor inclinación observada de  $43^{\circ}$  y  $50^{\circ}$ , respectivamente.

Tabla 3. Resultados promedio por sitio de las mediciones de magnetización, ordenadas por localidad. Loc: localidades (ESR: Estancia Santa Rosa; CT: Cerro Tortuga; PI: Paso Isaza; LT: Laguna Tortuga; PW: Puerto Williams); Li: Litología (IT: Intrusivo Tonalítico; PL: Pillow Lava; G: Gabro; L: Lava; MD: Microdiorita FY: Fm. Yahgán; ID: Intrusivo Diorítico; In: Intrusivo; Di: Dique laminar); Ma: edad de la magnetización en millones de años según Poblete et al. (2016); N/n: número de especímenes desmagnetizados (N) y de especímenes utilizados para cálculo vectorial (n); MNR: Magnetización natural remanente promedio por sitio; K: Susceptibilidad promedio por sitio; Dec-Inc: Declinación e inclinación promedio de la magnetización remanente característica por sitio;  $\alpha_{95}$ : semi-ángulo de confianza al 95%. En ESR y en CT se añaden algunos de los sitios reportados por Poblete et al. (2016).

Loc	Sitio	Li	Edad/Ma	Latitud	Longitud	N/n	MNR [A/m]	K [SI]	Dec	Inc	$\alpha_{95}$
ESR	TC01	IT	Cret. Sup./85	-54,93016	-68,10796	06/04	8,5800	0,031800	341,6	-43,1	10,3
	TC02	IT	Cret. Sup./85	-54,93178	-68,11023	04/04	16,9000	0,033200	343,1	-50,5	12,6
	TC16	ID	-	-54,90498	-68,11733	06/06	9,0100	0,009860	314,1	-69,0	3,6
	TC18	MD	-	-54,90622	-68,09241	06/06	2,1000	0,008070	304,4	-67,6	3,6
	TU88*	In	Cret. Sup./85	-54,92237	-68,20377	-	0,1620	0,022200	303,7	-70,6	8,0
	TU89*	In	Cret. Sup./85	-54,90827	-68,10958	-	0,3480	0,018400	318,2	-74,6	4,6
CT	TC03	PL	Cret. Inf./100	-55,20041	-68,04740	05/05	0,0663	0,000626	260,6	-65,4	7,2
	TC04	L	Cret. Inf./100	-55,20361	-68,03951	07/07	0,1510	0,001110	251,0	-64,9	2,0
	TC05	PL	Cret. Inf./100	-55,20572	-68,02424	03/03	0,6170	0,002460	251,4	-70,3	11,3
	TU54*	PL	Cret. Inf./100	-55,19465	-68,34100	-	0,0105	0,000630	241,7	-76,0	8,3
	TU63*	Di	Cret. Inf./100	-55,22395	-68,10060	-	0,1810	0,002170	212,2	-65,8	4,1
PI	TC06#	IT	-	-55,22277	-67,97448	05/00	0,4060	0,017800	-	-	-
	TC07	IT	-	-55,22304	-67,97650	05/03	0,3880	0,021000	252,4	-70,8	10,5
	TC10#	IT	-	-55,19878	-67,95175	04/00	0,1630	0,010600	-	-	-

Loc	Sitio	Li	Edad/Ma	Latitud	Longitud	N/n	MNR [A/m]	K [SI]	Dec	Inc	$\alpha 95$
	TC08	G	-	-55,22147	-67,99045	05/04	5,8700	0,009620	240,6	-69,0	5,1
	TC09	G	-	-55,22057	-67,99326	04/04	1,9200	0,002650	248,9	-69,1	4,3
LT	TC11#	L	Cret. Inf./100	-55,20439	-67,99112	04/00	0,6440	0,001410	-	-	-
	TC12	L	Cret. Inf./100	-55,20742	-67,99228	06/03	0,4590	0,001090	283,4	-74,9	13,8
	TC13	L	Cret. Inf./100	-55,20900	-67,99999	05/03	0,0810	0,000565	268,2	-65,0	8,6
	TC14	MD	-	-55,19696	-68,00437	06/04	0,0367	0,000631	260,7	-60,6	11,4
	PW	TC15†	FY	-	-54,93382	-67,50332	-	0,0139	0,000327	-	-

\* Poblete et al. (2016)  
# Sitios descartados durante proceso de desmagnetización (véase texto para explicación).  
† Sitios descartados antes del proceso de desmagnetización por su baja señal magnética.

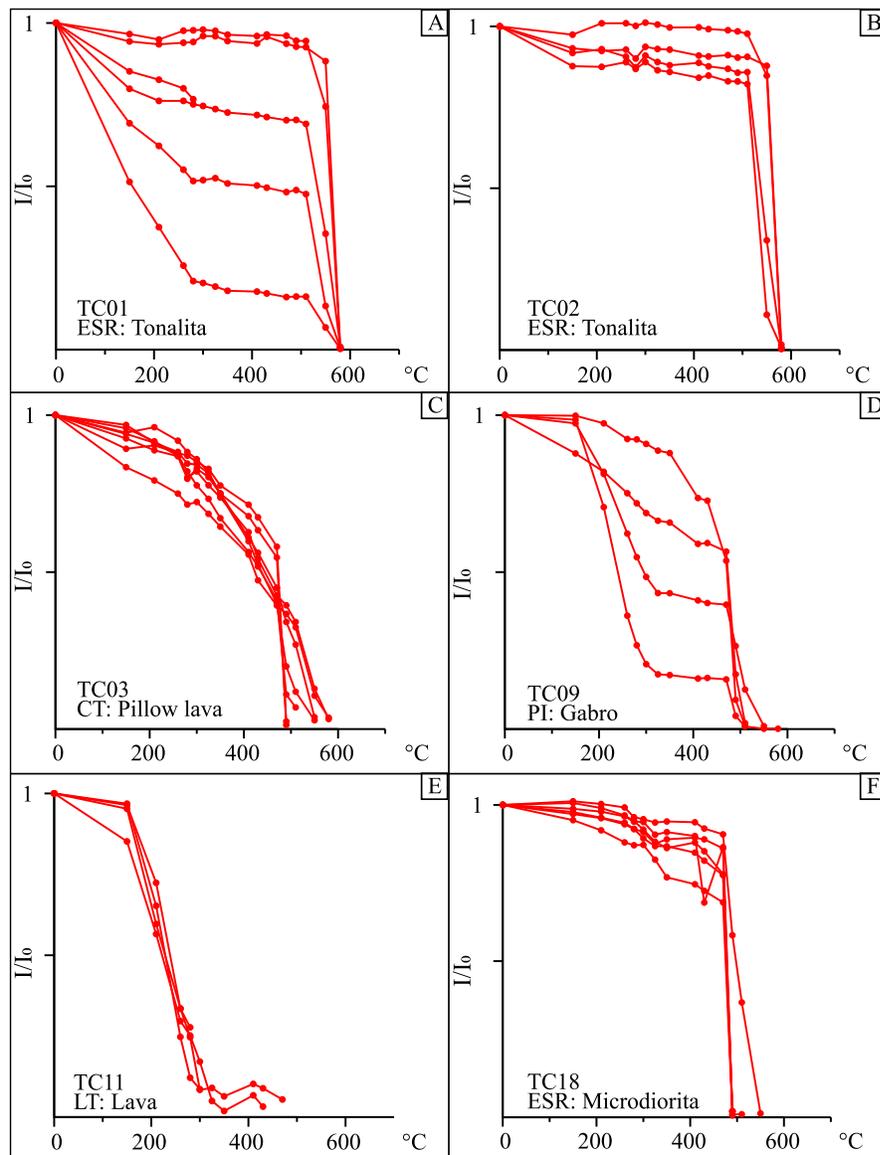


Figura 25. Gráficos de desmagnetización termal. Magnetización (I) normalizada respecto a la MNR ( $I_0$ ) versus temperatura [°C]. Se indica la litología y la localidad; ESR: Estancia Santa Rosa; CT: Cerro Tortuga; PI: Paso Isaza; LT: Laguna Tortuga.

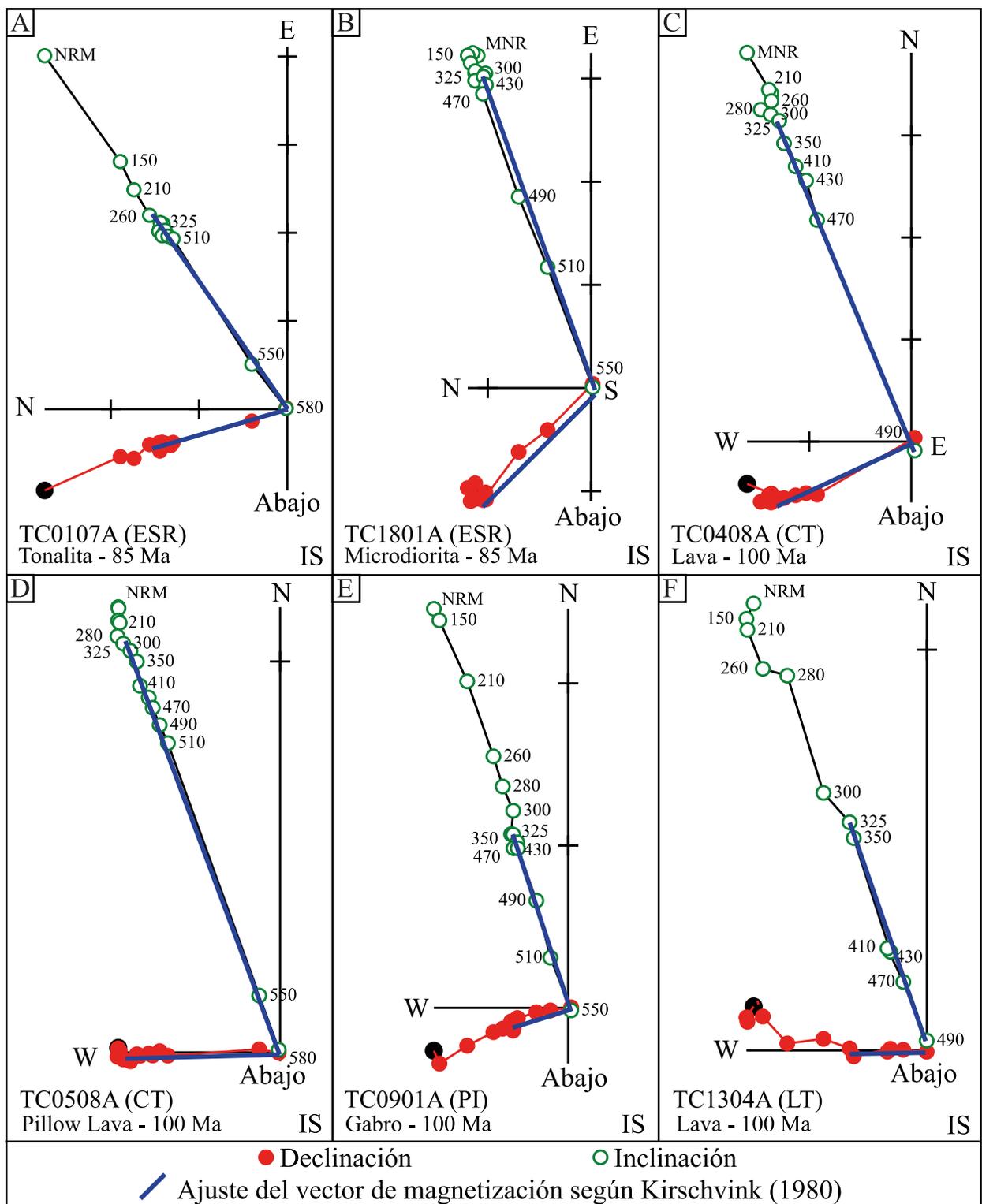


Figura 26. Diagramas de Zijderveld (2013). Desmagnetización termal en coordenadas *in situ* (IS) para especímenes representativos por cada localidad: ESR: Estancia Santa Rosa; CT: Cerro Tortuga; PI: Paso Isaza; LT: Laguna Tortuga. Abreviaturas para localidad igual que en Figura 25 (entre paréntesis). Se presenta también la edad atribuida a la magnetización según Poblete et al. (2016).

## 7. ANÁLISIS DE RESULTADOS Y DISCUSIONES

### 7.1. PROPIEDADES MAGNÉTICAS Y MINERALES PORTADORES

Las altas susceptibilidades, del orden de  $3 \cdot 10^{-2}$  [SI], observadas en granitoides y rocas hipabisales microdioríticas podrían sugerir que las propiedades magnéticas de estos sitios son controladas por titanomagnetita (de Saint Blanquat & Tikoff, 1997; Hrouda, 1982; Í. Payacán, 2015). Esto es concordante con los resultados de los experimentos de desmagnetización (Figura 25) donde, para dichas rocas, se alcanza la desmagnetización en el rango de los 500-600 °C. Aquellas rocas que se desmagnetizan a los 580 °C sugieren la presencia de titanomagnetita pobre en Ti, mientras que donde la desmagnetización se alcanza más cerca de los 500 °C se interpreta que la titanomagnetita es más rica en Ti.

Los resultados de los experimentos de desmagnetización son consistentes con estas interpretaciones; en las rocas del Plutón Castores (Figura 25A y B) es posible inferir de manera preliminar una temperatura de Curie de 580 °C, coincidente con el de la magnetita pobre en Ti, aunque los patrones escalonados de desmagnetización sugieren que un porcentaje variable (25-75%) de la magnetización también podría ser portada por titanomagnetita rica en Ti o pirrotina, cuya temperatura de bloqueo es menor, cercana a 320° C.

Con las otras rocas del sector Estancia Santa Rosa (TC16-TC18) las temperaturas de bloqueo son más cercanas 500 °C, lo que sugiere que en estas rocas la magnetización podría ser portada por titanomagnetita rica en Ti. Esto ocurre de forma similar para los gabros del Complejo Ofiolítico Tortuga (Figura 25D) y la microdiorita del sitio TC14.

Por otro lado, en casi todas las rocas pertenecientes al Complejo Ofiolítico Tortuga – salvo por el gabro del sitio TC08 – se observan susceptibilidades menores a  $5 \cdot 10^{-3}$ . Poblete et al. (2016) señalan que la pirrotina sería el mineral portador de la mineralización en este complejo ofiolítico, lo que es consistente con los datos aquí presentados, pues la pirrotina tiene susceptibilidades de dos a tres órdenes menos de magnitud que los óxidos de Fe-Ti (Lanza & Meloni, 2006).

Sin embargo, esto se contrapone con los experimentos de desmagnetización en las pillow lavas de Cerro Tortuga (Figura 25C), que indican temperaturas de desmagnetización de 500 °C – 600 °C, lo que sugiere que el portador de la magnetización en estas rocas sería titanomagnetita con contenido variable de Ti en vez de pirrotina.

