



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

FORMACIÓN DEL OROCLINO PATAGÓNICO Y EVOLUCIÓN
PALEOGEOGRÁFICA DEL SISTEMA PATAGONIA-PENÍNSULA
ANTÁRTICA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOLOGÍA
EN COTUTELA CON LA UNIVERSIDAD DE RENNES 1

FERNANDO ANDRÉS POBLETE GÓMEZ

PROFESOR GUÍA:
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA
PIERRICK ROPERCH

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANNICK CHAUVIN
AUGUSTO RAPALINI
JOSEPH MARTINOD
CONSTANTINO MPODOZIS MARÍN
FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

SANTIAGO DE CHILE
2015

Resumen

Uno de los rasgos más sobresalientes de los Andes Australes es la curvatura de sus principales estructuras—incluida la faja plegada y corrida de Magallanes—desde una orientación N-S al norte de los 52°S a una orientación ~E-W en Tierra del Fuego. Esta estructura fue descrita por Wegener en el año 1929, postulando que sería producto del movimiento hacia el oeste de América del Sur; en sus reconstrucciones Patagonia habría formado un margen continuo con la Península Antártica. A pesar que más de 100 años han pasado desde la idea original de Alfred Wegener, la pregunta sobre si esta curvatura es producto de un plegamiento oroclinal o bien una estructura heredada es aún tema de debate. Los datos paleomagnéticos—herramienta fundamental para discriminar sobre el origen de esta curvatura—son escasos en la región, y muchas veces, de calidad cuestionable.

En esta tesis, presentaré los resultados de un estudio paleomagnético y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) obtenidos a partir de 146 sitios, muestreados entre los 50°S y los 55.5°S. Se muestrearon 85 sitios en rocas sedimentarias marinas de edad Cretácico-Mioceno de la faja plegada y corrida de Magallanes y cuenca de Magallanes; 16 sitios fueron muestreados en rocas sedimentarias marinas y volcánicas de edad Cretácico Inferior correspondientes al relleno sedimentario de la cuenca de Rocas Verdes y a depósitos del arco volcánico que la rodeaba; 4 sitios fueron muestreados en rocas del complejo ofiolítico que formaba el piso oceánico de la cuenca de Rocas Verdes. Finalmente, 41 sitios fueron muestreados en intrusivos del Batolito Fueguino de edad Cretácico-Eoceno.

Los resultados de AMS muestran que la fábrica magnética está controlada por procesos tectónicos que, en algunos casos, oblitera por completo la fábrica sedimentaria; hacia el antepaís, la fábrica sedimentaria está mejor preservada. En general, existe una buena correlación entre la lineación magnética y el pliegue de los ejes, a pesar que a escalas locales se observan ciertas diferencias. En las rocas intrusivas del batolito fueguino la fábrica magnética es variable sin una orientación determinada.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en sedimentos y roca volcanoclásticas en el área de Isla Navarino y Península Hardy no pasan el test de plegamiento, indicando una remagnetización durante el Cretácico medio. Al observar todos los resultados, vemos que aparece un patrón sistemático de rotaciones, en donde las magnitudes están controladas temporal y geográficamente: las mayores rotaciones se registran en rocas de edad Cretácico medio y en la parte más interna del orógeno (al sur de la Falla Magallanes-Fagnano). Este patrón de rotaciones—el patrón de rotaciones fueguino—apoya un plegamiento oroclinal de la región interna del orógeno Fueguino asociado al colapso y obducción de la cuenca de Rocas Verdes. Durante esta etapa ocurrieron alrededor de 50° de rotación antihorario, las que continuaron durante el Cretácico Tardío y Paleoceno, concomitante con la exhumación de Cordillera Darwin y el avance de la faja plegada y corrida de Magallanes hacia el antepaís.

Palabras claves: Patagonia, Península Antártica, Oroclino Patagónico, Meso-Cenozoico, Paleomagnetismo, AMS, Reconstrucciones Paleogeográficas.

Resumé

Une des caractéristiques les plus remarquables de la Cordillère des Andes du Sud est la courbure des principales structures, à partir d'une orientation Nord-Sud au nord de 52 °S à une orientation Est-Ouest en Terre de Feu. Cette structure a été décrite par Wegener en 1929, comme la conséquence d'un déplacement vers l'ouest de l'Amérique du Sud, la Patagonie formant initialement une marge rectiligne avec la Péninsule Antarctique. Un siècle après la proposition originale d'Alfred Wegener, la question de savoir si cette courbure est le produit d'un pliage oroclinal ou d'une structure héritée est encore en débat. Les données paléomagnétiques, outil essentiel pour discriminer les hypothèses sur l'origine de cette courbure, sont rares dans la région, et souvent de mauvaise qualité.

Dans cette thèse, je présenterai les résultats d'une étude paléomagnétique et d'anisotropie de la susceptibilité magnétique (AMS) de 146 sites échantillonnés entre 50 °S et 55.5 °S (85 sites dans des roches sédimentaires marines du Crétacé-Miocène de la ceinture de plis et chevauchements de Magallanes; 20 sites dans des roches sédimentaires et volcaniques au sud de La Cordillère de Darwin, 41 sites dans des roches intrusives du batholite d'âge Crétacé-Eocène.

Les résultats d'AMS dans les sédiments montrent que la fabrique magnétique est contrôlée par des processus tectoniques, effaçant partiellement ou complètement la fabrique initiale sédimentaire. En général, il y a une bonne corrélation entre l'orientation de la linéation magnétique et celle des axes de plis sauf au niveau de la Péninsule Brunswick. La grande variation dans l'orientation des fabriques magnétiques du batholite suggère une mise en place des roches intrusives sans contrainte tectonique.

Les résultats paléomagnétiques obtenus dans la région de l'île de Navarino et la Péninsule Hardy, au sud du canal Beagle, montrent une réaimantation post-tectonique enregistrant une rotation anti-horaire de plus de 90° comme celle enregistrée par les roches intrusives d'âge supérieur à ~90Ma. Les roches intrusives du Crétacé supérieur- Eocène enregistrent des rotations antihoraires de plus faible ampleur (45°-30°). Par contre, la courbure de la ceinture de plis et chevauchement de Magallanes qui se sont développés entre l'Eocène et l'Oligocène enregistre peu ou pas de rotation.

La variation spatiale et temporelle des rotations tectoniques déterminées dans cette étude supporte un modèle de déformation des Andes Australes en deux grandes étapes.

La première étape correspond à la rotation d'un arc volcanique par fermeture d'un bassin marginal (le bassin de Roches Vertes) et formation de la Cordillère de Darwin. Lors de la propagation de la déformation dans l'avant-pays, la courbure acquise dans les premières étapes de déformation par la bordure pacifique des Andes Australes est accentuée d'environ 30°. Les reconstructions tectoniques utilisant le plus récent modèle global de tectonique des plaques montrent le rôle essentiel de la convergence entre la Péninsule Antarctique et l'Amérique du Sud dans la formation de l'Orocline de Patagonie du Crétacé supérieur à l'Eocène.

Mots-clés: Patagonie, péninsule Antarctique, Orocline, paléomagnétisme.

Abstract

One of the outstanding features of the Southern Andes is the curvature of the main structures, from a North-South orientation north of 52 °S to an East-West orientation in Tierra del Fuego. This structure was described by Wegener in 1929, as the consequence of a drift to the west of South America, Patagonia initially forming a straight margin with the Antarctic Peninsula. A century after the original proposal of Alfred Wegener, the question of whether this curvature is the product of an oroclinal folding or an inherited structure is still under debate. Paleomagnetic data are an essential tool for discriminating hypotheses on the origin of this curvature but they are rare in the region, and often of poor quality.

In this thesis, I will present the results of a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study of 146 sites sampled between 50 ° S and 55.5 ° S (85 sites in marine sedimentary rocks of the Cretaceous-Miocene of the Magallanes fold and thrust belt; 20 sites in sedimentary and volcanic rocks south of Cordillera Darwin, 41 sites in intrusive rocks of the Cretaceous-Eocene batholith).

The AMS results in the sediments show that the magnetic fabric is controlled by tectonic processes, partially or completely obliterating the sedimentary fabric. In general, there is a good correlation between the orientation of the magnetic lineation and that of the fold axes except at Peninsula Brunswick. The wide variation in the orientation of magnetic fabrics within the batholith suggests an emplacement of intrusive without tectonic constraint.

Paleomagnetic results obtained in Navarino Island and Hardy Peninsula, south of the Beagle Channel, show a post-tectonic remagnetization recording a counterclockwise rotation of more than 90 ° as that recorded by the intrusive rocks older than ~ 90Ma. The Upper Cretaceous to Eocene intrusive rocks record counterclockwise rotations of lower magnitude (45 ° -30 °). In contrast, the Magallanes fold and thrust belt mainly developed between the Eocene and Oligocene records little or no rotation.

Spatial and temporal variations of tectonic rotations determined in this study support a model of deformation of the Austral Andes in two steps.

The first step corresponds to the rotation of a volcanic arc by closing a marginal basin (the Rocas Verdes basin) and formation of Cordillera Darwin. During the propagation of deformation in the foreland, the curvature acquired by the Pacific border of the Austral Andes is accentuated by about 30 °. The tectonic reconstructions using the most recent Global Plate Tectonic model show the essential role of the convergence between the Antarctic Peninsula and South America in the formation of Patagonian orocline during the Late Cretaceous to the Eocene.

Keywords: Patagonia, Antarctic Peninsula, orocline, paleomagnetism.

Agradecimientos

En las siguientes líneas me gustaría agradecer a las personas e instituciones que de una u otra forma fueron parte de este proceso: sin su participación el resultado de esta tesis (casi 1.500 gr 300 hojas) no habría sido el mismo.

Me gustaría agradecer a/al:

- **CONICYT** y el **IRD** por el apoyo brindado a través de sus becas
- **Proyecto Anillo Antártico ACT-105**, financiado por INACH-CONICYT. Pero principalmente me gustaría agradecer a su directora, la profesora **Teresa Torres**. Tere, muchas gracias por el apoyo y confianza durante todos estos años. Si contamos el anillo anterior, ya van 8 años tratando de desentrañar las relaciones entre Antártica y Patagonia.
- los miembros de la comisión. Al profesor **Constantino Mpodozis**: Cocho, gracias por recibirme tantas veces en las oficinas de AMSA, donde se fraguaron numerosas indicaciones que dieron forma a este manuscrito y por el conocimiento compartido; al profesor **Francisco Hervé**: Pancho, muchas gracias por el apoyo, especialmente en aquellos momentos en que uno piensa que todo le sale mal, gracias también por las enseñanzas en terreno, la ayuda con la perforación, y por las vivencias compartidas. A la profesora **Annick Chauvin**, por haber aceptado examinar esta tesis. A los profesores **Augusto Rapalini** y **Joseph Martinod**: por las correcciones a este manuscrito, espero haber transmitido de forma clara el trabajo realizado.
- los que fueron parte de las campañas de terreno. Sin ellos se habría realizado menos de la mitad del muestreo. Gracias **Paulits, Caroline, Mauro (Carancho del norte dicen ahora), Joaco, Hernán, Pancho, Caldera, Santiago, Gabriel, Beau, Iván, Tola y Moira**.
- la tripulación del Chonos y el Northanger por llevarnos de forma segura en los canales Fueguinos. Gracias al capitán **Hugo “a popelé”**, **Myriam**, y **José** del Chonos, y a la capitana **Keri** y **Greg** del Northanger.
- A toda la gente de Magallanes que siempre me ayudó cuando lo necesitaba. Gracias a **Carlos A., Néstor, Patrick, Verónica** y **Carlos S.**, entre muchos otros. También me gustaría agradecer a **Parque Karukinka** por su apoyo en Tierra del Fuego.
- **personal de ambas universidad** que día a día dan vida al lugar que nos permite elucubrar sobre los rumbos de los continentes. De forma especial me gustaría agradecer a **Maritza** por su disposición y ayuda.
- al **Laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo** (Chile) y al **Laboratorio de Paleoarqueomagnetismo** (Rennes). Gracias **César, Ratatax, Pana, Lima, Juan** y **Bascu**, siempre ha sido un agrado aprender de ustedes. **Annick**, gracias por tenderme siempre una mano y por regar el papiro! Gracias también a **Phillip**³ y a **Lucie**.
- También me gustaría agradecer al **Marc Poujol** por permitirme usar el LA-ICPMS, y tener la posibilidad (que nunca pensé tenerla) de ver más de cerca el mundo de los circones. Gracias también a **Peter** y **Guilles** por el excelente terreno en Patagonia y las discusiones que allí tuvimos. A **Catherine** y **Camille** por la ayuda en el Lab. LSCE en Gif/Yvette

- a mis amigos no lame-rocas (o chupa piedras): **Gabriel Mansilla**, gracias por tu apoyo en las buenas y en las malas y por darme la responsabilidad de ser el padrino de tu hija; **Matias “S”**, por la ayuda con la programación, el alumno salió medio flojo pero no hay que apurar al ganado flaco; **Matías “N.”**, **Julio**, **Roro** y **Nati** por la amistad de tantos años; **Feña**, sin el guduchi, habría escrito medio kilo solamente. A **Paul** de Rennes, viva el “Verger”!! A **Vincent** por su ayuda en Rennes, en particular por la primera estadía. A **Lucie**, **Gautier** y **Audray**, aún recuerdo el primer día en el coloc!

- a mis amigos de las Ues de Chile y Rennes. **Feña**, **Tapia**, **Viole**, **Daniele**, **Pablo**, **Atax**, **Chalaila**, **Chicho**, **Checho**, **Laja**, **Javier**, **Garro**, **Chica** y **Juanito**: Salud! **Benoit²**, **Bob**, **Carlos**, **Gwen**, **Gloria**, **Justine²**, **Dani**, **Pierre**, **Alain**, **Eline**, **Maya**, y **Marie**. Santé y que viva el Tarot (tengo una aplicación!). A **Roman** por tantos almuerzos. A **Philipe**, **Youss**, **Benoit**, **Loic**, **Olivie**, y **Guille** por hacerme sentir uno más dentro de sus casas. A **Clem** y **Reb** por su amistad.

- A **Keith Klepeis** y **Geoff Clark**. A pesar que han pasado más de 8 años desde ese terreno inolvidable en Cordillera Darwin, aún veo en ese momento un punto de inflexión para todo lo que ha venido después. Gracias también por su disposición a contestar mis dudas que les llegaban por email largo tiempo después de haber terminado el terreno.

- a mi familia. A mis **papas** y mi **hermana**. Su apoyo incondicional e interés en lo que hago han sido siempre un pilar fundamental; pilar que me ha sostenido cuando las fuerzas flaqueaban; pilar que se transformaba en refugio, cuando venía la tormenta; en faro cuando perdía el rumbo. Tal vez no se dieron cuenta (o nunca lo expreso), pero siempre ha sido así. A mis sobrinos **Matéo** e **Inés**, que con sus risas y cariño alegran esta vida. A mi **Tío Jano**, por creer en mis elecciones (y mostrármelo); a los **Troncoso-Soto**, **Astrid**, **Peirín**, **Belén** y **Tomás** por sus innumerables muestras de cariño. Me gustaría también agradecer a la familia de Pierrick: **Verónica**, **Mailen** y **Arzela**. Gracias por alimentar a este Pajago, por las clases de piano y harpa (no lo dejen!!), y por hacerme sentir no tan lejos de Chile durante mi primera estadía.

- a mis Guías. **César**, gracias por toda la ayuda y consejos durante tantos años (casi 9). En especial, gracias por darme la oportunidad de acompañarlos a terreno, cada día que pasé viendo los cerros despojados del norte me ayudó a entender de mejor forma lo que esconden las rocas bajo el bosque Patagónico; por mostrarme otra mirada de la geología (que espero seguir perfeccionando). **Pierrick**, ya han pasado más de 7 años desde la primera vez que fui a Rennes (allá por el 2008). Gracias por tu disposición durante todo este tiempo y por la paciencia para mostrarme el mundo del paleomagnetismo. Gracias por la rigurosidad y en empujarme siempre a ir más allá, en que las ganas por terminar no se tradujeran en dejar un trabajo a medio realizar. En mostrarme el valor de la curiosidad, motor de toda búsqueda.

- la Chinita. **Chinita** dejó este último párrafo para darte las gracias por todo. Todo que agrupa, entre otras cosas: tu comprensión, cariño, entrega, a aguantarme cuando ando malas pulgas (enojado), a alejarme de la procrastinación (que me acecha en todo momento); por los detalles que día a día hacían que este transitar fuera más agradable: los patos con puré (y Kwak), las cervezas heladas después de un tren interminable, las acompañadas a escalar; por calmarme cuando llegaba la angustia; por querer compartir estos momentos conmigo. También a **SarahLerayTraduction** por su importante ayuda en el Francés. Aún estaría corrigiendo los “au”, “eux”, “o”, “ou”, y un muy largo etc.

Remerciements

Cette remerciement fut fait avec l'aide de correcteur Word, le web page www.les-verbos.com et me faibles connaissances du Français. Toutes les erreurs de français ne furent pas corrigées car avec votre imagination vous, cher ami lecteur, pourrais imaginer l'accent sympathique de gentes du Chili.

Après cette petite intro, les prochaines lignes ont comme finalité être une reflète de toutes les personnes et institutions qui furent possibles, d'une façon ou autre, cette thèse. On commence...

- Je veux remercier à **CONICYT** et le **IRD** pour les bourses qui ont fait possible cette thèse.

- Merci aussi au «**Proyecto Anillo Antártico ACT-105**», financé par **INACH-CONICYT**. Principalement, Je veux remercier à son directrice, professeure **Teresa Torres**. Tere, merci pour ton support pendant toute la durée de ce projet mais aussi pendant le premier projet avec lequel j'ai eu l'opportunité de connaître la géologie de l'antarctique.

- Au membre du jury. Je voudrais remercier le professeur **Constantino Mpodozis**. Cocho, merci pour me permettre d'accéder à tes connaissances de la géologie de la Patagonie et les discussions en AMSA où parti de cette thèse fut désigné. Au professeur **Francisco Hervé**. Pancho, merci pour tes mots de support dans le moment compliqué, pour ton aide dans les terrains en Patagonie et pour partager tes connaissances. À **Annick Chauvin**, pour avoir accepté d'être examinateur de mon thèse. Aux professeurs **Augusto Rapalini** et **Joseph Martinod**, pour leurs corrections à mon manuscrit. J'espère avoir expliqué la problématique de la Patagonie d'une façon claire.

- Les compagnons des terrains. Sans votre aide, j'aurais fait même pas la moitié de l'échantillonnage. Merci **Paulits, Caroline, Mauro (Carancho du nord), Joaco, Hernán, Pancho, Caldera, Santiago, Gabriel, Beau, Iván, Tola y Moira**.

- L'équipage du Chonos et Northanger pour nous remmener toujours à bon port. Merci **Capitan Hugo, Myriam** et **José** du Chonos et **Capitan Keri** et **Greg** du Northanger.

- A toutes les gentes du Magallanes qui m'a aidé à chaque fois que j'avais besoin de. Merci **Carlos A., Néstor, Patrick, Verónica** et **Carlos S.** entre autres. Je voudrais remercier aussi à **Parque Karukinka**, pour la logistique dans la Terre de Feu.

- Au **personnel administratif** de chaque université que, jour à jour, fait marcher l'endroit qui nous permet de jouer avec la dérive des continents. Particulièrement je voudrais remercier à **Maritza** pour sa disposition.

- Aux **Laboratoire de tectonique et Paleomagnetism** (Chili) et **Laboratoire de Paleoarchéomagnétisme** (Rennes). Merci **César, Atax, Pana, Lima, Juan y Basco**, C'est toujours un plaisir d'apprendre géologie avec vous. **Annick** merci pour ton support, et aussi pour arroser le papyrus. Merci aussi aux **Philippe³** et **Lucie** pour chaque petit moment dans le labo.

- Je voudrais aussi remercier à **Marc Pujol** pour me donner l'opportunité d'utiliser le LA-ICPMS à Rennes, et m'approcher au monde des zircons. Merci aussi à **Pete** et **Guilles** pour le magnifique terrain en Patagonie et les nombreuses discussions. Merci beaucoup aussi à **Catherine** et **Camille** pour l'aide au lab. LSCE en Giff/Yvette.

- À mes amies non-géologues (qui ne lèchent pas les roches). **Gabriel, Matias S., Matias N., Roro, Julio, Nati y Feña** pour votre amitié de toutes ces années. A **Vincent** et **Paul** (Vive le Verger!); à **Audray, Gautier et Luci**, Je ne vais pas oublier mon premier impression de la coloc!

- À mes amies de chaque Université. **Feña, Tapia, Viole, Dani, Pablo, Atax, Chalaila, Chicho, Checho, Laja, Javier, Garro, Chica y Juanito**: Salud! **Benoit², Bob, Carlos, Gwen, Gloria, Justine², Dani, Pierre, Alain, Eline, Maya, y Marie**. Santé et vive le tarot! (J'ai une appli pour joue, mais pas à 5). À **Roman** pour les repas. A **Philippe, Youss, Benoit, Loic, Olivier, et Guille** pour me faire partie de vos maisons. À **Clem y Reb** pour votre amitié.

- À **Keith Klepeis** et **Geoff Clark**. Même si 8 ans ont passé du terrain en Cordillera Darwin, il marque toujours le point d'inflexion de cette parti de ma vie.

- À me famille. À **ma mère, mon père** et **ma sœur**, pour croire en moi. Votre support inconditionnel et votre intérêts pour ça que j'aime faire, a été toujours un pilier fondamental, pilier que m'as soutenu quand le force m'ont manqué, qui ca transformer dans un refuge pour me protéger quand la tempête arrive; dans un phare quand la boussole n'a pas marqué le sud. C'a été toujours comme ça, même si je ne le dit pas suivant. A mes neveux **Matéo** et **Inés** pour vos sourires qui éclaire mes journées. A mon oncle **Jano**, aussi pour croire en mes choix et me le faire savoir. À **Astrid, Peirín, Belén** et **Tómas**, pour les nombreuses manifestations d'affection. Je voudrais aussi remercie à la famille de Pierrick. **Vero, Arzela, Mailen**, merci pour nourrir à cette Pajago migrateur, et le faire sentir plus proche du Chili.

A me guides. **César**, merci pour ton aide, tes conseilles pendant toutes ces ans. Mais sur tout, pour m'avoir permis de découvrir les Andes du nord et leur roche nu, les connaissances acquit pendant toutes ces jours de terrain m'ont aidé de comprendre mieux la géologie, couvert de bois, de la Patagonie. **Pierrick**, ils sont passés presque 8 ans de la première fois que je suis allé à Rennes. Merci pour ton disposition et ton patience, pendant toutes ces années, pour me montrer le monde complexe du paléomagnétisme et ses plusieurs applications. Merci pour me montre la rigueur requis si on veut faire un bon travaille et pour me poussais (pas sur les orties, comme vous dites en Frances) d'aller plus loin, pour ne laisser pas que l'envie de finir vite se traduit dans an travaille mal fait. Pour me montre la curiosité comme le moteur de la recherche

Chinita, cette dernier paragraphe et consacré à toi. Merci pour tout. Tout qui rassemble, entre autres: ton compréhension, ton amour, ton patience pour me souporter quand je suis pénible, pour me éloigner de la procrastination (qui est toujours derrière moi); pour les petit détailles que jour ajour faisons de cette transite qui est la vie beaucoup plus agréable: les canarde à la pure (et Kwak), les bières bien gelé après une long journée du train, pour grimper avec moi, pour me calme quand l'angoisse arrive; enfin, pour vouloir être avec. Aussi merci à **SarahLerayTraduction**, pour son aide dans la partie en Frances de ce manuscrit.

Breve reseña histórica: poblamiento de América y primeros habitantes de Tierra del Fuego.

A la llegada de Colón, en 1492, América estaba poblada desde el Estrecho de Bering hasta el Cabo de Hornos (Fig. 1.1).

En 1590, casi 100 años después del arribo de Colón a las costas de América, el clérigo José de Acosta planteó que los nativos americanos eran descendientes de cazadores salvajes que habrían seguido la migración de animales desde Asia a América por un puente de tierra (Fiedel, 2000)—asunto de vital importancia si se tiene en cuenta que en esa época la discusión se centraba si los habitantes de América eran humanos o no (Teodorov, 2010).

A pesar que más de 400 años nos separan desde las primeras formulaciones sobre el poblamiento de América, el tiempo, ruta y origen de los primeros humanos que migraron hacia el nuevo mundo sigue sin una respuesta clara (Thomas et al., 2008). La cultura Clovis, ubicada en Norte América (Fig. 1.1), fue datada entre 11.050 a 10.800 años b.p. (Waters y Stafford Jr., 2007) y fue pensada, durante mucho tiempo, como la representante de los primeros pobladores de América, que habrían utilizado Beringia—las tierras emergidas del Mar de Bering (Fig. 1.1)—durante el final de la última glaciación. Sin embargo, nuevos registros arqueológicos en Monte Verde (Puerto Montt, Chile, Fig. 1.1) han sido datados entre 14.220 y 13.980 años b.p. (Dillehay et al., 2008), arrojando un manto de dudas sobre quienes fueron los primeros pobladores de América. Otra línea de investigación, asociada con los últimos avances en genética y arqueología, sugieren que el poblamiento de América ocurrió en múltiples migraciones, comenzando hace más de 20.000 años, poniendo en duda el paradigma del poblamiento de América planteado por la cultura Clovis (Tamm et al., 2007).

Otra posible ruta para el poblamiento de América es a través de un corredor en el Atlántico Norte. La similitud en las herramientas y la tecnología usada en su fabricación entre las culturas Clovis (Norte América) y Solutrense (Europa Occidental, Fig. 1.1) llevaron a Bradley y Stanford (2004), a proponer una ruta alternativa que conectaba las costas atlánticas de Europa y América del Norte. Esta ruta fue usada hace 26.500 a 19.000 años. Sin embargo, Eren et al. (2013) proponen que las similitudes en ambas culturas es producto de convergencia y no divergencia (ambas culturas llegan a la misma solución de un problema simplemente porque es el más fácil y no porque tengan un origen en común o contacto; las pirámides Aztecas y Egipcias, por ejemplo). Esto, y la falta de evidencias genéticas que indiquen un origen solutrense para las culturas pre-Clovis ponen en duda la validez de esta hipótesis.

Ya sea por el Estrecho de Bering o bien por un corredor atlántico, oleadas de cazadores/recolectores avanzaban hacia el sur, empujando más al sur a los que habían partido antes. En Patagonia y Tierra del Fuego (Fig. 1.2), los pueblos originarios comprenden a los Yaghánes y Kaweskar (pueblos canoeros) y Tehuelches, Selknam, Haush. De estos, los Yaghánes fueron los que se aventuraron más al sur, habiendo registros de ellos hasta el Cabo de Hornos: el punto más austral del continente Americano. Desde Monte Verde, les tomó 8 mil años para llegar a la que iba a ser su tierra durante 6 mil años... Hasta la llegada de los extranjeros (europeos, estadounidenses, argentinos y chilenos).



Figura 1.1: Posibles rutas del poblamiento Americano (flechas). Beringia corresponde a todo el territorio emergido durante la última glaciación y que unía América y Asia. ya es para “years ago”; rcbp es para “calendar year before present”. (Modificado de Raff y Bolnick (2014))

Los Yaghánes debieron viajar hacia lo desconocido. Año tras año debieron franquear parajes inhóspitos, buscando refugio en los archipiélagos de los rigores del tiempo. ¿Qué los motivo a partir? ¿Viajó un único grupo o fueron diversas comunidades que se reencontraron en el fin del mundo? Nuestra memoria no llega tan lejos para poder contestar estas preguntas. Sin embargo sabemos que eran nómades que habitaban estas costas, moviéndose entre ellas con canoas en las cuales un fuego ardía constantemente. Se alimentaban principalmente de conchas y ballenas.

Uno de los acontecimientos más importantes en la historia reciente de los Yaghánes, fue la llegada del naturalista inglés Charles Darwin. A su llegada los describe como “*las más abyectas y miserables criaturas*”— ¡ay!, si Darwin hubiese sido tan buen humanista como naturalista. Junto con él volvían cuatro Fueguinos, tomados por Fitz Roy unos años antes. Uno de ellos Orundellico (o Jemmy Button). Los otros tres eran: Elleparu (York Minster), Yokcushli (Fuegia Basket) y Boat Memory. En su estadía en Inglaterra Orundellico aprendió el inglés (con el fin de servir como interprete); me pregunto si Darwin habrá pensado en aprender la lengua de ellos. Como ellos, muchos otros fueron llevados a Europa, donde fueron expuestos en zoológicos humanos para el deleite del “hombre civilizado”.

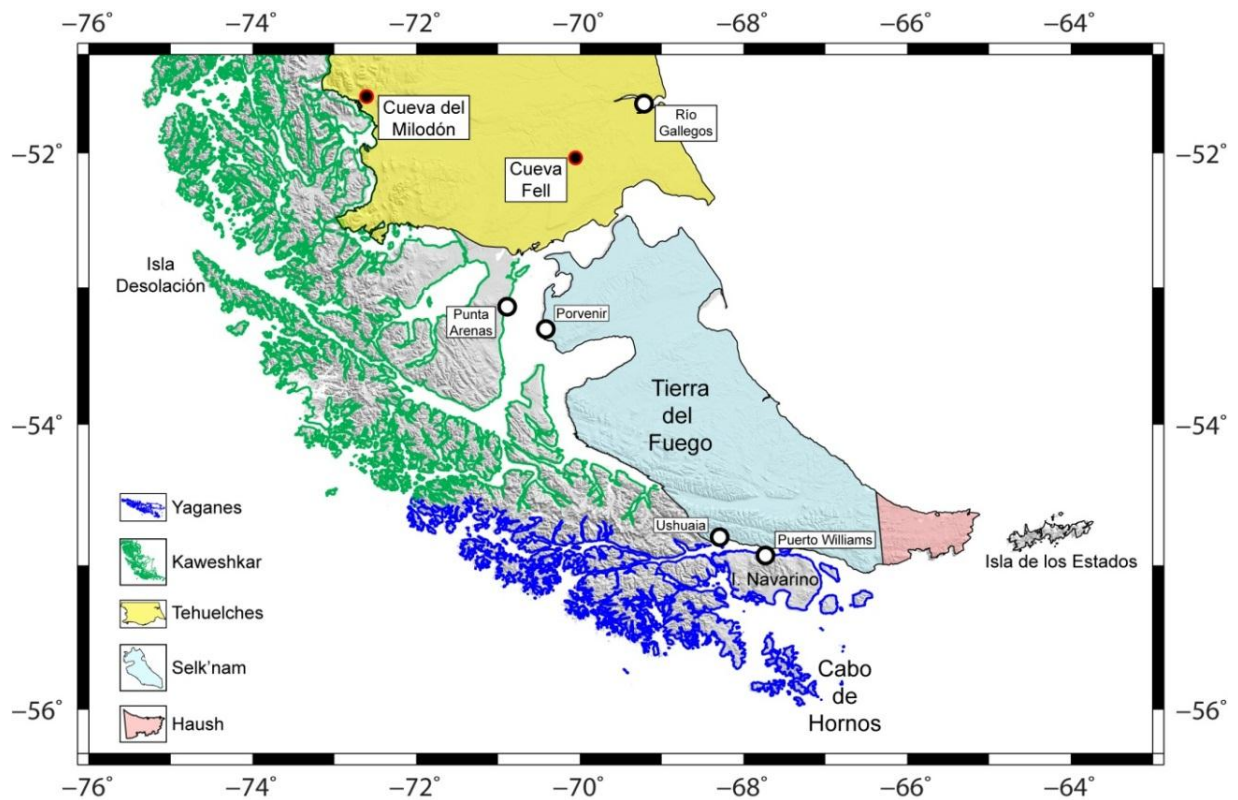


Figura 1.2: Ubicación Geográfica de los aborígenes de Patagonia y Tierra del Fuego. Yaganes y Kaweshkar habitaban las costas de los archipiélagos patagónicos y fueguinos, mientras que Selk'nam y Haush habitaban en tierra firme. (Modificado de [Chapman \(2010\)](#)).

Uno se construye en el olvido y el recuerdo. Si perdemos nuestros recuerdos y solo conservamos el olvido, ¿qué clase de País pensamos construir? Que el exterminio del pueblo Yaghán (y de otras etnias en Patagonia) no se convierta en olvido. Que viva el recuerdo de los hombres y mujeres que poblaron estos parajes indómitos pero repletos de vida, y así construir la historia que fue (no la que conviene), para ver al otro tal como es:

“Cuando estoy en el hospital en Punta Arenas, algunas chilenas de piel oscura me miran y me dicen: ‘Usted es India’. Yo me quedo callada. ¿Qué son ellas? El chileno puro es igual que nosotros, indio, y cuando empezó a mezclarse con el inglés, con el norteamericano, fueron saliendo más blancos sus hijos; lo mismo les paso a los paisanos. Desde mi cama me doy cuenta como me mira le gente cuando pasa. Ellos quién sabe piensan: ‘Oh, ahí está la yagana’”. Una enfermera me muestra y avisa: ‘Es una india yagana’. Pero cuando tengo que pedir el permiso de zarpe a la autoridad, nadie pone en el papel ‘Rosa Milicia, yagana’. Ahí soy chilena. ¿Qué tanto hablar, entonces, de que soy yagana? Todos saben que esa es mi raza, pero vivo en un país que se llama Chile. Algunos me quedan mirando y me preguntan: ¿Es yagana pura? y yo quisiera contestarles: No, señor, yo llegué de Norteamérica” Lakutaia le Kipa (extracto del museo de Puerto Williams).



Lakutaia le Kipa (Foto tomada por Daniel Narciso López Lantadilla)

Referencias

- Bradley, B., Stanford, D., 2004. The North Atlantic ice-edge corridor: A possible Palaeolithic route to the New World. *World Archaeology* 36, 459-478, doi: 10.1080/0043824042000303656.
- Chapman, A., 2010. *European encounters with the Yamana People of Cape Horn, before and after Darwin*. Cambridge University Press.
- Dillehay, T.D., Ramírez, C., Pino, M., Collins, M.B., Rossen, J., Pino-Navarro, J.D., 2008. Monte Verde: Seaweed, food, medicine and the peopling of South America. *Science* 320, doi.
- Eren, M.I., Patten, R.J., O'Brien, M.J., Meltzer, D.J., 2013. Refuting the technological cornerstone of the Ice-Age Atlantic crossing hypothesis. *J. Archeol. Sci.* 40, 2934-2941, doi: 10.1016/j.jas.2013.02.031.
- Fiedel, S.J., 2000. The peopling of the new world: present evidence, new theories, and future directions. *J. Archeol. Res.* 8, 39-103, doi.
- Raff, J., Bolnick, D., 2014. Palaeogenomics: Genetic roots of the first Americans. *Nature* 506, 162-163, doi: 10.1038/506162a.
- Tamm, E., Kivisild, T., Reidla, M., Metspalu, M., Smith, D.G., Mulligan, C.J., Bravi, C.M., Rickards, O., Martinez-Labarga, C., Khusnutdinova, E.K., Fedorova, S.A., Golubenko, M.V., Stepanov, V.A., Gubina, M.A., Zhadanov, S.I., Ossipova, L.P., Damba, L., Voevoda, M.I., Dipierri, J.E., Villems, R., Malhi, R.S., 2007. Beringian standstill an spread of native american founders. *PLoS One* 2, doi: 10.1371/journal.pone.0000829.t001.
- Teodorov, T., 2010. *La conquista de América: El problema del otro*. Siglo XXI de España Editores, SA, España.
- Thomas, M., Gilbert, P., Jenkins, D.L., Götherstrom, A., Naveran, N., Sanchez, J.J., Hofreiter, M., P.F., T., Binladen, J., Higham, T.F.G., Yohe, R.M., Parr, R., Cummings, L.S., Willerslev, E., 2008. DNA from Pre-Clovis Human coprolites in Oregon, North America. *Science* 320, doi.
- Waters, M.R., Stafford Jr., T.W., 2007. Redefining the Age of Clovis: Implications for the peopling of the Americas. *Science* 315, 1122-1126, doi: 10.1126/science.1137166.

Résumé de la thèse

F. Formation de l'orocline de la Patagonie et évolution paléogéographique du système Patagonie-Péninsule Antarctique

Cette thèse traite de l'évolution de la Courbure Patagonienne et du système formé par la Patagonie et la Péninsule Antarctique. Fruit de 4 années de travail, elle apporte de nouvelles données paléomagnétiques et géochronologiques pour la compréhension de l'évolution tectonique de cette région complexe. La thèse s'organise en trois parts. Ici, vous trouverez un extrait de la thèse en français, qui consiste en une traduction des parties clés de la thèse. Les deux parts suivant son la thèse en langue espagnol, et les annexes.

RESUMÉ

- Préambule
- Introduction
- Les publications
- Conclusions

Tables de Matières

F.1	Préambule.....	i
F.2	Introduction.....	v
F.2.1	Contexte Tectonique.....	v
F.2.1.1	Scenario tectonique.....	v
F.2.1.2	Andes patagoniennes: Principales caractéristiques au sud du 50 °S.....	vi
F.3	“La Courbure de la Patagonie”: Présentation de la problématique, hypothèse et objectifs.....	viii
F.3.1	Présentation de la problématique.....	x
F.3.2	Hypothèse de travail.....	xv
F.3.3	Objectifs.....	xv
F.4	Paléomagnétisme et tectonique des Îles Shetland du Sud et de l’extrémité Nord de la Péninsule Antarctique.....	xvi
F.4.1	Introduction.....	xvi
F.4.2	Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula.....	xviii
F.5	La ceinture de chevauchements de Magallanes: Evidences de son évolution tectonique à partir d’une étude paleomagnétique et d’anisotropie magnétique.....	xx
F.5.1	Introduction.....	xx
F.5.2	The curved Magallanes fold y thrust belt: Tectonic Insights from a paleomagnetic y anisotropy of magnetic susceptibility study.....	xxi
F.6	Evolution des Andes Fuégiennes et du système Patagonie-Péninsule Antarctique.....	xxiii
F.6.1	Introduction.....	xxiii
F.6.2	Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system.....	xxiv
F.7	Conclusions.....	xxvii
F.8	Références.....	xxviii

F.1 Préambule

La Cordillère des Andes, située sur la rive occidentale du continent américain, est une des chaînes de montagnes les plus grandes au monde. Elle s'étend de la mer des Caraïbes au passage de Drake (Cap Horn) (Fig. F.1). Constitué d'une succession de hauts topographiques, l'arc de Scotia unit l'extrême sud des Andes à l'extrême Nord de la Péninsule Antarctique ([Dalziel et al., 2013](#)) (Fig. F.1).

La Cordillère des Andes est une particularité morphologique que l'on peut suivre, de manière ininterrompue, sur plus de 8.000 km; et ce, malgré une segmentation tectonique compliquée dans la région, résultat des divers processus qui ont participé à la création de cet orogène. [Gansser \(1973\)](#) fut le premier à corréliser les caractéristiques géologiques des Andes aux processus impliqués dans la tectonique des plaques. Dans son étude, il proposa trois segments principaux (Fig. F.1): les Andes Septentrionales (12°N-5°S), formées, entre autres éléments géologiques, de roches océaniques de l'ère mésozoïque; les Andes Centrales (5°S-47°S), dépourvues de roches océaniques, contrairement aux Andes Septentrionales et Australes; et les Andes Australes (47°S-56°S), composées donc de roches océaniques de l'ère mésozoïque. Par la suite, [Jordan et al. \(1983\)](#) proposèrent une segmentation tectonique des Andes qui coïncide avec les variations latérales de la géométrie de la plaque de Nazca (segments de subduction plane, Fig. F.1). [Kley et al. \(1999\)](#) proposa, quant à lui, une segmentation des Andes basée sur la variation des styles structuraux prenant place dans l'avant-pays longeant les Andes; la différence dans les styles structuraux implique une variation du raccourcissement le long de la chaîne qui serait à mettre en relation avec la structure de la lithosphère et pas nécessairement avec des variations de la croûte subduite comme proposé par [Jordan et al. \(1983\)](#). Finalement, [Tassara et Yañez \(2010\)](#) proposèrent une segmentation tectonique de la marge andine en quatre segments (Fig. F.1): les Andes du Nord (5°N-15°S), les Andes Centrales (15°-33.5°S), les Andes du Sud (33.5-47°S), et les Andes Australes (47-56°S). Cette segmentation serait contrôlée, au moins entre les Andes Centrales et du Sud, par un contraste compositionnel de la croûte: felsique dans les Andes Centrales et mafique dans les Andes du Sud.

A l'échelle continentale, la particularité la plus visible de la Cordillère des Andes est le changement d'orientation de ses structures, ce qui crée d'importantes courbures. D'après l'orientation de ces courbures, peuvent se définir 4 segments principaux (Fig. F.1): (1) Les Andes Septentrionales, définies par le promontoire formé entre 15°N et 15°S; (2) Les Andes Centrales (15°-37°S), définies par le réentrant situé entre 15°-30°S—l'orocline bolivien—et un second réentrant, entre 30° et 37°S—l'orocline du Maipo ([Arriagada et al., 2013](#)); (3) un segment droit, dans lequel aucune courbure significative de la marge n'est observée; et finalement, (4) les Andes Australes, définies par le promontoire situé au sud des 47°S. Il est important de souligner que les limites des courbures majeures des Andes ne coïncident pas nécessairement avec la segmentation proposée par d'autres auteurs, ni avec des particularités de la plaque subduite, ce qui suggère une interaction complexe de tous ces facteurs. Lier l'évolution tectonique de ces courbures (spatiale et temporelle) aux spécificités des croûtes continentale et subduite peut permettre de lever le voile sur leur contribution à la construction de l'orogène.

Parmi les courbures décrites, la plus importante est la Courbure de la Patagonie, où l'orientation de l'orogène et de ses principales provinces tectoniques change de près de 90°, passant d'une orientation N-S à 50°E à une orientation E-O en Terre de Feu (Fig. F.1). [Wegener](#)

(1929) avait déjà observé cette courbure dans son *Origine des continents et océans*¹. Il proposait à son sujet qu'elle pouvait être liée au déplacement vers l'ouest de l'Amérique du Sud. Dans ses reconstructions, l'Amérique du Sud et l'Antarctique étaient unies par leur extrême. Un siècle s'est écoulé depuis son travail pointu et, pourtant, l'origine de la Courbure de la Patagonie et son implication dans les reconstructions paléogéographiques demeurent sujet à controverse: est-elle le résultat d'un plissement oroclinal comme le propose [Carey \(1958\)](#), ou bien une caractéristique héritée ([Ghiglione et Cristallini, 2007](#))?

Les données paléomagnétiques – outil puissant qui permet de vérifier l'hypothèse d'un courbure oroclinal – montrent rotations antihoraires à l'extrême sud de l'Amérique du Sud, ce qui suggère que la forme de la Patagonie est une caractéristique secondaire associée à la fermeture du bassin de Rocas Verdes ([Burns et al., 1980](#); [Cunningham et al., 1991](#); [Dalziel et al., 1973](#)). Nonobstant, les données paléomagnétiques, en majeure partie rares et de qualité douteuse ([Rapalini, 2007](#)), ne permettent pas d'écarter une origine de la courbure liée à la rotation de blocs indépendants ([Cunningham, 1993](#); [Cunningham et al., 1991](#); [Dalziel et al., 1973](#)). De récentes études proposent d'ailleurs que la marge courbe de la Patagonie serait une structure héritée ([Diraison et al., 2000](#); [Ghiglione et Cristallini, 2007](#)).

Comprendre la formation de la Courbure de la Patagonie et sa relation avec son pendant, la Péninsule Antarctique, ne constitue pas seulement un enjeu majeur pour raffiner l'évolution tectonique entre les deux provinces, sinon pour apprécier leur rôle sur les circulations océaniques et leurs possibles effets sur les changements climatiques et les migrations fauniques entre l'Australie et la Patagonie ([Dalziel et al., 2013](#); [Salgado et Gasparini, 2006](#); [Sewall et al., 2007](#)). C'est dans ce contexte que j'ai réalisé une étude paléomagnétique et d'anisotropie de susceptibilité magnétique dans la région des Andes Australes comprise entre 50°S et 56°S. L'échantillonnage paléomagnétique inclut le bassin et la ceinture de chevauchements de Magallanes, le bassin de Rocas Verdes et le Batolite Patagonien et atteint plus de 140 sites. Il en résulte plus de 1400 échantillons. Le fruit de ce travail et des analyses associées, réalisées aux laboratoires du Chili et de Rennes, sera présenté dans les chapitres suivants. Les aspects les plus importants de chaque section (en espagnol) sont présentés ci-dessous.

¹ "...also the pointed tips of the continents curved eastwards, such as...Tierra del Fuego"

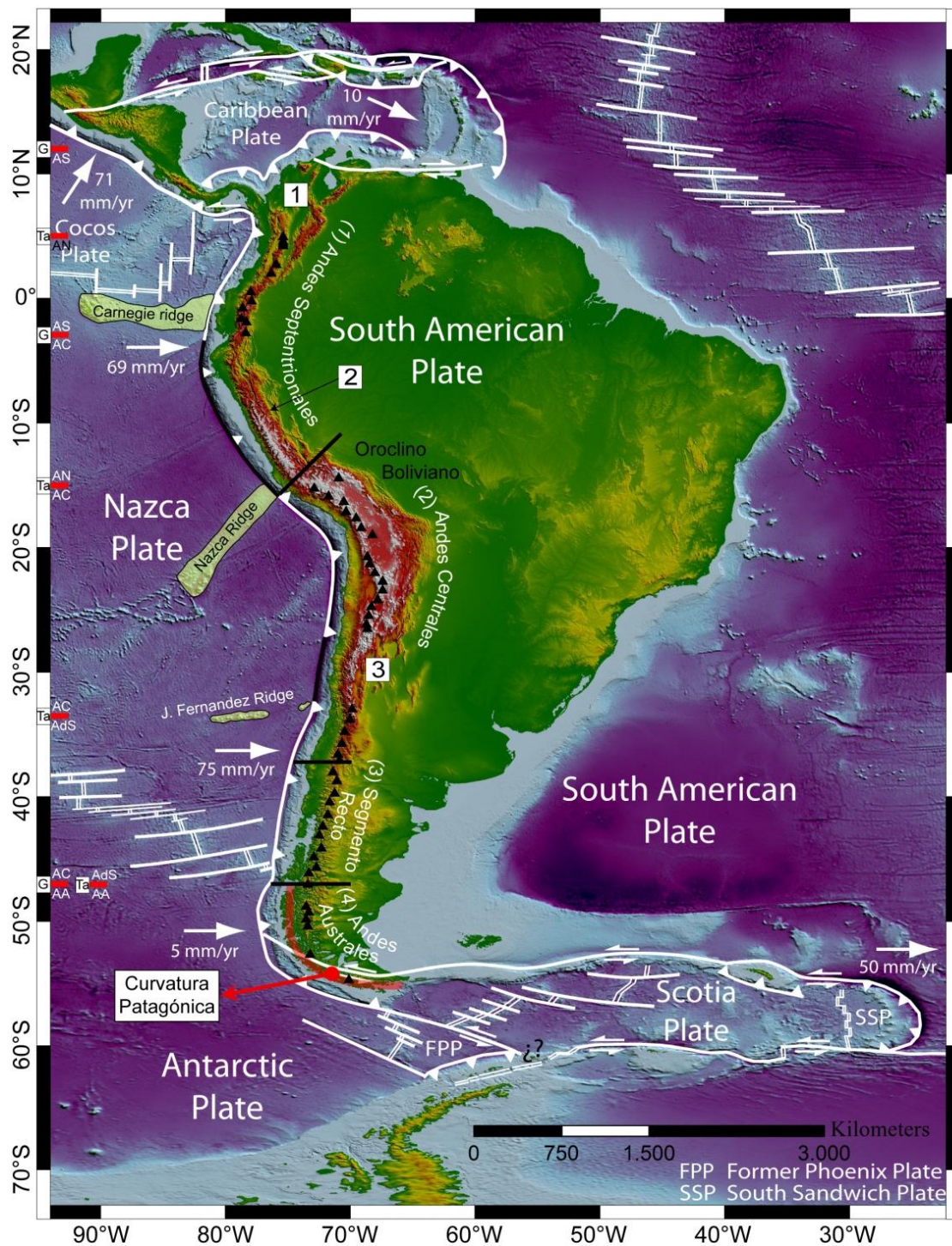


Figure F.1: Cordillère des Andes: contexte général. Les segments noirs dans la zone de subduction correspondent à une subduction plane. G/Ta sont les subdivisions proposées par [Gansser \(1973\)](#)/[Tassara et Yañez \(2010\)](#), pour lesquelles: AS: Andes Septentrionales; AN: Andes du Nord; AC: Andes Centrales; AdS: Andes du Sud; AA: Andes Australes. Triangles: Zones Volcaniques (Nord, Centre Sud, Austral); 1, 2 et 3 sont les écarts volcaniques. Modifié après ([Barker, 2001](#); [Gansser, 1973](#); [Jordan et al., 1983](#); [Mann et al., 2002](#); [Ramos, 2009](#); [Smalley et al., 2007](#); [Trenkamp et al., 2002](#)).

Dans les lignes suivantes vous trouverez une synthèse cohérente de la thèse constituée d'extraits traduits en français, qui inclus: (1) Introduction, (2) Les publications, et (3) Conclusions.

La thèse en espagnol est organisée de la façon suivant. Dans le chapitre 1, je proposerai une synthèse du contexte géotectonique actuel de la région de l'Arc de Scotia et des principales caractéristiques de l'extrême Sud de l'Amérique du Sud pour finalement annoncer la problématique traitée ainsi que les hypothèses et objectifs. Dans le chapitre 2, je présenterai l'évolution géodynamique du système Patagonie – Péninsule Antarctique, de même que les caractéristiques principales de la géologie méso-cénozoïque de la Patagonie. Comme prélude à la problématique de la thèse, le chapitre 3 sera dédié à l'évolution tectonique de la Péninsule Antarctique. Le corps de cette section correspond aux résultats obtenus durant ma thèse de master, lesquels furent publiés en 2011 sous le titre *Paleomagnetism y tectonics of the South Shetland Islands y the northern Antarctic Peninsula*. Dans les chapitres 4 et 5, je montrerai les résultats de paléomagnétisme et d'anisotropie magnétique obtenus pendant cette étude. Le chapitre 4 correspond aux résultats obtenus au Nord de la faille de Magallanes-Fagnano. Le corps de ce chapitre apparaît sous la forme d'une publication intitulée *The Curved Magallanes Fold y Thrust Belt: tectonic insights from a Paleomagnetic y Anisotropy of Magnetic Susceptibility Study*. Dans le chapitre 5, je me concentrerai sur les données paléomagnétiques obtenues au Sud de la faille de Magallanes Fagnano, comme sur les données d'anisotropie magnétique et de rémanence. Ces données et leur interprétation ont été soumises à publication sous le titre *Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes y the evolution of the Patagonia-Antarctic Peninsula system*. Enfin, dans le chapitre 6, j'aborderai les discussions et conclusions de cette thèse, les perspectives également. Une partie du projet Anillo dans lequel s'inscrit cette thèse consista en une étude paléomagnétique et d'anisotropie de susceptibilité magnétique dans les Montagnes Ellsworth, un des blocs de l'Antarctique Occidental. Les résultats préliminaires de cette étude seront présentés en Annexe 1.

F.2. Introduction

F.2.1 Contexte Tectonique

F.2.1.1 Scenario tectonique

La pointe sud de l'Amérique est reliée à la péninsule Antarctique par une chaîne de hauts topographiques: l'Arc de Scotia (Fig. F.2). Au cœur de ce système, se trouve la plaque de Scotia, formée principalement d'une croûte océanique, à l'exception de l'île de Géorgie du Sud et d'un morceau de croûte continentale à l'extrême Nord-Ouest faisant partie du continent américain. Le plancher océanique de la plaque de Scotia se compose d'au moins 5 bassins versants, définis principalement sur la base d'interprétations d'anomalies magnétiques et de zones de fracture (Eagles et Jokat, 2014). La plaque de Scotia est entourée de 2 plaques majeures, les plaques d'Amérique du Sud et celle de l'Antarctique ainsi que de 3 plaques plus mineures, la plaque de Phoenix, celle de Shetland du Sud et celle de Sandwich.

Autour du 52° S, les plaques antarctique, sud-américaine et de Scotia convergent vers un point triple (Cunningham, 1993) (cercle noir dans la Figure F.2). Au nord de ce point, la croûte océanique de la plaque Antarctique passe sous la plaque sud-américaine, alors qu'au sud du point triple et jusqu'au 57,5° S environ, la croûte océanique de la plaque Antarctique passe sous le berceau continental de la plaque Scotia (Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003) (Fig. F.2).

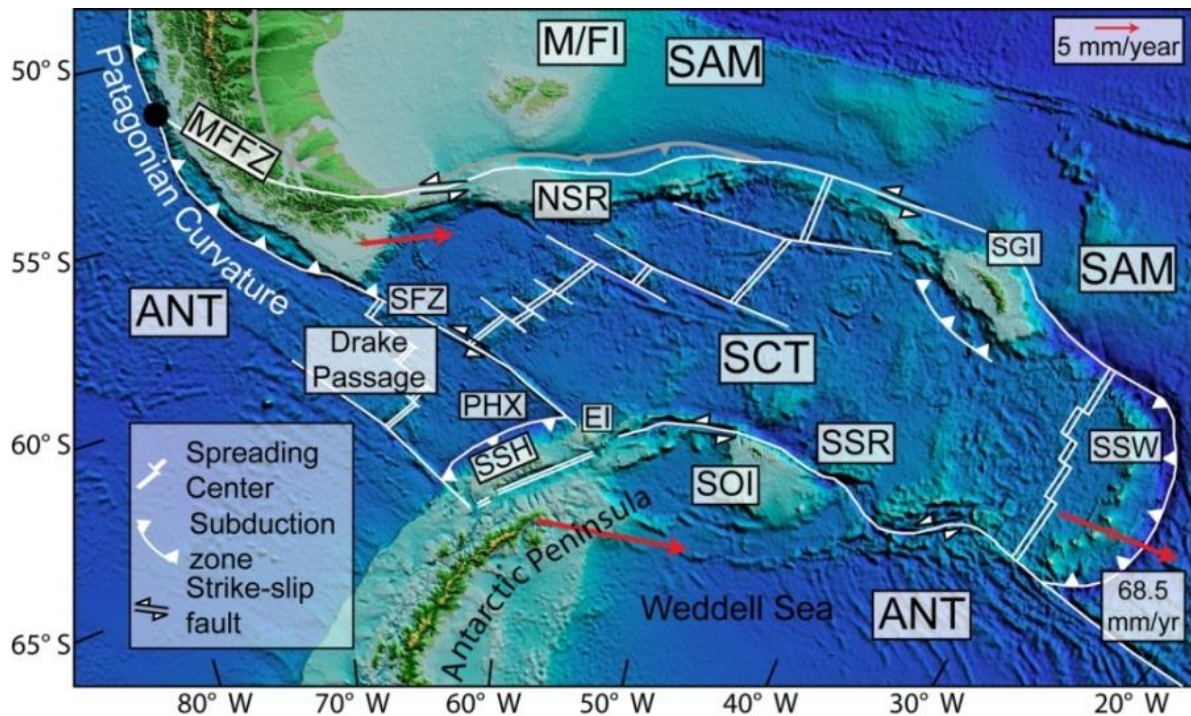


Figure F.2: Physiographie de la Patagonie, de la Péninsule Antarctique et de l'Arc de Scotia montrant les plaques majeures et mineures et les principales caractéristiques tectoniques de la région. Les abréviations pour les plaques sont: ANT, Antarctique; PHX, Phoenix; SAM, sud-américaine; SCT, Scotia; SSH, Shetland du Sud; SSW, Sandwich du Sud. Les caractéristiques physiographiques sont: MFFZ, zone de faille de Magallanes-Fagnano; NSR, arête nord de l'Arc de Scotia; SFZ, Zone de faille de Shackleton; SSR, arête sud de l'Arc de Scotia. SOI et SGI sont des abréviations pour les îles Orcada et de Géorgie du Sud respectivement; M/FI et EI font référence aux îles Malouines/Falkland et de l'Eléphant respectivement. Le point noir représente le point triple entre les plaques de Scotia, de l'Antarctique et de l'Amérique du Sud. Modifié après (Barker, 2001; Dalziel et al., 2013; Klepeis et Lawver, 1996; Lagabrielle et al., 2009; Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003).

Autour du 57,5° S, le contexte tectonique change radicalement de forme. Au sud de ce point, la croûte de la plaque de Scotia devient océanique et forme un contact de type transformant avec la plaque de Phoenix (Fig. F.2). Ce contact se compose d'une crête symétrique qui s'étend entre le ~57.5° S et ~ 61° S (île de l'éléphant), la zone de fracture de Shackleton (Klepeis et Lawver, 1996). La transition entre la croûte continentale et la croûte océanique est marquée par un fort changement d'élévation sur la bathymétrie (Fig. F.2).

Les limites sud et nord de la plaque de Scotia sont composées de deux structures senestres de direction est-ouest: le Ride de Scotia North y South. Le Ride de Scotia South est une structure sinusoïdale correspondant au contact entre les plaques de Scotia et Antarctique tandis que le Ride de Scotia North et la zone de faille Magallanes-Fagnano – son prolongement terrestre – forment la frontière entre les plaques de Scotia et Sud-américaine (Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003).

Le circuit est fermé à l'extrémité orientale par l'arc volcanique des îles Sandwich du Sud, lequel est le résultat de la subduction de la plaque sud-américaine sous la microplaque de Sandwich du Sud (Fig. F.2).

F.2.1.2 Andes patagoniennes: Principales caractéristiques au sud du 50 °S

La pointe sud de l'Amérique du Sud peut être divisée en quatre provinces morphotectoniques (Fig. F.3): le Batholite patagonien; le bassin de Rocas Verdes; la ceinture de chevauchement (FPC) de Magallanes et le bassin de Magallanes. Le complexe métamorphique de la Cordillère de Darwin (Fig. F.3), situé dans la chaîne de montagnes du même nom, est une région unique possédant les plus hauts degrés de métamorphisme de la région (faciès amphibolite supérieur) (Dalziel, 1981; Klepeis, 1994b).

Le complexe métamorphique de la Cordillère de Darwin est situé dans le segment fuégien des Andes, où l'orientation des structures passe de ~ NW à ~ EW (Fig. F.3). Il consiste en une suite d'unités métapélitiques, métapsammitiques et de gneiss (unité de base) et une couverture de roches métavolcaniques et sédimentaires datant du Mésozoïque (Hervé et al., 2010b; Klepeis, 1994b; Klepeis et al., 2010). Une association de minéraux métamorphiques de grenat, staurolite, disthène, et sillimanite – uniques au sud de l'Équateur et dans les complexes métamorphiques de Patagonie – sont observés dans les deux unités (Hervé et al., 2008). Le complexe de la Cordillère de Darwin a été déformé et métamorphisé au cours du Crétacé (Hervé et al., 2010a); l'exhumation de ces roches serait intervenue durant le Crétacé supérieur et le Paléocène (Gombosi et al., 2009; Kohn et al., 1995; Maloney et al., 2011; Nelson, 1982).

Le Batholite patagonien, situé à l'extrémité ouest de l'Amérique du Sud peut être divisé en trois segments: le Batholite de la Patagonie du Nord, entre 40° S et 47° S; le Batholite de Patagonie du Sud, entre 47° S et 53° S ; et le Batholite Fuégien, au sud du 53° S, dans ce qui est aujourd'hui la plaque de Scotia (Hervé et al., 2007). Les Batholites sud et fuégien (Fig. F.3) sont principalement le résultat de la fusion crustal en lien avec des processus d'anatexie pendant le Jurassique supérieur (Bruce et al., 1991; Calderón et al., 2013; Klepeis et al., 2010; Mukasa et Dalziel, 1996), et de subduction durant le Crétacé Inférieur et jusqu'au Miocène (Bruce et al., 1991; Hervé et al., 2007; Hervé et al., 1984; Klepeis et al., 2010).

L'extension, liée à la rupture du Gondwana, conduisit au développement du bassin de Rocas Verdes (Fig. F.3), dont les vestiges – les complexes pseudo-ophiolitiques de Sarmiento et de Tortuga ainsi que le remplissage sédimentaire de la formation de Yagan – se retrouvent à l'est

du Batholite patagonien. L'obduction du bassin de Rocas Verdes durant le Crétacé supérieur a provoqué une augmentation de la charge tectonique, marquant le début de la formation du bassin d'avant-pays de Magallanes et de la ceinture de chevauchement de Magallanes (Fildani et Hessler, 2005; Klepeis et al., 2010; Mpodozis et al., 2011) (Fig. F.3). Le raccourcissement a continué durant le Paléocène et jusqu'au Néogène, durant lequel le front de déformation migra vers l'avant-pays (Alvarez-Marrón et al., 1993; Fosdick et al., 2011; Klepeis, 1994b; Mpodozis et al., 2005; Mpodozis et al., 2011).

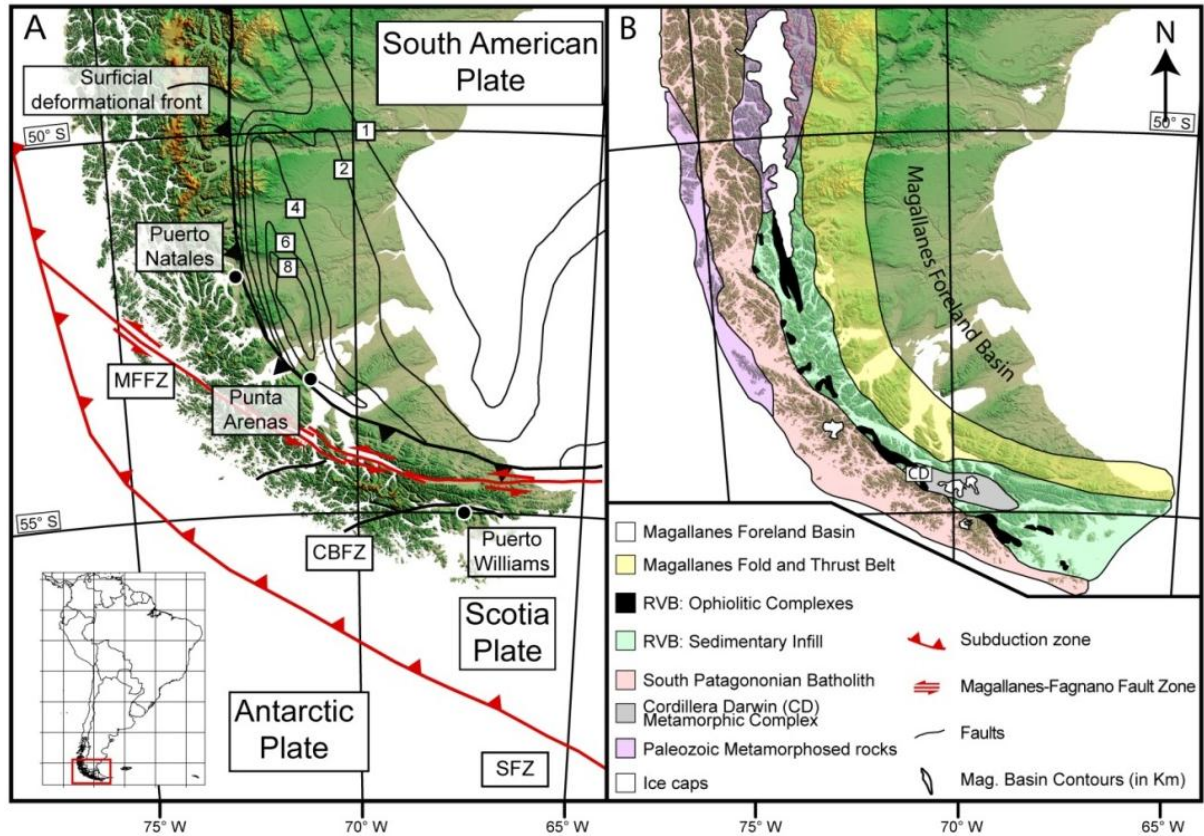


Figure F.3. A gauche: Cadre tectonique de la zone d'étude. Les lignes de contour représentent l'épaisseur du remplissage sédimentaire du bassin de Magallanes. Modifié après (Biddle et al., 1986; Fosdick et al., 2011; Klepeis, 1994b; Klepeis et al., 2010; Lodolo et al., 2003). CBFZ: Zona de faille du Canal Beagle; MFFZ: Zona de faille de Magallanes-Fagnano; SFZ: Zona de fracture Shackleton. Droite: Principales provinces tectoniques de la région. Modifié après Klepeis (Klepeis, 1994b).

F.3 “La Courbure de la Patagonie”: Présentation de la problématique, hypothèse et objectifs.

Les courbures sont des caractéristiques de premier ordre qui sont présents dans la grande majorité des orogènes (Fig. F.4). Ils sont un élément clé pour la compréhension des mécanismes de formation du relief et de développement de systèmes de failles de chevauchement (Marshak, 2004; Weil et Sussman, 2004). Au début du XX^{ème} siècle, dans son ouvrage intitulé *Mécanique de la formation des montagnes arquées*, Hobbs (1914), même s'il ne définit pas la notion d'Orocline, souligne déjà la nécessité de considérer le problème des orogènes courbés comme un problème en trois dimensions, c'est-à-dire de tenir compte de la déformation en plan en particulier pour le rôle qu'elle pourrait avoir sur leur développement. Il fallut attendre Carey (1955) pour voir apparaître la notion d'Orocline dans le vocabulaire scientifique. Dans son

ouvrage *The Orocline Concept in Geotectonics, Part I*, il définit l'orocline² comme «un système montagneux qui a été plié dans le plan et a acquis une forme de fer à cheval ou de coude». Le concept d'orocline, et d'orogènes courbes en général, a évolué depuis lors. Ci-dessous, je vais présenter un résumé de ces concepts.

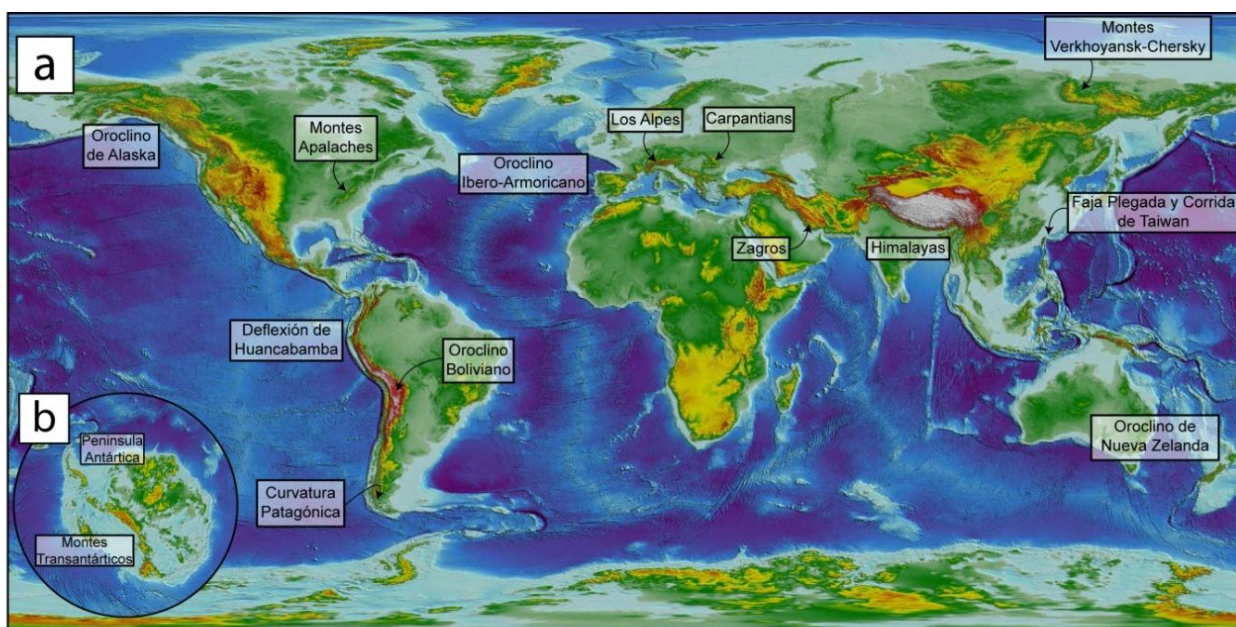


Figure F.4. Topographie et bathymétrie (ETOPO). a) Sélection des orogènes courbes dans le monde. (b) Vue polaire de l'Antarctique indiquant les courbures de la chaîne Transantarctique et la Péninsule Antarctique.

Marshak (1988) a proposé une classification des orogènes courbes basée sur le type de croûte impliqué dans la déformation et sur la séquence de déformation et rotation. Dans son schéma (Fig. F.5a), le terme "courbure" est utilisé comme un élément descriptif, sans implications cinématiques ni génétiques. **Ferril et Groshong (1993)** ont proposé par la suite une classification dans laquelle les paramètres à considérer sont le vecteur de déplacement et le style de déformation, aboutissant ainsi à 5 modèles géométrique-cinématique (Fig. F.5b): (1) Pure Bending, (2) Radial Thrusting, (3) Curve-parallel simple shear, (4) Uniform displacement-uniform shortening, (5) Transport-parallel simple shear. Etant donné la difficulté de connaître la forme exacte du champ de déplacement d'un arc courbe et de comprendre les différents mécanismes de formation, **Weil et Sussman (2004)** ont proposé une classification simplifiée des orogènes courbes (Fig. F.5c), non sans avoir auparavant entrepris de comprendre leur évolution cinématique. A leur classification, se trouvent associés les concepts suivants: orocline (oroclines): orogène rectiligne qui acquiert sa courbure dans une seconde phase de déformation; arc progressif (Progressive Arc): ceinture montagneuse qui acquiert sa courbure au cours de sa déformation; et arc primaire (Primary Arc): où la forme incurvée de l'orogène est un caractère hérité.

² "For an orogenic system which has been flexed in plan to a horse-shoe or elbow shape, the name *orocline* is proposed. (Greek ορος, mountain, κλινο to bend)"

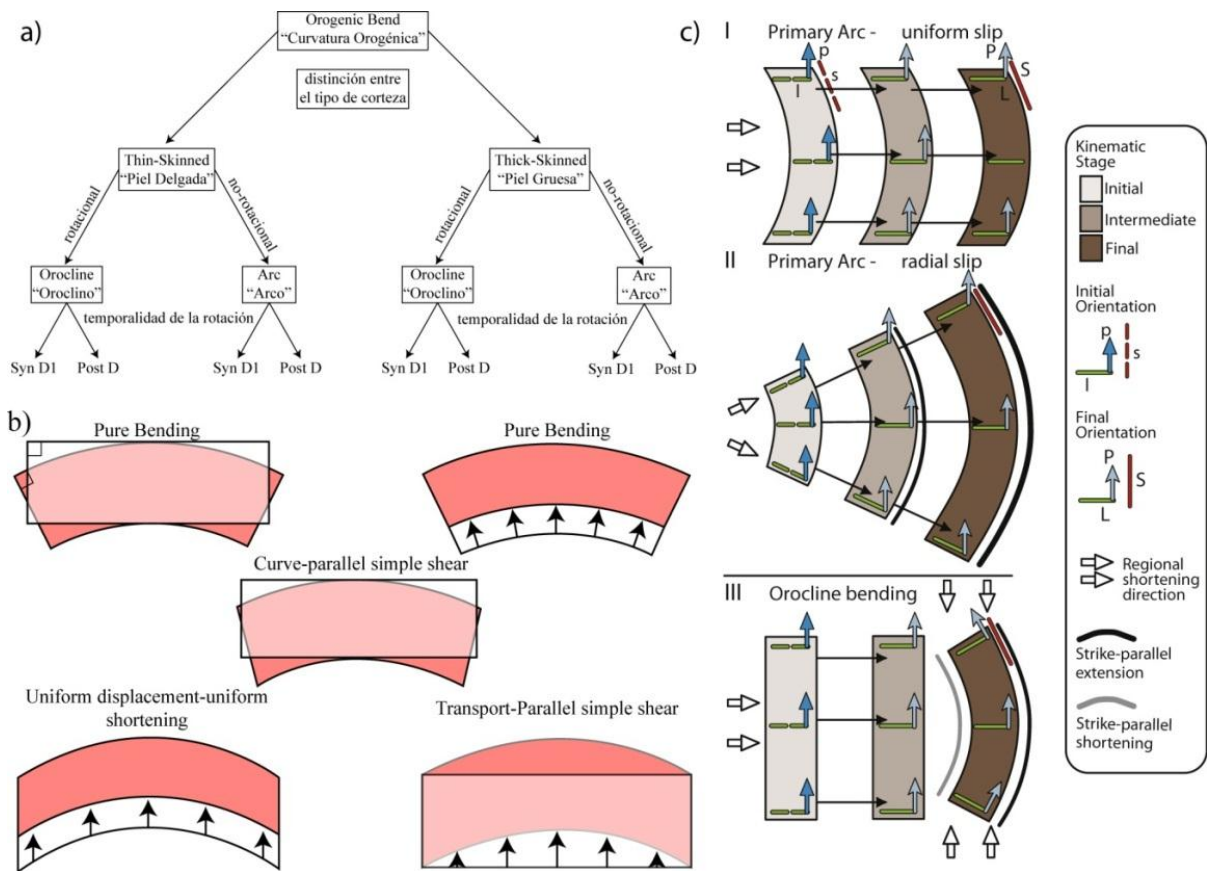


Figure F.5: Classifications des orogènes courbes tirées de (a) [Marshak \(1988\)](#); (b) [Ferril et Groshong \(1993\)](#); (c) [Weil et al. \(2013\)](#).

La Cordillère des Andes est un exemple clair d'un orogène courbe, où le changement d'orientation de ses structures et de ses principales provinces morphotectoniques est la norme, et les segments rectilignes une exception. Dans les Andes centrales, on peut citer l'Orocline bolivien qui s'est formé au cours de l'Eocène-Oligocène à la suite d'une différence de raccourcissement et de rotations horaires au nord du Chili et antihoraires au sud du Pérou ([Arriagada et al., 2008](#)). Les Andes australes sont aussi caractérisées par des structures courbes, connues sous le nom d'Orocline patagonien après [Carey \(1958\)](#), mais leur origine demeure une énigme.

L'Orocline patagonien est un élément clé des Andes australes; comprendre son évolution tectonique permettra d'apporter des éclaircissements sur la construction des Andes australes et sur leur relation avec la Péninsule Antarctique. Ce thème est abordé ci-dessous.

F.3.1 Présentation de la problématique

Une des caractéristiques les plus remarquables de l'extrémité sud du continent américain est la courbure de la marge et de ses principales structures et provinces morphotectoniques, qui pivote d'une direction N-S au 50°S à une direction E-O en Terre de Feu (Fig. F.2 et F.3). **Wegener (1929)**, fut le premier à décrire cette courbure. Très peu de travaux paléomagnétiques ont été réalisés par la suite, et la question de l'origine de la courbure en Patagonie alimente toujours un intense débat. Des modèles suggèrent que la courbure de près de 90° observée en Patagonie serait une courbure primaire (**Diraison et al., 2000; Ghiglione et Cristallini, 2007**); là où d'autres proposent au contraire un origine oroclinal (s.l) (**Burns et al., 1980; Dalziel et al., 1973**).

Dalziel et al. (1973) ont effectué un échantillonnage paléomagnétique dans les canaux de Patagonie, entre 50° S et 56° S (Fig. F.6). Sur un total de 35 sites, 5 ont montré des données stables qui suggèrent d'importantes rotations antihoraires, lesquelles diminuent vers le Nord. Ces résultats suggèrent une origine oroclinale pour les quasis 90° de courbure observée en Patagonie, qui se serait développée au Mésozoïque Tardif. Suite à ces travaux, **Burns et al. (1980)** ont réalisé une étude paléomagnétique dans la région du lac San Martín en Argentine et dans l'île Carlos III, Sierra de Valdivieso y Dientes de Navarino, au Chili (Fig. F.6). Ces données suggèrent un système de rotations antihoraires au sud du lac Fagnano (sud) et pas de rotation dans la région du lac San Martín (nord). A partir de ces données, les auteurs ont proposé qu'un orogène partiellement courbé et séparé du continent par un bassin marginal (bassin de Rocas Verdes), fut progressivement courbé durant l'orogénèse andine. **Cunningham et al. (1991)** ont présenté une étude paléomagnétique réalisée, dans la région de la péninsule Hardy, dans des roches volcanoclastiques de la formation Hardy. Les résultats de cette étude montrent des rotations antihoraires d'environ 90°, acquises suite à une reaimantation, probablement durant le Crétacé moyen, soutenant l'hypothèse d'une origine oroclinal de la courbure. Plus tard, **Rapalini et al. (2001)** et **Rapalini et al. (2008)** ont présenté les résultats paléomagnétiques dans l'île Madre de Dios et la Cordillère de Sarmiento respectivement (figure F.6). Ces résultats suggèrent, dans l'île Madre de Dios, des rotations antihoraires d'environ 110°, associées à des changements de direction durant le Paléogène. En revanche, les résultats dans les roches de l'Ophiolite de Sarmiento (Cordillère Sarmiento) ont enregistré une rotation de plus de 50° et une reaimantation ayant eu lieu à la fin de la fermeture du bassin de Rocas Verdes. Dans ce cas, toutefois, les auteurs suggèrent que les rotations ont eu lieu sur un axe horizontal, en lien avec la réactivation des failles normales. **Maffione et al. (2010)** ont présenté des données collectées dans des sédiments de la ceinture de chevauchement de Magallanes et situées sur la côte atlantique de l'Amérique du Sud. Dans cette étude, il est conclu que ces rotations eurent lieu il y a plus de 50 Ma. Enfin, **Rapalini et al. (Accepted)** proposent 30° de rotation antihoraire environ depuis la fin du Crétacé (72 Ma), d'après des données paléomagnétiques dans les zones d'Ushuaia et de l'île Navarino.

A partir de résultats paléomagnétiques très préliminaires en Terre de Feu, **Dalziel et al. (1973)** et **Burns et al. (1980)**, proposent un modèle de rotation dans lequel la partie intérieure de l'orogène présente des rotations proches de 90°, diminuant vers l'extérieur. Malheureusement, ces études ne passent pas les critères de qualité actuellement utilisés dans les laboratoires de paléomagnétisme, ainsi qu'il a été souligné par **Rapalini (2007)**. Ainsi, si l'on ne prend en compte que les données paléomagnétiques obtenues à partir de méthodologies actuelles (Fig. F.6), ces dernières ne sont pas discriminatoires quant à l'origine de la courbure.

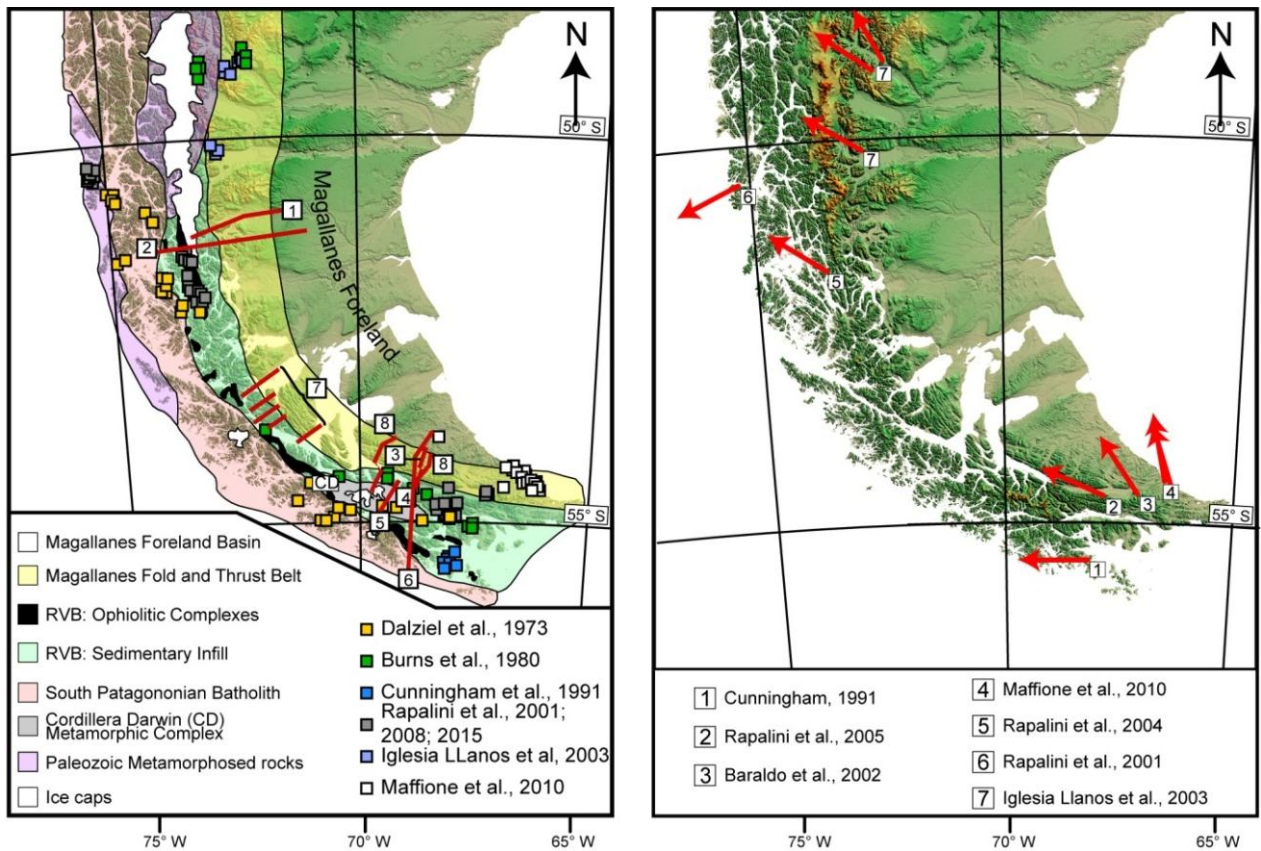


Figure F.6: Gauche: localisation des études paléomagnétiques et principales études structurales (lignes rouges) réalisées dans la région. Les numéros sont associés aux profils réalisés dans: [1] (Ghiglione et al., 2014; Ghiglione et al. (2009)); [2]: Fosdick et al. (2011); [3]: Alvarez-Marrón et al. (1993); [4]: Klepeis (1994b); [5]: Klepeis et al. (2010); [6]: Kraemer (2003); [7]: Betka (2013); [8]: (Rojas et Mpodozis, 2006). Droite: Données paléomagnétiques qui passent les critères actuels d'acquisition des échantillons utilisés dans les laboratoires de paléomagnétisme. Modifié après Rapalini (2007).