Temperaturas de bloqueo más bajas pueden ser inferidas en las lavas de Laguna Tortuga (TC11-13), donde algunos especímenes pierden gran parte de su magnetización entre los 300 °C y 350 °C. Esto sugiere que, efectivamente, la pirrotina es el principal *carrier* magnético en estas rocas. Sin embargo, algunos la pierden entre los 400 °C y 500 °C e incluso cerca de los 580 °C. De modo que la presencia de titanomagnetita como mineral portador no debiera ser descartada.

En los intrusivos TC06, TC07 y TC10 es difícil hacer un análisis acabado pues la magnetización es inestable. Aunque hay evidencias de la presencia de magnetita y titanomagnetita, mientras que en el sitio TC10 es muy probable que se trate de titanomagnetita rica en Ti. La observación de cortes transparentes pulidos podría ser de ayuda para dilucidar esta posibilidad.

Con respecto a los minerales portadores de la magnetización, los resultados aquí obtenidos son una primera aproximación basada únicamente en el proceso de desmagnetización termal. Hacen falta experimentos que permitan investigar los *carriers* magnéticos acabadamente, como las curvas de adquisición de IRM, ciclos de histéresis y experimentos K-T (Poblete et al., 2014).

## 7.2. FÁBRICA MAGNÉTICA

### 7.2.1. ROCAS VOLCÁNICAS (COMPLEJO OFIOLÍTICO TORTUGA)

La variabilidad de los datos de AMS en rocas volcánicas se ha estudiado en flujos de lava (Cañón-Tapia et al., 1997; Cañón-Tapia & Coe, 2002). En este tipo de rocas se observan variaciones en la orientación de los ejes de AMS dentro de una misma unidad (en un mismo flujo, por ejemplo) debido a la dinámica de flujo característica de lavas como las pahoehoe o aa (Figura 27A). La principal implicancia de esto es que las direcciones obtenidas en un punto específico (un solo sitio) muchas veces no son representativas de toda la unidad y que, para hacer un correcto análisis, se debe hacer un muestreo de sus distintas facies, y que contemple dichas variaciones.

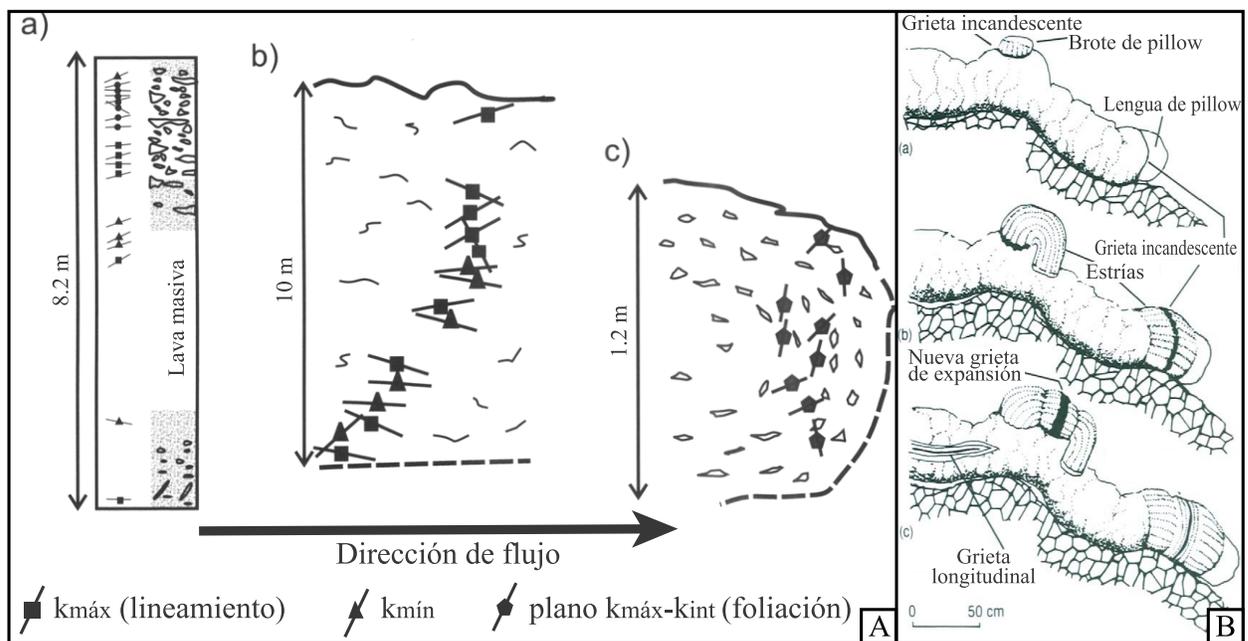


Figura 27. Diagramas esquemáticos del desarrollo de flujos de lava y pillow lavas. A) Variabilidad en la orientación de los ejes de susceptibilidad para distintas facies dentro de una misma unidad de lava según Cañón-Tapia et al. (1996, 1997). Notar que cada perfil posee escalas verticales distintas. Símbolos denotan orientación de ejes de susceptibilidad. Desde (a) hasta (c) se presentan las facies proximales y distales, respectivamente, de la colada. Tomado de Cañón-Tapia (2004). B) Etapas del desarrollo de pillow lavas.

Notar que se originan a partir de grietas de expansión y que las estrías – orientación esperable de la fábrica magnética – varían de forma aleatoria su orientación, sin seguir un patrón de flujo único. Tomado de Wright & Rothery (1998).

El caso de las pillow lavas es aún más complejo, dado lo caótico de su mecanismo de formación (Figura 27B) y considerando que los ejes de susceptibilidad se alinean «paralelas» a las paredes de cada una de las «almohadillas». De este modo, al plotear los resultados de AMS en unidades de este tipo, si la fábrica magnética es primaria, es esperable que los datos presenten una alta dispersión, con orientaciones aparentemente aleatorias, dificultando cualquier interpretación tanto a escala de afloramiento como a escala regional.

En contraposición a esta posibilidad, los resultados preliminares de AMS del Complejo Ofiolítico Tortuga parecen indicar que dichas rocas presentan, en general, lineamientos bastante agrupados y subparalelos a la E-W. De este modo, una explicación plausible para este agrupamiento es que la fábrica magnética de estas rocas sea de origen tectónico (fábrica tectónica). Esta hipótesis es consistente con la idea de que estas rocas habrían pasado por un proceso de obducción ofiolítica gatillada por el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, la cual habría ocurrido de manera previa a los 86 Ma (Klepeis et al., 2010). Dicho proceso compresivo podría haber agrupado los ejes principales de AMS en torno a una dirección preferencial, más concretamente, subparalela a la E-W.

Esta idea es consistente con la aparente concordancia entre los datos de AMS obtenidos en las rocas pertenecientes al Complejo Ofiolítico Tortuga y la orientación de la estratificación de la Formación Yahgán en el sector Bahía Douglas, que también tiende a ser cercana a la E-W, según reportan Suárez et al. (1985) (Figura 28).

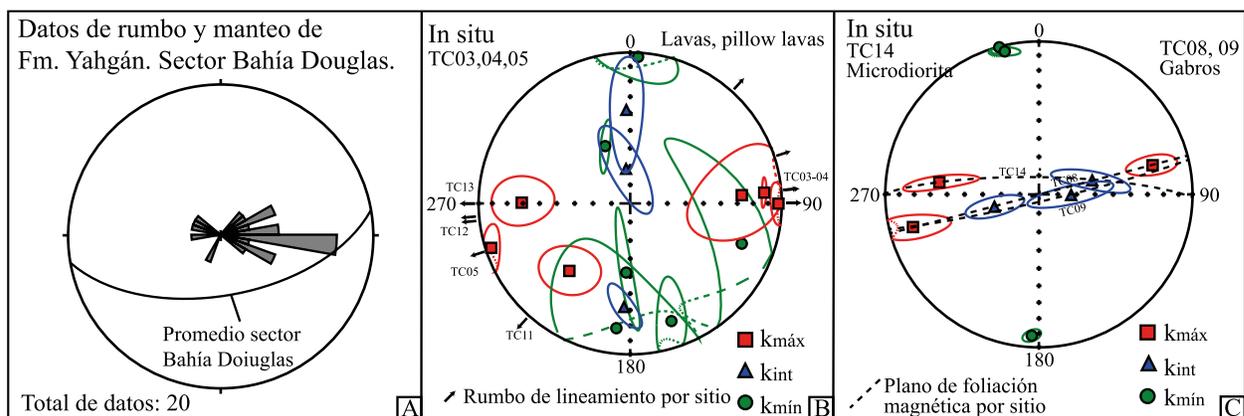


Figura 28. Datos estructurales y de AMS en rocas de Fm. Yahgán y del Complejo Ofiolítico Tortuga, en el sector de Bahía Douglas. Los datos de la estratificación de Yahgán son tomados del mapeo realizado por Suárez et al. (1985).

No obstante, la hipótesis de fábrica tectónica se contradice con el bajo grado de anisotropía presente en las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, del orden de un 1% o menos. En general, los estudios de AMS tienden a considerar que una fábrica tectónica de alta compresión se correlaciona de mejor

manera con una anisotropía alta, del orden del 10% como mínimo (Robion et al., 2007). De este modo, se considera que en estas rocas la compresión habría sido, como mucho, intermedia.

Pese a que la hipótesis de fábrica tectónica para estas rocas tiene sustento en los datos aquí presentados, para poder determinar de forma más certera el origen de la fábrica magnética en estas rocas debiera realizarse un muestreo sistemático que considere la variabilidad en la orientación de los ejes entre distintos sectores de Cerro Tortuga, así como estudios petrográficos detallados, tal y como sucede con las discusiones en torno a la fábrica del Plutón Castores.

### **7.2.2. ROCAS INTRUSIVAS**

La foliación magnética del Plutón Castores (Figura 23B), con rumbo paralelo a la E-W, es consistente con la reportada por Poblete et al. (2016) y Peroni (2012), así como con la foliación magmática paralela a las paredes del intrusivo (Peroni, 2012; Suárez et al., 1985). La foliación magnética del sitio TC01 es casi idéntica a la foliación magmática medida en ese punto.

Antes de asociar las fábricas magnéticas y magmáticas del Plutón Castores con algún evento tectónico o magmático se debe hacer la distinción entre el estado reológico en el cual se generaron dichas fábricas y el proceso que las generó. La foliación pervasiva que se observa a escala de afloramiento está marcada principalmente en los enclaves máficos medidos; estas estructuras presentan una continuidad que parece indicar que se generaron en un estado parcialmente fundido, es decir, por sobre el solidus (Webber et al., 2015). A esta escala no se reconocen estructuras que indiquen un comportamiento frágil, siendo la deformación dúctil la que parece predominar. Es importante señalar que los estudios petrográficos (microscopía óptica) son fundamentales para determinar la presencia de estructuras o texturas para determinar si la deformación y el recrecimiento de cristales se dio en fases magmáticas o subsolidus de la evolución del plutón (Paterson et al., 1998).

La concordancia entre la foliación magmática y la foliación magnética sugeriría que esta última es primaria, como respuesta al ordenamiento que experimentan los minerales a causa de la dinámica interna del emplazamiento magmático (Abbas et al., 2018; de Saint Blanquat & Tikoff, 1997; Ferré et al., 2002; Venera et al., 2000). Un caso representativo de este fenómeno es el del plutón La Gloria (Gutiérrez et al., 2013; I. Payacán et al., 2014), cuya fábrica magnética y magmática presentan la impronta del flujo de este intrusivo.

Esta hipótesis es consistente con la disposición mecánica desacoplada a parcialmente acoplada entre la petrofábrica del plutón y la fábrica estructural de su roca caja, correspondiente a Formación Yahgán (véase Figura 23A). Este desacoplamiento mecánico o acoplamiento parcial, como los que se muestran en la Figura 29A y B, sugiere que la fábrica del intrusivo está asociada a procesos de emplazamiento o de cristalización (fábrica primaria, magmática o sintectónica), más que al efecto de un evento tectónico compresivos subsecuente al emplazamiento, que genera un acoplamiento mecánico, como el de la Figura 29C (Archanjo et al., 2012; Paterson et al., 1998).

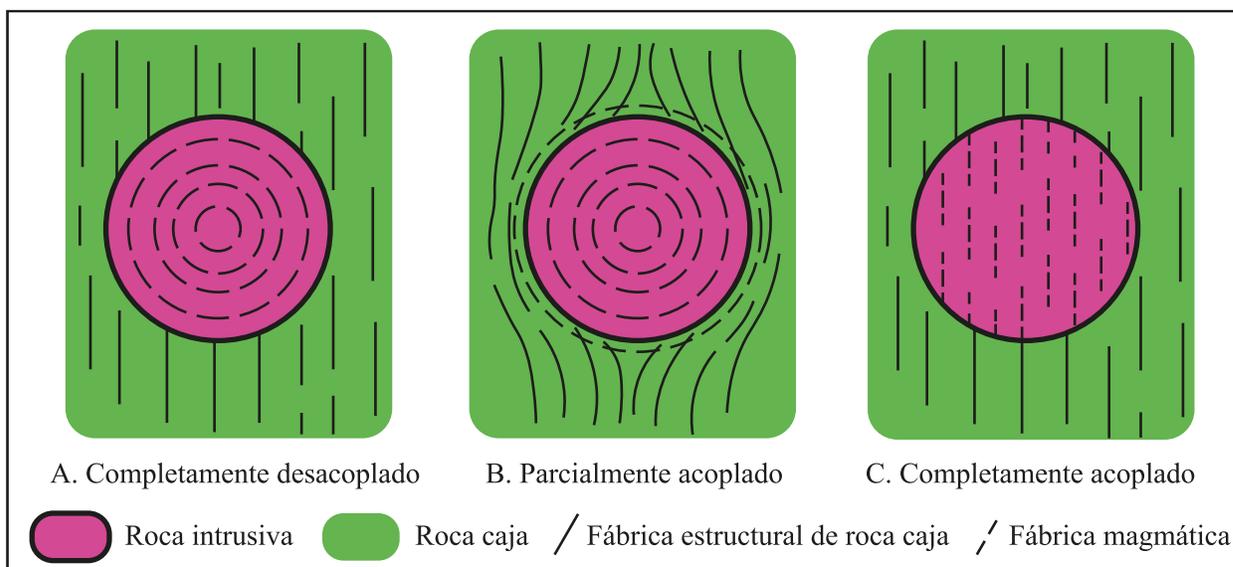


Figura 29. Cuadro comparativo de estados de acoplamiento entre estructuras de roca caja y estructuras del cuerpo plutónico que las intruye; modificado de Paterson et al. (1998).

Sin embargo, la hipótesis no se condice con los altos grados de anisotropía que se miden en el Plutón Castores ( $P' \sim 1.25-1.28$ ). Distintos autores han sugerido una relación entre fábricas magnéticas de alta anisotropía y condiciones tectónicas sinmagmáticas, ya sean compresivas o extensivas (Burton-Johnson et al., 2019 y referencias ahí citadas). Un caso de estudio excepcional es el del granito Mono Creek, del Batolito de Sierra Nevada, California (de Saint Blanquat & Tikoff, 1997); este cuerpo intrusivo es atravesado por una zona de cizalle de 1-4 km de ancho y 80 km de extensión, y presenta un rango de valores de anisotropía ( $P'$ ) de 1.0 a 1.5, donde los valores más altos ( $P' > 1.1$ ) se encuentran hacia la zona de cizalle y los valores más bajos ( $P' < 1.1$ ) están hacia los bordes del plutón, donde su fábrica se asocia al emplazamiento.

Teniendo este antecedente en consideración, es posible plantear una analogía con el caso del Plutón Castores. Aquí, la elevada intensidad de la AMS es muy probablemente controlada por la foliación magmática pervasiva que presenta el intrusivo, aunque esta misma foliación puede tener un origen tectónico. Esto tendría sentido si se considera que existen por lo menos dos fallas mapeadas en este sector de Isla Navarino que posiblemente afectan al Plutón Castores; las fallas Alenghi y Guanaco (Salazar et al., 2021). De este modo, podría existir un control tectónico sobre la petrofábrica pero que debe haber operado en un estado parcialmente fundido, dada la naturaleza aparentemente dúctil de la deformación.

Esta idea sugiere que el emplazamiento magmático habría ocurrido en concomitancia con un evento tectónico, posiblemente compresivo, hipótesis respaldada por la similitud entre la foliación magmática, la foliación magnética y la orientación de la estratificación de Fm. Yahgán en el sector del Plutón Santa Rosa, así como por la concordancia entre el rumbo de dichas estructuras y el de las fallas mapeadas en la zona. Además, se cuenta con un desacoplamiento mecánico parcial entre la fábrica estructural de la roca caja y los bordes del intrusivo; al no ser un desacoplamiento total,

cabe la posibilidad de estar ante un evento magmático sintectónico (Paterson et al., 1998). Finalmente, todo lo antes mencionado es consistente con los resultados del trabajo de Velásquez et al. (en revisión) que, en base a las edades obtenidas del Plutón Castores (~90-87 Ma), indican un emplazamiento asociado a la tectónica compresiva propia del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

De este modo, se propone de manera preliminar que la fábrica del Plutón Castores fue adquirida en un estado parcialmente fundido, es decir de reología dúctil, y como consecuencia de una tectónica compresiva concomitante a su emplazamiento, el cual se habría llevado a cabo en las fases intermedias del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes.

No obstante, y como ya se ha mencionado, se requieren estudios más detallados para determinar de forma certera los mecanismos y condiciones de emplazamiento. En particular, dichos estudios debieran considerar un muestreo y análisis sistemático de mayor extensión, detallar el mapeo del cuerpo intrusivo para determinar de forma certera sus límites y relaciones de contacto y la descripción petrográfica por microscopía óptica para encontrar indicadores de deformación dúctil o frágil (Abbas et al., 2018; López de Luchi et al., 2010; Paterson et al., 1998; I. Payacán et al., 2014; Í. Payacán, 2015; Temporim et al., 2020; Webber et al., 2015).

Los datos de los intrusivos dioríticos costeros en el sector de Estancia Santa Rosa (TC16 y TC18) contrastan con los obtenidos en el Plutón Castores; no solo su porcentaje de anisotropía es casi la mitad – cercana al 10% – sino que además presenta lineamiento magnético en vez de foliación. Tampoco se observa una correlación entre ambos sitios: pese a que ambos lineamientos se encuentran cercanas a la NW-SE, su orientación difiere por más de 40°.

Por su parte, el *sill* del sitio TC18 (Figura 23D) presenta un lineamiento magnético cuya orientación es subortogonal a la estratificación de la roca caja de Formación Yahgán, de rumbo NE-SW, además de presentar una inclinación bastante alta (73°). De forma preliminar, estos datos de lineamiento magnético podrían estar indicando la dirección de flujo con la cual este filón manto microdiorítico habría intruido a las rocas de Fm. Yahgán (Figura 30), como se ha sugerido en distintos trabajos con AMS (Ferré et al., 2002; Knight & Walker, 1988; Rapalini & Lopez de Luchi, 2000).

Sin embargo, al igual que como sucede con el Plutón Castores, para poder hacer un correcto análisis de fábrica magnética en este tipo de intrusivos, se requiere un enfoque estadístico que contemple un muestreo sistemático de las paredes opuestas del dique para realizar un correcto análisis espacial (Figura 30) (Cañón-Tapia, 2004; Tauxe et al., 1998). El modelo de Knight & Walker (1988) se realizó en base a mediciones en diques, pero su aplicabilidad sobre estructuras concordantes (mantos) se ha puesto a prueba en estudios posteriores (Dragoni et al., 1997; Ferré et al., 2002; Herrero-Bervera et al., 2001).

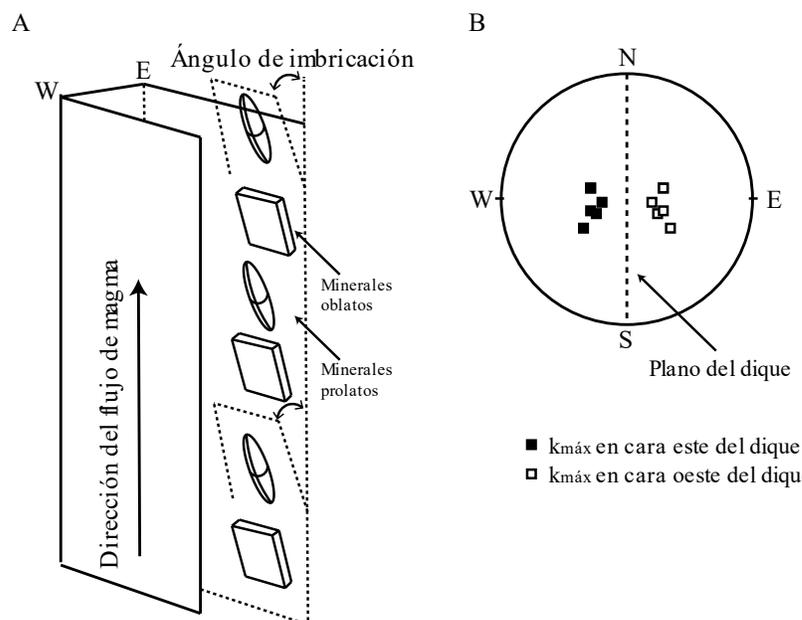


Figura 30. Diagrama esquemático de interpretación de AMS en diques según Knight y Walker (1988). A) Ángulo de imbricación de minerales alargados (prolatos) y aplanados (oblatos) de un flujo de magma ascendente en un dique; B) Estereograma (hemisferio inferior) con orientación de eje  $k_{máx}$  ( $k_1$ ) para grupos de muestras tomados en caras opuestas del dique en A. En base a ambos  $k_{máx}$  es posible interpretar una dirección de flujo. Tomado de Cañón-Tapia (2004).

### 7.3. PALEOMAGNETISMO

El primer punto a discutir en esta sección es la edad atribuida a la magnetización. Con respecto al Complejo Ofiolítico Tortuga, si bien a estas rocas se les asigna una edad Jurásica Superior-Cretácica Inferior (Calderón et al., 2013; Mukasa & Dalziel, 1996; Stern et al., 1992), estudios de paleomagnetismo sugieren una remagnetización (magnetización secundaria) durante el Cretácico Tardío producto del metamorfismo asociado al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes (Poblete et al., 2016).

El test de plegamiento es la principal herramienta de los estudios paleomagnéticos para analizar la temporalidad de la magnetización; dependiendo de los resultados de esta prueba es posible inferir si las rocas estudiadas han adquirido su ChRM antes o después de ser basculadas por efectos tectónicos (véase Poblete et al., 2016).

Lamentablemente, no fue posible realizar el test de plegamiento en los sitios muestreados por falta de datos estructurales. De este modo, a las rocas pertenecientes al Complejo Ofiolítico Tortuga se les asigna la misma edad de remagnetización que aquellas estimadas por Poblete et al. (2016) a las rocas de Isla Navarino y la Cordillera Fueguina, de 100 Ma. Esta edad se le asigna a las rocas de Cerro Tortuga y Laguna Tortuga.

Con respecto a los sitios de Estancia Santa Rosa, se considera que estas rocas no han sido desmagnetizadas después de su formación, dado que carecen de evidencias de metamorfismo o

metasomatismo asociado a procesos tectonomagmáticos posteriores. Luego, se asume una magnetización remanente primaria de tipo termal (TRM) asociada a su emplazamiento, que ha sido datado en 85 Ma (Cretácico Tardío) con K-Ar en biotita y hornblenda por Suárez et al. (1985).

Una de las limitaciones del método K-Ar es la susceptibilidad de las rocas a ser afectadas por procesos de alteración o metamorfismo, que pueden “resetear” al sistema mineral que está siendo datado (Bradley, 2015). Dado lo anterior, nuevas edades radiométricas en estos plutones permiten dilucidar certeramente la edad de la magnetización. En esta línea, el trabajo de Velásquez et al. (en revisión) presenta datos que indican edades Ar-Ar levemente mayores a las de Suárez et al. (1985), de 87-90 Ma, que apoyan la idea de que este cuerpo intrusivo se habría emplazado a comienzos del Cretácico Tardío (Coniaciano) y que, más aún, considerando la poca diferencia con las edades K-Ar, estos plutones no han sufrido mayor metamorfismo o alteración subsecuente a su cristalización, sustentando la idea de que la magnetización en estas rocas es primaria y de tipo termorremanente.

### 7.3.1. ROTACIONES

En general se tiene un buen agrupamiento de los vectores de magnetización para los sitios en estudio. El grado de error más grande está dado para la localidad de Estancia Santa Rosa ( $\alpha_{95}=12.7$ ), el cual está asociado principalmente a las rocas del Plutón Castores (ver Tabla A1. 3 para detalle). Las pillow lavas de Cerro Tortuga y las lavas de Laguna Tortuga tienen errores asociados bajos ( $\alpha_{95}=8.1$  y  $7.4$ , respectivamente).

Con respecto a la orientación de los vectores de magnetización por localidad, estos se resumen en la Tabla 4 y la Figura 31. En el sector noroeste de la isla (Estancia Santa Rosa) se observa una declinación de  $29^\circ$  hacia el oeste, mientras que las localidades CT y LT (sector suroeste) exhiben declinaciones de  $117^\circ$  y  $101^\circ$ , respectivamente, también hacia el oeste.

La anomalía de inclinación (*flattening*) está acotada entre  $4^\circ$  y  $5^\circ$  para las rocas del sector suroeste, pero en las rocas de Estancia Santa Rosa esta es de  $10^\circ$ , siendo las rocas del Plutón Castores las que aportan a este incremento, por sobre las del intrusivo diorítico (ver Tabla A1. 3 para detalle).

Tabla 4. Rotaciones tectónicas para cada localidad (mismas abreviaciones que en Tabla 3). N: Número de sitios utilizados para los cálculos; Lat-Lon corresponden a la latitud y longitud promedio de los sitios de la localidad; Ma: Edad atribuida de la magnetización en millones de años; DecO-IncO y DecE-IncE: declinación-inclinación observada y esperada, respectivamente, del vector de magnetización; LatV-LonV: latitud-longitud del Polo Geomagnético Virtual (VGP, por sus siglas en inglés) (Torsvik et al., 2012);  $R \pm dr$ : valor de rotación con su error asociado (límite de confianza al 95%);  $Fi \pm dI$ : valor de la anomalía de inclinación (*flattening*) y error asociado;  $\alpha_{95}$  y P95 corresponden al semi-ángulo de confianza al 95%.

Loc	N	Lat	Lon	Ma	DecO	IncO	$\alpha_{95}$	LatV	LonV	DecE	IncE	P95	$R \pm dr$	$Fi \pm dI$
ESR	6	-54,917	-68,124	85	336,2	-63,6	12,7	84,4	137,2	355,2	-73,8	5,0	$-29,0 \pm 27,8$	$-10,2 \pm 10,9$
CT	5	-55,206	-68,111	100	243,6	-69,4	8,1	85,7	104,7	1,1	-73,6	6,5	$-117,5 \pm 26,7$	$-4,2 \pm 8,3$
LT	5	-55,211	-67,996	100	259,4	-68,3	7,4	85,7	104,7	1,1	-73,6	6,5	$-101,7 \pm 25,0$	$-5,3 \pm 7,9$

Se analiza en primer lugar la localidad de Estancia Santa Rosa, de edad Cretácica Superior. Aquí, la declinación con respecto al norte se interpreta como una rotación tectónica de unos 29° en sentido antihorario, con una anomalía de inclinación (*flattening*) de -10°. Esta anomalía de inclinación sugeriría que el bloque sufrió una deriva latitudinal de 14° – unos 1.500 km de norte a sur – pero se explica mejor por la influencia de los datos del Plutón Castores (TC01 y TC02), que divergen con respecto a los del resto de la localidad, como se discute a continuación.

Al analizar como localidades separadas los datos del Plutón Castores y los del intrusivo costero (ver Tabla A1. 3 para detalle), se puede observar que en el Plutón Castores se tiene una declinación de menor magnitud (~ -13°), un *flattening* de -27° y un alto error asociado ( $\alpha_{95}=16^\circ$ ). Una anomalía de inclinación de 27° supone una deriva latitudinal de alrededor de 30° (~3.300 km de norte a sur) desde el Cretácico hasta la actualidad, que es difícil de explicar por algún proceso tectónico en este contexto geológico/geodinámico. Luego la deducción más plausible es que los datos del Plutón Castores están defectuosos o requieren de una reinterpretación.

La elevada anisotropía de susceptibilidad magnética del Plutón Castores, que se ha asociado, en este trabajo, a su emplazamiento magmático, podría estar afectando la magnetización de la roca, generando una basculación del vector magnético: experimentos y correcciones de AARM y ATRM son necesarios para determinar la influencia de la fábrica magnética en la MNR (Cogné, 1987, 1988). Del mismo modo, si la fábrica magnética es de origen tectónico, esta podría indicar una basculación o inclinación del intrusivo afectando la orientación del vector magnético.

Si un esfuerzo regional fuera el responsable de la basculación, éste debiera responder a algún proceso tectónico posterior a los 80 Ma, además de afectar también al intrusivo costero, que está a poco más de 2 km de Castores. Sin embargo, no se han reconocido, hasta el momento, evidencias de que este plutón sea afectado por las fallas o estructuras propias del sistema sinistral de Magallanes-Fagnano o Canal Beagle. Pese a esto, la deformación diferencial en Isla Navarino asociada al acortamiento generado tras el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes durante el Paleógeno (Poblete et al., 2014), que dio lugar al desarrollo de la faja plegada y corrida de Magallanes (Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell et al., 2020), podría haber generado una basculación del Plutón Castores (*tilted intrusive*), inclinando a su vez al vector magnético y provocando una anomalía de inclinación exagerada.