L'origine oroclinal de la forme arquée de la Patagonie impliquerait une augmentation du raccourcissement du Nord vers le sud. Kraemer (2003) a réalisé l'un des rares travaux structural dans tout l'orogène (Fig. F.6). Dans sa contribution, l'auteur suggère entre 600 à 300 km de raccourcissement (la part le plus important lié à subduction et le développement de chevauchements) dans la région, avec des taux maximums de raccourcissement entre le Crétacé moyen et le Crétacé supérieur. Bien que cette étude appuie l'hypothèse d'une origine oroclinal de la courbure de la Patagonie associée à la fermeture du bassin de Rocas Verdes, le manque de données dans la partie interne de l'orogène nous prive de plus grandes interprétations. D'autres profils structuraux ont été réalisés dans la région, mais dans les zones médianes et externes de l'orogène (Fig. F.6). Ghiglione et al. (2009) ont estimé un raccourcissement de 93 km (41 %) dans la région de Torres del Paine (province de Última Esperanza) associé à un système de duplex de convergence est, avec un niveau de décollement de la limite socle-formation Tobífera. Cependant, Fosdick et al. (2011), et par la suite Ghiglione et al. (2014), n'ont estimé qu'entre 29 et 39 km de raccourcissement (environ 19-23 %). Dans le cas de Fosdick et al. (2011), le niveau de décollement est ancré dans le socle et non à la limite avec sa couverture. Dans le même temps, il propose un système de duplexes qui ne touche que la partie la plus occidentale du profil, ce qui expliquerait la différence de raccourcissement. En revanche, Ghiglione et al. (2014) montrent que la déformation est en partie contrôlée par des failles normales associées à l'extension jurassique. Au sud de la province d'Última Esperanza, dans la région de la Péninsule de

Brunswick (province de Magallanes), **Betka (2013)** propose une série de profils structuraux à partir desquels il estime à environ 15 kms de raccourcissement (26 %). Enfin, en Terre de Feu (provinces de Terre de Feu et de l'Antarctique chilien), des études structurales permettent d'estimer un minimum de 130 km de raccourcissement entre le canal de Beagle et Estancia Vicuña (**Alvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis et al., 2010; Rojas et Mpodozis, 2006**).

Bien que les profils structuraux montrent un raccourcissement majeur dans l'extrême sud de la zone d'étude, soutenant l'idée d'une origine oroclinale de la courbure, le manque de données à l'intérieur de l'orogène ne permet pas d'évaluer l'effet de la fermeture du bassin de Rocas Verdes. Le manque de données paléomagnétiques entrave également l'interprétation correcte des profils structuraux. En effet, **Sussman et al. (2012)** montrent combien les rotations paléomagnétiques impactent l'estimation du raccourcissement: jusqu'à 50 % d'erreur dans les cas ayant une rotation de 60°.

Des modèles paléogéographiques montrent que, avant la rupture du Gondwana et jusqu'à l'Éocène, la Patagonie et la Péninsule Antarctique étaient connectées, et ainsi qu'il n'est pas possible de comprendre l'évolution tectonique de la Patagonie sans étudier sa relation avec la Péninsule Antarctique. En ce sens, l'évolution de la mer de Weddell est critique. Toutefois, la faible intensité des anomalies magnétiques dans la bordure occidentale de la mer de Weddell, la forte épaisseur du remplissage sédimentaire ainsi que la disparition du flanc nord, résultat du développement de la mer de Scotia, font qu'il existe de grands écarts dans les anomalies magnétiques antérieures à M0 (120,4 Ma) (**Ghidella et al., 2007**).

La rareté des données—paléomagnétiques, structurales et d'anomalies du fond océanique—qui permet de contraindre l'évolution tectonique de la région, a rendu possible le développement de modèles différents pour expliquer la formation de la courbure de la Patagonie et ses relations avec la Péninsule Antarctique (Fig. F.7). Sur la base de modèles analogiques, **Diraison et al. (2000)** proposent que les rotations observées en Patagonie seraient le produit d'une tectonique de rupture dans la marge continentale qui s'est produite au cours du Cénozoïque (Fig. F.7a). Les premières étapes de son modèle sont similaires à celles proposées par **Dalziel et al. (1973)** et **Suárez (1976)**, dans lesquels la Patagonie et la Péninsule Antarctique auraient formé un arc continu qui limiterait par l'ouest le bassin marginal de Rocas Verdes. **Dalziel et al. (2013)** proposent que le bassin de Rocas Verdes aurait été un bassin marginal développé durant le Crétacé inférieur, bien que dans leur modèle la Péninsule Antarctique aurait été adossée à la bordure occidentale de l'Amérique du Sud (Fig. F.7b). La mer de Weddell se serait développée à partir de 120 Ma, comme un bassin secondaire, entre la bordure occidentale de la Patagonie et la bordure orientale de la Péninsule Antarctique. S'appuyant sur des observations de terrain et des études d'images SPOT et Landsat de la région au sud de la Cordillère Drwin, **Cunningham (1993)** observe une série de linéaments et de structures qui suggèrent l'existence de failles décrochantes sénestres. D'après cette information, et en considérant le mouvement relatif des différentes plaques, l'auteur propose que la courbure de la Patagonie est due à une série de failles de cisaillement qui se sont développées dans un environnement transpressif ou de cisaillement pur qui permettent la rotation des différents blocs de la région (Fig. F.7c). Enfin, grâce à des expériences sur modèles analogiques, **Ghiglione et Cristallini (2007)** ont proposé que la courbure de la Patagonie puisse être due à un changement dans la direction de convergence des plaques, associé à une réorganisation des plaques tectoniques dans la région (Fig. F.7d). Dans ce modèle, les auteurs expliquent l'évolution des Andes fuégiennes comme étant celle d'un arc primaire.

Le paléomagnétisme est un outil puissant qui permet de discriminer l'origine des orogènes incurvés et dans le cas de la Patagonie, d'apporter une lumière nouvelle sur son évolution paléogéographique. Une étude dans les Andes fuégiennes peut aider à différencier les divers modèles proposés pour le système Patagonie - Péninsule Antarctique.

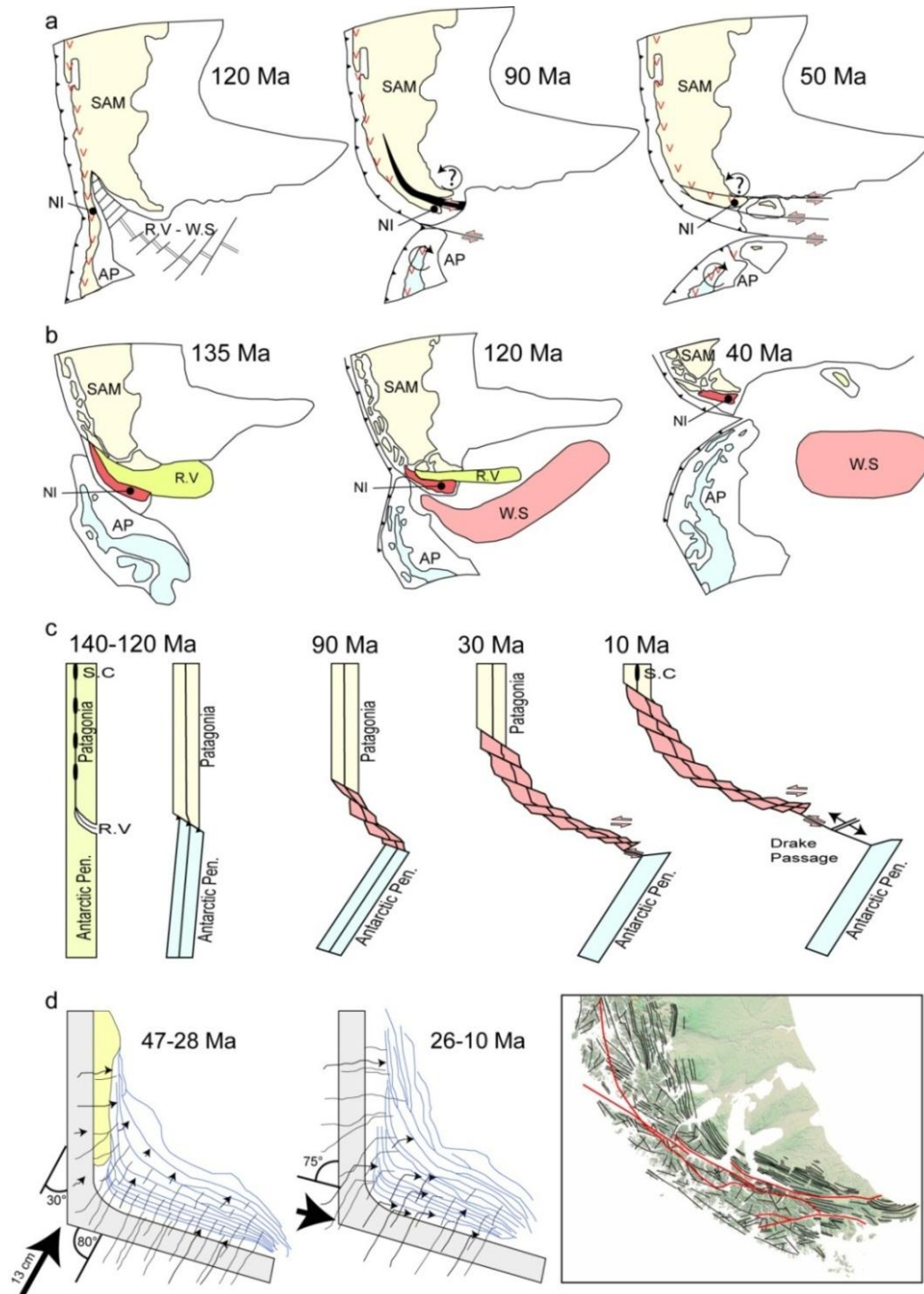


Figure F.7: Différents modèles de l'évolution du système Patagonie- Péninsule Antarctique et la courbure de la Patagonie. SAM, plaque sud-américaine; AP, Péninsule Antarctique; R.V, bassin de Rocas Verdes; W.S, Mer de Weddell; NI, Ile Navarino; S.C, Ophiolite Sarmiento y autres complexes ophiolitiques. Modifiés après: a) [Draison et al. \(2000\)](#), b) [Dalziel et al. \(2013\)](#), c) [Cunningham \(1993\)](#) y d) [Ghiglione et Cristallini \(2007\)](#).

F.3.2 Hypothèse de travail

L'hypothèse de travail que je propose dans cette thèse (Fig. F.8) est que la courbure en plan observée en Patagonie est le résultat de rotations tectoniques qui ont eu lieu sur un axe vertical et qui sont intimement liées au développement du bassin de Rocas Verdes: dans le sens horaire lors de l'ouverture du bassin – Jurassique supérieur – et dans le sens antihoraire lors de sa fermeture – Crétacé Supérieur–Paléocène. Une partie de la courbure observée dans la ceinture de chevauchement de Magallanes serait une forme héritée.

L'emplacement de la Patagonie dans la marge du Gondwana rend impossible la compréhension de son évolution sans tenir compte du reste de la marge, en particulier, la Péninsule Antarctique (Fig. F.8). Dans ce contexte, il est proposé que durant le Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur, l'extrémité nord de la Péninsule Antarctique aurait été adossée à la bordure occidentale de la Patagonie, les deux structures auraient alors subi une rotation dans le sens horaire, les séparant de la marge stable du Gondwana. Jusqu'à la fin du Crétacé Inférieur, l'augmentation de la vitesse de déplacement de la plaque sud-américaine vers l'Ouest, aurait déclenché la fermeture et l'obduction du bassin de Rocas Verdes. Au cours de cette étape, la Péninsule Antarctique aurait été en contact avec la Patagonie, formant un pont reliant l'Amérique du Sud avec le reste de l'Antarctique et l'Australie. L'ouverture de la mer de Scotia marque la séparation définitive des deux régions.

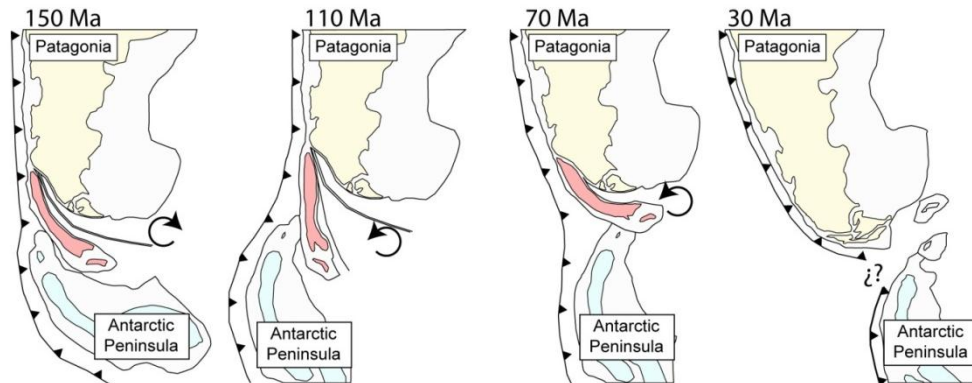


Figure F.8: Hypothèse sur l'évolution tectonique du système Patagonie-Péninsule Antarctique et de l'orocline de la Patagonie.

F.3.3 Objectifs

Vu ce qui précède, l'objectif principal de cette thèse est:

- comprendre l'évolution tectonique de l'orocline de la Patagonie et l'intégrer au système Patagonie-Péninsule Antarctique.

Les objectifs spécifiques incluent:

- Effectuer un échantillonnage paléomagnétique de la ceinture de chevauchement de Magallanes et de la zone des canaux fuégiens.
- Intégrer l'information dans un modèle d'évolution paléogéographique du système Patagonie-Péninsule Antarctique.

F.4. Paléomagnétisme et tectonique des Îles Shetland du Sud et de l'extrémité Nord de la Péninsule Antarctique.

F.4.1 Introduction

Il n'est pas possible de comprendre l'évolution de la Patagonie sans étudier sa relation avec la Péninsule Antarctique. C'est pour cela que ce chapitre est consacré à l'évolution tectonique de la Péninsule Antarctique. Il servira d'introduction aux études réalisées en Patagonie. Ce chapitre consiste en une brève introduction et en la présentation d'un article publié à EPSL et qui résume le travail réalisé durant ma thèse de Master.

La Péninsule Antarctique est un des 5 blocs tectoniques qui forment l'Antarctique occidental y qui, jadis, faisait partie du supercontinent du Gondwana. Malgré une bonne documentation sur la connexion entre la Péninsule Antarctique et la Patagonie avant leur séparation ([Hervé et al., 2005](#) et [références associées](#)), leur position relative reste floue. Certaines études suggèrent que la Péninsule aurait été adossée à la rive occidentale de la Patagonie ([Ghidella, et al., 2002](#); [König y Jokat, 2006](#)) pendant le Jurassique. L'ouverture de la mer de Weddell, approximativement entre 160 et 100 Ma, provoqua une première rupture entre la Péninsule et la Patagonie. Il y a 90 Ma, la Péninsule entama son déplacement jusqu'à atteindre sa position actuelle, avec cette fois une rotation significative dans le sens horaire ([Ghidella, et al., 2002](#) et [références associées](#)) (Fig. F.9). La grande majorité des reconstructions tectoniques se sont basés sur l'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques disponibles depuis environ 160 Ma. Malgré cela, les reconstructions manquent de précision, étant donné que le développement de la mer de Scotia dans la région a éliminé le flanc Nord de l'expansion jusqu'à il y a environ 80 Ma ([Ghidella et al., 2007](#)).

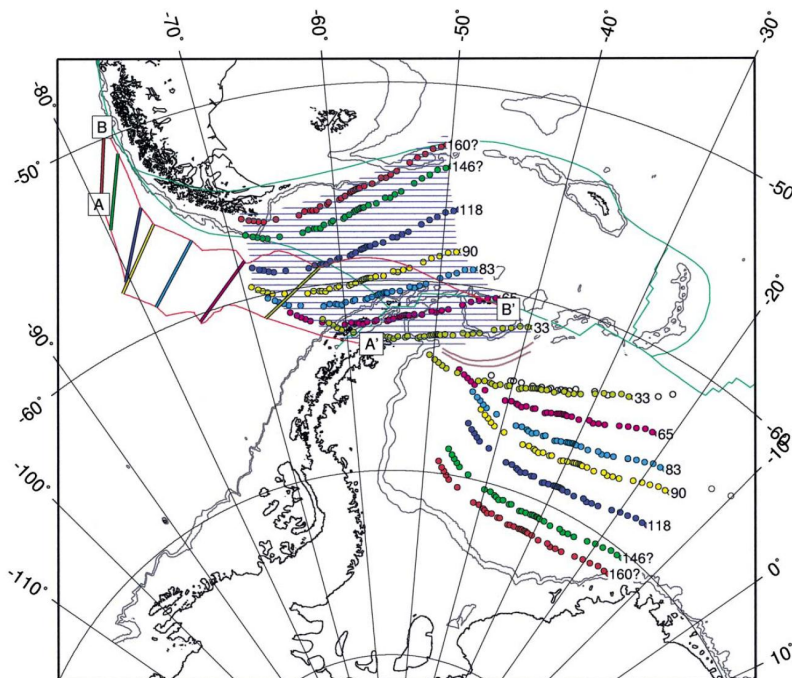


Figure F.9: Isochrones synthétiques montrant le mouvement de la Péninsule Antarctique par rapport à l'Amérique du Sud fixe (d'après Ghidella et al., 2002)

La géométrie actuelle qui existe entre la Patagonie et la Péninsule Antarctique possède une symétrie importante entre elles. La courbure observée suggère la possibilité d'une rotation de la Péninsule dans le sens contraire à celles de la Patagonie (**Diraison et al., 2000**). Cette rotation pourrait être due à l'ouverture du passage de Drake ce qui cadrerait avec le modèle de "Double Saloon Door Bar" (**Martin, 2007**).

Dans ce contexte et afin de tester la dérive vers le sud et la rotation globale proposée, nous avons fait deux campagnes de terrain dans les îles Shetland du Sud et de l'extrémité nord de la péninsule Antarctique, dans laquelle nous avons échantillonné 64 sites pour des études de paléomagnétisme. Les données paléomagnétiques obtenues dans notre étude ont été combinées aux données déjà publiées afin de générer une APWP de la Péninsule Antarctique depuis le Crétacé moyen. Malgré le fait que cette étude ne fasse pas directement partie de la thèse actuelle, l'inclure dans ce chapitre servira de prélude aux chapitres suivants et donnera au lecteur un aperçu général de la Péninsule Antarctique et de son rôle sur la problématique étudiée dans cette thèse.

F.4.2 Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula

Abstract from the paper published in Earth and Planetary Science Letters (2011)

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X10007818>

F. Poblete, C. Arriagada, P. Roperch, N. Astudillo, F. Hervé, S. Krauss, J.P Le Roux

^a Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^b Institut de Recherche pour le Développement and Géosciences-Rennes, Université de Rennes 1, France

^c DIMIN, Universidad de Santiago, Santiago, Chile

^d Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile.

Keywords: Péninsule Antarctique, Îles Shetland du Sud, Gondwana, Paleomagnetism, Crétacé, Cénozoïque.

Résumé: Dans ce travail, nous présentons de nouvelles données paléomagnétiques obtenues sur 61 sites, dans des roches ignées et sédimentaires datant du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les données provenant de la Péninsule Antarctique et des îles Shetland du Sud permettent de contraindre le mouvement relatif de la Péninsule Antarctique depuis le milieu du Crétacé et permettent de quantifier les rotations entre les différents blocs dans la région. Les résultats associés au Paléozoïque et au Jurassique ne passent pas les tests de pliages et suggèrent un événement important de réaimantation dans la région. La similitude entre ces résultats et ceux obtenus dans les roches intrusives du Crétacé suggère que cet réaimantation s'est produite durant le Crétacé moyen. Les paléopôles obtenus pour les différents blocs et les différents âges donnent à penser qu'il n'y a pas de mouvement relatif entre eux. L'ensemble de ces données nous a permis de déterminer un paléopôle pour le Crétacé (90 Ma) et le Paléocène (60 Ma). Ces deux paléopôles de la Péninsule Antarctique ont enregistré peu de dérive polaire apparente durant les derniers cent millions d'années.

Abstract: New paleomagnetic data presented here from 61 sites in Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic igneous and sedimentary rocks from the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands constrain the relative motion of the Antarctic Peninsula since the mid-Cretaceous and allow the quantification of tectonic rotation between the different blocks recognized within the area. Paleozoic and Jurassic results failed the fold test and suggest an important remagnetization in the area. The similarity between these results and those obtained from Cretaceous intrusives indicates a mid-Cretaceous age for the remagnetization. The paleopoles obtained for the different blocks and for different ages suggest that there is no relative rotation among them. These combined results allow us to obtain a Cretaceous (90 Ma) and Paleocene (60 Ma) paleopole. These paleopoles document a very low apparent polar wandering of the Antarctic Peninsula for the last 100 Ma.

F.5 La ceinture de chevauchements de Magallanes: Evidences de son évolution tectonique à partir d'une étude paléomagnétique et d'anisotropie magnétique.

F.5.1 Introduction

Au cours du Crétacé moyen, l'augmentation des taux d'expansion dans l'Atlantique Sud a provoqué l'inversion du bassin de Rocas Verdes donnant lieu à l'orogénèse andine en Patagonie. Le changement tectonique, lié à la modification du régime de déformation, marque le début de la formation du bassin de Magallanes et de la ceinture de chevauchements de Magallanes. Les turbidites de grain moyen dans la formation Punta Barrosa, sont les premiers dépôts de cette nouvelle étape dans la province de Última Esperanza. Les formations Latorre, dans la province de Magallanes et Cerro Matrero, en la Terre de Feu, rendent compte du nouveau régime tectonique dans les régions qui sont situées plus au sud. Le milieu de dépôt en eau profonde a continué sans interruption pendant le Crétacé, pour ensuite passer à une sédimentation dans des eaux peu profondes au cours du Miocène et du Paléocène. Au cours du Miocène, le développement des fonds océaniques lors de l'expansion de la plaque Scotia donne lieu à un décrochement dans la région des Andes Fuégiens. La zone de faille de Magallanes-Fagnano, qui marque la limite entre la plaque de la Scotia et de l'Amérique du Sud sur le continent, est l'une des principales caractéristiques structurales de cette période.

Une des principales caractéristiques de la ceinture de chevauchements de Magallanes est le changement dans l'orientation de ses structures passant d'une orientation Nord-Sud autour de 50°S à une orientation Est-Ouest en Terre de Feu. La nature de cette courbure est encore l'objet de débat: certaines études paléomagnétiques ont proposé que la ceinture de chevauchements de Magallanes est le résultat d'un orogène rectiligne tandis que d'autres études proposent que cette courbure serait un arc primaire.

Un des objectifs initiaux de cette thèse était de comprendre l'origine de la courbure de la ceinture de chevauchements de Magallanes et son évolution tectonique en général. C'est pourquoi, au cours des étés australs 2010-2011 et 2011-2012, deux campagnes de terrain ont été effectuées au cours desquelles 85 sites ont été échantillonnés pour des études paléomagnétiques et d'AMS. L'échantillonnage paléomagnétique couvre une vaste superficie qui s'étend de 50°S à environ 54.5°S, et qui a été divisée en trois secteurs principaux: (1) province de Última Esperanza (~ 50°S), (2) province de Magallanes (~ 52°S) et enfin (3) province de la Terre de Feu. Les sites paléomagnétiques ont été échantillonnés dans des roches sédimentaires allant du Jurassique supérieur au Miocène. Un site a été échantillonné dans une roche intrusive datant du Miocène.

Les résultats obtenus à partir de cette étude, y qui seront resumé ci-dessous, ont été publiés dans la revue *Tectonics*.

F.5.2 The curved Magallanes fold y thrust belt: Tectonic Insights from a paleomagnetic y anisotropy of magnetic susceptibility study.

Abstract from the paper published in Tectonics (2014)

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014TC003555/full>

F. Poblete^{1,2}, P. Roperch², F. Hervé^{1,3}, M. Diraison⁴, M. Espinoza¹, and C. Arriagada¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile,

² Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France,

³ Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile,

⁴ Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, EOST, Université de Strasbourg, Strasbourg, France

Key Points:

1. Les sédiments de la ceinture de chevauchements de Magallanes ont une faible contenu de magnétite.
2. Rotations d'environ 20° dans le sens antihoraire sont enregistrées
3. La courbature de la ceinture de chevauchements de Magallanes est principalement un arc primaire.

Résumé: La ceinture de chevauchements de Magallanes présente une courbure au niveau régional avec des structures orientées N-S au nord du 52°S et E-O sur l'île de la Terre de Feu. Dans cette publication, nous présentons une étude paléomagnétique et de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (AMS) de 85 sites échantillonnés dans des sédiments marins allant du Crétacé au Miocène. La susceptibilité magnétique est inférieure à 0,0005 SI pour 76 sites et principalement contrôlée par des minéraux paramagnétiques. Les résultats d'AMS indiquent que, dans les zones non déformées de la Terre de Feu, la fabrique sédimentaire est préservée tandis que, dans les zones extérieures de la ceinture de chevauchements de Magallanes, s'observe un début d'alignement des linéations magnétiques dû au "layer parallel shortening". Dans les unités internes de la ceinture de chevauchements de Magallanes, les ellipsoïdes d'AMS sont d'avantage prolates, indiquant une contribution tectonique au développement de l'AMS. Les résultats d'AMS montrent une bonne corrélation entre l'orientation de la linéation magnétique et l'axe des plis. Toutefois, dans la péninsule de Brunswick, la linéation de l'AMS est orientée d'environ 20° dans le sens anti-horaire par rapport à la direction des axes des plis. L'aimantation rémanente de sept sites, antérieure à la déformation, a été déterminée. Une rotation dans le sens anti-horaire est observée sur 4 sites situés dans la péninsule de Brunswick et le Canal de Whiteside alors qu'aucune rotation n'est observée en Terre de Feu, là où la faille Vicuña est orientée E-O. La forme courbe de la ceinture de chevauchements de Magallanes n'est pas liée à des rotations selon un axe vertical et peut donc être considérée comme un arc primaire.

Abstract: The Magallanes fold and thrust belt (FTB) presents a large-scale curvature from N-S oriented structures north of 52°S to nearly E-W in Tierra del Fuego Island. We present a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) study from 85 sites sampled in Cretaceous to Miocene marine sediments. Magnetic susceptibility is lower than 0.0005 SI for 76 sites and mainly controlled by paramagnetic minerals. AMS results indicate that the sedimentary fabric is preserved in the undeformed areas of Tierra del Fuego and the more external thrust sheets units, where an incipient lineation due to layer parallel shortening is recorded. Prolate AMS ellipsoids, indicating a significant tectonic imprint in the AMS fabric, are observed in the internal units of the belt. AMS results show a good correlation between the orientation of the magnetic lineation and the fold axes. However, in Península Brunswick, the AMS lineations are at ~20° counterclockwise to the strike of the fold axes. Pre-tectonic stable characteristic remanent magnetizations (ChRM) were determined in seven sites. A counterclockwise rotation ($21.2^\circ \pm 9.2^\circ$) is documented by ChRM data from four sites near the hinge of the belt in Península Brunswick and near Canal Whiteside while there is no evidence of rotation near the nearly E-W oriented Vicuña thrust within Tierra del Fuego. The curved shape of the Cenozoic Magallanes FTB is not related to vertical axis rotation, and thus, the Magallanes FTB can be considered as a primary arc.

F.6 Evolution des Andes Fuégiennes et du système Patagonie-Péninsule Antarctique

F.6.1 Introduction

Au cours du Jurassique moyen et supérieur, l'extrémité sud de l'Amérique subit une extension, liée à la rupture du Gondwana. Le magmatisme acide, associé à cette extension a été observé à la fois en Patagonie et dans la Péninsule Antarctique. Dans la zone d'étude on retrouve ce magmatisme dans la Formation Tobífera qui affleure, en Terre de Feu, sous forme de bandes de direction est-ouest. A la fin du Jurassique Supérieur, l'extension a permis la création de croûte océanique dans le bassin de Rocas Verdes. Des événements compressifs, associées à l'augmentation de la vitesse de la plaque Sud-Américaine pendant le Crétacé, conduisirent à la fermeture du bassin de Rocas Verdes et leur obduction. La flexure par charge tectonique a marqué le début de la formation du bassin de Magallanes et de la ceinture de chevauchements de Magallanes.

Il fut proposé que l'ouverture du bassin de Rocas Verdes aurait eu lieu sous la forme de ciseaux, avec le secteur plus large dans la zone sud; la fermeture et obduction du bassin auraient généré des rotations antihoraire.

Le données paléomagnétiques publiées, bien que montrant des rotations antihoraires de 90°, ne permettaient pas d'exclure que la courbure de la Patagonie est liée cisaillement, obscurcissement leur mécanismes de formation. C'est pourquoi, au cours des étés australs 2010-2011 et 2012-2013, deux campagnes de terrain ont été effectuées au cours desquelles 61 sites ont été échantillonnés pour des études paléomagnétiques et d'anisotropie de susceptibilité magnétique. L'échantillonnage paléomagnétique couvre le secteur situé au sud de la zone de faille Magallanes-Fagnano. Les sites paléomagnétiques ont été échantillonnés dans des roches sédimentaires (Formation Yaghán) et ophiolitiques (bassin de Rocas Verdes), des roches volcanics (Formation Hardy), et des roches intrusive (batholite fuégien).

Les résultats obtenus à partir de cette étude ont été soumis dans la revue *Tectonophysics*, et sont résumés ci-dessous.

F.6.2 Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes y evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system.

Abstract from the paper submitted to Tectonophysics (2015)

F. Poblete^{a, b}, P. Roperch^{b, c}, C. Arriagada^a, G. Ruffet^{b, c}, C. Ramírez de Arellano^d, F. Hervé^{a, d},
M. Poujol^b

^a *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

^b *Université de Rennes I, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France*

^c *CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France*

^d *Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Salvador Sanfuentes 2375, Santiago, Chile.*

Résumé: La pointe sud de l'Amérique présente une forme arquée: la courbure de la Patagonie. Si cette courbure est une structure primaire ou un orocline «stricto sensu» est sujette à débat. Des nouvelles données paléomagnétiques ont été obtenues au sud du Canal Beagle dans 39 sites d'un total de 61 sites échantillonnés. Les sites ont été échantillonnés dans les sédiments et les roches volcaniques du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, et dans des roches intrusives du batholite Fuégien d'âge Crétacé moyen-Éocène. L'anisotropie de la susceptibilité magnétique a été mesurée à chaque site; la déviation de la direction caractéristique fut corrigée dans le site où une forte fabrique magnétique fut mesurée. Les sédiments présentent des aimantations de polarité normale avec une déclinaison orientée vers l'ouest. Le test du pli négatif indique que l'aimantation est d'origine secondaire. Les directions caractéristiques sont semblables à celle obtenues dans les intrusifs d'âge Crétacé moyen, ce qui suggère que cet événement de réaimantation a eu lieu au cours de super chron de polarité normale, et indiquent plus de 90° de rotation antihoraire. Les intrusifs d'âge Crétacé supérieur - Éocène montrent des rotations antihoraires de 45 ° à 30 °. Ces résultats sont interprétés comme la preuve d'une importante rotation antihoraire des Andes du Sud liée à la fermeture du bassin de Rocas Verdes et la formation de la Cordillère de Darwin pendant le Crétacé supérieure et le Paléocène.

L'évolution tectonique de la courbure de la Patagonie peut être décrite comme la formation d'un arc progressif à partir d'une étape «oroclinale» pendant la fermeture du bassin de Rocas Verdes, et d'un arc primaire pendant les dernières étapes de déformations de la ceinture de chevauchements de Magallanes (Poblete et al., 2014). Les reconstructions paléogéographiques montrent que le rapprochement de l'Amérique du Sud avec la Péninsule Antarctique, agissant comme un bloc rigide non-rotationnel en collision avec la Patagonie, a facilité le développement de la courbure de la Patagonie.

Abstract: The southernmost Andes of Patagonia and Tierra del Fuego present a prominent arc-shaped structure: the Patagonian Bend. Whether the bending is a primary curvature or a "true" orocline is still matter of controversy. New paleomagnetic data have been obtained south of the Beagle Channel in 39 sites out of 61 sites. They have been drilled in Late Jurassic and Early Cretaceous sediments and interbedded volcanics and in mid-Cretaceous to Eocene intrusives of the Fuegian Batholith. The anisotropy of magnetic susceptibility was measured at each site and the deviation of the characteristic direction by a strong magnetic fabric in plutonic rocks was corrected using tensors of anisotropy of remanent magnetizations. Normal polarity secondary magnetizations with west-directed declination are obtained in the sediments and they do not pass the fold test. These characteristic directions are similar to those recorded by mid Cretaceous intrusives suggesting a remagnetization event during the normal Cretaceous superchron and describe a large (>90°) counterclockwise rotation. Late Cretaceous to Eocene rocks of the Fuegian Batholith, record decreasing counterclockwise rotations of 45° to 30°. These paleomagnetic results are interpreted as evidence of a large counterclockwise rotation of the Fuegian Andes related to the closure of the Rocas Verdes Basin and the formation of the Darwin Cordillera during the Late Cretaceous and Paleocene.

The tectonic evolution of the Patagonian bend can thus be described as the formation of a progressive arc from an oroclinal stage during the closure of the Rocas Verdes basin to a mainly primary arc during the final stages of deformation of the Magallanes fold and thrust belt (Poblete et al., 2014). Plate reconstructions show that the Antarctic Peninsula would have formed a continuous margin with Patagonia between the Early Cretaceous and the Eocene, and acted as a non-rotational rigid block facilitating the development of the Patagonian Bend.

F.7 Conclusions

Bien que les données paléomagnétiques ne permettent pas d'affiner les modèles sur la configuration initiale du système Péninsule Antarctique – Patagonie avant ~120Ma, il est possible de conclure que:

- Les linéations de l'AMS dans la ceinture de chevauchements de Magallanes suivent, au niveau régional, la direction des principales structures, suggérant un changement dans la direction de raccourcissement. Cependant, au niveau local, il existe des différences entre la linéation magnétique et la direction des structures, qui peut s'expliquer par un changement de la direction de raccourcissement après de l'acquisition de la linéation magnétique qui est acquise lors des premières étapes de déformation. Dans le secteur du canal Murray, l'AMS est contrôlé par des processus tectoniques qui ont effacé complètement la fabrique sédimentaire originale. La fabrique d'AMS des roches intrusives, échantillonnées dans le canal de Beagle et autres canaux fuégien, ne montre pas une orientation préférentielle, ce qui donne à penser que la fabrique magnétique des roches intrusives n'est pas contrôlée par une contrainte tectonique de nature régionale.
- Les données paléomagnétiques obtenues dans les roches sédimentaires et volcaniques de Crétacé inférieur confirment une réaimantation pendant le Crétacé moyen. Des résultats similaires obtenus dans la Péninsule Antarctique ne permettent pas de décrire l'évolution tectonique des deux régions avant l'événement de réaimantation. Cependant, Ils suggèrent un événement tectono-magmatique du caractère régional qui a affecté les deux régions.
- Les données paléomagnétiques montrent des rotations antihoraires, où les magnitudes sont fonction du temps et de la localisation géographique. Les rotations les plus larges ($>90^\circ$) sont trouvées dans les roches d'âge Crétacé moyen, tandis les roches d'âge Crétacé supérieur à Éocène enregistrent des rotations antihoraires entre 45° - 30° . Cependant, les roches d'âge Paléocène, situé dans la part externe de la Terre de Feu (ceinture de chevauchements de Magallanes) enregistrent des faibles rotations, ce qui suggère que les magnitudes de rotations en Terre de Feu diminuent vers l'avant pays.
- Les rotations tectoniques ne sont pas principalement contrôlées par une tectonique de cisaillement. Ces rotations doivent être prises en compte pour le calcul du raccourcissement de la région.
- Finalement, l'ensemble des données de rotations obtenues dans cette thèse confirme que la courbure de la Patagonie a été acquise principalement par une déformation oroclinale (sensu lato). Ces rotations, autour d'un axe vertical, localisées dans la bordure externe de l'orogène, sont associées à la fermeture et l'obduction du bassin de Rocas Verdes. Ces rotations ont continué au cours du Crétacé supérieur et du Paléocène, concomitant à l'exhumation de la Cordillère Darwin et la propagation des chevauchements dans le bassin de Magallanes. Les faibles rotations obtenues dans les bassins d'avant-pays (Terre de Feu et Última Esperanza) montrent que la courbure de la ceinture de chevauchements est héritée par la forme arquée acquise précédemment par l'indenteur.

F.8. Références

- Alvarez-Marrón, J., McClay, K., Harambour, S., Rojas, L., Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *AAPG Bulletin* 77, 1904-1921, doi.
- Arriagada, C., Ferrando, R., Cordova, 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 Geol* 40, 419-437, doi: 10.5027/andgeoV40n3-a02.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27,TC6014, doi: 10.1029/2008tc002269.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews* 55, 1-39, doi: 10.1016/s0012-8252(01)00055-1.
- Betka, P., 2013. Structure of the Patagonian fold-thrust belt in the Magallanes region of Chile, 53°–55° S Lat. PhD thesis, 243 pp., The Univ. of Texas at Austin, Austin. December, doi.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The Stratigraphic and Structural Evolution of the Central and Eastern Magallanes Basin, Southern South America, Foreland Basins. Blackwell Publishing Ltd., pp. 41-61.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variation in the southern Patagonian batholith: constraints on magmatic arc development, in: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, Special Paper, Geological Society of America, vol. 265, pp. 1-12.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L., Chamalaun, F., 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes Orocline. *Tectonophysics* 63, 75-90, doi: 10.1016/0040-1951(80)90108-0.
- Calderón, M., Prades, C., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C., Massonne, H., 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. *Geochem. J.* 47, 201-217, doi.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics-Part I, *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania*, pp. 255-288.
- Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift, in: Carey, S.W. (Ed.), *Continental Drift: A symposium* ed. University of Tasmania, Hobart, Australia.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186, doi: 10.1029/92tc01790.
- 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. *J. Geophys. Res.* 96(B10), 16061-16067, doi: 10.1029/91jb01498.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-Arc Extension in the Southern Andes: A Review and Critical Reappraisal. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A* 300, 319-335, doi: 10.1098/rsta.1981.0067.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdyke, N.O., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes, in: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*. Academic Press, New York, pp. 37-101.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- 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, 91-119, doi: 10.1016/s0040-1951(99)00255-3.
- Eagles, G., Jokat, W., 2014. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics* 611, 28-50, doi: 10.1016/j.tecto.2013.11.021.
- Ferril, D.A., Groshong, R.H.J., 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. *J. Struct. Geol.* 15, 523-541, doi: 10.1016/0191-8141(93)90146-2.
- Fildani, A., Hessler, A.M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1596, doi: 10.1130/b25708.1.
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51 30'S. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1679-1698, doi: 10.1130/b30242.1.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *J. geol. Soc. London* 129, 93-131, doi: 10.1144/gsjgs.129.2.0093.

- Ghidella, M.E., Lawver, L.A., Marensi, S., Gahagan, L.M., 2007. Modelos de cinemática de placas para Antártida durante la ruptura de Gondwana: una revisión. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 62, 636-646, doi.
- Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13-16, doi: 10.1130/g22770a.1.
- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Res.*, doi: 10.1111/bre.12061.
- Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the Austral Basin Fold-Thrust Belt, Southern Patagonian Andes. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 65, 12, doi.
- Gombosi, D.J., Barbeau Jr, D.L., Garver, J.I., 2009. New thermochronometric constraints on the rapid Palaeogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes. *Terra Nova* 21, 507-515, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00908.x.
- Hervé, F., Calderon, M., Fanning, M., Kraus, S., Pankhurst, R., 2010a. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology* 37, 253-275, doi.
- Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta* 6, doi.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderon, M., Thomson, S.N., 2010b. 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, 555-568, doi: 10.1144/0016-76492009-124.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian Batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394, doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.007.
- Hervé, M., Suárez, M., Puig, A., 1984. The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *J. Geol. Soc.* 141, 909-917, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0909.
- Hobbs, W.H., 1914. Mechanics of Formation of Arcuate Mountains Part I. *J. Geol.* 22, 71-90, doi.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 341-361, doi.
- Klepeis, K.A., 1994b. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904, doi: 10.1029/94tc00628.
- Klepeis, K.A., 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, 1-24, doi: 10.1029/2009tc002610.
- Klepeis, K.A., Lawver, L.A., 1996. Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. *J. Geophys. Res.* 101, 20211-20231, doi: 10.1029/96JB01510.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75-94, doi: 10.1016/S0040-1951(98)90223-2.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M., Dalziel, I.W.D., 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *J. Metamorph. Geol.* 13, 251-270, doi: 10.1111/j.1525-1314.1995.tb00217.x.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *J. South Am. Earth Sci.* 15, 731-748, doi: 10.1016/s0895-9811(02)00132-3.
- Lagabriele, Y., Goddérís, Y., Donnadiou, Y., Malavieille, J., Suarez, M., 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279, 197-211, doi: 10.1016/j.epsl.2008.12.037.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H., 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22, 1076, doi: 10.1029/2003TC001500.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 289, 273-286, doi: 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. *J. Metamorph. Geol.* 29, 649-672, doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x.

- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.-C., DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 7-1-7-26, doi: 10.1029/2001tc001304.
- Marshak, S., 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics* 7, 73-86, doi: 10.1029/TC007i001p00073.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes—a review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts, in: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, pp. 131-156.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 125-154, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.019.
- Mpodozis, C., Mella, P., Padva, D., 2011. Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, doi.
- 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. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 349-365, doi: 10.1016/S0895-9811(96)00019-3.
- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature–time relationships. *J. Geol. Soc.* 139, 755-761, doi: 10.1144/gsjgs.139.6.0755.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.E. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, p. 32.
- Rapalini, A., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294, doi.
- Rapalini, A., Peroni, J., Luppo, T., Tassone, A., Cerredo, M.E., Esteban, F., Lippai, H., Vilas, J.F., Accepted. Paleomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: Implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, doi.
- Rapalini, A.E., Calderón, M., Singer, S., Hervé, F., Cordani, U., 2008. Tectonic implications of a paleomagnetic study of the Sarmiento Ophiolitic Complex, southern Chile. *Tectonophysics* 452, 29-41, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.005.
- Rapalini, A.E., Hervé, F., Ramos, V.A., Singer, S.E., 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, southern Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 471-487, doi: 10.1016/s0012-821x(00)00339-3.
- Rojas, L., Mpodozis, C., 2006. Geología estructural de la faja plegada y corrida del sector chileno de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos australes, XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 7 - 11 Aug.
- Salgado, L., Gasparini, Z., 2006. Reappraisal of an ankylosaurian dinosaur from the Upper Cretaceous of James Ross Island (Antarctica). *Geodiversitas* 28, 119-135, doi.
- Sewall, J.O., van de Wal, R.S.W., van der Zwan, K., van Oosterhout, C., Dijkstr, H.A., Scotese, C.R., 2007. Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices. *Clim. Past* 3, 647-657, doi.
- Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A., Parra, H., 2007. Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34, doi: 10.1029/2007gl031699.
- Smalley, R., Jr., 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, 1070, doi: 10.1029/2002gc000446.
- Suárez, M., 1976. Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology* 4, 211-214, doi.
- Sussman, A.J., Pueyo, E.L., Chase, C.G., Mitra, G., Weil, A.B., 2012. The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates. *Lithosphere* 4, 383-394, doi: 10.1130/1177.1.
- Tassara, A., Yañez, G., 2010. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Andean Geol* 30, 159-186, doi.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 157-171, doi.
- Wegener, A., 1929. *The Origin of Continents and Oceans*, 4th ed. Dover Publications, New York.
- 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, doi: 10.1016/j.tecto.2012.10.006.

Weil, A.B., Sussman, A.J., 2004. Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations, in: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*, Geological Society of America, pp. 1-16.

La Tesis

Formación del Oroclino Patagónico y evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Península Antártica

En los siguientes capítulos el lector encontrará el trabajo de tesis en idioma español; los capítulos publicados o sometidos a revistas internacionales en inglés.

En el capítulo 1 presentaré el contexto geotectónico de la región del Arco de Scotia y de la evolución geodinámica del sistema Patagonia-Península Antártica; además presentaré la problemática a tratar, la hipótesis y los objetivos. Los capítulos siguientes serán dedicados a los estudios paleomagnéticos realizados en la Península Antártica y Patagonia. Finalmente, presentaré las discusiones y principales conclusiones de este trabajo.

RESUMEN

- Preámbulo
- Introducción
- Publicaciones
- Discusiones y Conclusiones
- Apéndices.

Índice

I. Preámbulo.....	1
I. Referencias	6
1. Introducción.....	7
1.1 Contexto Tectónico.....	9
1.1.1 Escenario Tectónico: El Arco de Scotia.....	9
1.2.2 Provincias morfotectónicas de los Andes Patagónicos al sur de los 50 °S	10
1.2 Evolución Geodinámica del sistema Patagonia-Península Antártica	12
1.2.1 Patagonia-Península Antártica anterior al desmembramiento de Gondwana.....	12
1.2.2 Patagonia-Península Antártica: entre el desmembramiento de Gondwana y la apertura del mar de Scotia.....	12
1.2.3 Patagonia-Península Antártica: Separación final y el nacimiento del Mar de Scotia	15
1.3 Síntesis tectono-estratigráfica de la geología meso-cenozoica de Patagonia	18
1.3.1 Basamento de Tierra del Fuego	18
1.3.2 Extensión Jurásica y el desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes	20
1.3.2 El cierre de la cuenca de Rocas Verdes y el desarrollo de la cuenca de antepaís y de la faja plegada y corrida de Magallanes	23
1.3.3 Batolito Patagónico Sur y Fueguino	26
1.3.4 Resumen.....	27
1.4 Breve síntesis geológica de la Península Antártica.	29
1.4.1 Basamento Paleozoico.....	29
1.4.2 Magmatismo Jurásico y depósitos marinos	29
1.4.3 Magmatismo Cretácico, prismas de acreción y depósitos marinos.....	29
1.4.4 Magmatismo Cenozoico.....	30
1.5 “ <i>La Curvatura de la Patagonia</i> ”: Presentación del problema, hipótesis y objetivos.	32
1.5.1 Presentación del problema.....	34
1.5.2 Hipótesis de trabajo	38
1.5.3 Objetivos.....	38
1.6 Referencias.....	39
2. Paleomagnetismo y tectónica de las Islas Shetland del Sur y el extremo norte de la Península Antártica	45

2.1	Introducción	47
2.2	Publicación: Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula	49
3.	La faja plegada y corrida de Magallanes: evidencias sobre su evolución tectónica a partir de un estudio paleomagnético y de anisotropía de susceptibilidad magnética	65
3.1	Introducción	67
3.2	Publicación: “The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic Insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study”	68
4.	Evolución de los Andes Fueguinos y del sistema Patagonia-Península Antártica	105
4.1	Introducción	107
4.2	Publicación 2: Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system.	108
5.	Discusiones y conclusiones	147
5.1	Patrón de Rotaciones Fueguinas: rotacion de bloques versus bloque rígido	149
5.2	Rotaciones tectónicas y su relación con la evolución de la cuenca de Rocas Verdes y el complejo metamórfico Cordillera Darwin.	152
5.3	El concepto de Oroclino: revisión a partir del Patrón de Rotaciones Fueguino.	152
5.4	Reconstrucciones Paleogeográficas	154
5.5	Conclusiones Generales	158
5.5	Referencias	159
A1.	Las Montañas Ellsworth	161
A1.1	Introducción	163
A1.2	Estratigrafía de las Montañas Ellsworth.....	165
A1.2.1	Grupo Heritage	165
A1.2.2	Grupo Crashsite	167
A1.2.3	Formación Whiteout Conglomerate	167
A1.2.4	Formación Polarstar.....	169
A1.3	Muestreo paleomagnético y metodología	169
A1.3.1	Muestreo	169
A1.3.1.1	Glaciar Unión	170
A1.3.2	Metodología.....	171
A1.4	Propiedades Magnéticas	171
A1.5	Resultados Paleomagnéticos	172

A1.6	Resultados de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética	176
A1.6.1	Cordón Heritage	177
A1.6.2	Cordón Sentinel	177
A1.7	Discusiones.....	178
A1.8	Referencias	180
A2.	Perforando al sur del fin del mundo	183
A2.1	El muestreo Paleomagnético	185
A2.1.2	Extracción del testigo paleomagnético: Orientación y marcado de la muestra.....	186
A2.2	Algunos problemas y sus soluciones.....	188
A2.2.1	¿Agua dulce o salada? Salada.....	188
A2.2.2	Orrines y Rodamientos: otra consecuencia del agua de mar	189
A2.2.3	Temperaturas bajo cero y como evitar que se congele el agua	189
A2.3	El problema de la declinación	191
A2.4	Conclusiones	193
A2.5	Referencias	193
A3.	Material auxiliar capítulos 4 y 5.....	195
A3.1	Material auxiliar capítulo 4	197
A3.1.1	Supplementary Table S1.....	197
A3.1.2	Supplementary Table S2.....	200
A3.1.3	Supplementary Table S3.....	201
A3.1.4	Supplementary Table S4.....	204
A3.1.5	Supplementary Figures	205
A3.2	Material auxiliar capítulo 5	211
A3.2.1	Supplementary Table AM_01	211
A3.2.2	Supplementary Table AM_02	214
A3.2.3	Supplementary Table AM_03	223
A3.2.4	Supplementary Table AM_04	224
A3.2.5	Supplementary Table AM_04	231
A3.2.6	Supplementary Figures.....	235
A3.3	Referencias	243

I

I. Preámbulo

Esta tesis trata sobre la evolución de la Curvatura Patagónica y del sistema Patagonia-Península Antártica. En ella, se ven reflejados más de 4 años de trabajo, que aportan con nuevos datos paleomagnéticos y geocronológicos para la comprensión de la evolución tectónica de esta compleja región.

RESUMEN

- Contexto general: desde el Mar Caribe al Mar de Scotia.
- Plan de la tesis.

La Cordillera de los Andes, ubicada en el margen occidental del continente Americano, es una de las cadenas de montañas más largas del mundo, extendiéndose desde el Mar Caribe hasta el Paso de Drake (Cabo de Hornos) (Fig. I.1). El Arco de Scotia—constituido por una sucesión de altos topográficos—une el extremo sur de los Andes con el extremo norte de la Península Antártica (Dalziel et al., 2013) (Fig. I.1).

La Cordillera de los Andes es un rasgo morfológico que puede ser seguido ininterrumpidamente a lo largo de sus más de 8.000 Km, no obstante, los procesos que han participado en la creación del orógeno han generado una complicada segmentación tectónica en la región. Gansser (1973) fue el primero en correlacionar las características geológicas de los Andes con los procesos involucrados en la tectónica de placas. En su estudio reconoció tres segmentos principales (Fig. I.1): Los Andes septentrionales (12°N-5°S), formados, entre otros elementos geológicos, por rocas oceánicas de edad mesozoica; Los Andes Centrales (5°S-47°S), que a diferencia de los Andes septentrionales y australes, carecen de rocas oceánicas; y los Andes Australes (47°S-56°S), en los cuales se vuelven a reconocer rocas oceánicas de edad mesozoica. Por otro lado, Jordan et al. (1983) proponen una segmentación tectónica de los Andes que coincide con variaciones laterales en la geometría de la placa de Nazca (segmentos de subducción plana, Fig. I.1). Kley et al. (1999) propone una segmentación de los Andes en base a la variación de los estilos estructurales que ocurren en el antepaís a lo largo del rumbo de los Andes; la diferencia en los estilos estructurales lleva implícita una variación en la cantidad de acortamiento a lo largo del rumbo, la cual estaría relacionada con la estructura de la litosfera y no necesariamente con variaciones en la losa subductada como propuso Jordan et al. (1983). Finalmente, Tassara y Yañez (2010) proponen una segmentación tectónica del margen andino en cuatro segmentos (Fig. I.1): Los Andes del norte (5°N-15°S), Andes Centrales (15-33.5°S), Andes del Sur (33.5-47°S), y los Andes Australes (47-56°S). Esta segmentación estaría controlada, al menos en los Andes Centrales y del Sur, por un contraste composicional en la corteza continental: félsica en los Andes Centrales y máfica en los Andes del Sur.

A escala continental, el rasgo más sobresaliente de la Cordillera de los Andes es el cambio en la orientación de sus estructuras, lo que genera importantes curvaturas. En base a la orientación de estas curvaturas, se han definido 4 segmentos principales (Fig. I.1): (1) Los Andes Septentrionales, definido por el promontorio formado entre los 15°N-15°S; (2) Los Andes Centrales (15°-37°S), definido por el “reentrant” ubicado entre los 15°S y 30°S—el Oroclino Boliviano—y un segundo “reentrant”, entre los 30°S y 37°S—el Oroclino del Maipo (Arriagada et al., 2013); (3) Segmento recto, en donde no se observa una curvatura importante del margen; y finalmente, (4) los Andes Australes, definido por el promontorio ubicado al sur de los 47°S. Es importante destacar que los límites de las curvaturas mayores de los Andes no necesariamente coinciden con la segmentación propuesta por otros autores, ni con rasgos de la placa subductada, sugiriendo una compleja interacción entre estos factores. Integrar la evolución tectónica de estas curvaturas (espacial y temporalmente) con rasgos de la corteza continental y subductada puede arrojar nuevas luces sobre la contribución de estas a la construcción del orógeno.

Dentro de las curvaturas descritas, la más prominente es la “*la Curvatura de la Patagonia*”, en la cual el rumbo del orógeno y de sus principales provincias tectónicas cambian ~90°, desde una orientación N-S a los ~50° S a una orientación W-E en Tierra del Fuego (Fig. I.1). Wegener (1929) ya reconoció esta curvatura en su trabajo “*el origen de los continentes y océanos*”³ donde propone que podría estar relacionada con el movimiento hacia el oeste de Sudamérica; en sus reconstrucciones, Sudamérica y Antártica, estaban unidas por sus extremos.

³ “...also the pointed tips of the continents curved eastwards, such as...Tierra del Fuego”

A pesar que casi 100 años han pasado desde el agudo trabajo de Wegener, el origen de “*La Curvatura de la Patagonia*” y su rol en las reconstrucciones paleogeográficas es aún tema de controversia: ¿Es la curvatura un resultado de un plegamiento oroclinal como propuso Carey (1958), o bien un rasgo heredado (Ghiglione y Cristallini, 2007)?

Datos paleomagnéticos—potente herramienta que permite verificar la hipótesis de plegamiento oroclinal—muestran un patrón de rotaciones antihorarias en el extremo sur de Sudamérica, sugiriendo que la forma de Patagonia es una característica secundaria, asociada al cierre de la cuenca de Rocas Verdes (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973). Sin embargo, los datos paleomagnéticos (en su mayoría escasos y de calidad cuestionable (Rapalini, 2007)), no permiten descartar que el origen de la curvatura sea producto de una tectónica de rumbo (Cunningham, 1993; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973). Por otro lado, estudios recientes proponen que el margen curvo de Patagonia sería una estructura heredada (Diraison et al., 2000; Ghiglione y Cristallini, 2007).

Comprender la formación de “*la Curvatura de la Patagonia*” y su relación con su aparente “imagen especular”, la Península Antártica, no son solo factores claves para refinar la evolución tectónica entre estas dos provincias, sino que además podrían jugar un papel en la circulación de corrientes oceánicas y su relación con posibles cambios climáticos y de migración de fauna entre Australia y Patagonia (Dalziel et al., 2013; Salgado y Gasparini, 2006; Sewall et al., 2007). Es en este contexto, que he desarrollado un estudio paleomagnético y de anisotropía de susceptibilidad magnética en la región de los Andes Australes comprendida entre los 50° S y los 56° S. El muestreo paleomagnético, que incluyó la cuenca y faja plegada y corrida de Magallanes, la cuenca de las Rocas Verdes y el Batolito Patagónico, se tradujo en más de 140 sitios, que equivalen a ~1400 muestras. El fruto de este trabajo y del posterior análisis en los laboratorios de la Universidad de Chile y la Universidad de Rennes 1, serán presentados en los capítulos siguientes. A continuación se expondrán los aspectos más importantes de cada sección.

En el capítulo 1 presentaré una síntesis del contexto geotectónico de la región del Arco de Scotia y de las principales características del extremo sur de Sudamérica. Posteriormente, presentaré la evolución geodinámica del sistema Patagonia-Península Antártica, así como los principales rasgos de la geología meso-cenozoica de Patagonia y un breve resumen de la geología de la Península Antártica. Finalmente, mostraré la problemática a tratar, hipótesis y objetivos. El capítulo 2 lo dedicaré a la evolución tectónica de la Península Antártica y servirá de preludio a la problemática de esta tesis. El cuerpo central de este apartado corresponde a los resultados obtenidos durante mi tesis de magister, los cuales fueron publicados en el año 2011 con el título “*Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula*”. En los capítulos 3 y 4 mostraré los resultados paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética obtenidos en esta tesis. El capítulo 4 corresponde a los resultados obtenidos al norte de la falla Magallanes-Fagnano. El cuerpo de este capítulo lo forma la publicación titulada: “*The Curved Magallanes Fold and Thrust Belt: tectonic insights from a Paleomagnetic and Anisotropy of Magnetic Susceptibility Study*”. En el capítulo 5 trataré los datos paleomagnéticos obtenidos al sur de la falla Magallanes-Fagnano, así como los datos de anisotropía de susceptibilidad magnética y de remanencia. Estos datos fueron sometidos (y aceptados con correcciones moderadas) a la revista *Tectonophysics* bajo el título: “*Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and the evolution of the Patagonia-Antarctic Peninsula system*”. En el capítulo 5 abordaré las discusiones y conclusiones de esta tesis. Una parte del proyecto anillo (en el cual se enmarca mi tesis) fue un estudio paleomagnético y de anisotropía de susceptibilidad magnética en las Montañas Ellsworth,

uno de los bloques que conforman la Antártida Occidental. Los resultados preliminares de este estudio serán presentados en el anexo 1.

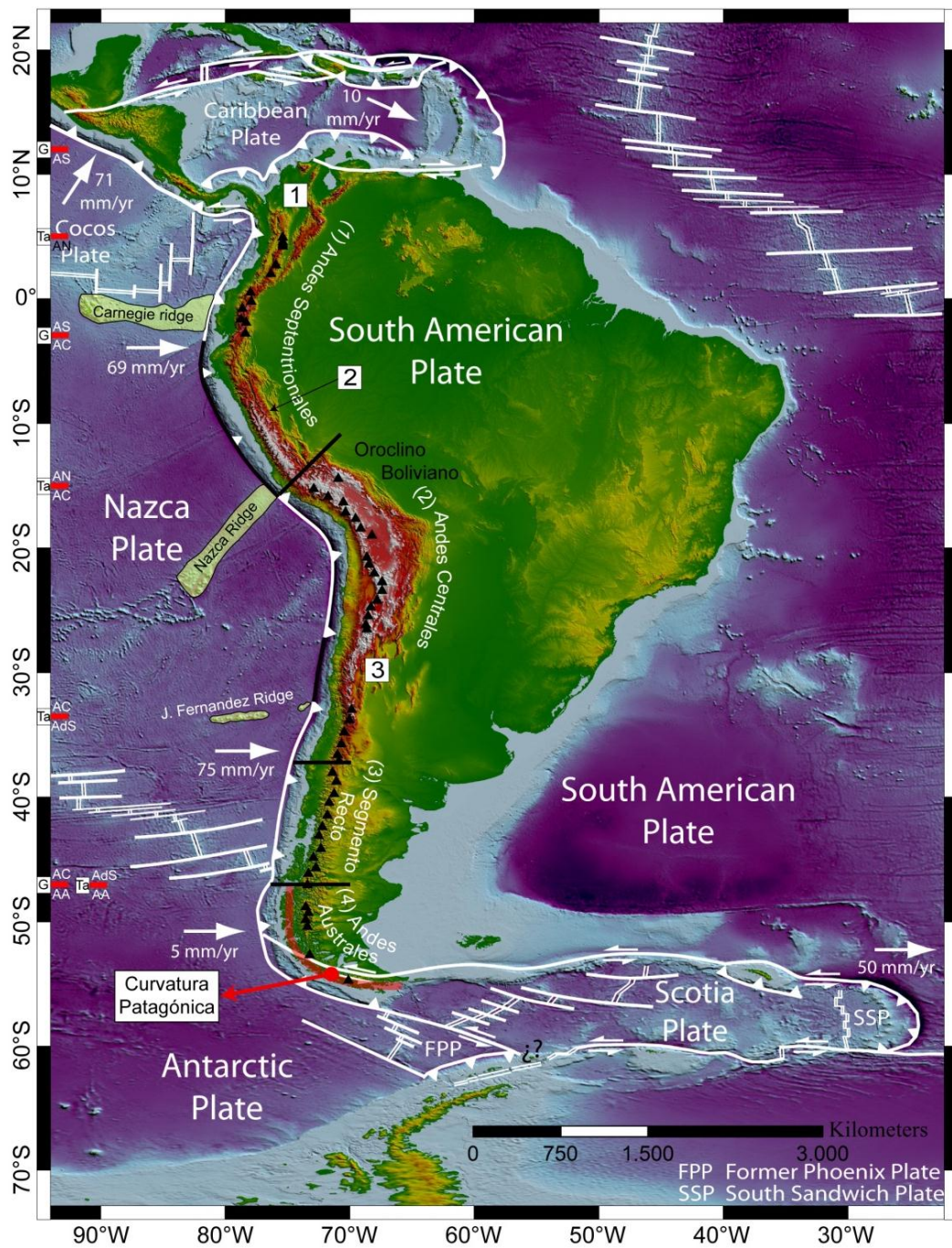


Figura I.1: Cordillera de los Andes: contexto general. Segmentos negros en la zona de subducción corresponden subducción plana. G/Ta son las subdivisiones de [Gansser \(1973\)](#)/[Tassara y Yañez \(2010\)](#), en donde: AS: Andes Septentrionales; AN: Andes del Norte; AC: Andes Centrales; AS: Andes del Sur; AA: Andes Australes. Triángulos: Zonas Volcánicas (norte, central sur, austral); 1, 2 y 3 son los gap volcánicos. Modificado de ([Barker, 2001](#); [Gansser, 1973](#); [Jordan et al., 1983](#); [Mann et al., 2002](#); [Ramos, 2009](#); [Smalley et al., 2007](#); [Trenkamp et al., 2002](#)).

I. Referencias

- Arriagada, C., Ferrando, R., Cordova, 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 Geol* 40, 419-437, doi: 10.5027/andgeoV40n3-a02.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews* 55, 1-39, doi: 10.1016/s0012-8252(01)00055-1.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L., Chamalaun, F., 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes Orocline. *Tectonophysics* 63, 75-90, doi: 10.1016/0040-1951(80)90108-0.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186, doi: 10.1029/92tc01790.
- 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. *J. Geophys. Res.* 96(B10), 16061-16067, doi: 10.1029/91jb01498.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdyke, N.O., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes, in: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*. Academic Press, New York, pp. 37-101.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- 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, 91-119, doi: 10.1016/s0040-1951(99)00255-3.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *J. geol. Soc. London* 129, 93-131, doi: 10.1144/gsjgs.129.2.0093.
- Ghiaglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13-16, doi: 10.1130/g22770a.1.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 341-361, doi.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: Causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75-94, doi: 10.1016/S0040-1951(98)90223-2.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.-C., DeMets, C., Jansma, P.E., Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 7-1-7-26, doi: 10.1029/2001tc001304.
- Ramos, V.A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, in: Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.E. (Eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*, p. 32.
- Rapalini, A., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294, doi.
- Salgado, L., Gasparini, Z., 2006. Reappraisal of an ankylosaurian dinosaur from the Upper Cretaceous of James Ross Island (Antarctica). *Geodiversitas* 28, 119-135, doi.
- Sewall, J.O., van de Wal, R.S.W., van der Zwan, K., van Oosterhout, C., Dijkstr, H.A., Scotese, C.R., 2007. Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices. *Clim. Past* 3, 647-657, doi.
- Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A., Parra, H., 2007. Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34, doi: 10.1029/2007gl031699.
- Tassara, A., Yañez, G., 2010. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Andean Geol* 30, 159-186, doi.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 157-171, doi.
- Wegener, A., 1929. *The Origin of Continents and Oceans*, 4th ed. Dover Publications, New York.

1

1. Introducción

En esta sección presentaré el escenario tectónico del sistema Patagonia-Península Antártica y sus principales provincias morfotectónicas. Posteriormente revisaré de forma breve la evolución geodinámica de sistema Patagonia-Península Antártica y las principales características geológicas de la región de estudio. Posteriormente mostraré una síntesis de la geología de la Península Antártica. La última sección de este capítulo la destinaré a la presentación del problema, hipótesis, y objetivos de la tesis.

RESUMEN

- Escenario tectónico.
- Evolución geodinámica y marco geológico
- Presentación del problema, hipótesis y objetivos

1.1 Contexto Tectónico

1.1.1 Escenario Tectónico: El Arco de Scotia

El extremo sur de América está conectado a la Península Antártica por una cadena de altos topográficos: el Arco de Scotia (Fig. 1.1.1). En el centro de este sistema se encuentra la Placa Scotia, formada principalmente por corteza oceánica, a excepción de la Isla Georgia del Sur y una cuña de corteza continental en el extremo noroeste que forma parte del continente Americano. El piso oceánico de la placa de Scotia consiste en al menos 5 cuencas, definidas principalmente en base a interpretaciones de anomalías magnéticas y zonas de fractura (Eagles y Jokat, 2014). La Placa Scotia está rodeada por 2 placas mayores, las placas de Sudamérica y de Antártica, y por 3 placas menores, las placas de Fénix, Shetland del Sur y Sándwich del Sur (Fig. 1.1.1).

Alrededor de los 52° S, las placas Antártica, Sudamericana y de Scotia convergen en un punto triple (Cunningham, 1993) (círculo negro en Figura 1.1.1). Al norte de este punto la losa oceánica de la placa Antártica subduce bajo la placa Sudamericana, mientras que al sur del punto triple y hasta aproximadamente los 57.5° S, la losa oceánica de la placa Antártica subduce bajo la cuña continental de la placa Scotia (Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003) (Fig. 1.1.1).

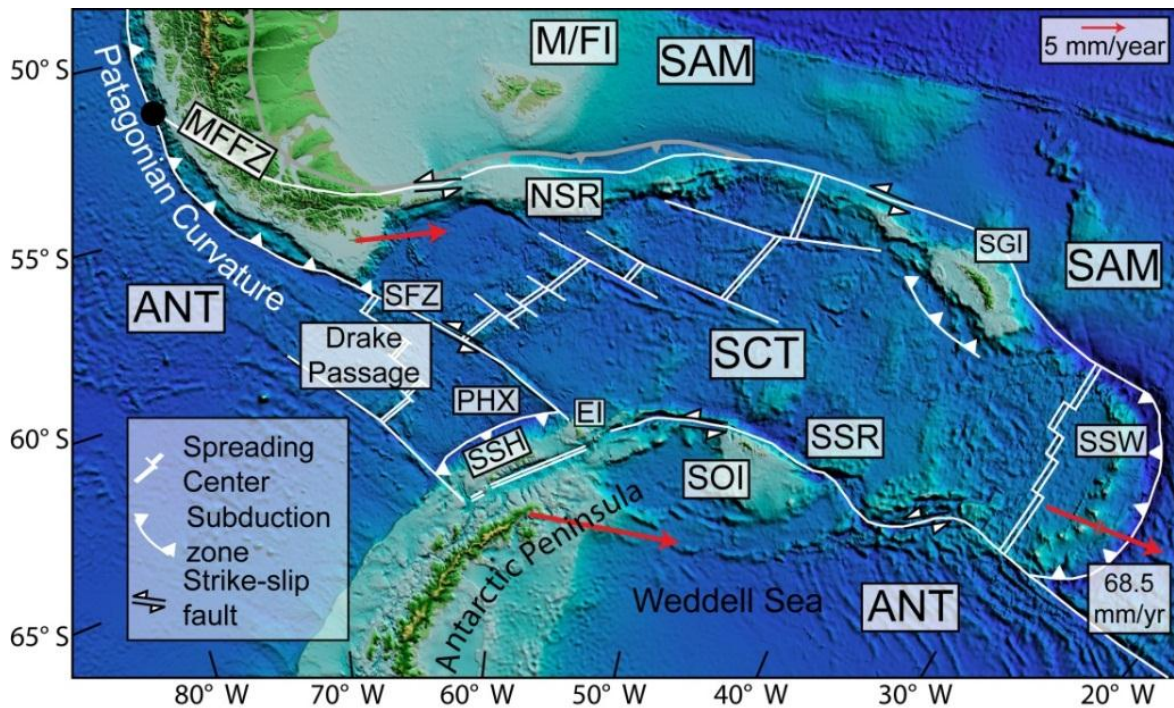


Figura 1.1.1: Fisiografía de Patagonia, Península Antártica y el Arco de Scotia mostrando las placas mayores y menores y los principales rasgos tectónicos de la región. Las abreviaturas para las placas son: ANT, Antártica; PHX, Phoenix; SAM, Sudamérica; SCT, Scotia; SSH, Shetland del Sur; SSW, Sándwich del Sur. Los rasgos fisiográficos son: MFFZ, zona de falla Magallanes-Fagnano; NSR, Ridge de Scotia norte; SFZ, Zona de Fractura Shackleton; SSR, Ridge de Scotia Sur. SOI y SGI son las abreviaturas para las Islas Orcada y Georgia del Sur respectivamente; M/FI y EI es para Islas Malvinas/Falkland e Isla Elefante respectivamente. El punto negro representa el punto triple entre las placas Scotia, Antártica y Sudamérica. Modificado de (Barker, 2001; Dalziel et al., 2013; Klepeis y Lawver, 1996; Lagabrielle et al., 2009; Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003).

Alrededor de los 57.5° S el escenario tectónico cambia de forma radical. Al sur de este punto, la corteza de la placa de Scotia pasa a tener un carácter oceánico, y formar un contacto de tipo transformante con la placa Fénix (Fig. 1.1.1). El contacto está formado por un ridge simétrico que se extiende entre los ~57.5° S y los ~61° S (isla Elefante): la Zona de Fractura de Shackleton (Klepeis y Lawver, 1996). El paso de corteza continental a corteza oceánica está marcado por un fuerte cambio de elevación en la batimetría del lugar (Fig. 1.1.1).

Los límites sur y norte de la placa Scotia están formados por dos estructuras sinestrasales de rumbo este-oeste: Los ridge de Scotia Sur y Norte. El Ridge de Scotia Sur es una estructura sinusoidal que define el contacto entre la Placa Scotia y la Placa Antártica mientras que el Ridge de Scotia Norte y la zona de Falla Magallanes-Fagnano—su continuación en tierra—definen el límite entre la placa de Scotia y la placa Sudamericana (Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003).

El circuito es cerrado en el extremo oriental por el arco volcánico de las Islas Sándwich del Sur el cual es resultado de la subducción de la placa Sudamericana bajo la microplaca Sándwich del Sur (Fig. 1.1.1).

1.2.2 Provincias morfotectónicas de los Andes Patagónicos al sur de los 50 °S

El extremo sur de Sudamérica puede ser dividido en 4 provincias morfotectónicas (Fig. 1.1.2): El Batolito Patagónico—Sur y Fueguino; La cuenca de Rocas Verdes; La faja plegada y corrida (FPC) de Magallanes, y la cuenca de Magallanes. El complejo metamórfico Cordillera Darwin (Fig. 1.1.2), ubicado en el cordón montañoso del mismo nombre, tiene los más altos grados metamórficos de la región (facies de anfibolita superior) (Dalziel, 1981; Klepeis, 1994b).

El complejo metamórfico Cordillera Darwin se ubica en el segmento de los Andes Fueguinos en donde la orientación de las estructuras cambia de un rumbo ~NW a uno ~EW (Fig. 1.1.2). Este consiste en una suite de unidades metapelíticas, metapsammiticas y gneises (unidad basamento) y una cobertura de rocas metavolcánicas y sedimentarias de edad mesozoica (Hervé et al., 2010b; Klepeis, 1994b; Klepeis et al., 2010). Una asociación de minerales metamórficos de granate, estauroлита, cianita y silimanita—únicos al sur del ecuador y entre los complejos metamórficos de Patagonia—se observan en ambas unidades (Hervé et al., 2008). El Complejo Cordillera Darwin fue deformado y metamorfoseado durante el Cretácico (Hervé et al., 2010a); la exhumación de estas rocas habría ocurrido durante el Cretácico Superior y el Paleoceno (Gombosi et al., 2009; Kohn et al., 1995; Maloney et al., 2011; Nelson, 1982).

El Batolito Patagónico, ubicado en el margen occidental de Sudamérica puede ser dividido en 3 segmentos: El batolito Patagónico Norte, entre los 40°S y los 47°S; el batolito Patagónico Sur, entre los 47°S y los 53°S, y el batolito Fueguino, al sur de los 53°S, en lo que es hoy la placa de Scotia (Hervé et al., 2007). El Batolito Sur y Fueguino (Fig. 1.1.2) son resultado, principalmente, del amalgamamiento de intrusivos relacionados a procesos de anatexia durante el Jurásico Superior (Bruce et al., 1991; Calderón et al., 2013; Klepeis et al., 2010; Mukasa y Dalziel, 1996), y de subducción desde el Cretácico Inferior hasta el Mioceno (Bruce et al., 1991; Hervé et al., 2007; Hervé et al., 1984; Klepeis et al., 2010).

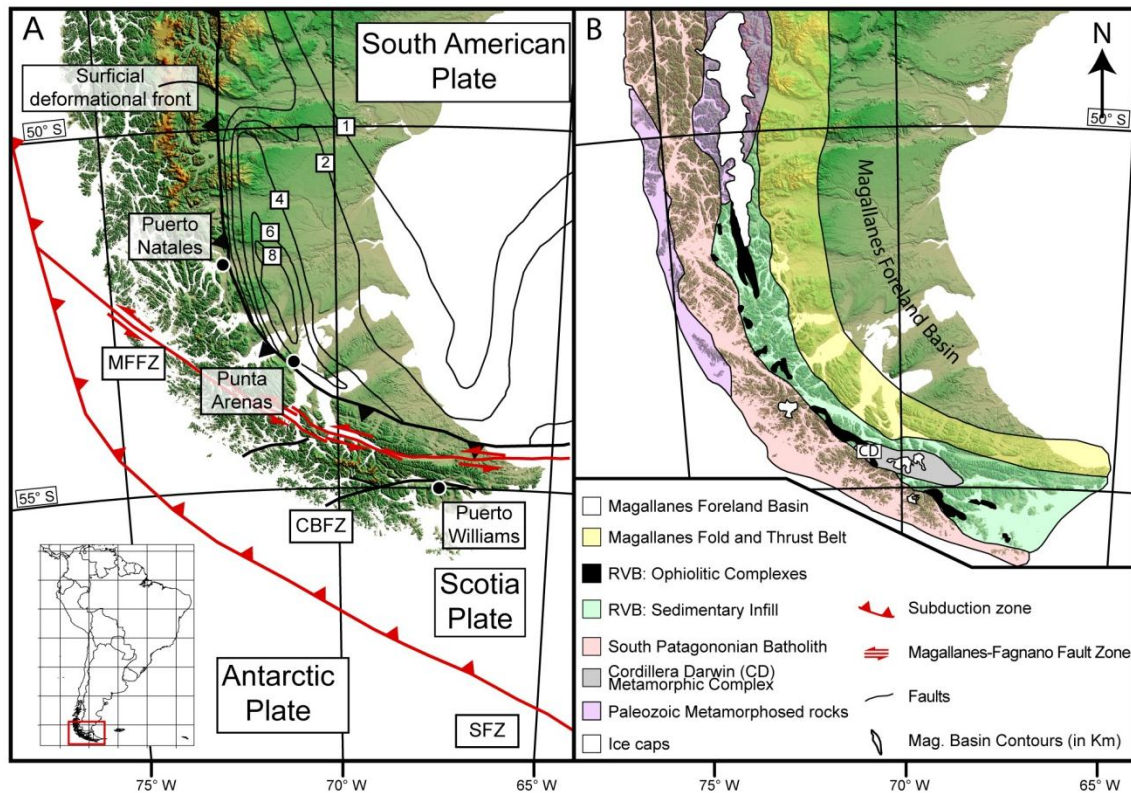


Figura 1.1.2. Izquierda: Marco tectónico general de la zona de estudio. Líneas de contorno representan el espesor del relleno sedimentario de la Cuenca de Magallanes. Modificado de (Biddle et al., 1986; Fosdick et al., 2011; Klepeis, 1994b; Klepeis et al., 2010; Lodolo et al., 2003). CBFZ: Zona de falla del Canal Beagle; MFFZ: Zona de falla Magallanes-Fagnano; SFZ: Zona de fractura Shackleton. Derecha: Principales provincias tectónicas de la región (Modificado de Klepeis (1994b)).

La extensión, asociada al quiebre de Gondwana, llevó al desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes (Fig. 1.1.2), cuyos remanentes—complejos pseudo-ofiolíticos de Sarmiento y Tortuga, y el relleno sedimentario de la formación Yaghán—se encuentran ubicados al este del Batolito Patagónico. El colapso de la cuenca de Rocas Verdes durante el Cretácico Superior causó un aumento en la carga tectónica, marcando el inicio de la cuenca de ante país de Magallanes y de la faja plegada y corrida de Magallanes (Fildani y Hessler, 2005; Klepeis et al., 2010; Mpodozis et al., 2011) (Fig. 1.1.2). El acortamiento continuó durante el Paleoceno y hasta el Neógeno, cuando el frente de deformación migra hacia el antepaís (Alvarez-Marrón et al., 1993; Fosdick et al., 2011; Klepeis, 1994b; Mpodozis et al., 2005; Mpodozis et al., 2011).

1.2 Evolución Geodinámica del sistema Patagonia-Península Antártica

1.2.1 Patagonia-Península Antártica anterior al desmembramiento de Gondwana.

Los modelos de reconstrucciones paleogeográficas coinciden en mostrar que Patagonia y la Península Antártica estaban en contacto a los 160 Ma (Dalziel et al., 1973; Dalziel et al., 2013; Ghidella et al., 2002; Harrison et al., 1979; König y Jokat, 2006; Lawver et al., 1998; Miller, 1983; Norton y Sclater, 1979; Suárez, 1976). No obstante, la posición exacta de estos bloques, anterior a la ruptura de Gondwana, es controversial (Fig. 1.2.1). Algunos modelos muestran que la Península Antártica estaba adosada al margen occidental de Patagonia (Dalziel et al., 2013; Ghidella et al., 2002; Harrison et al., 1979; König y Jokat, 2006) mientras que otros modelos sugieren que la Península Antártica formaba un margen continuo con Patagonia, y unidas en sus extremos (Dalziel et al., 1973; Storey, 1991; Suárez y Pettigrew, 1976). Un tercer modelo proponía que la Península Antártica estaba adosada al margen oriental de Patagonia (Norton y Sclater, 1979), sin embargo la naturaleza cortical de las Islas Malvinas implicaría un importante traslape entre Patagonia y la Península (Fig. 1.2.1).

Las similitudes sedimentológicas, en isotopos de Lu-Hf y en los patrones de edad U/Pb en circones detríticos existentes entre el complejo Duque de York en Patagonia y el Grupo Península Trinidad en Antártica (Fanning et al., 2011; Hervé et al., 2005) apoyan los modelos en los cuales la Península Antártica estaba adosada al margen occidental de Patagonia.

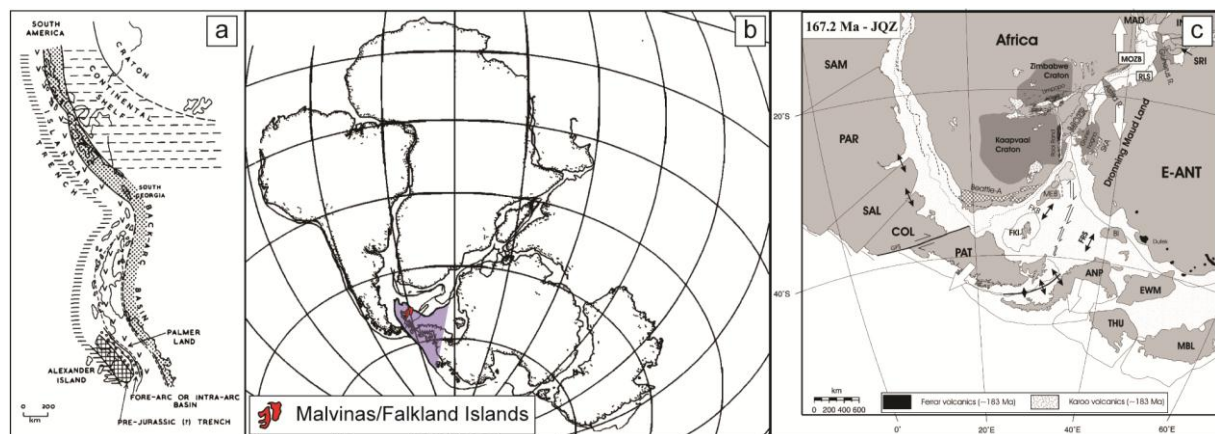


Figura 1.2.1: Modelos paleogeográficos. Tomados de: a) Suárez (1976); b) Norton y Sclater (1979); c) König y Jokat (2006).

1.2.2 Patagonia-Península Antártica: entre el desmembramiento de Gondwana y la apertura del mar de Scotia.

El desarrollo de súper-plumas y la extrusión de grandes volúmenes de magma (mayores a $\sim 3 \times 10^6 \text{ km}^3$) ha sido asociado al desmembramiento de Gondwana y de otros súper-continentes (Vaughan y Storey, 2007). En Patagonia y la Península Antártica este magmatismo está representado por la provincia magmática ácida de Chon Aike (Pankhurst et al., 2000) (Fig. 1.2.2).