La deformación diferencial grada su intensidad aumentando de sur a norte, de modo que afectaría principalmente a las unidades del sector Estancia Santa Rosa por sobre a las del sector Bahía Douglas. Esto concuerda con los diferentes valores obtenidos de AMS en ambos sectores, siendo mucho mayor la anisotropía en el sector norte que en el sur, y sería consistente con una basculación del Plutón Castores. No obstante, se requiere contrastar esta posibilidad con datos de terreno, y como ya se mencionó, resulta contradictorio que el intrusivo costero no se encuentre basculado también.

Si ningún evento tectonomagmático permite explicar esta anomalía de inclinación, existe la posibilidad de que un error sistemático haya afectado la toma o medición de muestras, aunque este escenario se considera poco probable. El alto error ( $\alpha 95$ ) asociado a esta localidad también sugiere que la confiabilidad de estos datos es baja en comparación a los del sector Bahía Douglas.

Pese a todo lo antes descrito, el buen ajuste que presentan los datos del intrusivo costero (TC16 y TC18) con los datos del Complejo Plutónico Santa Rosa de Poblete et al. (2016) (TU88 y TU89) permiten obtener un buen promedio de la localidad, de modo que es posible interpretar una rotación de  $29^\circ \pm 28^\circ$  en sentido antihorario y una anomalía de inclinación de  $10^\circ$ .

Por otro lado, las rocas del sector Bahía Douglas – del Cretácico Temprano – muestran rotaciones de mayor magnitud. Las rocas ofiolíticas de Cerro Tortuga presentan una rotación de  $117^\circ \pm 28^\circ$ , y en Laguna Tortuga es de  $101^\circ \pm 25^\circ$ , ambas en sentido antihorario. Las inclinaciones observadas son consistentes con las latitudes relativamente altas en que estos sitios se encuentran ( $>55^\circ\text{S}$ ). Además, ya que en todos los casos la anomalía de inclinación es menor que el rango de confianza ( $F_i < d_i$ , véase Tabla 4), se considera que la desviación es poco significativa y las inclinaciones observadas son, por tanto, concordantes (Butler, 1992, p. 207). Esta consideración se aplica igualmente a los datos de Estancia Santa Rosa.

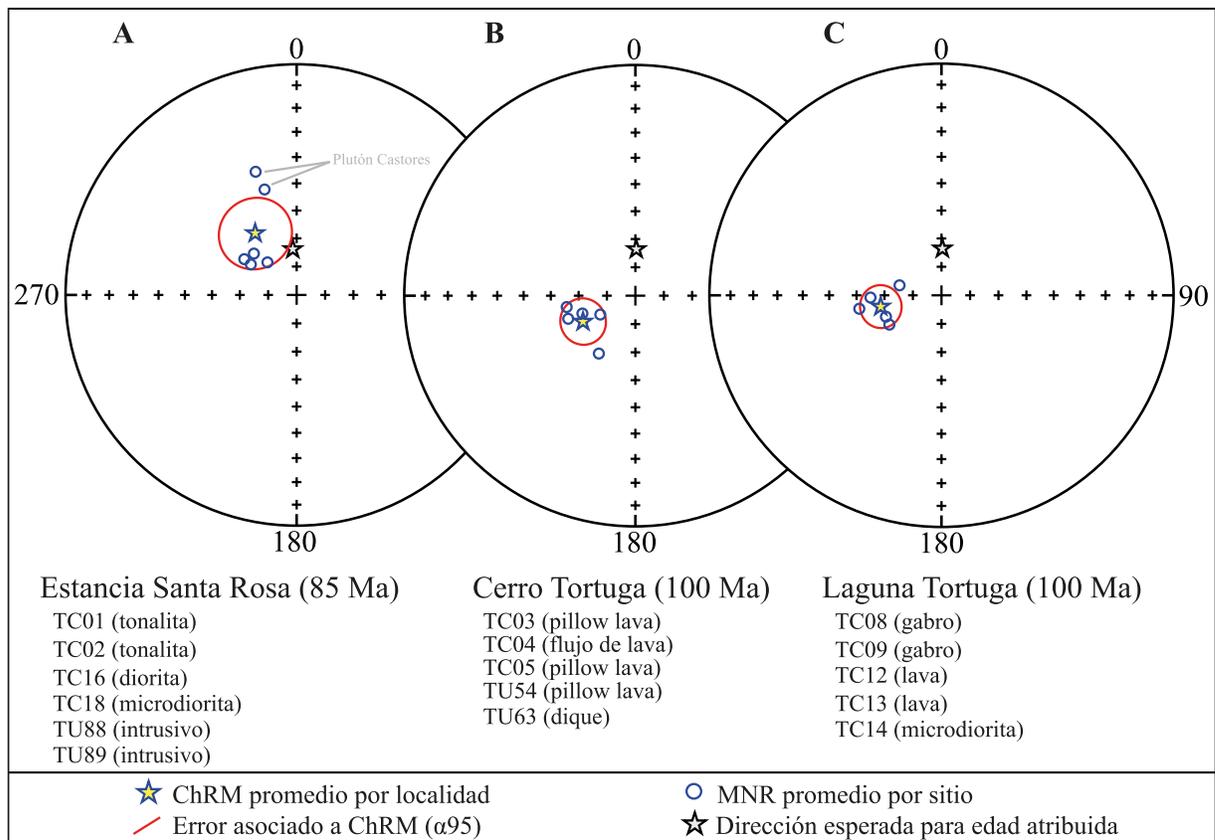


Figura 31. Redes estereográficas (proyección de igual área) con la magnetización característica por localidad. Nótese que en Estancia Santa Rosa (A) se han incluido los sitios TU88 y TU89 de Poblete et al. (2016) y en CT (B) los sitios TU54 y TU63, del mismo trabajo (véase Tabla 3).

Es notoria la progresión de la rotación antihoraria que se observa de norte a sur, desde unos 30° hasta casi 120°. Esta gradación no es solo geográfica sino también temporal (dada la diferencia de edad entre las rocas de Estancia Santa Rosa y de Bahía Douglas); la diferencia en la magnitud de las rotaciones entre las rocas de ambos sectores es de 70° (Laguna Tortuga) a 90° (Cerro Tortuga), lo que sugiere que una rotación de dichas magnitudes habría tenido lugar entre los 100 y 80 Ma.

La gradación temporal mencionada se sostiene en la diferencia de edad entre las rocas de Estancia Santa Rosa y de Bahía Douglas. Sin embargo, ya que no se muestrearon rocas del Cretácico Superior en el sector de Bahía Douglas – o del Cretácico Inferior en Estancia Santa Rosa – resulta imposible descartar que la gradación sea únicamente geográfica y que Isla Navarino haya rotado de manera diferencial en sus porciones norte y sur, en vez de hacerlo como bloque rígido. Si los cuerpos plutónicos de Paso Isaza, abordados en el trabajo de Velásquez et al. (en revisión), arrojan una edad cretácica superior, un nuevo muestreo paleomagnético en dichos intrusivos sería clave para descartar esta posibilidad.

En el sector norte, la rotación obtenida en rocas de 85 Ma se ajusta con las reportadas por Rapalini et al. (2015) y Poblete et al. (2016), de cuyos trabajos se desprende que entre los 80 y 50 Ma tuvo lugar una rotación de 30°–45° y que desde los 50 Ma (Eoceno Temprano) ésta habría cesado, en concordancia con los datos de Maffione et al. (2010) para rocas sedimentarias paleógenas de la faja plegada y corrida de Magallanes.

En la Figura 32 se muestra un compilado con las rotaciones obtenidas en el presente trabajo, así como con las de trabajos anteriores en los Andes Fueguinos. Es posible notar la progresión en la magnitud de rotación, no sólo geográfica, sino que también temporal (con las limitaciones que presenta la interpretación de gradación temporal, previamente discutidas).

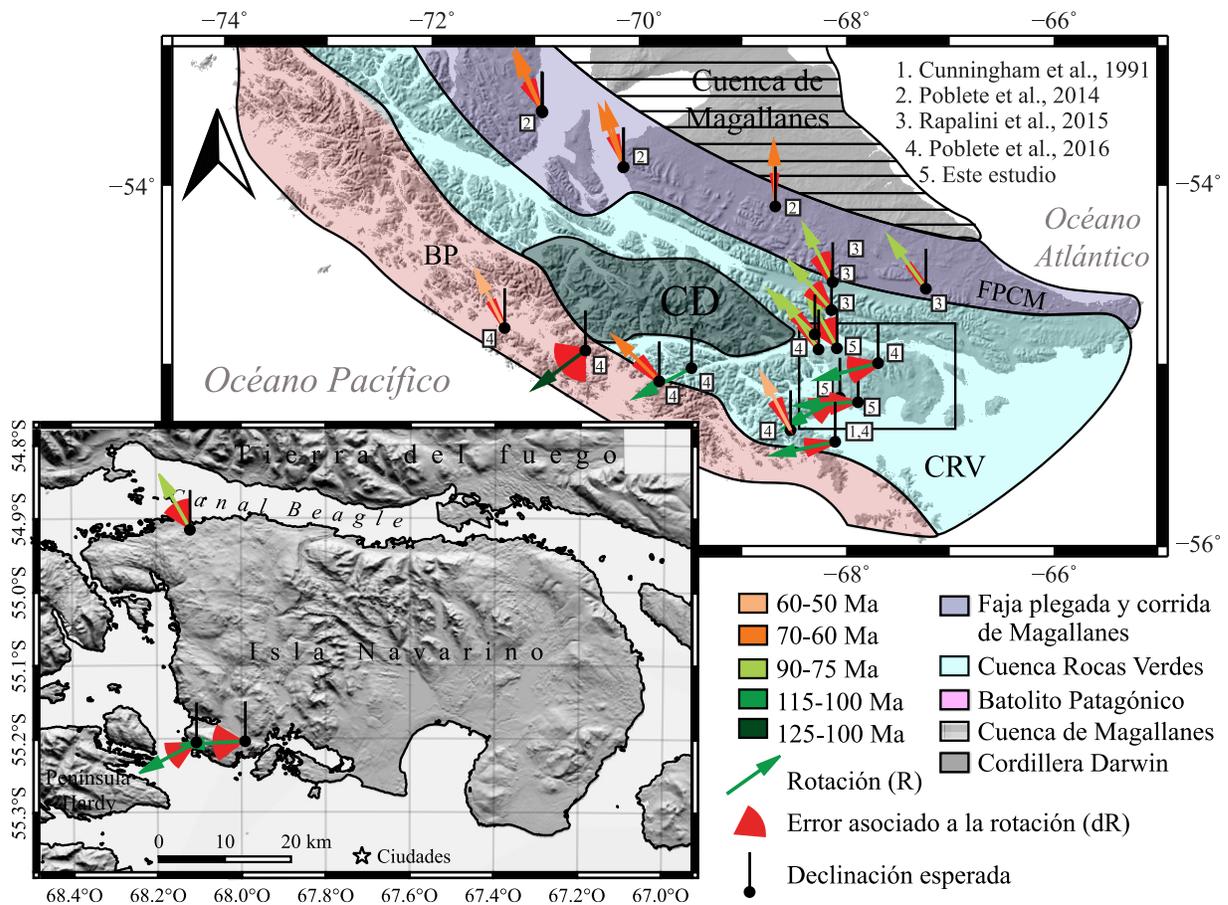


Figura 32. Compilación de rotaciones tectónicas en los Andes Fueguinos y la faja plegada y corrida de Magallanes determinadas en base a las ChRMs; modificado de Poblete et al. (2016). En el acercamiento del recuadro a la izquierda se muestran las rotaciones obtenidas en este trabajo para Isla Navarino. Se muestran también, en el panorama general, los límites de las provincias tectónicas que conforman la Curvatura Patagónica; La faja plegada y corrida de Magallanes (FPCM) y la Cuenca Rocas Verdes (CRV) (Ghigliione & Cristallini, 2007), así como el Batolito Patagónico (BP) (F. Hervé et al., 2007; M. Hervé et al., 1984).

### 7.3.2. IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

Los datos aquí presentados, junto con los reportados por trabajos anteriores (Cunningham et al., 1991; Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2016; Rapalini et al., 2015) muestran un patrón de distribución temporal y espacial (Figura 32), donde las mayores rotaciones se ven en las rocas más viejas (Cretácico Inferior) del frente interno de la faja plegada y corrida de Magallanes (FPCM), la Cuenca de Rocas Verdes y del Batolito Patagónico, y las rotaciones menores en rocas más jóvenes (Cretácico Superior-Eoceno) hacia el frente externo de la FPCM. Es importante notar que, si bien algunas rotaciones paleógenas en el Batolito Patagónico son de menor magnitud que el resto de las rotaciones en esa provincia tectónica, son levemente mayores que las obtenidas en la FPCM.

Se ha determinado que las rocas en la zona de estudio fueron remagnetizadas antes o durante su plegamiento y basculación (Poblete et al., 2016). El evento de remagnetización estaría asociado a los procesos tectonomagmáticos derivados del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, durante el

Cretácico. La principal implicancia de esta observación es que las estructuras originadas por dicho evento también han percibido la rotación; solían orientarse subparalelas a la N-S y su actual orientación WNE-ESE – apreciable en las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, tanto a escala de mapeo como en su fábrica magnética – se puede explicar por una rotación regional de bloque rígido.

De este modo, los resultados preliminares obtenidos en este trabajo sugieren que el bloque de Navarino, que conforma la parte austral de la Curvatura Patagónica, ha sufrido rotaciones tectónicas de más de  $90^\circ$  en sentido antihorario desde finales del Cretácico Temprano y comienzos del Cretácico Tardío, con una deriva latitudinal asociada de  $6^\circ$ - $10^\circ$  de norte a sur.

Dado lo anterior, el patrón de rotaciones aquí reportado es concordante con una flexura oroclinal del frente occidental de los Andes Patagónicos, cuyo mayor desarrollo se dio entre la segunda mitad del Cretácico Temprano y la primera mitad del Cretácico Tardío, en el marco del cierre de la Cuenca de Rocas Verdes (Figura 33), como ha sido sugerido por estudios anteriores (Dalziel et al., 1973; Poblete et al., 2014, 2016; Rapalini et al., 2015).

Es importante señalar que, según el modelo de reconstrucción paleogeográfica de Poblete et al. (2016) esta flexura oroclinal no habría tenido lugar en las rocas de la faja plegada y corrida de Magallanes, o habría sido de mucho menor grado. Esta provincia tectónica correspondería principalmente a una estructura heredada, interpretación sostenida por la evidencia paleomagnética que registra rotaciones de muy baja magnitud en dicha provincia morfotectónica (Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2014).