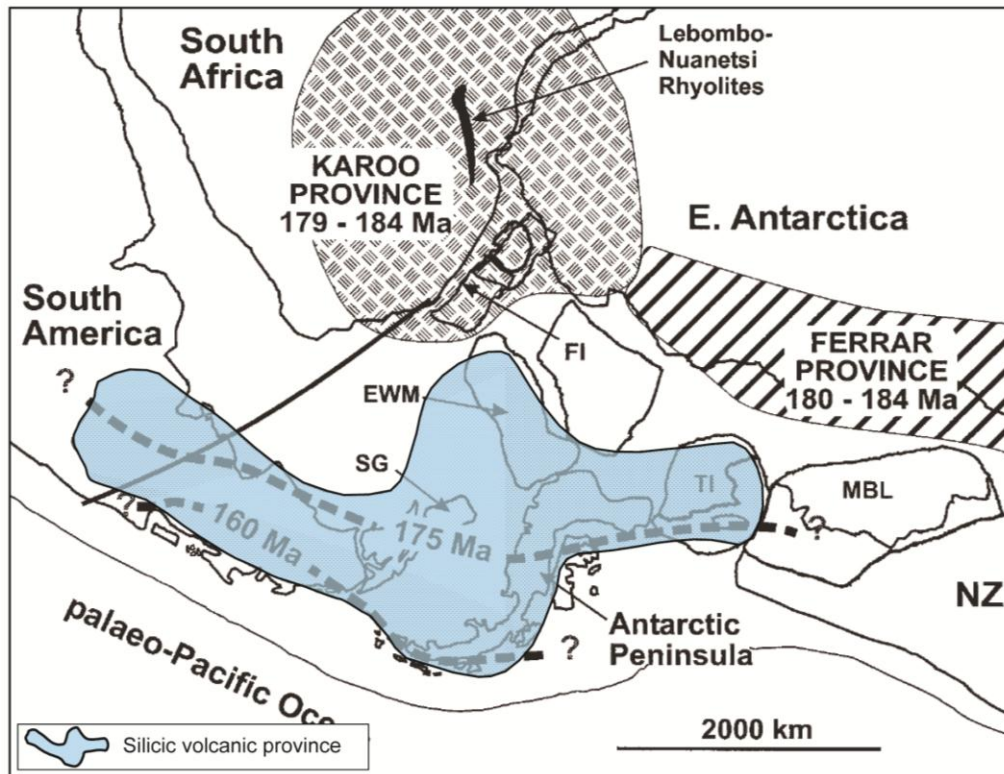


Figura 1.2.2: Ubicación de la provincia magmática acida y su relación con el magmatismo Jurásico de Gondwana. Tomado de [Pankhurst et al. \(2000\)](#). Bloques corticales: EWM: Montes Ellsworth-Withmore; SG: Isla Georgia del Sur; FI: Islas Malvinas/Falkland; TI: Isla Thurston; MBL; Tierra de Marie Byrd.

A pesar de que existe consenso sobre la relación entre la provincia magmática de Chon Aike y el quiebre de Gondwana, esto no es así en la forma y tiempo de la ruptura (Fig. 1.2.3). [Ghidella et al. \(2002\)](#) propuso que la ruptura de Gondwana puede entenderse como la separación de dos placas en el cual Gondwana Occidental y Oriental se habrían separado en un solo evento, siendo el Mar de Weddell uno de los extremos de este rift. Por otro lado, [König y Jokat \(2006\)](#), proponen que la ruptura de Gondwana se habría desarrollado en dos etapas: una primera etapa a los 167 Ma, en la cual se separa Antártica de África, y una segunda etapa a los 147 Ma, en la cual se separa Sudamérica de Antártica. Esta última estaría relacionada al desarrollo del Mar de Weddell. [Seton et al. \(2012\)](#) propone que el quiebre de Gondwana se habría iniciado de forma incipiente a los 200-180 Ma en la zona de África Oriental. A los 160 Ma el rifting iniciado en África Oriental se habría conectado con el Rift entre el Mar de Weddell y Patagonia, acelerando el proceso de ruptura del supercontinente de Gondwana. En todos estos modelos, la Península Antártica esta adosada al margen occidental de Patagonia y no consideran el desarrollo de la Cuenca de Rocas Verdes.

Posterior al desmembramiento de Gondwana, y hasta los ~90 Ma, la Península Antártica migra hacia el sur relativa a Sudamérica ([Ghidella et al., 2002](#)). Datos paleomagnéticos en la Península Antártica sugieren que al inicio de la ruptura y hasta aproximadamente los 140 Ma, el movimiento de cizalla habría estado acompañado de una importante componente rotacional; a partir de los 130 Ma, la similitud en los Polos Magnéticos entre la Península Antártica y la Antártica Oriental indican que estos habrían formado un solo bloque ([Grunow, 1993](#)).

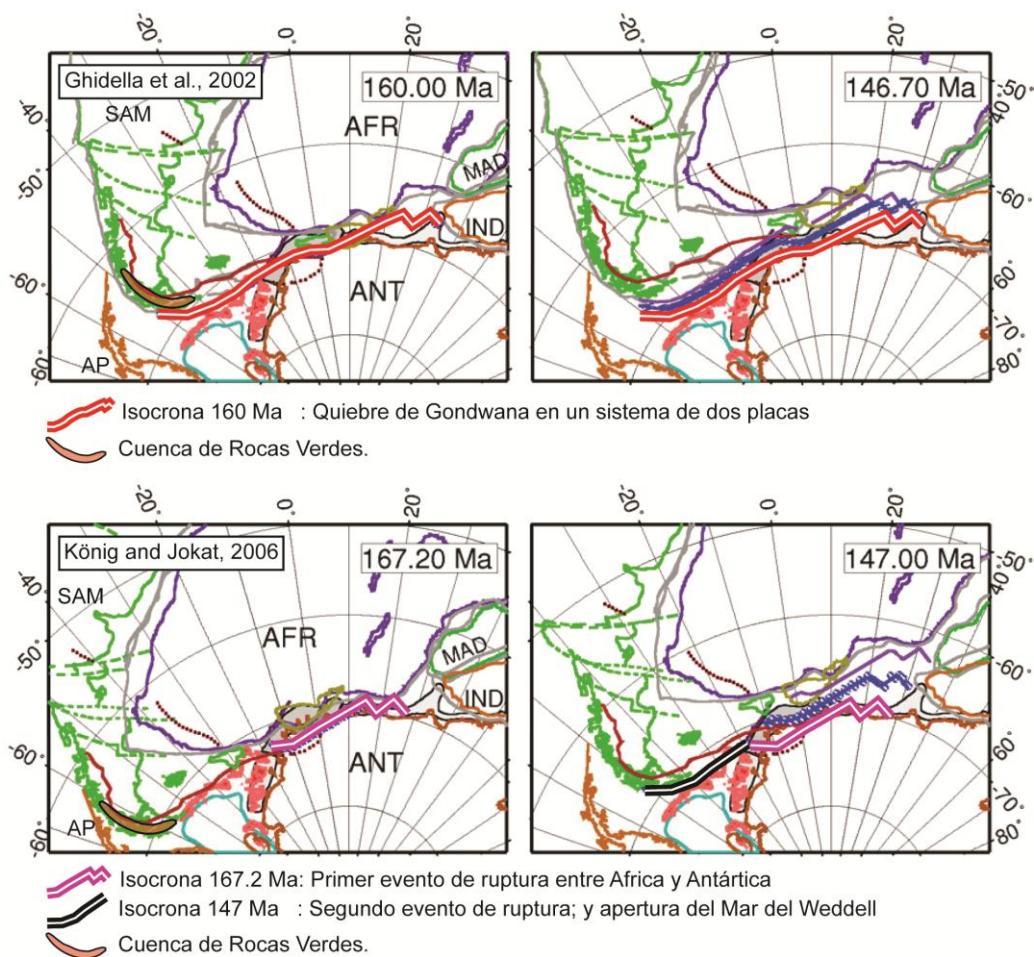


Figura 1.2.3: Modelos de ruptura de Gondwana. Arriba: Modelo de Ghidella et al. (2002). En este modelo la ruptura de Gondwana ocurre como un sistema de dos placas, entre Gondwana Oriental y Occidental. Abajo: Modelo de König y Jokat (2006). En este modelo el quiebre de Gondwana ocurre primero entre África y Antártica y luego entre África y Sudamérica. Bloques Continentales: AFR: África; ANT: Antártica; MAD: Madagascar; IND: India; SAM: América del Sur; AP: Península Antártica. (Modificado de Ghidella et al. (2007))

Reconstrucciones paleogeográficas muestran que Sudamérica habría tenido movimientos latitudinales pequeños al menos desde los 160 Ma (Seton et al., 2012). Sin embargo no es el mismo caso para los movimientos longitudinales. En efecto, las anomalías magnéticas de fondo oceánico en el Atlántico Sur—que indican que la separación entre Sudamérica y África habría comenzado a los ~130 Ma (König y Jokat, 2006; Seton et al., 2012)—muestran que Sudamérica habría tenido importantes movimientos longitudinales a partir de los 110 Ma, 20 Ma después de la aparición del primer fondo oceánico en el Atlántico Sur (Seton et al., 2012) (Fig. 1.2.4).

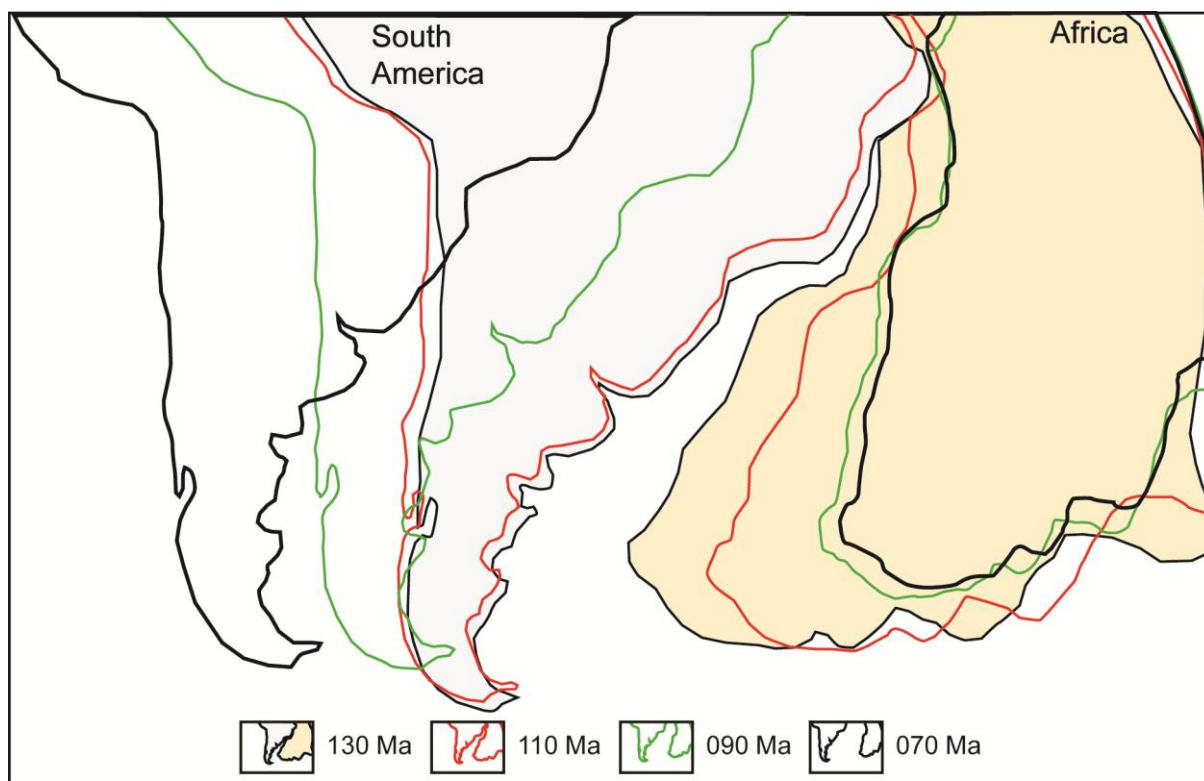


Figura 1.2.4: Apertura del Atlántico Sur entre los 130 y 70 Ma. El continente Sudamericano habría estado estable entre los 130 y 110 Ma, para después comenzar su deriva hacia el oeste. África se comporta de forma inversa. (modelo usando los parámetros de rotación de [Seton et al. \(2012\)](#)).

1.2.3 Patagonia-Península Antártica: Separación final y el nacimiento del Mar de Scotia

Durante el Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano, la apertura del Paso Drake marca el inicio de la separación final entre Patagonia y la Península Antártica, y de importantes cambios en la configuración cinemática de la región, la cual pasa, en Tierra del Fuego, a ser dominada por una tectónica principalmente de rumbo ([Klepeis y Austin, 1997](#)). En el área se han reconocido una serie de fallas de rumbo, siendo la más importante, la falla de Magallanes-Fagnano ([Betka, 2013; Klepeis, 1994a; Torres Carbonell et al., 2014](#)) y que corresponde al límite entre la placas Sudamericana y de Scotia ([Smalley et al., 2007; Smalley et al., 2003](#)). La componente de rumbo es inducida en el área a partir de la apertura del proto-mar de Scotia, después de los 50 Ma ([Eagles et al., 2006; Lagabrielle et al., 2009](#)), aunque otros autores han propuesto que el inicio de la tectónica de rumbo habría comenzado hace 7 Ma ([Torres-Carbonell et al., 2008; Torres Carbonell et al., 2014](#)).

La aparición de la Corriente Circumpolar Antártica (ACC), como resultado de la separación de Antártica y la Patagonia (apertura del paso Drake), generó importantes cambios en la circulación de las corrientes oceánicas y atmosféricas a escala global. En Antártica, uno de estos efectos fue la formación de las masas de hielo durante la transición Eoceno-Oligoceno ([Eagles et al., 2006](#)) y que actualmente la cubren casi en su totalidad.

Reconstrucciones paleogeográficas muestran que durante el Eoceno temprano, Patagonia, la Península Antártica y las islas Orcadas y Georgia del Sur formaban un margen continuo (**Barker, 2001**) (Fig 1.2.5a). A pesar que los registros de fondos oceánicos más antiguos del Mar de Scotia (Ridge de Scotia Occidental) tienen una edad de alrededor de 30 Ma (C8-C11) (**Eagles, 2005; Livermore et al., 2005**), el inicio del desmembramiento habría comenzado alrededor de los 40 Ma (**Barker, 2001; Eagles y Jokat, 2014**), apareciendo en ese momento una proto ACC (**Lagabrielle et al., 2009**). La subducción hacia el oeste presente hoy día en las Islas Sándwich del Sur, habría estado activa al menos desde esta época (**Barker, 2001**).

Si bien existe cierto consenso sobre el inicio de la apertura en el Mar de Drake, nuevos modelos han discutido la posición de los micros bloques que forman el Arco de Scotia al principio de la ruptura, en especial la isla Georgia del Sur. Las similitudes geológicas entre la isla Georgia de Sur y el extremo sur de Sudamérica sugieren que esta habría sido la continuación hacia el sur-este de Tierra del Fuego (**Dalziel et al., 1975**) (Fig. 1.2.5a). Sin embargo nuevos modelos cinemáticos sugieren que la Isla Georgia de Sur habría ocupado una posición cercana al límite oriental del ridge de Scotia Norte (**Eagles, 2010; Eagles y Jokat, 2014**) (Fig. 1.2.5b).

La evolución cinemática de la placa de Scotia propuesta por **Eagles y Jokat (2014)** (Fig. 1.2.5b), aparte de proponer una posición más oriental de la Isla Georgia del Sur, también sugiere una historia más compleja de la región. En este modelo, La falla Magallanes-Fagnano (continuación en tierra del Ridge de Scotia Norte) habría tenido un importante movimiento sinistral entre los 50 y los 40 Ma (aproximadamente 200 km) (Fig. 1.2.5b). Posterior a esto una tectónica extensiva habría dominado la región de Tierra del Fuego hasta los 26-20 Ma, separándola del continente Sudamericano, para luego dar paso a una compresión en la región. Este modelo presenta varios problemas a resolver, por ejemplo: la edad máxima del inicio del desplazamiento de la falla Magallanes-Fagnano, la cual sería de ~7 Ma de acuerdo a **Torres-Carbonell et al. (2008)** o bien la extensión entre los 40 y 26 Ma, época en que otros autores han propuesto un periodo de contracción en la región (**Torres Carbonell et al., 2014**).

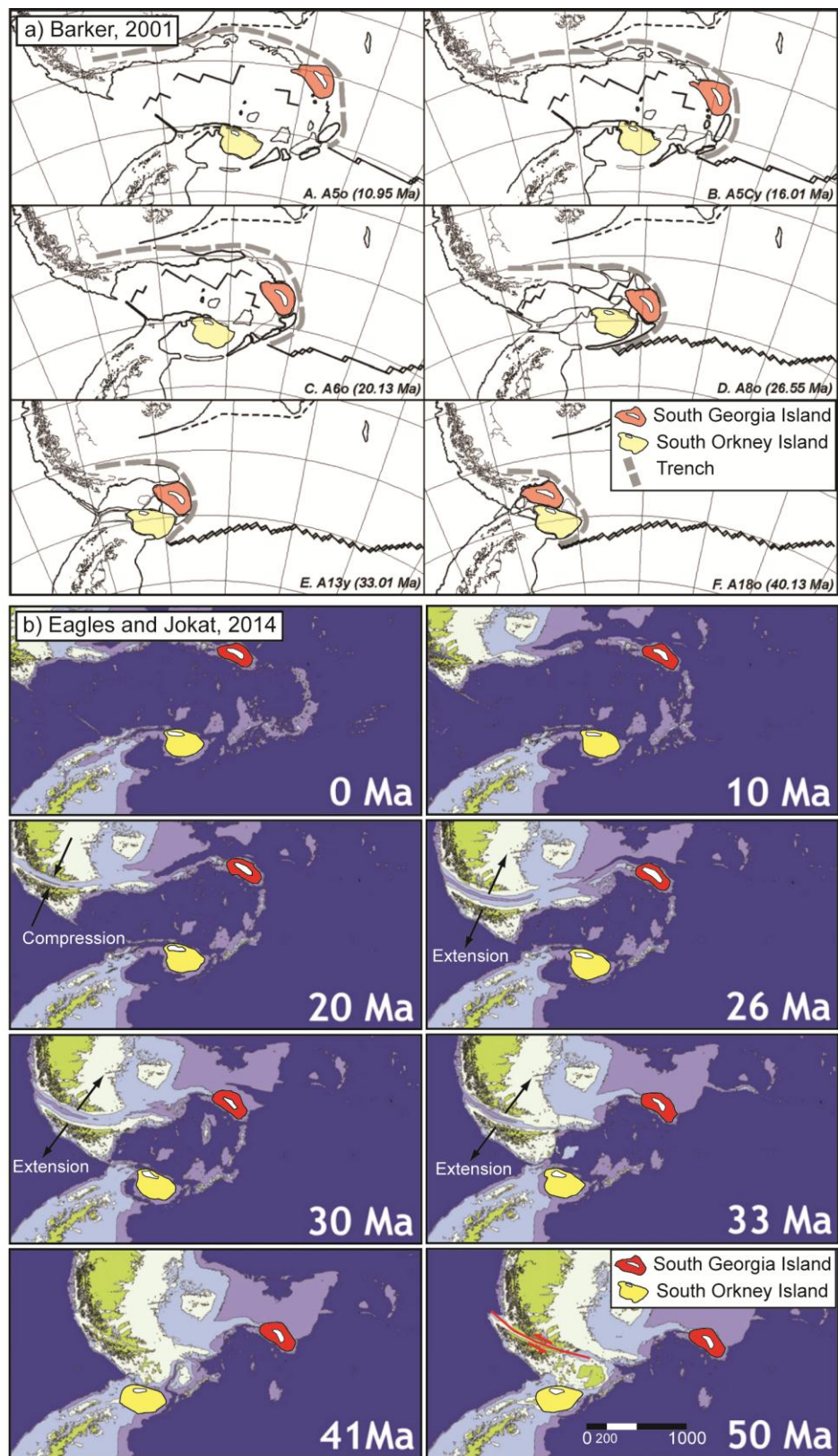


Figura 1.2.5: Reconstrucciones paleogeográficas del Mar de Scotia. En [Eagles y Jokat \(2014\)](#) no se incluyen las etapas a los 17 y 6 Ma; azul oscuro: profundidades mayores a 2.5 km; azul intermedio: profundidades entre 2.5-1.0 km; azul claro: Profundidades menores a 1.0 km; verde claro: ±150 m; verde: Tierra.

1.3 Síntesis tectono-estratigráfica de la geología meso-cenozoica de Patagonia

A continuación presentaré una síntesis tectono-estratigráfica de las áreas de estudio (Fig. 1.3.1a, b, c).

1.3.1 Basamento de Tierra del Fuego

En Tierra del Fuego, los afloramientos del basamento paleozoico están restringidos al sector de Cordillera Darwin (Fig. 1.3.1). En este sector se ha definido el complejo metamórfico Cordillera Darwin que consiste en una suite de unidades metapelíticas, metapsammiticas y gneises (unidad basamento) y una cobertura de rocas metavolcánicas y sedimentarias de edad mesozoica (Hervé et al., 2010b; Klepeis, 1994b; Klepeis et al., 2010). Una asociación de minerales metamórficos de granate, estauroлита, cianita y silimanita—únicos al sur del ecuador—se observan en ambas unidades (Hervé et al., 2008). Hervé et al. (2010b) presentó nuevas edades U/Pb que muestran picos de edad Cámbrico, Ordovícico, Devónico y Carbonífero para el basamento deformado de Cordillera Darwin.

Las secuencias sedimentarias impiden acceder directamente al basamento que se encuentra al norte de Cordillera Darwin. Sin embargo, Hervé et al. (2010a) presenta nuevas edades U/Pb en zircones detríticos desde un pozo de perforación de ENAP (Empresa Nacional del Petróleo) ubicado en Punta Baja (extremo norte de Tierra del Fuego) que indican que el basamento cristalino tendría una edad de cristalización Cámbrica y que habría sido afectado por un evento metamórfico de edad Pérmica.

El abanico de edades observado en Cordillera Darwin y la ausencia de edades Cámbricas (Hervé et al., 2010b), contrastan con las edades Cámbricas obtenidas en Tierra del Fuego (Hervé et al., 2010a), presentando mayores similitudes con los del complejo metamórfico andino oriental, ubicado ~500 Km al norte de la posición actual de Cordillera Darwin (Hervé et al., 2010b). Este resultado sugiere que Tierra del Fuego no fue la principal fuente de detritos para los sedimentos de Cordillera Darwin por lo que ambos habrían formado dos terranes amalgamados anterior al Jurásico Medio (Hervé et al., 2010b).

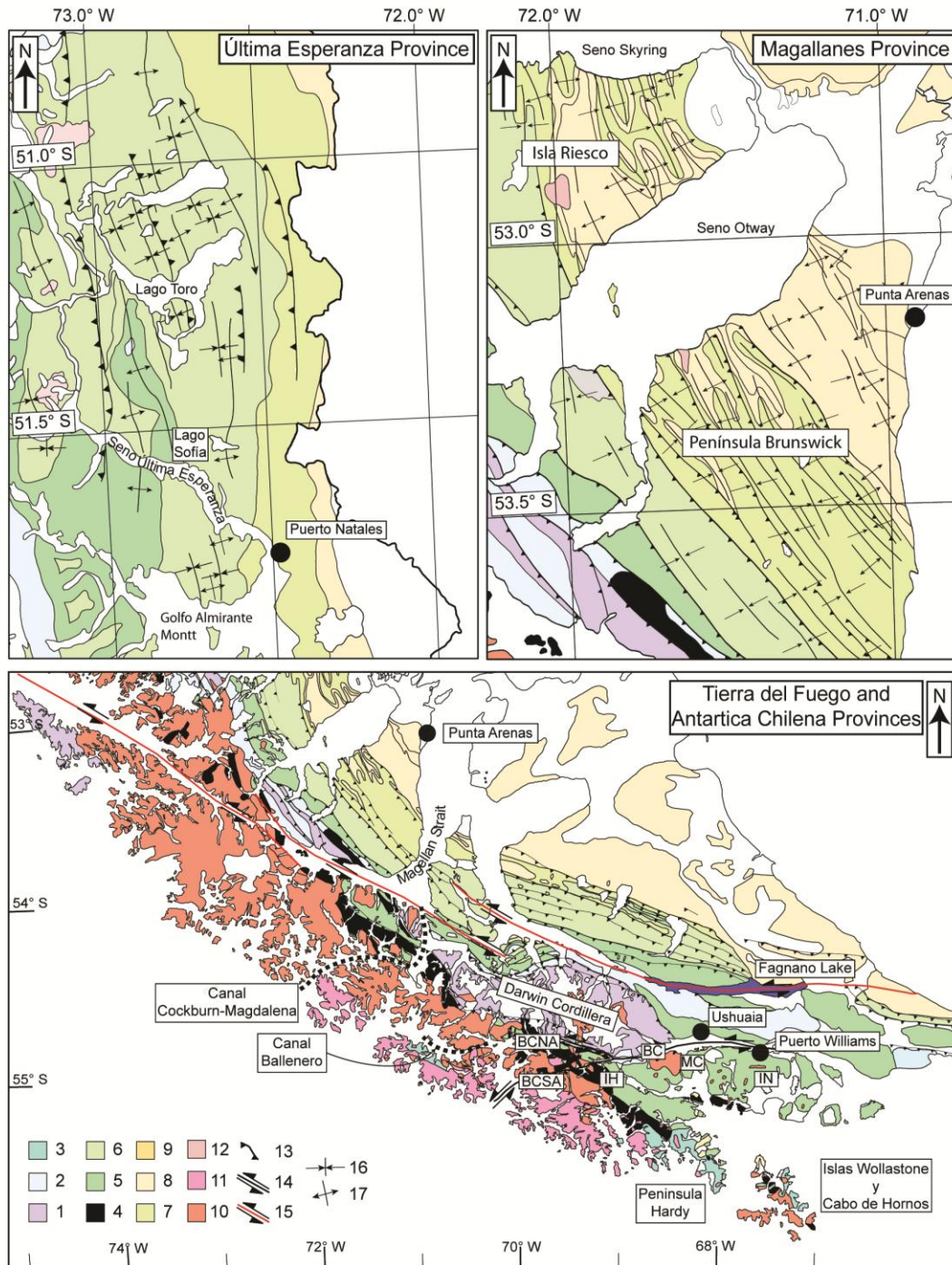


Figura 1.3.1: Mapa geológico simplificado de las áreas de estudio. Modificado de: (Alvarez-Marrón et al., 1993; Fosdick et al., 2011; Hervé et al., 1984; Klepeis, 1994b; Mpodozis y Rojas, 2006; Olivero y Malumíán, 2008; Sanchez et al., 2010; SERNAGEOMIN, 2003; Suárez et al., 1985). BC, Canal Beagle; MC, Canal Murray; IN, Isla Navarino; IH, Isla Hoste; BCNA/BCSA, Canal Beagle Norte/Brazo Sur. Leyenda del mapa es: 1, Basamento Paleozoico; 2, Rocas Volcanoclásticas Silíceas y Sedimentarias (Formación Tobífera); 3, Rocas Volcanoclásticas y Volcánicas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Formación Hardy); 4, Complejos Ofiolíticos; 5, Secuencias sedimentarias del Cretácico Inferior; 6, Secuencias sedimentarias del Cretácico medio-Superior; 7, Secuencias sedimentarias del Cretácico Superior-Paleoceno; 8, Secuencias sedimentarias del Eoceno-Plioceno; 9, Volcanismo Mioceno; 10, Intrusivos Cretácicos; 11, Intrusivos Paleocenos; 12, Intrusivos Miocenos; 13, Fallas Inversas; 14, Zona de Falla del Canal Beagle; 15, Zona de Falla Magallanes-Fagnano; 16, Sinclinales; 17, Anticlinales.

1.3.2 Extensión Jurásica y el desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes

En Patagonia y Península Antártica, la extensión, asociada a la ruptura de Gondwana, generó importantes volúmenes de magma durante el Jurásico (Pankhurst et al., 2000) y el Cretácico Inferior (Calderón et al., 2007) y que han sido agrupados en la “Provincia Ácida de Chon Aike” (Pankhurst et al., 1998) (Fig. 1.2.2). Estos depósitos han sido reconocidos en Patagonia a partir de los 46° S en la zona del Macizo Norpatagónico, Macizo del Deseado, subsuelo de la Cuenca de Magallanes y en el Cordón Orogénico (Mpodozis et al., 2011). En el área de estudio, la Formación Tobífera representa los vestigios de este volcanismo (Fig. 1.1.2 y 1.3.1). La Formación Tobífera sobreyace de forma discordante al basamento paleozoico (Bruhn et al., 1978), en afloramientos continuos o bien limitados al interior de hemigrábenes (Mpodozis et al., 2011). Consiste en flujos riolíticos, piroclásticos y lavas con algunas intercalaciones de basaltos y andesitas. Sedimentos marinos formando capas de unos pocos centímetros a cientos de metros de espesor se encuentran intercalados en toda la secuencia. La Formación Tobífera está cortada por cuerpos hipoabisales penecontemporáneos (Bruhn et al., 1978; Wilson, 1991).

Durante el fin del Jurásico Tardío, y concomitante a las últimas etapas del volcanismo ácido (Calderón et al., 2007; Calderón et al., 2013), el avance de los procesos de extensión llevó a la generación de corteza oceánica (Calderón et al., 2007; Mukasa y Dalziel, 1996). Actualmente los vestigios de esta corteza—que formaban el piso oceánico de la cuenca de Rocas Verdes—están preservados como afloramientos aislados de lavas almohadilladas, diques y gabros que han sido interpretados como la parte superior de un complejo ofiolítico incompleto, entre estos, los Complejos Sarmiento y Tortuga (Dalziel et al., 1974; Stern y De Wit, 2003). Los afloramientos de los Complejos Sarmiento y Tortuga se ubican en los extremos Norte y Sur de la cuenca de Rocas Verdes (Fig. 1.1.2 y 1.3.1). El Complejo Sarmiento consiste en una sección basal (> 1 km.) de gabros, diabasas masivas y plagiogranitos con enclaves de xenolitos ácidos al cual le sigue un complejo de “sheeted dykes” de 300 metros de espesor. A continuación se observan lavas almohadilladas, tobas explosivas, breccias almohadilladas y pillow lava extrusivas que forman una columna de más de 2 km. de espesor. En el caso del complejo Tortuga, no se reconocen los plagiogranitos ni los xenolitos ácidos del complejo Sarmiento; el contacto entre estos y la sección de “sheeted dykes” es difuso. La sección superior (> 1 km) consiste en lavas almohadilladas y brechas volcano-sedimentarias (Stern y De Wit, 2003). Evidencias petrográficas muestran que ambos complejos han sido afectados por metamorfismo de fondo oceánico asociado a la circulación de agua de mar, anteriores a la deformación (Calderón et al., 2013; Elthon y Stern, 1978). En el Complejo Sarmiento, estudios de las propiedades magnéticas de las rocas y observaciones petrográficas indican un evento metamórfico (sobreimpuesto al metamorfismo de fondo oceánico) asociado a las etapas finales del cierre de la cuenca de Rocas Verdes o a su inversión y que habría remagnetizado estas rocas (Rapalini et al., 2008).

En Tierra del Fuego, el relleno de la cuenca de Rocas Verdes corresponde a la Formación Yaghán (Fig. 1.1.2 y 1.3.1), una secuencia Jurásico Superior?-Cretácico Inferior (Barbeau et al., 2009; Calderón et al., 2007; Katz y Watters, 1966; Klepeis et al., 2010) de grauvacas e intercalaciones de argilitas gris oscuro, brechas volcánicas y conglomerados (Katz y Watters, 1966; Suárez et al., 1985). Suárez et al. (1985) subdivide a la formación Yaghán en dos miembros, el miembro Wulaia, que consiste principalmente en areniscas y lutitas con pirita diseminada (Katz y Watters, 1966), depositadas en un ambiente de abanico medio, y el miembro Bahía Douglas, formado por areniscas, lutitas y depósitos volcánicos y volcanosedimentarios. Los depósitos de la Formación Yaghán forman una cuña con su parte angosta sobreyaciendo al margen Sudamericano (Olivero y Malumian, 2008).

Las rocas sedimentarias de la Formación Yaghán interdigitan hacia el oeste con la Formación Hardy (Fig. 1.3.1), una secuencia volcano-sedimentaria de edad Jurásico Superior?-Cretácico Inferior, e interpretadas como un volcanismo de arco ubicado a lo largo del margen pacífico del extremo sur de Sudamérica (Hervé et al., 1984; Miller et al., 1994). La Formación Hardy consiste en depósitos de flujos volcanoclásticos, areniscas volcanoclásticas, tobas, lavas riolíticas a basálticas e intrusivos hipoabisales. Localmente incluyen niveles con escasos fósiles marinos (Miller et al., 1994; Suárez et al., 1985).

Si bien esta cuenca ha sido clasificada como una cuenca de tras-arco o cuenca marginal (Dalziel et al., 1974), los modelos que muestran a la Península Antártica al oeste de Patagonia (Fig. 1.2.3) dificultan esta interpretación al alejarla demasiado del margen occidental de Gondwana (ver Mpodozis y Rojas (2006)). La falta de evidencias concluyentes de un arco magmático previo o concomitante a la apertura de la cuenca de Rocas Verdes llevó a los autores a proponer que la cuenca se habría formado como un rift intracontinental, alejado del margen Pacífico, que se conectaría hacia el SE con el mar de Weddell. Nuevas edades U/Pb en zircones—130 Ma—y datos geoquímicos en una diorita de hornblenda—serie calcoalcalina—de Isla Londonderry (Montes, 2013) indican la existencia de un arco magmático en la región al menos desde el Barremiano. Además, la Formación Yaghán (edad máxima de los sedimentos de 148 Ma (Klepeis et al., 2010)), contiene abundantes detritos andesíticos y basálticos provenientes de un arco volcánico. Lo anterior sugiere que durante el Cretácico Inferior la actividad volcánica relacionada a subducción fue contemporánea con el magmatismo de la cuenca de Rocas Verdes como fue propuesto por Miller et al. (1994). Por otro lado, (Alabaster y Storey, 1990a; Alabaster y Storey, 1990b) en base a análisis geoquímicos en la Isla Georgia del Sur y Península Antártica proponen un modelo similar a lo que ocurre en el Golfo de California, en el cual el desarrollo de la cuenca no está asociado a una zona de subducción, si no que a la propagación de un centro de expansión de fondo oceánico hacia el continente a lo largo de un margen oblicuo (Fig. 1.3.2).

A pesar de los esfuerzos realizados, los datos disponibles no permiten aun discriminar entre los modelos anteriormente descritos. A parte de la escasez de datos geocronológicos y geoquímicos en los canales Fueguinos, hay que sumar la mala definición de las anomalías magnéticas anterior a los 118 Ma en el Mar de Weddell, elemento clave para la comprensión del sistema Patagonia-Península Antártica (Ghidella et al., 2007).

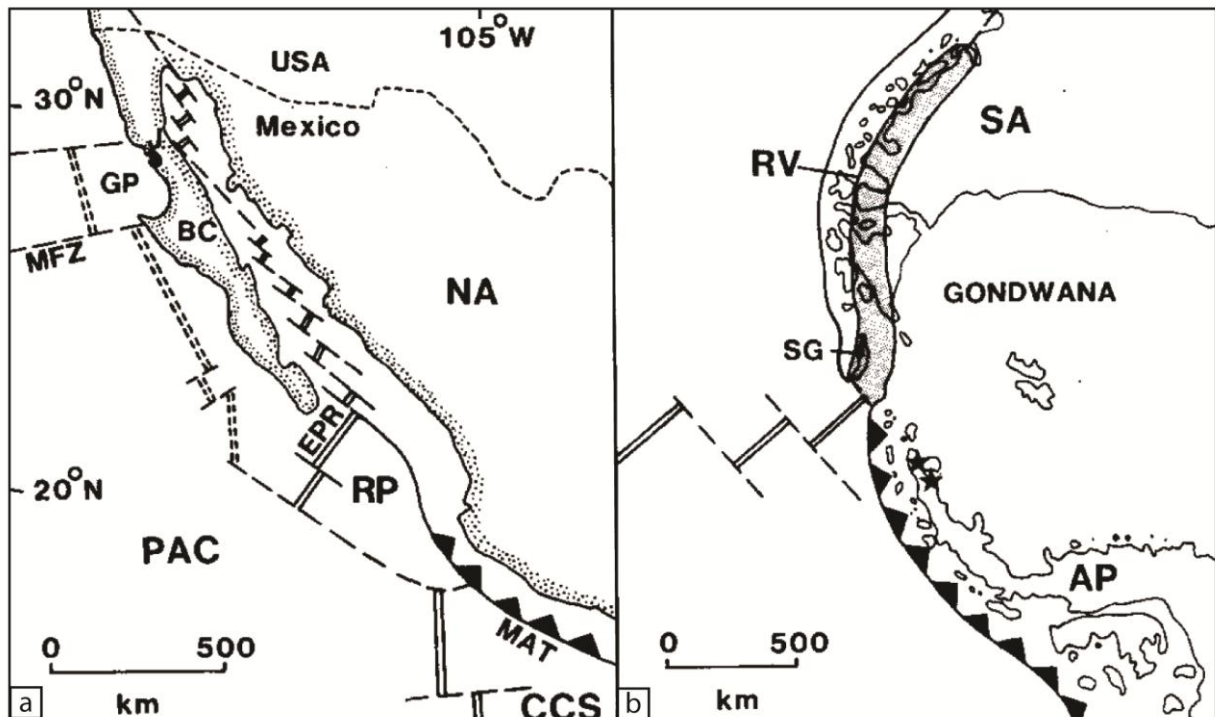


Figura 1.3.2: Tomado de [Alabaster y Storey \(1990a\)](#). a) Marco tectónico de Baja California (BC). NA, Placa Norte Americana; PAC, Placa Pacifico; GP, Placa Guadalupe; RP, Rio de la Plata; CCS, Placa Cocos; MAT, “Middle American Trench”; EPR, “East Pacific Rise”; MFZ, Zona de Fractura Molokai. b) Reconstrucción esquemática del margen proto-Pacífico de Gondwana. RV, Rocas Verdes; SA, América del Sur; SG, Isla Georgia del Sur.

La transgresión marina, relacionada a la subsidencia térmica posterior a la etapa de synrift, alcanzó a cubrir gran parte de Patagonia ([Mpodozis et al., 2011](#)). En la zona de Última Esperanza y Península Brunswick esta etapa está representada, en parte, por la Formación Erezcano/Zapata y Canal Bertrand. La Formación Erezcano/Zapata, de edad Cretácico Inferior, está dominada por lutitas bioturbadas intercaladas con areniscas que sobreyacen a la Formación Tobífera; la presencia de pirita diseminada en las lutitas indicaría un ambiente anóxico de depósito ([Fildani et al., 2003](#); [Fosdick et al., 2011](#); [Wilson, 1991](#)). La Formación Canal Bertrand incluye una serie de areniscas y pelitas negras que en el techo interdigitan con lavas y rocas volcanoclásticas de la Formación La Pera ([Mpodozis et al. \(2011\) y referencias allí citadas](#)). En el sector chileno de Tierra del Fuego se han reconocido para esta etapa las formaciones Rio Jackson, La Paciencia y Vicuña. La Formación Rio Jackson, de edad Hauteriviano-Aptiano forma una banda angosta de pizarras bandeadas y calizas fosilíferas que subyace de forma concordante a la Formación la Paciencia ([Cortés y Valenzuela, 1960](#)). La Formación La Paciencia, de edad Aptiano-Albiano, forma una secuencia sedimentaria de lutitas oscuras de aproximadamente 3.000 m. de espesor ([Cortés y Valenzuela, 1960](#)) depositadas en las cercanías del talud continental ([Mpodozis et al., 2011](#)). La Formación Vicuña, también de edad Aptiano-Albiano, forma una secuencia de 300 m. de margas fosilíferas de colores verdes y rojizas ([Cortés y Valenzuela, 1960](#)).

1.3.2 El cierre de la cuenca de Rocas Verdes y el desarrollo de la cuenca de antepaís y de la faja plegada y corrida de Magallanes

El aumento de la deriva hacia el oeste de Sudamérica (Fig. 1.2.4) coincide con el inicio del régimen tectónico compresivo en los Andes, y que condujo, probablemente, al cierre y obducción de la cuenca de las Rocas Verdes (Dalziel et al., 2013; Klepeis et al., 2010). La flexura por carga asociada a los procesos de obducción marca el comienzo de la cuenca de Magallanes y de la faja plegada y corrida de Magallanes (Fig. 1.1.2 y 1.3.1). En la provincia de Última Esperanza, el cambio en el régimen tectónico está registrado en la aparición de turbiditas asociadas a la Formación Punta Barrosa, de edad Turoniano (Fildani et al., 2003) (Fig. 1.3.1). La Formación Punta Barrosa cubre a la Formación Zapata en un contacto gradual en el cual se ha reconocido una zona de transición de aproximadamente 150 m de potencia (Fildani y Hessler, 2005). Esta formación consiste en una sección inferior dominada por lutitas y una sección superior dominada por paquetes de turbiditas depositadas en ambientes profundos de alta energía (Fildani y Hessler, 2005; Wilson, 1991). Hacia el sur, en la Provincia de Magallanes, la Formación Punta Barrosa ha sido correlacionada con la Formación Latorre (Mpodozis et al., 2007). Edades U/Pb en circones detríticos sugieren que la deformación comenzó de forma sincrónica en ambas regiones durante el Coniaciano (Fildani et al., 2003; McAtamney et al., 2011; Mpodozis et al., 2007). En Tierra del Fuego, la fase compresiva está marcada por la aparición de la Formación Cerro Matrero (Cortés y Valenzuela, 1960). Edades U/Pb en circones detríticos de 82 Ma, en la base de esta formación, sugieren que la deformación comenzó de forma diacrónica: primero en el norte y luego en el sur (McAtamney et al., 2011).

La sedimentación en aguas profundas continuó sin interrupción hasta el fin del Cretácico Tardío. En el sector de Última Esperanza, la Formación Cerro Toro, de edad Coniaciano-Campaniano, sobreyace de forma concordante a la Formación Punta Barrosa. Está compuesta por lutitas, areniscas y un paquete de conglomerados, conocidos informalmente como “conglomerados del Lago Sofia”, depositados en un ambiente de canales submarinos (Bernhardt et al., 2012; Romans et al., 2011). En el sector Península Brunswick estos depósitos han sido correlacionados con los conglomerados y areniscas de la Formación Escarpada (McAtamney et al., 2011; Mpodozis et al., 2011). En Tierra de Fuego, la Formación Cerro Matrero, formada por lutitas con bancos de areniscas y horizontes conglomerádicos (Cortés y Valenzuela, 1960), marca el inicio de esta etapa.

La disminución en las tasas de subsidencia y espacio de acomodación durante el Campaniano-Maastrichtiano en la cuenca de Magallanes implicó un cambio a ambientes someros, donde se depositan facies de planicie aluvial a frente de delta (Mpodozis et al., 2011). En la zona de Última Esperanza, la Formación Tres Pasos, de edad Campaniano-Maastrichtiano (Romans et al., 2010), sobreyace sobre la Formación Cerro Toro y está constituida por ~1500 m. de areniscas y lutitas depositadas en un frente deltaico (Mpodozis et al., 2011; Romans et al., 2010; Romans et al., 2009; Shultz y Hubbard, 2005) proveniente desde el norte como lo indican las paleocorrientes medidas (Wilson, 1991). En el área de Península Brunswick este evento está representado por la Formación Fuentes y en Tierra del Fuego por la Formación Cerro Cuchilla (Mpodozis et al., 2011).

La sedimentación en la Cuenca de Magallanes fue interrumpida por un pulso de transgresión-regresión que ocurrió en el límite Maastrichtiano-Daniano (Mpodozis et al., 2011). En Última Esperanza, la Formación Dorotea sobreyace de forma discordante sobre la Formación Tres Pasos y marca el inicio de una nueva etapa de sedimentación en la región. La Formación Dorotea consiste en areniscas finas a medias depositadas en ambientes poco profundos que se

intercalan con estratos portadores de mega-fauna (**Malumián y Caramés, 1997**). La Formación Dorotea ha sido correlacionada con la Formación Rocallosa (que incluye una secuencia arenosa de hasta 600 m. de espesor) en la zona de Península Brunswick, y con la Formación Cerro Cuchilla (secuencia de hasta 420 m. de espesor de lutitas intercaladas con margas y depósitos turbidíticos esporádicos) en Tierra del Fuego (**Cortés y Valenzuela, 1960; Mpodozis et al., 2011; Sanchez et al., 2010**).

Un nuevo hiato en la sedimentación durante el Paleoceno fue seguido por una importante transgresión donde se depositan series pelítico-psaamíticas distinguiéndose de los depósitos turbidíticos—ambientes profundos—que predominaron durante el Cretácico (**Biddle et al., 1986; Fosdick et al., 2011; Mpodozis et al., 2011; Quattrocchio, 2009**). En Magallanes, la Formación Chorrillo Chico, consistente en arcillitas y areniscas con niveles calcáreos, marcan el inicio de este periodo (**Mpodozis et al., 2011**). Sobre esta se disponen, de forma concordante, las formaciones Agua Fresca, Tres Brazos y Leña Dura (esta última solo reconocida en Magallanes) depositados en ambientes de plataforma de escasa profundidad (**Mpodozis et al. (2011); Mella (2001) en Mpodozis et al. (2011)**). En Tierra del Fuego se han recocado los mismos niveles de esta secuencia los cuales interdigitan con las Formación Ballena (**Mpodozis et al., 2011**).

A pesar que en Última Esperanza y en Tierra del Fuego se han reconocido los mismos eventos tectónicos, es decir, obducción anterior al Santoniano y exhumación y avance del frente de deformación durante el Cretácico Superior - Paleógeno, la cantidad de acortamiento y estilos de deformación no es homogénea en la región (Fig. 1.3.3 a, b, c).

Una de las principales diferencias es el aumento de acortamiento de norte a sur: en Última Esperanza se ha reconocido un máximo de acortamiento de 40 Km, mientras que en Tierra del Fuego, el acortamiento llega hasta los 130 Km (Fig. 1.3.3). Por otro lado, el nivel de despegue, a pesar de estar a una profundidad similar (Fig. 1.3.3), en Última Esperanza corta a las rocas de la Formación Tobífera (**Fosdick et al., 2011; Ghiglione et al., 2014**), mientras que en Tierra del Fuego se encuentra entre la Formación Tobífera y los sedimentos del Cretácico Inferior (**Klepeis et al., 2010; Rojas y Mpodozis, 2006**). Finalmente, en Tierra del Fuego, y posterior a la etapa de obducción, ocurre la exhumación del Complejo Cordillera Darwin, un complejo metamórfico único al sur del ecuador (Klepeis, 1994b) que expone, entre otros, una asociación de cianita y estauroлитas formadas a 30 km de profundidad. La exhumación del complejo es producto de la activación de fallas fuera de secuencia (Parry y Glaciar Marinelli, entre otras, Fig. 1.3.3) y de erosión.

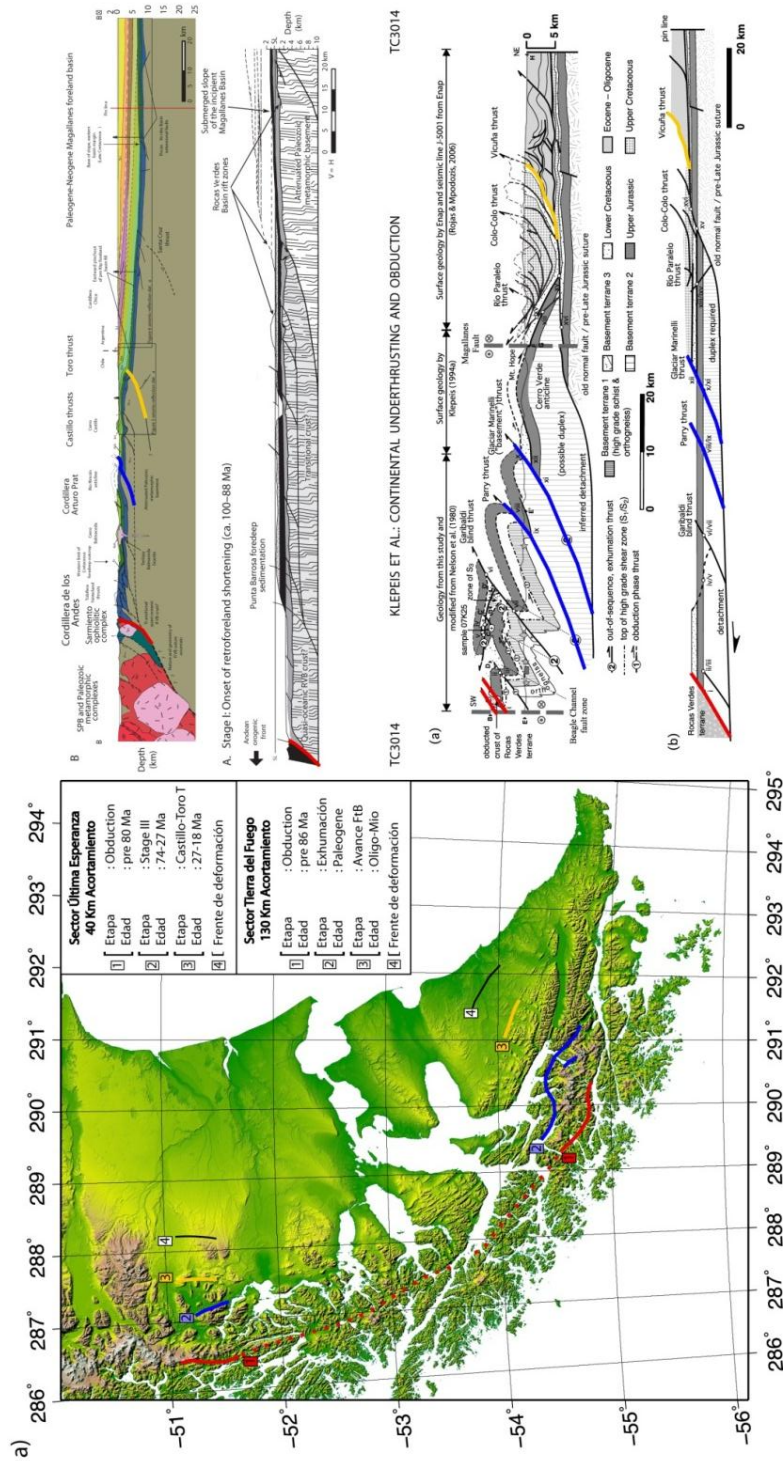


Figura 1.3.3: a) Ubicación en plantas de las estructuras seleccionadas en los perfiles b (Fosdick et al., 2011) y c (Klepeis et al., 2010). Línea roja corresponde a la estructura que participa en los procesos de obducción de las Rocas Verdes; línea roja es la conexión inferida entre ambas regiones. En azul estructuras que participan en los procesos de exhumación. En el sector de Última Esperanza esta estructura es la Falla Tenerife, mientras que en el sector de Cordillera Darwin se han reconocido al menos tres fallas que participan en los procesos de exhumación, falla Garibaldi (no mostrada en el mapa), falla Parry y la falla Glaciar Marinelli. b y c) Perfiles y secciones restauradas donde se observan los diferentes estilos estructurales (modificado de Fosdick et al. (2011) y Klepeis et al. (2010)). El acortamiento calculado en ambos perfiles es entre 1 y 3 y no consideran en el acortamiento relacionado a la obducción de las Rocas Verdes

1.3.3 Batolito Patagónico Sur y Fueguino

Los batolitos Patagónico Sur y Fueguino se ubican al oeste de la cuenca de Rocas Verdes (Fig. 2.6) y forman parte del extenso Batolito Patagónico el cual se extiende entre los 40° S y los 56° S (Hervé et al., 2007). Los plutones más antiguos en el batolito corresponden a la “suite” de intrusivos Darwin de edad Jurásico Superior. Consisten en leucogranitos peraluminosos con altas relaciones de Sr que podrían indicar anatexia o bien asimilación de corteza continental durante procesos de extensión (Bruce et al., 1991; Calderón et al., 2007; Calderón et al., 2013; Hervé et al., 2007; Mukasa y Dalziel, 1996). Las razones de Sr disminuyen con la edad de los intrusivos sugiriendo que la contaminación cortical (o anatexia) ocurrió principalmente en las primeras etapas de la construcción del batolito (Bruce et al., 1991; Suárez, 1977).

Los intrusivos relacionados al arco magmático tiene edades de cristalización que van desde el Cretácico Inferior hasta el Eoceno en el Batolito Fueguino, y hasta el Mioceno en el Batolito Patagónico Sur (Bruce et al., 1991; Hervé et al., 2007; Suárez et al., 1985).

En el Batolito Patagónico Sur Hervé et al. (2007) reconoce 5 grupos de intrusivos que van desde el Cretácico Inferior hasta el Neógeno. El grupo más antiguo (Cretácico 1) corresponde a una asociación de granodioritas y granitos con menor gabros de hornblenda mientras que el grupo Cretácico 2 y 3 corresponde a granodioritas y tonalitas con menores gabbros de piroxeno (Cretácico 2) y de hornblenda (Cretácico 3). Los intrusivos Paleógenos incluyen, además de tonalites de hornblenda y granodioritas, un grupo de gabros de clinopiroxenos, únicos en la región. Finalmente, el grupo Neógeno está formado principalmente por tonalitas y granodioritas de grano medio a grueso.

En el Batolito Fueguino el grupo más antiguo de intrusivos corresponde a un conjunto de gabros y hornblenditas de edad Berriasiano-Albiano (Hervé et al., 1984). El segundo grupo es el Grupo Plutónico Canal Beagle de edad Albiano-Campaniano. Este grupo está formado por tonalitas y granodioritas con algunas de ellas presentando foliación sinmagmática atribuidas a diapirismo o bien a campos de estrés de regional (Hervé et al., 1984; Klepeis et al., 2010; Suárez et al., 1985). El último grupo corresponde al Grupo Plutónico Seno Año nuevo, que agrupa tonalitas, monzodioritas, granodioritas y granitos no foliados de edad Paleocena (Hervé et al., 1984; Suárez et al., 1985).

A pesar que los datos geoquímicos y petroquímicos sugieren un origen asociado a ambientes de subducción para los intrusivos Cretácicos y Cenozoicos (Bruce et al., 1991; Hervé et al., 2007; Suárez, 1977; Suárez et al., 1985), esto no es tan claro para los intrusivos de edad Jurásico. En estos, los datos petroquímicos no establecen claramente si los leucogranitos del Batolito Patagónico Sur fueron formados en un ambiente de subducción o bien como resultado de extensión (Hervé et al., 2007).

1.3.4 Resumen

La evolución geológica de la región puede ser dividida, a grandes rasgos, en 3 etapas (Fig. 2.9):

1. Extensión
2. Colapso de la cuenca de Rocas Verdes y obducción.
3. Inicio de la cuenca de Magallanes y de la faja plegada y corrida de Magallanes.

La extensión, asociada al quiebre de Gondwana, genera importantes volúmenes de magmatismo en la región (Formación Tobífera) y culmina con la apertura de la cuenca de Rocas Verdes y el magmatismo de supra-subducción que generó el piso oceánico de ésta. El aumento en la velocidad de la placa sudamericana durante el Albiano gatilla el colapso de la cuenca de Rocas Verdes y la posterior obducción de esta sobre el continente Sudamericano. La flexura asociada al aumento en la carga tectónica da inicio a la cuenca de Magallanes y la faja plegada y corrida de Magallanes.

A pesar que cada una de estas etapas puede ser reconocida en toda la región, las expresiones de los procesos geológicos que las originan varían de norte a sur. Esto se puede reconocer en:

1. La diferencia de acortamiento entre Última Esperanza y Tierra del Fuego.
2. Variación en la arquitectura de la cuenca de Magallanes.
3. Exhumación del complejo metamórfico Cordillera Darwin.

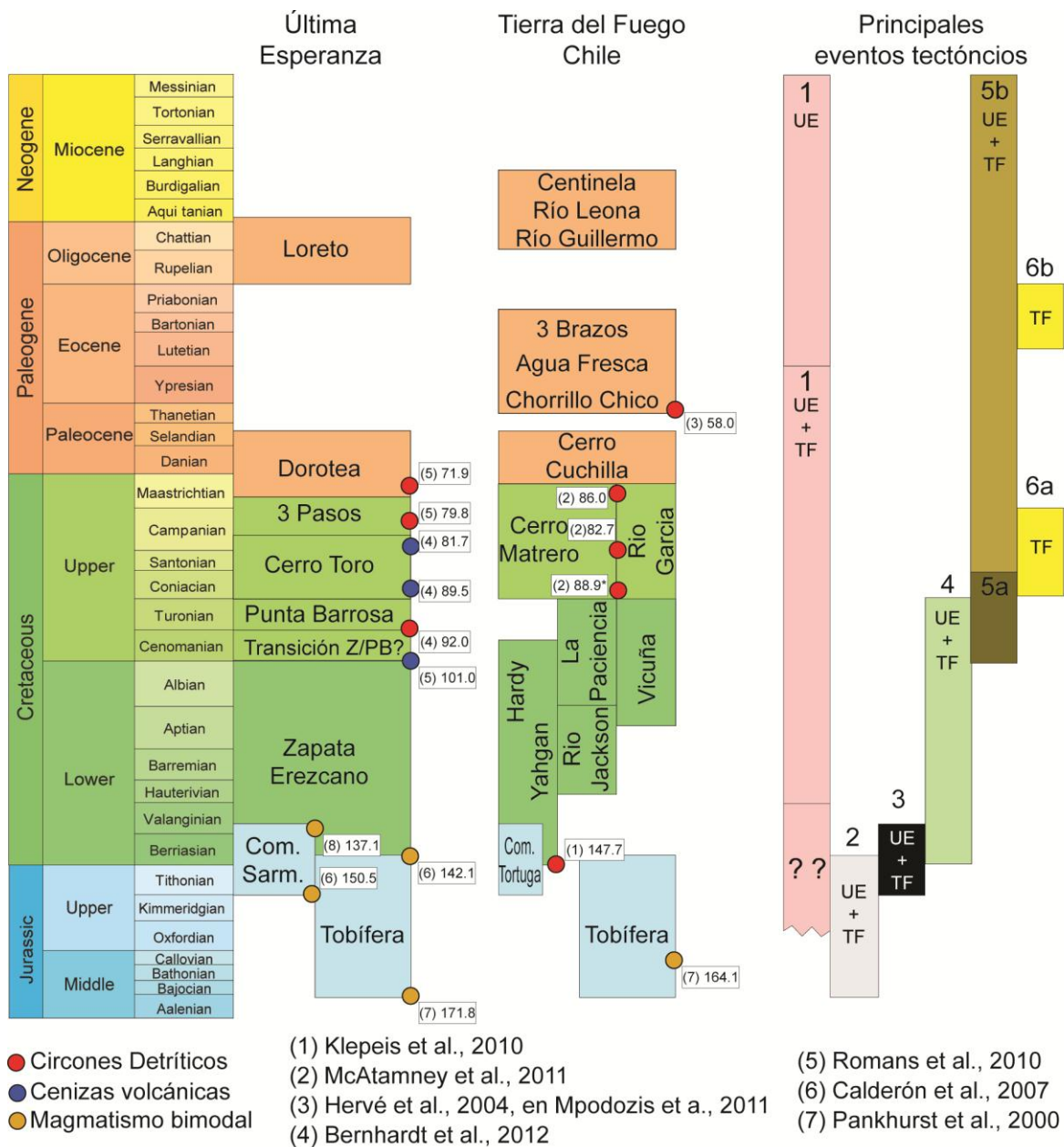


Figura 1.3.4: Estratigrafía simplificada del extremo norte (Última Esperanza) y sur (Tierra del Fuego) del área de estudio. Se detallan también algunos de los principales eventos tectónicos de la región: 1, Magmatismo calcoalcalino (Hervé et al., 2007; Montes, 2013); 2, magmatismo ácido asociado al quiebre de Gondwana (Calderón et al., 2007; Hervé et al., 2007; Mukasa y Dalziel, 1996; Pankhurst et al., 2000); Sinrift y magmatismo de suprasubducción (Calderón et al., 2013; Mukasa y Dalziel, 1996; Stern et al., 1992); 4) Subsistencia térmica (Mpodozis et al., 2011); 5a-b, Obducción y desarrollo de la Cuenca de Magallanes y de la faja plegada y corrida de Magallanes (Fosdick et al., 2011; Klepeis et al., 2010); 6a-b, Exhumación de Cordillera Darwin (Gombosi et al., 2009; Klepeis et al., 2010; Kohn et al., 1995; Maloney et al., 2011). UE es para Última Esperanza, TF es para Tierra del Fuego, UE+TF es para Última Esperanza y Tierra del Fuego.

1.4 Breve síntesis geológica de la Península Antártica.

1.4.1 Basamento Paleozoico

El grupo Península Trinidad (TPG) sobreyace en discordancia a rocas metamórficas de edades entre el Devónico Temprano al Carbonífero Tardío (Willan, 2003). El TPG agrupa a 4 formaciones: (1) Formación Legoupil, (2) Formación View Point, (3) Formación Bahía Esperanza, y (4) Formación Bahía Paraiso (Hyden y Tanner, 1981).

El TPG esta formado principalmente por secuencias de lutitas y areniscas de origen turbidítico depositados en su gran mayoría en abanicos submarinos profundos (Del Valle et al., 2007). El TPG aflora en el extremo norte de la Península Antártica (Fig. 1.4.1) a lo largo de 500 Km.

Edades U/Pb en circones detríticos obtenidos en esta formación, y en rocas similares encontradas en Patagonia (Complejo Duque de York), muestran patrones de circones detríticos similares con el pick más joven a los ~265 Ma sugiriendo una fuente de detritos común para ambas regiones (Castillo et al., 2015).

1.4.2 Magmatismo Jurásico y depósitos marinos

Discordantemente sobre el grupo Península Trinidad, se depositaron estratos no marinos de edad jurásica que corresponden al grupo Botany Bay. Estos consisten principalmente en conglomerados con clastos derivados del grupo Península Trinidad (Hathway, 2000). Al grupo Botany Bay lo sobreyacen lavas riolíticas, ignimbritas, aglomerados y tobas de caída intercalados con lutitas ricas en radiolarios, las cuales contienen maderas fósiles en la zona de Bahía Esperanza (Birkenmajer, 2001; Farquharson, 1982). Estos depósitos han sido definidos como la Formación Nordenskjold en el área de la Isla Joinville (Farquharson, 1982) y como la formación Glaciar Kenney en Bahía Esperanza (Birkenmajer, 2001). La gradación normal, continuidad lateral y, la naturaleza no erosiva de los depósitos de caída de la formación Nordenskjold indicarían que las cenizas tiene un origen en erupciones subaéreas o submarinas (Farquharson, 1982). La asociación de fauna fósil indicaría una edad jurásica para estos depósitos. Edades radiométricas de Rb/Sr sugieren una edad Jurásico Medio (Riley y Leat, 1999).

1.4.3 Magmatismo Cretácico, prismas de acreción y depósitos marinos

En discordancia a las rocas volcano-sedimentarios de edad jurásica se depositaron durante el Kimmeridgiano, rocas sedimentarias e ígneas. En el área de la Península Byers, Isla Livingston estas fueron definidas como Formación Byers por Valenzuela y Hervé (1972) pero elevadas a la categoría de grupo por (Hathway y Lomas, 1998), con un rango de edad que abarca prácticamente todo el Cretácico Inferior. Su base consiste en depósitos marinos compuestos por lutitas, comúnmente ricas en piritita y radiolarios, y areniscas, con intercalaciones de tobas y flujos volcánicos (Hathway y Lomas, 1998), gradando hacia depósitos cada vez más volcánicos y de origen terrestre. Contemporáneo a estos depósitos se encuentran complejos plutónicos de edad Cretácico inferior aflorando en la zona del Estrecho Gerlache (Grunow, 1993; Pankhurst, 1982).

La actividad magmática continuó durante el Cretácico Superior, reconociéndose especialmente en las Islas Robert y Greenwich. Sobreyaciendo a rocas clásticas, identificadas como sedimentitas clásticas por Hervé y Araya (1965), se encuentran basaltos de olivino con

estructura columnar, imperfecta en la mayoría de los casos, de espesores entre 5 y 7 metros con un suave manto probablemente original (Hervé y Araya, 1965; Smellie et al., 1984), además de basalto andesitas, y aglomerados (Machado et al., 2005). En Caleta Coppermine, Isla Robert, González-Ferrán y Katsui (1970) definió a este grupo de rocas como la Formación Coppermine. Edades K/Ar fueron obtenidas por Smellie et al. (1984) con un rango de edades entre 78 y 84 Ma.

Aflorando en sectores aislados del margen occidental de la Península Antártica (islas Elefante y Smith) se encuentran metapelitas, metabasitas, metacherts y mármoles conocidas como Complejo Metamórfico Scotia. En un comienzo estas rocas fueron consideradas de edad precámbrica y posteriormente pre jurásico superior, y correlacionadas con los complejos metamórficos de Sud América. No obstante, edades Rb-Sr, K-Ar, y Ar-Ar arrojaron edades Mesozoicas para este complejo: Cretácico temprano en Isla Elefante y, Cretácico Tardío en isla Smith (Hervé et al., 2005).

Por otro lado, en el margen oriental de la Península Antártica, los depósitos marinos están representados por la formación Pedersen, el Grupo Gustav y el Grupo Marambio. La formación Pedersen y la parte inferior del grupo Gustav consisten en conglomerados, interpretados como depósitos de abanicos submarinos, y areniscas y lutitas dominando las partes más lejanas (Farquharson, 1982; Hathway, 2000). La composición de los clastos y análisis de paleocorrientes indican una fuente volcánica activa. Hacia el techo, los depósitos gradan a areniscas y lutitas interpretándose los últimos (parte alta del Grupo Gustav y todo el Grupo Marambio) como depósitos deltaicos.

1.4.4 Magmatismo Cenozoico

Posterior al magmatismo de edad Cretácico, y principalmente en las Islas Nelson y Rey Jorge, se encuentran rocas volcánicas andesíticas y basálticas de edad Paleógeno. En Bahía Almirantazgo, Isla Rey Jorge se han reconocido complejos de estratoconos que en total suman más de 1160 metros de basalto andesitas calcoalcalinas, riolitas y dacitas (Birkenmajer, 1980). El grupo se subdivide en 5 formaciones: Formación Península Keller, Formación Visca Anchorage, Formación Glaciar Domeyko, Formación Ullman Spur y finalmente la Formación Glaciar Goetel. Dataciones K/Ar indicaron una edad de 66.7 ± 4 Ma en el límite Cretácico-Paleógeno (Birkenmajer, 2001). Este grupo está cortado por numerosas intrusiones hipabisales, principalmente plugs y diques y, en menor medida, sills, los cuales han sido definidos como Grupo Bahía Almirantazgo (Birkenmajer, 1980). En el sector de Península Fildes, Isla Rey Jorge, se encuentran basaltos y basalto andesitas intercalados con rocas volcanoclásticas con plantas fósiles agrupadas en la Formación Península Fildes (Birkenmajer, 1980). Ni el techo—erosionada—ni la base —bajo el mar—son conocidos, sin embargo edades K-Ar indican un rango Paleoceno-Eoceno, con edades que varían entre 59 ± 2 Ma para el miembro inferior y 42 ± 1 Ma para el miembro superior (Smellie et al., 1984). Coetáneo al volcanismo del extremo norte de las islas Shetland del Sur se encuentran intrusivos basálticos y tonalíticos (plutón Barnard) con edades K-Ar de 54 Ma, y de 47 y 39 Ma en hornblenda y biotita (Smellie et al., 1984; Watts et al., 1984).

Finalmente se establecen centros volcánicos en el margen oriental de las islas Shetland del Sur y en la Península Antártica (Fig. 1.4.1) caracterizados por depósitos volcánicos basálticos, tobas de caída, brechas de palagonita y, basaltos de olivino alcalinos entre otros (Baraldo y Rinaldi, 2000; BAS, 1985).

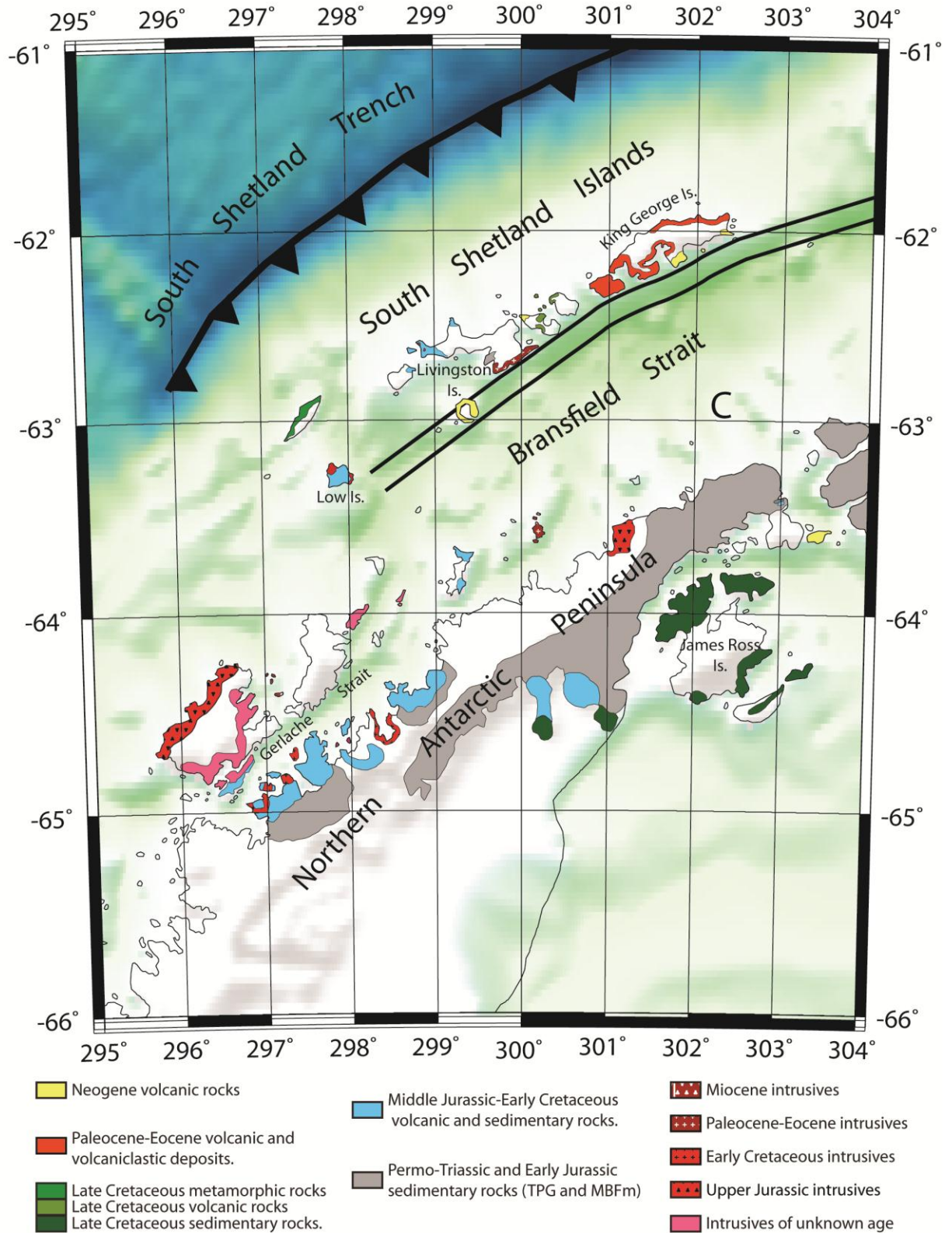


Figura 1.4.1: Mapa geológico simplificado de la Península Antártica (Modificado de: [BAS, 1985](#); [Farquharson, 1982](#); [Hervé et al., 2005](#))

1.5 “La Curvatura de la Patagonia”: Presentación del problema, hipótesis y objetivos.

Las curvaturas en planta son rasgos de primer orden que están presentes en la gran mayoría de los orógenos (Fig. 1.5.1) siendo un factor clave para entender los mecanismos en la construcción del relieve y en el desarrollo de sistemas de fajas plegadas y corridas (Marshak, 2004; Weil y Sussman, 2004). A principios del siglo 20, Hobbs (1914) en su trabajo titulado “Mechanics of formation of arcuate mountains”, si bien no define el concepto “Oroclino”, ya destaca la importancia en considerar el problema de los orógenos curvos como un problema tridimensional, es decir, tomar en cuenta la deformación en planta que los podría haber originado. No es sino hasta Carey (1955) cuando se introduce el concepto de “Oroclino” en el vocabulario científico. En su trabajo “The Orocline Concept in Geotectonics, Part I” define el concepto de oroclino⁴ como “un sistema orogénico que ha sido plegado en planta adquiriendo una forma de herradura o de codo”. El concepto de Oroclino, y en general, de orógenos curvos, ha evolucionado desde entonces. A continuación presentaré un breve resumen sobre estos conceptos.

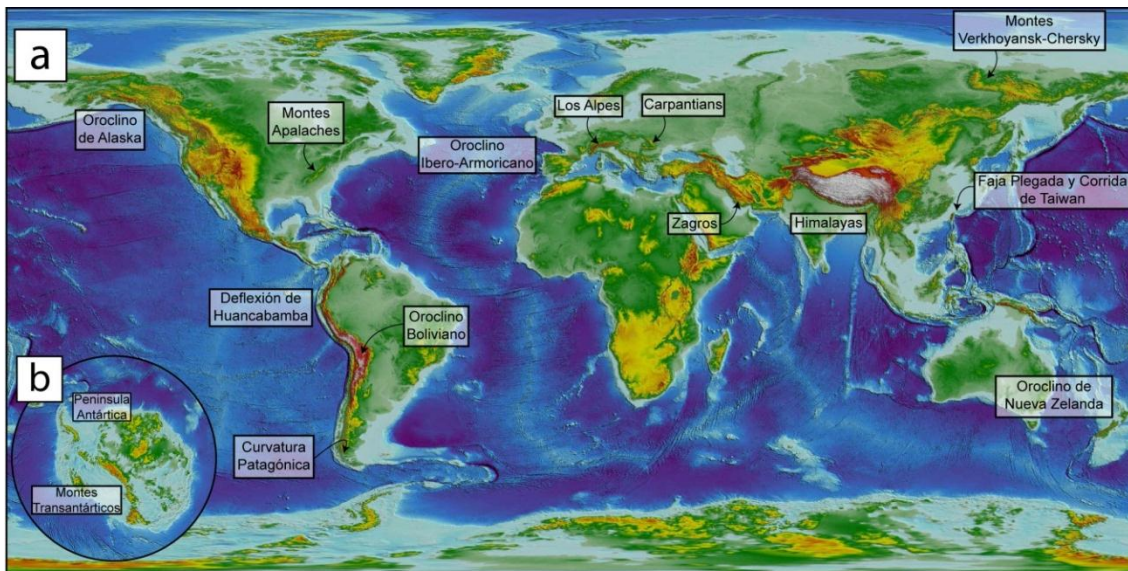


Figura 1.5.1. Topografía y batimetría (ETOPO). a) Selección de orógenos curvos en el mundo. b) Vista polar de la Antártica indicando las curvaturas de los Montes Transantárticos y de la Península Antártica.

Marshak (1988), propuso un esquema de clasificación para los orógenos curvos en base al tipo de corteza involucrada en la deformación y en la secuencia de deformación y rotación. En el esquema propuesto (Fig. 1.5.2a) el término “curvatura” es usado como un elemento descriptivo, sin implicancias genéticas ni cinemáticas. Posteriormente, Ferril y Groshong (1993) proponen un esquema de clasificación en el cual los parámetros a considerar son el campo vectorial de desplazamiento y el estilo de deformación, distinguiendo 5 modelos “geométrico-cinemático” (Fig. 1.5.2b): (1) Flexura Pura (*Pure Bending*), (2) Cabalgamiento Radial (*Radial Thrusting*), (3) Cizalla Simple Paralelo a la curvatura (*Curve-parallel simple shear*), (4) Desplazamiento Uniforme-Acortamiento Uniforme (*Uniform displacement-uniform shortening*), (5) Cizalla Simple paralelo al transporte tectónico (*Transport-parallel simple shear*). Dada la dificultad de conocer de forma exacta el campo de desplazamiento de un arco curvo y de entender los diferentes mecanismos de formación, sin antes entender su evolución cinemática,

⁴ “For an orogenic system which has been flexed in plan to a horse-shoe or elbow shape, the name *orocline* is proposed. (Greek ορος, mountain, κλινο to bend)”

Weil y Sussman (2004) proponen una clasificación simplificada para los orógenos curvos (Fig. 1.5.2c). En esta clasificación se definen/redefinen los siguientes conceptos: Oroclino (Oroclines), orógeno rectilíneo el cual adquiere su curvatura en una segunda fase de deformación; Arco Progresivo (Progressive Arc), cinturón orogénico que adquiere su curvatura durante su deformación; y Arco Primario (Primary Arcs), en donde la forma curvada del orógeno es un rasgo heredado.

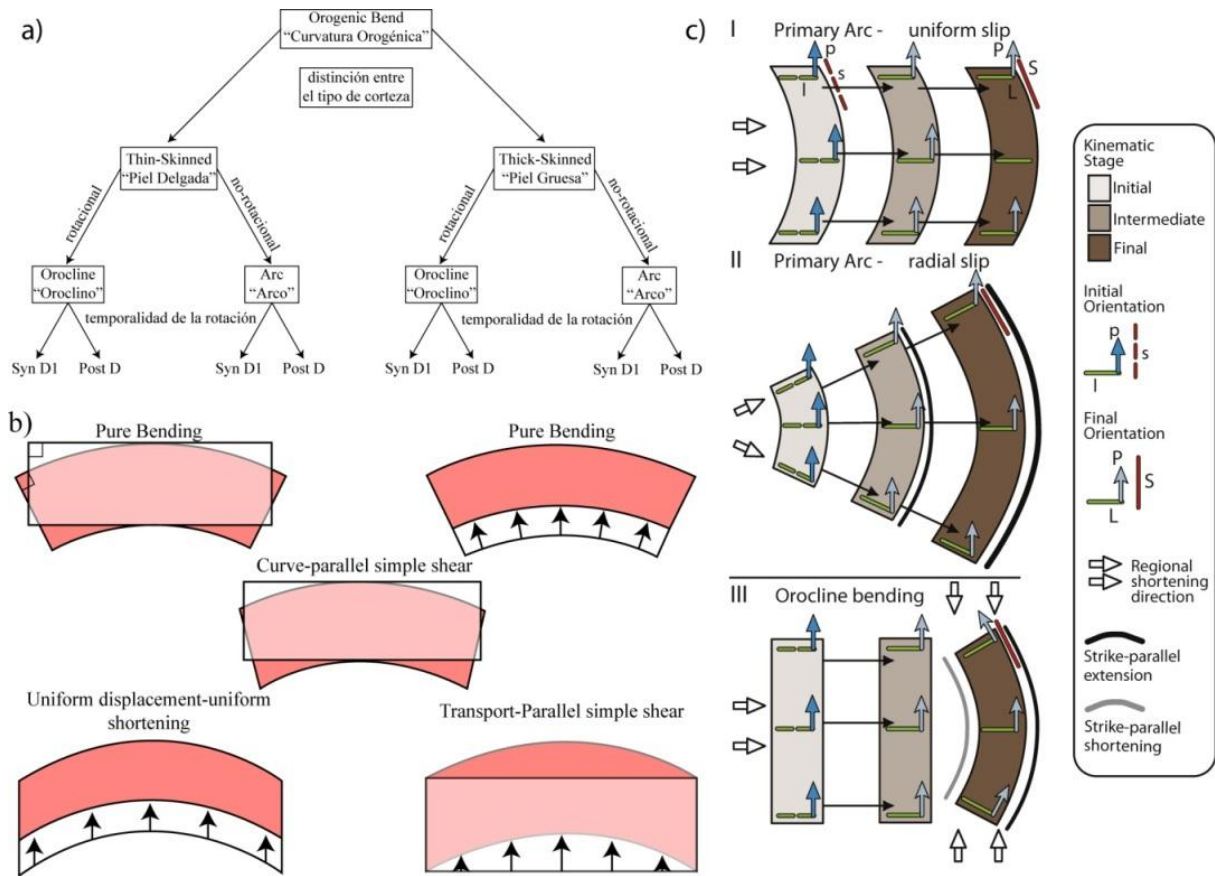


Figure 1.5.2: Esquemas de clasificación de orógenos curvos tomados de (a) Marshak 1988; (b) Ferril y Groshong, 1993; (c) Weil et al. (2013).

La cordillera de los Andes es un claro ejemplo de un orógeno curvo, en donde el cambio de rumbo de sus estructuras y principales provincias morfoestructónicas es la norma y los segmentos rectos una excepción. Un ejemplo de esto es el Oroclino Boliviano: ubicado en los Andes Centrales, se forma durante el Eoceno-Oligoceno como consecuencia de acortamiento diferencial y de rotaciones horarias en el norte de Chile y anti-horarias en el sur del Perú (Arriagada et al., 2008). Los Andes Australes también están caracterizados por la curvatura de sus estructuras y principales provincias tectónicas, sin embargo el origen de esta curvatura, conocida como Oroclino Patagónico, después de Carey (1958), es aún un enigma.

El Oroclino Patagónico es un rasgo clave en los Andes Australes; comprender su evolución tectónica permitirá arrojar nuevas luces sobre la construcción de los Andes Australes y su relación con Península Antártica. A continuación ahondaré sobre este tema.

1.5.1 Presentación del problema

Una de las características más sobresalientes del extremo sur del continente Americano es la curvatura del margen y de sus principales estructuras y provincias morfoestructónicas, desde una dirección N-S a los 50° S, a una dirección E-W en Tierra del Fuego (Fig. 1.1.1 y 1.1.2). **Wegener (1929)**, fue el primero en describir esta curvatura. Pocos trabajos paleomagnéticos han sido realizados posteriormente, y el tema sobre el origen de la curvatura en Patagonia genera aún un intenso debate. Modelos opuestos sugieren que los cerca de 90° de curvatura, observados en Patagonia, serían una curvatura primaria (**Diraison et al., 2000; Ghiglione y Cristallini, 2007**) o por el contrario, tendrían un origen oroclinal s.l. (**Burns et al., 1980; Dalziel et al., 1973**).

Dalziel et al. (1973), realizó un muestreo paleomagnético en la zona de los canales patagónicos, entre los 50°S y 56°S (Fig. 1.5.3). De un total de 35 sitios, 5 mostraron datos estables, que sugieren importantes rotaciones anti horarias, las que disminuyen hacia el norte. Estos datos sugieren un origen oroclinal para los cerca de 90° de curvatura observados en Patagonia, el cual se habría formado desde el Mesozoico Tardío. Siguiendo este trabajo, **Burns et al. (1980)** desarrolló un estudio paleomagnético en la zona del lago San Martín en Argentina, y en la isla Carlos III, Sierra de Valdivieso y Dientes de Navarino, en Chile (Fig. 1.5.3). Estos datos, muestran un patrón con rotaciones anti horarias al sur del Lago Fagnano y casi nulas en el área del lago San Martín. A partir de estos datos, los autores propusieron que un orógeno parcialmente curvo, y separado del continente por una cuenca marginal (Cuenca de Rocas Verdes), fue curvado progresivamente durante la orogenia Andina. **Cunningham et al. (1991)**, presentó un estudio paleomagnético desarrollado en el área de Península Hardy, en rocas volcanoclásticas de la Formación Hardy. Los resultados de este estudio muestran rotaciones antihorarias de ~90°, adquiridas posterior a un evento de remagnetización ocurrido, probablemente, durante el Cretácico medio; estos datos apoyan un origen oroclinal de la curvatura. Posteriormente, **Rapalini et al. (2001)** y **Rapalini et al. (2008)** presentaron resultados paleomagnéticos en Isla Madre de Dios y en Cordillera Sarmiento respectivamente (Fig. 1.5.3). Los resultados en Isla Madre de Dios sugieren rotaciones anti horarias de ~110° asociadas a movimientos de rumbo durante el Paleógeno. Por otro lado, los resultados en rocas de la Ofiolita Sarmiento (Cordillera Sarmiento) registran una rotación de más de 50° y un evento de remagnetización ocurrido al final del cierre de la cuenca de Rocas Verdes. Sin embargo, en este caso los autores sugieren que las rotaciones ocurrieron en un eje horizontal producto de la reactivación de fallas normales. **Maffione et al. (2010)** presentó datos tomados en sedimentos de la faja plegada y corrida de Magallanes, ubicados en la costa Atlántica de Sudamérica. En este estudio se concluye que las rotaciones debieron ocurrir antes de los 50 Ma. Finalmente, **Rapalini et al. (2015)** sugiere cerca de 30 grados de rotación antihorario desde el Cretácico Tardío (72 Ma), en base a datos paleomagnéticos en la zona de Ushuaia e Isla Navarino.