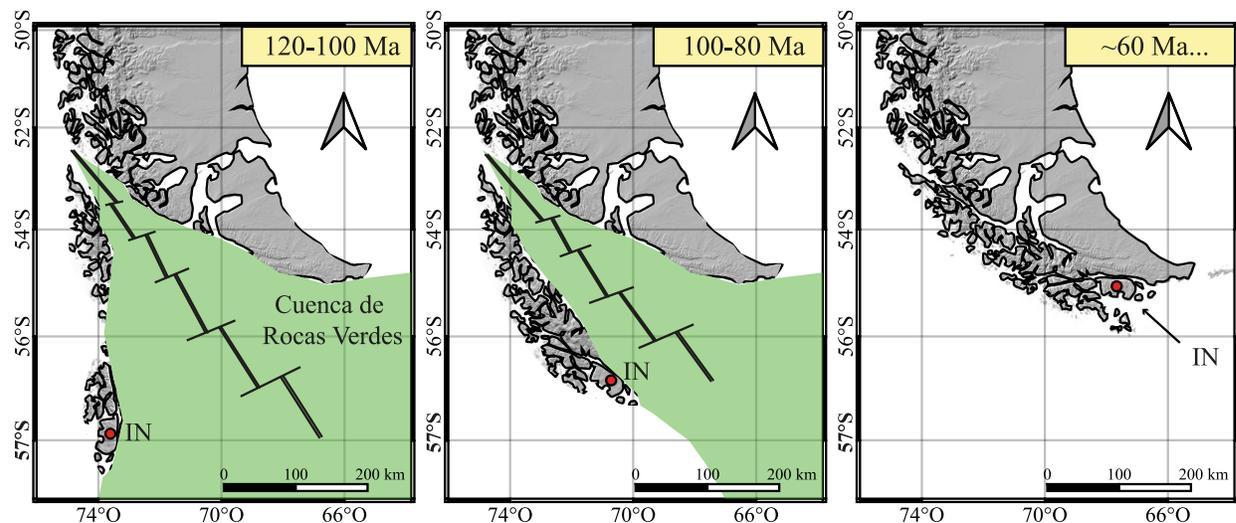


Figura 33. Modelo esquemático de flexura oroclinal para el frente occidental de los Andes Patagónicos para el Cretácico Temprano (120 Ma), con la Cuenca de Rocas Verdes completamente desarrollada, el Cretácico Tardío, con la inversión tectónica asociada al cierre de la cuenca ( $\sim 100$  Ma) y hasta el Paleoceno (60 Ma), cuando la Cuenca de Rocas Verdes termina de cerrarse y la Curvatura Patagónica adopta una configuración similar a la que presenta actualmente. Nótese que se ha dejado fija a Sudamérica en su posición actual para las tres etapas. IN: Isla Navarino. Elaborado en base a Dalziel (2013), Poblete et al. (2016) y los datos presentados en este trabajo.

## 8. CONCLUSIONES

Se ha llevado a cabo un estudio preliminar de paleomagnetismo y anisotropía de susceptibilidad magnética en los sectores noroeste y suroeste de Isla Navarino (sectores Estancia Santa Rosa y Bahía Douglas, respectivamente). Este trabajo es precedido por una serie de estudios de este tipo en los Andes Australes, pudiéndose contrastar con ellos los principales resultados obtenidos:

- La fábrica magnética de las rocas intrusivas del Complejo Plutónico Santa Rosa posiblemente está ligada estrechamente a deformación dúctil por un emplazamiento sintectónico. Esta hipótesis estaría respaldada principalmente por los altos valores de anisotropía y su foliación pervasiva. Se debería haber generado en concomitancia con las rotaciones asociadas al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, entre los 100 y 80 Ma, cuyo régimen fue compresivo. Un trabajo de mapeo y muestreo sistemático permitiría determinar de manera más precisa la relación entre la AMS y las condiciones de emplazamiento o flujo magmático en el Plutón Castores o en las rocas intrusivas hipabisales (como *sills*) del sector.
- En las rocas del Complejo Ofiolítico Tortuga, los datos agrupados subparalelos a la E-W se interpretan como resultado de procesos tectónicos asociados al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y posterior obducción de las rocas ofiolíticas que lo conforman, proceso que habría estado acompañado de poca deformación, al menos en las pillow lavas de Cerro Tortuga. En las rocas plutónicas del sector Bahía Douglas la fábrica magnética se asocia al emplazamiento magmático y es difícil proponer, con los datos presentados una impronta tectónica.
- Se tiene un patrón de rotaciones antihorarias que gradúa desde unos 30° en las rocas del Cretácico Tardío al noroeste de la isla hasta los 90°-120° en rocas del Cretácico Temprano en el suroeste de la isla.
- El patrón de rotaciones descrito, junto a los lineamientos estructurales y la fábrica magnética, es consistente con la teoría de que el bloque de Navarino ha sufrido rotaciones antihorarias de gran magnitud (>90°) desde mediados de Cretácico.
- A su vez, la rotación del bloque Navarino es compatible con el modelo de flexura oroclinal del frente de los Andes Patagónicos, que se habría desarrollado en paralelo con su adosamiento al continente sudamericano, gatillando el desarrollo tectónico la faja plegada y corrida de Magallanes, que correspondería a una estructura de curvatura principalmente heredada del cratón.

Para realizar un análisis acabado de la fábrica magnética de las unidades estudiadas en este trabajo se requeriría de un muestreo sistemático que abarque una mayor extensión de cada una de ellas, y considerando siempre la variabilidad interna que pueden presentar. Esto podría esclarecer, por ejemplo, el origen de la AMS en el Plutón Castores, si se encuentra o no basculado, o si la correlación entre la foliación magnética y la foliación magmática es consistente en todo el intrusivo. En las pillow lavas, se podría determinar con mayor certeza la orientación de la fábrica magnética, para establecer correlaciones robustas entre ésta y los trends estructurales presentes.

Del mismo modo, para robustecer los análisis de los datos paleomagnéticos se requiere de experimentos y correcciones de AARM y ATRM, que permiten establecer la relación entre fábrica magnética y la MNR. Esto sería de ayuda principalmente en aquellas rocas que presentan elevadas anisotropías, como los intrusivos de Estancia Santa Rosa. Realizar un test de plegamiento a las rocas volcánicas del Complejo Ofiolítico Tortuga también sería de gran ayuda para determinar la edad de la magnetización.

Por último, el análisis de la mineralogía portadora de la magnetización se realizó únicamente en base a la magnitud de la anisotropía y al proceso de desmagnetización termal. Experimentos como las curvas de adquisición de IRM, ciclos de histéresis y experimentos K-T o de Curie, así como observación de cortes transparentes pulidos al microscopio permitirían estudiar la mineralogía de las rocas de manera acabada.

## BIBLIOGRAFÍA

- Abbas, H., Michail, M., Cifelli, F., Mattei, M., Gianolla, P., Lustrino, M., & Carminati, E. (2018). Emplacement modes of the Ladinian plutonic rocks of the Dolomites: Insights from anisotropy of magnetic susceptibility. *Journal of Structural Geology*, *113*, 42-61. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.05.012>
- Alabaster, T., & Storey, B. C. (1990). Modified Gulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back-arc basin, southern Andes. *Geology*, *18*(6), 497-500. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0497:MGOCMF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0497:MGOCMF>2.3.CO;2)
- Alvarez-Marron, J., McClay, K. R., Harambour, S., Rojas, L., & Skarmeta, J. (1993). Geometry and Evolution of the Frontal Part of the Magallanes Foreland Thrust and Fold Belt (Vicuna Area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *AAPG Bulletin*, *77*(11), 1904-1921.
- Archanjo, C. J., Campanha, G. A. C., Salazar, C. A., & Launeau, P. (2012). Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apiaí gabbro-norite (Ribeira Belt, SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, *101*(3), 731-745. <https://doi.org/10.1007/s00531-011-0659-x>
- Arriagada, C., Ferrando, R., Córdova, L., Morata, D., & Roperch, P. (2013). The Maipo Orocline: A first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamic evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology*, *40*(3), Article 3. <https://doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a02>
- Barbeau, D. L., Gombosi, D. J., Zahid, K. M., Bizimis, M., Swanson-Hysell, N., Valencia, V., & Gehrels, G. E. (2009). U-Pb zircon constraints on the age and provenance of the Rocas Verdes basin fill, Tierra del Fuego, Argentina. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *10*(12), n/a.
- Bastias, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M., & Hervé, F. (2021). A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddell Sea. *Lithos*, *386-387*, 106013. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106013>
- Beniest, A., & Schellart, W. P. (2020). A geological map of the Scotia Sea area constrained by bathymetry, geological data, geophysical data and seismic tomography models from the deep mantle. *Earth-Science Reviews*, *210*. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103391>
- Borradaile, G. J., & Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth-Science Reviews*, *42*(1), 49-93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)

- Bradley, R. S. (2015). Chapter 3—Dating Methods I. En R. S. Bradley (Ed.), *Paleoclimatology (Third Edition)* (pp. 55-101). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-386913-5.00003-X>
- Bran, D. M., Palma, F., Menichetti, M., Lodolo, E., Bunicontro, S., Lozano, J. G., Baradello, L., Winocur, D., Grossi, M., & Tassone, A. A. (2023). Active faulting in the Beagle Channel (Tierra del Fuego). *Terra Nova, 00*, 1-14. <https://doi.org/10.1111/ter.12658>
- Burns, K. L., Rickard, M. J., Belbin, L., & Chamalaun, F. (1980). Further palaeomagnetic confirmation of the magellanes orocline. *Tectonophysics, 63*(1), 75-90. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90108-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90108-0)
- Burton-Johnson, A., Macpherson, C. G., Muraszko, J. R., Harrison, R. J., & Jordan, T. A. (2019). Tectonic strain recorded by magnetic fabrics (AMS) in plutons, including Mt Kinabalu, Borneo: A tool to explore past tectonic regimes and syn-magmatic deformation. *Journal of Structural Geology, 119*, 50-60. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.11.014>
- Burton-Johnson, A., & Riley, T. R. (2015). Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: A revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society, 172*(6), 822-835. <https://doi.org/10.1144/jgs2014-110>
- Butler, R. F. (1992). *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications.
- Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C. M., Weislogel, A., & Cordani, U. (2007). Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society, 164*(5), 1011-1022. <https://doi.org/10.1144/0016-76492006-102>
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick, J. C., Sepúlveda, F., & Galaz, G. (2016). Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. En M. C. Ghiglione (Ed.), *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes: Connections with the Scotia Arc* (pp. 7-36). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-39727-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-39727-6_2)
- Calderón, M., Prades, C. F., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C. M., Massonne, H.-J., Theye, T., & Simonetti, A. (2013). Petrological vestiges of the Late Jurassic-Early Cretaceous transition from rift to back-arc basin in southernmost Chile: New age and geochemical data from the Capitán Aracena, Carlos III, and Tortuga ophiolitic complexes. *Geochemical Journal, 47*(2), 201-217. <https://doi.org/10.2343/geochemj.2.0235>

- Cañón-Tapia, E. (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows and dykes: A historical account. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 205-225. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.14>
- Cañón-Tapia, E., & Coe, R. (2002). Rock magnetic evidence of inflation of a flood basalt lava flow. *Bulletin of Volcanology*, 64(5), 289-302. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0203-8>
- Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L., & Herrero-Bervera, E. (1996). The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements I: Near-vent a'a. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(1), 21-36. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00050-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00050-X)
- Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L., & Herrero-Bervera, E. (1997). The internal structure of lava flows—insights from AMS measurements II: Hawaiian pahoehoe, toothpaste lava and 'a'ā. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 76(1), 19-46. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00073-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00073-X)
- Carey, S. W. (1955). The orocline concept in geotectonics- Part I. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89, 255-288.
- Cogné, J. P. (1987). TRM deviations in anisotropic assemblages of multidomain magnetite. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91(3), 1013-1023. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01677.x>
- Cogné, J. P. (1988). Strain-induced AMS in the granite of Flamanville and its effects upon TRM acquisition. *Geophysical Journal International*, 92(3), 445-453. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1988.tb00007.x>
- Cox, A. V. (1961). *Anomalous Remanent Magnetization of Basalt*. U.S. Government Printing Office.
- Cunningham, W. D. (1993). Strike-slip faults in the southernmost andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics*, 12(1), 169-186. <https://doi.org/10.1029/92TC01790>
- Cunningham, W. D., Dalziel, I. W. D., Lee, T.-Y., & Lawver, L. A. (1995). Southernmost South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: Implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B5), 8257-8266. <https://doi.org/10.1029/95JB00033>
- Cunningham, W. D., Klepeis, K. A., Gose, W. A., & Dalziel, I. W. D. (1991). The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B10), 16061-16067. <https://doi.org/10.1029/91JB01498>

- Dalziel, I. (1981). Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 319-335. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0067>
- Dalziel, I., de Wit, M. J., & Palmer, K. F. (1974). Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250(5464), Article 5464. <https://doi.org/10.1038/250291a0>
- Dalziel, I., Kligfield, R., Lowrie, W., & Opdyke, N. D. (1973). Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes. En D. H. Tarling & S. K. Runcorn (Eds.), *Implications of Continental Drift to Earth Sciences* (1.<sup>a</sup> ed., pp. 87-101). Academic Press.
- Dalziel, I., Lawver, L. A., Norton, I. O., & Gahagan, L. M. (2013). The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 767-793. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124155>
- Darwin, C. (1846). *Geological Observations on South America: Being the Third Part of the Geology of the Voyage of the Beagle, Under the Command of Capt. Fitzroy, R.N. During the Years 1832 to 1836*. Smith, Elder and Company.
- Davies, B. J., Darvill, C. M., Lovell, H., Bendle, J. M., Dowdeswell, J. A., Fabel, D., García, J.-L., Geiger, A., Glasser, N. F., Gheorghiu, D. M., Harrison, S., Hein, A. S., Kaplan, M. R., Martin, J. R. V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, Á., Sagredo, E. A., ... Thorndycraft, V. R. (2020). The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth-Science Reviews*, 204, 103152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103152>
- de Saint Blanquat, M., & Tikoff, B. (1997). Development of Magmatic to Solid-State Fabrics during Syntectonic Emplacement of the Mono Creek Granite, Sierra Nevada Batholith. En J. L. Bouchez, D. H. W. Hutton, & W. E. Stephens (Eds.), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics* (pp. 231-252). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5\\_15](https://doi.org/10.1007/978-94-017-1717-5_15)
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Gapais, D., Rossello, E. A., & Le Corre, C. (2000). Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes. *Tectonophysics*, 316(1), 91-119. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00255-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00255-3)
- Donoso, C. (2006). *Las especies arbóreas de los bosques templados de Chile y Argentina: Autoecología*. Marisa Cuneo, ediciones.
- Dragoni, M., Lanza, R., & Tallarico, A. (1997). Magnetic anisotropy produced by magma flow: Theoretical model and experimental data from Ferrar dolerite sills (Antarctica). *Geophysical Journal International*, 128(1), 230-240. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04083.x>