Los estudios pioneros de **Dalziel et al. (1973)** y **Burns et al. (1980)** muestran, en Tierra del Fuego, un patrón de rotaciones que sugiere que la parte interna del orógeno, presenta rotaciones cercanas a 90°, que disminuyen hacia su parte externa. Desafortunadamente, el tratamiento dado a estas muestras no pasa los criterios usados actualmente en los laboratorios, como fue señalado por **Rapalini (2007)**. Así, si solo tenemos en cuenta los datos paleomagnéticos obtenidos a partir de metodologías actuales (Fig. 1.5.3), el patrón de rotaciones no permite discriminar el origen de la curvatura.

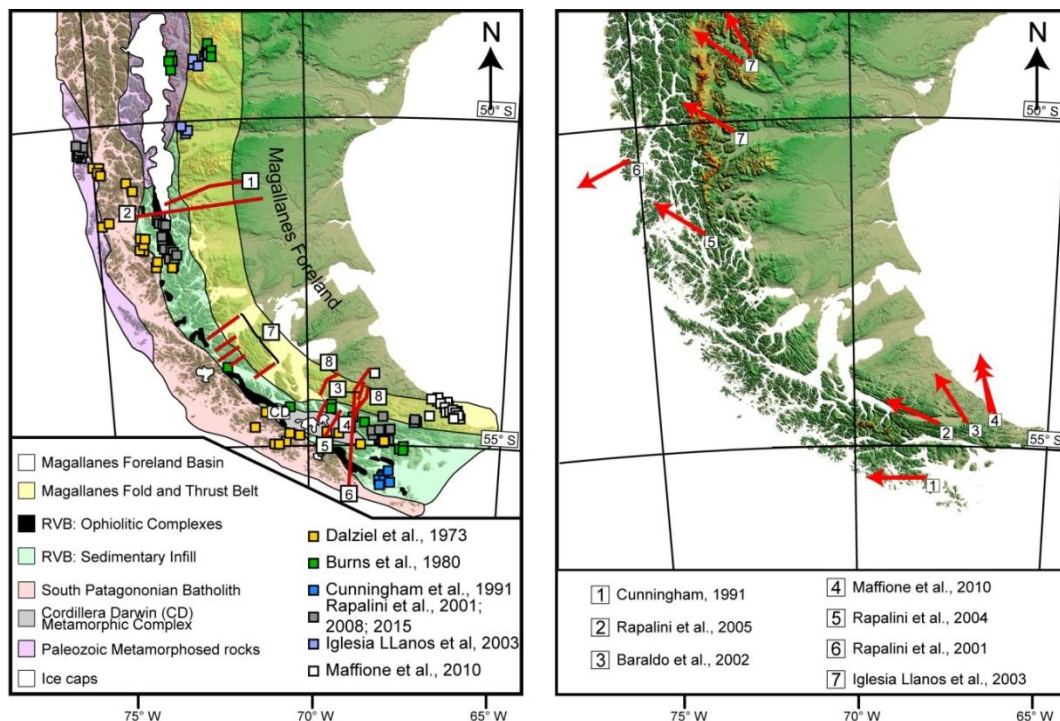


Figura 1.5.3: Izq: Ubicación de los estudios paleomagnéticos y principales estudios estructurales (líneas rojas) realizados en la región. Números representan la ubicación de los perfiles realizados en: [1]: (Ghiglione et al., 2014; Ghiglione et al. (2009)); [2]: Fosdick et al. (2011); [3]: Alvarez-Marrón et al. (1993); [4]: Klepeis (1994b); [5]: Klepeis et al. (2010); [6]: Kraemer (2003); [7]: Betka (2013); [8]: (Rojas y Mpodozis, 2006). Der: Datos paleomagnéticos que pasan los criterios actuales de adquisición de datos usados en los laboratorios de paleomagnetismo. Modificado de Rapalini (2007).

Un origen oroclinal de la forma arqueada de Patagonia, implicaría un aumento en la cantidad de acortamiento de norte a sur. Kraemer (2003), presentó uno de los pocos esfuerzos por estimar la cantidad de acortamiento en todo el orógeno (Fig. 1.5.3). En dicha contribución el autor sugiere entre 600 a 300 km de acortamiento (parte de este debido a subducción) en la región, con las tasas máximas de acortamiento entre el Cretácico medio y el Cretácico Tardío. Si bien, este estudio apoya un origen oroclinal de la curvatura de Patagonia, asociada al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, la falta de datos en la parte interna del orógeno obstaculizan mayores interpretaciones. Otros perfiles estructurales han sido realizados en la región, pero en las zonas media y externa del orógeno (Fig. 1.5.3). Ghiglione et al. (2009), estiman un acortamiento de 93 km (41%) en el área de Torres del Paine (Provincia de Última Esperanza) asociado a un sistema de dúplex de vergencia este, con un nivel de despegue entre el límite basamento-Tobífera. Sin embargo, Fosdick et al. (2011), y posteriormente Ghiglione et al. (2014), estiman solamente entre 29 y 39 km de acortamiento (~19-23%). En el caso de Fosdick et al. (2011), el nivel de despegue está anclado en el basamento, y no entre el límite de este con la cobertura. A su vez, propone un sistema de dúplex que solo afectaría a la parte más occidental del perfil, lo que explicaría la diferencia de acortamiento. Por otro lado, Ghiglione et al. (2014), muestra que la deformación está, en parte, controlada por la inversión de fallas normales asociadas a la extensión Jurásica. Al sur de la Provincia de Última Esperanza, en el área de Península Brunswick (Provincia de Magallanes), Betka (2013) presenta una serie de perfiles estructurales en los cuales calcula ~15 km de acortamiento (26%). Por último, en Tierra del Fuego y de la Antártica Chilena, estudios estructurales permiten estimar un mínimo de 130 km de acortamiento entre el Canal Beagle y Estancia Vicuña (Alvarez-Marrón et al., 1993; Klepeis et al., 2010; Rojas y Mpodozis, 2006).

Si bien, los perfiles estructurales muestran un mayor acortamiento en el extremo sur de la zona de estudio, apoyando un origen oroclinal de la curvatura, la falta de datos en la parte interna del orógeno hacen difícil evaluar el efecto del cierre de la cuenca de Rocas Verdes. La falta de datos paleomagnéticos también dificulta la correcta interpretación de los perfiles estructurales. En efecto, [Sussman et al. \(2012\)](#) muestra cuanto impactan las rotaciones paleomagnéticas en la estimación de acortamientos: hasta un 50% de error en aquellos casos en que se consideran 60° de rotación.

Modelos paleogeográficos muestran que, anterior al quiebre de Gondwana y hasta el Eoceno, Patagonia y la Península Antártica estaban conectadas, por lo que no es posible entender la evolución tectónica de Patagonia sin estudiar su relación con la Península Antártica. En este sentido, la evolución del Mar de Weddell es crítica. Sin embargo, la baja intensidad de las anomalías magnéticas en el margen oeste del Mar de Weddell, el gran espesor del relleno sedimentario y la desaparición de todo el flanco norte producto del desarrollo del Mar de Scotia, hacen que exista una gran discrepancia para anomalías anteriores a la anomalía M0 (120.4 Ma) ([Ghidella et al., 2007](#)).

La escasez de datos—paleomagnéticos, estructurales y de anomalías de fondo oceánico—que permitan constreñir la evolución tectónica de la región, ha posibilitado la generación de diferentes modelos que explican la formación de la curvatura de Patagonia y su relación con la Península Antártica (Fig. 1.5.4). [Diraison et al. \(2000\)](#), en base a modelos análogos, propone que las rotaciones observada en Patagonia serían producto de una tectónica de desgarre en el borde continental ocurridos durante el Cenozoico (Fig. 1.5.4a). Las primeras etapas de su modelo son similares a las propuestas por [Dalziel et al. \(1973\)](#) y [Suárez \(1976\)](#), en los cuales Patagonia y la Península Antártica habrían formado un arco continuo, que limitaba por el oeste la cuenca marginal de Rocas Verdes. [Dalziel et al. \(2013\)](#) propone que la cuenca de rocas verdes habría sido una cuenca marginal desarrollada durante el Cretácico Inferior, aunque en este modelo la Península Antártica estaría adosada al margen occidental de Sudamérica (Fig. 1.5.4b). El Mar de Weddell se habría desarrollado a partir de los 120 Ma, como una segunda cuenca, entre el margen occidental de Patagonia y el margen oriental de la Península Antártica. [Cunningham \(1993\)](#) en base a observaciones de terreno y estudios de imágenes SPOT y Landsat reconoce una serie de lineamientos y estructuras que sugieren fallas de rumbo sinestral en la región. En base a esta información, y en consideración del movimiento relativo de las distintas placas, el autor propone que la curvatura de Patagonia es debido a una serie de fallas de rumbo desarrolladas en un ambiente transpresivo o de “rumbo puro” que permiten la rotación de distintos bloques en la región (Fig. 1.5.4c). Finalmente, [Ghiglione y Cristallini \(2007\)](#) proponen, en base a experimentos de modelos análogos, que la curvatura de Patagonia se debe a un cambio en la dirección de convergencia del “indenter” asociado a una reorganización de las placas tectónicas en la zona. En este modelo, los autores explican la evolución de los Andes Fueguinos en términos de un arco primario.

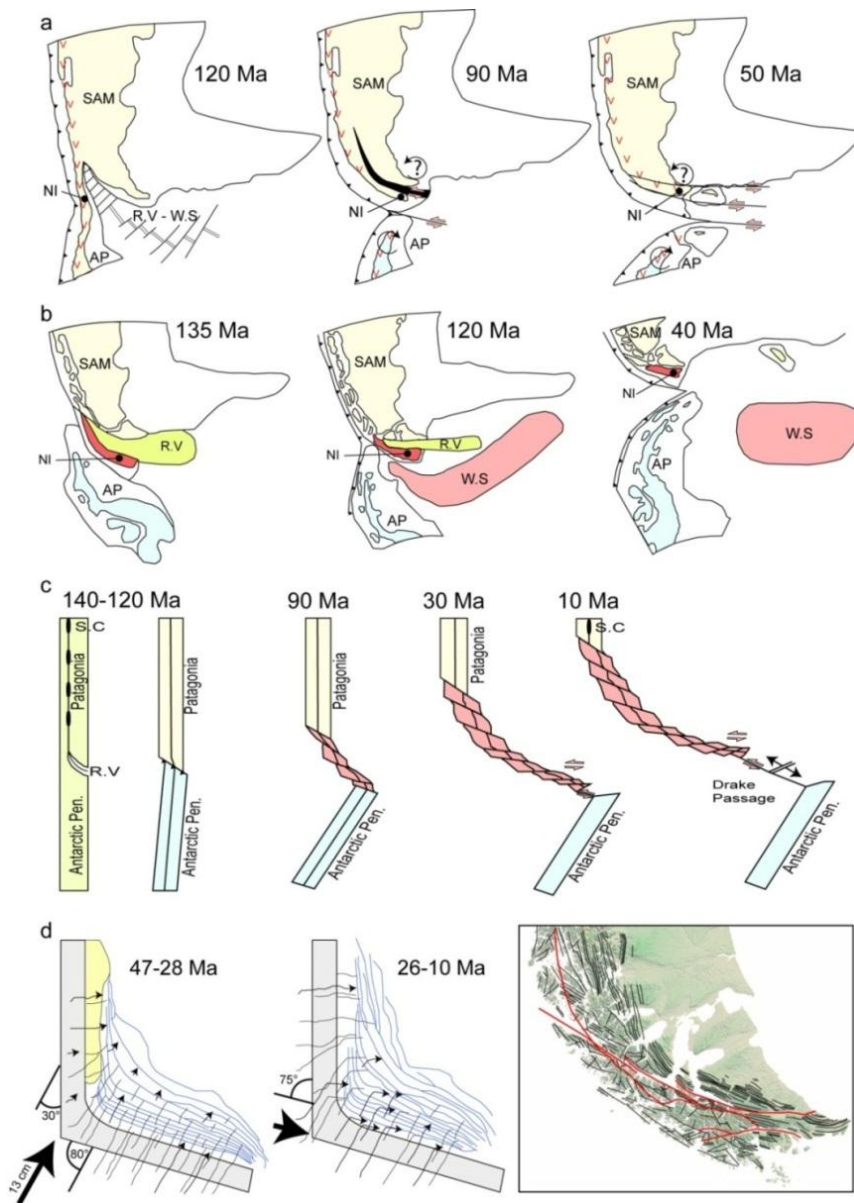


Figura 1.5.4: Diferentes modelos sobre la evolución del sistema Patagonia-Península Antártica y la Curvatura de Patagonia. SAM, Sudamérica; AP, Península Antártica; R.V, cuenca de Rocas Verdes; W.S, Mar de Weddell; NI, Isla Navarino; S.C, Ofiolita Sarmiento y otros complejos ofiolíticos. Modificados de: a) [Diraison et al. \(2000\)](#), b) [Dalziel et al. \(2013\)](#), c) [Cunningham \(1993\)](#) y d) [Ghiglione y Cristallini \(2007\)](#).

El paleomagnetismo es una potente herramienta que permite discriminar sobre el origen de los orógenos curvos, y en el caso de Patagonia, entregar nuevas luces sobre su evolución paleogeográfica. Un estudio en los Andes Fueguinos puede ayudar a discernir sobre los diferentes modelos propuestos para el sistema Patagonia-Península Antártica.

1.5.2 Hipótesis de trabajo

La hipótesis de trabajo que planteo en esta tesis (Fig. 1.5.5) es que la curvatura en planta que se observa en Patagonia es resultado de rotaciones tectónicas ocurridas en un eje vertical, íntimamente ligadas al desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes: en sentido horario durante la apertura de la cuenca—Jurásico Superior-Cretácico Inferior—y en sentido antihorario durante el colapso de ella—Cretácico Superior-Paleoceno. Parte de la curvatura observada en la faja plegada y corrida de Magallanes sería una forma heredada.

La ubicación de Patagonia en el margen de Gondwana hace imposible entender su evolución sin considerar al resto del margen, en particular, la Península Antártica (Fig. 1.5.5). En este contexto se propone que durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior, el extremo norte de la Península Antártica habría estado adosado al margen occidental de Patagonia, por lo que ambas habrían sido rotadas en sentido horario, separándolas del margen estable de Gondwana. Hacia el final del Cretácico Inferior, el aumento en la velocidad de la placa Sudamericana hacia el oeste, habría gatillado el cierre y colapso de la cuenca de Rocas Verdes. Durante esta etapa, la Península Antártica habría estado en contacto con Patagonia, formando un puente que conectaba América del Sur con el resto de Antártica y Australia. La apertura del mar de Scotia marca la separación final del de ambas regiones.

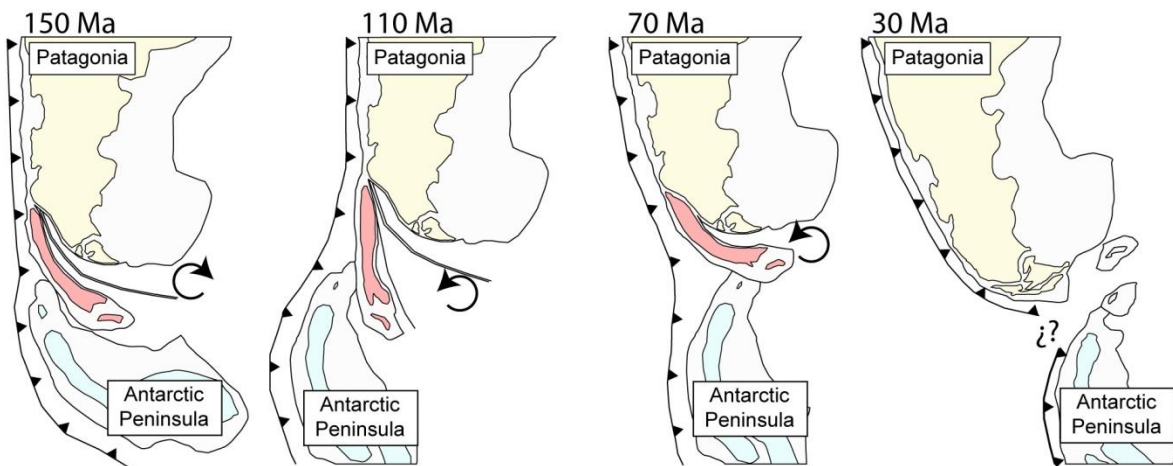


Figura 1.5.5: Hipótesis sobre la evolución tectónica del sistema Patagonia-Península Antártica y el Oroclino Patagónico.

1.5.3 Objetivos

De lo expresado anteriormente, el principal objetivo de esta tesis es:

- Comprender la evolución tectónica del Oroclino Patagónico e integrarlo dentro del sistema Patagonia-Península Antártica.

Los objetivos específicos incluyen:

- Realizar un muestreo paleomagnético en la faja plegada y corrida de Magallanes y en el área de los canales fueguinos.
- Integrar la información en un modelo de evolución paleogeográfica del sistema Península Antártica Patagonia.

1.6 Referencias

- Alabaster, T., Storey, B.C., 1990a. Antarctic Peninsula continental magnesian andesites: indicators of ridge-trench interaction during Gondwana break-up. *J. Geol. Soc.* 147, 595-598, doi: 10.1144/gsjgs.147.4.0595.
- Alabaster, T., Storey, B.C., 1990b. Modified Gulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back-arc basin, southern Andes. *Geology* 18, 497-500, doi.
- Alvarez-Marrón, J., McClay, K., Harambour, S., Rojas, L., Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *AAPG Bulletin* 77, 1904-1921, doi.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27,TC6014, doi: 10.1029/2008tc002269.
- Baraldo, A., Rinaldi, C.A., 2000. Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *J. South Am. Earth Sci.* 13, 785-796, doi.
- 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q12001, doi: 10.1029/2009gc002749.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews* 55, 1-39, doi: 10.1016/s0012-8252(01)00055-1.
- BAS, 1985. Northern Graham Land and the South Shetland Islands Geological Map, 1:500.000, Series BAS 500G, Sheet 2, Edition 1.
- Bernhardt, A., Jobe, Z.R., Grove, M., Lowe, D.R., 2012. Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin. *Basin Res.* 24, 269-294, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00528.x.
- Betka, P., 2013. Structure of the Patagonian fold-thrust belt in the Magallanes region of Chile, 53°–55° S Lat. PhD thesis, 243 pp., The Univ. of Texas at Austin, Austin. December, doi.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G., Wright, R.C., 1986. The Stratigraphic and Structural Evolution of the Central and Eastern Magallanes Basin, Southern South America, Foreland Basins. Blackwell Publishing Ltd., pp. 41-61.
- Birkenmajer, K., 1980. A revised lithostratigraphic standard for the Tertiary of King George Island, South Shetland Islands, (West Antarctica). *Bull. Acad. Pol. Sci.* 27, 49-57, doi.
- Birkenmajer, K., 2001. Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and Northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic Programmes) in: Birkenmajer, K. (Ed.), *Studia Geologica Polonica*, 118: 5-188.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variation in the southern Patagonian batholith: constraints on magmatic arc development, in: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, Special Paper, Geological Society of America, vol. 265, pp. 1-12.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., De Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 32-46, doi.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L., Chamalaun, F., 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes Orocline. *Tectonophysics* 63, 75-90, doi: 10.1016/0040-1951(80)90108-0.
- 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. *J. Geol. Soc. London* 164, 1011-1022, doi: 10.1144/0016-76492006-102.
- Calderón, M., Prades, C., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C., Massonne, H., 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. *Geochem. J.* 47, 201-217, doi.
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics-Part I, *Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania*, pp. 255-288.
- Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift, in: Carey, S.W. (Ed.), *Continental Drift: A symposium* ed. University of Tasmania, Hobart, Australia.
- Castillo, P., Fanning, C.M., Hervé, F., Lacassie, J.P., 2015. Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwanan margin; U-Pb age, Lu-Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia. *Gondwana Res.*, doi: 10.1016/j.gr.2015.07.014.

- Cortés, R., Valenzuela, H., 1960. Estudio Geológico del Área Lago Blanco, Hito XIX, Monte Hope (Porción Sur Central de Tierra del Fuego), Informe Interno. Arch. Téc. Empresa Nac. del Petróleo, Magallanes, Chile., 42 pp, doi.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186, doi: 10.1029/92tc01790.
- 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. *J. Geophys. Res.* 96(B10), 16061-16067, doi: 10.1029/91jb01498.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-Arc Extension in the Southern Andes: A Review and Critical Reappraisal. *Philos. Trans. R. Soc. London Ser. A* 300, 319-335, doi: 10.1098/rsta.1981.0067.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250, 291-294, doi: 10.1038/250291a0.
- Dalziel, I.W.D., Dott, R.H., Winn, R.D., Bruhn, R.L., 1975. Tectonic relations of South Georgia Island to the Southernmost Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1034-1040, doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<1034:TROSGI>2.0.CO;2.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdyke, N.O., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic Andes, in: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*. Academic Press, New York, pp. 37-101.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- Del Valle, R.A., Heredia, N., Montes, M., Nozal, F., Martín-Serrano, A., 2007. El Grupo Trinity Peninsula en la Península Tabarán, extremo norte de la Península Antártica. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 62, 498-505, doi.
- 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, 91-119, doi: 10.1016/s0040-1951(99)00255-3.
- Eagles, G., 2005. Tectonic evolution of the west Scotia Sea. *J. Geophys. Res.* 110, doi: 10.1029/2004jb003154.
- Eagles, G., 2010. South Georgia and Gondwana's Pacific Margin: Lost in translation? *J. South Am. Earth Sci.* 30, 65-70, doi: 10.1016/j.jsames.2010.04.004.
- Eagles, G., Jokat, W., 2014. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics* 611, 28-50, doi: 10.1016/j.tecto.2013.11.021.
- Eagles, G., Livermore, R., Morris, P., 2006. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 242, 343-353, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.060.
- Elthon, D., Stern, C.R., 1978. Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. *Geology* 6, 464-468, doi.
- 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. *J. South Am. Earth Sci.* 32, 485-496, doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.007.
- Farquharson, G.W., 1982. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *J. Geol. Soc.* 139, 721-727, doi.
- Ferril, D.A., Groshong, R.H.J., 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. *J. Struct. Geol.* 15, 523-541, doi: 10.1016/0191-8141(93)90146-2.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084, doi: 10.1130/G20016.1.
- Fildani, A., Hessler, A.M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1596, doi: 10.1130/b25708.1.
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1679-1698, doi: 10.1130/b30242.1.
- Ghidella, M.E., Lawver, L.A., Marensi, S., Gahagan, L.M., 2007. Modelos de cinemática de placas para Antártida durante la ruptura de Gondwana: una revisión. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 62, 636-646, doi.
- Ghidella, M.E., Yáñez, G., LaBrecque, J.L., 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347, 65-86, doi: 10.1016/s0040-1951(01)00238-4.
- Ghiaglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13-16, doi: 10.1130/g22770a.1.

- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Res.*, doi: 10.1111/bre.12061.
- Ghiglione, M.C., Suarez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E.O., Pizzio, M.F., Reinoso, R.M., 2009. Structure and evolution of the Austral Basin Fold-Thrust Belt, Southern Patagonian Andes. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 65, 12, doi.
- Gombosi, D.J., Barbeau Jr, D.L., Garver, J.I., 2009. New thermochronometric constraints on the rapid Palaeogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes. *Terra Nova* 21, 507-515, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00908.x.
- González-Ferrán, O., Katsui, Y., 1970. Estudio integral del volcanismo Cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antártica, Serie Científica Instituto Antártico Chileno, pp. 123-174.
- Grunow, A., 1993. New Paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implication. *J. Geophys. Res.* 98, 13815-13833, doi: 10.1029/93JB01089.
- Harrison, C.G.A., Barron, E.J., Hay, W.W., 1979. Mesozoic evolution of the Antarctic Peninsula and the southern Andes. *Geology* 7, 374-378, doi.
- Hathway, B., 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic–Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.* 157, 417-432, doi: 10.1144/jgs.157.2.417.
- Hathway, B., Lomas, S.A., 1998. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cret. Res.* 19, 43-67, doi.
- Hervé, F., Araya, R., 1965. Estudio Geomorfológico y Geológico en las Islas Greenwich y Robert, Shetland del Sur, Antártica. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Hervé, F., Calderon, M., Fanning, M., Kraus, S., Pankhurst, R., 2010a. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology* 37, 253-275, doi.
- Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta* 6, doi.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderon, M., Thomson, S.N., 2010b. 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, 555-568, doi: 10.1144/0016-76492009-124.
- Hervé, F., Miller, H., Pimpirev, C., 2005. Patagonia – Antarctica Connections before Gondwana Break-Up, in: Fütterer, D.K., Dmaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F. (Eds.), *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 215-226.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian Batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394, doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.007.
- Hervé, M., Suárez, M., Puig, A., 1984. The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *J. Geol. Soc.* 141, 909-917, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0909.
- Hobbs, W.H., 1914. Mechanics of Formation of Arcuate Mountains Part I. *J. Geol.* 22, 71-90, doi.
- Hyden, G., Tanner, P.W.G., 1981. Late Palaeozoic-Early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific margin in Western Antarctica. *Geol. Rund* 70, 529-541, doi.
- 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, 323-359, doi: 10.1080/00288306.1966.10422818.
- Klepeis, K.A., 1994a. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geophys. Res.* 99(B11), 22001-22014, doi: 10.1029/94JB01749.
- Klepeis, K.A., 1994b. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904, doi: 10.1029/94tc00628.
- Klepeis, K.A., Austin, J.A., 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics* 16, 755-776, doi: 10.1029/97TC01611.
- Klepeis, K.A., 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, 1-24, doi: 10.1029/2009tc002610.
- Klepeis, K.A., Lawver, L.A., 1996. Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. *J. Geophys. Res.* 101, 20211-20231, doi: 10.1029/96JB01510.

- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M., Dalziel, I.W.D., 1995. 40Ar/39Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *J. Metamorph. Geol.* 13, 251-270, doi: 10.1111/j.1525-1314.1995.tb00217.x.
- König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 111, B12102, doi: 10.1029/2005jb004035.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *J. South Am. Earth Sci.* 15, 731-748, doi: 10.1016/s0895-9811(02)00132-3.
- Lagabrielle, Y., Goddérís, Y., Donnadiou, Y., Malavieille, J., Suarez, M., 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279, 197-211, doi: 10.1016/j.epsl.2008.12.037.
- Lawver, L.A., Dalziel, I.W.D., Gahagan, L.M., 1998. A tight fit-Early Mesozoic Gondwana, a plate reconstruction perspective. *Mem. Nation. Inst. Polar Res. Spec. Issue* 53, 214-229, doi.
- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles, G., Morris, P., 2005. Paleogene opening of Drake Passage. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 459-470, doi: 10.1016/j.epsl.2005.03.027.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H., 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22, 1076, doi: 10.1029/2003TC001500.
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale, F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M., Urrutia, J.L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *J. South Am. Earth Sci.* 18, 407-425, doi: 10.1016/j.jsames.2004.11.011.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 289, 273-286, doi: 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. *J. Metamorph. Geol.* 29, 649-672, doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x.
- Malumián, N., Caramés, A., 1997. Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary. *J. South Am. Earth Sci.* 10, 189-201, doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00015-1](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00015-1).
- Marshak, S., 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics* 7, 73-86, doi: 10.1029/TC007i001p00073.
- Marshak, S., 2004. Salients, recesses, arcs, oroclines, and syntaxes—a review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts, in: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, pp. 131-156.
- McAtamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, C., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L., Snyder, S., 2011. Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53-54.5°S). *Tectonics* 30, TC5001, doi: 10.1029/2010TC002826.
- Mella, P., 2001. Control Tectónico de la Cuenca de Antepais de Magallanes, XII Región, Chile, Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Concepción, Memoria para optar al Título de Geólogo.
- Miller, C.A., Barton, M., Hanson, R.E., Fleming, T.H., 1994. An Early Cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. *J. Volc. Geoth. Res.* 63, 33-58, doi: 10.1016/0377-0273(94)90017-5.
- Miller, H., 1983. The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development, in: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B. (Eds.), *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Sciences, Canberra, pp. 579-581.
- Montes, M., 2013. Evolución magmática del Batolito Fueguino, XII región de Magallanes y de la Antártica chilena, Chile, thesis. Universidad de Chile, Santiago, p. 159.
- Mpodozis, C., Álvarez, P., Elgueta, S., Mella, P., Hervé, F., Fanning, C.M., 2007. Revised Cretaceous stratigraphy of the Magallanes Foreland Basin at Seno Skyring: Regional implications of new SHRIMP age data on detrital zircon populations, paper presented at GEOSUR 2007, International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere, Univ. Católica de Chile, Santiago.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 125-154, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.019.
- Mpodozis, C., Mella, P., Padva, D., 2011. Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, doi.
- Mpodozis, C., Rojas, L., 2006. Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: Cierre de una "cuenca marginal" o colisión intracontinental?, XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 7 - 11 Aug.

- 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. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 349-365, doi: 10.1016/S0895-9811(96)00019-3.
- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature–time relationships. *J. Geol. Soc.* 139, 755-761, doi: 10.1144/gsjgs.139.6.0755.
- Norton, I.O., Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.* 84, 6803-6830, doi.
- Olivero, E., Malumián, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geol. Acta* 6, 5-18, doi.
- Pankhurst, R.J., 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *J. Geol. Soc.* 139, 701-711, doi.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.R., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *J. Volc. Geoth. Res.* 81, 113-136, doi.
- 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. *J. Petrol.* 41, 605-625, doi: 10.1093/petrology/41.5.605.
- Quattrocchio, M.E., 2009. Paleogene dinoflagellate cysts from Punta Prat, southern Chile. *Palynology* 33, 141-156, doi: 10.1080/01916122.2009.9989670.
- Rapalini, A., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294, doi.
- Rapalini, A.E., Calderón, M., Singer, S., Hervé, F., Cordani, U., 2008. Tectonic implications of a paleomagnetic study of the Sarmiento Ophiolitic Complex, southern Chile. *Tectonophysics* 452, 29-41, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.005.
- Rapalini, A.E., Hervé, F., Ramos, V.A., Singer, S.E., 2001. Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, southern Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 471-487, doi: 10.1016/s0012-821x(00)00339-3.
- Rapalini, A.E., Peroni, J., Luppó, T., Tassone, A., Cerredo, M.E., Esteban, F., Lippai, H., Franciscovilas, J., 2015. Palaeomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, doi: 10.1144/sp425.3.
- Riley, T.R., Leat, P.T., 1999. Large volume silicic volcanism along the porto-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geol. Mag.* 136, 1-16, doi.
- Rojas, L., Mpodozis, C., 2006. Geología estructural de la faja plegada y corrida del sector chileno de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos australes, XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 7 - 11 Aug.
- Romans, B.W., Fildani, A., Graham, S.A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., 2010. Importance of predecessor basin history on sedimentary fill of a retroarc foreland basin: provenance analysis of the Cretaceous Magallanes basin, Chile (50-52°S). *Basin Research* 22, 640-658, doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00443.x.
- Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2011. Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Marine and Petroleum Geology* 28, 612-628, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2010.05.002.
- Romans, B.W., Hubbard, S.M., Graham, S.A., 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology* 56, 737-764, doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.00995.x.
- Sanchez, A., Pavlishina, P., Godoy, E., Herve, F., Fanning, M., 2010. On the presence of Upper Paleocene rocks in the foreland succession at Cabo Nariz, Tierra del Fuego, Chile: geology and new palynological and U-Pb data. *Andean Geology* 37, 413-432, doi.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa geológico de Chile, Carta Geol. Chile, Versión Digital, No 4, scale 1:1,000,000. Serv. Nac. de Geol. y Minería, Santiago, doi.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews* 113, 212-270, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.
- Shultz, M.R., Hubbard, S.M., 2005. Sedimentology, Stratigraphic Architecture, and Ichnology of Gravity-Flow Deposits Partially Ponded in a Growth-Fault-Controlled Slope Minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), Southern Chile. *Journal of Sedimentary Research* 75, 440-453, doi: 10.2110/jsr.2005.034.
- Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A., Parra, H., 2007. Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34, doi: 10.1029/2007gl031699.
- Smalley, R., Jr., 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, 1070, doi: 10.1029/2002gc000446.
- Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thomson, M.R.A., Davies, R.E.S., 1984. The geology of the South Shetland Islands, VI, Stratigraphy, geochemistry and evolution. *Br. Antarct. Surv. Sci. Rep* 87, 85, doi.
- 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. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 218, 665-683, doi: 10.1144/gsl.sp.2003.218.01.32.
- Stern, C.R., Mukasa, S.B., Fuenzalida, R., 1992. Age and petrogenesis of the Sarmiento ophiolite complex of southern Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 6, 97-104, doi.
- Storey, B.C., 1991. The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 587-592.
- Suárez, M., 1976. Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology* 4, 211-214, doi.
- Suárez, M., 1977. Notas geoquímicas preliminares del batolito patagónico al sur de Tierra del Fuego, Chile. *Rev. geol. Chile* 4, 15-33, doi.
- Suárez, M., Hervé, M., Puig, G.A., 1985. Carta geológica de Chile, 1:250.000. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. XII región. *Serv. Nac. de Geol. y Minería* 65, 1-113, doi.
- Suárez, M., Pettigrew, T.H., 1976. An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol. Mag.* 113, 305-328, doi: 10.1017/S0016756800047592.
- Sussman, A.J., Pueyo, E.L., Chase, C.G., Mitra, G., Weil, A.B., 2012. The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates. *Lithosphere* 4, 383-394, doi: 10.1130/1177.1.
- Torres-Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. geol. Chile* 35, 63-77, doi.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., 2014. Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development. *Glob. Planet. Chan.*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.07.019.
- Vaughan, A.P.M., Storey, B., 2007. A new supercontinent self-destruct mechanism: evidence from Late Triassic-Early Jurassic. *J. Geol. Soc.* 164, 383-392, doi: 10.1144/0016-76492005-109.
- Watts, D.R., Watts, G.C., Bramall, A.M., 1984. Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula. *Tectonics* 3, 333-346, doi: 10.1029/TC003i003p00333.
- Wegener, A., 1929. *The Origin of Continents and Oceans*, 4th ed. Dover Publications, New York.
- 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, doi: 10.1016/j.tecto.2012.10.006.
- Weil, A.B., Sussman, A.J., 2004. Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations, in: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*, Geological Society of America, pp. 1-16.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103, 98-111, doi.
- Willan, R.C.R., 2003. Provenance of Triassic-Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: Implications for terrane models during Gondwana breakup. *J. Sed. Res.* 73, 1062-1077, doi.

2

2. Paleomagnetismo y tectónica de las Islas Shetland del Sur y el extremo norte de la Península Antártica

Como veremos más adelante, no es posible entender la evolución de la Patagonia sin estudiar su relación con la Península Antártica. Es por esto que este capítulo se consagrará a la evolución tectónica de la Península Antártica y servirá de antesala a los estudios realizados en Patagonia. Este capítulo consiste en una breve introducción y la presentación del artículo publicado en EPSL titulado “Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula” y que resume el trabajo realizado en mi tesis de Magister. No existen materiales suplementarios para este capítulo.

RESUMEN

- Publicación: Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula.

2.1 Introducción

La Península Antártica es uno de los 5 bloques tectónicos que forman la Antártica Occidental y que formó parte del súper continente de Gondwana. A pesar que la conexión entre la Península Antártica y Patagonia anterior al desmembramiento está bien documentada ([Hervé et al., 2005](#) y [referencias allí citadas](#)), la ubicación exacta sigue siendo elusiva. Estudios sugieren que la Península habría estado adosada al margen occidental de Patagonia ([Ghidella, et al., 2002](#); [König y Jokat, 2006](#)). La apertura del Mar de Weddell, aproximadamente entre los 160 y los 100 Ma indujo una primera ruptura separando la Península de Patagonia. Desde los 90Ma, la Península se desplazó hacia su actual posición, esta vez con una importante componente de rotación global en sentido horario ([Ghidella, et al., 2002](#) y [referencias allí citadas](#)) (Fig. 2.1.1). La gran mayoría de las reconstrucciones tectónicas se sustentan en los estudios de las anomalías magnéticas de fondos oceánicos disponibles desde ~160 Ma. A pesar de esto las reconstrucciones carecen de precisión dado que el desarrollo del Mar de Scotia en la región eliminó el flanco norte del fondo de expansión hasta los ~80 Ma ([Ghidella et al., 2007](#))

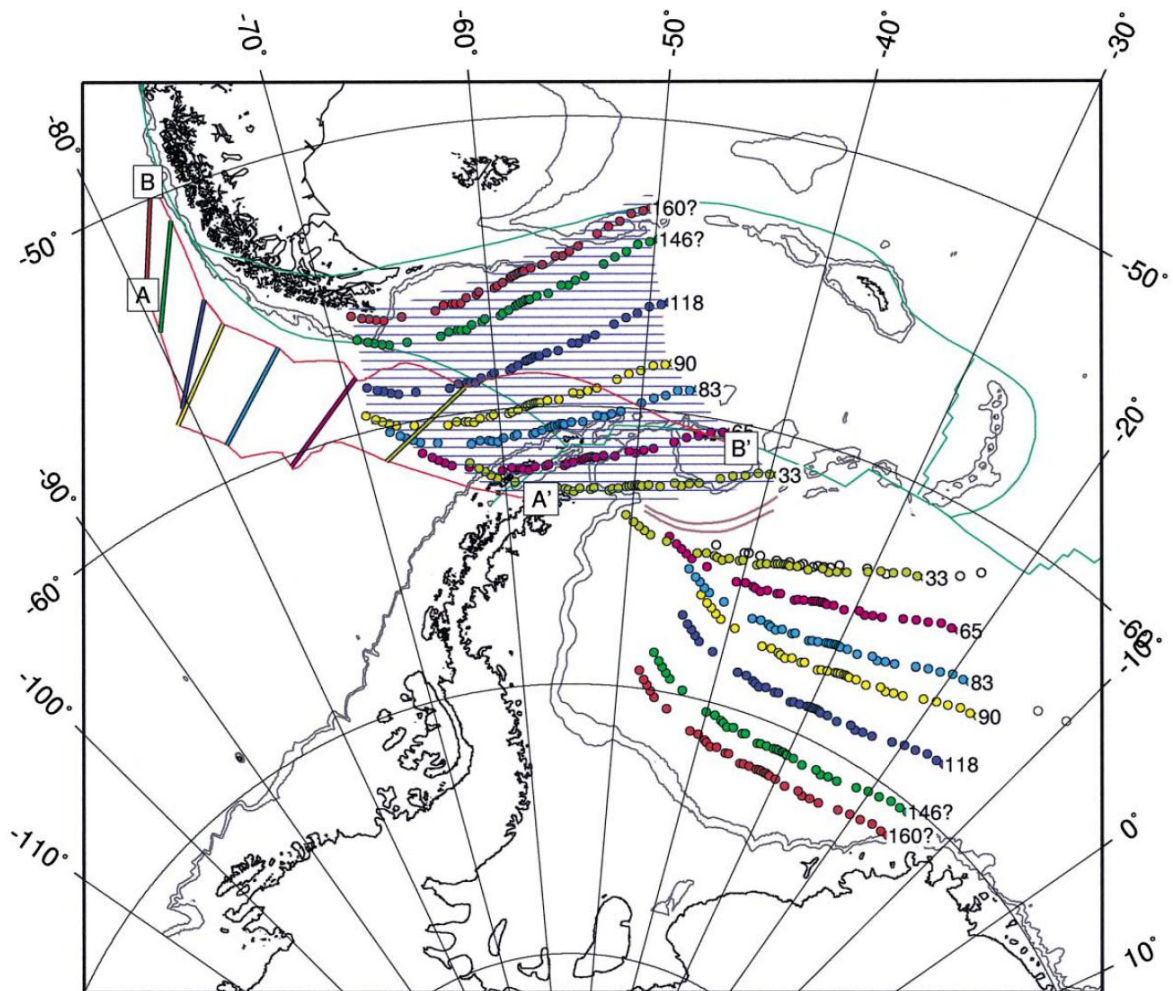


Figura 2.1.1: Isócronas sintéticas mostrando el movimiento de Península Antártica con respecto a Sudamérica fija (Tomado de [Ghidella et al., 2002](#)).

La geometría actual que existe entre Patagonia y la Península Antártica muestra una importante simetría entre ellas. La curvatura observada sugiere la posibilidad de rotaciones en la

Península Antártica en sentido contrario (horario) a aquellas observadas en Patagonia ([Diraison et al., 2000](#)). Esta rotación podría deberse a la apertura del Paso Drake lo que calzaría con el modelo de “Dooble Saloon Door Bar” ([Martin, 2007](#))

En este contexto y con el objeto de testear la deriva hacia el sur y la rotación global propuesta hemos realizado dos campañas de terreno en las Islas Shetland del Sur y el extremo norte de la Península Antártica en la cual se recolectaron 64 sitios para estudios de paleomagnetismo. Los datos paleomagnéticos obtenidos en nuestro estudio, los combinamos con datos ya publicados, para generar una curva de deriva polar aparente (APWP) de la península Antártica desde el Cretácico medio. A pesar que este estudio no se enmarca directamente en el presente trabajo de tesis, incluirlo en este capítulo servirá como antesala a los capítulos siguientes y dará al lector una visión general sobre la Península Antártica y su rol en la problemática estudiada en esta tesis.

2.2 Publicación: Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula

Paper published in Earth and Planetary Science Letters (2011)

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X10007818>

F. Poblete, C. Arriagada, P. Roperch, N. Astudillo, F. Hervé, S. Krauss, J.P Le Roux

^a Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^b Institut de Recherche pour le Développement and Géosciences-Rennes, Université de Rennes 1, France

^c DIMIN, Universidad de Santiago, Santiago, Chile

^d Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile.

Keywords: Péninsule Antarctique, Îles Shetland du Sud, Gondwana, Paleomagnetism, Crétacé, Cénozoïque.

Resumen: En esta contribución presentamos nuevos datos paleomagnéticos obtenidos en 61 sitios en rocas sedimentarias e ígneas de edad Mesozoicas y Cenozoicas. Los datos obtenidos en la Península Antártica e Islas Shetland del Sur permiten constreñir el movimiento relativo de la Península Antártica desde el Cretácico medio y permiten cuantificar las rotaciones entre los diferentes bloques reconocidos en el área. Los resultados Paleozoicos y Jurásicos no pasan los test de plegamientos y sugieren un importante evento de remagnetización en el área. La similitud entre estos resultados y los obtenidos en intrusivos Cretácicos sugieren que el evento de remagnetización ocurrió durante el Cretácico medio. Los paleopolos obtenidos para los diferentes bloques y para diferentes edades sugieren que no hay movimientos relativos entre ellos. El conjunto de estos nos permitieron determinar un paleopolo de edad Cretácico (90 Ma) y uno Paleoceno (60 Ma). Estos paleopolos registran poca deriva polar aparente para la Península Antártica desde los últimos 100 Ma.



Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula

F. Poblete^a, C. Arriagada^{a,*}, P. Roperch^b, N. Astudillo^c, F. Hervé^a, S. Kraus^d, J.P. Le Roux^a

^a Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile

^b Institut de Recherche pour le Développement & Géosciences-Rennes, Université de Rennes 1, France

^c DIMIN, Universidad de Santiago, Santiago, Chile

^d Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 June 2010

Received in revised form 7 December 2010

Accepted 8 December 2010

Available online 8 January 2011

Editor: P. DeMenocal

Keywords:

Antarctic Peninsula
South Shetland Islands
Gondwana
paleomagnetism
Cretaceous
Cenozoic

ABSTRACT

New paleomagnetic data presented here from 61 sites in Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic igneous and sedimentary rocks from the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands constrain the relative motion of the Antarctic Peninsula since the mid-Cretaceous and allow the quantification of tectonic rotation between the different blocks recognized within the area. Paleozoic and Jurassic results failed the fold test and suggest an important remagnetization in the area. The similarity between these results and those obtained from Cretaceous intrusives indicates a mid-Cretaceous age for the remagnetization. The paleopoles obtained for the different blocks and for different ages suggest that there is no relative rotation among them. These combined results allow us to obtain a Cretaceous (90 Ma) and Paleocene (60 Ma) paleopole. These paleopoles document a very low apparent polar wandering of the Antarctic Peninsula for the last 100 Ma.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

During the Paleozoic, South America, Arabia, Africa and East and West Antarctica were part of the Gondwana supercontinent (Torsvik et al., 2008; Vaughan and Pankhurst, 2008). The breakup of Gondwana began around 167 Ma when north–south oriented separation between East Antarctica and Africa occurred, giving origin to the Mozambique Basin–Riiser-Larsen Sea, and the Somali Basin (König and Jokat, 2006). Subsequently, at 147 Ma the first true ocean floor associated with rifting between the Antarctic Peninsula and southernmost South America formed the Weddell Sea (König and Jokat, 2006). Whereas strong constraints exist on the movement between Africa and East Antarctica, a major problem concerns the geometrical fit and subsequent drift history between southernmost South America and the Antarctic Peninsula.

Proposed models have shown that at 160 Ma the Antarctic Peninsula may have been attached to Patagonia (Dalziel, 1982; Ghidella et al., 2002; König and Jokat, 2006; Livermore and Hunter, 1996; Martin, 2007; Miller, 1983; Norton and Sclater, 1979; Torsvik et al., 2008). However, the connection between Patagonia and the Antarctic Peninsula has been controversial within Gondwana breakup models. Some models have

shown the Antarctic Peninsula attached to the eastern border of Patagonia (Dalziel, 1982; Norton and Sclater, 1979), whereas others place the Antarctic Peninsula attached to the western edge of Patagonia (Ghidella et al., 2002; Harrison et al., 1979; König and Jokat, 2006; Miller, 1983; Torsvik et al., 2008). It has also been suggested that the northern tip of the Antarctic Peninsula was joined to the southern edge of Patagonia (Dalziel and Elliot, 1972; Storey, 1991; Suárez, 1976).

Most paleogeographic reconstructions that include the Antarctic Peninsula and Patagonia are constrained by seafloor magnetic anomalies in the Weddell Sea. However, because of the tectonic complexity of the region, it is difficult to define isochrons accurately older than 83.5 Ma (Ghidella et al., 2002, 2007). In the plate tectonic reconstruction of Ghidella et al. (2002), where South America is fixed, the Antarctic Peninsula underwent a relative southward latitudinal motion from the breakup of Gondwana until about 118 Ma. Subsequently, since 90 Ma the Antarctic Peninsula went through an important clockwise rotation to finally arrive at its current position (Cunningham et al., 1995; Ghidella et al., 2002). The final separation between the Antarctic Peninsula and Patagonia occurred around 40 Ma when the Scotia Plate was formed (Barker, 2001).

Paleomagnetic studies have also been carried out to provide constraints on the relative positions between Patagonia, the Antarctic Peninsula and East Antarctica. According to Grunow (1993) the Antarctic Peninsula had undergone a clockwise rotation from 175 to 155 Ma and a counterclockwise rotation between 155 and 130 Ma.

* Corresponding author.

E-mail address: cearriag@cec.uchile.cl (C. Arriagada).

Grunow (1993) suggested that the clockwise rotation was related to the opening of the Weddell Sea. Although this interpretation is in good agreement with the age proposed for the opening of the Weddell Sea at about 160 Ma by Ghidella et al. (2002), it is slightly older than the age proposed by König and Jokat (2006). In the same way, Eagles and Vaughan (2009) proposed a tectonic model of the Weddell Sea using the constraints imposed by the opening of the South Atlantic and SW Indian oceans. Their results suggest that Gondwana broke up into just two plates by continental deformation in contrast to the three-plate breakup model proposed by König and Jokat (2006), and indicate no independent movements between the small plates during the Gondwana breakup. Several paleomagnetic studies have suggested that the Antarctic Peninsula would have had little latitudinal movement relative to East Antarctica since at least 100 Ma (Dalziel et al., 1973; Grunow, 1993; Kellogg and Reynolds, 1978; Valencio et al., 1979; Watts et al., 1984). These studies also suggest that the actual curvature of the Antarctic Peninsula is a structural feature already shaped by about 100 Ma.

In this contribution we present the results of an extensive paleomagnetic study during which more than 450 samples were collected from the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula. These new data, which are broadly consistent with previous results, are utilized to better constrain the tectonic model of this key region of Antarctica.

2. Tectonic setting

The Antarctic Plate is mostly surrounded by oceanic spreading ridges which define the boundaries of six neighboring tectonic plates (Fig. 1). Antarctica consists of two geologically distinct provinces, the East Antarctic Craton and the West Antarctic Rift System. The

Transantarctic Mountains are one of the dominant features of the Antarctic continent and define the boundary between East Antarctica and the West Antarctic Rift System. East Antarctica is a Precambrian craton locally overlain by Devonian to Jurassic units (Fitzsimons, 2000; Harley, 2003). East Antarctica has remained stable around the South Pole since at least 75 Ma (Torsvik et al., 2008). West Antarctica is formed by a younger series of mobile belts which include at least four major crustal blocks (Antarctic Peninsula, Thurston Island, Ellsworth–Withmore Mountains and Marie Byrd Land) with independent Mesozoic and Cenozoic tectonic histories (Fig. 1). During the breakup of Gondwana these four crustal blocks moved relative to each other and to the East Antarctic Craton as rigid blocks (Dalziel and Elliot, 1982; Dalziel and Lawver, 2001). Some authors have subdivided these crustal blocks into minor terranes (Pankhurst et al., 1998; Vaughan and Storey, 2000; Vaughan et al., 2002). In the case of Marie Byrd Land, Pankhurst et al. (1998), on the basis of geochronological and geochemical data, divided the block into the Amundsen and Ross provinces. For the Antarctic Peninsula, this block is considered to be formed by three domains that amalgamated to each other during the mid-Cretaceous (Vaughan and Storey, 2000; Vaughan et al., 2002).

The northern Antarctic Peninsula has been part of the Pacific margin since before the breakup of Gondwana (Barker, 1982) although its pre-mid-Cretaceous history could be more complicated. A collision history, related to subduction process has been identified in the area. At least two or three terranes collided during the Palmer Land event, suggesting a progressive change in the Gondwana margin in that area (Vaughan and Livermore, 2005; Vaughan and Storey, 2000). Before the latter event, siliciclastic turbidite deposits of the Trinity Peninsula Group (Fig. 1, right), up to 3 km thick, were deposited during the Permian to Triassic in a marginal basin setting (Birkenmajer, 1994). An episode of deformation occurred during the

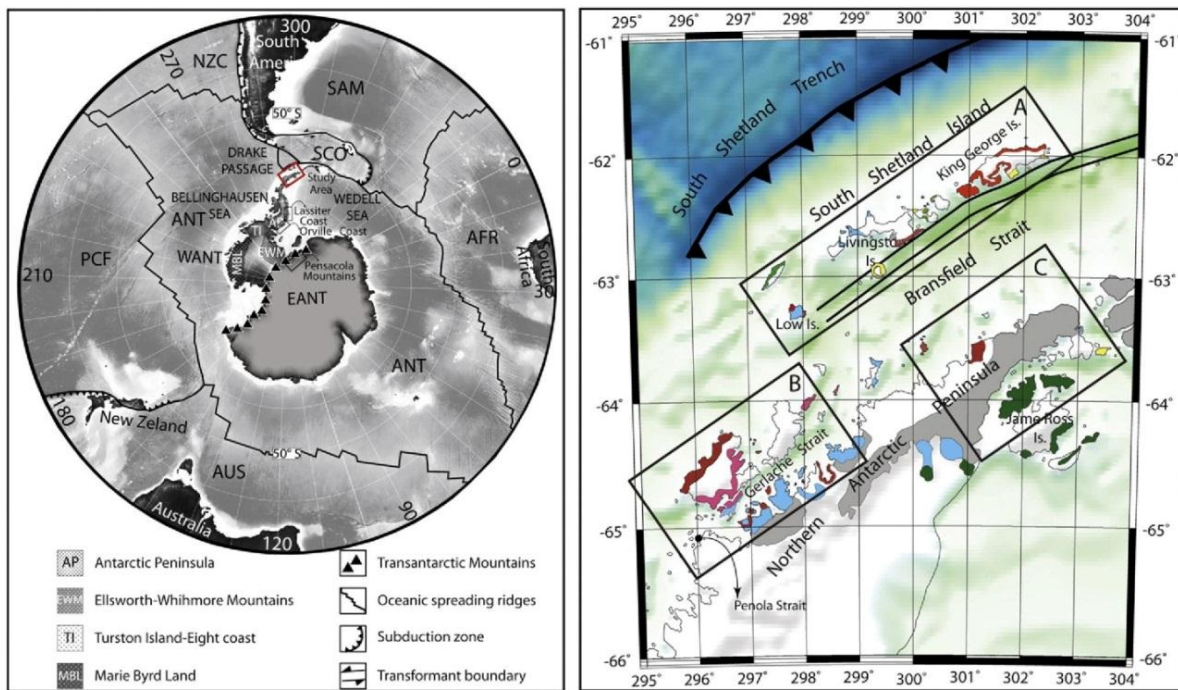


Fig. 1. (Left): Major plate organization around the South Pole. ANT (Antarctic) Plate is bounded by six plates: AUS (Australian), PCF (Pacific), SAM (South America), SCO (Scotia), NZC (Nazca) and AFR (African) Plates. Antarctica is subdivided into 2 provinces: West Antarctica (WANT) and East Antarctica (EANT) divided by the Transantarctic Mountains. West Antarctica consists of four major distinctive terranes: AP (Antarctic Peninsula), TI (Thurston Island Eight Coast), EWM (Ellsworth-Whitmore Mountain) and MBL (Marie Byrd Land) (Modified from Barker, 2001; Grunow, 1993; Klepeis and Lawver, 1996; Smalley et al., 2007; Torsvik et al., 2008). (Right): Simplified geological map (from British Antarctic Survey, 1985; Farquharson, 1982; Hervé et al., 2006a,b; Klepeis and Lawver, 1996; modified). Lithology is further described in the text. Legend and frames A, B and C are shown in Fig. 2.

Late Triassic and affected the Trinity Peninsula Group. This event has been considered as part of the Gondwanian orogeny by Smellie (1991) and Birkenmajer (1994), but might well correspond to the Peninsula Orogeny of Miller (1983) and Vaughan and Livermore (2005) particularly if its timing extends into the earliest Jurassic.

In the Antarctic Peninsula, magmatism has been active at least since the Jurassic (Leat et al., 1995). It is possible to distinguish two magmatic stages (Fig. 1, right; second stage a and b in Fig. 2). During the first stage, and related to acid volcanism, three extensive episodes of plutonism have been identified at 188–178 Ma, 172–162 Ma, and 157–153 Ma (Pankhurst et al., 2000). This magmatic province, known

as the Chon Aike Province (Pankhurst et al., 1998) has a crustal signature and has been related to the Gondwana breakup (Hervé et al., 2007; Pankhurst et al., 2000). In the second stage a, magmatism with a tholeiitic to calc-alkaline signature, started to develop during the Early Cretaceous and migrated to outer positions during the Late Cretaceous to Miocene (Birkenmajer, 1994; Kraus, et al., 2008; Machado et al., 2005; Willan and Kelley, 1999). From Late Miocene to Recent times, the Bransfield Rift, a back-arc basin, developed at the north-western margin of the Antarctic Peninsula as a result of transtensional processes and the roll-back of the Phoenix Plate beneath the South Shetland Island (Barker, 1982; Barker et al.,

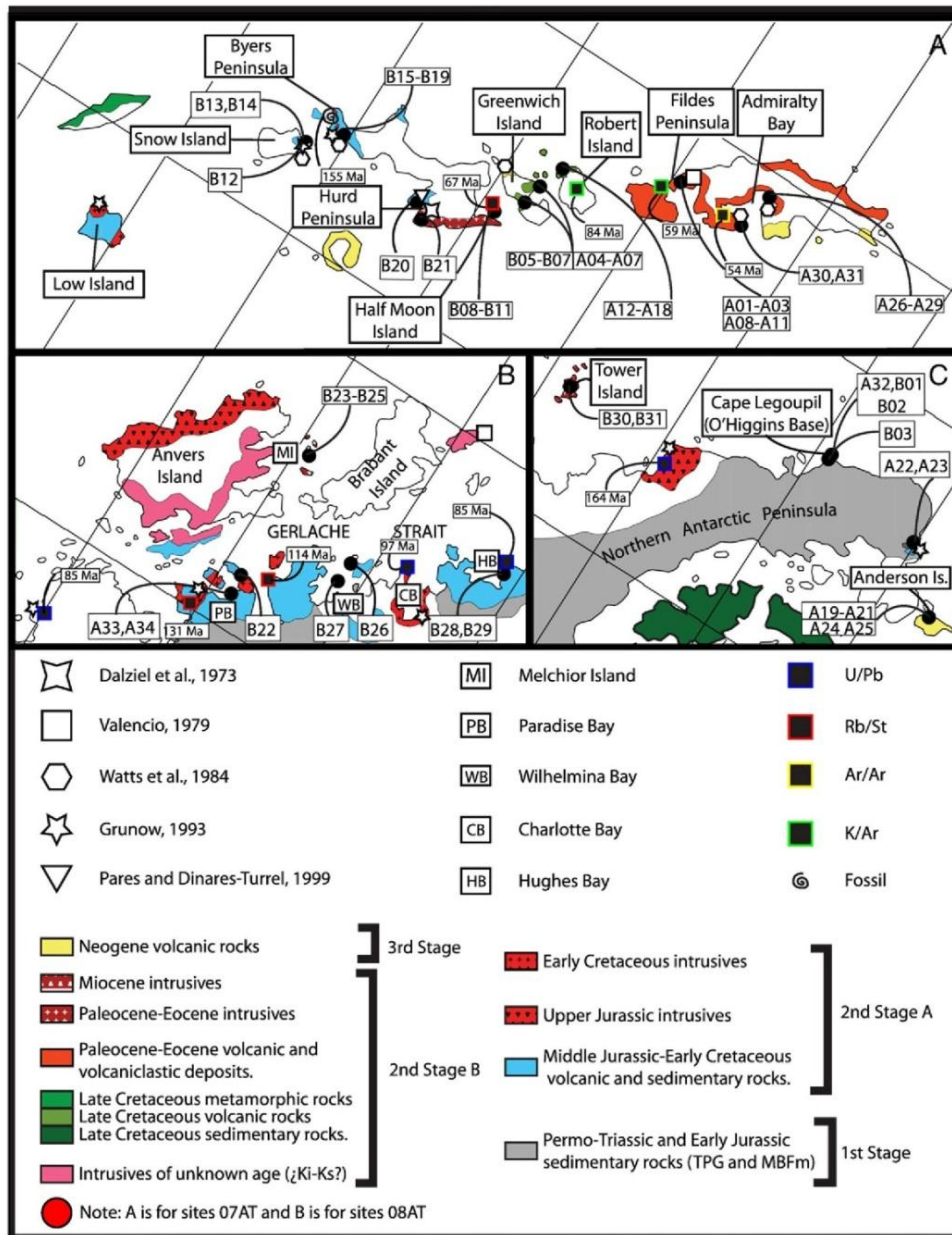


Fig. 2. Magnified areas from northern Antarctic Peninsula. Locations of frames A, B and C are shown in Fig. 1. Sampling site locations for this study are indicated by black dots. Geochronology and paleomagnetic data for previous studies published in the area are also shown.

2003; Solari et al., 2008). However, Birkenmajer (1994), extends the initial rifting back to the Oligocene.

3. Paleomagnetic sampling and procedures

Paleomagnetic sampling was undertaken in the austral summers of 2006/2007 and 2007/2008, during which we collected more than 450 oriented cores. We sampled the South Shetland Islands (41 sites) and the northern Antarctic Peninsula (23 sites). The locations of paleomagnetic sites are given in Table A (see supplementary data) and shown in Fig. 2. Within the South Shetland Islands most samples are from the Upper Cretaceous Coppermine Formation (~85 Ma), which consists of olivine basaltic and basaltic andesite lava flows, as well as polymictic lapilli-stones and agglomerates with multiple intrusions (Hervé and Araya, 1965; Machado et al., 2005) and from the Fildes Peninsula Formation (~55 Ma) basalts, andesites and volcanoclastic rocks (Birkenmajer, 2001; Smellie et al., 1984). Several samples were also drilled in dikes from the Admiralty Bay Group and from basalts, andesites and basaltic andesite rocks of the Marlet Inlet Group (~55 Ma) in Admiralty Bay. A few are from mudstones and sandstones in the Upper Jurassic Anchorage Formation (~150 Ma) in the Byers Peninsula and from sedimentary rocks in the Lower Cretaceous Chester Cone Formation (~140 Ma) and Eocene intrusives (~55 Ma) on Snow Island (Hathway and Lomas, 1998; Watts et al., 1984).

In the Gerlache Strait and the northern part of the Antarctic Peninsula most samples are from siliciclastic turbidites of the Permo-Triassic Trinity Peninsula Group and from Cretaceous and Miocene intrusives ranging between diorite and granite. A few are from Jurassic volcanic–volcanoclastic and Neogene volcanic rocks.

Samples were, at most sites, cored with a portable drill and orientated by both sun and magnetic compasses. Only two sites (08AT30–08AT31) were sampled using oriented block samples due to access problems. Samples were analyzed in paleomagnetic laboratories at the Universidad de Chile and the Université de Rennes. For most samples, one specimen was subjected to stepwise thermal demagnetization (10–15 steps) in an ASC Scientific furnace where the residual field was less than 10 nT. Magnetic susceptibility was measured after each thermal demagnetization step, in order to check magnetic mineralogical changes upon heating. Remanence was measured with either a spinner magnetometer (Molspin or AGICO JR5A) or a 2 G cryogenic magnetometer. To better investigate the origin of the remanent magnetization, stepwise alternating field (AF) demagnetization using a Molspin AF instrument or the 3 axis AF degausser online with the 2 G magnetometer was also performed on some samples.

Characteristic remanence (ChRM) component directions were determined using principal component analysis (Kirschvink, 1980). Site-mean directions were defined using classical Fisher statistics or a combination of individual components and remagnetization circles where necessary (McFadden and McElhinny, 1988). For typical (and some atypical) samples, the magnetic carriers of the ChRM were investigated further by means of IRM acquisition and demagnetization experiments. Additionally, thin and polished sections of the studied rocks were microscopically analyzed by transmitted and reflected light in order to identify the magnetic minerals and their paragenesis.

Radiometric age control is based on a compilation of previously published data (see supplementary data, Table sd4) and on unpublished U–Pb zircon results from some paleomagnetic sites by Calderón et al. (unpublished data).

4. Paleomagnetic results

The following results are summarized in Table 1 and organized according to the age of the rock units.

4.1. Results from Permo-Triassic and Jurassic rocks

All samples from sites within fine-grained sandstones, mudstones and metasediments of the Trinity Peninsula Group (Hope Bay, Legoupil and Paradise Harbor Formations), sandstones and mudstones of the Anchorage Formation, and metasediments of the Miers Bluff Formation, have relatively low values of susceptibility (between 10^{-3} and 10^{-4} SI units) and NRM intensities range from 2×10^{-2} to 5×10^{-4} A m $^{-1}$ (Table A; see supplementary data).

All samples from sites 07AT32 and 07AT34 in the Legoupil and Paradise Harbor Formations have characteristic magnetizations with a narrow unblocking temperature range near 300 °C (Fig. 3A). IRM acquisition indicates the presence of a magnetic phase with magnetic saturation above 300 mT, indicating that this phase is not titanomagnetite (Fig. 3A). Microscopic observations in reflected and transmitted light from thin-polished sections of the Trinity Peninsula Group at the O'Higgins Base (07AT32) at Cape Legoupil confirm that pyrrhotite is the main magnetic carrier. The opaque mineral in the fine sandstone occurs mainly in veinlets: chalcopyrite in chlorite veinlets and fine pyrrhotite (less than 10 μ m) in biotite veinlets (Figs. sd1a and sd1b, see supplementary data). From site 07AT34 (Trinity Peninsula Group) in Paradise Bay the very fine-grained nature of the mudstone restricted our observations on the magnetic mineralogy, which are therefore not conclusive.

Unfortunately, at all other sites drilled in sedimentary rocks in Legoupil (08AT01, 08AT02), and Hope Bay (07AT22, 07AT23) the magnetization was unstable during thermal or AF demagnetization and it has been impossible to determine a characteristic remanent magnetization.

Jurassic deposits were sampled at 4 sites from Start Hill (08AT15 to 08AT18). Sites 08AT15 and 08AT17 correspond to thin-bedded, fine-grained deposits. Microscope observations of samples from site 08AT15 show numerous small lithic plagioclases suggesting that the fine mudstone and sandstone are intercalated with finer-grained ash deposits (Fig. sd1c, see supplementary data). Within the thin tuff we observed pyrrhotite as the main magnetic carrier and small rutiles which could reflect disequilibrium in the rock (Fig. sd1d, see supplementary data). The two other sites correspond to thicker beds with a larger grain size. A characteristic direction was determined in only 3 samples at site 08AT15 and in 3 samples at site 08AT18. The magnetization could be of primary origin but the limited data preclude further interpretation.

Three sites were drilled in rocks attributed to the Antarctic Peninsula Volcanic Group (APVG). Univectorial magnetizations are observed with high unblocking temperatures (Fig. 3B) and magnetite grains (< 10 μ m) as the main magnetic carrier. At *in situ* coordinates, the magnetization is well grouped and strongly scattered after bedding correction. A possible explanation for this behavior is that the magnetizations are secondary due to hydrothermal alteration, despite the strong (above 1 A/m) and stable magnetizations going through the origin during the demagnetization, which suggests a primary origin instead.

Microscope observations also support a secondary origin for the magnetization. At site 08AT22 subhedral–anhedral magnetite is recognized to be predominately concentrated in the lithic components of tuffs, diminishing gradually towards the groundmass whose texture is partially obliterated (Fig. sd1e and sd1f, see supplementary data). In the crystal-rich lithic tuff sampled at site 08AT29, however, the original texture of the rock is recognized in fine-grained biotitization and chloritization affecting the groundmass. Magnetite and sulphides are identified as well. Finally, at site 07AT33 (basaltic andesitic lava flow) we recognized a chloritization event affecting the whole rock that is associated with chlorite–epidote–anhydrite veinlets. The brownish color of the chlorite suggests that this event superimposed its effect on a previous biotitization event.

The characteristic directions in Permo-Triassic and Jurassic rocks (07AT32, 07AT33, 07AT34, 08AT22, 08AT29, except at sites in the Anchorage Formation at Start Hill) are well grouped in *in situ*

Table 1
Paleomagnetic results.

In situ		Bed correction							
Site	Lithology	N/n	Dec	Inc	Dec	Inc	α_{95}	Kappa	Type/Age
<i>Permo-Triassic and Jurassic rocks:</i>									
O'Higgins Base									
07AT32	Sedimentary	9/6	358.2	−74.1	141.8	−63.0	1.8	1454	B/Kmed
Gerlache Strait									
08AT22	Volcanic	8/7	7.5	−71.6	106.9	−38.6	4.9	155	B/Kmed
08AT29	Volcanic	6/6	345.8	−67.7	140.3	−30.1	1.8	1133	B/Kmed
07AT33	Volcanic	9/8	334.2	−71.1	334.2	−71.1	5.3	112	B/Kmed
07AT34	Sedimentary	7/4	355.2	−67.4	348.6	2.2	6.3	213	B/Kmed
Start Hill, Byers Peninsula									
08AT15	Sedimentary	6/3	279.3	−69.0	346.5	−63.1	16.1	60	B/Kmed
<i>Cretaceous intrusive and volcanic rocks:</i>									
O'Higgins Base									
08AT03	Sill	6/6	348.2	−79.2	348.2	−79.2	3.6	350	A/Kmed
Gerlache Strait									
08AT26	Intrusive	9/8	357.9	−72.8	357.9	−72.8	2.1	722	A/Kmed
08AT28	Intrusive	8/6	345.3	−72.7	345.3	−72.7	2.5	730	A/Kmed
Start Hill, Byers Peninsula									
08AT18	Sill	5/3	273.0	−71.7	350.9	−68.1	11.7	113	A/Kmed
Cerro Negro Hill, Byers Peninsula									
08AT19	Weld. Ign	9/7	2.6	−60.3	340.0	−30.5	3.3	334	A/Kmed
Robert Island									
07AT12	Volcanic	5/4	4.2	−72.7	4.2	−72.7	12.9	52	A/Ksup
07AT14	Volcanic	6/6	359.2	−73.4	359.2	−73.4	5.3	158	A/Ksup
07AT15	Volcanic	4/4	355.8	−70.9	355.8	−70.9	5.9	245	A/Ksup
07AT16	Volcanic	5/5	359.1	−65.1	359.1	−65.1	4.3	319	A/Ksup
07AT17	Volcanic	5/5	29.4	−82.9	29.4	−82.9	2.4	785	A/Ksup
07AT18	Volcanic	5/5	349.8	−77.1	349.8	−77.1	3.0	644	A/Ksup
Greenwich Island									
07AT04	Volcanic	7/6	3.3	−73.6	3.3	−73.6	2.6	670	A/Ksup
07AT05	Volcanic	10/8	232.4	−72.6	174.9	−78.9	2.7	413	A/Ksup
07AT06	Volcanic	6/5	41.8	−66.3	41.8	−66.3	10.0	59	A/Ksup
08AT05	Volcanic	7/7	1.4	−63.2	1.4	−63.2	3.1	369	A/Ksup
08AT06	Volcanic	8/7	3.3	−79.8	3.3	−79.8	1.6	1487	A/Ksup
08AT07	Volcanic	10/5	338.9	−72.4	338.9	−72.4	8.8	77	A/Ksup
<i>Paleocene igneous and volcanic rocks:</i>									
Torres Island									
08AT30	Intrusive	7/4	169.0	74.2	169.0	74.2	14.8	143	A/KT
08AT31	Intrusive	6/6	135.9	71.9	135.9	71.9	2.8	592	A/KT
Snow Island									
08AT13	Sill	6/5	335.3	−73.0	335.3	−73.0	3.0	647	A/PalEoc
08AT14	Sill	5/4	339.0	−78.6	339.0	−78.6	2.6	1261	A/PalEoc
08AT12	Sedimentary	15/10	230.3	68.3	162.8	87.8	4.0	144	A/PalEoc
Half Moon									
08AT08	Volcanic	7/5	174.0	67.4	174.0	67.4	5.1	228	B/KT
08AT09	Volcanic	6/4	153.9	76.5	153.9	76.5	6.4	205	B/KT
08AT10	Intrusive	10/8	147.1	74.8	147.1	74.8	4.5	152	A/KT
08AT11	Volcanic	5/5	135.7	72.1	135.7	72.1	6.1	61	B/KT
King George Island									
07AT01	Volcanic	4/4	314.1	79.7	91.7	75.7	6.6	197	A/PalEoc
07AT08	Dyke	6/5	206.8	73.3	206.8	73.3	6.2	154	A/PalEoc
07AT09	Volcanic	7/4	359.4	−72.2	359.4	−72.2	5.1	320	A/PalEoc
07AT11	Volcanic	6/5	288.5	68.0	320.2	72.3	4.1	401	A/PalEoc
Admiralty Bay									
07AT30	Dyke	6/5	250.5	76.1	250.5	76.1	8.8	89	A/PalEoc
<i>Miocene Intrusive rocks:</i>									
Gerlache Strait									
08AT23	Intrusive	8/5	39.5	−70.9	339.5	−70.9	14.2	30	A/Miocene
08AT24	Intrusive	10/7	7.1	−70.3	7.1	−70.3	6.8	81	A/Miocene
<i>Pliocene–Pleistocene Volcanic rocks:</i>									
Anderson Island									
07AT19	Volcanic	4/4	155.5	75.8	175.7	77.1	5.6	364	A/Pli
07AT20	Volcanic	6/5	157.7	78.8	184.0	79.7	3.9	392	A/Pli
07AT24	Volcanic	4/4	130.6	71.0	138.8	73.7	2.1	1968	A/Pli
07AT25	Volcanic	6/6	125.1	80.2	151.3	83.7	5.0	179	A/Pli

Antarctic Peninsula site mean directions arranged according to age and location. N/n Number of samples v/s number of samples used in the calculation of the mean direction; Dec, inc mean declination and inclination *in situ* and after bedding correction; α_{95} semi-angle at the 95% confidence level; Kappa Fisher's precision parameter; Type/Age type of magnetization where A is of primary and B of secondary age, and the postulated age of the magnetization.

coordinates and show very large scatter upon tilt correction (Fig. 3C). This observation suggests a contemporaneous time for the acquisition of the characteristic magnetization and the emplacement of the intrusives (see below).

4.2. Results from Cretaceous intrusive and volcanic rocks

All sites have high magnetic susceptibility values (>0.01 SI) (Table A; see supplementary data) and unblocking and Curie temperatures (Fig. 4A and Fig. sd4, see supplementary data), indicating that magnetite is the dominant magnetic carrier in most of these rocks.

All sites have normal polarity (Fig. 4B) in agreement with radiometric dating, suggesting that most of these intrusive rocks were emplaced during the long normal Cretaceous superchron (Pankhurst, 1982; Tangeman et al., 1996). A single component of magnetization is observed after removal of a small, soft component of likely viscous origin (Fig. 4C). A bedding correction was tentatively

estimated from flame elongation in the welded ignimbrite at site 08AT19, but the *in situ* direction is in better agreement with the other directions indicating a post-tectonic remagnetization, or that the bedding correction was poorly defined.

In intrusive rocks from the Gerlache Strait, microscopic analysis confirms the presence of magnetite as the main magnetic carrier (Fig. sd2, see supplementary data). At site 08AT28, two families of Fe–Ti oxides are recognized. The first family corresponds to fine subhedral–euhedral magnetite with a grain size smaller than $10\ \mu\text{m}$. This mineral is hosted mainly within euhedral mafic minerals. The second family of Fe–Ti oxides also corresponds to magnetites, however with a grain size exceeding $50\ \mu\text{m}$. This mineral is recognized principally within mafic mineral borders and in association with chlorite. For the first family of magnetite, the shape and location within other silicate minerals (mainly pyroxene) suggest that this magnetite is related to a magmatic crystallization process, as also suggested by Evans and McElhinny (1966). On the other hand, the second family of magnetite could be related to post-

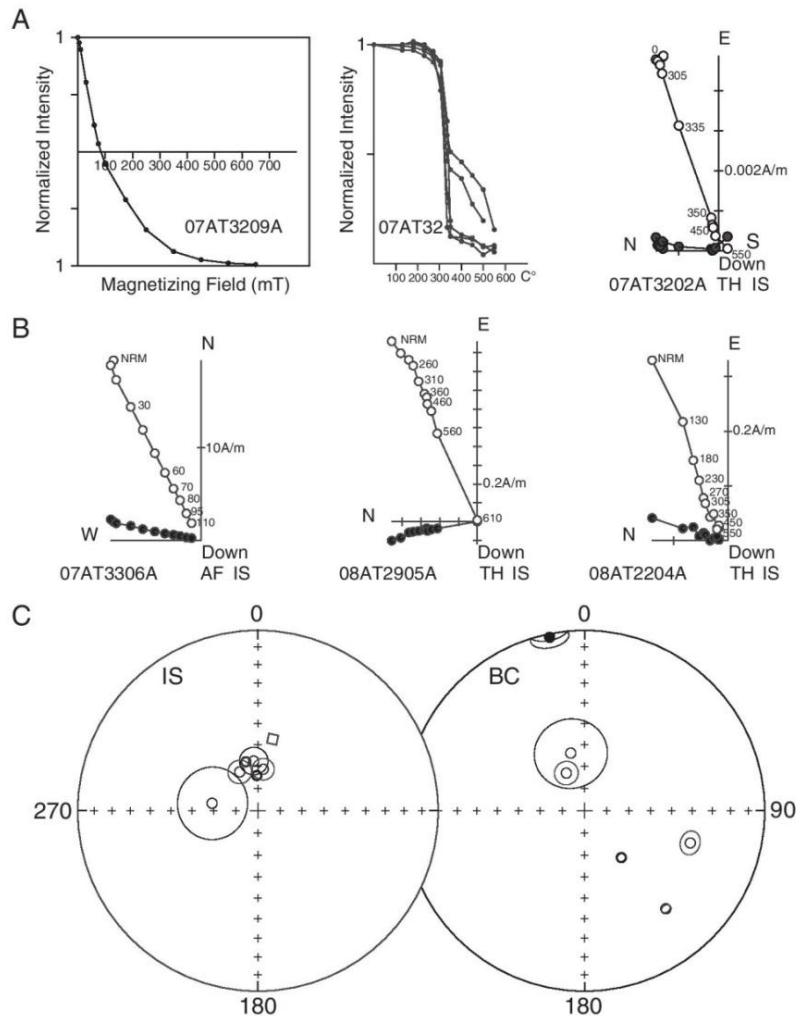


Fig. 3. A-left: Reverse field IRM acquisition for one sample from Permo-Triassic sedimentary rocks (TPG). A-mid: Variation of the intensity of remanent magnetization during thermal demagnetization. Most of the magnetization is lost between $300\ ^\circ\text{C}$ and $350\ ^\circ\text{C}$ for site 07AT32. A-right: Representative thermal demagnetization Zijderveld diagram. Solid (open) circles correspond to projection onto the horizontal (vertical) plane. B: Orthogonal projections of *in situ* vector endpoint diagrams of thermal (TH) (temperatures in $^\circ\text{C}$) or alternating field (AF) (steps in mT) demagnetization. Characteristic component goes through the origin. C: Equal-area projection for Permo-Triassic and Jurassic sites. Sites are well grouped in *in situ* coordinates while they are highly scattered after bedding correction. Solid (open) symbols correspond to projection onto the lower (upper) hemisphere. IS (BC) *in situ* (bedding corrected) coordinates.

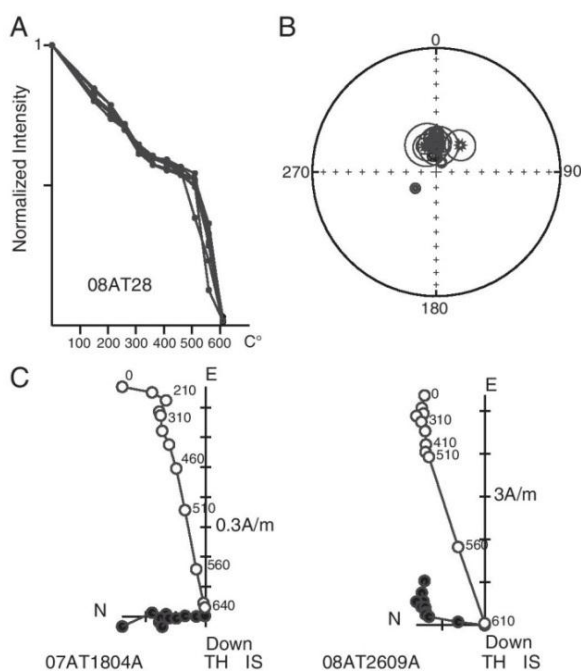


Fig. 4. (A): Variation of the intensity of remanent magnetization during thermal demagnetization for samples from site 07AT28, showing that more than 50% of the magnetization has unblocking temperatures above 500 °C. B. Equal-area projection for Cretaceous igneous sites. Almost all sites are well grouped and have normal polarity. Solid (open) symbols correspond to projection onto the upper (lower) hemisphere. C. Representative orthogonal projections of *in situ* vector endpoint diagrams of thermal (temperatures in °C) demagnetization. Characteristic component goes directly through the origin in both volcanic (left) and plutonic (right) rocks. Solid (open) circles correspond to projection onto the horizontal (vertical) plane.

magmatic alteration because of its mineral association (magnetite + chlorite + biotite?) (See Evans and McElhinny, 1966) related to the same process. It is likely that those early and post-magmatic processes happened in a short period of time, since silicate-hosted magnetite records stable remanent magnetization and is well isolated from hydrothermal processes (Astudillo et al., 2010; Evans and McElhinny, 1966; Feinberg et al., 2005; Renne, et al., 2002), while both families of magnetite record the same magnetic field. This suggests that for intrusive rocks in the Gerlache Strait the magnetization is primary and mainly related to the fine silicate-hosted magnetite.

In volcanic rocks from the South Shetland Islands, microscopic analysis confirms the presence of magnetite as the main magnetic carrier. At site 07AT18, magnetite grains exceeding 20 μm are recognized in addition to numerous small grains. It is most likely that the small grains (<10 μm) recorded the stable remanent magnetization.

4.3. Results from Paleocene–lower Eocene intrusive and volcanic rocks

Reverse polarities are predominant in Paleocene–lower Eocene volcanic rocks from Torres Island, Half Moon Island and King George Island (Fig. 5B). These sites have high values of both magnetic susceptibility (ranging from 10^{-1} to 10^{-2} SI units) and NRM intensities between 10 and 1×10^{-1} A m $^{-1}$ (Table A; see supplementary data).

High unblocking temperatures and univectorial magnetizations suggest that the magnetizations are primary and were acquired during the emplacement of the volcanic rocks (Fig. 5A). At all sites but those of Half Moon Island, optical observations confirm the lack of hydrothermal

alteration. The lava flows from the Half Moon Island sites have been hydrothermally altered and record the same direction as that determined in an intrusive stock at site 08AT10. Thus, although unaltered and altered rocks share similar good magnetic characteristics (i.e. univectorial magnetization during the demagnetization, the same range of NRM intensity and magnetic susceptibility, and a similar unblocking spectrum), we cannot discard the hypothesis that the magnetization from sites 08AT08, 09 and 11 might be secondary. Microscopic observation at site 08 (Half Moon Island) indicates that subhedral–anhedral magnetite, the main magnetic carrier, is located in clasts of the lithic tuffs and is also associated with the mineral assemblage silica–muscovite–chlorite–clay. The aforementioned with its highly obliterated texture (Fig. sd3, see supplementary data) supports the hypothesis of a secondary magnetization for this site. The reverse polarity of the characteristic remanent magnetic direction obtained at site 08AT10 does not agree with the 105 K/Ar age, but is in agreement with the Rb/Sr isochrons between 76 and 66 Ma reported by Parica and Remesal (2007).