- Eagles, G., Livermore, R. A., Fairhead, J. D., & Morris, P. (2005). Tectonic evolution of the west Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B2). <https://doi.org/10.1029/2004JB003154>
- Fanning, C. M., Hervé, F., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Kleiman, L. E., Yaxley, G. M., & Castillo, P. (2011). Lu–Hf isotope evidence for the provenance of Permian detritus in accretionary complexes of western Patagonia and the northern Antarctic Peninsula region. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 485-496. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.03.007>
- Ferré, E. C., Bordarier, C., & Marsh, J. S. (2002). Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics*, 354(1), 1-23. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00273-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00273-1)
- Fildani, A., & Hessler, A. M. (2005). Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *GSA Bulletin*, 117(11-12), 1596-1614. <https://doi.org/10.1130/B25708.1>
- Fisher, R. A. (1953). Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 217(1130), 295-305. <https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0064>
- Gallardo, R. E., Ghiglione, M. C., & Galliani, L. R. (2019). Tectonic evolution of the Southern Austral-Magallanes Basin in Tierra Del Fuego. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 26(2), Article 2.
- Ghidella, M. E., Yáñez, G., & LaBrecque, J. L. (2002). Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics*, 347(1), 65-86. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00238-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00238-4)
- Ghiglione, M. C. (2002). Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 103-118.
- 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(1), 13-16. <https://doi.org/10.1130/G22770A.1>
- González Guillot, M., Ghiglione, M., Escayola, M., Martins Pimentel, M., Mortensen, J., & Acevedo, R. (2018). Ushuaia pluton: Magma diversification, emplacement and relation with regional tectonics in the southernmost Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 497-519. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.10.001>

- Gutiérrez, F., Payacán, I., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. A. (2013). Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: Merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *118*(5), 1984-1998. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50164>
- Halpern, M., & Rex, D. (1972). Time of Folding of the Yahgan Formation and Age of the Tekenika Beds, Southern Chile, South America. *GSA Bulletin*, *83*(6), 1881-1886. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[1881:TOFOTY\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[1881:TOFOTY]2.0.CO;2)
- Henn, J. J., Anderson, C. B., & Martínez Pastur, G. (2016). Landscape-level impact and habitat factors associated with invasive beaver distribution in Tierra del Fuego. *Biological Invasions*, *18*(6), 1679-1688. <https://doi.org/10.1007/s10530-016-1110-9>
- Herrero-Bervera, E., Walker, G. P. L., Cañon-Tapia, E., & Garcia, M. O. (2001). Magnetic fabric and inferred flow direction of dikes, conesheets and sill swarms, Isle of Skye, Scotland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *106*(3), 195-210. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00293-6](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00293-6)
- Hervé, F., Fanning, C. M., Pankhurst, R. J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M., & Thomson, S. N. (2010). Detrital zircon SHRIMP U–Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: Sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, *167*(3), 555-568. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-124>
- Hervé, F., Miller, H., & Pimpirev, C. (2006). Patagonia—Antarctica Connections before Gondwana Break-Up. En D. K. Fütterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller, & F. Tessensohn (Eds.), *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences* (pp. 217-227). Springer. [https://doi.org/10.1007/3-540-32934-X\\_26](https://doi.org/10.1007/3-540-32934-X_26)
- 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*(3), 373-394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007>
- Hervé, M., Suarez, M., & Puig, A. (1984). The Patagonian batholith S of Tierra del Fuego, Chile: Timing and tectonic implications. *Journal of the Geological Society*, *141*(5), 909-917.
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in Geology and Geophysics. *Geophysical Surveys*, *5*, 37-82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M., & Banerjee, S. K. (1995). Magnetic Properties of Rocks and Minerals. En T. J. Ahrens (Ed.), *Rock Physics & Phase Relations: A handbook of physical constants* (pp. 189-204). American Geophysical Union.

- IDE Chile. (2016). *DEM Alos Palsar Región de Magallanes y de la Antártica Chilena*. <https://www.ide.cl/index.php/imagenes-y-mapas-base/item/1569-dem-alos-palsar-region-de-magallanes-y-de-la-antartica-chilena>
- Instituto Nacional de Estadística [INE]. (2019). *Ciudades, pueblos, aldeas y caseríos 2019*.
- Jackson, M., & Tauxe, L. (1991). Anisotropy of Magnetic Susceptibility and Remanence: Developments in the Characterization of Tectonic, Sedimentary and Igneous Fabric. *Reviews of Geophysics*, 29(S1), 371-376. <https://doi.org/10.1002/rog.1991.29.s1.371>
- Jelínek, V. (1978). Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 22(1), 50-62. <https://doi.org/10.1007/BF01613632>
- Jezek, J., & Hrouda, F. (2004). Determination of the orientation of magnetic minerals from the anisotropy of magnetic susceptibility. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 9-20. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.02>
- Jokat, W., Boebel, T., König, M., & Meyer, U. (2003). Timing and geometry of early Gondwana breakup: EARLY GONDWANA BREAKUP. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B9), Article B9. <https://doi.org/10.1029/2002JB001802>
- Katz, H. R. (1973). Time of Folding of the Yahgan Formation and Age of the Tekenika Beds, Southern Chile, South America: Discussion. *GSA Bulletin*, 84(3), 1109-1112. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<1109:TOFOTY>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<1109:TOFOTY>2.0.CO;2)
- Katz, H. R., & Watters, W. A. (1966). Geological investigation of the Yahgan Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, Southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 9(3), 323-359. <https://doi.org/10.1080/00288306.1966.10422818>
- Kirschvink, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International*, 62(3), 699-718. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x>
- 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(3). <https://doi.org/10.1029/2009TC002610>
- Knight, M. D., & Walker, G. P. L. (1988). Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B5), 4301-4319. <https://doi.org/10.1029/JB093iB05p04301>

- König, M., & Jokat, W. (2006). The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12). <https://doi.org/10.1029/2005JB004035>
- Kraemer, P. E. (2003). Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(7), 731-748. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00132-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00132-3)
- Kranck, E. H. (1932). *Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego*. Helsingfors.
- Lanza, R., & Meloni, A. (Eds.). (2006). *The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists*. Springer.
- Leppe, M., Mihoc, M., Varela, N., Stinnesbeck, W., Mansilla, H., Bierma, H., Cisterna, K., Frey, E., & Jujihara, T. (2012). Evolution of the Austral-Antarctic flora during the Cretaceous: New insights from a paleobiogeographic perspective. *Revista chilena de historia natural*, 85(4), 369-392. <https://doi.org/10.4067/S0716-078X2012000400002>
- Liu, B., Saito, Y., Yamazaki, T., Abdeldayem, A., Oda, H., Hori, K., & Zhao, Q. (2001). Paleocurrent analysis for the Late Pleistocene–Holocene incised-valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data. *Marine Geology*, 176(1), 175-189. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00151-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00151-7)
- Lohidoy, C. (2022). *Geomorfología de Isla Navarino (55°S): Énfasis en circuito Puerto Williams - Dientes de Navarino*. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/189433>
- López de Luchi, M., Rapalini, A., & Tomezzoli, R. (2010). Magnetic Fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? *Tectonophysics*, 494, 118-137. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.09.003>
- Maffione, M. (2016). Kinematic Evolution of the Southern Andean Orogenic Arc. En M. C. Ghiglione (Ed.), *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes: Connections with the Scotia Arc* (pp. 173-200). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-39727-6\\_7](https://doi.org/10.1007/978-3-319-39727-6_7)
- Maffione, M., Speranza, F., Faccenna, C., & Rossello, E. (2010). Paleomagnetic evidence for a pre-early Eocene (~50Ma) bending of the Patagonian orocline (Tierra del Fuego, Argentina): Paleogeographic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 289(1), 273-286. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.015>
- Maloney, K. T., Clarke, G. L., Klepeis, K. A., Fanning, C. M., & Wang, W. (2011). Crustal growth during back-arc closure: Cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia.

*Journal of Metamorphic Geology*, 29(6), 649-672. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x>

Mardia, K. V. (1975). Statistics of Directional Data. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 37(3), 349-393.

Mendoza, L., Perdomo, R., Hormaechea, J. L., Cogliano, D. D., Fritsche, M., Richter, A., & Dietrich, R. (2011). Present-day crustal deformation along the Magallanes–Fagnano Fault System in Tierra del Fuego from repeated GPS observations. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1009-1022. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04912.x>

Mpodozis, C., & Rojas, L. (2006). Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: Cierre de una “cuenca marginal” o colisión intracontinental? *Geodinámica Andina*, 2, 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(5), 349-365. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(96\)00019-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(96)00019-3)

Muller, V. A. P., Calderón, M., Fosdick, J. C., Ghiglione, M. C., Cury, L. F., Massonne, H.-J., Fanning, C. M., Warren, C. J., Ramírez de Arellano, C., & Sternai, P. (2021). The closure of the Rocas Verdes Basin and early tectono-metamorphic evolution of the Magallanes Fold-and-Thrust Belt, southern Patagonian Andes (52–54°S). *Tectonophysics*, 798, 228686. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228686>

Muxworthy, A. R., & Williams, W. (2004). Distribution anisotropy: The influence of magnetic interactions on the anisotropy of magnetic remanence. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), 37-47. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.04>

Muxworthy, A. R., & Williams, W. (2009). Critical superparamagnetic/single-domain grain sizes in interacting magnetite particles: Implications for magnetosome crystals. *Journal of the Royal Society Interface*, 6(41), 1207-1212. <https://doi.org/10.1098/rsif.2008.0462>

NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems And U.S./Japan ASTER Science Team. (2019). *ASTER Global Digital Elevation Model V003* [Data set]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. <https://doi.org/10.5067/ASTER/ASTGTM.003>

Olivero, E. B., & Martinioni, D. R. (1996). Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. *Journal of Paleontology*, 70(2), 272-274. <https://doi.org/10.1017/S0022336000023349>

- Pankhurst, R. 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*(5), 605-625. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Hervé, F., & Larrondo, P. (1999). Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, *156*(4), 673-694. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.4.0673>
- Passchier, C., & Trouw, R. A. (1996). Microtectonics. En *Microtectonics*. <https://doi.org/10.1007/3-540-29359-0>
- Paterson, S. R., Fowler, T. K., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., & Miller, R. B. (1998). Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, *44*(1), 53-82. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00022-X](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00022-X)
- Payacán, Í. (2015). *Estructura interna y dinámica de enfriamiento del plutón La Gloria, Chile Central: Un enfoque a partir de estudios magnéticos, petrográficos y modelación numérica* [Tesis doctoral, Universidad de Chile]. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/133546>
- Payacán, I., Gutiérrez, F., Gelman, S. E., Bachmann, O., & Parada, M. Á. (2014). Comparing magnetic and magmatic fabrics to constrain the magma flow record in La Gloria pluton, central Chile. *Journal of Structural Geology*, *69*, 32-46. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.09.015>
- Peroni, J. I. (2012). *Modelado geofísico-geológico de plutones en las Islas Grande de Tierra del Fuego (Argentina) y Navarino (Chile)* [Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales]. [https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/tesis/document/tesis\\_n5214\\_Peroni](https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/tesis/document/tesis_n5214_Peroni)
- Poblete, F. (2015). *Formación del oroclino patagónico y evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Península Antártica* [Doctorado]. Universidad de Chile.
- Poblete, F., Roperch, P., Arriagada Ortega, C., Ruffet, G., de Arellano Ramírez, C., Hervé Allamand, F., & Poujol, M. (2016). Late Cretaceous-early Eocene counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia-Antarctic Peninsula system. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.025>
- Poblete, F., Roperch, P., Hervé, F., Diraison, M., Espinoza, M., & Arriagada, C. (2014). The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study. *Tectonics*, *33*(12), 2526-2551. <https://doi.org/10.1002/2014TC003555>
- Ramos, V. A. (1989). Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, *73*(7), 887-903. <https://doi.org/10.1306/44B4A28A-170A-11D7-8645000102C1865D>

Rapalini, A. E. (2007). A paleomagnetic analysis of the Patagonian orocline. *Geologica Acta*, 287-294. <https://doi.org/10.1344/105.000000289>

Rapalini, A. E., & Lopez de Luchi, M. (2000). Paleomagnetism and magnetic fabric of Middle Jurassic dykes from Western Patagonia, Argentina. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 120(1), 11-27. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00140-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00140-0)

Rapalini, A. E., López, M., López de Luchi, M., Martínez Dopico, C., Lince, D., Giménez, M., & Martínez, M. (2010). Did Patagonia collide with Gondwana in the Late Paleozoic? Some insights from a multidisciplinary study of magmatic units of the North Patagonian Massif. *Geologica Acta*, 8. <https://doi.org/10.1344/105.000001577>

Rapalini, A. E., Peroni, J., Lупpo, T., Tassone, A., Elena Cerredo, M., Esteban, F., Lippai, H., & Vilas, J. F. (2015). Palaeomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: Implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geological Society, London, Special Publications*, 425(1), 65-80. <https://doi.org/10.1144/SP425.3>

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(1), 181-200. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.007>

Salazar, E., Duhart, P., Opazo, E., Velásquez, R., Peña, M., Poblete, F., & Tapia, F. (2021). *Avances en la Geología de la parte centro-norte de la Isla Navarino (55°S), entre Dientes de Navarino y Puerto Williams, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena* (p. 86) [Informe registrado IR-21-95]. Servicio Nacional de Geología y Minería.

SERNAGEOMIN. (2003). *Mapa Geológico de Chile versión digital* [Mapa]. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Smalley, R., Kendrick, E., Bevis, M. G., Dalziel, I. W. D., Taylor, F., Lauría, E., Barriga, R., Casassa, G., Olivero, E., & Piana, E. (2003). Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(9). <https://doi.org/10.1029/2002GC000446>

Stern, C. R., & De Wit, M. J. (2003). Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: Remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. *Geological Society, London, Special Publications*, 218(1), 665-683. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.218.01.32>

Stern, C. R., Mukasa, S. B., & Fuenzalida P., R. (1992). Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 6(1), 97-104. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90020-Y](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90020-Y)

Suárez, M. (1977). Notas geoquímicas preliminares del Batolito Patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. *Andean Geology*, 4, Article 4. <http://www.andeangeology.cl/index.php/revista1/article/view/V4n1-a02>

Suárez, M., Hervé, M., & Puig, G. A. (1985). *Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. XII región.* (N° 65; Carta Geológica de Chile, 1:250.000, p. 113). Servicio Nacional de Geología y Minería.