Significantly larger paleosecular variation is recorded in the early Paleogene rocks than in the Cretaceous rocks. This is especially clear in VGP coordinates where 4 sites out of 8 from King George Island indicate a latitude lower than 45° (Fig. 5B2).

On Snow Island, two sites (08AT13 and 08AT14) were drilled in Eocene sills, for which an age of 54 Ma was reported by Watts et al. (1984). These two sites have a normal polarity magnetization. At site 08AT12, 12 samples were drilled in sediments and three samples in an intercalated thin sill. All samples record a very stable reverse polarity magnetization. Despite the low magnetic susceptibility, the high intensity of the NRM (up to 0.5 A/m) in the deposits indicates that they were remagnetized at the time of sill emplacement. The characteristic directions from the remagnetized deposits were thus averaged with the results from the volcanic unit. A bedding correction was estimated (~20° to the northeast) but it is unclear whether the sills intruded after or before the light deformation of the area. Watts et al. (1984) do not mention any tilt correction, whereas Grunow (1993) reports a negative fold test based on three sites.

4.4. Results from Miocene–Pliocene intrusive and volcanic rocks

On Anderson Island, results were obtained from 4 out of 5 sampled sites. All of these show reverse polarity magnetization (Fig. 6A). Both sites sampled in palagonite-bearing rocks have low NRM values (Table A; see supplementary data). A low temperature component of magnetization was determined in four samples from site 07AT19 (Fig. 6B). The reverse polarity of this magnetization and the very low unblocking temperatures support the hypothesis that this magnetization was acquired during emplacement and possible rapid cooling under water and that it is not a recent viscous overprint. Samples from the other site (07AT21) indicated a more unstable behavior and the results were discarded. A characteristic reverse polarity magnetization was determined at higher temperatures for the three other sites from basaltic olivine lava flows (Fig. 6C). Three sites were also drilled in the Miocene intrusive stock at Melchior Island. These rocks have very soft NRMs with an MDF lower than 5mT. We tentatively determined a characteristic direction for two sites (Fig. 6D).

5. Tectonic Implications and APWP for the Antarctic Peninsula

Paleomagnetic results for the Antarctic Peninsula have already been reported in a number of studies (Blundell, 1962; Dalziel et al., 1973; Grunow, 1993; Kellogg, 1980; Kellogg and Reynolds, 1978; Longshaw and Griffiths, 1983; Parés and Dinarès-Turell, 1999; Valencio et al., 1979; Watts et al., 1984). However, only Watts et al. (1984) and Grunow (1993) provide detailed paleomagnetic and geologic information that facilitate the combination of our data with these previously published results.

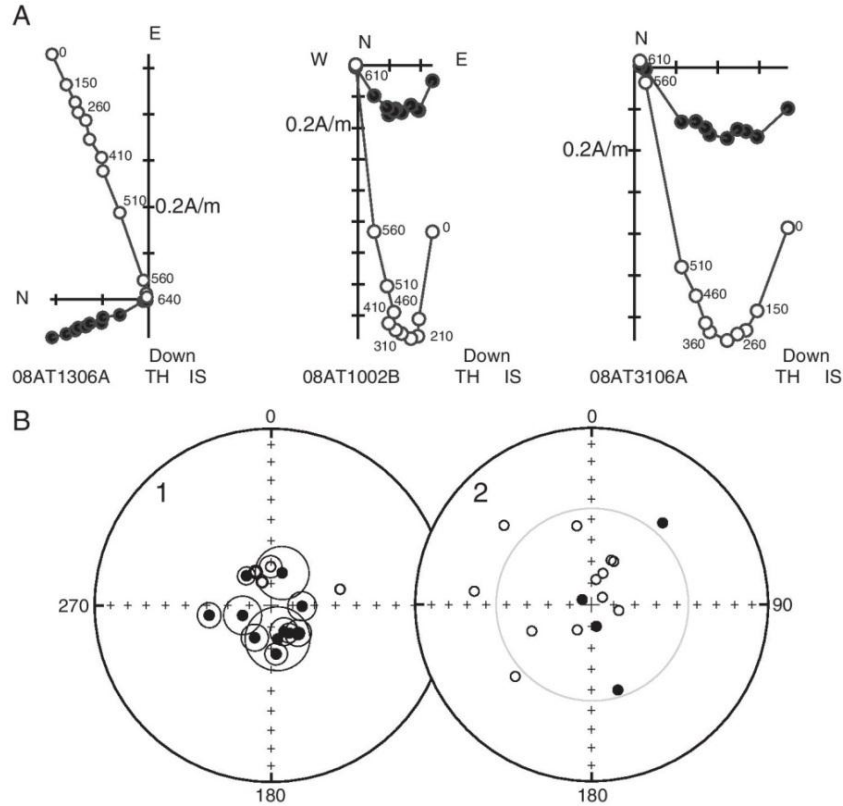


Fig. 5. A: Orthogonal projections of *in situ* vector endpoint diagrams of thermal (temperatures in °C) demagnetization. Characteristic component goes directly through the origin in sample 08AT13 (Snow Island) while a low temperature is erased in both 08AT1002B (Half Moon Island) and 08AT3106A (Torres Island) samples. Solid (open) circles correspond to projection onto the horizontal (vertical) plane. B: Equal-area projection for mean directions (left) and paleopoles (right) at Paleocene sites. In contrast to Cretaceous rocks, in this case the sites record both normal and reverse polarities and show an important scatter probably due to secular variation. Open (solid) symbols correspond to projection onto the upper (lower) hemisphere. Small grey circle is the 45° limit.

A poor paleomagnetic record in the TPG deposits combined with widespread remagnetization impedes the determination of the APWP for the Antarctic Peninsula during the late Paleozoic. Evidence for remagnetization was also reported for a number of localities by Grunow (1993).

Remagnetization could reflect an important tectonic event during Cretaceous time in the northern Antarctic Peninsula. This event could be associated with the well-documented mid-Cretaceous Palmer Land Event in the southern part of the Antarctic Peninsula (Palmer Land) (Vaughan et al., 2002). On the other hand, Cretaceous remagnetization has also been reported in southern Patagonia (Rapalini, 2007), suggesting that this region was close to the Antarctic Peninsula during the Mid-Cretaceous and that both were affected by the same event (Vaughan and Livermore, 2005). The normal polarity observed in the remagnetization can also be correlated with widespread early Late Cretaceous magmatism. Indeed all sites sampled in these rock units record normal polarity magnetization.

The most significant results correspond to the early Late Cretaceous and to the Paleocene–early Eocene interval. Taking into account the curved shape of the Antarctic Peninsula and the suggested block segmentation of the Antarctic Peninsula proposed by Hawkes (1981), we first test the possible existence of relative rotations associated with subduction, exploring the possible deformation associated with differential subduction obliquity along the South Shetland Arc. We then discuss the APWP of the Antarctic Peninsula.

5.1. Are there relative block rotations within and between the South Shetland Arc and the Antarctic Peninsula?

The subduction of the Phoenix Plate, divided by important fracture zones, below the Antarctica Plate (Barker, 1982) has been related to segmentation of the Antarctic Peninsula into different tectonic blocks (Barker, 1982; Hawkes, 1981) which could have undergone relative movement among them. On the other hand, the opening of the Bransfield Strait, active since the early Pliocene (Barker, 1982; Solari et al., 2008), could have induced relative rotation between the different blocks forming the Shetland Islands.

Most of the paleomagnetic results in previously published studies as well as in the present study come from volcanic or intrusive rocks. Some of the mean poles previously published for different localities correspond to a low number of sites. Secular variation is probably not fully averaged in each individual study and there are also uncertainties about bedding. Instead of comparing the mean poles published in different studies, we thus combine individual results from Grunow (1993) and Watts et al. (1984) with our new results to provide a mean paleopole for each locality of the Shetland Islands, the area of the Gerlache Strait and the northern tip of the Antarctic Peninsula (Fig. 2, frames a, b and c in Fig. 1). Most of the available paleomagnetic results correspond to two main age groups; one yielding ages of about 60 ± 10 Ma and the other of about 90 ± 10 Ma. For example, Grunow (1993), Watts et al. (1984) and the present study provide respectively 3, 10 and 3 results from Snow Island with an

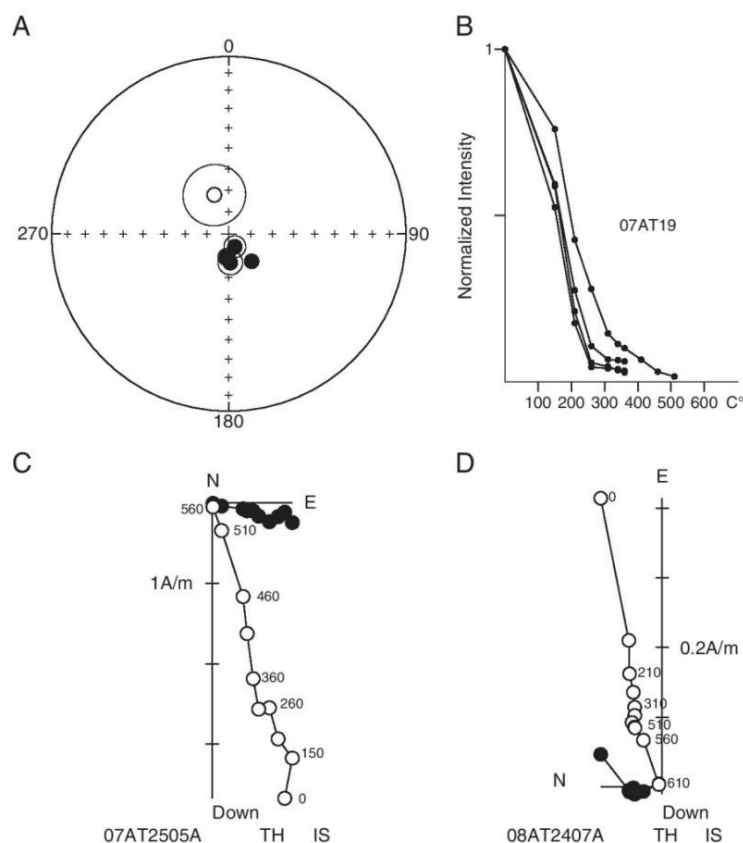


Fig. 6. A: Equal-area projection for mean directions in volcanic rocks from Anderson Island. Open (solid) symbols correspond to a projection onto the upper (lower) hemisphere. B: Variation of the intensity of the remanent magnetization during thermal demagnetization for site 07AT19. The magnetization is almost completely erased after 300 °C. C and D: Orthogonal projections of *in situ* vector endpoint diagrams of thermal (temperatures in °C) demagnetization for a sample from Anderson Island (C) and a sample from Melchor Island (D). Characteristic component goes directly through the origin in the sample, but unlike site 07AT19 the characteristic direction is obtained at higher temperatures.

attributed Eocene age. We thus combine these 16 sites to provide a mean pole (Fig. 7A, left; Table 2). Further north, we obtained a pole from 8 sites on King George Island while Watts et al. (1984) report 21 results in lower Eocene rocks from the same localities. We obtained a pole combining the 29 sites. There are no statistical differences between the mean poles except that more secular variation appears to be registered on King George Island (Fig. 7B, left; Table 2).

The same direction is also recorded in Paleocene rocks from Half Moon Island. This confirms the lack of detectable relative rotation between the Shetland blocks. Two Paleocene sites from Torres Island on the Antarctic Peninsula also have a similar direction to those on Half Moon Island, suggesting no rotation between the Shetland Islands and the main part of the Antarctic Peninsula (Fig. 7C, left; Table 2). To test this hypothesis, we define three main localities with paleomagnetic data in early Late Cretaceous rocks. The locality in the central part of the South Shetland Islands is constituted by our results from the Robert and Greenwich Islands and the results from Watts et al. (1984) from Greenwich Island (Fig. 7A, right; Table 2). The two other localities are on the Antarctic Peninsula. The southern one corresponds to the Gerlache and Penola Straits and include our data and those of intrusive rocks from Cape Tuxen (Grunow, 1993) dated by U–Pb at 85 Ma (Tangeman et al., 1996). We also sampled one site (08AT26) in a gabbro dated at 85 Ma by U–Pb (Calderón et al., unpublished data). Three sites in Jurassic volcanic and sedimentary

rocks at Paradise Bay and one site at Charlotte Bay record magnetizations showing strong scatter upon tilt correction and a remagnetization by nearby intrusives is likely. Grunow (1993) also reports results from poorly dated intrusives at Charlotte Bay and we concur with this author that the age of the magnetization may be around 85 Ma. We thus have two sets of data for the Gerlache and Penola Straits, one corresponding to dated units around 85 Ma (Fig. 7B, right; Table 2) and the other with the postulated age of remagnetization at 85 Ma (Fig. 7C, right; Table 2).

In the northern Antarctic Peninsula, all the results of our study, together with those of Watts et al. (1984) and Grunow (1993) correspond to remagnetized sedimentary or undated igneous rocks. However, zircon fission track ages of 80, 87, and 91 Ma reported by Faúndez et al. (2003) corroborate the Rb–Sr age in a granodiorite of 92 Ma (Pankhurst, 1982) and confirm an early Late Cretaceous magmatic event in this part of the Antarctic Peninsula. Therefore we propose that results from remagnetized and intrusive rocks can possibly be assigned an age of about 90 Ma. We do not take into account the low inclination data obtained by Watts et al. (1984) in four sites from the Wide Open Islands gabbro (Fig. 7D, right; Table 2).

Both the Paleocene and early Late Cretaceous group of paleomagnetic poles confirm that the Antarctic Peninsula has been at nearly the same high paleolatitude for the last 100 my. The high inclination (~70–75°) makes it difficult to determine *in situ* block rotations. For the Paleocene group of poles, the difference in declination between the northern block

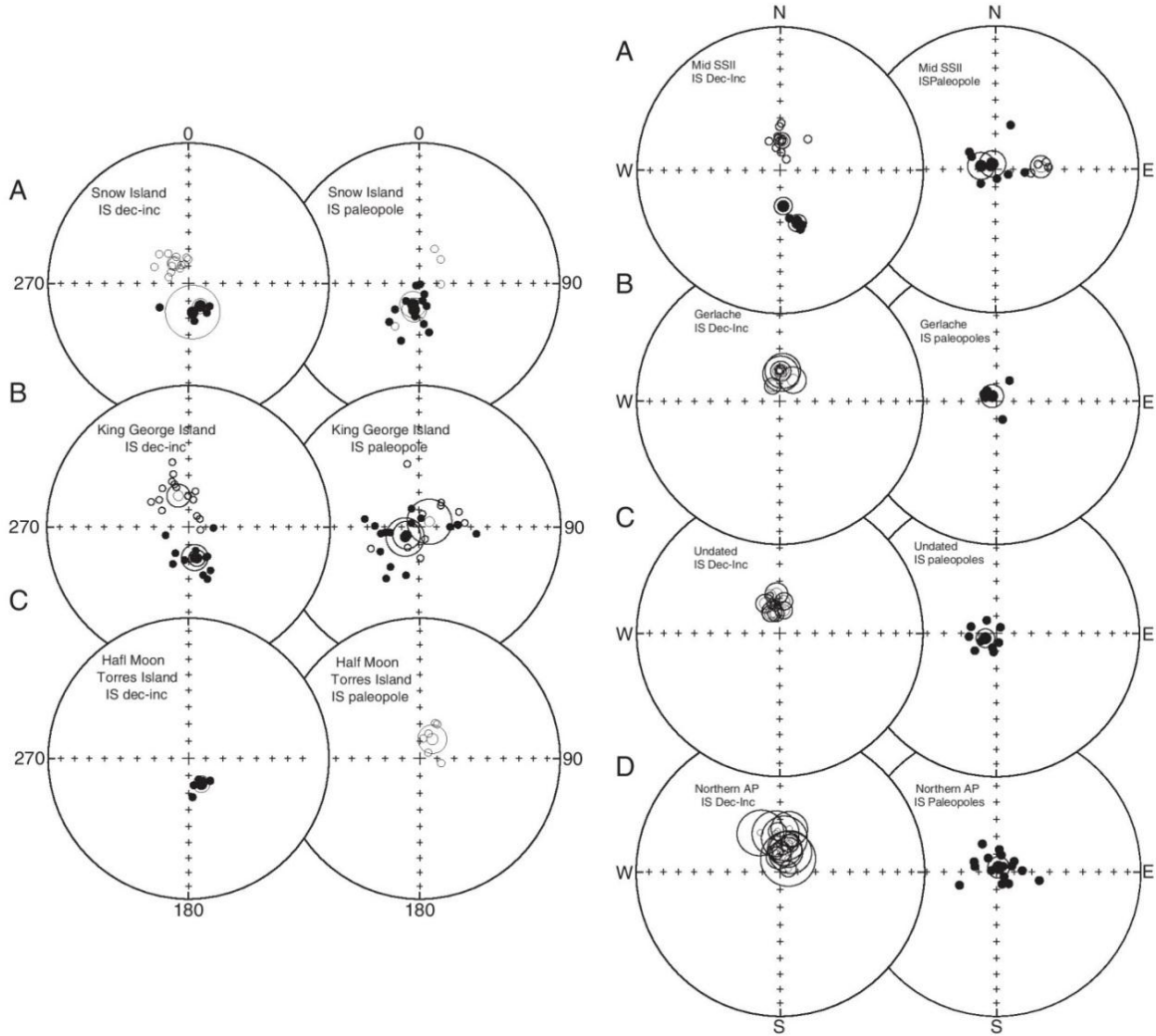


Fig. 7. Left) Equal-area projection for mean site directions and paleopoles for all sites on the South Shetland Islands and all samples on King George Island. In contrast to Cretaceous rocks, in this case the sites record both normal and reverse polarities and show an important scatter probably due to secular variation. Solid (open) symbols correspond to projection onto the lower (upper) hemisphere. IS (*in situ* results). Right) Equal-area projection for mean directions at *in situ* (IS) coordinates (left) and for paleopoles (right) for Cretaceous blocks in the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands. Open (solid) symbols correspond to projection onto the upper (lower) hemisphere.

(King George Island) and the southern block of the Shetland Islands is only 12° and both directions are not statistically different at the 95% confidence level.

For the early Late Cretaceous groups of directions, there is no statistical evidence for relative rotation between the different localities.

Our study contradicts the interpretation of Nawrocki et al. (2010) suggesting local rotations in early Eocene volcanic rocks from the central part of King George Island. These authors report new paleomagnetic data from different sections separated by only a few kilometers. Because their paleomagnetic sampling was mainly done with single oriented blocks in different units, they only provide a mean result from different sections. Nawrocki et al. (2010) interpreted the paleomagnetic differences between the localities as local tectonic rotations. However, except with the possible exception of Herve Cove, secular variation is clearly not averaged even at localities where the number of samples is large, such as Paradise Cove ($k=86$ with $n=24$). Thus it is necessary to average all the localities and the mean value is not statistically different from the

direction expected for the early Paleocene reference pole calculated in the present study. We can thus discard any paleomagnetically detectable rotation within King George Island.

5.2. The apparent polar wandering path of the Antarctic Peninsula

We have shown that there is no evidence for relative rotation between the different blocks that constitute the northern Antarctic Peninsula. We can thus determine the APWP by combining data from different blocks.

We calculate two paleopoles at $\sim 90 \pm 10$ Ma and $\sim 60 \pm 10$ Ma, respectively. For the 90 Ma paleopole, we combined VGPs from the northern Antarctic Peninsula, the Gerlache Strait, and Robert and Greenwich Islands in the central part of the South Shetland Island group. This paleopole is statistically similar to that expected for East Antarctica from either the Besse and Courtillot (2002) or Torsvik et al. (2008) global APWP data (Fig. 8A; Table 2). For the 60 Ma paleopole,

we used poles from sites sampled on the South Shetland Islands, at King George, Snow and Half Moon Island and from Tower Island in the central part of the northern Antarctic Peninsula. This paleopole does not differ strongly, even though it is at a slightly lower latitude, from that expected for East Antarctica according to the global APWP of Besse and Courtillot (2002) (Fig. 8A; Table 2).

Watts et al. (1984) and Grunow (1993) report numerous results from Lower Cretaceous rocks at Byers Peninsula on Livingstone Island (South Shetland Islands). Grunow (1993) sampled sedimentary rocks and lava flows from the Byers Group (145–125 Ma) as well as some intrusive units. Results from 9 sites in sedimentary rocks failed the fold test (k decreases from 130 to 34). Of 11 results from the lava flows, only one is of reverse polarity and the directions of the normal polarity lava flows are better grouped for *in situ* results than after bedding correction. The mean direction for the lavas is the same as that determined for results from intrusive dikes and plugs, all of them having a normal polarity magnetization. Radiometric K–Ar whole rock ages between 116 and 77 Ma were also reported by Pankhurst et al. (1979). All these observations indicate that the magnetization was most likely acquired during the Cretaceous Normal Chron. We tentatively attribute a mean age of 100 Ma to these results (Fig. 8A, Table 2). Because of the uncertainties in the exact age of the main event of remagnetization, we suggest that only the mean result determined from the intrusive units may be used.

On the Antarctic Peninsula at Penola Strait, Grunow (1993) reports results from intrusive units at Moot Point and on Rasmussen Island dated respectively by U–Pb at 107 Ma and 117 Ma. We combined the high temperature component A from Moot Point with results from Rasmussen Island to provide a mean pole at 112 Ma. At Mt. Banck, Grunow (1993) reports results from a 130 Ma intrusive, but in this case the A component does not correspond to high temperature-characteristic magnetization, in contrast to that determined at Moot Point. We therefore do not take this result into account.

Grunow (1993) reports results from a 160 Ma pink granite and 2 mafic dykes at Bone Bay. This pole is very different from that expected for either the Besse and Courtillot (2002) or Torsvik et al. (2008) global APWP data for East Antarctica (Fig. 8; Table 2). The difference between the master curves and the 160 paleopoles supports the idea of tectonic translation for some parts of the Antarctic Peninsula prior

to about 105 Ma. Finally, the oldest VGP available for the Antarctic Peninsula is the 175 Ma pole determined by Longshaw and Griffiths (1983) and for which very few analytical details were given (Fig. 8A; Table 2).

Results from mid-Cretaceous rocks along the Lassister coast in the southern part of the Antarctic Peninsula (Kellogg and Reynolds, 1978) are in good agreement with results from the northern part of the peninsula. These results come from rocks that intruded the Gondwana margin and are inboard of the eastern Palmer Land shear zone, which probably constitutes the major boundary between allochthonous and autochthonous parts of the margin (Vaughan and Storey, 2000). However, Kelloggs (1980) found evidence of clockwise rotation along the Orville coast about 300 km from the Lassister coast sites. These results were interpreted as evidence of oroclinal bending due to the collision of a western block (Alexander Island block, Kelloggs, 1980). The characteristic directions in both studies were determined by Fisher statistics at one level of AF demagnetization. Further work with thermal demagnetization might be needed to confirm these results. Again, in both studies, the magnetization is of normal polarity, and K–Ar ages of 95–104 Ma in biotites from intrusive rocks (Kellogg and Reynolds, 1978) along the Lassister coast as well as whole rock Rb–Sr ages of 103 and 109 Ma at the Orville coast, confirm that widespread magmatic activity took place in the Antarctic Peninsula during the long normal Cretaceous superchron.

5.3. The apparent polar wandering path of the Marie Byrd Land and Thurston Island

The AP is part of West Antarctica and paleomagnetic results for the Marie Byrd Land block have been reported by DiVenere and Kent (1994), DiVenere et al. (1995). Results from Thurston Island are also reported by Grunow et al. (1991). DiVenere and Kent (1994), DiVenere et al. (1995) studied volcanic and plutonic rocks from the eastern part of Mary Bird Land, and provided two mean poles, one for units with an assigned age of 100 Ma and another for an assigned mean age of 117 Ma. As observed in the AP, because of remagnetization due to widespread plutonism and the difficulty in determining bedding attitude or possible tilts in intrusive rocks, we concur with DiVenere et al. (1995) that it is not completely straightforward to obtain a representative mean paleopole. These authors tentatively

Table 2
Mean Paleomagnetic results and apparent polar wander path for the Antarctic Peninsula.

Block	Direction			VGP			
	Dec	Inc	$\alpha 95$	Long	Lat	$\alpha 95$	N
<i>Results with an attributed Paleocene age</i>							
Snow Island	152.1	75.4	4.3	196.2	77.3	7.6	16
King George Island	163.9	71.4	4.9	236.2	81.0	8.2	25
Half Moon and Torres Island	153.2	73.4	4.9	213.3	76.6	8.3	6
<i>Results with an attributed Cretaceous age</i>							
Gerlache Strait Known Age	3.3	−74.9	3.6	321.1	86.3	6.5	7
Gerlache Strait Unknown Age	349.5	−73.8	3.1	246.6	83.3	5.3	10
Northern AP Unknown Age	6.8	−76.0	3.6	17.0	86.9	5.4	18
Robert and Greenwich Island	355.0	−69.5	5.0	283.0	81.6	7.7	15
<i>Apparent polar wander path for the Antarctic Peninsula</i>							
Time	Long	Lat	$\alpha 95$	$R \pm \theta R$	$Lat \pm \theta L$	Location	Basis for Pole
60 Ma	36.1	−79.6	4.5	−9.7 ± 8.4	1.6 ± 4.2	South Shetland Island	1,2,3
90 Ma	113.0	−86.8	3.4	−4.0 ± 9.5	−1.5 ± 5.0	Antarctic Peninsula	1,2,3
100 Ma	162.3	−79.6	8.5	3.3 ± 16.0	6.5 ± 8.7	Byers Peninsula	1
112 Ma	172.8	−77.4	6.4	−6.3 ± 10.5	4.6 ± 6.1	Gerlache Strait	1
160 Ma	125.4	−64.5	8.2	−45.3 ± 10.5	15.8 ± 7.7	Byers Pen. and Bone Bay	1
175 Ma	237.0	−46.0	6.4	16.5 ± 10.8	0.0 ± 6.7	East Graham Land	4

Block mean directions. Dec, Inc and $\alpha 95$ the declination and inclination parameters and the semi-angle at the 95% level of confidence, respectively; Long, Lat longitude and latitude for the paleopoles; N the number of sites used in the calculation of the mean paleopole for apparent polar wander path of the Antarctic Peninsula; Long, Lat longitude and latitude for the paleopoles; $\alpha 95$ is the semi-angle at the 95% level of confidence. Rotation and latitudinal displacement with respect to East Antarctica are calculated from the APWP of Besse and Courtillot (2002) for a site located at 62°S and 60°W. (1) data from Watts et al., 1984; (2) Grunow, 1993; (3) This Study; (4) Longshaw and Griffiths, 1983.

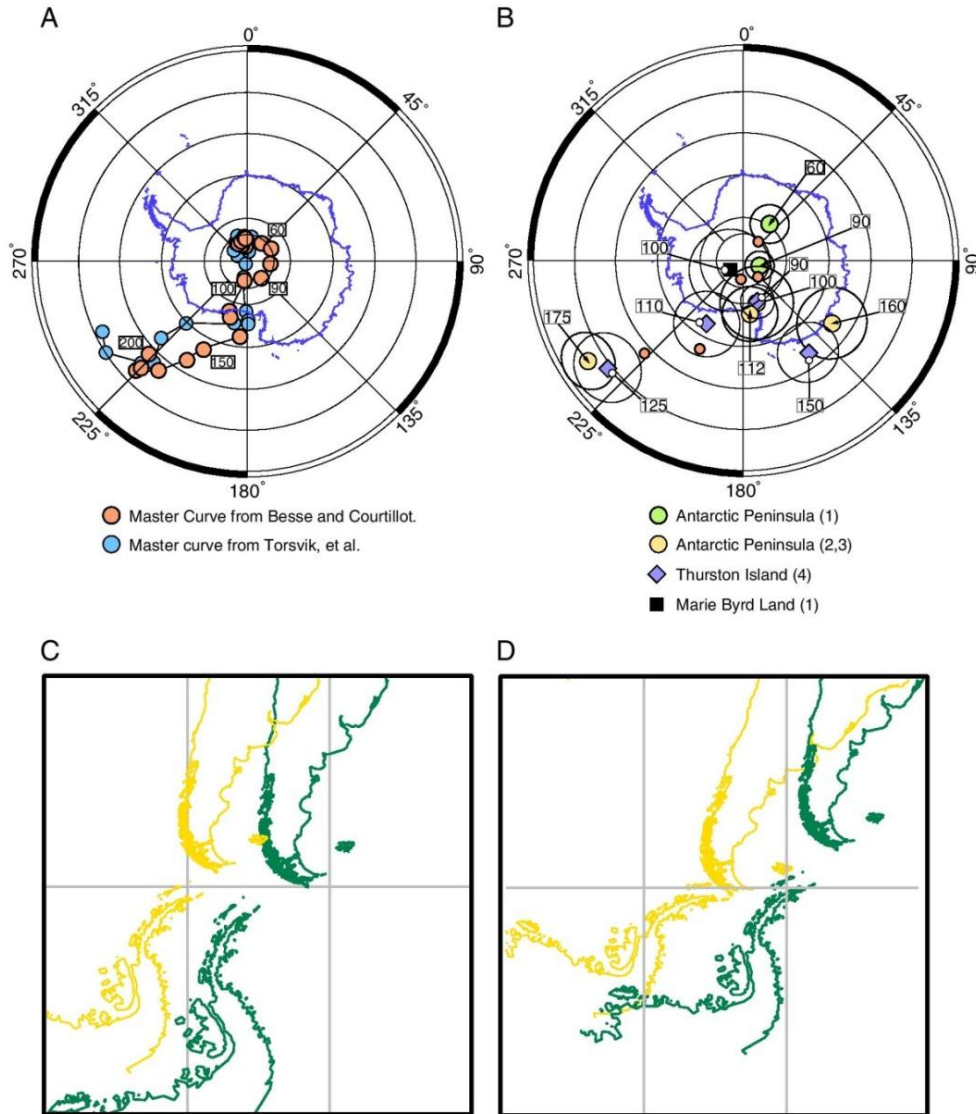


Fig. 8. A: Apparent polar wandering paths for East Antarctica from Besse and Courtillot (2002) (orange dots) and Torsvik et al. (2008) (blue dots). B: Virtual geomagnetic poles obtained in this study and others (1, This study; 2, Grunow, 1993; 3, Longshaw and Griffiths, 1983; 4, Grunow et al., 1991). Paleopoles obtained at 90 Ma does not differ significantly from those obtained by Besse and Courtillot (2002) while the pole at 60 Ma is slightly offset with respect to the Besse and Courtillot APWP (10 Ma window). The paleopole from Marie Byrd Land was recalculated as explained in text. The reference poles at 60, 90, 100, 150 and 200 Ma from Besse and Courtillot (2002) are shown in orange circles. C: Reconstruction of the Antarctic Peninsula and South America at 95 Ma (green) and 65 Ma (orange) using the Gplate software and the plate circuit used by the Earth Byte Group. Reconstructions are made using the moving IAHS frame of O'Neill et al. (2005). D: Reconstruction of the Antarctic Peninsula and South America from paleomagnetic data only using the mean Late Cretaceous and mid Cretaceous poles determined for South America by Somoza (2008) and using our two poles at 60 and 90 Ma for the Antarctic Peninsula. The relative positions in longitude of both South America and the Antarctic Peninsula are arbitrary in these two reconstructions. The reconstructions are valid only for the paleolatitude and rotation of the plates. Same color code as in (C).

proposed a pole at 117 Ma based on results from six sites of Le Masurier volcanics. The high Fisher value ($k=193$) and the fact that the *in situ* direction is not far from the expected 100 Ma direction suggest that this magnetization could also be a remagnetization. We thus discard a reference pole at 117 Ma that DiVenere and Kent (1994) calculated from intrusive rocks dated around 100 Ma. Although the evidence for tilting is very difficult to establish, a tilt correction was applied for localities at Ickes Mountain. Since remagnetization in volcanics is also widespread, we decided to combine the results from

remagnetized localities (DiVenere et al., 1995) with those from intrusives rocks of 100 Ma without tilt correction.

Müller et al. (2007) reanalyzed the late Tertiary geometry of the West Antarctic rift system and proposed a new pole of rotation between West and East Antarctica to take extension into account. This study suggests a major dextral strike-slip boundary connected to the South Shetland subduction zone. The rotation of the Marie Byrd Land block thus does not apply to the AP block but may well apply to the Thurston Island block. Our calculated pole for Marie Byrd Land before

correction for the extension in the Antarctic rift is 235.5°E , 86.1°S , $A95 = 9.5$ and after correction with the pole of rotation from Müller et al. (2007) (lat: -71.10 , long: -22.80 and angle: 3.43) is -87.2°S , 227.1°E .

6. Discussion

The post-folding characteristic directions in Permo-Triassic and Jurassic rocks are not statistically different from the characteristic direction for early Late Cretaceous rocks. This remagnetization event during the early Late Cretaceous precludes the possibility to decipher the late Paleozoic and early Mesozoic APWP of the Antarctic Peninsula. This event of remagnetization coincided with the Palmer Land orogeny in the southern part of the Antarctic Peninsula (Vaughan et al., 2002), the closure of the Rocas Verdes Basin at the southern tip of South America (Klepeis et al., 2009, 2010) and a thermal event associated with widespread early Late Cretaceous magmatism concomitant with the accretion of the Scotia Metamorphic Complex (Brix et al., 2007; Hervé et al., 2006a,b). Thus, it seems that the whole area was affected by an important tectonic event during the early Late Cretaceous and prior to the opening of the Drake Passage. There is reasonably good evidence that this early Late Cretaceous event is more than just developed in the Antarctic Peninsula and Patagonia, but that it has a possible Pacific-wide context (Vaughan and Livermore, 2005).

When combining site poles from the different blocks, the paleomagnetic poles obtained in this study show little apparent polar wandering for the Antarctic Peninsula since the early Late Cretaceous. The pole determined at ~ 60 Ma indicates however about 20° counterclockwise rotation to its present position. Besse and Courtillot (2002) and Torsvik et al. (2008) provided updated master apparent polar wandering curves derived from a global compilation of the paleomagnetic poles from different plates and sea-floor spreading history to reconstruct the global curve. There are slight differences between both APWPs, but when compared with these APWPs our result indicates only about 10° counterclockwise rotation for the Antarctic Peninsula with respect of East Antarctica and a slightly more northerly position (Fig. 8). Unfortunately, there are no paleomagnetic data available directly for East Antarctica for the Late Cretaceous–Paleocene. However, there are sufficient paleomagnetic data available to establish an APWP for South America without the need to transfer poles from other plates. Somoza (2007) and Somoza and Zaffarana (2008) calculated a new APWP for the South American plate with a mid-Cretaceous polar standstill and a well-defined Late Cretaceous–Eocene reference pole. We made reconstructions using the Gplate software (Earthbyte Group) at 65 Ma and 95 Ma with the moving Indo-Atlantic Hotspot reference frame (moving IAHS) of O'Neill et al. (2005) (Fig. 8C) and using our new paleomagnetic poles for the AP and the two poles from Somoza and Zaffarana (2008) (Fig. 8D). The angular departure of about 7° observed by Somoza and Zaffarana (2008) for the late Cretaceous paleomagnetic pole of South America in the moving IAHS reference frame corresponds to a nearly 15° counterclockwise rotation for the Antarctic Peninsula. The paleomagnetic reference frame is likely more appropriate than the Hotspot frame for paleolatitude determination and paleogeographic purpose.

In the Late Cretaceous and early Tertiary, the South American Plate was nearly 5° farther south than its present position. The observed inclinations at 60 and 90 Ma are within $\sim 2^{\circ}$ of the expected inclinations determined from the master curves of Besse and Courtillot (2002) or Torsvik et al. (2008) and this confirms the lack of latitudinal displacement of the Antarctic Peninsula with respect of East Antarctica that can be determined by paleomagnetic methods. The separation of the southern tip of South America from the northern tip of the Antarctica Peninsula, which led to the opening of the Drake Passage, was thus due to northward drift of South America rather than southward drift of the Antarctic Peninsula, as also suggested by Somoza (2007).

The northern tip of the Antarctic Peninsula and south Patagonia present oppositely curved shapes. This important feature of the Patagonian margin is a key factor for refining both the connection between the Antarctic Peninsula and Patagonia before and during the Gondwana breakup and also for the opening of the Drake Passage. If the margin was straight we can explain approximately 2° of separation between the Antarctic Peninsula and Patagonia with no relative movement between them. This would involve at least a quarter of the opening of the Drake Passage as well. Also important is that when a straight margin is considered, an important overlap between the Antarctic Peninsula and Patagonia must have occurred, especially in models that place the Antarctic Peninsula along the western edge of Patagonia. In this context, Cunningham et al. (1991) suggests that Southernmost Patagonian bending began during or after the Andean orogeny and preceding the opening of the Drake Passage.

In the case of the Antarctic Peninsula, its present shape suggests a possible clockwise rotation if a more linear original shape is assumed, but this possibility is ruled out by our paleomagnetic data for the last 100 Ma.

The new ~ 100 Ma mean South Pole determined for Mary Bird Land is not statistically different from our AP 90 Ma pole and not different from those for Thurston Island (Grunow et al., 1991). The small amount of displacement between West and East Antarctica during the Tertiary is likely not discernible by paleomagnetism. On the other hand, the low number of poles determined for rocks older than 100 Ma makes it difficult to reconstruct the paleogeographic and tectonic history of the blocks constituting West Antarctica prior to the mid-Cretaceous.

7. Conclusions

The paleomagnetic results obtained in this study allow the following conclusions:

- 1.- Paleomagnetic results from Permo-Triassic and Jurassic rocks show evidence of remagnetization. This result does not allow us to determine a paleopole for the Antarctic Peninsula before the mid-Cretaceous. However, a similar characteristic direction was obtained in Cretaceous igneous rocks, which suggests a common origin for their magnetization.
- 2.- Magnetization in Cretaceous and Cenozoic rocks is mainly primary. When combining these results with previously reported results it is possible to determine that there was no relative motion between the southern and northern part of the South Shetland Islands, and between the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula.
- 3.- The paleopoles obtained for the Cretaceous and Paleocene indicate that the Antarctic Peninsula did not undergo latitudinal displacement since 90 Ma. The apparent counterclockwise rotation $>15^{\circ}$ of the Antarctic Peninsula since 60 Ma is largely a global feature also observed in the paleomagnetic data of the South American plate when compared to the moving IAHS reference frame (Somoza and Zaffarana, 2008).
- 4.- The available paleomagnetic data for the Antarctic Peninsula are not sufficient and reliable enough to document precisely the tectonic evolution and possible rotations of the Antarctic Peninsula prior to the mid-Cretaceous.

Supplementary materials related to this article can be found online at doi:10.1016/j.epsl.2010.12.019.

Acknowledgements

We are indebted to Project PBCT Anillo Antártico ARTG04 "Geological connections between West Antarctica and Patagonia", a collaborative research program between CONICYT, The World Bank, INACH, Programa Institucional Antártico Universidad de Chile (PIA), and the Chilean Navy for financial and logistical support during the

field work. We gratefully acknowledge the “Departamento de Postgrado y Postítulo de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile” and its program “Becas de Estadías Cortas de investigación”. Special thanks are due to the crew of the Almirante Oscar Viel, Leucoton and Aquiles. We also thank Carolina Guzman for her priceless collaboration in the field and Alain Demant (Laboratoire de Pétrologie Magmatique Université Aix-Marseille III) for helping us to understand the volcanic rocks sampled, as well as Juan Pablo Lacassie, Paula Castillo, Mauricio Calderón, Mark Fanning, Millarca Valenzuela, Miguel Cisternas and Manfred Brix for their field assistance. We are grateful for helpful reviews from Ruben Somoza and one anonymous referee.

References

- Astudillo, N., Roperch, P., Townley, B., Arriagada, C., Chauvin, A., 2010. Magnetic polarity zonation within the El Teniente copper–molybdenum porphyry deposit, central Chile. *Miner. Deposita* 45, 23–41.
- Barker, P.F., 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest–trench interactions. *J. Geol. Soc.* 139, 787–801.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth Sci. Rev.* 55, 1–39.
- Barker, D.H.N., Christeson, G.L., Austin Jr., J.A., Dalziel, I.W.D., 2003. Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strait, Antarctica. *Geology* 31, 107–110.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 107. doi:10.1029/2000JB000050.
- Birkenmajer, K., 1994. Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview. *Geol. Rundsch.* 83, 309–321.
- Birkenmajer, K., 2001. In: Birkenmajer, K. (Ed.), Mesozoic and Cenozoic stratigraphic units in parts of the South Shetland Islands and northern Antarctic Peninsula (as used by the Polish Antarctic Programmes): *Studia Geologica Polonica*, 118, pp. 5–188.
- Blundell, D.J., 1962. Paleomagnetic investigations in the Falkland Islands Dependencies. *Br. Antarct. Surv. Sci. Rep.* 39, 1–24.
- British Antarctic Survey, 1985. Northern Graham Land and the South Shetland Islands Geological Map. 1:500,000. Series BAS 500G, Sheet 2, Edition 1.
- Brix, M.R., Faundez, V., Hervé, F., Solari, M., Fernandez, J., Carter, A., Stöckert, B., 2007. Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the western Antarctic Peninsula in late Mesozoic and Cenozoic times. In: Cooper, A.K., Raymond, C.R. (Eds.), *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007-1047: Short Research Paper*, 101. doi:10.3133/of2007-1047.srp101.5 pp.
- Cunningham, W.D., Klepeis, K., Gose, W., Dalziel, I.W.D., 1991. The Patagonian Orocline: new paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 96, 16,061–16,067.
- 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. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 100, 8257–8266.
- Dalziel, I.W.D., Elliot, D.H., 1972. The Scotia Arc and Antarctic Margin. In: Stehli, F.G., Nairn, A.E.M. (Eds.), *The Ocean Basins and their Margins: I. The South Atlantic*. Plenum Publishing Corporation, New York.
- Dalziel, I.W.D., 1982. The early (pre-middle Jurassic) history of the Scotia Arc region. A review and progress report. In: Craddock, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin press, Madison, pp. 111–126.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., 2001. The lithospheric setting of the West Antarctic Ice Sheet. In: Alley, R.B., Bindschadler, R.A. (Eds.), *The West Antarctic Ice Sheet: Behavior and Environment*. Antarctic Research Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 29–44.
- Dalziel, I.W.D., Lowtie, W., Kliffeld, R., Opdyke, N.D., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic. In: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*. Academic, New York, pp. 87–101.
- Dalziel, I.W.D., Elliot, D.H., 1982. West Antarctica: problem child of Gondwana Land. *Tectonics* 1, 3–19.
- DiVenere, V.J., Kent, D.V., 1994. Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: a test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 99, 15,115–15,139.
- DiVenere, V., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., 1995. Early Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: implications for the Weddellia collage of crustal blocks. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 100, 8133–8151.
- Eagles, G., Vaughan, A.P.M., 2009. Gondwana breakup and plate kinematics: business as usual. *Geophys. Res. Lett.* 36. doi:10.1029/2009GL037552.
- Evans, M.E., McElhinny, M.W., 1966. The paleomagnetism of the Modipe Gabbro. *J. Geophys. Res.* 71, 6053–6063.
- Farquharson, G.W., 1982. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *J. Geol. Soc.* 139, 721–727.
- Faúndez, V., Brix, M.R., Hervé, F., Thomson, S.N., Stöckert, B., Loske, W., 2003. Fission track thermochronology of the western Antarctic Peninsula and South Shetland Islands: a progress report on new zircon data. 10 Congr. Geol. Chileno, Concepción, Chile, Abstr.
- Feinberg, J.M., Scott, G.R., Renne, P.R., Wenk, H.R., 2005. Exsolved magnetite inclusions in silicates: features determining their remanence behavior. *Geology* 33, 513–526.
- Fitzsimons, I.C.W., 2000. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield, and their implications for Gondwana and earlier supercontinents. *J. Afr. Earth Sci.* 31, 3–23.
- Ghidella, M.E., Yáñez, G., LaBrecque, J.L., 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347, 65–86.
- Ghidella, M.E., Lawver, L.A., Marensi, S., Gahagan, L.M., 2007. Modelos de cinemática de placas para Antártida durante la ruptura de Gondwana: Una revisión. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 62, 636–646.
- Grunow, A.M., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., 1991. New paleomagnetic data from Thurston Island: implications for the tectonics of West Antarctic and Weddell Sea opening. *J. Geophys. Res.* 96, 17,935–17,954.
- Grunow, A.M., 1993. New paleomagnetic data from the Antarctica Peninsula and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 98, 13815–13833.
- Harley, S.L., 2003. Archaean–Cambrian crustal development of East Antarctica: metamorphic characteristics and tectonic implication. In: Yoshida, M.Y., Windley, B.F., Dasgupta, S. (Eds.), *Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ., 206, pp. 203–230.
- Hawkes, D.D., 1981. Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula. *Geology* 9, 220–224.
- Harrison, C.G.A., Barron, E.J., Hay, W.W., 1979. Mesozoic evolution of the Antarctic Peninsula and the southern Andes. *Geology* 7, 374–378.
- Hathway, B., Lomas, S.A., 1998. The Upper Jurassic–Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cret. Res.* 19, 43–67.
- Hervé, F., Araya, R., 1965. Estudio geomorfológico y geológico en las Islas Greenwich y Robert. Shetland del Sur. Antártica. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Hervé, F., Miller, H., Pimpirev, C., 2006a. Antarctica–Patagonia connections before Gondwana break-up. In: Fuetterer, H., et al. (Ed.), *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences*. Springer, Berlin.
- Hervé, F., Faúndez, V., Brix, M., Fanning, M., 2006b. Jurassic sedimentation of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, Antarctica: evidence from SHRIMP U–Pb ages of detrital and plutonic zircons. *Ant. Sci.* 18, 229–238.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholiths: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373–394.
- Kellogg, K., Reynolds, R.L., 1978. Paleomagnetic results from the Lassiter Coast, Antarctica, and a test for oroclinal bending of the Antarctic Peninsula. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 83, 2293–2299.
- Kellogg, K., 1980. Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.* 91, 414–420.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. JR. Astron. Soc.* 62, 699–718.
- Klepeis, K.A., Lawver, L.A., 1996. Tectonics of the Antarctic–Scotia plate boundary near elephant and Clarence islands, West Antarctica. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 101, 20211–20231.
- Klepeis, K., Betka, P., Fanning, C.M., Clarke, G., Baldwin, S., 2009. The initiation of the orogenesis in the Patagonian Andes by the compressional inversion of the extensional Rocas Verdes Basin: Geological Society of America, 2009 annual meeting, 41 (7), p. 52.
- 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. doi:10.1029/2009TC002610.
- König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* Solid Earth 111. doi:10.1029/2005JB004035.
- Kraus, S., Miller, H., Dimov, D., Hegner, E., McWilliams, M., Pecskey, Z., 2008. Structural geology of the Mesozoic Miers Bluff Formation and crosscutting Paleogene dikes (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica)—Insights into the geodynamic history of the northern Antarctic Peninsula. *J. S. Am. Earth Sci.* 26, 498–512.
- Leat, P.T., Scarrow, J.H., Millar, I.L., 1995. On the Antarctic Peninsula batholith. *Geol. Mag.* 132, 399–412.
- Livermore, R.A., Hunter, R.J., 1996. Mesozoic seafloor spreading in the southern Weddell Sea. In: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Breakup*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 108, pp. 227–242.
- Longshaw, S.K., Griffiths, D.H., 1983. A paleomagnetic study of Jurassic rocks from the Antarctic Peninsula and its implications. *J. Geol. Soc.* 140, 945–954.
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale Jr., F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M., Urrutia, J.L., 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic–Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. *J. S. Am. Earth Sci.* 18, 407–425.
- Martin, A.K., 2007. Gondwana breakup via double-saloon-door rifting and seafloor spreading in a backarc basin during subduction rollback. *Tectonophysics* 445, 245–272.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 161–172.
- Miller, H., 1983. The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development. In: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B. (Eds.), *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Sciences, Canberra, pp. 579–581.
- Müller, R.D., Gohl, K., Cande, S.C., Goncharov, A., Golynsky, A.V., 2007. Eocene to Miocene geometry of the West Antarctic Rift system. *Aust. J. Earth Sci.* 54, 1033–1045.
- Nawrocki, J., Panczyk, M., Williams, I.S., 2010. Isotopic ages and paleomagnetism of selected magmatic rocks from King George island (Antarctic Peninsula). *J. Geol. Soc.* 167, 1063–1079.

3

3. La faja plegada y corrida de Magallanes: evidencias sobre su evolución tectónica a partir de un estudio paleomagnético y de anisotropía de susceptibilidad magnética

*En este capítulo nos interesaremos en la evolución tectónica de la faja plegada y corrida de Magallanes y en el origen de su curvatura. En la primera parte se presentará una breve introducción a la temática a tratar, mientras que la segunda parte consistirá en la presentación de la publicación: *The curved Magallanes fold and Thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study*. Los materiales suplementarios (figuras y tablas) de este capítulo se encuentran en el anexo A3.*

RESUMEN

- Publicación: *The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study*

3.1 Introducción

Durante el Cretácico Medio, el aumento en las tasas de expansión en el Atlántico Sur causó la inversión de la cuenca de Rocas Verdes dando origen a la Orogenia Andina en Patagonia. La carga tectónica, asociada al cambio en el régimen de deformación, marca el inicio de la Cuenca de Magallanes, y de la faja plegada y corrida de Magallanes. La presencia de turbiditas de grano medio de la Formación Punta Barrosa, asociadas a sedimentación en aguas profundas, son los primeros depósitos de esta nueva etapa en la región de Última Esperanza. Las formaciones Latorre, en la Provincia de Magallanes y Cerro Matrero, en Tierra del Fuego dan cuenta del nuevo régimen tectónico en las regiones que se encuentran más al sur. El ambiente de depósito en aguas profundas continuó ininterrumpidamente durante todo el Cretácico, para, posteriormente, pasar a una sedimentación en aguas someras durante el Paleoceno y hasta el Mioceno. Durante el Mioceno, el desarrollo de los fondos de expansión en la Placa Scotia dan origen a una tectónica de estilo transcurrente en la región de los Andes Fueguinos. La zona de falla Magallanes-Fagnano, que marca el límite entre la placa de Scotia y Sudamérica en el continente, es uno de los principales rasgos estructurales de este periodo.

Una de las principales características de la faja plegada y corrida de Magallanes es el cambio en la orientación de sus estructuras desde una orientación Norte-Sur alrededor de los 50°S a una orientación Este-Oeste en Tierra del Fuego. La naturaleza de esta curvatura es aún tema de debate: por un lado estudios paleomagnéticos han propuesto que la faja plegada y corrida de Magallanes se formó a partir de un orógeno rectilíneo, mientras que otros estudios proponen que la curvatura sería un arco primario.

Uno de los objetivos iniciales de esta tesis fue comprender el origen de la curvatura de la faja plegada y corrida de Magallanes, y su evolución tectónica en general. Es por esto que durante los veranos australes de 2010-2011 y 2011-2012 se realizaron dos campañas de terreno en las cuales se recolectaron 85 sitios para estudios paleomagnéticos y de AMS. El muestreo paleomagnético abarcó una extensa zona que va desde los 50°S hasta los ~54.5°S, y que se ha dividido en tres sectores principales: (1) Provincia de Última Esperanza (~50°S), (2) Provincia de Magallanes (~52°S), y finalmente (3) Provincia de Tierra del Fuego. Los sitios paleomagnéticos fueron muestreados en rocas sedimentarias que abarcan desde el Jurásico Superior hasta el Mioceno. Un sitio fue muestreado en un Intrusivo de edad Mioceno.

Los resultados obtenidos a partir de este estudio, y que serán presentados a continuación, fueron publicados en la revista *Tectonics*.

3.2 Publicación: “The curved Magallanes fold and thrust belt: Tectonic Insights from a paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility study”.

Paper published in Tectonics (2014)

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014TC003555/full>

F. Poblete^{1,2}, P. Roperch², F. Hervé^{1,3}, M. Diraison⁴, M. Espinoza¹, and C. Arriagada¹

¹ Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile,

² Géosciences Rennes, Université de Rennes 1, Rennes, France,

³ Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile,

⁴ Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, EOST, Université de Strasbourg, Strasbourg, France

Key Points:

1. Les sédiments de la ceinture de chevauchements de Magallanes ont une faible contenu de magnétite.
2. Rotations d'environ 20° dans le sens antihoraire sont enregistrées
3. La courbature de la ceinture de chevauchements de Magallanes est principalement un arc primaire.

Resumen: La faja plegada y corrida de Magallanes presenta una curvatura a escala regional con estructuras orientadas N-S al norte de los 52° S a orientaciones ~E-W en la Isla de Tierra del Fuego. En esta contribución presentamos un estudio paleomagnético y de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (AMS) a partir de 85 sitios muestreados en sedimentos marinos de edad Cretácico a Mioceno. La susceptibilidad magnética es menor a 0.0005 SI para 76 sitios y contralada principalmente por minerales paramagnéticos. Los resultados de AMS indican que en las zonas no deformadas de Tierra del Fuego la fábrica sedimentaria está preservada, mientras que en las zonas más externas de la faja plegada y corrida se registra una lineación incipiente debida a un “layer parallel shortening”. En las unidades internas de la faja plegada los elipsoides de AMS presentan formas prolatas indicando una contribución tectónica en la fábrica del AMS. Los resultados de AMS muestran una buena correlación entre la orientación de la lineación magnética y del eje de los pliegues. Sin embargo, en Península Brunswick, la lineación de la AMS esta girada alrededor de 20° en sentido antihorario con respecto a la dirección de los ejes de los pliegues. Se determinaron magnetizaciones características remanentes (ChRM) en siete sitios las cuales fueron adquiridas anteriores a la deformación. Una rotación antihoraria es documentada por la ChRM en 4 sitios ubicados en Península Brunswick y el Canal Whiteside mientras que en Tierra del Fuego, en el sector donde la falla Vicuña presenta una orientación E-W, no se registran rotaciones. La forma curva de la faja plegada y corrida de Magallanes no está relacionada a rotaciones en ejes verticales, por lo tanto puede ser considerada como un arco primario.

1. Introduction

The Andes Cordillera, a subduction-related orogen, spanning from the Caribbean Sea in the north to Tierra del Fuego in the south, is one of the longest mountain chains on Earth, with summits above 6.500 m.a.s.l. [Ramos, 2009]. One of the most noteworthy features of the Andes is its southern bend, where the trend of the mountain chain and the main fold and thrust axes change from typical Andean N-S oriented structures north of 52° S to a west-east direction at 55° S (Figure 1a). This bend is known as the Patagonian Orocline after Carey [1958].

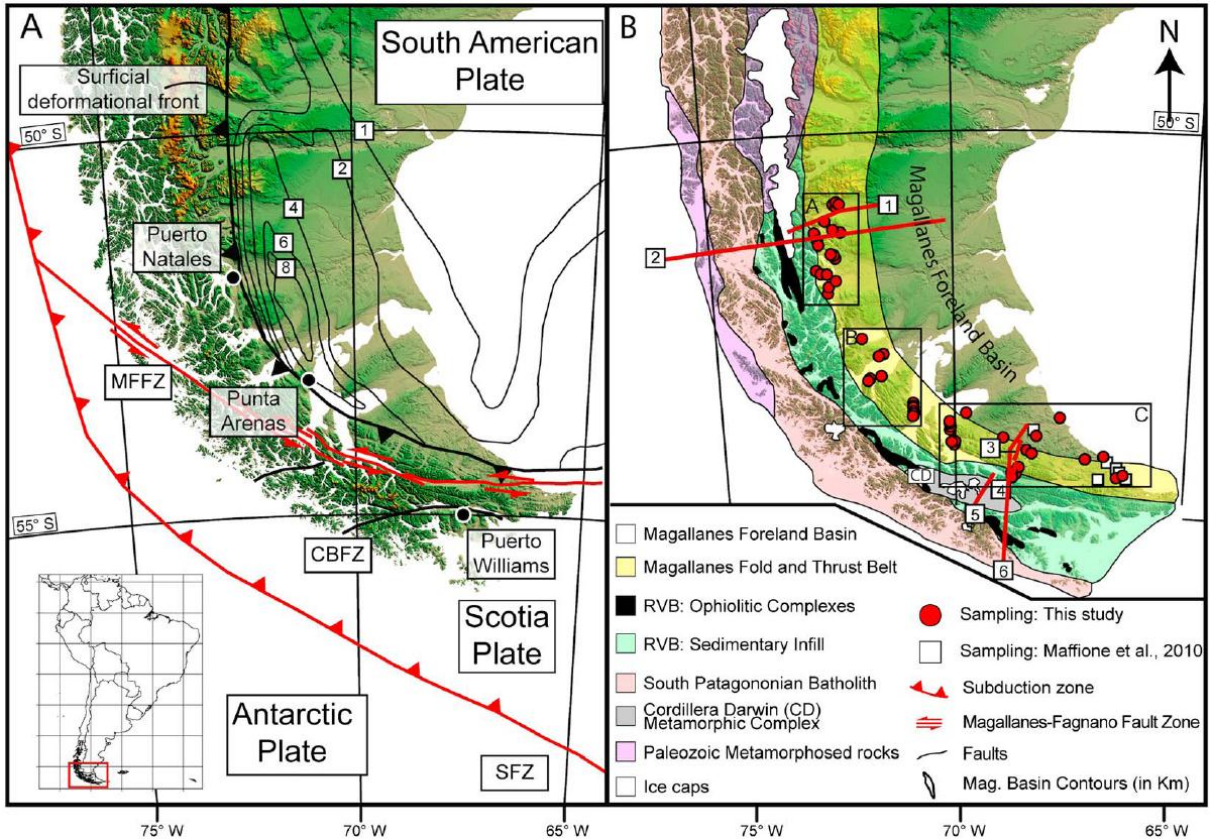


Figure 1. (a) General tectonic setting of southern Patagonia. Contour lines are thickness of the sedimentary fill in the Magallanes basin (modified from Biddle, [1986]; Klepeis et al., [1994]; Lodolo et al., [2003]; Ghiglione et al., [2009]; Klepeis et al., [2010]; Fosdick et al., [2011]). MFFZ-Magallanes-Fagnano fault zone, CBFZ-Canal Beagle fault zone, SFZ- Shackleton Fracture Zone. Inset locates this figure in South America. (b) Main morphotectonic units of the region (modified from Klepeis et al., [1994]; Klepeis et al., [2010]). White squares and red dots show respectively the sites sampled by Maffione et al., [2010] and in the present study. Red lines show selected published structural profiles in the region; (1) Ghiglione et al., [2009], (2) Fosdick et al., [2011], (3) Alvarez-Marron et al., [1993], (4) Klepeis, [1994a], (5) Klepeis et al., [2010], (6) Kraemer, [2003]. Rectangles A, B, C are the locations of the detailed geological maps shown in Figure 3 for, respectively, the Última Esperanza, Magallanes and Tierra del Fuego provinces. Data supporting Figure 1 is available in supplementary data Table S1

Marshak [1988, 2004] suggested that the curvatures of many fold and thrust belts are “basin-controlled” primary features and reflect the characteristics of the pre-deformational sedimentary basins. However, curvatures can also involve oroclinal bending of an original rectilinear orogen. Later, Weil and Sussman [2004] proposed a new classification of bent orogens based on the temporal relation between the structural trend lines and vertical axis rotation. The term orocline, proposed initially by Carey [1955] is redefined by Weil and Sussman [2004] as an originally linear orogenic system that has been bent in a second phase of deformation, implying

rotation of the structures around a vertical axis. Primary arcs are defined as orogens in which the curvature is due to inherited structures (curved indenter and basin configuration, for example) and not related to vertical axis rotation. Finally, a progressive arc is defined as an orogenic belt with a curvature acquired during the building of the orogen. The Bolivian orocline in the Central Andes is one of the best examples of the bending of continental margin by differential shortening along strike and block rotations [Kley, 1999; Arriagada et al., 2008].

The Patagonian bend (to avoid misunderstanding with the genetic term “orocline”) is mainly defined by the shape of the southern tip of the margin of South America and the curved Magallanes FTB. The Magallanes FTB is related to compressive deformation following the closure of the Rocas Verdes basin and the formation of Cordillera Darwin Metamorphic Complex (Figure 1b) [Dalziel et al., 1981, Klepeis, 1994a, b]. Counterclockwise (CCW) tectonic rotations recorded by the southernmost units, to the south of Cordillera Darwin, were interpreted as evidence for an oroclinal origin of the Patagonian bend related to the closure of the Rocas Verdes basin [Dalziel et al., 1973; Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Rapalini, 2007]. However, analog sandbox experiments [Ghiglione and Cristallini, 2007] suggest that the curvature of the Magallanes FTB was mainly controlled by the shape of a rigid, concave to foreland indenter. Thus the curved Magallanes FTB can be regarded as a primary bend.

Despite their importance to better understand the tectonic evolution of fold and thrust belts, paleomagnetic studies are scarce in number of sites and areal coverage in Patagonia (Figure 1b). We have done an extensive paleomagnetic study in the Magallanes FTB applying both paleomagnetic and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) methods to better understand the kinematic evolution of the area. AMS is a powerful non-destructive petrofabric tool. The AMS is controlled by individual grains in which the crystallographic orientation or grain shape orientation creates a preferred direction of magnetization [Martin-Hernandez et al., 2004; Parés et al., 1999, for a review]. The application of AMS methods in sediments deposited in compressional tectonic settings has proved to be a reliable paleo-stress indicator and, AMS can be a very useful tool to unveil complex tectonic histories [Kligfield et al., 1981; Borradaile and Henry, 1997; Parés et al., 1999; Robion et al., 2007; Soto et al., 2009; Roperch et al., 2010]. In undeformed rocks, the minimum axes of the AMS ellipsoid are well grouped and correspond to the bedding pole of the strata while maximum axes are dispersed within the bedding plane [Borradaile and Henry, 1997]. With increasing compressive deformation, maximum axes become more clustered perpendicular to the shortening direction [Borradaile and Henry, 1997]. In slightly deformed rocks, a sedimentary AMS fabric can still be observed, but when the deformation is more intense, the tectonic AMS fabric can totally obliterate the sedimentary fabric [Borradaile and Henry, 1997; Kligfield et al., 1981; Parés et al., 1999; Robion et al., 2007; Soto et al., 2009]. AMS lineations are usually contained in the bedding plane, sub-horizontal in *in situ* coordinates and parallels to fold axes. Tilted AMS lineations may indicate complex folding, often very difficult to discriminate in the field and can sometimes be used to correct paleomagnetic data in such troublesome cases [Roperch et al., 2010].

In this contribution we present AMS and paleomagnetic results from 85 sites sampled in Cretaceous to Miocene sediments from the provinces of Última Esperanza (32 sites) in the NW; Magallanes (16 sites) in the center and Tierra del Fuego (37 sites) in the SE.

2. Geological Setting and Rocas Verdes-Magallanes Basin Evolution

2.1. Geodynamic setting

Rifting and thermal subsidence, associated to the Gondwana break up, marked the early evolution of the Rocas Verdes basin [Calderón *et al.*, 2007; Pankhurst *et al.*, 2000] (Figure 2). The Late Jurassic extensional phase led to the formation of an oceanic crust and to the infill of the Rocas Verdes basin during its thermal subsidence [Klepeis *et al.*, 2010; Mpodozis *et al.*, 2011]. During the Late Cretaceous, the westward motion of South America, induced by the opening of the South Atlantic Ocean [Seton *et al.*, 2012], triggered the closure of the Rocas Verdes basin [Dalziel *et al.*, 2013; Cunningham, 1995].

The closure of the Rocas Verdes basin likely resulted in obduction, continental underthrusting and recently uplift and exhumation of Cordillera Darwin [Klepeis *et al.*, 2010] (Figure 1b). The flexural loading associated with the early stages of compression marked the onset of the Magallanes retroarc foreland basin and the related Magallanes FTB [Fildani and Hessler, 2005; Fosdick *et al.*, 2011]. The deformation front migrated toward the foreland resulting in the formation of the early Cenozoic foreland basin [Alvarez-Marrón *et al.*, 1993; Mpodozis *et al.*, 2011]. Shortening and migration of the deformation front toward the foreland continued until the Neogene with uplift occurring since the Miocene [Fosdick *et al.*, 2011; Ghiglione *et al.*, 2009; Torres-Carbonell *et al.*, 2014].

In Tierra del Fuego, a strike-slip component mainly along the Magallanes-Fagnano fault zone [Cunningham, 1993; Diraison *et al.*, 2000; Klepeis *et al.*, 2010; Menichetti *et al.*, 2008] was induced by spreading in the proto-Scotia Sea after 50 Ma [Eagles *et al.*, 2006; Lagabrielle *et al.*, 2009].

The Magallanes-Fagnano fault zone (Figure 1a) is currently a left-lateral strike-slip fault that cuts across Tierra del Fuego, forming at the present the plate boundary between the South American and the Scotia plates [Smalley, *et al.*, 2003, 2007]. The Magallanes-Fagnano fault zone intersects the Chilean trench approximately at 51.5°S (Figure 1a) with the Antarctic Plate subducting beneath the South American plate to the north, while to the south, and until 58°S, subduction of the Antarctic plate occurs beneath the Scotia Plate. South of 58°S the contact between the Antarctic and the Scotia plates is a sinistral transform plate boundary [Klepeis and Lawver, 1996], the Shackleton Fracture Zone (Figure 1a). The Magallanes-Fagnano fault zone is the continuation on land of the North Scotia Ridge and it is supposed to accommodate more than 200 km of left lateral strike slip displacement [Klepeis, 1994b] even though no more than 25 km has been reported [Klepeis, 1994b; Lodolo *et al.*, 2003; Rossello, 2005; Smalley *et al.*, 2003]. The kinematic evolution of the Scotia Plate proposed by Eagles and Jokat [2014] implies an even more complex tectonic history of extension and compression along the sinistral Magallanes fault system.

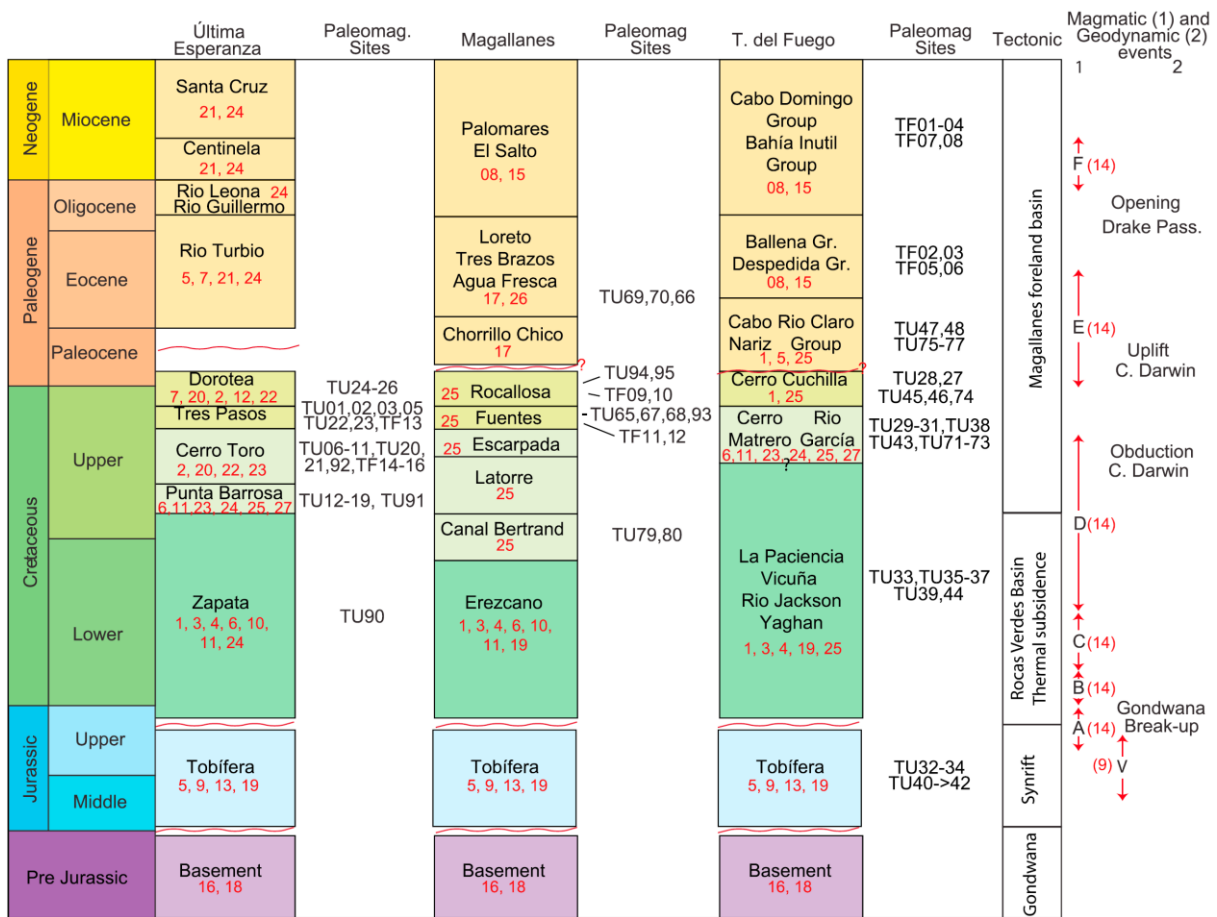


Figure 2. Simplified stratigraphy of the Rocas Verdes and Magallanes basin for each province and summary diagram of the main tectonic, magmatic and geodynamic events (modified from Mpodozis et al., 2011). Paleomagnetic site numbers are shown in front of the corresponding sampled stratigraphic unit. Data supporting Figure 2 are available in supplementary data Table S1. Numbers in red correspond to references listed in supplementary data Table S1. V: Jurassic silicic magmatism; A, B, C, D: Timing of emplacement of the South Patagonian batholith.

2.2. A tectonostratigraphic synthesis of the Rocas Verdes-Magallanes basin system

The southern tip of South America can be broadly divided in four tectonic provinces. They are, from west to east (Figure 1b): (1) the South Patagonian batholith, (2) The Rocas Verdes basin, (3) the Magallanes FTB, and (4) the Cenozoic Magallanes foreland basin [Klepeis, 1994a]. The Cordillera Darwin Metamorphic core, located in the Cordillera Darwin range, is unique in having the highest metamorphic grade (upper amphibolite facies) in South America [Klepeis, 1994a].

Early Jurassic-Early Cretaceous silicic volcanism in Patagonia represents the early stages of the Gondwana breakup [Féraud et al., 1999; Pankhurst and Rapela, 1995; Pankhurst et al., 2000]. In the study area, this volcanism is represented by the Tobífera Formation, a volcano-sedimentary succession that was deformed during the closure of the Rocas Verdes basin but also during multiple deformation events in the Cenozoic [Bruhn, et al., 1978; Fosdick et al., 2011; Klepeis et al., 2010]. During Late Jurassic-Early Cretaceous times and coeval with the late stages of the silicic volcanism of the Tobífera Formation, extension led to the development of the Rocas Verdes basin, which was floored by an oceanic crust preserved today in the pseudo-ophiolitic Tortuga and Sarmiento complexes made of pillow lavas, breccias, sheeted dykes and gabbros [Calderon et al., 2007; Stern and De Wit, 2003]. The Early Cretaceous Yaghan Formation is the

sedimentary infill of the basin, which unconformably overlies the Tobifera Formation [Olivero and Malumián, 2008].

The onset of the contractional phase occurred during the Albian-Cenomanian [Fosdick *et al.*, 2011]. In the Última Esperanza province, the change in the tectonic regime is marked by the appearance of medium-grained turbidites from the Punta Barrosa Formation [Fildani and Hessler, 2005; Wilson, 1991] which conformably cap the Zapata Formation via a gradational contact [Fildani and Hessler, 2005] (Figure 2). To the south, in Peninsula Brunswick, the Punta Barrosa Formation can be correlated with the Latorre Formation [Mpodozis *et al.*, 2007]. A U/Pb detrital zircon age of 96 Ma, at the base of Latorre Formation [McAtamney *et al.*, 2011], and a statistically significant group of 89 Ma (early Coniacian) zircons [Mpodozis *et al.*, 2007] suggest that the initial stage of deformation begun, as in Última Esperanza, during the Coniacian. In Tierra del Fuego, the change of the tectonic regime is marked by the limit between the Albian-Turonian La Paciencia Formation and the Santonian-Maastrichtian Cerro Matrero Formation, a succession of dark-greenish shales and lenticular packs of fine-medium size conglomerates and sandstones [Cortés and Valenzuela, 1960; Mpodozis *et al.*, 2011]. U/Pb detrital zircon ages of 82 Ma for the base of Cerro Matrero Formation indicates that transition to foreland basin sedimentation in Tierra del Fuego began several Myr after that in the Última Esperanza-Magallanes Province [McAtamney *et al.*, 2011]. Deep-water deposition continued without interruption in the whole area until early Maastrichtian [Bernhard *et al.*, 2011, 2012; Romans *et al.*, 2010]. In Última Esperanza the sequence includes mudstones and sandstones of the Cerro Toro Formation and the Campanian-Maastrichtian turbiditic deposits of the Tres Pasos Formation [Bernhard *et al.*, 2012, Shultz *et al.*, 2005]. The Cerro Toro Formation can be correlated to the south with the Latorre Formation in the Magallanes province and with the Cerro Matrero Formation in Tierra del Fuego Province [Cortés and Valenzuela, 1960; McAtamney *et al.*, 2011; Mpodozis *et al.*, 2007]. The Tres Pasos Formation can be correlated with the Fuentes/Rocallosa Formation in Magallanes province and the late Campanian-Danian Cerro Cuchilla Formation in the Tierra del Fuego province [Sanchez *et al.*, 2010].

Shallow water sedimentation dominated during late Maastrichtian-Danian [Mpodozis *et al.*, 2011]. In Última Esperanza Province, the Tres Pasos and Dorotea formations mark the shift from deep to shallow water sedimentation. The Dorotea Formation consists of fine-medium grained sandstone, deposited in a shallow marine and deltaic environment, intercalated with some megafauna-bearing beds [Malumián and Caramés, 1997]. Fossiliferous sediments of the Dorotea Formation can be correlated to the Rocallosa Formation in the Magallanes Province [Mpodozis *et al.*, 2011], and with the sediments of Cerro Cuchilla Formation in Tierra del Fuego [Cortés and Valenzuela, 1960; Mpodozis *et al.*, 2011; Sanchez *et al.*, 2010]

A hiatus in sedimentation during the late Paleocene-early Eocene was followed by a late Middle Eocene transgression in Última Esperanza [Biddle *et al.*, 1986; Fosdick *et al.*, 2011; Malumián and Caramés, 1997; Quattrocchio, 2009; Malumian and Nañez, 2011]. In Magallanes province, sandstones and mudstones from the Chorrillo Chico Formation are the first Paleocene deposits [Mpodozis *et al.*, 2011]. Quattrocchio [2009] assigned a late Danian age for the Chorrillo Chico Formation, however, U/Pb detrital zircon ages around 58 Ma suggest a younger age for this formation and thus a hiatus in sedimentation during the early Paleocene likely occurred [Mpodozis *et al.*, 2011]. Sedimentation continued with deposition of the middle Eocene microfossiliferous sandstones and mudstone from the Agua Fresca Formation [Otero *et al.*, 2012; Quattrocchio, 2009]. In Tierra del Fuego, the Cabo Nariz bed and Rio Claro group were deposited during the early Paleocene [Mpodozis *et al.*, 2011; Olivero and Malumián, 2008;

Sanchez et al., 2010]. They are capped by a succession of bioturbated glauconitic sandstones, and fluvial and marine conglomerates and sandstones from the La Despedida group, Ballena Group and equivalents [*Olivero and Malumián*, 2008]. In the region, deposition continued until the Miocene (Cabo Domingo Group and equivalents) [*Fosdick et al.*, 2011; *Olivero and Malumián*, 2008].

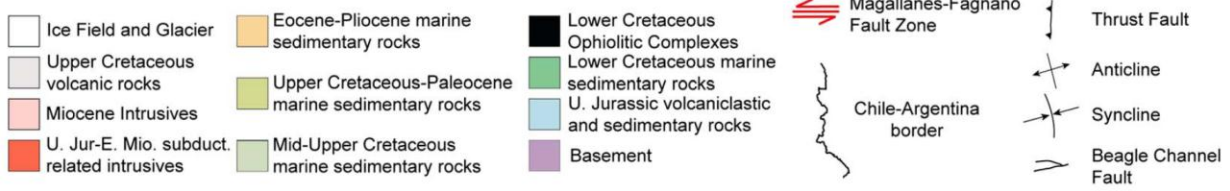
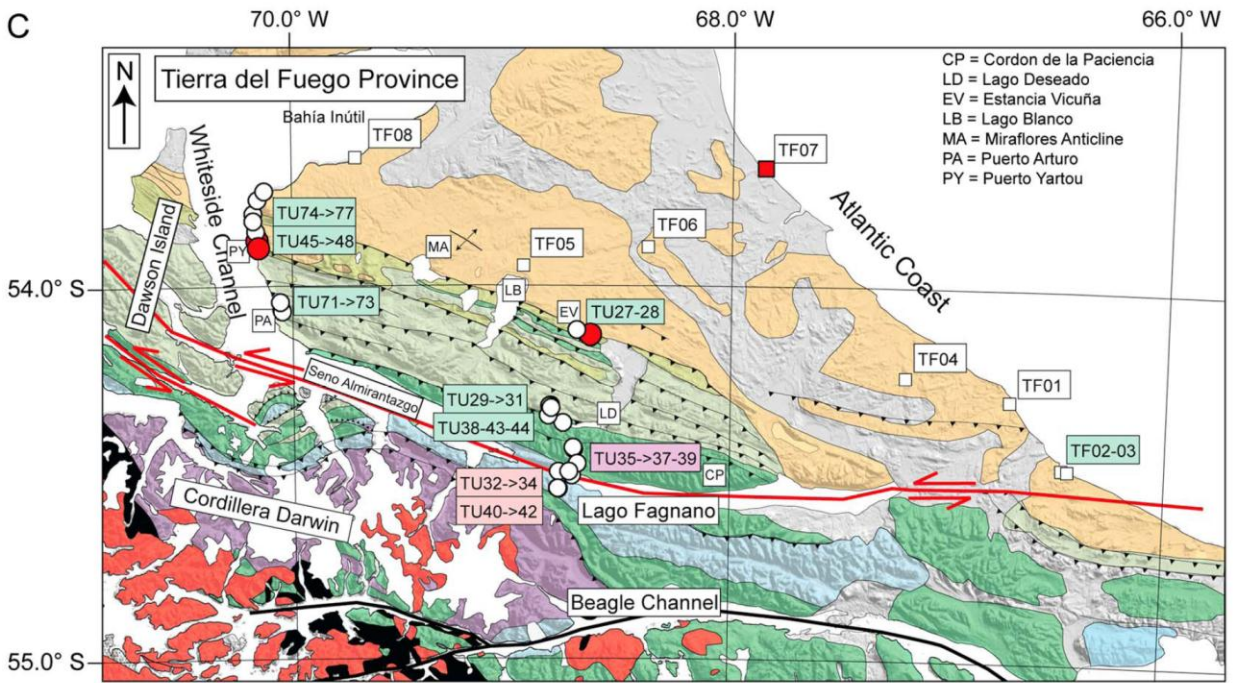
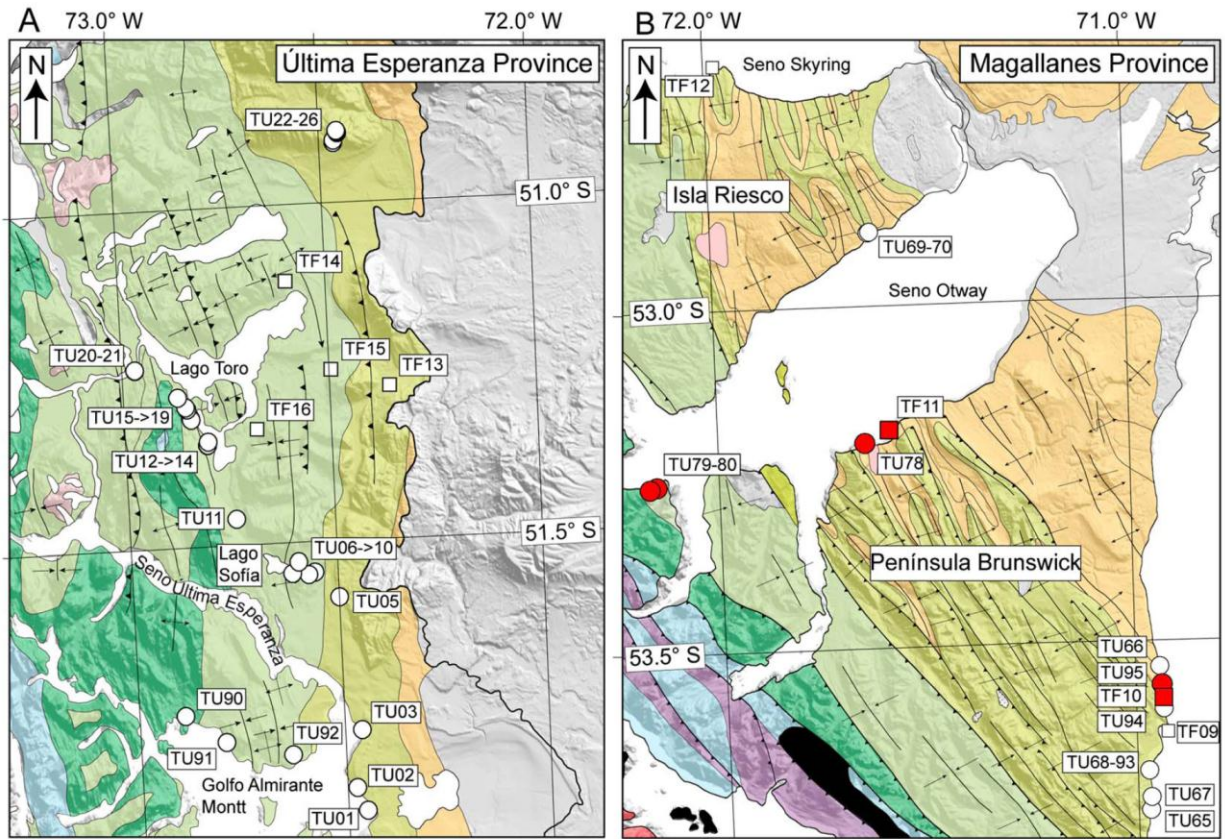
3.0 Previous Structural and Paleomagnetic Studies

Several structural and a few paleomagnetic studies have been carried out in order to characterize the amount of shortening and possible rotation in the southernmost Andes (Figure 1b). Structural studies estimated 19% to 23% (29-40 km) of shortening in the Torres del Paine region [*Fosdick et al.*, 2011; *Ghiglione et al.*, 2014]. More than 50% of the total shortening was achieved during the Late Cretaceous [*Fosdick et al.*, 2011]. In Tierra del Fuego, north of the Colo-Colo thrust (external part of the Magallanes FTB), *Alvarez-Marrón et al.* [1993] estimated 30 km of shortening for a short section west of Lago Blanco with more than 50% of shortening based on seismic profiles. *Rojas and Mpodozis* [2006] estimated a minimum of 50 km of shortening between Cordillera Darwin and the frontal thrusts in the Tertiary foreland basin. *Klepeis et al.* [2010] reported 50 km of shortening within Cordillera Darwin. Thus, a shortening of ~100 km can be estimated between the Beagle Channel and Estancia Vicuña (Figure 3c). However the total amount of shortening is impossible to determine [*Rojas and Mpodozis*, 2006].

Previous paleomagnetic and AMS studies in the Magallanes FTB and Magallanes basin are very scarce. Most of the relevant paleomagnetic results have been obtained in the area of the Rocas Verdes basin and the Fuegian Batholith and are related to the closure of the Rocas Verdes basin and not to the curvature of the Magallanes FTB [*Burns et al.*, 1980; *Cunningham et al.*, 1991; *Dalziel et al.*, 1973; *Rapalini et al.*, 2001; *Rapalini et al.*, 2008]. *Maffione et al.* [2010] presented paleomagnetic and AMS results from 22 sites drilled in Eocene marine sediments mainly on the Atlantic coast of Tierra del Fuego.

Structural studies show that the amount of shortening increases from north to south in the Austral Andes [*Alvarez-Marrón et al.*, 1993; *Betka et al.*, 2013; *Fosdick et al.*, 2011; *Ghiglione et al.*, 2014; *Klepeis*, 1994]. The along-strike variation in tectonic shortening has been associated with the development of the Patagonian bend [*Cunningham et al.*, 1995; *Diraison et al.*, 2000; *Kraemer et al.*, 2003]. However, *Sussman et al.* [2012] emphasize how important the impact of vertical-axis rotation is for shortening estimates (up to 50% of error for a 60° of rotation) and the importance of integrating paleomagnetic analyses and structural studies to measure accurately the tectonic shortening. In the austral Andes the lack of paleomagnetic data and the poor quality of surface and subsurface data obscures an accurate tectonic model for the development of the Patagonian bend and its possible relation to differential shortening.

Figure 3 (página siguiente). Simplified geological maps from: A) Última Esperanza province, B) Magallanes province, and C) Tierra del Fuego province. Modified from *Fosdick et al.*, [2011]; *Sanchez et al.*, [2010]; *McAtamney et al.*, [2011]; *Sernageomin*, [2003]; *Olivero and Malumian*, [2008]; *Ghiglione et al.*, [2009]; *Klepeis et al.*, [1994]; *Alvarez-Marron et al.*, [1993]. White circles/squares are sites labeled as TU/TF respectively. Red circles/squares are sites with reliable characteristic remanent magnetizations. The color pink, purple, light green and white of the rectangles underlying the site numbers in Tierra del Fuego corresponds respectively to sites in the Lago Fagnano domain, Cordon de la Paciencia domain, intermediate and external domains of the Magallanes FTB. Data supporting Figure 3 is available in supplementary data Table S1.



4.0 Paleomagnetic Sampling and Methodology

4.1 Sampling

We sampled 85 paleomagnetic sites (Figures 1b, 2, 3a, b, c, supplementary data Table 1) from: (1) the Última Esperanza province (North) at $\sim 51^\circ$ S (32 sites, Figures 2, 3a), (2) Magallanes province (center) at $\sim 53^\circ$ S (16 sites, Figures 2, 3b) and (3) Tierra del Fuego province (south-east), north of Lago Fagnano (37 sites, Figures 2, 3c). Sites with code TF were sampled in 1997 during a preliminary study while sites with codes TU were sampled in 2011 and 2012. Age control is based on previously published data (Figure 2 and supplementary data Table 1). Samples were collected mainly from Cretaceous to Paleogene marine mudstones and sandstones of the Magallanes FTB. Five sites were drilled in Jurassic volcanoclastic rocks near Lago Fagnano and intrusive rocks were sampled at three sites.

Samples were cored with a portable drill and orientated with a magnetic compass and a sun compass whenever possible. When sun orientation was not possible, the magnetic orientation was corrected automatically using the declination calculated from the International Geomagnetic Reference Field at each site.

In the area of Última Esperanza (Figure 3a), the oldest sampled unit is the Lower Cretaceous Zapata Formation drilled at site TU90. The outcrop consists of a sequence of black shales with a penetrative cleavage. Nine sites (TU12 to TU19 and TU91) were drilled in mudstones and sandstones from the Turonian Punta Barrosa Formation. We drilled 14 sites from the Upper Cretaceous Cerro Toro Fm. (TU06 to TU11; TU20, TU21, TU92; TF14 to TF16) and 7 sites in the Tres Pasos Fm. (TU01, TU02, TU03, TU05, TU22, TU23; TF13). Outcrops consist of intercalations of sandstones and minor mudstones. Sites TU05 and TU07 have characteristic sandstone layers that display very well rounded decimeter-diameter concretions. At site TF13, a cleavage mainly affects the fine-grained mudstone layers. Finally, we drilled 3 sites (TU24, TU25, TU26) in sandstones from the Dorotea Formation.

In the area of Magallanes province (Figure 3b), we drilled dykes and their host sedimentary rocks from the Canal Bertrand Formation at sites TU79 and TU80. A penetrative cleavage is observed in the sedimentary rocks at this location. We have no good constraints on the age of the dykes, which do not display evidence of deformation. We drilled 6 sites (TU65, TU67, TU68, TU93 and TF11, TF12) from the Fuentes Formation and 4 sites from the Rocallosa Formation (TU94, TU95 and TF09, TF10). Finally we drilled three sites (TU66, TU69, TU70) from the Eocene Agua Fresca Formation. Samples in this region were drilled mainly from fine-grained sandstones and mudstones or in concretions when they were present.

In Tierra del Fuego (Figure 3c), all sites were drilled north of the Magallanes-Fagnano fault zone and are grouped into four domains (Figure 3c): (1) the external domain, consisting of sediments located north of the Miraflores anticline [*Alvarez-Marrón et al.*, 1993], (2) the intermediate domain between Lago Deseado and the Estancia Vicuña (LD and EV in Figure 3c), (3) the Cordon de la Paciencia (CP in Figure 3c) domain in which several back thrusts have been described by *Klepeis* [1994a], and (4) the Lago Fagnano domain, located at the western tip of the Lago Fagnano.

In the external domain, three sites (TF01, TF04, TF07) were drilled from the Oligo-Miocene Cabo Domingo group. Site TF08 was drilled in the Oligocene Bahía Inútil Formation. Sites TF05 and TF06 were sampled in the Eocene Ballena Group. In the intermediate domain, 11

sites were drilled along the intertidal zone of the west coast of Tierra del Fuego (Figure 3c): 3 sites (TU71, TU72, TU73) in sandstones and mudstones from the Campanian Cerro Matrero Formation, 3 sites (TU45, TU46 and TU74) in the Maastrichtian-Danian mudstones of Cerro Cuchilla Formation, and five sites (TU47, TU48 and TU75, TU76, TU77) in sandstones of the Paleocene Cabo Nariz Beds. In the inner part of Tierra del Fuego, 5 sites (TU29, TU30, TU31, TU38, TU43) were drilled in the Upper Cretaceous fine sandstones and mudstones of Cerro Matrero Formation (north of Deseado Lake). These sites present some degree of cleavage, developed mainly in the fine-grained rocks. Sites TU27 and TU28 were drilled from marine sedimentary rocks of the Cerro Cuchilla Formation, immediately north of the Vicuña thrust according to the geological map of *Alvarez-Marrón*, [1993]. Veins, suggesting fluid circulation, were observed at site TU27. Near the Atlantic coast, we sampled 2 sites (TF02, TF03) in sediments from the Eocene La Despedida group. In the Cordon de la Paciencia domain, four sites (TU35, TU36, TU37, TU39) were drilled from La Paciencia Formation, near the western tip of the Lago Fagnano. Finally, In the Lago Fagnano domain, we drilled 5 sites (TU32, TU34, TU40, TU41, TU42) from the Upper Jurassic Tobifera Formation and one site (TU33) from the Lower Cretaceous Rio Jackson Formation. Sites TU32 and TU34 were taken from the volcanoclastic succession while sites TU40 and TU42 were drilled from an intercalation of medium to fine grained sandstones. Site TU41 was drilled near a fault zone. Site TU33, drilled in shales from the Rio Jackson Formation, presents a fine sub-horizontal cleavage sub-parallel to bedding.

4.2 Paleomagnetic methodology

Natural Remanent Magnetization (NRM) was measured with a 2G cryogenic magnetometer (Rennes). Stepwise alternating field (AF) demagnetizations were made using the 3 axis AF degausser online with the 2G magnetometer. In order to mitigate the effects of gyroremanent magnetization, the remanent magnetization was measured after each axis of AF demagnetization according to the procedure described by *Dankers and Zijderveld* [1981] and *Roperch and Taylor* [1986]. 405 specimens from 655 samples were progressively demagnetized using step-wise thermal techniques with a MMTD furnace where the residual field was less than 10 nT. The 2G cryogenic magnetometer and the MMTD furnace are located inside a shielded room with a residual field of about 500 nT and the samples were stored in mumetal shields with residual fields of less than 20 nT prior to the measurements with the 2G magnetometer. Magnetic susceptibility was measured after each or every second thermal demagnetization step, in order to monitor magnetic mineralogical changes upon heating. In samples for which a large susceptibility increase was observed during thermal demagnetization, the demagnetization procedure was in some cases followed by AF methods. Characteristic remanent magnetization (ChRM) component directions were determined using principal component analysis [*Kirschvink*, 1980]. Site-mean directions were defined using classical Fisher statistics or a combination of best-fit lines and remagnetization circles when necessary [*McFadden and McElhinny*, 1988]. The magnetic carriers of the ChRM were investigated further by means of Isothermal Remanent Magnetization (IRM) acquisition curves, thermal demagnetization of three axis-orthogonal IRMs, variation of low-field magnetic susceptibility versus temperature (K-T experiments) and Hysteresis cycles. IRM were given with an ASC Scientific pulse electro-magnet and K-T experiments were done with the AGICO KLY3-CS3 instrument. Hysteresis curves were obtained with the AGM2900 from Princeton Measurements Corporation at LSCE, Gif/Yvette, France. Additionally, polished thin sections of the studied rocks were observed in transmitted and reflected light and analyzed with a scanning electron microscope (SEM) with Energy Dispersive X-ray Spectroscopy to identify the magnetic carriers and the amount of diagenesis/alteration processes that could affect the rock magnetic record.

AMS of one or two specimens per core was measured with the KLY3 Agico spinner kappabridge. Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization in six positions (X, -X, Y, -Y, Z, -Z) was acquired with the 2G degausser system for three samples with anomalous AMS fabric to test the nature of the magnetic carriers of AMS.

5.0 Paleomagnetic Results

5.1 Rock-magnetic studies: Magnetic properties and optical descriptions

Most samples from sedimentary rocks have the same range of magnetic susceptibility (1 to $5 \cdot 10^{-4}$ SI) regardless of the geological formation or location within the Magallanes FTB (supplementary Figure S1). The range of variation of the NRM intensity is large but most mean-site NRM values are in between $5 \cdot 10^{-5}$ and 10^{-3} Am⁻¹.

K-T experiments show, in general, irreversible heating and cooling curves (supplementary Figure S2). Most samples display flat heating curves in which susceptibility diminish gradually up to ~380 °C. After this, magnetic susceptibility increases with a peak at ~500-550 °C indicating the formation of magnetite upon heating. Upon cooling, there is a major increase in magnetic susceptibility with some samples exhibiting a secondary magnetic Curie point around 350 °C. The sample from site TU28 (supplementary Figure S2) has a different magnetic behavior with an almost reversible heating and cooling curve and Ti-poor titanomagnetite as the main magnetic carrier.

The heating and cooling curve from specimen TU2608 shows a small inflexion at ~300° C that is not observed in the other samples. This peak may correspond to the presence of pyrrhotite in the sample. One K-T experiment (sample TU7901, supplementary Figure S2) in one sample from a dyke intruding sediments at site TU79 shows a characteristic maghemite phase that is not observed in the cooling curve. There is no evidence of maghemite or goethite in the sediments.

Several hysteresis experiments were performed at room temperature in a field of up to 1 Tesla. Typical hysteresis plots are shown in Figure 4a (supplementary data Table S2). The saturation remanent magnetization (Mrs), the saturation magnetization (Ms), and the coercive force (Hc) were calculated after correction for the paramagnetic contribution. The paramagnetic phase is clearly observed in hysteresis loops uncorrected for paramagnetism (Figure 4a) and represents more than 90% of the total magnetization at 1T (Figure 4c). Mrs is only 1% of the total magnetization in some samples (sample TU74_21b for example). In a Day plot [Day *et al.*, 1977] (Figure 4b), most of the samples have Mrs/Ms ratios between 0.1 and 0.2 and fall in the Pseudo Single Domain range.

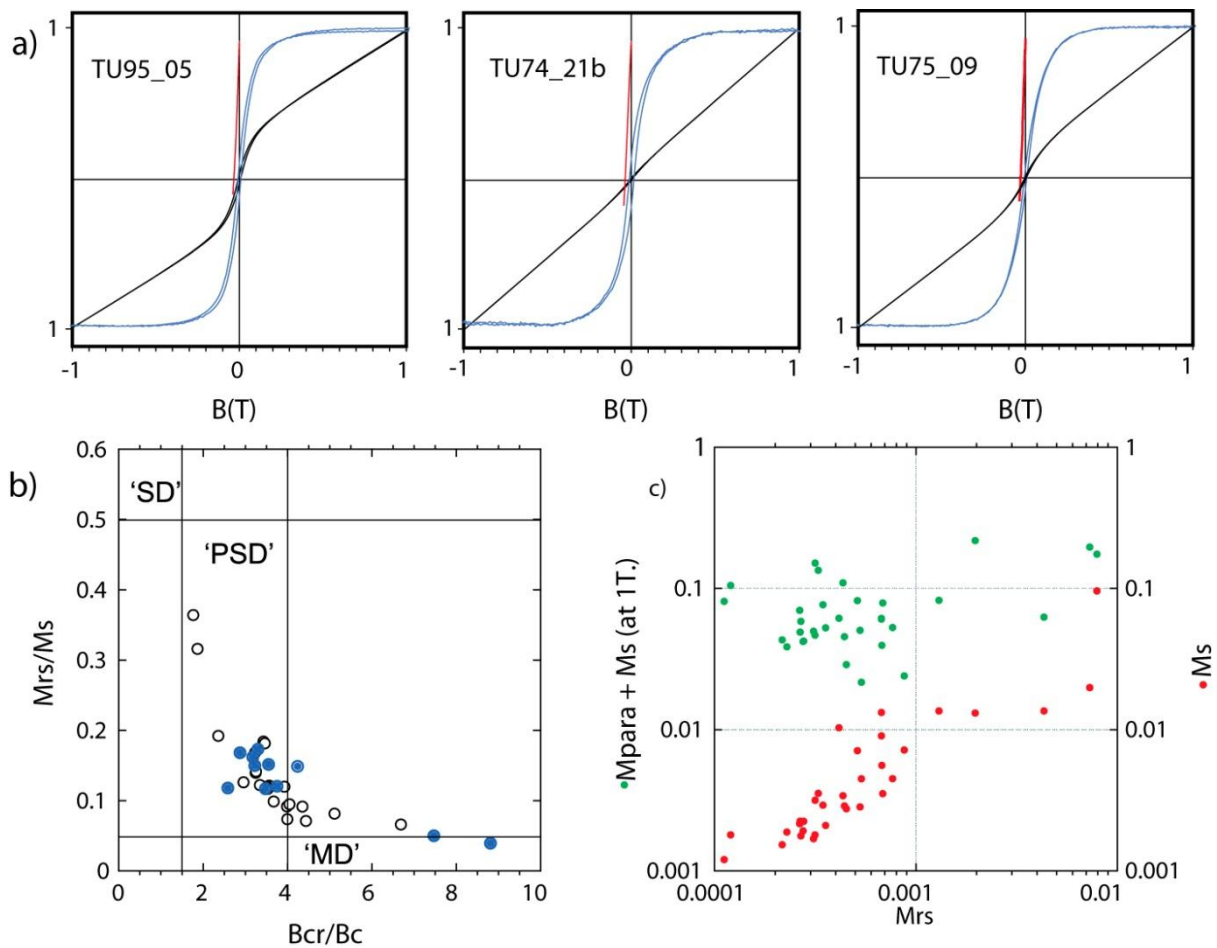


Figure 4. a) Selected hysteresis plots from representative samples with the magnetization normalized to the maximum value. Black/blue curves represent hysteresis loops before/after paramagnetic corrections. The red curve is the remanent magnetization curve. b) Day plot (Day et al., 1977); blue dots correspond to samples from sites with well-defined ChRM. c) Plot of the total magnetization at 1 Tesla (green dots) and the magnetization at saturation (M_s) after correction for paramagnetism (red dots) versus the saturation remanent magnetization (M_{rs}) (magnetization in Am²kg⁻¹). Data supporting Figure 4 is available in supplementary data Table S2

In order to gain a better understanding of the remanent magnetic carriers, thermal demagnetization of orthogonal IRMs was performed on 29 samples [Lowrie, 1990] (supplementary Figure S2). Samples were saturated along the Z axis at 2500 mT, then at 250 mT along Y and at 50 mT along X. The largest component is the low coercivity fraction along the X axis. The magnetization carried by the high coercivity fraction is on average 12% of the sum of the magnetization carried by the low and medium coercivity fractions (values are normalized to the initial soft magnetization value). During the thermal demagnetization (150 °C to ~400/570 °C), the low and medium coercivity fractions reveal unblocking temperatures typical of magnetite in sediments (maximum unblocking temperature of about 580 °C, [Lowrie, 1990, and references therein]). The high coercivity fraction has slightly lower unblocking temperatures, possibly associated with a small amount of pyrrhotite (unblocking temperature of 325 °C [Lowrie, 1990, and references therein]) but there is no evidence of goethite or hematite in these rocks (unblocking temperatures of respectively 80-120 °C and 675 °C [Lowrie, 1990, and references therein]). IRM acquisition and subsequent thermal demagnetization of the IRM at 1T were done for one sample of each site of the 17 sites with code TF. Again, magnetite appears to be the main remanent magnetic carrier in the sediments (supplementary Figure S2). The situation is different for the sites located near Lago Fagnano (supplementary Figure S2). In these samples

unblocking of the high, medium and low coercivity fractions is observed mainly in the temperature range 150-350 °C. Maghemite, produced by low temperature oxidation of magnetite, is usually destroyed upon heating with a marked decrease in magnetic susceptibility at ~350 °C. In one sample, the high coercivity fraction above 250 mT is about 50% of the total IRM while magnetic saturation for maghemite is around 250 mT. Pyrrhotite could be one of the magnetic carriers in these rocks but more magnetic data are needed to confirm this interpretation.

Microscopic observations of samples from sites TU27 and TU45 reveal the presence of pyrite and pyrite framboids in these sites (Figure 5). In particular, in site TU27, microscopic observations show clasts of plagioclase altered to sericite immersed in a fine-grained size matrix. The matrix has veinlets of opaque minerals growing parallel to stratification. For site TU45, SEM observations in one sample show very well developed pyrite framboids or pyrite growing inside plagioclase interstices (Figure 5). Magnetite was not observed with the optical microscope or SEM despite indications from the IRM and thermomagnetic curves that it is the main magnetic carrier in these rocks.

Thin and polished sections from site TU28 display bioclastic material with calcite ooids immersed in a fine-grained groundmass. Opaque minerals are grown around the bioclasts and in veinlets aligned parallel to the bedding plane or disseminated in the matrix. In contrast to other samples, magnetite grains exceeding 10 µm size are also found at site TU28 (Figure 5).

At sites TU68 and TU93, decimeter-thick beds of calcareous sediments form discontinuous tabular lenses of variable length (0.5-5 m) intercalated with shale layers. The compact calcareous rocks contain irregular millimeter size veinlets sub-parallel to bedding. Optical and SEM observations of samples from site TU68 show that the veinlets are made of calcite growing perpendicular to the wall veinlet (Figure 5). The relationship between these veinlets and an anomalous AMS fabric are discussed below.

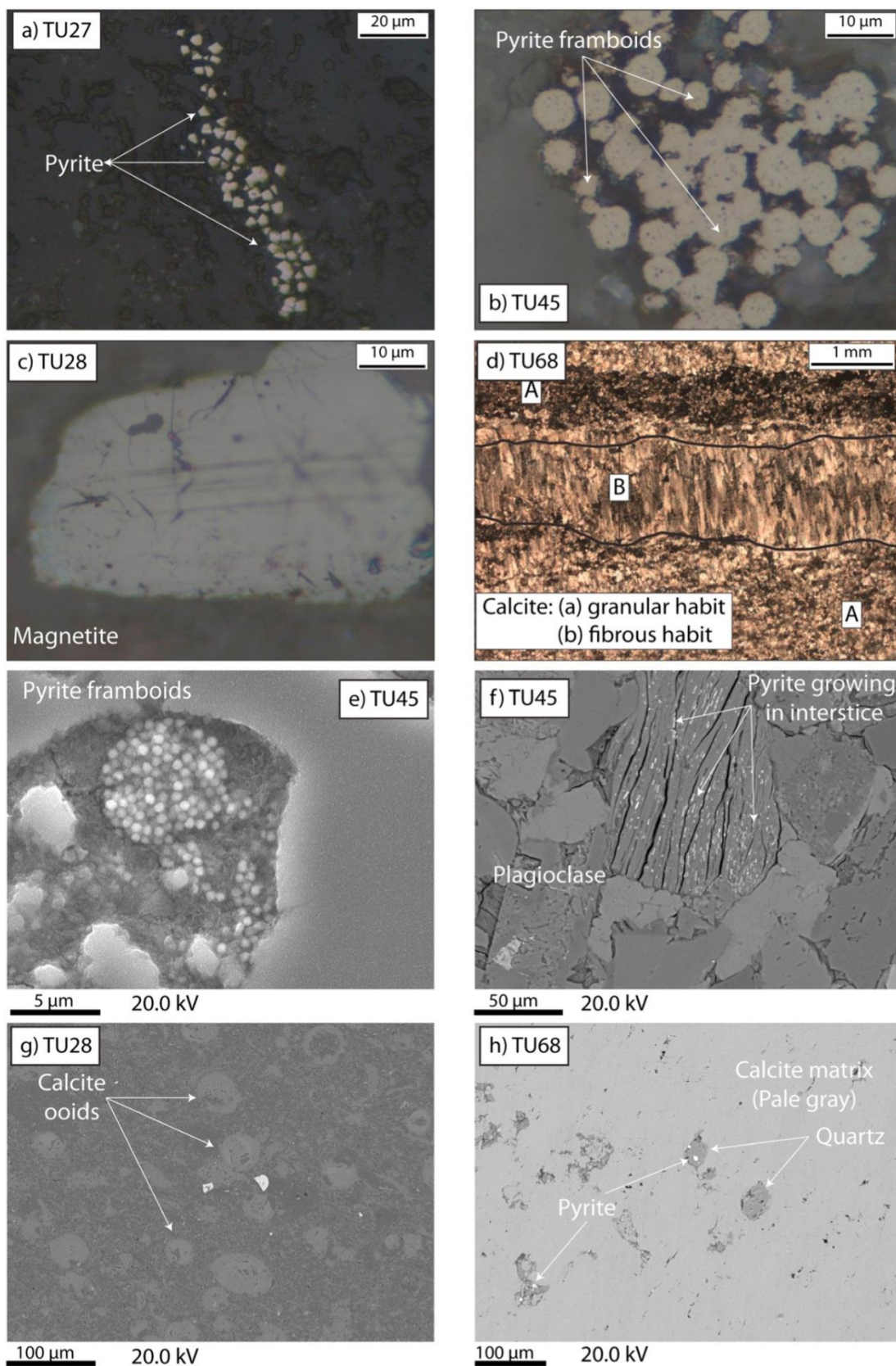


Figure 5. Microphotographs of selected samples. a, b, c) Images from optical observations in reflected light; d) calcite veinlet in transmitted light; e, f, g, h) SEM observations.

5.2 Characteristic directions

Directions of characteristic remanent magnetization (ChRM) were obtained for 10 out of 85 sites in sedimentary and intrusive rocks (Table 1, Figure 3). Results were obtained from seven sites in sedimentary rocks (TF07, TF10, TF11, TU28, TU45, TU74 and TU95) and 3 sites in intrusive rocks (TU78 and dikes from sites TU79-TU80). Sedimentary rocks with reliable paleomagnetic results are located in the Magallanes province and Tierra del Fuego. Results from intrusive rocks come from sites located in the western part of Brunswick Peninsula, Magallanes province.

Table 1. Paleomagnetic Result^a

Site	Lithology	N/n	L/P	In Situ		Tilt Corrected		α_{95}	K	Type/Age
				Dec	Inc	Dec	Inc			
Última Esperanza Province										
TU05	Sandstone	9/10	5/0	0.1	-64.2	332.8	-46.7	10.2	57.0	B/< 0.78
TU06	Sandstone	10/9	4/0	353.1	-70.9	329.3	-54.5	8.6	116.4	B/< 0.78
Magallanes Province										
TF11	Sandstone	11/14	14/0	140.1	67.7	192.7	68.9	6.4	40	A/65
TU78	Intrusive	9/12	11/0	332.9	-64.9	332.9	-64.9	3.5	169	A/~20?
TU79	Dike	6/7	4/3	144.8	44.1	112.6	44.1	2.8	519	A/~80?
TU80	Dike	4/7	3/2	174.3	58.1	110.2	65.8	7.5	120	A/~80?
TF10	Sandstone	12/13	11/0	207.5	27.1	140.2	69.8	6.1	58	A/65
TU95	Sandstone	18/23	17/0	222.9	10.5	143.6	76.2	3.1	135	A/65
Tierra del Fuego Province										
TF07	Sandstone	10/13	11/0	191.2	65.4	191.2	65.4	4.3	114	A/~20?
TU28	Sandstone	8/9	9/0	358.7	-67.2	6.9	-22.7	3.7	198	B/< 0.78
TU28	Sandstone	8/9	9/0	223.5	-65.7	344.7	-63.4	3.9	176	A/65
TU45	Sandstone	15/12	12/0	53.3	48.4	144.6	70.3	3.1	194	A/65
TU74	Sandstone	21/27	22/0	52.0	55.0	151.0	64.7	3.7	69	A/65

^aN is the number of cores drilled per site; L/P is the number of lines and planes used to calculate the mean; L + P is the number of specimens with paleomagnetic results; Dec and Inc are declination and inclination of the ChRM in situ and after tilt correction; α_{95} is the semiangle at 95% confidence level; K is the Fisher precision parameter; Type/Age: type is for type of magnetization where A is the high-temperature primary magnetization and B is the low-temperature component for secondary magnetization; Age is the estimated age of magnetization in Ma.

5.2.1 Results in intrusive rocks.

Rock magnetic experiments indicate that magnetite is the main magnetic carrier in samples from the Miocene intrusive rocks (supplementary Figure S3). Samples presented a very well defined normal-polarity ChRM going through the origin during demagnetization.

Two components of magnetization were observed in dykes from site TU79 and TU80 after thermal demagnetization. A reversed polarity magnetization was isolated at high temperature after removal of a normal polarity component with low unblocking temperatures (supplementary Figure S3). AF demagnetization was not as efficient as the thermal demagnetization to remove the low temperature component, carried mainly by maghemite (supplementary Figure S3).

5.2.2 Results in sediments

Most samples with NRMs of less than 0.1 mA m^{-1} provided scattered demagnetization plots either upon thermal or AF demagnetization. Despite the precautions taken in the laboratory (see paleomagnetic methods section), spurious magnetizations were observed in many samples. The increase in magnetic susceptibility after heating above $400 \text{ }^\circ\text{C}$ confirms the formation of magnetite as previously observed in the K-T experiment. To prevent further chemical transformation during heating, AF demagnetization was sometimes used after thermal demagnetization up to $\sim 350 \text{ }^\circ\text{C}$. However, it was also difficult to use the AF demagnetization to further demagnetize these partially thermally demagnetized samples with neo-formed magnetite

during heating because large gyroremanent magnetizations were also acquired during subsequent AF demagnetization.

The low temperature component in *in situ* coordinates is close to the dipole field at several sites (supplementary Figure S4). For others, despite relative stability of the remanent magnetization upon thermal demagnetization at sample level, the high scatter in directions between samples impeded the calculation of a mean characteristic direction (supplementary Figure S4). We have no good explanation for this type of behavior.

Fortunately, 6 sites from the Magallanes FTB, and one from the Magallanes foreland basin provided very reliable results with an angle $< 7^\circ$ at 95% of confidence. A characteristic direction, with reverse polarity, was found at site TF07 in undeformed sediments of Miocene age (Figure 6a). The 6 other sites are in early Paleocene deformed sediments. Samples from site TU28 have a well-defined magnetic behavior upon thermal demagnetization.

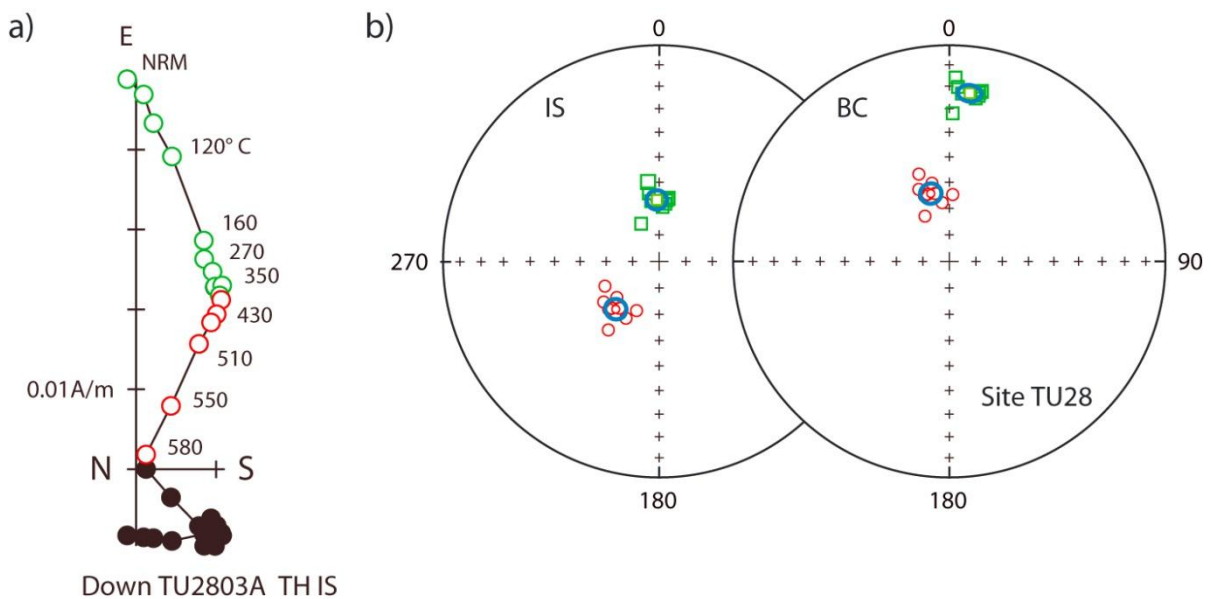


Figure 6. a) Orthogonal plot of a thermal demagnetization of a representative sample of site TU28. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane. Green/red circles highlight the low/high temperature component. b) Equal-area projection of the low and high temperature components for all samples of site TU28 in *in situ* and after tilt correction. Solid/open circles correspond to projection onto the lower/upper hemisphere.

After removal of a secondary magnetization close to the dipolar direction with unblocking temperature below 350°C (Figure 6), a characteristic direction of normal polarity was observed for all samples above 400°C (Figure 6). For this site, there is no increase in magnetic susceptibility upon heating and the ChRMs were easily recovered at high temperatures. From the 5 other sites (TU45, TU74, TU95; TF10, TU11) magnetic alteration with changes in magnetic susceptibility impeded complete thermal demagnetization of many samples above 450°C (supplementary Figure S5). The characteristic direction was thus defined by the best-fit line anchored to the origin using the measurements in the temperature range $250\text{--}450^\circ\text{C}$. The same characteristic magnetization was recognized during AF demagnetization (Figure 7). In *in situ* coordinates characteristic directions are clearly different from the present day field or the dipole field (Figure 8a). ChRMs are well grouped after bedding correction yielding a positive fold test [Tauxe and Watson, 1994], and with directions close to the expected direction (Figure 8a, c). There is no evidence for significant inclination shallowing.

Figure 7

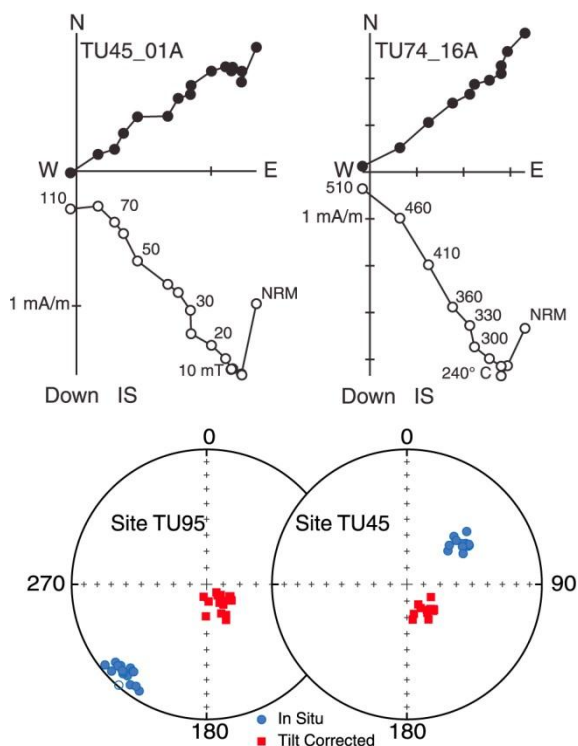


Figure 7. Top) Orthogonal plots of alternating field (left) and thermal (right) demagnetization of representative samples of site TU45 and TU74 respectively. Bottom) Equal area projection of the ChRMs of all samples from two sites TU95 and TU45 with bedding dipping in opposite directions. Blue circles, red squares are respectively in situ, tilt corrected directions. Same legend as in Figure 6.

Figure 8

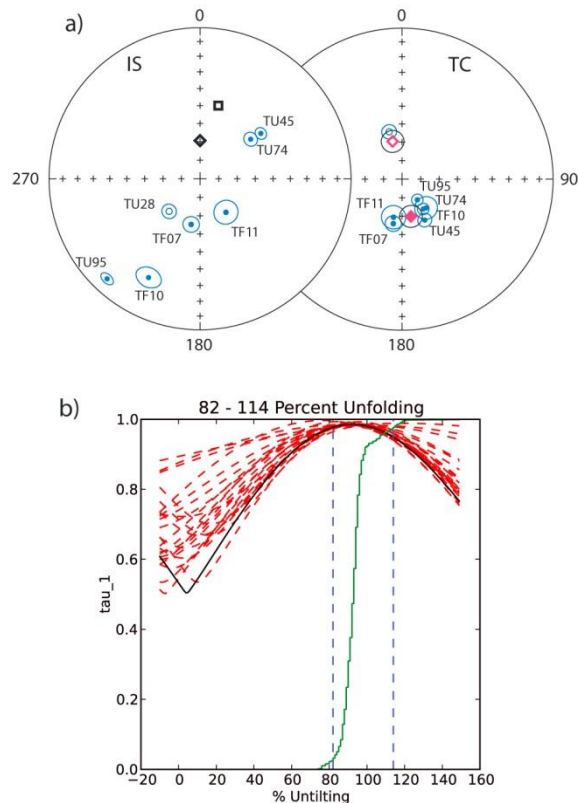


Figure 8. a) Stereonets of site mean ChRMs from sedimentary sites. IS, TC for in situ, tilt corrected directions. Filled (open) symbols are for positive (negative) inclinations. Black square is for the present-day field direction; diamond for dipole field. The expected directions in normal and reverse polarities (red diamonds) correspond to the expected directions for stable South America from the reference curve of Besse and Courtillot [2001]. b) Fold tests according to Tauxe and Watson [1994] indicating magnetization acquired before tilting. Dashed blue lines are 95% confidence bounds. Solid line is the cumulative distribution of the % untilting required to maximize tau (maximum eigenvalue). Graphics and calculations were done with L. Tauxe's PmagPy-2.51 software package.

5.3 Anisotropy of Magnetic Susceptibility Results

The shape of the ellipsoids (Figures 9, 10, 11) varies from oblate to prolate even between samples from the same site but the main directions of the ellipsoids are usually well grouped for each site with the magnetic lineations contained in the bedding plane and nearly sub-horizontal inclination in *in situ* coordinates.

Along the Magallanes FTB, the AMS results present a consistent pattern of lineations at site level that shows a good correlation with the main traces of faults and fold axes. The orientation of the AMS lineation changes from N-S in the Última Esperanza province to approximately E-W in the Tierra del Fuego province. Although this correlation is good at large scale, there are some differences at regional scale between the orientations of structures and lineations. The following results are presented according to their geographic location (supplementary data Table S3).

5.3.1 Última Esperanza province

Samples from sites in mid-Cretaceous sediments have triaxial ellipsoids with the largest degree of anisotropy exceeding 1.05. This degree of anisotropy is observed in rocks older than 90 Ma (Zapata Formation and the lower part of Punta Barrosa Formation) and the lowest anisotropy is found in rocks younger than 70 Ma (Tres Pasos and Dorotea formations).

Kmin axes are well grouped and nearly vertical after bedding correction for all but sites TU01, TU11, TU13, TU17, and TU90. All sites but TU11, TU90 have subhorizontal Kmax directions with an average orientation around N350-S170 in both in situ and after bedding correction (Figure 9b).

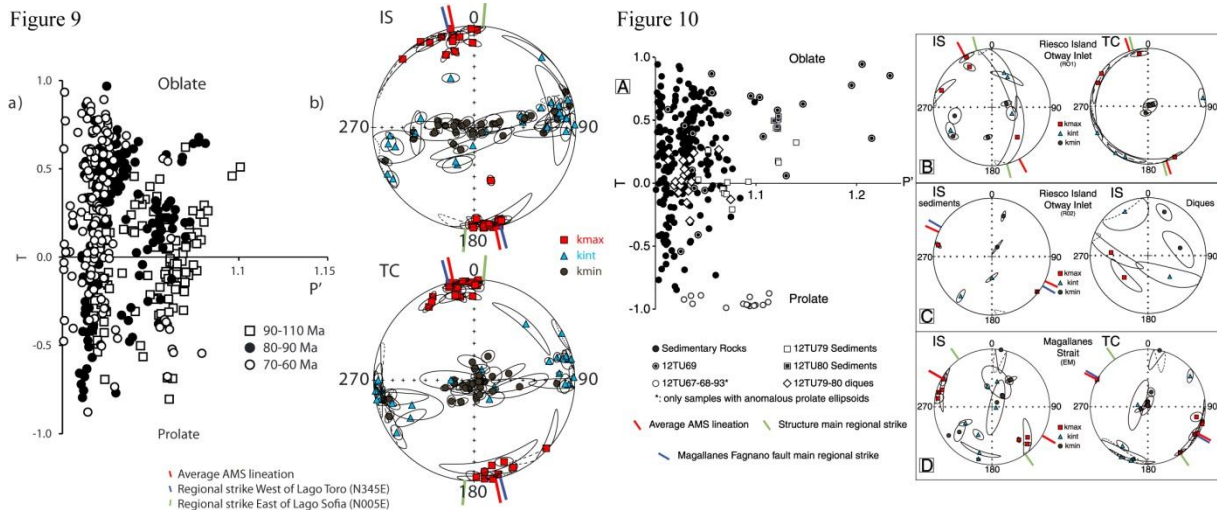


Figure 9. a) T-P' diagram showing the shape of the AMS ellipsoids (all samples with symbols style according to the age of the rock). b) Equal-area projections of the AMS tensorial mean per site. IS, TC are data in in-situ, tilt corrected coordinate. Squares, triangles and circles are respectively, AMS lineations, intermediate directions and poles of AMS foliation. The red line indicates the mean orientation of the AMS lineation while the blue and green lines are the main fold axes or structural lineaments west of Lago Toro and east of Lago Sofia respectively. Data supporting Figure 9 is available in supplementary data Table S3

Figure 10. A) T-P' diagram showing the shape of the AMS ellipsoids with different symbols for different groups of samples. (*) samples from sites TU67, TU68 and TU93 with anomalous fabrics due to calcite veinlets. B, C, D) Equal-area stereonet of the AMS results for three localities. Same legend as in Figure 9 for the AMS plots. Data supporting Figure 10 is available in supplementary data Table S3

5.3.2 Magallanes province

Sites drilled in the Magallanes province correspond to the Upper Cretaceous-Eocene part of the FTB, with ages mainly in the range of 70-50 Ma. The shape and degree of AMS ellipsoids have the same range of variation as those observed in similar aged rocks from Última Esperanza province (Figure 10a). Most sites have a magnetic fabric with the magnetic foliation plane parallel to bedding. Sites TU79, TU80 (Figures 10b, c, d), located farther west, in an area where the internal deformation is stronger have the greatest degrees of anisotropy in the area with well-defined and sub-horizontal magnetic lineations in *in situ* coordinate. At site TU80, the magnetic foliation in the shales is parallel to the macroscopic cleavage. Intrusive rocks were also sampled at sites TU79 and TU80. The intrusive rocks have a lower degree of anisotropy than that recorded in the host sediments (Figure 10a).

At sites TU67, TU68, TU93, several samples have strongly prolate magnetic fabrics with T values around -0.9 and P' values in the range 1.05-1.1 (Figure 10a). The magnetic lineation does not coincide with the trend of the structures and the direction of AMS lineation observed in the area at other sites (supplementary Figure 6). In sites TU68 and TU93, samples contain veinlets with calcite fibers growing perpendicular to the veinlet's walls. When comparing the orientation of the veinlets with the AMS ellipsoid, we observe that Kmax is nearly perpendicular to the plane of the veinlet. This result agrees with those obtained by *Schmidt et al.*, [2006] in which the AMS of impure crystals of calcite shows Kmax sub-parallel to the calcite c-axis. The anisotropy of anhysteretic remanent magnetization does not show such a well-defined magnetic fabric, indicating that the magnetic lineation is not controlled by ferromagnetic minerals but by paramagnetic minerals. We have not been able to identify magnetite or siderite in SEM observation and only a few framboidal pyrite grains are observed. The veinlets are nearly parallel to bedding and after bedding correction the magnetic lineations are steep. The angle between the pole to bedding and the magnetic lineation may indicate that the veins are slightly oblique to bedding, that the AMS lineation is slightly oblique to the veins, or that the calcite fibers are slightly oblique to the pole of the plane of the veinlets.

We have no explanation for the strong anisotropy at site TU69. Samples from this site present a wide variability in the degree of anisotropy with P' values ranging from 1.013 up to 1.233 (Figure 10a). The scatter in the orientation of the lineations prevents its use for tectonic purposes.

5.3.3 Tierra del Fuego province

In Tierra del Fuego province the results are grouped into four domains following the paleomagnetic sampling: (Figure 3c): (1) the external domain, (2) the intermediate domain, (3) the Cordon de la Paciencia domain and (4) the Lago Fagnano domain.

Within the external domain, almost all samples have oblate AMS ellipsoids (Figure 11a). Sites drilled near the Atlantic coast (TF01, TF04, TF07) have an oblate magnetic fabric with very well-grouped Kmin directions perpendicular to the bedding plane and scattered magnetic lineations (T values close to 1). Sites TF05, TF06, TF08 drilled north of the Miraflores anticline present a better-defined magnetic lineation (T parameter between 0.78 and 0.24). In the intermediate domain, samples have both oblate and prolate ellipsoids (Figure 11b). Kmax directions are very well grouped in *in situ* and bedding correction coordinates, while Kmin directions are scattered in bedding correction coordinates (Figure 11b). Kmax directions are parallel to the average strike of bedding measured in the area (Figure 11b) or reported by *Klepeis* [1994a]. Site TF03 is the single site in this domain with a sedimentary fabric that lacks a well-defined tectonic overprint, its magnetic lineations are scattered in the bedding plane.

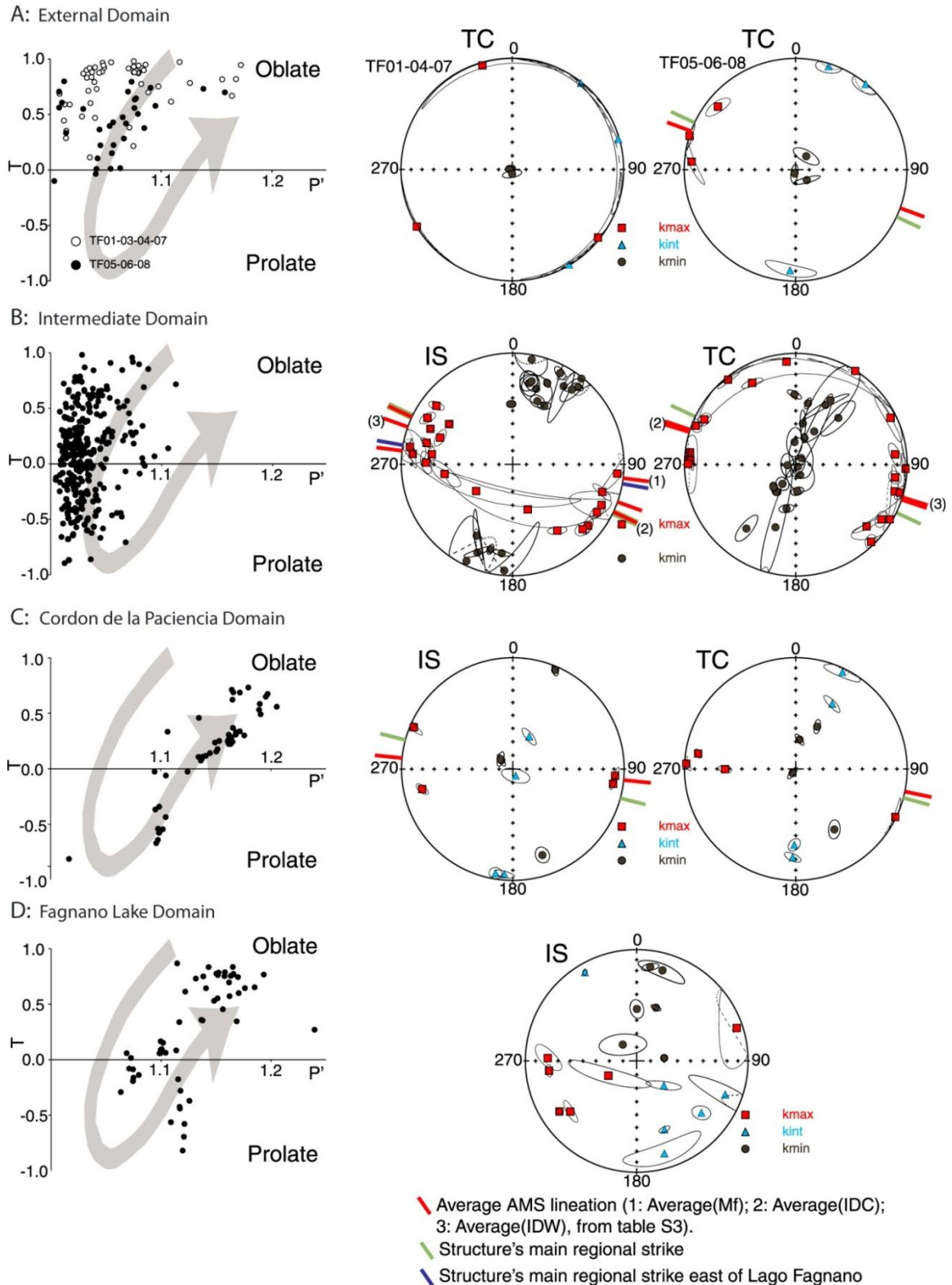


Figure 11. T-P' diagram and equal-area stereonets of AMS ellipsoids for several localities in Tierra del Fuego. A) External domain; B) Intermediate domain; C) Cordon de la Paciencia; D) Lago Fagnano domain. Same legend as in Figure 9 for the AMS plots. The grey-shaded path with arrow illustrates the changes in the parameter T and degree of anisotropy for increasing deformation (from Robion et al. [2007] modified from Borradaile and Henry, [1997]). Data supporting Figure 11 is available in supplementary data Table S3.

In the Cordon de la Paciencia domain, Kmax axes have similar directions in both *in situ* and bedding correction coordinates (Figure 11c). These directions are close to the average strike of the S1 cleavage plane obtained by Klepeis [1994a] (Figure 11c) while Kmin directions are scattered. In this domain, P' values are greater than in the internal domain, with the presence of both prolate and oblate ellipsoids.

The Lago Fagnano domain presents the largest values of P' observed in the present study (Figure 11d). The increase in the degree of anisotropy in the Lago Fagnano and Cordon de la Paciencia domains is not related to an increased concentration of magnetite because these sites have low magnetic susceptibility values that are similar to those at sites from the other domains (supplementary Figure 1, supplementary data). In the Lago Fagnano domain, it was not possible to measure bedding accurately because of the penetrative deformation in the area. The data are thus presented in *in situ* coordinates only. The sedimentary fabric is fully overprinted and the magnetic foliation corresponds to the tectonic cleavage. The magnetic lineations have shallow inclinations except at site TU34 where the magnetic lineation is inclined steeper than 45°.

6.0 Discussion

6.1 Magnetic properties

76 sedimentary sites in the Magallanes Basin show magnetic susceptibilities less than 5×10^{-4} SI; their magnetic susceptibility is mainly controlled by paramagnetic minerals. These magnetic properties differ from those expected in sedimentary volcanic-rich continental sediments (highest magnetic susceptibility controlled by magnetite [Roperch *et al.*, 2000]) and suggest no or little contribution from mafic rocks or an active magmatic arc. However, this interpretation of the low magnetite content in most sedimentary units sampled in the present study is not supported by other geological evidence. U/Pb detrital-zircon geochronology of sandstones collected in the Magallanes foreland basin [Barbeau *et al.*, 2009; Sanchez *et al.*, 2011] indicate that, from the Late Cretaceous through most of the middle Eocene, detrital zircons reaching the foreland basin were most likely derived from the Patagonian–Fuegian magmatic arc.

From the 85 studied sites, primary ChRMs were obtained from seven sites in sediments and three sites in intrusive rocks. The ChRMs in sediments are clearly different from the dipolar or present-day field directions and yield a positive fold test (Figure 8c) with the Fisher concentration parameter increasing from a value of 3 whilst *in situ* to 167 after tilt correction. There is no significant inclination shallowing, suggesting that the ChRMs are post-detrital magnetizations, but the positive fold test demonstrates that the ChRMs are pre-tectonic magnetizations.

The other sites were rejected mainly because of unstable magnetizations during demagnetization or very scattered directions within a site. Components of magnetizations with low laboratory unblocking temperatures were also rejected because they correspond mainly to viscous magnetizations as shown in supplementary Figure S4. There are no obvious differences in magnetic properties between sites with well-defined ChRMs and those sites with poor magnetic behavior. Except for sites TU28 and TF07, where the magnetic susceptibility exceeds 0.001 SI without any major increase in magnetic susceptibility upon heating in the laboratory, sites with well-defined ChRMs present similar mineralogical changes upon heating as most sites with unstable magnetizations.

Thermal demagnetizations of three-component IRM [Lowrie, 1990] show no difference between sites with and without reliable paleomagnetic results (supplementary Figure 2). Similar conclusions can be drawn from thermomagnetic K-T curves (supplementary Figure 2). SEM observations show the presence of pyrite framboids that are observed both in sites with reliable magnetization and magnetically unstable sites. One possible explanation for the low concentration of magnetite is the formation of pyrite from magnetite and magnetite dissolution during diagenesis in a reducing environment [Canfield and Berner, 1987; Florindo et al., 2003]. We have found no evidence in SEM or optical microscopy for the reverse effect in which magnetite replaces pyrite framboids driven by fluids migration [Suk et al., 1990], which would imply a secondary origin for the magnetite.

There are also several geological explanations for the poor magnetic record at most of the sites. Late diagenesis in the petroleum rich Magallanes basin during subsidence of the 6 km thick sedimentary sequence is one possible explanation for transformation of the magnetic minerals. Calcite veins were observed at some sites; Zanella et al. [2013] report evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation in the Magallanes basin with formation of calcite or quartz veins. Veins of fibrous calcite form at temperatures from 70 °C to 120 °C [Cobbold et al., 2013], but quartz veins require higher fluid temperatures. Several polarity reversals of the Earth's magnetic field have likely occurred during diagenesis of these Late Cretaceous sediments during which chemical magnetizations by the action of orogenic fluids could have overprinted magnetizations with opposite polarities making impossible the determination of a single component [Kars et al. 2012].

All paleomagnetic results in the Late Cretaceous – Paleocene sediments have reverse polarity except for site TU28. This may suggest that deposition and diagenesis occurred mainly during a 10 My long period (63-53 Ma) when the Earth's magnetic field was mainly of reverse polarity [Cande and Kent, 1995].

Most published paleomagnetic studies are on rocks from the Pacific side of the Patagonian orogenic belt or south of Lago Fagnano [Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973; Rapalini et al., 2001; Rapalini et al., 2008]. There is only one paleomagnetic and AMS study in the Magallanes FTB [Maffione et al., 2010] with 22 sites sampled in sedimentary rocks cropping out near the Atlantic coast of Tierra del Fuego (Figure 1). Characteristic directions were reported for 8 of these 22 sites but some of these were determined with very low laboratory unblocking temperature ranges of 120-210°C and, in some cases, 210-360°C. The paleomagnetic directions have inclinations more than 30° shallower than the expected inclination; at 4 sites, the inclination shallowing exceeds 50°. Laboratory experiments [Tauxe, 2005] show that compaction processes can account for a maximum of no more than ~20° shallowing in inclination (see also Deamer and Kodama [1990]). Natural examples of inclination shallowing have also been reported [Maffione et al., 2008; Speranza et al., 1997; Cogné et al., 2013 and references therein] and only a few of them exceed 30°. Roperch et al. [2000] report a mean inclination shallowing of 15 to 20° in Oligocene-Miocene sediments from the Central Andes.

Our study confirms the difficulty of recovering well-defined ChRMs in sediments from the Magallanes basin. The absence of inclination shallowing in our study contrasts with the large inclination shallowing reported by Maffione et al. [2010] making a comparison between the two datasets difficult. Further work is needed to understand the cause of the low inclinations reported by Maffione et al. [2010]. From the study of Maffione et al. [2010], we will only consider the two sites with inclination shallowing less than 40° and a Fisher parameter greater than 10 (Table 2).

6.2 Tectonic rotations

Tectonic rotations were only determined for the seven sedimentary sites (Figure 11a, Table 2). We do not calculate rotations for the results in the intrusive rocks because it was not possible to perform a fold test and because the ages are poorly constrained. Rotations were calculated by comparing our paleomagnetic result with the Apparent Polar Wander Path (APWP) of stable South America presented by *Besse and Courtillot* [2002].

Paleocene sites from the eastern shore of Península Brunswick (TU95, TF10) and from the western shore of Tierra del Fuego (TU45, TU74) show rotations of $-15.4^{\circ} \pm 8.5$ to -26.3 ± 15.1 since 60 Ma (Table 2) while no rotation ($-1.6^{\circ} \pm 8.6$) is found at site TU28 (Table 2) north of the Vicuña Thrust, in the less deformed area of Tierra del Fuego. Sites with CCW rotations are located near the hinge of the curved belt where deformation is non-coaxial and tectonic rotations should be expected during the Paleogene.

Two sites present a slight clockwise rotation (TF11 and TF07, Table 2). Site TF07 corresponds to undeformed Miocene sediments, making it difficult to explain this result in terms of tectonic rotation. The ChRMs of samples from site TU28 are better defined than those from site TF11 and we feel confident that the result at site TU28 can be used for tectonic interpretation despite its isolation. The apparent clockwise rotation recorded at site TF11 needs to be confirmed by additional data.

6.3 Magnetic fabric

6.3.1 Origin of the magnetic fabric

The transition from a sedimentary to a tectonic magnetic fabric is usually well recognized in AMS data [*Borradaile and Henry, 1997*]. *Robion et al.* [2007] defined six types of magnetic fabric that characterize the changes from sedimentary (Type I), to tectonic fabric (Type VI). In our study, most of the samples have intermediate magnetic fabrics of type II with magnetic lineations orthogonal to compression axis and magnetic foliation parallel to bedding, or type III in which the AMS ellipsoids are more prolate than in Type II. The shape and degree of AMS follows the trend proposed by *Borradaile and Henry* [1997] (Figure 11).

Table 2. Tectonic Rotations^a

Site	Latitude	Longitude	Age	Observed Direction			VGP		Expected VGP			Rotation	Error I
				Dec	Inc	α_{95}	Lat	Long	Lat	Long	α_{95}	R \pm dr	Ei \pm dl
TU95	-53.574	-70.937	65	143.6	76.2	3.1	-68.9	335.7	82.0	193.7	3.6	-22.9 ± 11.6	6.5 ± 3.2
TF10	-53.582	-70.930	65	140.2	69.8	6.1	-66.7	2.7	82.0	193.7	3.6	-26.3 ± 15.1	0.1 ± 5.3
TU45	-53.896	-70.148	65	144.6	70.3	3.1	-69.5	4.0	82.0	193.7	3.6	-21.8 ± 8.9	0.3 ± 3.1
TU74	-53.897	-70.151	65	151.0	64.7	3.7	-70.2	29.6	82.0	193.7	3.6	-15.4 ± 8.5	-5.3 ± 3.5
Mean	-53.7	-70.5	65	145.3	70.3	5.7	69.8	183.4	82.0	193.7	3.6	-21.2 ± 9.2	-0.6 ± 5.4
TU28	-54.119	-68.684	65	344.7	-63.4	3.9	76.5	238.0	82.0	193.7	3.6	-1.6 ± 8.6	-6.9 ± 3.7
TF11	-53.177	-71.600	65	192.7	68.9	6.4	-82.3	197.3	82.0	193.7	3.6	26.1 ± 15.2	-0.5 ± 5.5
TF07	-53.687	-67.845	20	191.2	65.4	4.3	-80.6	165.7	82.1	131.8	4.6	16.7 ± 11.3	-9.1 ± 4.1
MTF11	-54.437	-66.525	50	346.6	-40.4	10.4	57.0	270.4	82.2	127.7	4.2	-9.3 ± 13.1	-34.7 ± 8.6
MTF05	-54.497	-66.376	40	333.6	-39.8	14.0	52.5	251.0	80.0	139.5	7.3	-16.7 ± 19.7	-36.0 ± 11.7

^aLatitude and Longitude are the geographic coordinates of the site; Dec and Inc is for mean declination and inclination; α_{95}/P_{95} is the semiangle of confidence at 95%. Lat/Long is for latitude/Longitude of the corresponding Virtual Geomagnetic Pole; R \pm dr is the rotation value, and the error at each site. Ei \pm dl is the inclination error. The expected VGP for stable South America is from *Besse and Courtillot* [2002]. Sites MTF11 and MTF05 are from *Maffione et al.* [2010].

The few sites with an oblate magnetic fabric, as might be expected for rocks with histories dominated by sedimentary processes and compaction (Type I of *Robion et al.*, [2007]) are located in Tierra del Fuego near the Atlantic coast (Figure 11a) (TF01, TF04, TF07).

In most of the other sites, magnetic lineations are very well grouped and K_{min} directions are nearly vertical after bedding correction. Roughly north-south paleocurrent directions have been described in the Late Cretaceous formations from the Magallanes foreland basin in Última Esperanza province [Shultz *et al.*, 2005]. We discard, however, paleocurrents as a source of the magnetic lineations because samples with varying degrees of anisotropy (and age) have very well clustered magnetic lineations, which parallel the main tectonic structures over a wide area. Also, magnetic lineation directions are very well grouped and do not reflect the variability of paleocurrents measured in the region. The AMS fabric is thus likely to be mainly controlled by tectonic processes with a compaction-dominated sedimentary fabric that was not fully overprinted by tectonic compression. This pattern is typical of the layer parallel shortening of Type II according to Robion *et al.* [2007].

Only sites within the most deformed inner part of the Magallanes FTB have scattered magnetic foliations and magnetic lineations controlled by shortening (Types III to IV in the classification of Robion *et al.* [2007]). In the Magallanes Provinces, at site TU80, the magnetic foliation in the shales is parallel to the macroscopic cleavage and the magnetic fabric is dominated by a tectonic foliation with a high degree of anisotropy. In Tierra del Fuego, K_{min} directions from the intermediate and Cordon de la Paciencia domains are scattered after bedding correction, with AMS ellipsoids indicating a tectonic imprint on the magnetic fabric due to Layer Parallel Shortening (type III-IV from Robion *et al.*, [2007]). A tectonic foliation was observed at some sites in the Lago Fagnano domain and the high values of P' are in agreement with a magnetic fabric controlled by tectonic strain (type IV or higher from Robion *et al.*, 2007). Deformation along the Magallanes fault zone is complex and the scatter in AMS data between sites along it precludes any detailed tectonic interpretation. A complex pattern of AMS data was also obtained in the strongly deformed rocks to the south of Lago Fagnano [Esteban *et al.*, 2011].

Anomalous fabrics with magnetic lineations nearly orthogonal to bedding were found in samples with calcite veinlets at sites TU67, TU68 and TU93 (see Figure 6 from supplementary data). The bulk magnetic susceptibility of the samples is $\sim 15 \cdot 10^{-5}$ SI, well above the diamagnetic signal of pure calcite, suggesting that the anisotropy ($\sim P=1.1$) is carried by paramagnetic Fe-rich particles associated with the calcite fibers. Zanella *et al.* [2014] interpret bedding-parallel veins of fibrous calcite as evidence for fluid overpressure in petroleum source rocks. Further work is needed to better describe this anomalous magnetic fabric and its possible relation to tectonic processes involving vein development.

6.3.2 Magnetic Fabric versus Structural Trend

The strike of AMS lineations changes from N-S in Última Esperanza to E-W in Tierra del Fuego (Figure 12). However, a closer inspection of the data indicates a small angle between the AMS lineation and the main regional strike, especially for sites south of Punta Arenas.

We used satellite images and topography (SRTM data) to determine the main regional strike at each locality, which we compared to a mean magnetic lineation calculated with Fisher statistics. Sites with confidence ellipses $> 20^\circ$ around the tensorial mean magnetic lineation were excluded from this calculation (Supplementary data Table S3). This allows us to compare the regional trend of the structures with the average AMS lineation at each locality or group of sites.

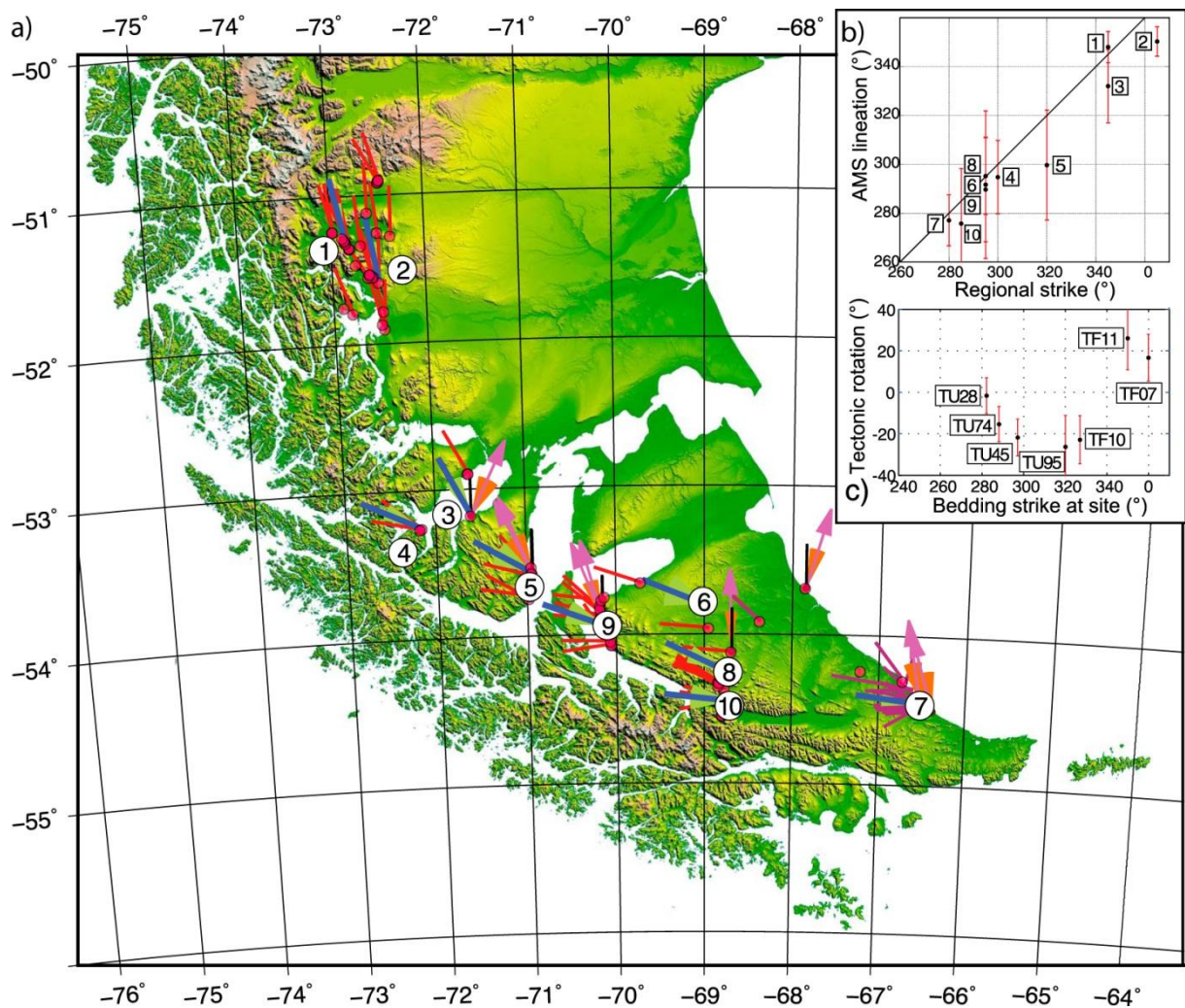


Figure 12. a) Plot of AMS lineations at all sites (thin red lines) and the mean value at each locality (thick blue lines). Purple lines are AMS lineations from the study of Maffione et al. [2010]. Purple arrows are tectonic rotations determined from the ChRMs. The rotation angle is the angle between the thin black line and the arrow. b) Plot of the AMS lineation versus the regional strike of folds and faults; number correspond to localities plotted in (a). c) Plot of the tectonic rotation versus the strike of bedding at the related site. Data supporting Figure 12 is available in Table 2 and supplementary data Table S3 and S4.

In Última Esperanza province, we identified two regional structural trends, one with a direction of N345° to the west of Lago Toro, and another with a strike of N5° to the east of Lago Sofia (Figures 3a, 9, 12). AMS lineations are parallel to the regional strike calculated west of Lago Toro. However, east of Lago Sofia, AMS lineations lie at an angle of ~25° CCW to the regional strike of recent structures located on the eastern part of the Magallanes FTB (Figures 3a, 9, 12). Deformation in the area to the west of Lago Toro took place between 74 and 27 Ma, while folding in the area east of Lago Toro occurred mainly after 27 Ma [Fosdick et al., 2011].

Soto et al., [2009] have shown that tectonic AMS fabric might be acquired during the early stages of deformation. We speculate that AMS lineations were recorded after Late Cretaceous and before late Oligocene times, i.e. during the early stages of shortening in Última Esperanza province. The orientations of the AMS lineations suggest that they are not related to the youngest structures that deformed Lower Cenozoic rocks farther east. This interpretation implies a clockwise rotation in the orientation of the compressive strain during the late stages of

the foreland basin evolution. On the other hand, the orientation of folds is also controlled by the orientation and shape of underlying basement blocks and *Likerman et al.* [2013] suggested that significant along-strike variations in width and lateral position of the structural domains with the Última Esperanza province may reflect a first order control by the Jurassic extensional depocenters.

The regional strike of folds is N345° at Riesco Island, in the northern part of the Magallanes province, and N320° in Península Brunswick (Figures 3a, 10, 12). South of Peninsula Brunswick, the Magallanes-Fagnano fault zone, one of the most prominent structures, trends N300°. In Riesco Island-Otway Inlet, average lineations from sites TF11 and TU70, drilled far away from the Magallanes-Fagnano fault zone, are in agreement with the strike of the observed structure in the area (supplementary data Table 3). Along the Straits of Magellan and in sedimentary samples at sites TU79 and TU80, the average lineation is closer to the strike of the Magallanes-Fagnano fault zone than to the strike of the main folds in the sampling area (Figure 10). Some sites (TU95, TF10 for example) record a slightly tilted lineation in *in situ* coordinates. The tilt of the AMS lineation may be the result of complex folding or vertical-axis rotation between two phases of folding as observed in other studies and regions [*Roperch et al.*, 2010, 2011]. In the case of Península Brunswick, the magnetic lineation after bedding correction at site TU95 is in better agreement with the lineation recorded at site TU94 where bedding is nearly horizontal. The scatter in AMS lineations is also slightly reduced after tilt correction. As in Última Esperanza province, the AMS lineation was probably acquired during the early stages of deformation and prior to the last phase of folding in the area that controls the orientation of the fold axes.

Finally, in Tierra del Fuego, north of Lago Deseado, the main strike of the structures is N295°, while to the south the main strike is N285° (supplementary Table S4). The mean magnetic lineations calculated in the intermediate and external domains are, statistically, oriented sub-parallel to the strike of the main structures (Figures 11 and 12, supplementary Table S3).

6.4 Tectonic implications

Klepeis et al. [2010] suggested that obduction of the mafic floor of the Rocas Verdes basin occurred prior to 86 Ma and was followed by a first exhumation event at Cordillera Darwin (90-70Ma) [*Kohn*, 1995; *Nelson*, 1982]. This event was coeval with the formation of the Late Cretaceous foreland basin and slightly preceded deformation in the Magallanes FTB in Tierra del Fuego [*Klepeis et al.*, 2010 and references therein; *Winslow*, 1982]. After 70 Ma, Cordillera Darwin experienced rapid exhumation, peaking between 60 and 40 Ma [*Barbeau et al.*, 2009; *Gombosi et al.*, 2009; *Klepeis et al.*, 2010; *Maloney et al.*, 2011]. This period coincides with the advance of the thrust and fold belt into the Magallanes foreland [*Klepeis et al.*, 2010], which ended in Tierra del Fuego during Oligo-Miocene times [*Alvarez-Marrón et al.*, 1993; *Ghiglione et al.*, 2014; *Torres-Carbonell et al.*, 2008; *Torres-Carbonell et al.*, 2014].

Our new ChRM data indicate a post-60 Ma CCW rotation by ~20° for the southern area of Peninsula Brunswick and the southwestern part of Tierra del Fuego (Figure 13a). However, the timing of the rotations recorded by the ChRMs is difficult to establish and they could have occurred prior to, during or after the Oligo-Miocene contractional deformation in Tierra del Fuego [*Alvarez-Marrón et al.*, 1993]. AMS lineations in Península Brunswick deviate from the main regional structural trends by about 20° CCW, an angle similar to the CCW tectonic rotations determined by the ChRM at site TU95 and TF10 (Figure 13a).

One possible interpretation of this information involves an early record of the AMS lineations during the early stages of deformation followed by CCW block rotation of eastern Peninsula Brunswick, prior to the Oligocene phase of folding without vertical-axis rotation of the fold structures. A clockwise rotation in the orientation of the shortening direction prior to the Oligocene phase of folding followed by a more recent post-folding vertical-axis CCW rotation of the whole area might also explain the difference between the AMS lineation and the fold axis orientation. *Ghiglione and Cristallini* [2007] proposed a change in the convergence direction (CW sense) between the Farallon and South American plates to explain the curvature of the belt. Our data are in agreement with the clockwise rotation in shortening direction but the magnitude is not as large as suggested by the experiments of *Ghiglione and Cristallini* [2007]. Block rotation in Península Brunswick and Canal Whiteside could also have been accommodated by sinistral strike-slip faulting related to the Oligocene-Miocene activity of the Magallanes-Fagnano Fault zone [*Klepeis et al.*, 1997; *Klepeis et al.*, 1994; *Lodolo, et al.*, 2003; *Torres-Carbonell et al.*, 2008; *Klepeis et al.*, 2010; *Betka*, 2013].

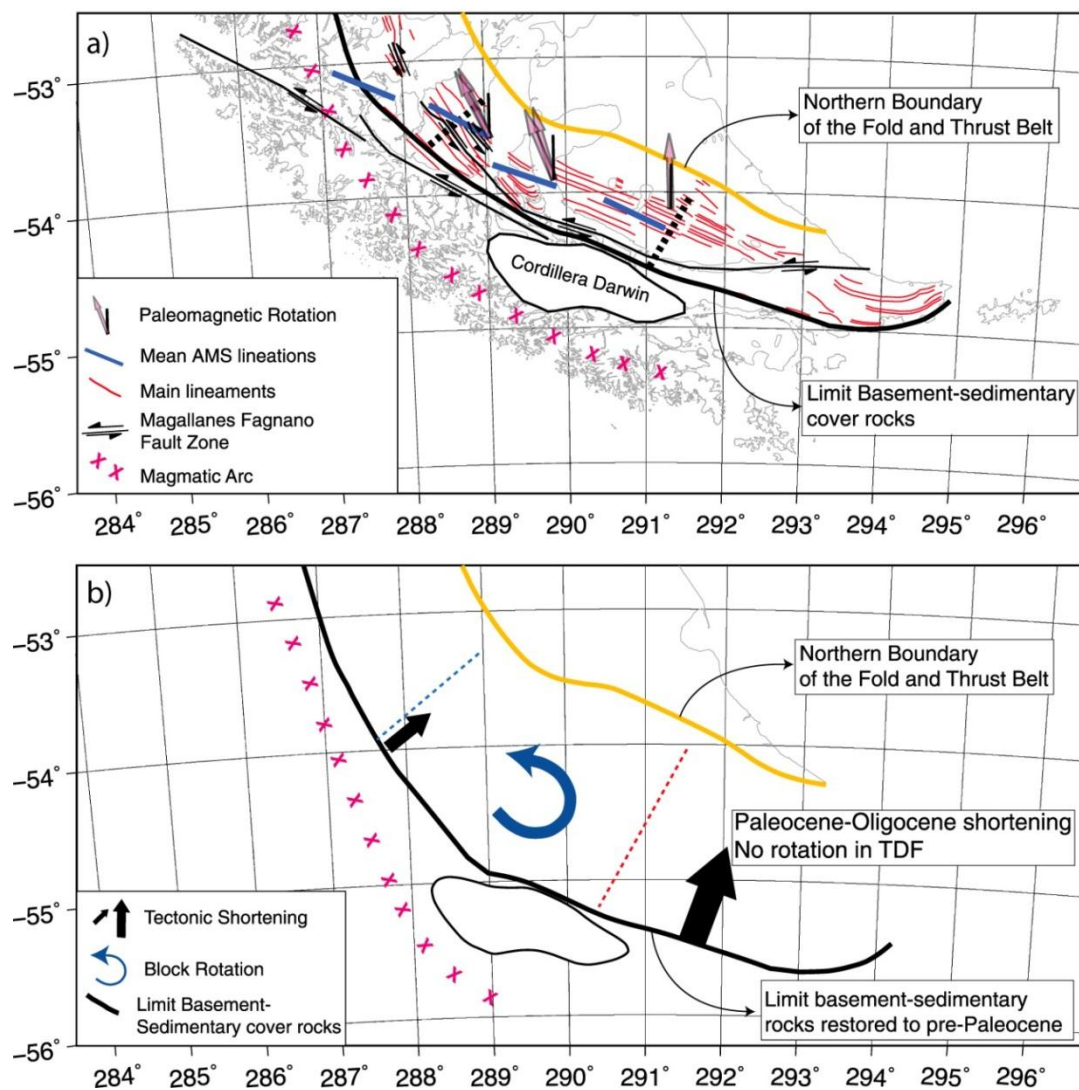


Figure 13. a) Map of the main tectonic lineaments within Tierra del Fuego with the tectonic rotations recorded in the area and the mean AMS lineations. Dashed lines are selected cross sections with shortening estimates. b) Restored map of the Magallanes FTB assuming a gradient of shortening from about 40 km (blue dashed line) in Peninsula Brunswick to 85 km in Tierra del Fuego (red dashed line) and $\sim 20^\circ$ CCW rotations near the hinge of the Magallanes FTB.

CCW rotations are observed near the hinge of the fold belt (Figure 13a) where complex or poly-phased deformation has been proposed [Ghiglione and Cristallini, 2007]. In contrast, site TU28, located distant from the hinge, do not record rotation (Figure 13a). There is also evidence that shortening was greater in Tierra del Fuego than in Península Brunswick or Última Esperanza provinces [Betka, 2013; Fosdick et al., 2011; Klepeis et al., 2010]. We postulate that the observed CCW rotation along the hinge of the MFTB accommodates the gradient of shortening (Figure 13b).

The term Patagonian orocline, introduced by Carey [1958], has been widely used to refer to the curved margin of southern South America; it implies that the orogen was rectilinear. Paleomagnetic data from south Patagonian magmatic arc or remnants of the Rocas Verdes basin [Burns et al., 1980; Dalziel et al., 1973; Cunningham et al., 1991; Poblete et al., 2013] suggest oroclinal bending during the compressive collapse of the Rocas Verdes basin. However, our new paleomagnetic results indicate that the curvature of the Magallanes fold and thrust belt is mainly inherited in agreement with the sand-box models of Ghiglione and Cristallini [2007]. The whole evolution of the Patagonian bend can thus be described as the formation of a progressive arc from an oroclinal stage during the closure of the Rocas Verdes basin to a mainly primary arc during the final stages of deformation of the Magallanes FTB. Such an evolution is also common in other known “oroclines”. For example, the formation of the Arica bend in the Central Andes is associated with large tectonic rotations mainly during the late Paleogene and without significant rotation during the Miocene but with significant shortening in the Bolivian foreland [Arriagada et al., 2008].

7.0 Conclusions

The AMS and paleomagnetic results presented above allow us to conclude that:

1. Most of the sampled sediments in the Magallanes basin have low magnetite content and their magnetic properties do not permit to decipher major changes through time in the sediment sources.

2. In Última Esperanza province, AMS lineations are well-grouped with the same orientation of the folds axes to the west of Lago Toro. The difference between the magnetic fabric and the orientation of the folds axes to the east of Lago Sofia may be due to a clockwise rotation in shortening direction after the time of AMS acquisition. This rotation of the shortening directions could be associated to a change in the plate kinematics [Eagles and Scott, 2014; Somoza and Ghidella, 2005] or heterogeneities in the basement [Likerman et al., 2013].

3. In the Magallanes province, the angle between fold axes and AMS lineations is similar to the amount of CCW block rotation. Late Cretaceous-Paleocene sediments near the hinge of the Magallanes FTB, south of Punta Arenas and along the southwest coast of Tierra del Fuego, record about 20° of CCW rotation. The observed rotation could be related to left lateral strike-slip movement of the Magallanes-Fagnano fault and/or differences in the amount of shortening between Península Brunswick and Tierra del Fuego. No rotation is detected in the northernmost E-W folds of Tierra del Fuego.

Finally, the new paleomagnetic data show that the Magallanes FTB formed mainly as a primary arc during the Cenozoic. The concept of orocline is possibly corroborated by the CCW rotations recorded by the Patagonian magmatic arc and Rocas Verdes units during the Late Cretaceous but it cannot be used to describe the Cenozoic evolution of the Magallanes curvature.

Acknowledgments

We thank Peter Cobbold and Denis Gapais from Géosciences Rennes for supporting the first paleomagnetic sampling trip to Patagonia by PR and MD in February 1997. FB also thanks Keith Klepeis and Peter Cobbold for inviting him to different field works and for numerous discussions about the tectonics of the Southern Andes. FB thanks Paul Betka for several and fruitful discussions. We thank the Associate Editor and the reviewers G. Eagles and M. Maffione for thorough reviews. We thank Constantino Mpodozis especially for the very detailed review of the geology. FB acknowledges funding from CONICYT and IRD. Funding for the field works was mainly provided by “Proyecto Anillo Antartico ACT 105. We greatly appreciated the help of P. Castillo, C. Sanchez, M. Calderon, S. Cataño and G. Dunnage during parts of the field work. We thank Captain Hugo and the Chonos crew during the Seno Otway field work. We would like to thank to Parque Karukinka, N. Navarrete, V. Kuhlman and P. Maclean for logistic support.

References

- Alvarez-Marrón, J., K. McClay, S. Harambour, L. Rojas, and J. Skarmeta (1993), Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, Southern Chile, *AAPG Bull.*, 77, 1904-1921.
- Arriagada, C., P. Roperch, C. Mpodozis, and P. R. Cobbold (2008), Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view, *Tectonics*, 27, TC6014, doi:[10.1029/2008TC002269](https://doi.org/10.1029/2008TC002269).
- Barbeau, D. L., E. B. Olivero, N. L. Swanson-Hysell, K. M. Zahid, K. E. Murray, and G. E. Gehrels (2009), Detrital-zircon geochronology of the eastern Magallanes foreland basin: Implications for Eocene kinematics of the northern Scotia Arc and Drake Passage, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 284(3-4), 489-503, doi: 10.1016/j.epsl.2009.05.014.
- Bernhardt, A., Z. R. Jobe, and D. R. Lowe (2011), Stratigraphic evolution of a submarine channel-lobe complex system in a narrow fairway within the Magallanes foreland basin, Cerro Toro Formation, southern Chile, *Mar. Pet. Geol.*, 28(3), 785-806, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2010.05.013.
- Bernhardt, A., Z. R. Jobe, M. Grove, and D. R. Lowe (2012), Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, *Basin Res.*, 24(3), 269-294, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00528.x.
- Besse, J., and V. Courtillot (2002), Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000jb000050.
- Betka, P.M. (2013), Structure of the Patagonian fold-thrust belt in the Magallanes region of Chile, 53° - 55° S Lat., PhD thesis, 243 pp., The University of Texas at Austin, Austin, December.
- Biddle, K. T., M. A. Uliana, R. M. Mitchum Jr., M. G. Fitzgerald, and R. C. Wright (1986), The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, Southern South America, *Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.*, 8, 41-61.
- Borradaile, G.J., and B. Henry (1997), Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy, *Earth Sci. Rev.* 42(1-2), 49-93, doi:10.1016/S0012-8252(96)00044-X.
- Burns, K. L., M. J. Rickard, L. Belbin, and F. Chamalaun (1980), Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes Orocline, *Tectonophysics*, 63, 75-90.
- Bruhn, R. L., C. R. Stern, and M. J. De Wit (1978), Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 32-46, doi:10.1016/0012-821X(78)90039-0.
- Calderón, M., A. Fildani, F. Hervé, C. M. Fanning, A. Weislogel, and U. Cordani (2007), Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes, *J. Geol. Soc.*, 164, 1011-1022, doi: 10.1144/0016-76492006-102.
- Cande, S.C., and D.V. Kent (1995), Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, 100, 6093-6095, doi:10.1029/94JB03098.
- Canfield, D. E., and R. A. Berner (1987), Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 645-659.
- Carey, S. W. (1955), The orocline concept in geotectonics, *Proc. R. Soc. Tasmania*, 89, 255-288.
- Carey, S. W. (1958), A tectonic approach to continental drift, in *Continental Drift: A symposium*, edited by S. W. Carey, pp. 177-355, Univ. of Tasmania, Hobart, Australia.