Suárez, M., & Pettigrew, T. H. (1976). An Upper Mesozoic island-arc–back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113(4), 305-328. <https://doi.org/10.1017/S0016756800047592>

Sue, C., & Ghiglione, M. C. (2016). Wrenching Tectonism in the Southernmost Andes and the Scotia Sea Constrained from Fault Kinematic and Seismotectonic Overviews. En M. C. Ghiglione (Ed.), *Geodynamic Evolution of the Southernmost Andes: Connections with the Scotia Arc* (pp. 137-171). Springer International Publishing. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-39727-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-3-319-39727-6_6)

Tauxe, L., Banerjee, S. K., Butler, R. F., & Van der Voo, R. (2018). *Essentials of Paleomagnetism: Fifth Web Edition.*

Tauxe, L., Gee, J. S., & Staudigel, H. (1998). Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B8), 17775-17790. <https://doi.org/10.1029/98JB01077>

Temporim, F. A., Trindade, R. I. F., Tohver, E., Soares, C. C., Gouvêa, L. P., Egydio-Silva, M., Amaral, C. a. D., & Souza Jr., G. F. (2020). Magnetic Fabric and Geochronology of a Cambrian “Isotropic” Pluton in the Neoproterozoic Araçuaí Orogen. *Tectonics*, 39(6), e2019TC005877. <https://doi.org/10.1029/2019TC005877>

Thomas, C., Livermore, R., & Pollitz, F. (2003). Motion of the Scotia Sea plates. *Geophysical Journal International*, 155(3), 789-804. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2003.02069.x>

Torres Carbonell, P. J., Cao, S. J., González Guillot, M., Mosqueira González, V., Dimieri, L. V., Duval, F., & Scaillet, S. (2020). The Fuegian thrust-fold belt: From arc-continent collision to thrust-related deformation in the southernmost Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102678. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102678>

Torsvik, T. H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P. J. A., & Cocks, L. R. M. (2012). Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114(3), 325-368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>

van de Lagemaat, S. H. A., Swart, M. L. A., Vaes, B., Kusters, M. E., Boschman, L. M., Burton-Johnson, A., Bijl, P. K., Spakman, W., & van Hinsbergen, D. J. J. (2021). Subduction initiation in

the Scotia Sea region and opening of the Drake Passage: When and why? *Earth-Science Reviews*, 215, 103551. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103551>

Velásquez, R., Bastías, J., Salazar, E., Poblete, F., González-Guillot, M., Chew, D., Peña, M., Tapa, F., & Drakou, F. (en revisión). Magmatic evolution of the Cretaceous-earliest Paleocene intrusive rocks of Navarino Island (55°S): Implications for the early-stage development of the Fuegian Andes. *Journal of the Geological Society*.

Veloso, E. E., Anma, R., Ota, T., Komiya, T., Kagashima, S., & Yamazaki, T. (2007). Paleocurrent patterns of the sedimentary sequence of the Taitao ophiolite constrained by anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic analyses. *Sedimentary Geology*, 201(3), 446-460. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.07.005>

Venera, Z., Schulmann, K., & Kröner, A. (2000). Intrusion within a transtensional tectonic domain: The Čistá granodiorite (Bohemian Massif)—structure and rheological modelling. *Journal of Structural Geology*, 22(10), 1437-1454. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00054-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00054-7)

Webber, J. R., Klepeis, K. A., Webb, L. E., Cembrano, J., Morata, D., Mora-Klepeis, G., & Arancibia, G. (2015). Deformation and magma transport in a crystallizing plutonic complex, Coastal Batholith, central Chile. *Geosphere*, 11(5), 1401-1426. <https://doi.org/10.1130/GES01107.1>

Weil, A. B. (2006). Kinematics of orocline tightening in the core of an arc: Paleomagnetic analysis of the Ponga Unit, Cantabrian Arc, northern Spain. *Tectonics*, 25(3). <https://doi.org/10.1029/2005TC001861>

Weil, A. B., Gutiérrez-Alonso, G., Johnston, S. T., & Pastor-Galán, D. (2013). Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582, 25-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.006>

Wilson, T. J. (1991). Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *GSA Bulletin*, 103(1), 98-111. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2)

Winn, R. D. (1978). Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: A sedimentologic approach to lithosphere plate restoration. *GSA Bulletin*, 89(4), 533-547. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<533:UMFOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<533:UMFOTD>2.0.CO;2)

Wright, J., & Rothery, D. A. (1998). Chapter 4—The structure and formation of oceanic lithosphere. En *The Ocean Basins: Their Structure and Evolution* (2.<sup>a</sup> ed., pp. 68-95). Butterworth-Heinemann. <https://doi.org/10.1016/B978-075063983-5/50005-9>

Wu, W., Yang, J., Lian, D., & Rui, H. (2020). New Concepts in Ophiolites and Oceanic Lithosphere (Podiform Chromites). En *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00074-6>

Yonkee, A., & Weil, A. B. (2010). Quantifying vertical axis rotation in curved orogens: Correlating multiple data sets with a refined weighted least squares strike test. *Tectonics*, 29(3). <https://doi.org/10.1029/2008TC002312>

Zijderveld, J. D. A. (2013). A. C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. En D. W. Collinson, K. M. Creer, & S. K. Runcorn (Eds.), *Developments in Solid Earth Geophysics* (Vol. 3, pp. 254-286). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5>

# ANEXOS

## ANEXO A: TABLAS COMPLEMENTARIAS

En las tablas que se muestran a continuación se presentan todos los datos obtenidos en las mediciones de AMS y magnetización remanente, así como para el cálculo de rotaciones.

Tabla A1. 1. Resultados de AMS por sitio. N: número de especímenes medidos; k1, k2 y k3: susceptibilidad en los ejes mayor, intermedio y menor, respectivamente, del elipsoide de susceptibilidad; D: declinación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad; I: inclinación de los ejes del elipsoide de susceptibilidad; p1 y p2: ángulos del elipsoide de confianza según Jelínek (1978);  $\chi$ : susceptibilidad promedio; lin: índice de lineamiento; fol: índice de foliación; ani: porcentaje de anisotropía; T: parámetro de forma; P': índice de anisotropía corregido (Jelínek, 1978)

Sitio	N	k1	D1	I1	p1	p2	k2	D2	I2	p1	p2	k3	D3	I3	p1	p2	$\chi$ (SI)	lin	fol	ani	ani [%]	k	T	Forma	r	P'
TC01	12	1.074	205.7	35	34.1	7.2	1.061	104.6	15.5	33.9	2	0.865	355	50.7	8.6	1.7	0.0640	1.013	1.227	1,243	24.30	0.06	0.88	oblato	1,240	1,276
TC02	10	1.073	234.5	32.7	16.8	6	1.052	121.7	31.1	16.8	5.2	0.876	359	41.6	7.4	3.3	0.0437	1.020	1.201	1,225	22.50	0.1	0.81	oblato	1,221	1,251
TC03	10	1.005	90.1	2.5	8.4	5.5	1.000	358.1	37.8	35.6	8	0.995	183	52.1	35.8	3.2	0.0007	1.006	1.004	1,010	1.00	1.32	-0.14	prolato	1,010	1,010
TC04	22	1.011	85.4	12.3	6.5	1.6	0.996	183	31.2	15.3	5	0.993	337	55.9	15	2.4	0.0014	1.014	1.003	1,018	1.80	4.48	-0.63	prolato	1,018	1,019
TC05	12	1.009	252.2	4.2	10.9	5.4	0.997	354.6	70.9	27.1	8.7	0.994	161	18.5	27	6.6	0.0039	1.012	1.004	1,015	1.50	3.12	-0.51	prolato	1,015	1,016
TC06	20	1.025	3.8	31.1	30.6	3.6	1.016	104.1	16.4	30.8	5.3	0.959	218	53.9	6.8	2.9	0.0219	1.008	1.060	1,068	6.80	0.13	0.76	oblato	1,068	1,075
TC07	17	1.022	45.8	32.7	37.9	4.9	1.017	306	14.8	37.9	6.8	0.961	195	53.4	8.2	4.4	0.0251	1.005	1.058	1,063	6.30	0.09	0.84	oblato	1,063	1,070
TC08	19	1.015	75.3	24.1	16.3	4.4	1.007	255.1	65.9	16.3	5	0.978	345	0.1	5.6	3.7	0.0161	1.008	1.030	1,038	3.80	0.27	0.57	oblato	1,038	1,040
TC09	15	1.010	255.7	16.8	23.6	5.2	1.005	89.6	72.7	23.6	4.8	0.985	347	3.9	6.5	2.9	0.0054	1.005	1.021	1,026	2.60	0.25	0.6	oblato	1,026	1,027
TC10	14	1.032	155.8	7.5	9.2	3.8	1.006	253.2	44.6	9.6	3.7	0.962	58	44.4	5.6	3.9	0.0132	1.025	1.046	1,072	7.20	0.55	0.29	oblato	1,071	1,073
TC11	13	1.016	222	40.5	16.5	13	0.993	358	40.1	66.1	13.6	0.991	110	23.8	66.1	15.4	0.0010	1.023	1.002	1,025	2.50	10.12	-0.82	prolato	1,025	1,028
TC12	21	1.005	85.6	28	33.3	18.9	1.000	306.2	55.1	51.8	28.1	0.996	186	19.2	51.8	27.1	0.0011	1.005	1.004	1,009	0.90	1.19	-0.08	prolato	1,009	1,009
TC13	14	1.003	270.5	30.1	22.9	13.5	1.000	100.5	59.5	25.7	14.7	0.997	3	4.4	19.6	13.3	0.0007	1.003	1.003	1,005	0.50	1.04	-0.02	prolato	1,005	1,005
TC14	15	1.004	278.4	37.9	22.4	3.1	1.002	79	50.5	22.5	4.5	0.994	181	9.6	4.9	3.1	0.0008	1.002	1.009	1,011	1.10	0.18	0.69	oblato	1,011	1,011
TC15	8	1.031	288.8	21.5	12.3	10.3	1.001	179.2	40.3	32.9	4.3	0.968	40	41.9	32.3	10.7	0.0004	1.030	1.034	1,064	6.40	0.88	0.06	oblato	1,063	1,065
TC16	16	1.075	152.2	39.5	7.8	2.6	0.970	270.8	30.1	30.8	7.6	0.955	26	35.9	30.8	3	0.0281	1.107	1.016	1,125	12.50	6.64	-0.73	prolato	1,123	1,137
TC17	10	1.153	100.7	76.8	21.9	13.4	0.971	293.5	12.9	53.4	21.1	0.876	203	2.8	53.4	13.9	0.0373	1.187	1.109	1,316	31.60	1.71	-0.25	prolato	1,295	1,319
TC18	13	1.051	292.1	73.1	9.9	4.3	0.992	53.5	9	11.6	6.2	0.958	146	14.2	9.8	3.9	0.0152	1.059	1.036	1,097	9.70	1.67	-0.25	prolato	1,095	1,098

Tabla A1. 2. Resultados promedio por sitio de las mediciones de magnetización, ordenadas por localidad. Loc: localidades (ESR: Estancia Santa Rosa; CT: Cerro Tortuga; PI: Paso Isaza; LT: Laguna Tortuga; PW: Puerto Williams); Li: Litología (mismas abreviaturas que en Tabla 2. Se añaden: In: Intrusivo; Di: Dique laminado); N: número de especímenes utilizados para cálculo vectorial; MNR: Magnetización natural remanente promedio por sitio; MNR<sub>inf</sub> y MNR<sub>sup</sub>: límites inferior y superior del error asociado a MNR; K: Susceptibilidad promedio por sitio; K<sub>inf</sub> y K<sub>sup</sub>: límites inferior y superior del error asociado a K; Dec-Inc: Declinación e inclinación promedio de la magnetización característica por sitio; kappa: parámetro de precisión de Fisher;  $\alpha_{95}$ : semi-ángulo de confianza al 95%.

Loc	Sitio	Lito	N	Edad/Ma	Lat	Long	MNR [A/m]	MNR <sub>inf</sub>	MNR <sub>sup</sub>	K	K <sub>inf</sub>	K <sub>sup</sub>	Dec	Inc	kappa	$\alpha_{95}$
ESR	TC01	IT	4	Cret. Sup./85	-54.9302	-68.1080	8.580	6.170	21.900	0.0318	0.0181	0.0419	341.6	-43.1	79.9	10.3
ESR	TC02	IT	4	Cret. Sup./85	-54.9318	-68.1102	16.900	9.500	21.600	0.0332	0.0091	0.0126	343.1	-50.5	54.2	12.6
ESR	TC16	ID	6	-	-54.9050	-68.1173	9.010	4.270	8.120	0.0099	0.0081	0.0444	314.1	-69.0	354.7	3.6
ESR	TC18	MD	6	-	-54.9062	-68.0924	2.100	1.290	3.370	0.0081	0.0051	0.0135	304.4	-67.6	354.8	3.6
CT	TC03	PL	5	Cret. Inf./100	-55.2004	-68.0474	0.066	0.026	0.042	0.0006	0.0002	0.0003	260.6	-65.4	115.4	7.2
CT	TC04	PL	7	Cret. Inf./100	-55.2036	-68.0395	0.151	0.073	0.142	0.0011	0.0004	0.0007	251	-64.9	872.8	2
CT	TC05	PL	3	Cret. Inf./100	-55.2057	-68.0242	0.617	0.302	0.591	0.0025	0.0013	0.0029	251.4	-70.3	119.6	11.3
PI	TC06	IT	-	-	-55.2228	-67.9745	0.406	0.270	0.802	0.0178	0.0032	0.0040	-	-	-	-
PI	TC07	IT	3	-	-55.2230	-67.9765	0.388	0.210	0.458	0.0210	0.0025	0.0028	252.4	-70.8	138.1	10.5
PI	TC10	IT	-	-	-55.1988	-67.9518	0.163	0.063	0.103	0.0106	0.0028	0.0037	-	-	-	-
LT	TC08	G	4	-	-55.2215	-67.9905	5.870	2.290	3.750	0.0096	0.0057	0.0137	240.6	-69.0	329.9	5.1
LT	TC09	G	4	-	-55.2206	-67.9933	1.920	1.010	2.150	0.0027	0.0018	0.0057	248.9	-69.1	463.9	4.3
LT	TC11	L	-	Cret. Inf./100	-55.2044	-67.9911	0.644	0.298	0.554	0.0014	0.0003	0.0004	-	-	-	-
LT	TC12	L	3	Cret. Inf./100	-55.2074	-67.9923	0.459	0.273	0.672	0.0011	0.0002	0.0003	283.4	-74.9	80.7	13.8
LT	TC13	L	3	Cret. Inf./100	-55.2090	-68.0000	0.081	0.043	0.092	0.0006	0.0001	0.0001	268.2	-65.0	208.0	8.6
LT	TC14	MD	4	-	-55.1970	-68.0044	0.037	0.020	0.042	0.0006	0.0001	0.0002	260.7	-60.6	66.3	11.4
PW	TC15	FY	-	-	-54.9338	-67.5033	0.014	0.009	0.024	0.0003	0.0001	0.0003	-	-	-	-

Tabla A1. 3. Rotaciones tectónicas para cada localidad. N: Número de sitios utilizados para los cálculos; Lat-Lon corresponden a la latitud y longitud promedio de los sitios de la localidad; Ma: Edad atribuida de la magnetización en millones de años; DecO-IncO y DecE-IncE: Declinaciones e inclinaciones observadas y esperadas, respectivamente, del vector de magnetización; LatV-LonV: latitud-longitud del Polo Geomagnético Virtual (VGP);  $R \pm dr$ : valor de rotación con su error asociado (límite de confianza al 95%);  $Fi \pm dI$ : valor de la anomalía de inclinación (*flattening*) y error asociado;  $\alpha95$  y P95 corresponden al semi-ángulo de confianza al 95%. IMPORTANTE: Se añade en esta tabla el cálculo de rotaciones por separado para sitios TC01-TC02 (Plutón Castores) y TC16-TC18 (Unidad intrusiva diorítica) (ver sección 7.3. Paleomagnetismo para explicación).

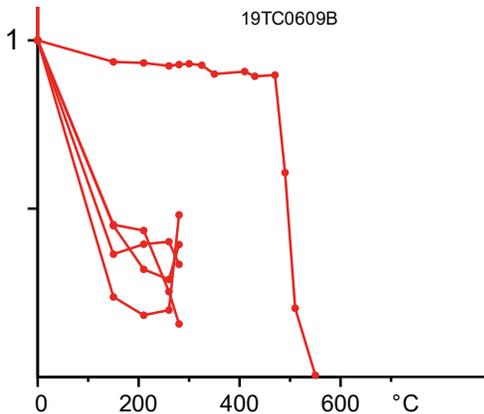
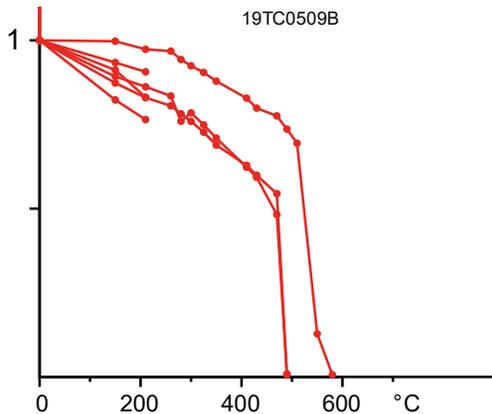
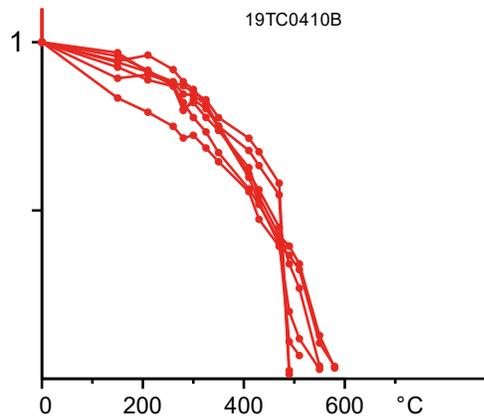
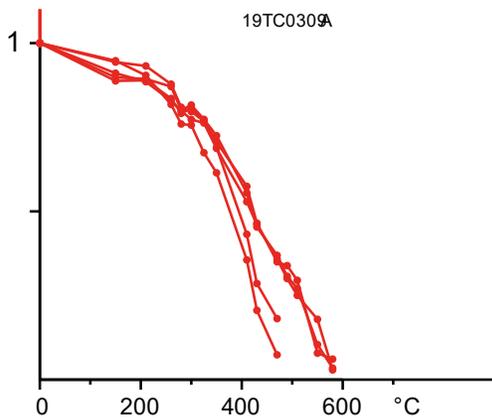
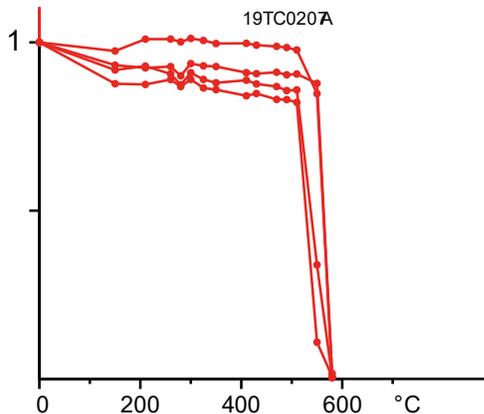
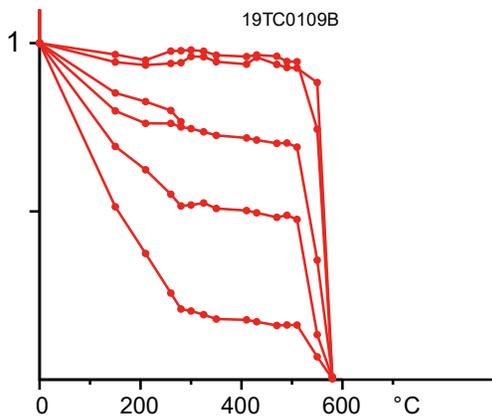
Localidad	N	Lat	Long	Edad/Ma (roca)	Ma	Dec O	Inc O	$\alpha95$	Lat V	Long V	P95	Dec E	Inc E	P95	$R \pm dr$ [°]	$Ei \pm dI$ [°]
ESR	6	-54.9173	-68.1235	Cret. Sup./85	85	326.2	-63.6	12.7	84.4	137.2	2.5	355.2	-73.8	5.0	$-29,0 \pm 27,8$	$-10,2 \pm 10,9$
ESR (01-02)*	2	-54.9310	-68.1091	Cret. Sup./85	85	342.3	-46.8	16.4	84.4	137.2	2.5	355.2	-73.8	5.0	$-12,9 \pm 24,3$	$-27,0 \pm 13,7$
ESR (16-18)*	2	-54.9056	-68.1049	Cret. Sup./85	85	309.1	-68.4	8.4	84.4	137.2	2.5	355.2	-73.8	5.0	$-46,1 \pm 23,7$	$-5,4 \pm 7,8$
CT	5	-55.2057	-68.1105	Cret. Inf./140	100	243.6	-69.4	8.1	85.7	104.7	3.3	1.1	-73.6	6.5	$-117,5 \pm 26,7$	$-4,2 \pm 8,3$
LT	5	-55.2111	-67.9962	Cret. Inf./140	100	259.4	-68.3	7.4	85.7	104.7	3.3	1.1	-73.6	6.5	$-101,7 \pm 25,0$	$-5,3 \pm 7,9$

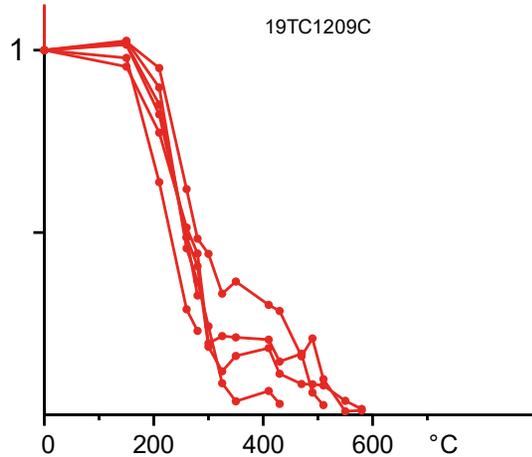
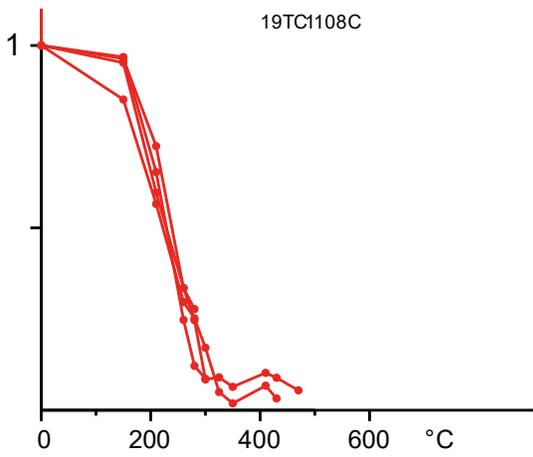
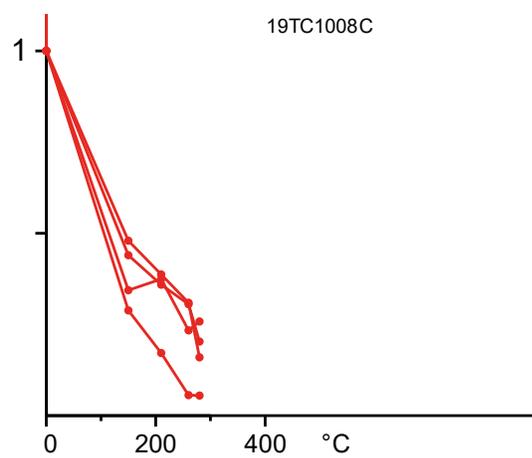
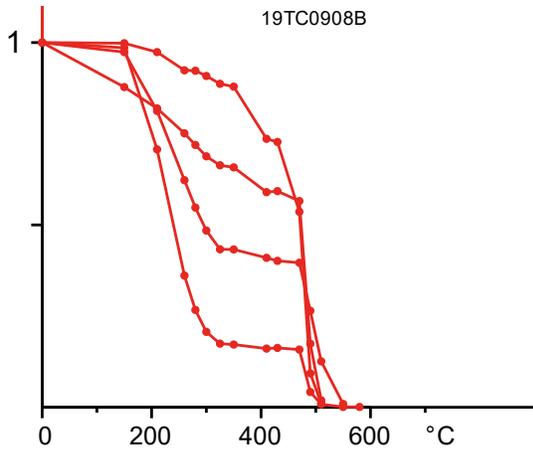
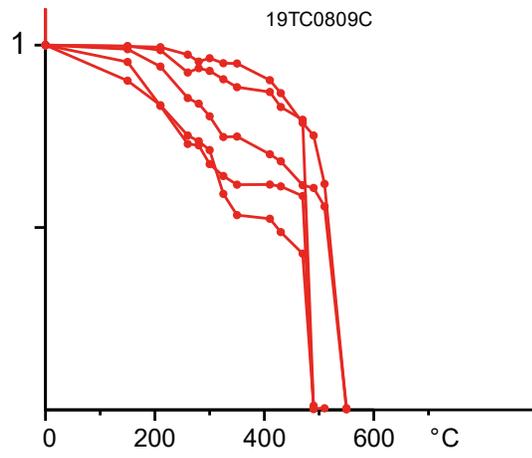
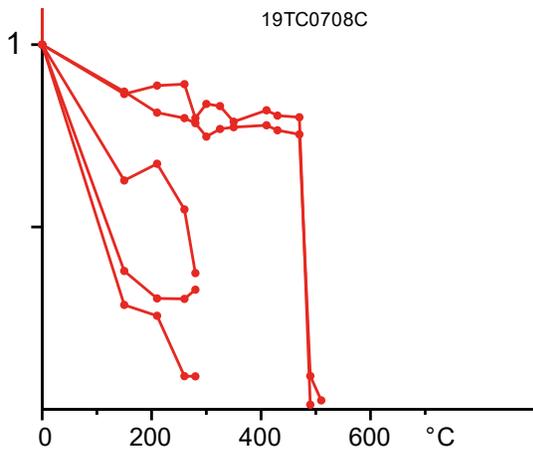
\* Entre paréntesis se especifican los sitios utilizados para los cálculos.

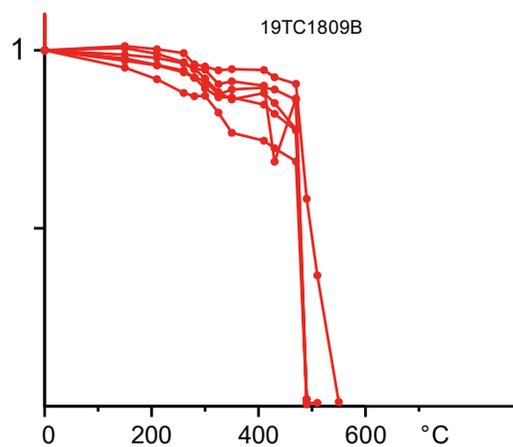
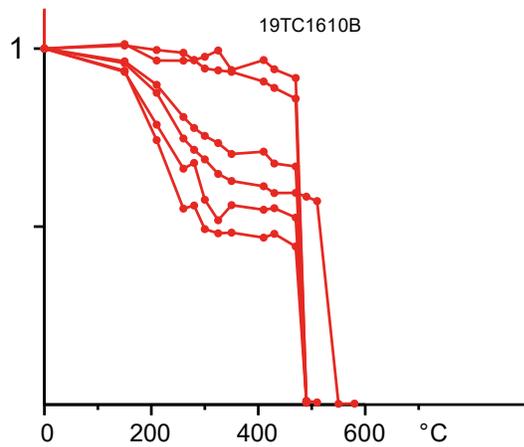
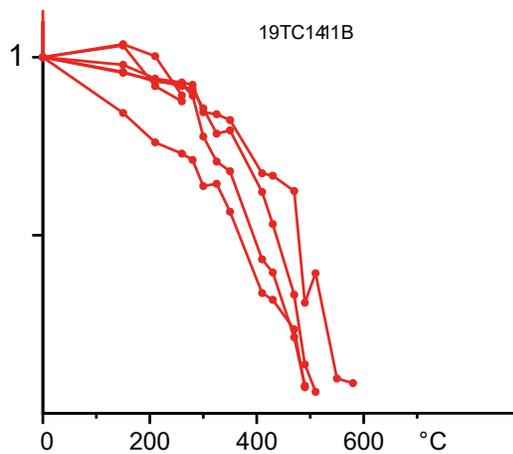
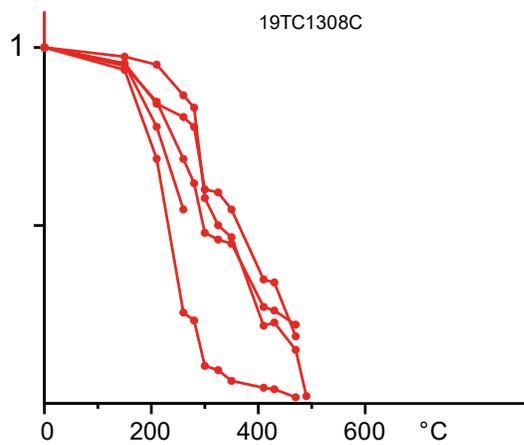
Es posible observar que al plotear por separado los sitios de Estancia Santa Rosa, los sitios TC01-02 tienen un mayor error asociado, una menor rotación y una anomalía de inclinación mucho mayor que la de los sitios TC16-18. Los datos de TC01-02 también divergen con respecto a los reportados por Poblete et al. (2016), de modo que es muy probable que sean los datos del Plutón Castores los que presentan algún tipo de problema o que requieren de una reinterpretación.

## ANEXO B: GRÁFICOS DE DESMAGNETIZACIÓN

Se muestran los gráficos de desmagnetización termal – Magnetización (I) normalizada respecto a la MNR ( $I_0$ ) versus temperatura [ $^{\circ}\text{C}$ ] –, como los de Figura 25, para todos los especímenes desmagnetizados.







## ANEXO C: DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD

A continuación, se presentan los diagramas de Zijdeveld (como los de Figura 26) para todos los especímenes desmagnetizados.