- Cobbold, P.R., A. Zanella, N. Rodrigues, H. Løseth (2013), Bedding-parallel fibrous veins (beef and cone-in-cone): Worldwide occurrence and possible significance in terms of fluid overpressure, hydrocarbon generation and mineralization, *Mar. Pet. Geol.*, 43, 1-20.
- Cogné, J.P., J. Besse, Y. Chen, and F. Hankard (2013), A new Late Cretaceous to Present APWP for Asia and its implications for palaeomagnetic shallow inclinations in Central Asia and Cenozoic Eurasian plate deformation, *Geophys. J. Int.*, 192(3), 1000-1024, doi:10.1093/gji/ggs104.
- Cortés, R., and H. Valenzuela (1960), *Estudio Geológico del Área Lago Blanco, Hito XIX, Monte Hope (Porción Sur Central de Tierra del Fuego), Informe Interno*, 42 pp., Arch. Téc. Empresa Nac. del Petróleo, Magallanes, Chile.
- Cunningham, W. D. (1993), Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline, *Tectonics*, 12, 169-186, doi:10.1029/92TC01790.
- Cunningham, W. D. (1995), Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile, *Tectonophysics*, 244(4), 197-229, doi: 10.1016/0040-1951(94)00248-8.
- Cunningham, W. D., K. A. Klepeis, W. A. Gose, and I. W. D. Dalziel (1991), The Patagonian Orocline: New paleomagnetic data from the Andean Magmatic Arc in Tierra del Fuego, Chile, *J. Geophys. Res.*, 96(B10), 16061-16067, doi:10.1029/91JB01498.
- Dalziel, I. W. D. (1981), Back-Arc Extension in the Southern Andes: A Review and Critical Reappraisal, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 300, 319-335, doi: 10.1098/rsta.1981.0067.
- Dalziel, I. W. D., R. Kligfield, W. Lowrie, and N. O. Opdyke (1973), Paleomagnetic data from the southernmost Andes and Antarctica, in *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*, edited by D. H. Tarling and S. K. Runcorn, 1, pp. 37-101, Academic Press, New York.
- Dalziel, I. W. D., L. A. Lawver, I. O. Norton, and L. M. Gahagan (2013), The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 41(1), 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- Dankers, P. H. M., and J. D. A. Zijdeveld (1981), Alternating field demagnetization of rocks, and the problem of gyromagnetic remanence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 89-92.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt (1977), Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, 260-267, doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X.
- Deamer, G.A., K.P. Kodama (1990), Compaction induced inclination shallowing in synthetic and natural clay-rich sediments, *J. Geophys. Res.*, 95(B4), 4511-429.
- Diraison, M., P. R. Cobbold, D. Gapais, E. A. Rossello, and C. Le Corre (2000), Cenozoic crustal thickening, wrenching and rifting in the foothills of the southernmost Andes, *Tectonophysics*, 316, 91-119, doi:10.1016/S0040-1951(99)00255-3.
- Eagles, G., R. Livermore, and P. Morris (2006), Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242, 343-353, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.060.
- Eagles, G., and W. Jokat (2014), Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage, *Tectonophysics*, 611, 28-50, doi: 10.1016/j.tecto.2013.11.021.
- Eagles, G., and B. G. C. Scott (2014), Plate convergence west of Patagonia and the Antarctic Peninsula since 61 Ma, *Glob. Planet. Chan.*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.08.002, in press.
- Esteban, F., A. Tassone, M. Menichetti, A. E. Rapalini, M. B. Remesal, M. E. Cerredo, H. Lippai, and J. F. Vilas (2011), Magnetic fabric and microstructures across the Andes of Tierra del Fuego, Argentina, *Andean Geol.*, 38(1), 64-81.

- Féraud, G., V. Alric, M. Fornari, H. Bertrand, and M. Haller (1999), 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172(1–2), 83-96, doi: 10.1016/s0012-821x(99)00190-9.
- Fildani, A., and A. M. Hessler (2005), Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes–Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 117, 1596-1614, doi: 10.1130/b25708.1.
- Florindo, F., A. P. Roberts, and M. R. Palmer, Magnetite dissolution in siliceous sediments, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1053, doi:10.1029/2003GC000516, 2003.
- Fosdick, J. C., B. W. Romans, A. Fildani, A. Bernhardt, M. Calderon, and S. A. Graham (2011), Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 123, 1679-1698, doi:10.1130/b30242.1.
- Ghiglione, M. C., and E. O. Cristallini (2007), Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline, *Geology*, 35, 13-16, doi: 10.1130/g22770a.1.
- Ghiglione, M. C., F. Suarez, A. Ambrosio, G. Da Poian, E. O. Cristallini, M. F. Pizzio, and R. M. Reinoso (2009), Structure and evolution of the Austral Basin Fold-Thrust Belt, Southern Patagonian Andes, *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 65, 212-226.
- Ghiglione, M. C., Likerman, J., Barberón, V., Beatriz Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, B. and Suarez, F. (2014), Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes, *Basin Res.*, doi: 10.1111/bre.12061
- Gombosi, D. J., D. L. Barbeau Jr, and J. I. Garver (2009), New thermochronometric constraints on the rapid Palaeogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes, *Terra Nova*, 21(6), 507-515, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00908.x.
- Jelínek, V., (1978), Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens, *Stud. Geophys. Geod.*, 22, 50-62, doi:10.1007/BF01613632.
- Kars, M., C. Aubourg, J.-P. Pozzi, and D. Janots (2012), Continuous production of nanosized magnetite through low grade burial, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, doi: 10.1029/2012gc004104.
- Kirschvink, J. L. (1980), The least-squares line and plane and the Analysis of palaeomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Klepeis, K. (1994a), Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile, *Tectonics*, 13, 882-904, doi:10.1029/94TC00628.
- Klepeis, K. A. (1994b), The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego, *J. Geophys. Res.*, 99(B11), 22,001-22,014, doi:10.1029/94JB01749.
- Klepeis, K. A., and L. A. Lawver (1996), Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 101, 20,211-20,231.
- Klepeis, K. A., and J. A. Austin (1997), Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes, *Tectonics*, 16, 755–776, doi:10.1029/97TC01611.
- Klepeis, K., P. Betka, G. Clarke, M. Fanning, F. Hervé, L. Rojas, C. Mpodozis, and S. Thomson (2010), Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes, *Tectonics*, TC3014, doi:10.1029/2009TC002610.
- Kley, J. (1999), Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline, *J. South Am. Earth Sci.*, 12(2), 221-235, doi: 10.1016/S0895-9811(99)00015-2.

- Kligfield, R., W. H. Owens, and W. Lowrie (1981), Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55, 181-189, doi:10.1016/0012-821X(81)90097-2.
- Kraemer, P. E. (2003), Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S. Lat), *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 731-748, doi: 10.1016/s0895-9811(02)00132-3.
- Kohn, M., F. Spear, T. Harrison, and I. Dalziel (1995), 40Ar/39Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile, *J. Metamorph Geol.*, 13, 251-270.
- Lagabrielle, Y., Y. Godd ris, Y. Donnadieu, J. Malavieille, and M. Suarez (2009), The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 279, 197-211, doi: 10.1016/j.epsl.2008.12.037.
- Likerman, J., J. F. Burlando, E.O Cristallini, and M.C Ghiglione, (2013), Along-strike structural variations in the Southern Patagonian Andes: Insights from physical modeling, *Tectonophysics*, 590, 106-120, doi: 10.1016/j.tecto.2013.01.018.
- Lodolo, E., M. Menichetti, R. Bartole, Z. Ben-Avraham, A. Tassone, and H. Lippai (2003), Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America), *Tectonics*, 22, doi: 10.1029/2003TC001500.
- Lowrie, W. (1990), Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162, doi: 10.1029/GL017i002p00159.
- Maffione, M., F. Speranza, C. Faccenna, A. Cascella, G. Vignaroli, L. Sagnotti (2008), A synchronous Alpine and Corsica-Sardinia rotation, *J. Geophys. Res.*, 113, B03104. doi:10.1029/2007JB005214.
- Maffione, M., F. Speranza, C. Faccenna, and E. Rossello (2010), Paleomagnetic evidence for a pre-early Eocene (50Ma) bending of the Patagonian orocline (Tierra del Fuego, Argentina): Paleogeographic and tectonic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 289, 273-286, doi:10.1016/j.epsl.2009.11.015.
- Maloney, K. T., G. L. Clarke, K. A. Klepeis, C. M. Fanning, and W. Wang (2011), Crustal growth during back-arc closure: Cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia, *J. Metamorph. Geol.*, 29, 649-672, doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x.
- Malumián, N., and A. Caramés (1997), Upper Campanian-Paleogene from the Río Turbio coal measures in southern Argentina: micropaleontology and the Paleocene/Eocene boundary, *J. South Am. Earth Sci.*, 10(2), 189-201.
- Malumián, N., and C. Na ez (2011), The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegina Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biol. J. Linnean Soc.*, 103, 269-288.
- Marshak, S. (1988), Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens, *Tectonics*, 7(1), 73-86, doi:10.1029/TC007i001p00073.
- Marshak, S. (2004), Salients, Recesses, Arcs, Oroclines, and Syntaxes: A Review of Ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts, In *Thrust Tectonics and Hydrocarbon systems*, AAPG Mem., vol. 82, edited by K. R. McClay, , pp. 131-156. Am. Assoc. of Pet. Geol., Tulsa, Okla
- Martin-Hernandez, F., C. M. Luneburg, C. Aubourg, and M. Jackson (2004), Magnetic fabric: methods and applications—an introduction, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 238, 1-7, doi: 10.1144/gsl.sp.2004.238.01.01.
- McAtamney, J., K. Klepeis, C. Mehrtens, S. Thomson, P. Betka, L. Rojas, and S. Snyder (2011), Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53-54.5°S), *Tectonics*, 30, TC5001, doi:10.1029/2010tc002826.
- McFadden, P. L., and M. W. McElhinny (1988), The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 87(1-2), 161-172, doi:10.1016/0012-821x(88)90072-6.

- Menichetti, M., E. Lodolo, and A. Tassone (2008), Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt-Tierra del Fuego Island, *Geol. Acta*, 6(1), 19-42.
- Mpodozis, C., P. Alvarez, S. Elgueta, P. Mella, F. Hervé, and M. Fanning (2007), Revised Cretaceous stratigraphy of the Magallanes Foreland Basin at Seno Skyring: Regional implications of new SHRIMP age data on detrital zircon populations, paper presented at GEOSUR 2007 International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere, Univ. Católica de Chile, Santiago.
- Mpodozis, C., P. Mella, and D. Padva (2011), Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile, paper presented at VIII Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Nelson, E. P. (1982), Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature–time relationships, *J. Geol. Soc. London*, 139(6), 755-761, doi: 10.1144/gsjgs.139.6.0755.
- Olivero, E., and N. Malumián (2008), Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina, *Geol. Acta*, 6(1), 5-18.
- Otero, R. A., T. Torres, J. P. Le Roux, F. Hervé, C. M. Fanning, R. E. Yury-Yañez, and D. Rubilar-Rogers (2012), A late Eocene age proposal for the Loreto Formation (Brunswick Peninsula, southernmost Chile), based on fossil cartilaginous fishes, paleobotany and radiometric evidence, *Andean Geol.*, 39(1), 180-200.
- Pankhurst, R. J., and C. R. Rapela (1995), Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 134(1-2), 23-36, doi: 10.1016/0012-821X(95)00103-J.
- Pankhurst, R. J., T. R. Riley, C. M. Fanning, and S. P. Kelley (2000), Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism associated with the break-up of Gondwana, *J. Petrol.*, 41, 605-625, doi:10.1093/petrology/41.5.605.
- Parés, J. M., B. A. van der Pluijm, and J. Dinarès-Turell (1999), Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain), *Tectonophysics*, 307(1-2), 1-14.
- Poblete, F., P. Roperch, F. Hervé, C. Ramirez and C. Arriagada (2013), On the possibility and timing for tectonic rotations in Patagonia: new paleomagnetic and AMS data from southernmost South America, in *GeoSur 2013, International Geological Congress on the Southern Hemisphere*, ed. R. Charrier et al., Viña del Mar, Chile, *Bollettino di Geofisica*, 54 (2), 306-307.
- Quattrocchio, M. E. (2009), Paleogene dinoflagellate cysts from Punta Prat, southern Chile, *Palynology*, 33(1), 141-156, doi:10.1080/01916122.2009.9989670.
- Ramos, V.A. (2009), Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 204, p. 31–66, doi: 10.1130/2009.1204(02).
- Rapalini, A. (2007), A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline, *Geol. Acta*, 5(4), 287-294.
- Rapalini, A. E., F. Hervé, V. A. Ramos, and S. E. Singer (2001), Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, southern Chile, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 184, 471-487, doi: 10.1016/s0012-821x(00)00339-3.
- Rapalini, A. E., M. Calderón, S. Singer, F. Hervé, and U. Cordani (2008), Tectonic implications of a paleomagnetic study of the Sarmiento Ophiolitic Complex, southern Chile, *Tectonophysics*, 452, 29-41, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.005.
- Robion, P., S. Grelaud, and D. Frizon de Lamotte (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)?, *Sediment. Geol.*, 196(1-4), 181-200, doi:10.1016/j.sedgeo.2006.08.007.

- Rojas, L., and C. Mpodozis (2006), Geología Estructural de la Faja Plegada y Corrida del sector chileno de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos australes, paper presented at XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 7–11 Aug
- Romans, B. W., A. Fildani, S. A. Graham, S. M. Hubbard, and J. A. Covault (2010), Importance of predecessor basin history on sedimentary fill of a retroarc foreland basin: Provenance analysis of the Cretaceous Magallanes basin, Chile (50-52°S), *Basin Res.*, 22, 640-658, doi:10.1111/j.1365-2117.2009.00443.x.
- Roperch, P., and G. K. Taylor (1986), The importance of gyromagnetic remanence in alternating field demagnetization. Some new data and experiments on G.R.M. and R.R.M, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 87, 949-965.
- Roperch, P., M. Fornari, G. Hérail, and G.V Parraguez (2000), Tectonic rotations within the Bolivian Altiplano: Implications for the geodynamic evolution of the central Andes during the late Tertiary. *J. Geophys. Res.*, 105, 795-820, doi:10.1029/1999JB900311.
- Roperch, P., V. Carlotto, and A. Chauvin (2010), Using anisotropy of magnetic susceptibility to better constrain the tilt correction in paleomagnetism. A case study from southern Peru, *Tectonics*, 29, TC6005, doi:10.1029/2009tc002639.
- Roperch, P., V. Carlotto, G. Ruffet, and M. Fornari (2011), Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru, *Tectonics*, 30, TC2010, doi: 10.1029/2010tc002725.
- Rossello, E. A. (2005), Kinematics of the Andean sinistral wrenching along the Fagnano-Magallanes fault zone (Argentina-Chile Fuegian foothills), paper presented at VI International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Spain.
- Sanchez, A., P. Pavlishina, E. Godoy, F. Herve, and M. Fanning (2010), On the presence of upper Paleocene rocks in the foreland succession at Cabo Nariz, Tierra del Fuego, Chile: geology and new palynological and U-Pb data, *Andean Geol.*, 37(2), 413-432, doi:10.5027/andgeoV37n2-a08.
- Schmidt, V., D. Günther, and A. M. Hirt (2006), Magnetic anisotropy of calcite at room-temperature, *Tectonophysics*, 418(1-2), 63-73, doi:10.1016/j.tecto.2005.12.019.
- SERNAGEOMIN (2003), Mapa geológico de Chile, *Carta Geol. Chile, Versión Digital, No 4*, scale 1:1,000,000, Serv. Nac. de Geol. y Minería, Santiago.
- Seton, M., R.D. Müller, S. Zahirovic, C. Gaina, T. Torsvik, G. Shephard, A. Talsma, M. Gurnis, M. Turner, S. Maus, M. Chandler, (2012), Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma, *Earth Sci. Rev.*, 113(3-4), 212-270, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.
- Shultz, M. R., A. Fildani, T. D. Cope, and S. A. Graham (2005), Deposition and stratigraphic architecture of an outcropping ancient slope system: Tres Pasos Formation, Magallanes Basin, southern Chile, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 244, 27-50.
- Smalley, R.Jr., E. Kendrick, M. G. Bevis, I. W. D. Dalziel, F. Taylor, E. Lauría, R. Barriga, G. Casassa, E. Olivero, and E. Piana (2003), Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1070, doi:10.1029/2002GC000446, 9.
- Smalley, R.Jr., I. W. D. Dalziel, M. G. Bevis, E. Kendrick, D. S. Stamps, E. C. King, F. W. Taylor, E. Lauría, A. Zakrajsek, and H. Parra (2007), Scotia arc kinematics from GPS geodesy, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L21308, doi:10.1029/2007GL031699.
- Somoza, R., M.E. Ghidella (2005), Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk, *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, 60, 797-809.
- Soto, R., J. C. Larrasoaña, L. E. Arlegui, E. Beamud, B. Oliva-Urcia, and J. L. Simón (2009), Reliability of magnetic fabric of weakly deformed mudrocks as a palaeostress indicator in compressive settings, *J. Struct. Geol.*, 31(5), 512-522, doi:10.1016/j.jsg.2009.03.006.

- Speranza, F., L. Sagnotti, M. Mattei (1997), Tectonics of the Umbria-Marche-Romagna Arc (central northern Apennines, Italy): new palaeomagnetic constraints, *J. Geophys. Res.*, 102(B2), 3153-3166, doi:10.1029/96JB03116.
- Stern, C. R., and M. J. De Wit (2003), Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 218, 665-683, doi:10.1144/gsl.sp.2003.218.01.32.
- Suk, D., D.R. Peacor, and R. Van der Voo (1990), Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for palaeomagnetism, *Nature*, 345, 611-613.
- Sussman, A. J., E. L. Pueyo, C. G. Chase, G. Mitra, and A. B. Weil (2012), The impact of vertical-axis rotations on shortening estimates, *Lithosphere*, 4(5), 383-394, doi: 10.1130/1177.1
- Tauxe, L., and G.S. Watson (1994), The fold test: an eigen analysis approach, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 122(3-4), 331-341, doi:10.1016/0012-821X(94)90006-X.
- Tauxe, L. (2005), Inclination flattening and the geocentric axial dipole hypothesis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 233(3-4), 247-261, doi:10.1016/j.epsl.2005.01.027.
- Torres-Carbonell, P. J., E. B. Olivero, and L. V. Dimieri (2008), Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina, *Andean Geol.*, 35(1), 63-77.
- Torres-Carbonell, P. J., L. V. Dimieri, E. B. Olivero, F. Bohoyo, and J. Galindo-Zaldívar (2014), Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development, *Glob. Planet. Chan.*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.07.019, in press.
- Weil, A. B., and A. J. Sussman (2004), Classification of curved orogens based on the timing relationships between structural development and vertical-axis rotations, in *Paleomagnetic and Structural Analysis of Orogenic Curvature*, edited by A. J. Sussman and A. B. Weil, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 383, 1-17.
- Wilson, T. J. (1991), Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 98-111.
- Winslow, M.A. (1982), The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes, in *Antarctic Geosciences*, edited by C. Craddock, pp. 143-154, University of Wisconsin Press, Madison.
- Zahid, K. and D.L. Barbeau, (2013), Geochemical signatures from the Atlantic coast of Tierra del Fuego and their provenance implications for Magallanes basin sediments, *Chem. Geol.*, 347, 69-81, doi:10.1016/j.chemgeo.2013.03.004.
- Zanella, A., P. Cobbold, and L. Rojas (2014), Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes- Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation, *Mar. Pet. Geol.*, 55, 250-261, doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.10.006.

4

4. Evolución de los Andes Fueguinos y del sistema Patagonia-Península Antártica

*Una de las mayores interrogantes en la evolución tectónica de los Andes Fueguinos es si la curvatura en planta del orógeno se debe a un plegamiento oroclinal, o bien es una estructura primaria. Para responder a esta interrogante realizamos un estudio Paleomagnético en la región de los Canales Fueguinos, al sur de la falla Magallanes Fagnano. En este capítulo expondré los principales resultados obtenidos de ese trabajo. En primer lugar presentaré una breve introducción para luego presentar los resultados y principales conclusiones. La segunda parte fue aceptada bajo revisiones moderadas en la revista *Tectonophysics* bajo el nombre: *Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system*. Los materiales suplementarios (figuras y tablas) de este capítulo se encuentran en anexo A3.*

RESUMEN

- Artículo aceptado con correcciones moderadas: *Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system*.

4.1 Introducción

Durante el Jurásico Medio a Superior, el extremo sur de América es afectado por un evento de extensión asociado al quiebre de Gondwana. El magmatismo ácido, asociado a la extensión Jurásica, ha sido reconocido tanto en Patagonia como en la Península Antártica. En particular, en el área de estudio, este magmatismo se ha reconocido en la Formación Tobífera la cual aflora en franjas de orientación ~este-oeste en la zona de Tierra del Fuego. Durante el Jurásico Superior la extensión llegó a formar corteza oceánica, que corresponde al piso oceánico de la cuenca de Rocas Verdes. Eventos compresivos, asociados al aumento de la velocidad de la placa sudamericana durante el Cretácico Inferior tardío, llevaron al colapso de la cuenca de Rocas Verdes y la obducción de la corteza oceánica sobre el margen continental pasivo durante el Cretácico Superior. La flexura por carga producto de este evento da inicio a la tectónica de antepaís y la cuenca y faja plegada y corrida de Magallanes.

Se ha propuesto que la apertura de la cuenca de Rocas Verdes habría sido en forma de tijera, con el sector más ancho en la zona sur, adelgazándose hacia el norte; el colapso y obducción de la cuenca, durante la fase de compresión, habría generado importantes rotaciones antihorarias en el arco que limitaba a la cuenca en su borde occidental.

Los datos paleomagnéticos que existen actualmente, a pesar que muestran rotaciones antihorarias de $\sim 90^\circ$ no permiten discriminar si estos son producto de un plegamiento oroclinal asociado al cierre de la cuenca o bien a una tectónica de rumbo. Es por esto que durante los veranos australes de 2011 y 2013 realizamos dos campañas de terreno en la región al sur de la falla Magallanes-Fagnano para estudios paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética. En ambas campañas se perforaron un total de 61 sitios paleomagnéticos en rocas que formaban parte de la cuenca de las rocas verdes (Formación Yaghán y complejo ofiolítico Tortuga), depósitos del arco volcánico (Formación Hardy) y de las raíces del arco magmático (Batolito Fueguino).

A continuación presentaré los resultados obtenidos en este estudio y que fueron aceptados bajo revisiones moderadas en la revista *Tectonophysics*.

4.2 Publicación 2: Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes and evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system.

Paper accepted under moderate revisions to *Tectonophysics* (2015)

F. Poblete^{a, b}, P. Roperch^{b, c}, C. Arriagada^a, G. Ruffet^{b, c}, C. Ramírez de Arellano^d, F. Hervé^{a, d},
M. Poujol^b

^a *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

^b *Université de Rennes I, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France*

^c *CNRS (CNRS/INSU) UMR 6118, Géosciences Rennes, 35042 Rennes Cedex, France*

^d *Carrera de Geología, Universidad Andrés Bello, Salvador Sanfuentes 2375, Santiago, Chile.*

Resumen: El extremo sur de América presenta una forma arqueada: la curvatura de la Patagonia. Si esta curvatura es una estructura primaria o bien un oroclino “sensu estricto” es materia de debate. Nuevos datos paleomagnéticos fueron obtenidos al sur de del Canal Beagle en 39 sitios de un total de 61 muestreados. Los sitios fueron muestreados en sedimentos y rocas volcánicas de edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior y en intrusivos del batolito Fueguino de edad Cretácico medio a Eoceno. La anisotropía de susceptibilidad magnética fue medida en cada sitio y la desviación de las direcciones característica producto de una fábrica magnética fuerte en rocas plutónicas fue corregida usando tensores de anisotropía de magnetización remanente. Los sedimentos presentan magnetizaciones de polaridad normal con una declinación dirigida hacia el oeste; el test de plegamiento negativo indica que la magnetización es de origen secundario. Estas direcciones características son similares a las obtenidas en intrusivos de edad Cretácico medio sugiriendo que el evento de remagnetización ocurrió durante el súper cron de polaridad normal, e indican rotaciones en sentido antihorario mayores a 90°. Los intrusivos del Batolito de edad Cretácico Superior – Eoceno registran rotaciones antihorarias que oscilan entre los 45° a 30°. Estos resultados son interpretados como evidencia de una importante rotación en sentido antihorario de los Andes Fueguino relacionado al cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y a la formación de la Cordillera Darwin durante el Cretácico Superior y Paleoceno.

La evolución tectónica de la curvatura patagónica puede ser descrita como la formación de un arco progresivo desde una etapa oroclinal durante el cierre de la cuenca de Rocas Verdes a un arco primario durante las etapas finales de deformación en la faja plegada y corrida de Magallanes. Reconstrucciones paleogeográficas muestran que la Península Antártica habría formado un margen continuo con Patagonia entre el Cretácico Inferior al Eoceno, actuando como un bloque rígido no-rotacional facilitando el desarrollo de la Curvatura Patagónica.

1.0 Introduction

An impressive feature of the Patagonia-Antarctic Peninsula system is the striking opposite curved shape between the Patagonian Bend (Fig. 1), where the main structures and tectonic provinces change from Andean N-S oriented structures to a W-E orientation in Tierra del Fuego, and the northern tip of the Antarctic Peninsula (Fig. 1). [Wegener \(1929\)](#) first described this major structure and proposed that South America and the Antarctic Peninsula were joined at their tip and that the orogenic curvature of Patagonia resulted from the western drift of South America. Although nearly a century has passed since his insightful work, the tectonic evolution of the two regions during the Gondwana breakup and the possible oroclinal bending of the southernmost Andes ([Carey, 1958](#)) are still matter of controversy (Fig. 2).

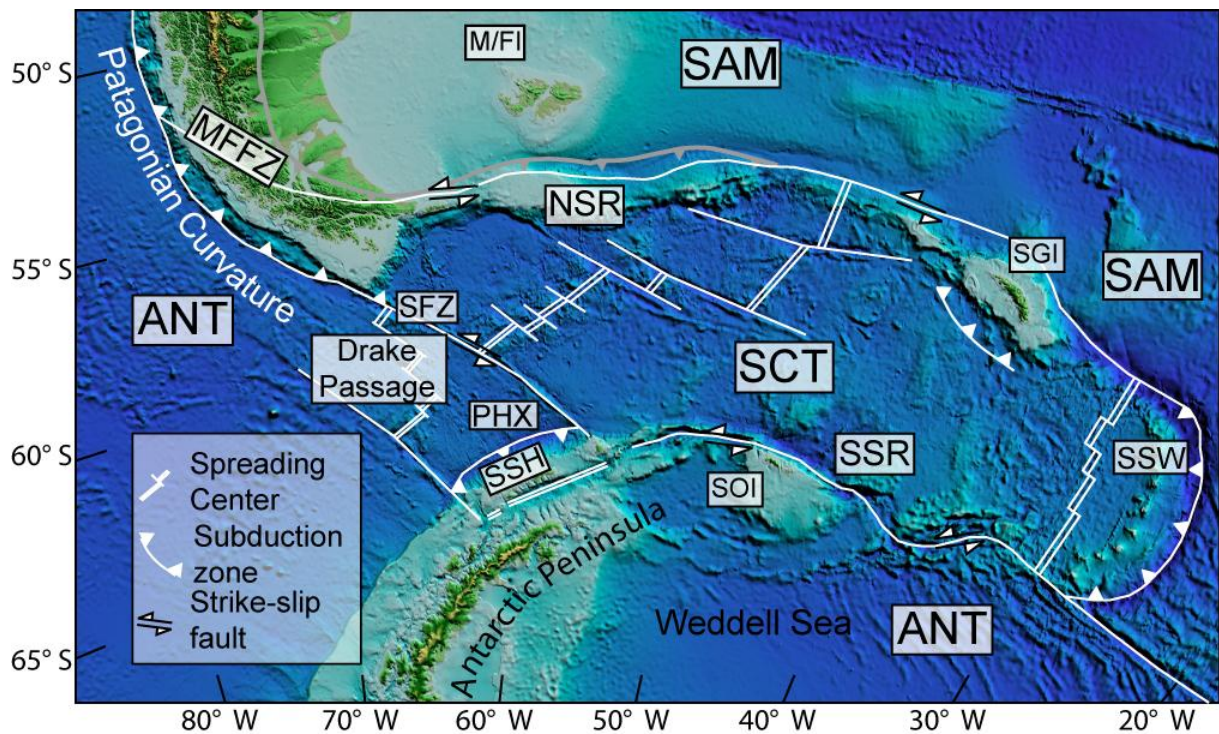


Figure 1: Physiography of the region showing the principal plates and structures. The Scotia (SCT) plate is surrounded by the Antarctic (ANT) plate and the South American (SAM) plate. The South Shetland (SSH) and the South Sandwich (SSW) microplate are also depicted. PHX is for the former Phoenix plate. Main structures: MFFZ, Magallanes-Fagnano fault zone; NSR, North Scotia Ridge; SSR, South Scotia Ridge; SFZ, Shackleton Fracture Zone. SGI and SOI are for South Georgia Island and South Orkney Island microcontinents. M/FI is for Malvinas/Falkland Island. Modified from ([Barker, 2001](#); [Dalziel et al., 2013](#); [Klepeis and Lawver, 1996](#); [Lagabrielle et al., 2009](#); [Smalley et al., 2007](#))

Similar geologic features between southernmost America and the Antarctic Peninsula ([Dalziel et al., 1975](#); [Hathway, 2000](#); [Hervé et al., 2005](#); [Katz and Watters, 1966](#)) suggest that they have been connected. However, the initial geometrical arrangement of these two units has been intensely debated: while some paleogeographic reconstructions suggest that the Antarctic Peninsula was a straight prolongation of Patagonia, forming a rectilinear margin during the Gondwana breakup (Fig. 2a) ([Dalziel et al., 1973](#); [Storey, 1991](#); [Suárez and Pettigrew, 1976](#)), others place the Antarctic Peninsula at the western edge of Patagonia (Fig. 2b) ([Dalziel et al., 2013](#); [Ghidella et al., 2002](#); [Harrison et al., 1979](#); [König and Jokat, 2006](#); [Miller, 1983](#)). The possible oroclinal bending of Patagonia has also been debated. Counterclockwise (CCW) tectonic

rotations recorded in the Fueguian Andes were interpreted as evidence for an oroclinal bending of the Patagonian bend related to the collapse of the Rocas Verdes Basin (Fig. 2a,b) (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973). But, recent studies have suggested that the curved margin of southernmost America is an inherited feature (Diraison et al., 2000; Ghiglione and Cristallini, 2007).

Paleomagnetic studies in Patagonia and the Antarctic Peninsula offer a powerful tool to address this problem and constrain the tectonic models of the region. As an example, a straight margin of Patagonia would restrict a western position of the Antarctic Peninsula during the early stage of Gondwana breakup while a counterclockwise rotation of Patagonia and a clockwise rotation of the Antarctic Peninsula have been invoked to explain the closure of the Rocas Verdes basin and the development of the Scotia Arc region (Dalziel and Elliot, 1972; Torres Carbonell et al., 2014). Paleomagnetic data have already ruled out the possible clockwise rotation of the Antarctic Peninsula (at least since mid-Cretaceous) (Grunow, 1993; Poblete et al., 2011; Watts et al., 1984), whereas in Patagonia the available paleomagnetic data suggest oroclinal bending of the outer part of the orogen (Burns et al., 1980; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973) and very minor rotation in the Magallanes Fault and Thrust Belt (FTB) (Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2014). However, in Patagonia paleomagnetic data remain scarce and sometimes questionable (Poblete et al., 2014; Rapalini, 2007) and, they do not permit to discard the hypothesis that vertical axis rotation could be related to strike-slip tectonics (Cunningham, 1993; Cunningham et al., 1991; Diraison et al., 2000).

We present a paleomagnetic study from 61 sites, sampled in the Fueguian Batholith and in Early Cretaceous sediments and volcanic rocks from the Fueguian Archipelago (Fig. 3a and 3b). We used this new data and already published ones to constrain the evolution of the Patagonian Bend and its relation to the Antarctic Peninsula in paleogeographic reconstructions.

2.0 Tectonic setting and geological evolution

2.1 Present-day geodynamic configuration

Southernmost Patagonia belongs to the Scotia plate, which is bounded to the South American plate through the North Scotia ridge and the Magallanes Fagnano fault zone (MFFZ) (Klepeis, 1994a; Lodolo et al., 2003; Smalley et al., 2003), and to the Antarctic plate by the South Scotia ridge and the Shackleton Fracture Zone (SFZ) (Klepeis and Lawver, 1996; Smalley et al., 2007) (Fig. 1). Earthquake slip vectors and focal mechanisms show strike-slip motion in both the North and South Scotia ridges (Smalley et al., 2007).

The eastern limit of the Scotia Arc region is marked by the west-directed subduction of the South American plate beneath the South Sandwich Plate (Smalley et al., 2007).

2.2 Geological Evolution

The extension associated to the Gondwana breakup resulted in the generation of silicic volcanism in Patagonia during the Jurassic (Pankhurst et al., 2000) and the Early Cretaceous (Calderón et al., 2007). Subaqueous pyroclastic flows, tuff and rhyolites of the Tobífera Formation are vestiges of this volcanism (Bruhn et al., 1978; Wilson, 1991). The continuation of the extension led to the development of the Rocas Verdes basin (Fig. 2) and the formation of

oceanic crust during the Late Jurassic (Calderón et al., 2007; Mukasa and Dalziel, 1996) which is preserved today as the pseudo ophiolitic Tortuga and Sarmiento complexes and associated outcrops south of 51° S (Fig. 3a-b). It consists of pillow lavas, dykes and gabbros that have been interpreted as the upper sequence of the ophiolite (Dalziel et al., 1974; Stern and De Wit, 2003). Filling the basin is the Yahgan formation (Fig. 3a-b), an upper Jurassic- lower Cretaceous sequence (Barbeau et al., 2009; Calderón et al., 2007; Katz and Watters, 1966; Klepeis et al., 2010) of greywackes and dark grey argillites intercalated with volcanic breccias and conglomerates (Katz and Watters, 1966; Suárez et al., 1985) which were deformed during the mid-Cretaceous (Halpern and Rex, 1972). The sedimentary rocks interlace westward with the latest Jurassic-Early Cretaceous volcanic arc deposits of the Hardy Formation (Fig. 2, 3a-b) suggesting that calc-alkaline arc volcanism was coeval to back-arc magmatism and sedimentary infilling (Katz and Watters, 1966; Miller et al., 1994).

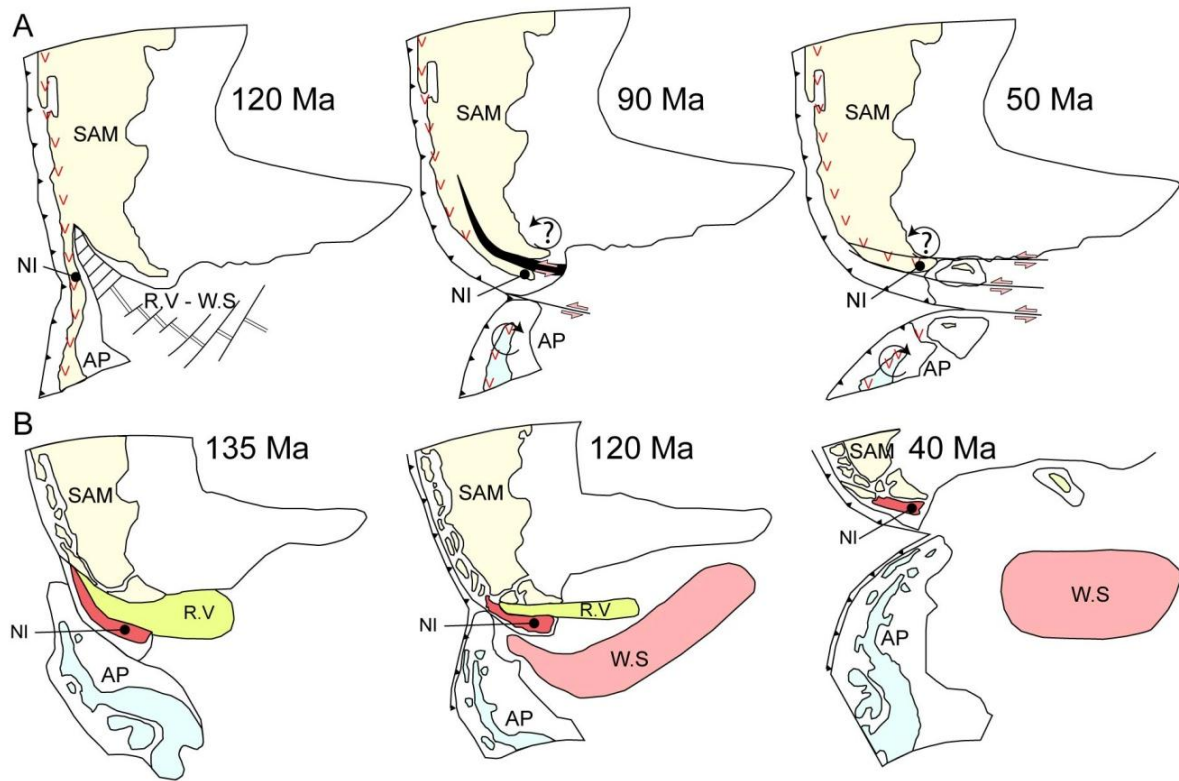


Figure 2: Paleogeographic reconstructions and tectonic evolution of the Patagonia-Antarctic Peninsula system. Reconstructions are from (a) Diraison et al. (2000) and (b) Dalziel et al. (2013). Abbreviations: SAM, South America; AP, Antarctic Peninsula; R.V, Rocas Verdes basin; W.S, Weddell Sea; NI, Navarino Island.

Mid-Cretaceous crustal shortening resulted in the collapse of the Rocas Verdes basin which was likely controlled by a first event of obduction at ~86 Ma (Klepeis et al., 2010) and underthrusting of the South American continental crust to depths of ~9 Kbar (Maloney et al., 2011). Paleozoic schist basement and rift related sequences of the Cordillera Darwin metamorphic complex (Fig. 3a) registered this phase of contraction (Klepeis et al., 2010). Coinciding with obduction, crustal loading and shortening marked the onset of the Magallanes foreland basin and of the Magallanes FTB (Fig. 3a). Deposits of the early Late Cretaceous Punta Barrosa Formation in Última Esperanza (~50°S) and Cerro Matrero Formation in Tierra del Fuego recorded the initial stages of the Magallanes basin (Cortés and Valenzuela, 1960; Fildani et al., 2003; Fosdick et al., 2011; McAtamney et al., 2011). Rapid exhumation of the Cordillera

Darwin during the Paleogene ([Gombosi et al., 2009](#)) coincides with advance of the FTB into the Magallanes foreland ([Alvarez-Marrón et al., 1993](#); [Klepeis, 1994b](#)).

The South and Fueguian batholiths (southern parts of the extensive Patagonian Batholith) rim the Rocas Verdes basin (Fig. 2, 3) and consist of Late Jurassic peraluminous leucogranites and Early Cretaceous-Cenozoic gabbros and granitoids ([Bruce et al., 1991](#); [Hervé et al., 2007](#); [Hervé et al., 1984](#)). While the geochemical and petrochemical data suggest a subduction origin for Cretaceous-Cenozoic magmatism ([Bruce et al., 1991](#); [Hervé et al., 2007](#); [Suárez et al., 1985](#)), they do not clearly establish whether the Late Jurassic magmatism were formed in a subduction related arc or if they result of extension ([Hervé et al., 2007](#)).

3.0 Geology and paleomagnetic sampling

The paleomagnetic sampling is summarized in Table AM_01 (auxiliary material) and organized according to the rock type. Sixty-one sites were sampled of which twelve were drilled in sedimentary and volcanoclastic rocks; four were drilled in sills at Dientes de Navarino that intrude the sediments of the Yahgan formation; four were drilled in pillows lavas and dikes from the ophiolitic complexes and thirty-nine in intrusive rocks. Two sites combine samples drilled in intrusive and sedimentary or volcanic rocks. All samples were cored with a portable drill and oriented by magnetic compass and sun (whenever possible). Radiometric age control is based on a compilation of previously published ages (see Table AM_01 for references) and new $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ and laser ablation ICP-MS U-Pb ages presented in this study.

3.1 Sedimentary and volcanic rocks

All sites except CB30 (it was drilled in the Ballenero Channel, Fig. 3a) were drilled in the Navarino Island and Hardy Peninsula (Fig. 3b).

Nine sites from the Yahgan Formation were sampled. Four sites (TU49, TU50, TU51, TU52), located near the Murray Channel (northwest corner of Navarino Island), were drilled in deformed fine-grained sandstones and mudstones of the Wulaia member. Two sites (TU84, TU87) were sampled at Dientes de Navarino in less deformed fine-grained sandstones and mudstones of the Wulaia member. Two sites were drilled in greenish sandstones of the Bahía Douglas member (TU53 in the south-west coast of Navarino Island and TU57 in the Hardy Peninsula) and one site (TU56) in intrusive clasts of the Cretaceous conglomerate known as the Tekenika beds ([Dott et al., 1977](#)).

Four sites were sampled in rocks from the Hardy Formation. The sites TU59, TU60 and TU61 were drilled in greenish volcanoclastic rocks at Hardy Peninsula but at different localities from those sampled by [Cunningham et al. \(1991\)](#) (Fig. 3b). Site CB30 (Fig. 3a) was drilled at Ballenero Channel (~200 Km to the west of sites TU59, TU60, TU61) and consists of an intercalation of greenish volcanoclastic and rhyolitic rocks intruded by decametric undated sills, which were also sampled.

3.2 Ophiolitic rocks

Sites TU54 and TU63 were drilled in the Tortuga Ophiolite (Fig. 3b). The site TU54 was drilled in very well preserved pillow lavas (where a bedding attitude was determined) and TU63 in intrusive rocks. Site CB05 was drilled in the south shore of the Beagle Channel (Dumas Peninsula, Fig. 3b) in gabbros intruded by aphanitic mafic rocks. Finally, the site TU81 (the

northernmost site) was drilled in pillow lavas attributed to the Rocas Verdes basin floor and is located close to the trace of the Magallanes Fagnano fault zone.

3.3 Intrusive rocks

The Late Jurassic-Eocene Fuegian Batholith ([Barbeau et al., 2009](#); [Hervé et al., 1984](#); [Klepeis et al., 2010](#); [Suárez et al., 1985](#)) is located in what is now the Scotia Plate ([Hervé et al., 2007](#)) (Fig. 1 and 3a). While most of the intrusive rocks crop out to the southwest of the Rocas Verdes basin, isolated bodies located in the eastern part of the Beagle Channel have been attributed to rear-arc magmatism ([González-Guillot et al., 2011](#)) (Fig. 3b).

Intrusive bodies were sampled in Navarino Island and in Dumas and Hardy Peninsula (Fig. 2b). In Navarino Island four sites (TU82, TU83, TU85 and TU86) were sampled in >100m thick sills at Dientes de Navarino ([Katz and Watters, 1966](#)) which were also sampled by [Burns et al. \(1980\)](#). A pyroxene K/Ar age of 115 ± 5 Ma was obtained by [Burns et al. \(1980\)](#), with low precision due to low potassium content of the mineral. [Katz and Watters \(1966\)](#) and [Burns et al. \(1980\)](#) indicated that the country rock sediments were probably intruded by the sills prior to folding. One site (TU89) was drilled in the Late Cretaceous Castores intrusive ([Suárez et al., 1985](#)). Finally, site TU88 was drilled in the Late Cretaceous Santa Rosa intrusive ([Suárez et al., 1985](#)).

Six sites were sampled in an early Late Cretaceous large intrusive ([Hervé et al., 1984](#); [Suárez et al., 1985](#)) located in the northeast corner of Dumas Peninsula (Fig. 3b). Lithologies vary from granodiorites to tonalites. The sites TU64 and CB01 presented a subvertical ~E-W oriented foliation with elongated mafic enclaves; the site CB03 was sampled in the contact between the intrusive and the Yahgan formation where the host rock (Yahgan Formation) was also sampled; the sites CB02, CB04 and CB06 do not show evidence of foliation.

The Fuegian Batholith forms a NW-SE belt along the south-west Pacific shore. In Hardy Peninsula, site TU55 was sampled in a Paleocene tonalite pluton and site TU62 in a small granodiorite body both without evidence of foliation. Nine sites were sampled in the southern arm of the Beagle Channel (Fig. 3b). Site CB07 was sampled in a granodiorite with a faint foliation while the site CB08 was sampled in a hornblende cut by pegmatitic dikes of the same composition. A middle Cretaceous K/Ar age in amphibole was reported near the sites ([Suárez et al., 1985](#)). To the west, site CB09 was drilled in a micro gabbro-diorite cut by quartz-feldspar veins. The site CB10, located 0.6 Km to the south of site CB09, was drilled in an hornblende-biotite granite with mafic enclaves of irregular shapes and sizes. The sites CB11, CB12 and CB13 were drilled 10 Km to the west of the site CB09. The site CB11 was drilled in a tonalite with mafic enclaves whereas the sites CB12 and CB13 were drilled in a gabbro-diorite. Finally, sites CB14 and CB15 were drilled in a tonalite located in the western side of Hoste Island.

14 sites were sampled in the area of Ballenero and O'Brien Channels (to the west of the western end of the Beagle Channel, Fig. 3a). Samples at the site CB16 were drilled in a granitic intrusive and a mafic dike that cuts the granite. Gabbros and hornblendites ([Hervé et al., 1984](#); [Suárez et al., 1985](#)) were sampled at the sites CB17, CB18 and CB20 while the site CB19 was drilled in a coarse grain granite. To the west, site CB21 was sampled in a hornblende, sites CB22, CB23, CB24 and CB25 in a tonalite and site CB26 in a granite. Published ages near these sites suggest a middle Cretaceous age for these rocks ([Hervé et al., 1984](#); [Suárez et al., 1985](#)). Finally, the sites CB28 and CB29 were drilled in a granite and a granodiorite of probably

Paleocene age (Suárez et al., 1985); the site CB27 was drilled in a mafic dike intruding the plutonic rocks at site CB28.

Six sites were drilled in the area of Brecknock and Rolando Peninsula (Fig. 3a). Sites CB31, CB32 and CB33 were drilled in a late Paleocene tonalite. To the north, sites CB34, CB35 and CB36 were sampled in an undated granodiorite cut by dikes (Fig. 3a). Site CB37 (north of Rolando Peninsula) was drilled in a middle Cretaceous foliated diorite immediately south of the trace of the Magallanes Fagnano fault zone (Fig. 3a).

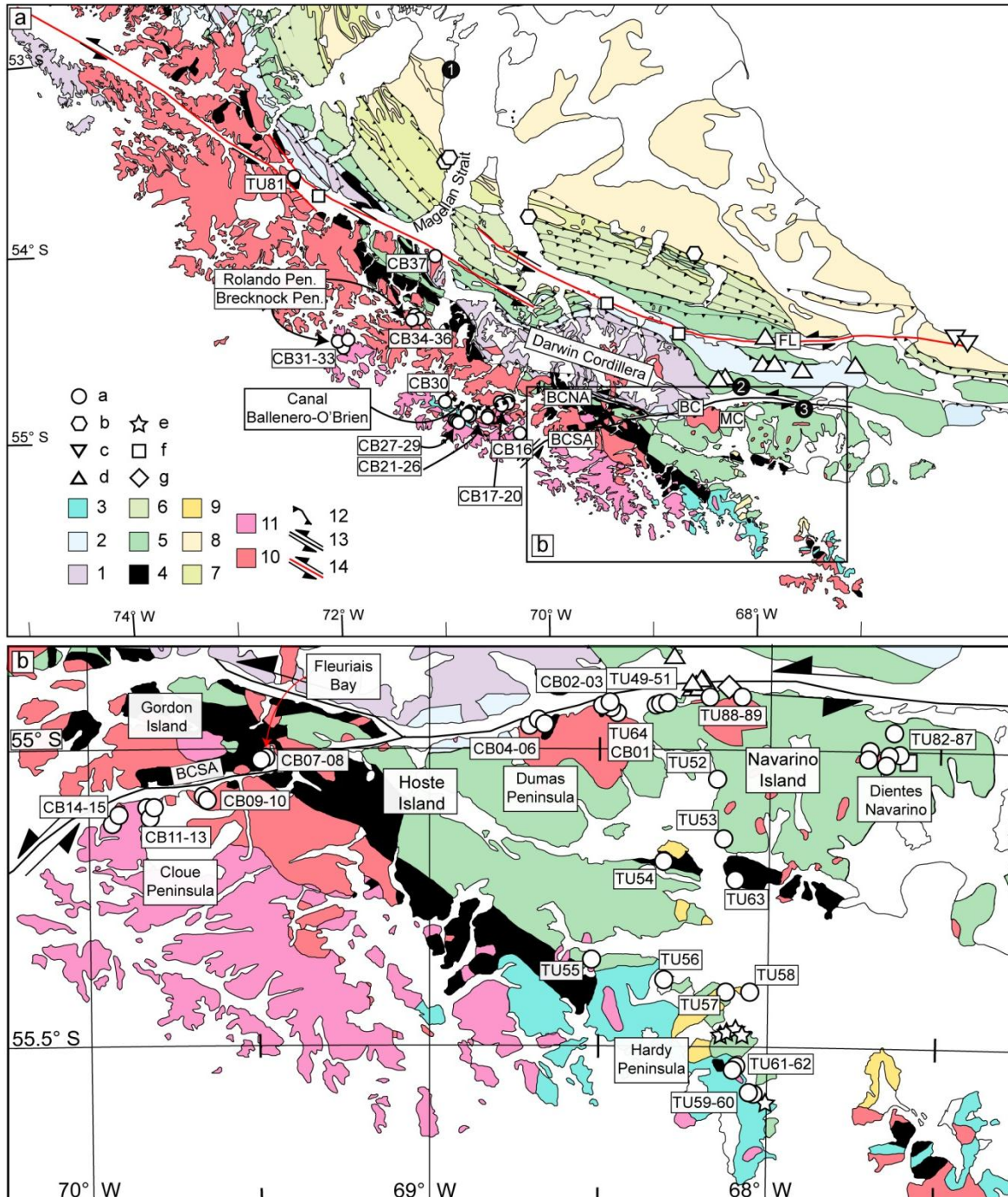


Figure 3: a) Simplified geological map of the southern tip of America (modified from (Alvarez-Marrón et al., 1993; Hervé et al., 1984; Klepeis, 1994b; Mpodozis and Rojas, 2006; Olivero and Malumián, 2008; SERNAGEOMIN, 2003; Suárez et al., 1985). Main cities are shown in black circles: 1, Punta Arenas; 2, Ushuaia and 3, Puerto Williams; FL, Fagnano Lake; BC, Beagle Channel; MC, Murray Channel. Indicated on map are, as labeled on color legend, 1, Paleozoic Basement; 2, Jurassic magmatism; 3, Cretaceous volcanism; 4, Ophiolitic complexes; 5, Lower Cretaceous sedimentary sequences; 6, mid-Upper Cretaceous sedimentary sequences; 7, Upper Cretaceous-Paleocene sedimentary sequences; 8, Eocene-Pliocene sedimentary sequences; 9, Miocene volcanic; 10, Cretaceous intrusive rocks; 11, Paleocene intrusive rocks; 12, thrust faults; 13, Beagle Channel fault zone; 14, Magallanes-Fagnano fault zone. Paleomagnetic sampling of this study and previous published paleomagnetic results are shown in white symbols (a, this study; b, Poblete et al., 2014; c, Maffione et al., 2011; d, Rapalini, Accepted; e, Cunningham et al., 1991; f, Burns et al., 1980; g, Dalziel et al., 1973). b) Inset showing the area of the Beagle Channel, Isla Navarino and Hardy Peninsula. Color legend is as in Figure 3a.

4.0 Geochronological constrains: New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb data

4.1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methodology

Nine specimens were analyzed by continuous CO_2 laser probe stepwise heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ technique at Géosciences Rennes (see auxiliary material Table AM_02).

The selected minerals were wrapped in Al foil to form small packets (11 × 11 mm) that were stacked up to form columns within which packets of fluence monitors were inserted every 10 samples. Irradiations was performed at the McMaster reactor (Hamilton, Canada) using medium flux location (8E) with Cd-shielding and lasted 127.37 hr ($\text{J/h} \approx 4.75 \times 10^{-5} \text{ h}^{-1}$). Irradiation standard was sanidine TCRs ($28.608 \pm 0.033 \text{ Ma}$ according to (Renne et al., 2011; Renne et al., 1998)). The sample arrangement within the irradiation allowed us to monitor the flux gradient with a precision of $\pm 0.2 \%$.

Heating steps were performed with a CO_2 laser probe. All experiments concerned single grains. The experimental procedure was described by (Ruffet et al., 1991; Ruffet et al., 1995). The five argon isotopes and the background baselines were measured in eleven cycles, in peak-jumping mode. Blanks were performed routinely each first or third/fourth run, and subtracted from subsequent sample gas fractions. All isotopic measurements are corrected for K, Ca and Cl isotopic interferences, mass discrimination and atmospheric argon contamination.

Apparent age errors are plotted at the 1σ level and do not include the errors on the $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratio and age of the monitor and decay constant. The errors on the $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratio and age of the monitor and decay constant are included in the final calculation of the (pseudo-)plateau age error margins or for apparent ages individually cited. Analyses were performed on a Map215[®] mass spectrometer.

It is commonly considered that a plateau is obtained when calculated $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratios of at least three consecutive steps, comprising a minimum of 70 % of the ^{39}Ar released, agree within 1 or 2σ error bars with the weighted mean calculated $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ ratio of the plateau segment. Pseudo-plateau ages can be defined with less than 70% of the ^{39}Ar released. All ages are displayed at the 1σ level.

Analytical data and parameters used for calculations (isotopic ratios measured on K, Ca and Cl pure salts; mass discrimination; atmospheric argon ratios; J parameter; decay constants, etc.) and reference sources are available in Table AM_02, auxiliary material.

4.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results and comparison with previous ages

Six of the nine analyzed samples (Fig. 4) yielded age spectra allowing a plateau age calculation.

Suárez et al. (1985) reports an extensive set of K/Ar rock ages in the area of Hoste and adjacent islands. Near sites CB07 and CB08, they reported from a gabbro two amphibole K/Ar ages of 108 ± 5 Ma and 110 ± 2 Ma, which probably would have to be recalculated with the presently used decay constants. The new amphibole $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis in sample CB08 yields a plateau age at 102.0 ± 0.4 Ma, validated by inverse isochrone analysis (**Hanes, 1985; Roddick et al., 1980; Turner, 1971**) with an isochrone age at 101.8 ± 0.4 Ma ($(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 309.2 \pm 7.5$), which confirms the middle Cretaceous age reported for the intrusive by **Suárez et al. (1985)**.

Gabbros also crop out in the south shore of the south arm of the Beagle Channel and were initially grouped in a single gabbroic assemblage of Early Cretaceous (141 to 103 Ma) ages (**Hervé et al., 1984**). New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses performed on samples CB09 (amphibole and biotite) and CB13 (amphibole) collected from intrusives of the gabbroic assemblage provide plateau and pseudo-plateau ages at ca. 66 Ma. These results indicate that gabbros emplacement occurred not only in the early Cretaceous as suggested by **Hervé et al. (1984)** but also close to the Cretaceous-Paleogene boundary. This phase of magmatic activity is also evidenced by an amphibole from tonalite sample CB15 which yields a pseudo-plateau age at ca. 67.6 Ma. Saddle shaped age spectra of amphiboles CB13 and CB15 could express an excess argon contamination. In such case, saddle minima are maximum estimates of the true age of analyzed material. Nevertheless, isochrone analyses yield in both cases ages fully concordant with calculated pseudo-plateau ages, suggesting that they are the best estimate of the cooling age of amphiboles. On the other hand, step heating procedure did not allow full separation of radiogenic and excess argon components within amphibole CB12, and the minimum apparent age (ca. 69.3 Ma) of saddle shaped age spectrum is only a maximum estimate of the cooling age of the mineral.

In Canal Ballenero, amphibole CB19 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age at ca. 58.7 Ma confirms the Paleocene age proposed by **Suárez et al. (1985)**. The biotite experiment, despite a slight hump shape characteristic of ^{39}Ar recoil related to chloritization (**Ruffet et al., 1991**), yields apparent ages globally concordant with amphibole ones, validating proposed late Paleocene cooling age. On the other hand, despite disturbed age spectra precluding any plateau age calculation, observed apparent ages measured on amphiboles from samples CB20 and CB21 suggest that they could be early to middle Cretaceous. CB20 hump-shaped age spectrum probably expresses a disturbance related to Paleocene granitic intrusion (granite CB19 was collected at 300 m of gabbro CB20).

Fully concordant plateau ages of ca. 53.6 Ma calculated for amphibole and biotite from sample CB33 are younger than age previously assigned on the map (**SERNAGEOMIN, 2003**) supporting the hypothesis of a local oceanward shift of plutonism during the Paleocene – early Eocene (**Hervé et al., 1984**). The new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages confirm unpublished U-Pb ages (Hervé et al.) on plutonic units located 5 km to the west.

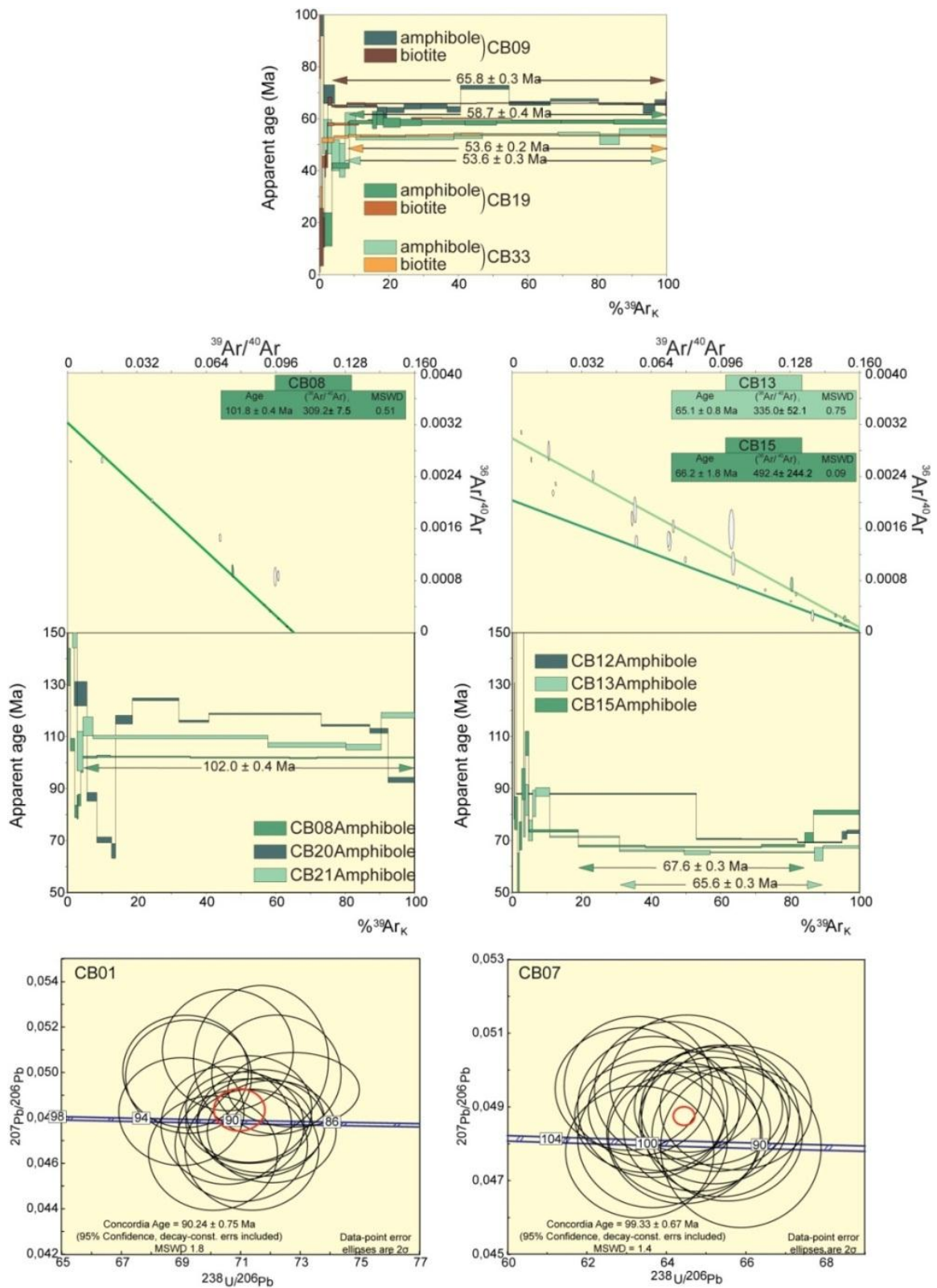


Figure 4: top) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra. Apparent age error bars are at the 1s level; errors in the J-values are not included. Plateau and pseudo-plateau ages (1σ uncertainties) are given when applicable. Inverse isochron (correlation) diagrams, with $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. White ellipses are excluded from isochron regression. Bottom) U/Pb isotopic data on zircons (Tera-Wasserburg Concordia plot), MSWD stands for Mean Squares of Weighted Deviates.

4.3 New U-Pb ages

Zircon grains were extracted from two large samples from site CB01 and CB07 following standard mineral separation methods. After crushing and milling, zircons from three fractions below 250 μm (<90 μm ; 90-125 μm and 125-250 μm) were separated independently by panning and hand peaking to avoid loss of small zircons. Separation was carried out in the Solid Analysis Laboratory of University Andrés Bello. The grains were then hand-grounded and polished before to be imaged by cathodoluminescence (CL) using a Reliotron CL system equipped with a digital color camera available in Géosciences Rennes.

U-Pb geochronology of zircon was conducted by in-situ laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) at Géosciences Rennes using a ESI NWR193UC exciter laser coupled to a quadripole Agilent 7700x ICP-MS. A complete description of the analytical procedure can be found in [Ballouard et al. \(2015\)](#). Single analyses consisted of 20 s of background integration followed by 60 s integration with the laser firing and then a 10 s delay to wash out the previous sample. Ablation spot diameters of 25 μm with repetition rates of 3 Hz and a fluence of 9 J/cm^2 were used. Data were corrected for U–Pb and Th–Pb fractionation and for the mass bias by standard bracketing with repeated measurements of the GJ-1 zircon ([Jackson et al., 2004](#)). Along with the unknowns, the zircon standard Plešovice (337.13 ± 0.37 Ma, [Sláma et al. \(2008\)](#)) was measured to monitor precision and accuracy of the analyses and produced a concordia age of 336.8 ± 2.6 Ma (MSWD=0.92, n=9). Data reduction was carried out with the GLITTER® software package developed by the Macquarie Research Ltd. Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex ([Ludwig, 2001](#)). All errors given in auxiliary material Table AM_02b are listed at one sigma, but where data are combined for regression analysis, the final results are provided with 95% confidence limits.

For sample CB01, 17 zircon grains were analyzed (see auxiliary material Table AM_02b). They present variable Pb (3-19 ppm) and uranium (170-1185 ppm) contents and their Th/U ratios between 0.62 and 1.48 are consistent with their magmatic origin. Plotted in a Tera-Wasserburg concordia diagram (Fig. 4) they plot in a concordant position and define a concordia age ([Ludwig, 1998](#)) of 90.24 ± 0.75 Ma (MSWD=1.8), interpreted as crystallization age.

Nineteen zircon grains were analyzed for sample CB07 (see auxiliary material Table AM_02b). Their Pb contents vary from 7.7 to 25.5 ppm while their U contents are bracketed between 487 and 1539 ppm. Their Th/U ratios are typical for magmatic zircons with values between 0.36 and 0.85. They all plot in a concordant position (Fig. 4) and allow to calculate a concordia age of 99.33 ± 0.67 Ma (MSWD=1.4) interpreted as their crystallization age.

5.0 Paleomagnetism

5.1 Paleomagnetic methodology

Natural remanent magnetization (NRM) was measured with a 2G cryogenic magnetometer (Rennes) or with a Molspin (Chile). Then, most samples were progressively demagnetized using thermal or stepwise alternating field (AF) methods in a shielded room and the magnetization was measured with the 2G magnetometer. The magnetic carriers of the characteristic remanent magnetization (ChRM) were further investigated by means of isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, thermal demagnetization of three axis-orthogonal IRMs, variation of low-field magnetic susceptibility versus temperature (K-T

experiments) and hysteresis cycles (obtained with the AGM2900 from Princeton Measurements Corporation at LSCE, Gif/Yvette, France). Paleomagnetic and magnetic experimental procedures are described in more detail in (Poblete et al., 2014). Polished thin sections of the studied rocks were observed in transmitted and reflected light and analyzed with a TESCAN scanning electron microscope (SEM) at Universidad Andrés Bello, Chile.

Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of one or two specimens per core was measured with the KLY3 Agico spinner kappabridge.

In order to test the importance of the deviation of the remanent magnetization by the magnetic fabric, the determination of the anisotropy of remanent magnetization were performed on several specimens per site from sites with high anisotropy of magnetic susceptibility. Full thermoremanent magnetizations (TRM) were given along x/-x, y/-y, z/-z axis to determine the tensor of anisotropy of TRM (ATRM). Specimens were heated and cooled under a dc magnetic field of 60 μ T. Chemical changes between heating steps were estimated from the variation in the intensity of the magnetization between two successive measurements along the same direction, which allowed the determination of three rates of magnetic changes (rx,ry,rz). For a few samples, the changes between two heating steps was greater than 5%. For these samples only, the measurements were corrected using the three rates and a medium rate of change (rx+ry)/2 was used in between step X-/Y+ and (ry+rz)/2 between steps Y-/Z+. For a few samples, the AMS was measured again after heating in order to check any discrepancy between susceptibility and AMS ratios before and after heating. Anisotropy of anhysteretic remanent magnetization (AARM) were acquired along x/-x, y/-y, z/-z axis using dc fields of 60 μ T and AC fields between 60mT and 80mT.

5.2 Paleomagnetic Results

Site-mean ChRM directions were determined for thirty-nine of the sixty-one sites (Table 1).

In some samples of sites labeled as TU, the NRM was measured in Chile prior to shipping the samples to France for their demagnetization and measurement with the 2G cryogenic magnetometer. The difference between the NRM measured in Chile and France (Fig. AM_01) indicates that a random spurious component of magnetization was acquired during transport. However, it was easily removed (Fig. AM_01) after applying an alternating field at 5 or 7.5 mT. For these samples, an AF demagnetization at 7.5 mT was systematically performed prior to the thermal demagnetization.

Table 01: Paleomagnetic results

Sills and sedimentary, interbedded volcanic and ophiolitic rocks: Navarino Island and Hardy Pen.

Location	Site	Lithology	NN/nn	In Situ		Tilt Corrected		a95	Kappa	Type/Age
				Dec	Inc	Dec	Inc			
Dientes N.	TU82	Sill	11/04	214.2	-76.4	10.1	-57.8	8.8	111	S /Albian
Dientes N.	TU83	Sill	17/17	257.4	-71.5	351.2	-51.5	2.6	188	S /Albian
Dientes N.	TU85	Sill	10/10	269.6	-68	345.5	-47.5	4.2	142	S /Albian
Dientes N.	TU86	Sill	09/05	277.8	-71.8	351.5	-45.1	4.8	257	S /Albian
Navari. I.	TU53	sandstone	14/09	255.1	-66.5	104.5	-52.9	6.2	82.5	S /Albian
Pasteur P.	TU54	Pillow Lava	08/04	241.7	-76	217.8	-37.9	8.3	123.7	S /Albian
Hardy Pen.	TU57	Sandstone	09/07	246.9	-63	237.8	-12.9	5.1	143.3	S /Albian
Hardy Pen.	TU59	Volcaniclas.	13/08	325.6	-80.2	275.7	-59	1.4	1660.6	S /Albian
Hardy Pen.	TU60	Volcaniclas.	12/07	270.8	-73.6	263.3	-47.9	3.3	340.5	S /Albian
Hardy Pen.	TU61	Volcaniclas.	16/10	295.3	-68.8	16.1	-73.1	2.7	284.4	S /Albian
Navari. I.	TU63	Sheeted D.	13/09	212.2	-65.8	----	----	---	----	S /Albian
Hardy Pen.	5161*	Sedimentary	18/18	246.6	-71.9	264.3	-67	3.6	246.6	S /Albian
Hardy Pen.	5162*	Sedimentary	12/12	290.5	-69.5	344.1	-70.9	8.1	290.5	S /Albian
Hardy Pen.	5181*	Sedimentary	13/13	251.4	-70.8	279.4	-63.4	4.2	251.4	S /Albian
Hardy Pen.	5191*	Sedimentary	14/14	271.8	-73.2	288.4	-56.1	4.3	271.8	S /Albian
Hardy Pen.	551*	Sedimentary	18/18	256.1	-69.1	257.5	-84	8.3	256.1	S /Albian
Hardy Pen.	593*	Sedimentary	11/07	278.9	-73	337.5	-63.1	10.9	278.9	S /Albian
Hardy Pen.	5182*	Pyroclastic	08/08	266.3	-76.4	235.4	-59.8	10.9	266.3	S /Albian

*: from Cunningham et al., 1991.

Intrusive Rocks: Navarino Island and Hardy Peninsula

Location	Site	Lithology	NN/nn	In Situ				aRM Corrected				Type/Age	
				Dec	Inc	a95	Kappa	CC/cc	Dec	Inc	a95		Kappa
Beagle C.	TU64	Granite	09/07	311.5	-74.5	4.7	178.1	07/--	314.2	-72.3	5.8	114.6	P /Coniacian-Santonian
Beagle C.	TU88	Intrusive	15/10	300.1	-69.6	5.8	71.5	07/07	303.7	-70.6	8	58.3	P /Coniacian-Santonian
Beagle C.	TU89	Intrusive	15/13	280.6	-77.3	5	70.3	10/10	318.2	-74.6	4.6	109.9	P /Coniacian-Santonian
Beagle C.	CB01	Tonalite	15/11	349.8	-77.2	6.1	57.8	09/09	333.2	-73	5	108.5	P /Coniacian-Santonian
Hardy Pen.	TU55	Tonalite	08/08	320.3	-68.2	3.5	178	--/--	--/--	----	----	---	P /Paleocene

Intrusive Rocks: Beagle Channel-southwest arm

Location	Site	Lithology	In Situ					aRM Corrected					Type/Age
			NN/nn	Dec	Inc	a95	Kappa	CC/cc	Dec	Inc	a95	Kappa	
Fleuriais B.	CB07	Granodiorite	0/08	237.9	-52	2.9	285	--/--	-----	-----	---	-----	p /Albian
Fleuriais B.	CB08	Horblendite	10/10	263.2	-55.5	6.4	57.6	10/04	254.9	-54	3.5	196.2	p /Albian
Cloue P.	CB09	Gabbro-dior.	10/06	83.1	76.9	4.8	192.7	06/04	104.4	74.7	4.6	216.2	p /Mastrichtian-Danian
Cloue P.	CB10	Granite	11/10	115.9	70.9	5.1	90.3	10/06	120.1	71.6	4.6	113.2	p /Mastrichtian-Danian
Cloue P.	CB11	Tonalite	16/15	111.6	75.5	1.7	521.3	15/15	109.9	67.2	2.4	149.6	p /Mastrichtian-Danian
Cloue P.	CB12	Gabbro-dior.	11/11	119.1	76.8	4.3	143.6	11/06	121.6	75.1	4.2	119.6	p /Mastrichtian-Danian
Cloue P.	CB13	Gabbro-dior.	11/11	114.9	75.8	3.4	186.6	11/10	113.1	77.6	4.2	116.8	p /Mastrichtian-Danian
Cloue P.	CB14	Tonalite	11/09	212.9	82.4	9.2	32.5	09/08	157.9	84.1	7.7	45.9	p /Mastrichtian-Danian
Cloue P.	CB15	Tonalite	11/11	142.7	61.8	5.5	69.6	11/09	133.9	60.5	3.8	145.3	p /Mastrichtian-Danian

Intrusive Rocks: Ballenero and O'Brian Channel

Location	Site	Lithology	In Situ					aRM Corrected					Type/Age
			NN/nn	Dec	Inc	a95	Kappa	CC/cc	Dec	Inc	a95	Kappa	
O'Brian C.	CB16#	Dike	08/07	210.9	83.3	5.5	123.3	--/--	-----	-----	---	-----	p /Unknown
O'Brian C.	CB17	Gabbro	18/13	255.9	-72.4	5	70.7	13/08	248.3	-71.3	5	70.8	p /Hauterivian-Aptian
O'Brian C.	CB18	Hrbl. Gabbro	15/15	58.6	85.2	8.4	21.7	11/11	93.3	84.8	7.6	37.4	p /Hauterivian-Aptian
O'Brian C.	CB20	Hornblendite	10/09	318	77.2	8.9	34.6	08/08	345	85.9	5.2	113.4	p /Hauterivian-Aptian
Ballenero C.	CB21	Hrbl. Gabbro	12/12	224.5	-53.1	7.8	32	12/05	228.9	-52.6	6.5	46.2	p /Hauterivian-Aptian
Ballenero C.	CB22	Tonalite	09/06	207.7	-45.7	5.6	141.7	06/05	211.5	-48.6	7.5	81.4	p /Hauterivian-Aptian

#: discarded result

Intrusive Rocks: Ballenero Channel and Brecknock Peninsula

Location	Site	Lithology	In Situ					aRM Corrected					Type/Age
			NN/nn	Dec	Inc	a95	Kappa	CC/cc	Dec	Inc	a95	Kappa	
Ballenero C.	CB27	Dike	10/07	305.5	-71.8	4.5	183.8	--/--	-----	-----	---	-----	p /Paleocene-Eocene
Ballenero C.	CB28	Granite	07/05	317.5	-77.3	4.9	244.8	--/--	-----	-----	---	-----	p /Paleocene-Eocene
Ballenero C.	CB29	Granodiorite	10/09	332.5	-72.5	3.5	220.4	--/--	-----	-----	---	-----	p /Paleocene-Eocene
Brecknock P.	CB32	Tonalite	13/07	313.9	-74.2	8.3	53.5	--/--	-----	-----	---	-----	p /Paleocene-Eocene
Brecknock P.	CB33	Tonalite	13/09	334.5	-73.7	3.1	279.4	--/--	-----	-----	---	-----	p /Paleocene-Eocene

Location	Site	Lithology	In Situ					aRM Corrected					Type/Age
			NN/nn	Dec	Inc	α_{95}	Kappa	CC/cc	Dec	Inc	α_{95}	Kappa	
Hardy Pen.	TU62#	Diorite	09/05	195.5	-80.2	5.3	209	--/--	----	----	---	----	u /Unknown
Ballenero C.	CB30#	Int/Volc	--/14	69.2	39	4.9	69.2	--/--	----	----	---	----	u /Unknown
Ballenero C.	CB30#	Int/Volc	--/09	269.8	-37.2	3.2	266.9	--/--	----	----	---	----	u /Unknown
Rolando. P.	CB35*#	Granodiorite	31/08	89	64.9	5	125.9	--/--	----	----	---	----	u /Unknown

13CB35* result using samples from sites CB35 and CB36

#: discarded results, see text for explanation

Table 1: Mean-site paleomagnetic result arranged according to their lithology and location. NN/nn is the number of demagnetized specimens per site and the number of specimens used for calculations of the *in situ* direction. Dec and Inc are declination of the ChRM in *in situ* and after tilt correction or anisotropy correction; α_{95} is the semi-angle at 95% confidence level; K is the Fisher precision parameter; Type/Age: type is for type of magnetization where s is a secondary magnetization and p is a primary magnetization; Age is the estimated age of magnetization. In sites corrected by the anisotropy of the remanent magnetization: CC/cc is the number of demagnetized specimens used for calculations of the corrected direction and cc is the number of specimens with anisotropy correction in CC.

5.2.1 Sediments, interbedded volcanic and ophiolitic rocks

ChRM directions were determined at 5 sites in sedimentary and volcanoclastic rocks and two sites in the ophiolitic rocks. The ChRM has negative inclination with a declination to the west in *in situ*. The ChRM was determined with intermediate to high unblocking temperatures (Fig. 5a). In the Yahgan Formation, only the two most southern sites (TU53 and TU57) provided well-defined directions. Unstable magnetizations were found in samples from sites near the Beagle Channel. These sites were drilled in mudstones of the Wulaia member of the Yahgan Formation and they present evidence of tectonic foliation that could explain the poor paleomagnetic record. Samples drilled in the Hardy Formation show very well defined univectorial magnetizations of normal polarity going through the origin (Fig. 5a) and a site-mean ChRM was determined for the three sites. We were able to obtain ChRMs of normal polarity at the sites TU54 (Fig. 5b) and TU63. Samples from two others sites attributed to the Rocas Verdes ophiolite (sites CB05 and TU81) provided well-defined ChRM directions for individual samples but the scatter observed at site level precludes further interpretation (see auxiliary material Figure AM_02).

ChRM components obtained in sediments, volcanic and in one site of pillow lavas are well grouped in *in situ* coordinates while they are scattered after bedding correction (Fig. 5d). A similar observation was made by [Cunningham et al. \(1991\)](#). The fold test ([Tauxe and Watson, 1994](#)) (Fig. 5e) based on our new data and those of [Cunningham et al. \(1991\)](#) confirms the secondary origin for the magnetization despite the apparent univectorial characteristics magnetizations at some sites.

K-T experiments, thermal demagnetization of orthogonal IRMs indicate that the main magnetic carrier for sedimentary sites near the Beagle Channel is pyrrhotite (see auxiliary material Fig. AM_03a). Pyrrhotite is also observed in the pillow lavas at site TU54 (Fig. 5b-c, see auxiliary material Fig. AM_03b). In contrast, high unblocking temperatures of the ChRM for

samples from sites in the Peninsula Hardy (Fig. 5a) indicate that magnetite or Ti-poor titanomagnetite is the main magnetic carrier. Thermal demagnetizations of three-component IRM (Lowrie, 1990) show an abrupt drop of the soft and medium coercivity fractions around 550-580 °C (see auxiliary material Fig. AM_04a) and K-T experiments confirm that titanomagnetite and magnetite are the main magnetic carriers in samples from Yahgan and Hardy Formation. Secondary magnetites growing in veinlets were found in SEM data (see auxiliary material Fig. AM_04b), supporting a secondary origin for the magnetization as already pointed out by Cunningham et al. (1991). Calderón et al. (2013) suggested that a burial non-deformative metamorphism converted the primary mineralogy of the ophiolites to low- to intermediate-grade metamorphic assemblages formed during ocean-floor type alteration in a suprasubduction setting. However, sediments from the northern part of Navarino Island are foliated and pyrrhotite is part of the mineralogy. Remagnetization is likely associated with metamorphism but burial metamorphism due to a thick overlying turbiditic sequence is not the main or only cause of this remagnetization.

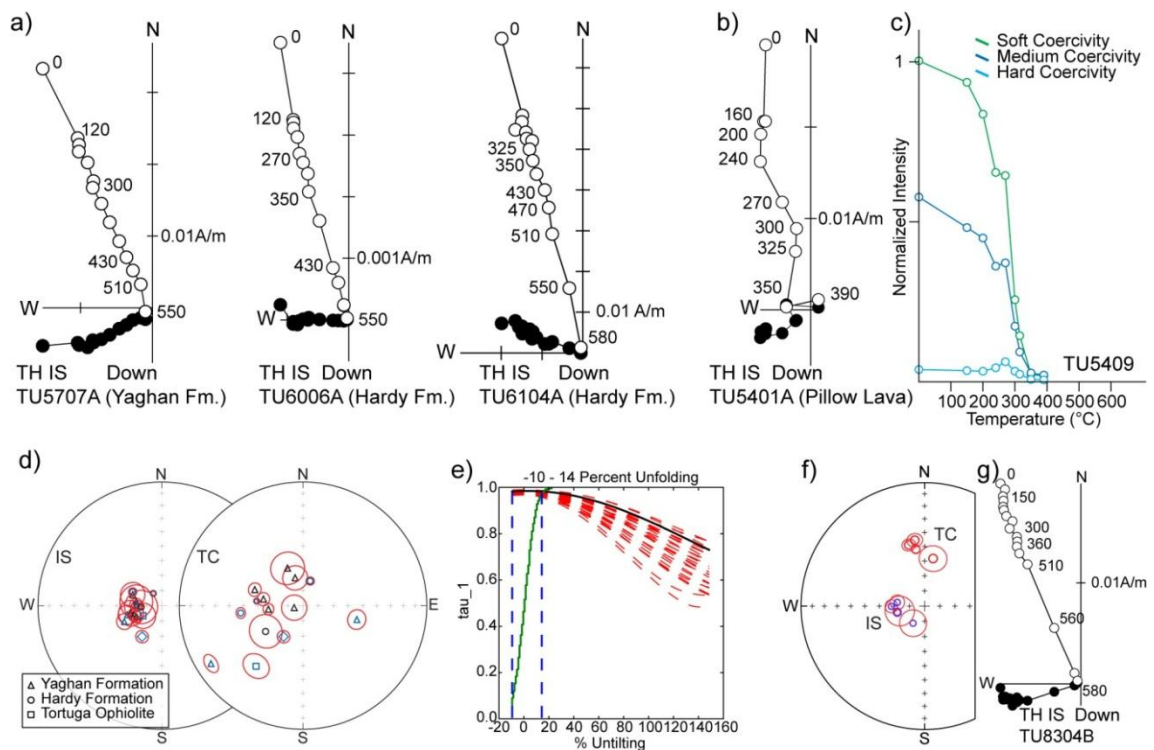


Figure 5: a) Orthogonal plot of thermal demagnetization (TH) in *in situ* coordinates of one sample in the Yahgan Formation (TU5707A) and two samples in the Hardy Formation (TU6006A and TU6104A). Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane. b) Orthogonal plot of thermal demagnetization (TH) of one sample in a pillow lava (same as in a). c) XY plot of each component of orthogonal IRM versus temperature (Lowrie, 1990) of sample TU5409 normalized to the maximum value of the soft component. Sampled was saturated along Z/Y/X axis at 2500/250/50 mT respectively (hard/medium/soft coercivity). d) Equal area stereonet of site mean ChRMs from the Yahgan Formation (triangle), Hardy Formation (circle) and pillow lavas of the Tortuga Ophiolite (square). IS, TC for *in situ*, tilt corrected directions. Open blue/black symbols represents results from this study/Cunningham et al. (1991) with negative inclinations. e) Fold tests according to Tauxe and Watson (1994) indicating magnetization acquired after tilting. Dashed blue lines are 95% confidence bounds. Solid line is the cumulative distribution of the % untilting required to maximize tau (maximum eigenvalue). Graphics and calculations were done with L. Tauxe's PmagPy-2.51 software package. f) Equal area stereonet of site mean ChRMs from sites drilled in sills at Dientes de Navarino. IS/TC are the *in situ*/tilt corrected results. g) In *in situ* (IS) orthogonal plot of thermal demagnetization (TH) of one sample drill in a sill at Dientes de Navarino. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane.

At Dientes de Navarino (K/Ar age of ~115 Ma ([Burns et al., 1980](#); [Suárez et al., 1985](#))), ChRMs of normal polarity (Fig. 5f, g) were determined at sites TU82, TU83, TU85, TU86 in the sills previously studied by [Burns et al. \(1980\)](#). In in situ coordinates (Fig. 5f), the ChRMs are similar to directions found in remagnetized rocks with the same mean direction: dec: 258.8°, inc: -73.2, α_{95} 9.7°. The sills are intercalated in the sedimentary sequence with a dip toward the S-SW (strike of 107° and dip of 45°). After applying the tilt correction, the mean direction (dec: 353.7°, inc: -50.8°, α_{95} : 9.7°) has low inclination and a north oriented declination (Fig. 5f). This result suggests that the magnetization was acquired after folding. [Katz and Watters \(1966\)](#) and [Burns et al. \(1980\)](#) considered unlikely that the thick series of dolerites intruded the sediments after folding and this interpretation implies that the magnetization is not of primary origin. Unfortunately there is no fold test available for the sills. [Katz and Watters \(1966\)](#) indicated that the sills were altered and the initial magnetization could have been reset by low-temperature metamorphism. Two sites were sampled in sediments and one site provided ChRM carried by pyrrhotite with a mean direction close to the one recorded by the sills despite some internal scatter (low Fisher concentration parameter). We thus consider that the ChRMs recorded in Dientes de Navarino sills are likely of secondary origin and acquired at the same time than the remagnetization in Peninsula Hardy.

5.2.2 Intrusive rocks

At most sites, high magnetic susceptibilities (see Auxiliary Material Table AM_01 and Fig. AM_05) and K-T experiments (see Auxiliary Material Fig. AM_06a) indicate that magnetite is the main magnetic mineral with a small amount of maghemitization in some samples shown by a drop in magnetic susceptibility around 350 °C. Hysteresis parameters (see Auxiliary Material Table AM_03 and Fig. AM_06b) confirm that large multidomain grains of magnetite control these magnetic properties. Fortunately, at many sites fine-grained magnetite is also present in mafic minerals as observed in SEM images (see auxiliary material Fig. AM_07a). As it is frequently observed in intrusive rocks ([Ferrando et al., 2014](#); [Parada et al., 2005](#)), the most mafic intrusive rocks like the gabbros have stable remanent magnetization with intensity above 1 Am⁻¹ (for example site CB08, CB12, Table AM_01 and Fig. AM_05), while diorite and granodiorite have less stable remanent magnetization.

Samples from a few sites (CB07; CB09; CB34; CB35; CB36) have low magnetic susceptibility and contain stable remanent magnetizations. The fine-grained magnetite grains are essentially the carriers of the remanent magnetization except at sites CB35 and CB36 where pyrrhotite is the main magnetic carrier of the ChRMs.

Very well defined ChRMs were obtained after thermal or AF demagnetization (Figure 6a-b-c-d-e). Thermal demagnetization is often more efficient to remove component of viscous origin and was used in most cases (Figure 6d). Almost all sites have normal polarity ChRMs, except for the Paleocene sites CB09, CB10, CB11, CB12, CB13, CB15 (South Arm of the Beagle Channel) and for the sites CB16, CB18, CB20, CB30 (Ballenero Channel) and CB35-36 (Rolando Peninsula) (Table 01 and Figure 6f).

Paleomagnetic results were also obtained on both sides of the Murray Channel (TU88, TU89 and CB01, TU64). K/Ar ages of ~85 Ma ([Suárez et al., 1985](#)) and our new U-Pb age of 90 Ma at site CB01 indicates magmatic emplacement at the end of the long normal Cretaceous superchron in agreement with the normal polarity recorded by these sites. Sites CB04 and CB06 presented unstable magnetization and yield no results.

Farther south in Peninsula Hardy, two sites (TU55; TU62) provided well-defined ChRMs.

In the southern arm of the Beagle Channel, well-defined ChRM directions of normal polarity were obtained at sites CB07 and CB08 (Bahia Fleuriais) (Figure 6f) in agreement with the polarity expected for intrusive rocks with a $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ age of $\sim 102.2 \pm 0.4$ Ma at site CB08 and an U-Pb age of 99.3 ± 0.7 Ma at site CB07.

A reverse polarity magnetization was recorded by 6 sites (CB09-CB10-CB11-CB12-CB13-CB14-CB15). Site CB14 presents the largest scatter with a Fisher concentration parameter of 33. New $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages for three of these sites are in the range 65-68 Ma and it is possible that these six sites record the same event of magmatic activity at the end of the Cretaceous.

Paleomagnetic directions in the area of Ballenero Channel (west of the Beagle Channel) are, for all sites but CB18 and CB20, of normal polarity (Figure 5f) with well-defined ChRMs and confidence angle lower than 9° . Sites CB21 and CB22 record the lowest inclinations.

Sites CB23, CB24, CB25 and CB26 do not provide well-defined characteristic directions.

Site-mean directions of the Paleocene sites CB27, CB28 and CB29 (Ballenero Channel) and sites CB32 and CB33 (Brecknock Peninsula) have all normal polarity magnetizations and are very well grouped with confidence angle lower than 5° for all sites except site CB32 (8.3°). No ChRM was isolated at site CB31.

Farther north, at sites CB35 and CB36, a well-defined paleomagnetic direction of reverse polarity, carried by pyrrhotite was observed in some samples of both sites. SEM observations confirm the presence of pyrrhotite as blebs trapped within mafic minerals (see auxiliary material Fig. AM_07b). Because of the low number of results at sites CB35 and CB36, we decided to combine the ChRMs of both sites in a single mean direction. These sites are within the Cretaceous belt of intrusive and the reverse polarity of the remanent magnetization indicates that the magmatic activity occurred before or after the normal Cretaceous superchron. Site CB34 has unstable magnetization. Site CB37 has a very low inclination ($\sim 23^\circ$) and an undetected tilt is the most probable explanation.

In intrusive rocks, magnetic carriers located within other silicate minerals (magnetite) or as blebs trapped within mafic minerals (pyrrhotite) suggest that they were formed during magmatic crystallization (Bacon, 1989; Evans and McElhinny, 1966). We thus consider that the magnetization carried by pyrrhotite is of primary origin in the intrusive rocks. The very well-defined ChRMs and the agreement between the observed polarity and the radiometric age (i.e. mid-cretaceous rocks record a normal polarity) support a primary magnetization in intrusive rocks.

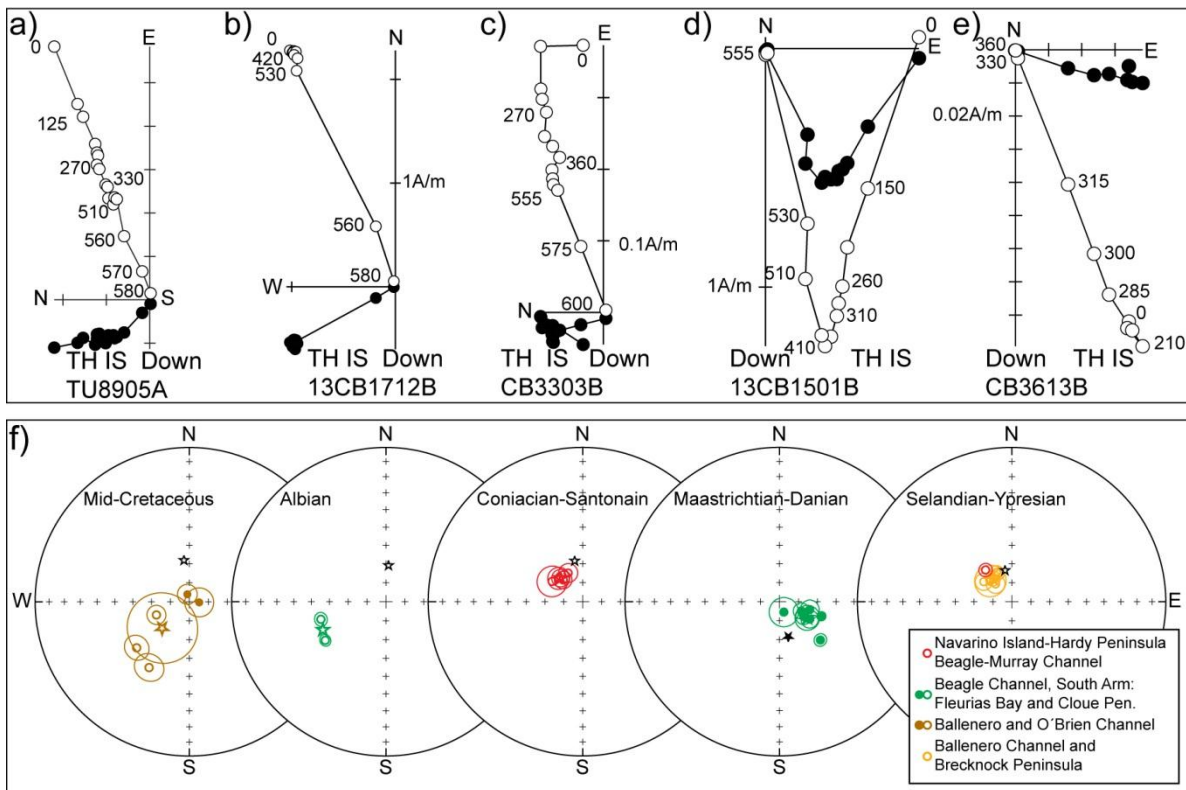


Figure 6: a, b, c, d, e) *In situ* (IS) orthogonal plot of thermal demagnetization (TH) of intrusive rocks. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane. f) Equal area stereonet of site mean ChRMs from intrusive rocks. Open/Solid symbols are for normal/reverse polarity. We have grouped the site mean ChRMs according to their age; at a given age the color of the symbols represents the sampled area. The black/colored stars are the expected/average result for each age/locality.

5.3 Magnetic fabric

Magnetic fabrics are summarized in Table AM_04a, b, c (see auxiliary material).

5.3.1 Magnetic fabric in sedimentary rocks

The highest degrees of anisotropy are found in the area of the Murray-Beagle Channel and the lowest values in the area of Dientes de Navarino and Hardy Peninsula (Fig. 7a, b)

In the Murray-Beagle Channel region (sites 49, 50, 51, 52), the mean AMS results are very well grouped in *in situ* coordinates (Fig. 7c) but there is a substantial dispersion of the principal axis of the AMS ellipsoids after bedding correction. This clearly demonstrates that the magnetic fabric is of tectonic origin and related to a pervasive WNW-ESE foliation of similar orientation than the tectonic foliation reported by (Cunningham, 1995), in the north arm of the Beagle Channel. The magnetic lineation is nearly vertical and this suggests that the magnetic fabric was acquired under compression. Despite a lowest degree of anisotropy, the magnetic fabric recorded in the Tortuga pillow lavas (TU54) has the same orientation with steep lineation than the one recorded at site TU53 in sediments (Fig. 7c). The magnetic fabric recorded in sediments at Dientes de Navarino (sites TU84, TU87) and Peninsula Hardy (TU57, TU59, and TU60) is low but the sedimentary fabric was also replaced by an incipient tectonic fabric (Fig 7c). Low temperature metamorphism and remagnetization occurred likely during this stage of deformation.

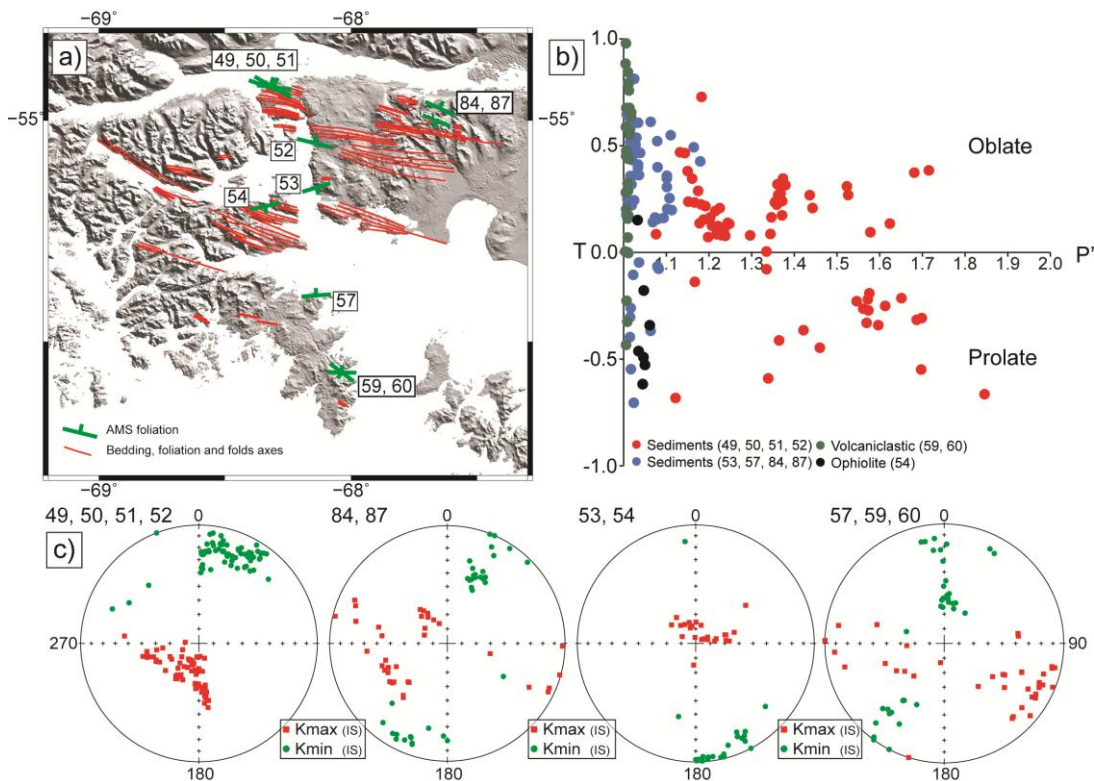


Figure 7: a) Shaded relief map (Shuttle Radar Topography Mission Data SRTM 1-Arc) of the mean-site AMS foliation (green) in *in situ* coordinates data. Structural lineations are depicted in red. b) T-P' diagram shows the difference of the degree of anisotropy in the region; each dot represents one sample. c) Equal area projection of the AMS tensor per sample in *in situ* (IS) coordinates. In sites 49, 50, 51 and 52 AMS tensor is clearly best well grouped in IS coordinates indicating the tectonic origin of the magnetic fabric.

5.3.2 Magnetic fabric in intrusive rocks.

The sampled intrusive rocks do not show pervasive homogeneous tectonic foliation but many sites have a strong well-defined magnetic fabric that is likely a late-magmatic fabric related to strain during pluton emplacement.

Most sites have high to very high magnetic susceptibility due to magnetite. The AMS fabric is thus controlled by multidomain magnetite.

In the four sites, drilled in the intrusive rocks of Dientes de Navarino, the degree of anisotropy is very low (< 1.035) without preferential orientation of the magnetic fabric (See auxiliary material Table AM_04a).

Intrusive rocks near the intersection of the Beagle and Murray channels record high anisotropy (Fig. 8a, b). Site TU88 was drilled in the small Santa Rosa pluton while site TU89 was drilled in the Castores pluton (Fig. 8a). The magnetic fabric is likely related to pluton emplacement rather than to the pervasive deformation previously described in sediments. This interpretation is supported by the concentric magmatic fabric around the Castores pluton reported by [Suárez et al. \(1985\)](#). Site TU89 is just on the northern border of that pluton and this is why the magnetic foliation is mainly E-W (Fig 8c). Site TU88 was drilled on the south-western border of the Santa Rosa pluton and the magnetic foliation is also parallel to the border of the pluton (Fig 8c).

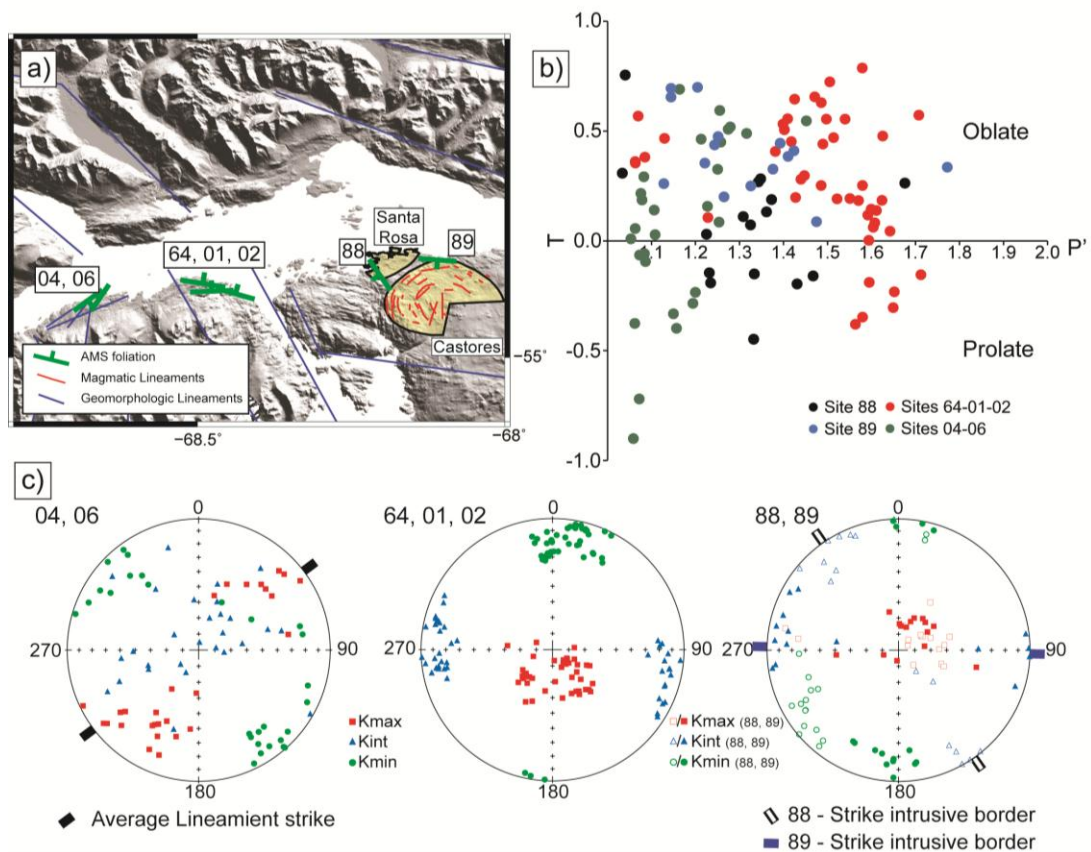


Figure 8: a) Plot of the mean-site AMS foliation (green) onto the shaded topography (SRTM data). Magmatic/Geomorphologic lineaments are depicted in red/blue. b) T-P' diagram of each sample. c) Equal area projection of the AMS tensor per sample in *in situ* coordinates. Thick lines out of the AMS stereo net are the strikes of the mean lineaments recognized at each site.

On the other side of the Murray channel, the magnetic fabric is also strong at site TU64, CB01 and CB02 with EW foliation and magnetic lineation steeply dipping to the south (Fig 8a, b, c). The magnetic fabric is less intense toward the west (sites CB04 and CB06) with a magnetic foliation oriented NE-SW and similar to the average strike of most tectonic lineaments observed in the area (Fig. 8a, b, c).

In Bahía Fleuriáis (sites CB07, CB08) located in the southern edge of Isla Gordon, the magnetic foliation is oriented at nearly 90° from the foliation of the greenschist country rock and the orientation of the Beagle Channel (Fig. 9a, b). The very stable remanent magnetization and especially the large NRM values recorded in the hornblende rich phenocryst rock also indicate the lack of pervasive deformation in these rocks.

Further west, at sites CB09 and CB10, the magnetic foliation is dipping to the NNE and the degree of anisotropy is variable between samples (Fig. 9a, b). At sites CB11, CB12 and CB13, the magnetic foliation is oriented NS with steep dipping magnetic lineation. The degree of anisotropy varies from 1.13 to 1.28 (Fig. 9a, b). Six kilometers to the west, at sites CB14 and CB15 the magnetic foliation is dipping to the west. Along the south arm of the Beagle channel, there is no evidence for tectonic deformation of the plutonic rocks. The magnetic fabric is likely a magmatic fabric acquired during pluton emplacement and probably controlled mainly by the shape of the border of the plutons.

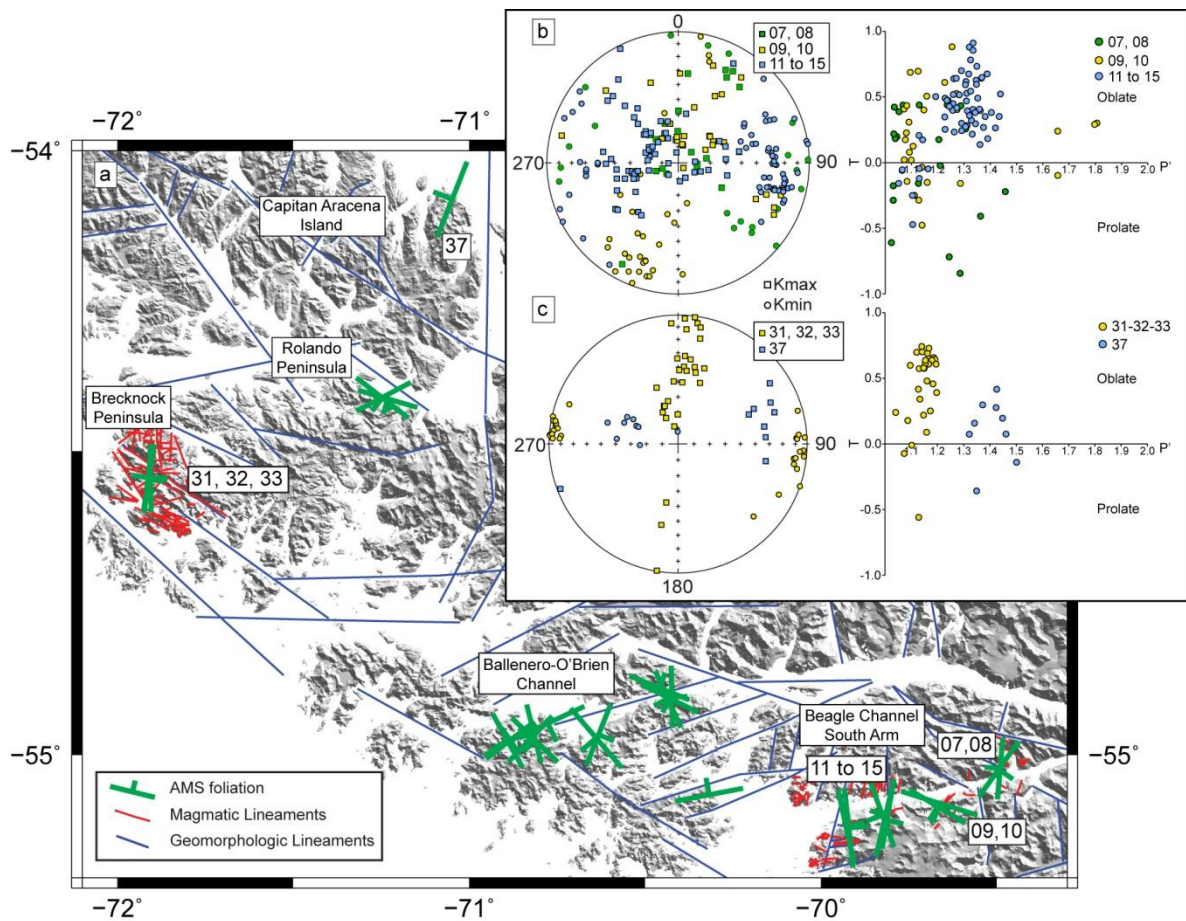


Figure 9: a) Plot of the mean-site AMS foliation (green) onto the shaded topography (SRTM data). Magmatic/Geomorphologic lineaments are depicted in red/blue. b) Equal area projection of the AMS tensor and T-P' diagrams per sample from sites 07 to 15. c) Equal area projection of the AMS tensor and T-P' diagrams per sample from sites 31 to 33 and 37.

AMS results, in four sites (CB17 to CB20) at the entrance of the O'Brien-Ballenero Channel, indicate a low degree of anisotropy. Sites CB21 and CB22 have a shallow dipping foliation with lineation to the north. Sites from CB24 to CB29 have also low magnetic anisotropy (see auxiliary material table AM_04a).

In Peninsula Brecknock, the three sites (CB31, CB32, and CB33) sampled in the Paleocene intrusive present a well-defined vertical NS magnetic foliation (Fig. 9c). Site CB37 (Fig. 9c) is one of the few sites with a shallow magnetic foliation dipping 30° to the ESE. The shallow inclination of the remanent magnetization clearly indicates that there is an undetected tilt in the area near the Magallanes-Fagnano Fault Zone where large deformation was expected.

The large variation in the degree of anisotropy and orientation of the magnetic ellipsoids is more typical of a magnetic fabric controlled by magmatic processes and strain along the border of the plutons rather than an emplacement under a well-organized tectonic strain field.

5.3.3 Deviation of the ChRM by the internal magnetic fabric.

The deviation of paleomagnetic vectors from its original direction due to strain deformation and the development of strong magnetic fabrics has been a long standing problem in orogenic belts and other deformed areas (Cogné, 1987, 1988; Lowrie et al., 1986).

In anisotropic material, like some of our samples in intrusive rocks, the characteristic direction might be deviated from the direction of the Earth magnetic field at the time of cooling by 5 to 15°. In paleomagnetic studies at high latitude, this anisotropy could be a serious problem because such deviation may result in large apparent changes in the paleomagnetic declination.

Thus we made (AARM) and (ATRM) experiments in selected samples (20 samples in AARM, 121 samples in ATRM) in order to evaluate and correct possible deviation in the paleomagnetic vector due to the internal magnetic fabric. The results of mean tensor and corrected direction are summarized in Table AM_05 (see auxiliary material) and Table 01 respectively (results of each sample are summarized in Table AM_04b and c, auxiliary data).

Cogné (1987) found a quadratic relation between the AMS and TRM tensor in intrusive rocks with multidomain magnetite, and thus suggested that the AMS tensor could be used to determine magnetic deviations due to the rock magnetic fabric. We do not find such a simple relation between AMS and anisotropy of remanent magnetization. While the AMS is likely controlled by multidomain magnetite, remanent magnetization, acquired in low fields like TRM and ARM, are mainly controlled by single domain grains. The good stability and the high intensity of the ChRMs at several sites and SEM observations of fine-grained magnetite in mafic minerals indicate that single-domain magnetite grains are the main magnetic carriers in some samples. In some sites (TU64, CB01) with strong AMS degree (1.5 to 1.7), there is a good agreement between the orientation of the ellipsoids of AMS and those of the ATRM or AARM but the degree of anisotropy is much larger (from 1.7 to 2.9) (see auxiliary material Fig. AM_08a). There are sites (CB11, CB13, and CB15) where the AMS fabric and the TRM fabric are similar in both the orientation and degree of anisotropy (see auxiliary material Fig. AM_08b). In contrast, there are also sites with low and scattered AMS fabric but a strong fabric of remanent magnetization, though also scattered in directions of the ellipsoids. This last case is mainly found in samples (site CB08, CB18, CB20) with strong NRM carried by single domain grains like some samples with large hornblende crystals (see auxiliary material Fig. AM_08c).

We determined TRM or ARM anisotropy tensors for several sites especially those sites with high AMS degrees or sites with anomalous directions and with some internal scatter in the distribution of the characteristic directions. The anisotropy tensor was determined for several samples within a site and the inverted tensor was used to correct the characteristic direction. This procedure is often used in archeomagnetism to determine more accurately paleofield vectors. For samples for which a characteristic plane was determined, all measurements were corrected prior to the calculation of an anisotropy corrected characteristic plane. For some sites, a characteristic direction was determined on two specimens from the same core (one from thermal demagnetization data and the other from AF demagnetization data). Because the determination of the ATRM or AARM tensors is time consuming since it requires 6 additional measurements, the inverted anisotropy tensor determined in one specimen from one core was, in some cases, applied to the other specimen of the same paleomagnetic minicore. However, the high variability in the orientation of the ellipsoids and degree of anisotropy between different samples for some sites precludes the possibility to use a mean tensor to correct the mean-site direction. The correction was done at the sample level. For some sites, where there is no evidence for a systematic

deviation of the direction, and for which the correction was not attempted on all samples, the final mean-site direction was calculated with corrected samples and non-corrected samples (the relative number of corrected versus non-corrected directions is indicated in Table 01).

Correction for anisotropy was applied to 4 sites near the Canal Murray where a strong anisotropy was identified. After correction, there is no scatter in declination with a mean paleomagnetic direction of 316.8, -72.9 and α_{95} of 4.6°. This result contrasts with the 70° variation in declination (sites TU89 and CB01) observed in the area prior to correction.

At site CB08, the scatter was reduced after correction and the direction is closer to the one observed at site CB07. For sites CB09 to CB15 with ages close to K-T boundary, the average direction calculated for the six sites is not changed after applying the anisotropy correction but the scatter between sites and in some cases within sites was reduced after correction.

For the mid-Cretaceous sites located to the west of the Beagle Channel (sites CB17 to CB22) the anisotropy correction was significant only for the two sites CB18 and CB20 with a reduced internal scatter after correction.

Sites CB27, CB28, and CB29 have low AMS and we do not apply an anisotropy correction. Sites CB31, CB32 and CB33 have a well-defined AMS fabric but the anisotropy of remanent magnetization was highly scattered. Applying the anisotropy correction resulted in an increased scatter at the site level without significant changes in the mean-site direction. Thus, we calculated a mean direction for the five sites (CB27, CB28, CB29, CB32 and CB33) with a well-defined characteristic direction without anisotropy correction. The mean direction is very well defined with a low angle (3.9°) of confidence at 95%.

6.0 Paleomagnetic rotations in Patagonia and their tectonic implications

6.1 The Fuegian rotation pattern

The study area is located at high latitudes and the expected characteristic direction has high inclination. Moreover, the apparent polar wander path (APWP) for South America ([Besse and Courtillot, 2002](#)) indicates that South America was located even farther south than its present location during the Late Cretaceous. Thus, a small tilt is likely to induce significant deviation of the declination. A tectonic rotation is thus best evaluated from the mean direction of a group of separated sites to minimize the effect of undetected tilts than from the direction at a single site.

The study area is located south of the Darwin Cordillera, which was the place of compressive deformation, strong exhumation and sinistral strike slip tectonics. Despite the expected deformation, the pattern of paleomagnetic directions does not show large scatter due to folding or tilting of the intrusive rocks. On average, normal and reverse polarity directions are antipodal and the deviations of the declinations from the expected ones are best explained by counterclockwise rotations. This observation indicates that the paleomagnetic data can be used to discuss tectonic rotations about vertical axis.

Tectonic rotations at each locality, summarized in Table 2 and Figure 10, were determined using the [Besse and Courtillot \(2002\)](#) APWP reference curve for South America. Paleomagnetic sites used for calculations at each locality are summarized in Table AM_06 (see auxiliary material), except for Ushuaia Dacite, Jeujepén Pluton, Kranck Pluton and Lemaire Sills which are in [Rapalini et al. \(Accepted\)](#) and sites from the Magallanes fold and thrust belt which are in [Poblete et al. \(2014\)](#).

Volcaniclastics and sediments from Peninsula Hardy and Navarino Island are remagnetized with an average direction result similar to those found in volcanic sills at Dientes de Navarino (Table 2, Fig. 10). Remagnetization likely occurred in the middle Cretaceous during an event of regional metamorphism associated with the early stages of the closure of the Rocas Verdes basin when part of the Rocas Verdes oceanic crust started to subduct below the arc located to the south-west ([Cunningham, 1995](#); [Cunningham et al., 1991](#); [Klepeis et al., 2010](#)). In Hardy Peninsula, the average paleomagnetic results from remagnetized sites, including those of [Cunningham et al. \(1991\)](#), yield a CCW rotation value of $-102.3^\circ \pm 20.9^\circ$ and a very minor inclination anomaly of $1.8^\circ \pm 7.1^\circ$. The sills at Dientes de Navarino provide a similar result with a CCW rotation value of $-105.0^\circ \pm 32.9^\circ$ and an inclination anomaly of $2.4^\circ \pm 9.9^\circ$ (Fig. 10).

In the southern arm of the Beagle Channel (Fleuriais Bay) a counterclockwise rotation of -117.8° and an inclination anomaly of -17.8° is observed (no error given since only two sites were used for calculation). In the area of Ballenero and O'Brien Channels, west of the Beagle Channel, the average paleomagnetic result yields a large counterclockwise rotation value of $-126.8^\circ \pm 54.7^\circ$ and an inclination anomaly of $2.1^\circ \pm 15.0^\circ$.

The average paleomagnetic result from the 4 sites collected in the intersection area between Murray and Beagle Channels, yields, after anisotropy correction, a CCW rotation of -34.6 ± 13.7 which is lower than the rotation determined with the remagnetized data and other mid-Cretaceous results. [Rapalini et al. \(Accepted\)](#) have published new paleomagnetic results for the Santa Rosa pluton where site TU88 was sampled. [Rapalini et al. \(Accepted\)](#) found large changes in declination that was interpreted as evidence for a large relative counterclockwise rotation of the northern part of the Santa Rosa Pluton with respect to its southern part. However, a comparison of the orientation of the AMS data published by [Peroni \(2012\)](#) and the remanent magnetization reported by [Rapalini et al. \(Accepted\)](#) for these same sites suggest that a small 30° tilt toward the south around a horizontal axis for the northernmost sites better explain both sets of data rather a large relative counterclockwise rotation around a vertical axis. The data of the Santa Rosa pluton presented by [Rapalini et al. \(Accepted\)](#) were not included with our data of the area because they were not corrected for the effect of the anisotropy.

Rotation and inclination errors from [Rapalini et al. \(Accepted\)](#) were recalculated for sites located north of the Beagle Channel. In particular, results from Lemaire sills were used by combining sites Y2, LC8 and AL8; whereas sites LC9 and AL2 were discarded due to an inclination error larger than 50° .

Paleomagnetic results from ~ 65 Ma intrusive rocks along the south arm of the Beagle Channel (Cloué Peninsula) provide tectonic CCW rotations of $-45.3^\circ \pm 19.1^\circ$ and inclination error of $2.6^\circ \pm 5.5^\circ$ respectively. This rotation value is larger than those found in Cretaceous intrusives from the Beagle-Murray Channel area (Table 2 and Fig. 10).

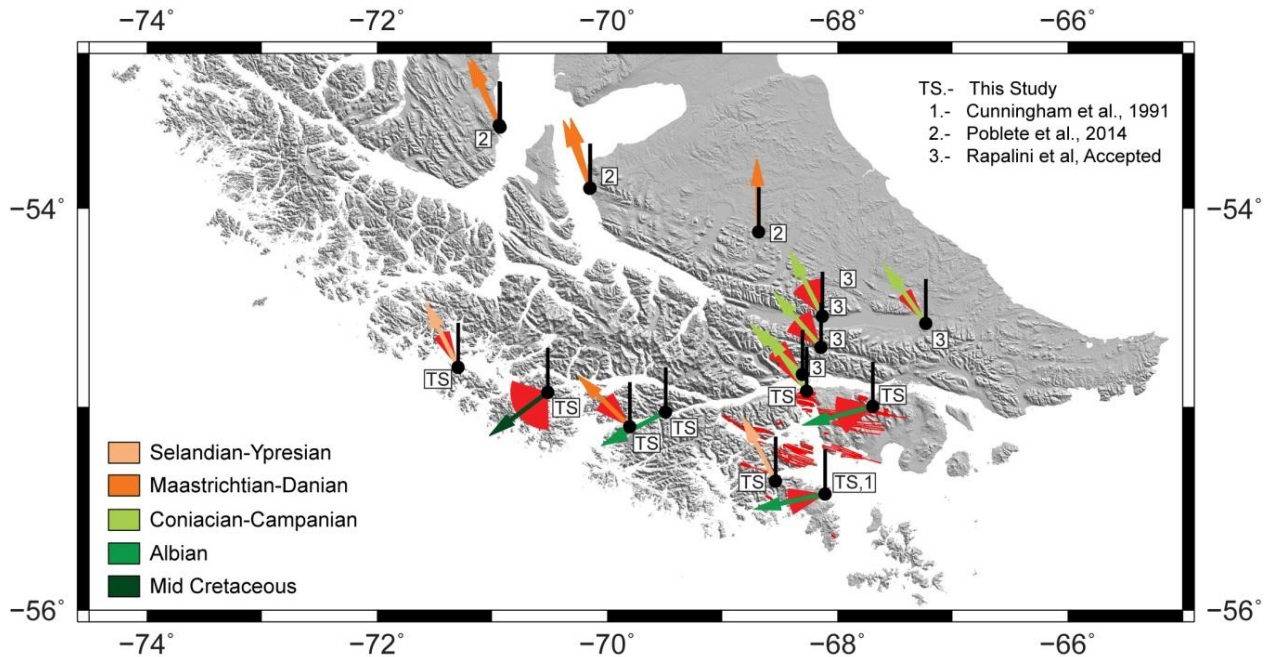


Figure 10: Compilation of tectonic rotations in the Fuegoian Andes and the Magallanes fold and thrust belt. Arrows are tectonic rotations determined from the ChRMs. The rotation angle is the angle between the black line and the arrow. Red lines in Navarino Island and Hardy Peninsula are structural trends.

Paleocene results have minor inclination errors (Table 2) and very similar rotation values: -27.3 in the Hardy Peninsula (no error as result from only one site) and -26.7 ± 13.3 in the Ballenero-Brecknock locality (Fig. 10).

Table 02: Paleomagnetic rotations (see Table AM 06 for sites used at each locality)

Results with an attributed mid-Cretaceous Age

Locality	N	Latitud	Longitud	Age	Dec O	Inc O	A95	Dec E	Inc E	Lat V	Long V	P95	R±dr	Ei±dI	Ref.
Ballenero-Obrien C.	5	-54.928	-70.517	120	225.7	-69.9	18.6	352.5	-67.8	83.9	238.5	3.1	-126.8±54.7	2.1±15.0	TS

Results with an attributed Albian Age

Locality	N	Latitud	Longitud	Age	Dec O	Inc O	A95	Dec E	Inc E	Lat V	Long V	P95	R±dr	Ei±dI	Ref.
Dientes Navarino	4	-54.999	-67.694	100	258.8	-73.2	9.7	3.8	-70.8	87.8	29.2	11.5	-105.0±32.9	2.4±9.9	TS
Hardy Pen (Remag)	14	-55.433	-68.108	100	261.6	-72.9	4.6	3.9	-71.1	87.8	29.2	11.5	-102.3±20.9	1.8±7.1	TS, 2
BCSA (Fleuriais)	2	-55.026	-69.493	100	246	-53.1	----	3.8	-70.9	87.8	29.2	11.5	-117.8±----	-17.8±----	TS

Results with an attributed Santonian - Campanian Age

Locality	N	Latitud	Longitud	Age	Dec O	Inc O	A95	Dec E	Inc E	Lat V	Long V	P95	R±dr	Ei±dI	Ref.
Beagle-Murray C.	4	-54.923	-68.268	90	316.8	-72.9	4.6	351.4	-72	84.8	175.8	3.6	-34.6±13.7	0.9±4.1	TS
Ushuaia Dacite	3	-54.839	-68.304	75	303.5	-66.9	6.9	349.7	-72.5	83.6	170.6	7.2	-46.2±18.0	-5.6±6.6	3
Jeujepén Pluton	5	-54.584	-67.233	75	314.5	-33.6	4.5	349.9	-72.4	83.6	170.6	7.2	-35.4±11.7	-38.8±5.1	3
Kranck Pluton	7	-54.547	-68.131	75	322.9	-51.8	16.5	349.8	-72.3	83.6	170.6	7.2	-26.9±24.4	-20.5±13.7	3
Lemaire Sills	3	-54.703	-68.144	75	309	-62.9	12.1	349.8	-72.4	83.6	170.6	7.2	-40.8±24.5	-9.5±10.3	3

Results with an attributed Maastrichtian - Danian Age

Locality	N	Latitud	Longitud	Age	Dec O	Inc O	A95	Dec E	Inc E	Lat V	Long V	P95	R±dr	Ei±dI	Ref.
BCSA Cloue Pen	7	-55.1	-69.805	65	300.7	-73.4	6.4	346	-70.8	82	193.7	3.6	-45.3±19.1	2.6±5.5	TS

Results with an attributed Selandian-Ypresian Age

Locality	N	Latitud	Longitud	Age	Dec O	Inc O	A95	Dec E	Inc E	Lat V	Long V	P95	R±dr	Ei±dI	Ref.
Ballenero Brecknock	5	-54.804	-71.295	60	320.8	-74.2	3.9	347.5	-72.7	82.4	168.5	4.3	-26.7±13.3	1.5±3.8	TS
Hardy Peninsula	1	-55.37	-68.538	60	320.3	-68.2	3.5	347.6	-73.2	82.4	168.5	4.3	-27.3±----	-5.0±---	TS

Results from the Magallanes fold and thrust belt

Locality	N	Latitud	Longitud	Age	Dec O	Inc O	A95	Dec E	Inc E	Lat V	Long V	P95	R±dr	Ei±dI	Ref.
Brunswick TU95	1	-53.574	-70.937	65	143.6	76.2	3.1	166.5	69.7	82	193.7	3.6	-22.9±11.6	6.5±3.2	2
Brunswick TF10	1	-53.582	-70.93	65	140.2	69.8	6.1	166.5	69.7	82	193.7	3.6	-26.3±15.1	0.1±5.3	2
Whiteside TU45	1	-53.896	-70.148	65	144.6	70.3	3.1	166.5	69.8	82	193.7	3.6	-21.8±8.9	0.3±3.1	2
Whiteside TU74	1	-53.897	-70.151	65	151	64.7	3.7	166.5	69.8	82	193.7	3.6	-15.4±8.5	5.3±3.5	2
T del Fuego TU28	1	-54.119	-68.684	65	344.7	63.4	3.9	346.3	-70.3	82	193.7	3.6	-1.6±8.6	6.9±3.7	2

6.2 Tectonic rotation: small-blocks versus regional block rotation

The major difficulty in the interpretation of the paleomagnetic data is the evaluation of the importance of in situ tectonic rotation of small-blocks versus a large CCW rotation of the Fuegian Cordillera as a rigid body. There are two end-models. One corresponds to in situ tectonic rotations of small blocks bounded by left-lateral strike slip faults ([Cunningham, 1993](#)). The second model corresponds to an original rectilinear margin which was bent during the closure of the Rocas Verdes basin ([Burns et al., 1980](#); [Dalziel et al., 1973](#); [Kraemer, 2003](#)). A component of rotation due to bending with in-situ block rotation related to Cenozoic wrenching has also been proposed ([Diraison et al., 2000](#)).

[Cunningham \(1993\)](#) describes various sets of tectonic structures (ductile foliation in the NW arm of the Beagle Channel) and lineaments (using geomorphological features like fjords).

Glasser and Ghiglione (2009) also suggest that fjords correspond to geological structures that have been widened during successive glaciations. Both **Cunningham (1993)** and **Glasser and Ghiglione (2009)** argue that the array of structures just reflect evidence of strike-slip deformation, but that is not evident to recognize block rotations. In the area of Hardy Peninsula and in the northern part of Navarino Island, structural trends marked by pervasive foliation (red lines in Fig. 10), have mainly an E-W to ESE-WNW orientation. It is worth noting that folding, block tilting and foliation occurred prior or during the remagnetization event which likely occurred during the first stages of the closure of the Rocas Verdes basin. Thus, the tectonic lineaments were mainly oriented NS prior to a 90° counterclockwise rotation. The observed ~90° counterclockwise rotation of the structures is thus best explained by a regional rotation rather than the rotation of small blocks.

To the west, the Fueguian batholith crops out everywhere (Fig. 2) and it is not possible to recognize regional tectonic lineaments like fold axes. Paleomagnetic results from late Cretaceous and Paleocene rocks indicate CCW rotations varying from ~45° to ~25°.

A mechanism of rotation, related to Cenozoic sinistral strike-slip tectonics, should induce tectonic rotations with variable magnitude independently of rock ages from Cretaceous to early Paleogene. In contrast, the observed pattern of tectonic rotations supports a progressive bending of southernmost Patagonia during the late Cretaceous to the early Paleogene, probably during the closure of the Rocas Verdes basin (**Burns et al., 1980; Dalziel et al., 1973; Kraemer, 2003**). Nonetheless, a small amount of tectonic rotations induced by strike-slip tectonics cannot be discarded.

Tectonic structures defined by geomorphological lineaments (**Cunningham, 1993; Glasser and Ghiglione, 2009**) have been attributed to Cenozoic strike-slip tectonics but more field evidences are needed to constrain the nature of the structures and discriminate rotated tectonic foliation of middle Cretaceous ages from Cenozoic brittle structures. The relative coherent results in tectonic rotations and the variable orientation of the magnetic fabric recorded by the plutons do not support major deformation due to Cenozoic strike-slip tectonics south of Darwin Cordillera.

6.3 Tectonic evolution of Southernmost South America and the Antarctic Peninsula

Remagnetization during the middle Cretaceous precludes deciphering the pre-remagnetization tectonic evolution of the area with paleomagnetism. The same limit exists in the Antarctic Peninsula where the Paleozoic and Jurassic rocks have also been remagnetized (**Poblete et al., 2011**). Paleomagnetic inclinations in middle Cretaceous and Paleocene rocks from the Antarctic Peninsula (**Poblete et al., 2011**) are also very similar and statistically indistinguishable of the ones found in this study. This observation demonstrates that the northern tip of the Antarctic Peninsula and southernmost Patagonia were very close in the middle Cretaceous and late Cretaceous. The Fueguian Andes and the Antarctic Peninsula formed probably a continuous and rectilinear margin at the end of the early Cretaceous period (Fig. 11).

Thus, it is not possible to understand the tectonic evolution of Patagonia without a study of its relation with the Antarctic Peninsula. The Gplates software (Earthbyte group) was used to do a set of plate tectonic reconstructions through time of Patagonia with respect to the Antarctic Peninsula; the reconstruction parameters for the major plates are provided by **Seton et al. (2012)**.

Two Plate tectonic reconstructions have been published recently ([Dalziel et al., 2013](#); [Eagles and Jokat, 2014](#)). Unfortunately, ([Dalziel et al., 2013](#)) did not publish the rotation parameters used in their study and ([Eagles and Jokat, 2014](#)) do not consider the deformation of southern Patagonia. The late Jurassic-early Cretaceous opening of the Weddell Sea and the Rocas Verdes basin will not be discussed because there are numerous uncertainties in plate reconstructions for this area and the available paleomagnetic results do not permit to describe the tectonic evolution of the Rocas Verdes basin during the early Cretaceous. The rotation of the Antarctic Peninsula with respect to East Antarctica is also uncertain before 120 Ma. Most models used for the early opening of the South Atlantic, recently discussed by [Heine et al. \(2013\)](#) imply questionable large intraplate deformation within the South America Plate ([Pérez-Díaz and Eagles, 2014](#)) from 138 to 123 Ma. In contrast, there is now a large consensus about the tectonic evolution of the major plates within the South Atlantic ocean after 120 Ma and there is no major difference between the poles of rotation recently proposed by [Seton et al. \(2012\)](#), [Heine et al. \(2013\)](#), [Pérez-Díaz and Eagles \(2014\)](#), [Lawver et al. \(2014\)](#). Thus, a cinematic evolution of Southern Patagonia from 120 Ma to 40 Ma was done with an Antarctic Peninsula fixed with respect of the East Antarctic plate and without intraplate deformation in South America, except in southern Patagonia. Five reconstructions were made at 120, 100, 80, 60 and 40 Ma. Continuous magmatic activity in the Fueguian Batholith certainly imply active subduction together with processes such as accretion and erosion, thus the present-day shape of the margin used to construct the block model is obviously schematic.

The remagnetized rocks record a $\sim 100^\circ$ CCW rotation after ~ 100 Ma. In the middle Cretaceous, the Rocas Verdes basin was already opened and probably rimmed to the west by a volcanic arc (Fig. 11) (the Navarino microplate from [Mpodozis and Rojas \(2006\)](#)). A detrital zircon U/Pb of ca. 148 Ma in the Yahgan Formation ([Klepeis et al., 2010](#)) and observations of [Miller et al. \(1994\)](#) (lateral facies transition from arc deposits into proximal basin fill deposits) and [Katz and Watters \(1966\)](#) (andesitic and basaltic debris from a volcanic arc in the Yahgan Formation) suggest an active magmatic arc related to eastward subduction since the Early Cretaceous. Radiometric ages in igneous rocks indicate contemporaneous magmatic activity along southern Patagonia and the Antarctic Peninsula (Fig. 11). The contemporaneous opening of the Weddell sea and the Rocas Verdes basin suggests that the Navarino block was probably located north of the tip of the Antarctic Peninsula as already proposed in other models ([Diraison et al., 2000](#)) (Figure 2a) rather than to the east of the Antarctic Peninsula as suggested by ([Dalziel et al., 2013](#)) (Figure 2b).

The westward motion of South America starting just prior 100 Ma resulted in an increase of E-W convergence and the closure of the Rocas Verdes basin was initiated probably by westward subduction of the Rocas Verdes oceanic crust beneath the Navarino block located to the west. Remagnetization within the Navarino block probably occurred during this early stage of deformation characterized by E-W compression within the Navarino block. The final closure of the Rocas Verdes basin which triggered the obduction of the ophiolites onto the South American continent should have occurred prior to 86 Ma ([Klepeis et al., 2010](#)) (Fig. 11). About 50° of CCW rotation of the Navarino block should have occurred during this stage (Fig. 11) supporting earlier hypotheses that the tectonic rotation is in part related to the closure of the Rocas Verdes basin ([Dalziel et al., 1973](#); [Kraemer, 2003](#)) and obduction processes.

The final collision of the Navarino block with the South American continent (Fig. 11) resulted in the exhumation of the Darwin Cordillera during the Late Cretaceous ([Kohn et al., 1995](#); [Maloney et al., 2011](#); [Nelson, 1982](#)) and the propagation of the fold and thrust belt in the

Magallanes basin (Klepeis et al., 2010). This deformation was mostly induced by the interaction between the Antarctic Peninsula, which acted as a non-rotational rigid block, and Patagonia. In our model this phase of deformation is made of NS shortening north of the Darwin Cordillera but also some sinistral strike-slip displacement of the southernmost blocks from 80 Ma to 40 Ma with respect to South America. According to our model, most of the strike-slip deformation occurred north of the Darwin Cordillera. Paleogene rotations observed in this study to the south of Darwin Cordillera are mostly related to large-scale block rotation driven by shortening in the Magallanes FTB rather than corresponding to in situ small-block rotations. An example is given by the consistent $\sim 45^\circ$ rotation recorded in the ca. 65Ma plutonic rocks to the west of the Beagle channel. Our new paleomagnetic data are consistent with an oroclinal bending of the southernmost blocks during the early stages of deformation, but paleomagnetic results from the MFTB (Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2014) indicate that the curvature of the MFTB mainly inherited the curved shape progressively acquired by the external indenter constituted by the Navarino block. Thus the concept of orocline cannot be used to describe the Patagonian arc as a whole. Instead, the Patagonian arc is best described as a progressive arc from a first stage involving oroclinal bending during the collapse of the Rocas Verdes basin to a final stage related to the development of the MFTB as a primary arc (Poblete et al., 2014).

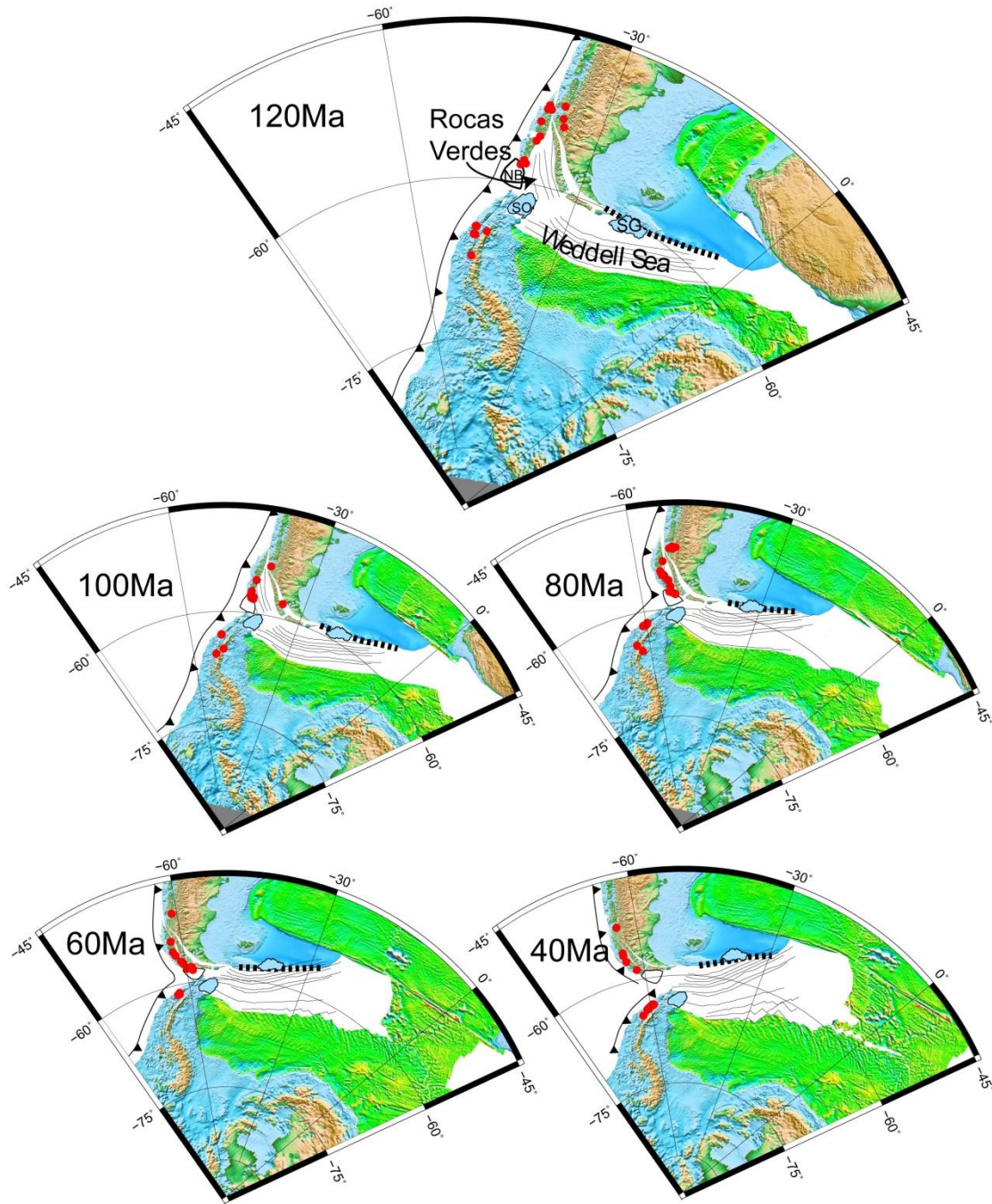


Figure 11: Plate reconstructions for Patagonia and the Antarctic Peninsula between the mid-Cretaceous and the late Eocene. Reconstructions were made using the Gplate software and the plate circuit from [Seton et al. \(2012\)](#) and the moving IAHS frame of [O'Neill et al. \(2005\)](#). Rotations Poles for the new blocks defined in Patagonia were calculated interactively with the Gplate software. Lines with filled triangles represent subduction zones. NB, SO and SG correspond respectively to Navarino, South Orkney and South Georgia blocks. The dashed line corresponds to an expected deformation zone (not discussed in this study). The oceanic crust is shown with the gravimetric data of [\(Sandwell et al., 2014\)](#). In the Weddell Sea, part of the oceanic crust has been subducted and replaced by the Scotia oceanic crust. However, because the present-day remnant Weddell crust is mainly the one attached to the Antarctic continent, the other symmetrical part of the Weddell Sea is shown by the reconstructed isochrones (thin black lines). The formation of the Rocas Verdes basin is contemporaneous with the early opening of the Weddell Sea. The red circles correspond to points with radiometric ages in volcanic and intrusive rocks emplaced within a 10 Myr window prior to the time of each reconstruction. This delineates an active magmatic arc along the western margin of the Antarctic Peninsula and Southern Patagonia.

6.4 Patagonia-Antarctic Peninsula land bridge: Fauna and Climate implications

Dispersal of terrestrial and freshwater vertebrate taxa requires the existence of a link (land bridge or other) between the two end points. Distribution of the genus *Madstoia* (Albino, 2011) and the egg-laying monotremes (Archer et al., 1985; Pascual et al., 1992) in Australia and South America suggests a biogeographical continuity through Antarctica during the late Cretaceous and early Eocene (Albino, 2011; Dalziel et al., 2013). However, fossil record of ankylosaurs do not support faunal interchange between the Antarctic Peninsula and Patagonia (Salgado and Gasparini, 2006).

Paleogeographic maps providing accurate surface and subsurface boundary conditions are essential for climate models. A land bridge connecting the Antarctic Peninsula and Patagonia during the Cretaceous through the Paleocene has major impacts in ocean circulation and climate models: If terrestrial and fresh water vertebrate taxa interchange occurred between the Antarctic Peninsula and Patagonia, then water interchange between the South Atlantic and the Pacific Oceans was precluded. Cretaceous paleogeography from this area is poorly constrained. Some authors suggest a free way to water interchange between the South Atlantic and Pacific Ocean (Scotese, 2001; Sewall et al., 2007), while others propose a land bridge connecting the Antarctic Peninsula and Patagonia (Blakey, 2008; Markwick and Valdes, 2004).

The observed rotation in the Navarino block suggests a rectilinear margin of the western flank of southernmost Patagonia at least since 120 Ma which was rotated during the closure of the Rocas Verdes basin (Fig. 11). This configuration of Patagonia supports the idea of a land bridge that connected Australia with South America through the Antarctic Peninsula from the middle Cretaceous. The land bridge would have lasted until the final disruption of the Patagonia-Antarctic Peninsula system, marked by the onset of the proto Scotia Sea around 50 Ma (Eagles et al., 2006; Lagabrielle et al., 2009). The hypothesis of a land bridge also limits possible deep-water currents between the South Atlantic Ocean and the proto-Pacific ocean. Thus, the presence of a Land Bridge should be taken into account for future climate and Gondwana fauna evolution models.

7.0 Conclusions

1. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages evidence an active mafic magmatism (gabbroic assemblage from [Hervé et al. \(1984\)](#)) from ca. 66 Ma down to 54 Ma, demonstrating that it was not restricted to the early Cretaceous as previously proposed by [Suárez et al. \(1985\)](#).

2. The AMS measured at the paleomagnetic sites evidence a strong tectonic fabric in the area of the Murray Channel but only incipient tectonic fabric at other sedimentary sites. Intrusive rocks have variable magnetic fabrics and the variation in the orientation of the ellipsoids do not suggest emplacement of the plutonic rocks under a well-defined regional tectonic strain while shortening was occurring on the other side of Darwin Cordillera.

3. Paleomagnetic results from early Cretaceous sedimentary and volcanoclastic rocks confirm remagnetization during the mid-Cretaceous as previously suggested by data from [\(Cunningham et al., 1991\)](#). Similar results obtained in the Antarctic Peninsula ([Poblete et al., 2011](#)) suggest a regional thermo-tectonic event that affected both regions.

4. Our paleomagnetic data shows a systematic counterclockwise pattern of rotation with the largest ($> 90^\circ$) rotations in mid-Cretaceous rocks while late Cretaceous to early Eocene intrusive rocks record $\sim 45^\circ$ to $\sim 30^\circ$ CCW rotation. A major result of our paleomagnetic study is that, the stable magnitude of the tectonic rotation at a given rock age supports an oroclinal bending of southernmost Patagonia rather a mechanism of small block rotation related to sinistral strike-slip tectonics.

5. Finally, the observed Fuegian pattern of rotation supports the hypothesis of an oroclinal bending of the Pacific border part of the orogen (including the Navarino block) during the collapse and obduction of the Rocas Verdes basin that occurred 86 Ma ([Klepeis et al., 2010](#)). Rotation continued during the late Cretaceous and the Paleocene, concomitant with the exhumation of the Darwin Cordillera and the advance of the deformational front into the foreland basin ([Alvarez-Marrón et al., 1993](#); [Klepeis, 1994b](#); [Maloney et al., 2011](#)). The curved shape of the Magallanes fold and thrust belt is mainly inherited of the shape of the indenter ([Poblete et al., 2014](#)).

Acknowledgments

This is a contribution to Project Anillo Antártico ACT-105 of CONICYT-PBCYT. We thank DIFROL, CONAF and the Chilean Navy for sampling permission. We thank Catherine Kissel and Camille Wandres for their help in the paleomagnetic laboratory of LSCE at Gif/Yvette during Hysteresis data acquisition. F.P thanks funding from CONICYT and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). We are deeply indebted to M. Calderón and P. Castillo who participated during different fieldworks campaigns. We thank Captain Hugo and the Chonos crew and Captain Keri and Greg from the Northanger for keeping us alive during the sampling seasons We also thanks R. Valle (Universidad de Chile) and R. Rivera (Universidad Andrés Bello) who helped with mineral separations.

Reference

- Albino, A.M., 2011. Evolution of Squamata Reptiles in Patagonia based on the fossil record. *Biol. J. Linn. Soc.* 103, 441-457, doi.
- Alvarez-Marrón, J., McClay, K., Harambour, S., Rojas, L., Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *AAPG Bulletin* 77, 1904-1921, doi.
- Archer, M., Flannery, T.F., Ritchie, A., Molnar, R.E., 1985. First Mesozoic mammal from Australia—an early Cretaceous monotreme. *Nature* 318, 363-366, doi: 10.1038/318363a0.
- Bacon, C.R., 1989. Crystallization of accessory phases in magmas by local saturation adjacent to phenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1055-1066, doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90210-X](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(89)90210-X).
- Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartèse, R., Cuney, M., 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. *Lithos* 220-223, 1-22, doi: 10.1016/j.lithos.2015.01.027.
- 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q12001, doi: 10.1029/2009gc002749.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth-Science Reviews* 55, 1-39, doi: 10.1016/s0012-8252(01)00055-1.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* 107, doi: 10.1029/2000jb000050.
- Blakey, R.C., 2008. Gondwana paleogeography from assembly to breakup—A 500 m.y. odyssey, in: Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L. (Eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space*. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 441, 1-28.
- Bruce, R.M., Nelson, E.P., Weaver, S.G., Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variation in the southern Patagonian batholith: constraints on magmatic arc development, in: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, Special Paper, Geological Society of America, vol. 265, pp. 1-12.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., De Wit, M.J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth Planet. Sci. Lett.* 41, 32-46, doi.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L., Chamalaun, F., 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes Orocline. *Tectonophysics* 63, 75-90, doi: 10.1016/0040-1951(80)90108-0.
- 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. *J. Geol. Soc. London* 164, 1011-1022, doi: 10.1144/0016-76492006-102.
- Calderón, M., Prades, C., Hervé, F., Avendaño, V., Fanning, C., Massonne, H., 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. *Geochem. J.* 47, 201-217, doi.
- Carey, S.W., 1958. A tectonic approach to continental drift, in: Carey, S.W. (Ed.), *Continental Drift: A symposium* ed. University of Tasmania, Hobart, Australia.
- Cogné, J.P., 1987. TRM deviations in anisotropic assemblages of multidomain magnetite. *Geophys. J. R. astr. Soc* 91, 1013-1023, doi.
- Cogné, J.P., 1988. Strain-induced AMS in the granite of Flamanville and its effects upon TRM acquisition. *Geophys. J.* 92, 445-453, doi.
- Cortés, R., Valenzuela, H., 1960. Estudio Geológico del Área Lago Blanco, Hito XIX, Monte Hope (Porción Sur Central de Tierra del Fuego), Informe Interno. Arch. Téc. Empresa Nac. del Petróleo, Magallanes, Chile., 42 pp, doi.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186, doi: 10.1029/92tc01790.
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics* 244, 197-229, doi: 10.1016/0040-1951(94)00248-8.
- 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. *J. Geophys. Res.* 96(B10), 16061-16067, doi: 10.1029/91jb01498.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., Palmer, K.F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250, 291-294, doi: 10.1038/250291a0.

- Dalziel, I.W.D., Dott, R.H., Winn, R.D., Bruhn, R.L., 1975. Tectonic relations of South Georgia Island to the Southernmost Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 1034-1040, doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<1034:TROSGI>2.0.CO;2.
- Dalziel, I.W.D., Elliot, D.H., 1972. The Scotia Arc and the Antarctic margin, in: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basins and margins: I. The South Atlantic*. Springer-Verlag US, New York.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdyke, N.O., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic, in: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*. Academic Press, New York, pp. 37-101.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- 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, 91-119, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00255-3.
- Dott, R.H., Winn, R.D., DeWit, M.J., Bruhn, R.L., 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekenika Beds of Tierra del Fuego. *Nature* 266, 620-622, doi: 10.1038/266620a0.
- Eagles, G., Jokat, W., 2014. Tectonic reconstructions for paleobathymetry in Drake Passage. *Tectonophysics* 611, 28-50, doi: 10.1016/j.tecto.2013.11.021.
- Eagles, G., Livermore, R., Morris, P., 2006. Small basins in the Scotia Sea: The Eocene Drake Passage gateway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 242, 343-353, doi: 10.1016/j.epsl.2005.11.060.
- Evans, M.E., McElhinny, M.W., 1966. The paleomagnetism of the Modipe Gabbro. *J. Geophys. Res.* 71, 6053-6063, doi: 10.1029/JZ071i024p06053.
- Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G., Córdova, M.L., 2014. A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous. *J. South Am. Earth Sci.* 50, 12-26, doi: 10.1016/j.jsames.2013.11.007.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084, doi: 10.1130/G20016.1.
- Fosdick, J.C., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°S. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1679-1698, doi: 10.1130/b30242.1.
- Ghidella, M.E., Yáñez, G., LaBrecque, J.L., 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347, 65-86, doi: 10.1016/S0040-1951(01)00238-4.
- Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13-16, doi: 10.1130/g22770a.1.
- Glasser, N.F., Ghiglione, M.C., 2009. Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology* 105, 291-302, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.10.007.
- Gombosi, D.J., Barbeau Jr, D.L., Garver, J.I., 2009. New thermochronometric constraints on the rapid Palaeogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes. *Terra Nova* 21, 507-515, doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00908.x.
- González-Guillot, M., Escayola, M., Acevedo, R., 2011. Calc-alkaline rear-arc magmatism in the Fuegian Andes: Implications for the mid-Cretaceous tectonomagmatic evolution of southernmost South America. *J. South Am. Earth Sci.* 31, 1-16, doi: 10.1016/j.jsames.2010.11.002.
- Grunow, A., 1993. New Paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implication. *J. Geophys. Res.* 98, 13815-13833, doi: 10.1029/93JB01089.
- Halpern, M., Rex, D.C., 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Tekenika Beds, southern Chile, South America. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 1881-1886, doi: 10.1130/0016-7606(1972)83[1881:TOFOTY]2.0.CO;2.
- Hanes, J.A., York, D., Hall, C.M., 1985. An ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological and electron microprobe investigation of an Archean pyroxenite and its bearing on ancient atmospheric compositions. *Can. J. Earth. Sci.* 22, 947-958, doi: 10.1139/e85-100.
- Harrison, C.G.A., Barron, E.J., Hay, W.W., 1979. Mesozoic evolution of the Antarctic Peninsula and the southern Andes. *Geology* 7, 374-378, doi: 10.1130/0016-7606(1979)07<374:MEOTAP>2.0.CO;2.
- Hathway, B., 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic–Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen Basin, Antarctic Peninsula. *J. Geol. Soc.* 157, 417-432, doi: 10.1144/jgs.157.2.417.
- Heine, C., Zoethout, J., Müller, R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth Discussions* 5, 41-116, doi: 10.1130/0016-7606(1975)86<1034:TROSGI>2.0.CO;2.

- Hervé, F., Miller, H., Pimpirev, C., 2005. Patagonia – Antarctica Connections before Gondwana Break-Up, in: Fütterer, D.K., Dmaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H., Tessensohn, F. (Eds.), *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 215-226.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian Batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394, doi: 10.1016/j.lithos.2007.01.007.
- Hervé, M., Suárez, M., Puig, A., 1984. The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *J. Geol. Soc.* 141, 909-917, doi: 10.1144/gsjgs.141.5.0909.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chem. Geol.* 211, 47-69, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.
- 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, 323-359, doi: 10.1080/00288306.1966.10422818.
- Klepeis, K.A., 1994a. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geophys. Res.* 99(B11), 22001-22014, doi: 10.1029/94JB01749.
- Klepeis, K.A., 1994b. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904, doi: 10.1029/94tc00628.
- Klepeis, K.A., 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, 1-24, doi: 10.1029/2009tc002610.
- Klepeis, K.A., Lawver, L.A., 1996. Tectonics of the Antarctic-Scotia plate boundary near Elephant and Clarence Islands, West Antarctica. *J. Geophys. Res.* 101, 20211-20231, doi: 10.1029/96JB01510.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M., Dalziel, I.W.D., 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *J. Metamorph. Geol.* 13, 251-270, doi: 10.1111/j.1525-1314.1995.tb00217.x.
- König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 111, B12102, doi: 10.1029/2005jb004035.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *J. South Am. Earth Sci.* 15, 731-748, doi: 10.1016/s0895-9811(02)00132-3.
- Lagabriele, Y., Goddérís, Y., Donnadiou, Y., Malavieille, J., Suarez, M., 2009. The tectonic history of Drake Passage and its possible impacts on global climate. *Earth Planet. Sci. Lett.* 279, 197-211, doi: 10.1016/j.epsl.2008.12.037.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., Dalziel, I.W.D., 2014. Reconstructions of the Southern Ocean and Antarctic regions, in: De Broyer C., K.P., Griffiths H.J., Raymond B., Udekem d’Acoz C. d’, et al. (Ed.), *Biogeographic Atlas of the Southern Ocean*, Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, pp. 36-42.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H., 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22, 1076, doi: 10.1029/2003TC001500.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159-162, doi: 10.1029/GL017i002p00159.
- Lowrie, W., Hirt, A.M., Kligfield, R., 1986. Effects of tectonic deformation on the remanent magnetization of rocks. *Tectonics* 5(5), 713-722, doi: 10.1029/TC005i005p00713.
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 665-676, doi: 10.1016/S0016-7037(98)00059-3.
- Ludwig, K.R., 2001. *Isoplot/Ex Version 2.49. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berker Geochronolgy Center, Special Publication 1a, 1-55, doi.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 289, 273-286, doi: 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. *J. Metamorph. Geol.* 29, 649-672, doi: 10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x.
- Markwick, P.J., Valdes, P.J., 2004. Palaeo-digital elevation models for use as boundary conditions in coupled ocean–atmosphere GCM experiments: a Maastrichtian (late Cretaceous) example. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 213, 37-63, doi: 10.1016/j.palaeo.2004.06.015.

- McAtamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, C., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L., Snyder, S., 2011. Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53-54.5°S). *Tectonics* 30, TC5001, doi: 10.1029/2010TC002826.
- Miller, C.A., Barton, M., Hanson, R.E., Fleming, T.H., 1994. An Early Cretaceous volcanic arc/marginal basin transition zone, Peninsula Hardy, southernmost Chile. *J. Volc. Geoth. Res.* 63, 33-58, doi: 10.1016/0377-0273(94)90017-5.
- Miller, H., 1983. The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development, in: Oliver, R.L., James, P.R., Jago, J.B. (Eds.), *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Sciences, Canberra, pp. 579-581.
- Mpodozis, C., Rojas, L., 2006. Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: Cierre de una "cuenca marginal" o colisión intracontinental?, XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 7 - 11 Aug.
- 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. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 349-365, doi: 10.1016/S0895-9811(96)00019-3.
- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature–time relationships. *J. Geol. Soc.* 139, 755-761, doi: 10.1144/gsjgs.139.6.0755.
- O'Neill, C., Müller, D., Steinberger, B., 2005. On the uncertainties in hot spot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 6, n/a-n/a, doi: 10.1029/2004gc000784.
- Olivero, E., Malumián, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geol. Acta* 6, 5-18, doi.
- 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. *J. Petrol.* 41, 605-625, doi: 10.1093/petrology/41.5.605.
- Parada, M.A., Roperch, P., Guirresse, C., Ramírez, E., 2005. Magnetic fabrics and compositional evidence for the construction of the Caleu pluton by multiple injections, Coastal Range of central Chile. *Tectonophysics* 399, 399-420, doi: 10.1016/j.tecto.2004.12.032.
- Pascual, R., Archer, M., Ortiz Jaureguizar, E., Prado, J.L., Godthelp, H., Hand, S.J., 1992. First discovery of monotremes in South America. *Nature* 356, 704-706, doi: 10.1038/356704a0.
- Pérez-Díaz, L., Eagles, G., 2014. Constraining South Atlantic growth with seafloor spreading data. *Tectonics* 33, doi: 10.1002/2014TC003644.
- Peroni, J., 2012. Modelado geofísico-geológico de plutones en las Islas Grande de Tierra del Fuego (Argentina) y Navarino (Chile), PhD thesis, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Argentina ed.
- Poblete, F., Arriagada, C., Roperch, P., Astudillo, N., Hervé, F., Kraus, S., Le Roux, J.P., 2011. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 299-313, doi: 10.1016/j.epsl.2010.12.019.
- 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, doi: 10.1002/2014tc003555.
- Rapalini, A., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294, doi.
- Rapalini, A., Peroni, J., Luppó, T., Tassone, A., Cerredo, M.E., Esteban, F., Lippai, H., Vilas, J.F., Accepted. Paleomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: Implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, doi.
- Renne, P.R., Balco, G., Ludwig, K.R., Mundil, R., Min, K., 2011. Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of ^{40}K decay constants and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology" by P.R. Renne et al. (2010). *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 5097-5100, doi: 10.1016/j.gca.2011.06.021.
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chem. Geol.* 145, 117-152, doi: 10.1016/S0009-2541(97)00159-9.
- Roddick, J.C., Cliff, R.A., Rex, D.C., 1980. The evolution of excess argon in alpine biotites- A $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 48, 185-208, doi.
- Ruffet, G., Feraud, G., Amouric, M., 1991. Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1675-1688, doi.

- Ruffet, G., Féraud, G., Balèvre, M., Kiénast, J.-R., 1995. Plateau ages and excess argon in phengites: an ^{40}Ar - ^{39}Ar laser probe study of Alpine micas (Sesia Zone, Western Alps, northern Italy). *Chem. Geol.* 121, 327-343, doi: 10.1016/0009-2541(94)00132-R.
- Salgado, L., Gasparini, Z., 2006. Reappraisal of an ankylosaurian dinosaur from the Upper Cretaceous of James Ross Island (Antarctica). *Geodiversitas* 28, 119-135, doi.
- Sandwell, D.T., Müller, R.D., Smith, W.H.F., Garcia, E., Francis, R., 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science* 346, 65-67, doi: 10.1126/science.1258213.
- Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, PALEOMAP Project, Arlington, Texas. 52, doi.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa geológico de Chile, Carta Geol. Chile, Versión Digital, No 4, scale 1:1,000,000. Serv. Nac. de Geol. y Minería, Santiago, doi.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews* 113, 212-270, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.
- Sewall, J.O., van de Wal, R.S.W., van der Zwan, K., van Oosterhout, C., Dijkstr, H.A., Scotese, C.R., 2007. Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices. *Clim. Past* 3, 647-657, doi.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., Whitehouse, M.J., 2008. Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chem. Geol.* 249, 1-35, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.
- Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A., Parra, H., 2007. Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34, doi: 10.1029/2007gl031699.
- Smalley, R., Jr., 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, 1070, doi: 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. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 218, 665-683, doi: 10.1144/gsl.sp.2003.218.01.32.
- Storey, B.C., 1991. The crustal blocks of West Antarctica within Gondwana: reconstruction and break-up model, in: Thomson, M.R.A., Crame, J.A., Thomson, J.W. (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 587-592.
- Suárez, M., Hervé, M., Puig, G.A., 1985. Carta geológica de Chile, 1:250.000. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. XII región. Serv. Nac. de Geol. y Minería 65, 1-113, doi.
- Suárez, M., Pettigrew, T.H., 1976. An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geol. Mag.* 113, 305-328, doi: 10.1017/S0016756800047592.
- Tauxe, L., Watson, G.S., 1994. The fold test: an eigen analysis approach. *Earth Planet. Sci. Lett.* 122, 331-341, doi: [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90006-X](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(94)90006-X).
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., 2014. Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development. *Glob. Planet. Chan.*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.07.019.
- Turner, G., 1971. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from the lunar Maria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 11, 169-191, doi.
- Watts, D.R., Watts, G.C., Bramall, A.M., 1984. Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula. *Tectonics* 3, 333-346, doi: 10.1029/TC003i003p00333.
- Wegener, A., 1929. *The Origin of Continents and Oceans*, 4th ed. Dover Publications, New York.
- Wilson, T.J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103, 98-111, doi.

5

5. Discusiones y conclusiones

El estudio paleomagnético realizado en Patagonia, al sur de los 50° S, nos ha permitido caracterizar la evolución tectónica de la Curvatura Patagónica e integrarlo en un modelo paleogeográfico. En este apartado presentaré las discusiones y conclusiones generales que se desprenden de esta tesis.

RESUMEN

- Patrón de rotaciones fueguino y sus implicancias
- El concepto de Oroclino
- Reconstrucciones paleogeográficas del sistema Patagonia-Península Antártica
- Conclusiones

Una de las grandes interrogantes sobre la evolución tectónica de los Andes Australes es si la curvatura observada en planta es un arco primario, o bien producto de rotaciones tectónicas en torno a un eje vertical (Burns et al., 1980; Cunningham, 1993; Cunningham et al., 1991; Dalziel et al., 1973; Dalziel et al., 2013; Diraison et al., 2000; Ghiglione y Cristallini, 2007; Maffione et al., 2010; Ramos y Aleman, 2000; Rapalini, 2007; Rapalini et al., 2008; Rapalini et al., 2015). Responder a esta pregunta es crucial para comprender los mecanismos de formación de los Andes Australes y su relación con la Península Antártica; su integración en modelos paleogeográficos tiene un profundo impacto para el intercambio faunístico entre Sudamérica con parte de Gondwana Oriental, así como en modelos paleoclimáticos.

El área de estudio de esta tesis abarca entre los 50° S y 55.5° de latitud sur, donde se recolectaron alrededor de 130 sitios. Los sitios con resultados paleomagnéticos se ubican al sur de los 53.5° de latitud sur, mientras que al norte, todos los sitios mostraron magnetizaciones inestables. Esta nueva base de datos representa un aumento de más del 200% en el número de datos paleomagnéticos con significado tectónico (de 27 a 67 sitios paleomagnéticos), además de un aumento en el área abarcada (Canal Murray, Brazo Sur del Canal Beagle, Canal Ballenero, Península Brecknock, Península Brunswick y sector interno y oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego).

A continuación presentaré una discusión del patrón de rotaciones centrandola en los siguientes aspectos: (1) El Patrón de Rotación Fueguino: rotación de bloques versus Rotación de un cuerpo rígido; (2) Rotaciones tectónicas: evolución de la Cuenca de Rocas Verdes y Cordillera Darwin; (3) El Concepto de Oroclino: Revisión; (4) Reconstrucciones del sistema Patagonia-Península Antártica y sus implicancias en intercambio faunístico y circulación de corrientes oceánicas.

5.1 Patrón de Rotaciones Fueguinas: rotación de bloques versus bloque rígido

Los nuevos datos publicados, sumados a los reportados por Cunningham et al. (1991) y Rapalini et al. (2015) permiten reconocer un patrón sistemático de rotaciones en la región de los Canales Fueguinos y la Isla Grande de Tierra del Fuego (Fig. 5.1.1).

Los datos paleomagnéticos obtenidos en la parte externa de la faja plegada y corrida de Magallanes, en rocas de edad Paleoceno-Eoceno Temprano muestran nulas rotaciones en el sector de Tierra del Fuego (Maffione et al., 2010; Poblete et al., 2014), mientras que en los alrededores de Isla Dawson—costa oeste de Península Brunswick y de la costa oeste de Tierra del Fuego (Canal Whiteside)—muestran rotaciones antihorarias que oscilan entre 15° y 26° (Poblete et al., 2014) (Fig. 5.1.1). En el sector de Lago Fagnano y Ushuaia, Rapalini et al. (2015) presentan datos paleomagnéticos en rocas de edad Cretácico Superior que sugieren rotaciones antihorarias de 30° (Fig. 5.1.1).

Al sur del Canal Beagle, los datos paleomagnéticos confirman un evento de remagnetización durante el Cretácico medio, registrando rotaciones antihorarias ~90° (Fig. 5.1.1). Los resultados paleomagnéticos en intrusivos de edad Cretácico medio registran rotaciones mayores a 90°, mientras que en intrusivos de edad Cretácico Superior a Eoceno Temprano las rotaciones oscilan entre 45° a 30° (Fig. 5.1.1).

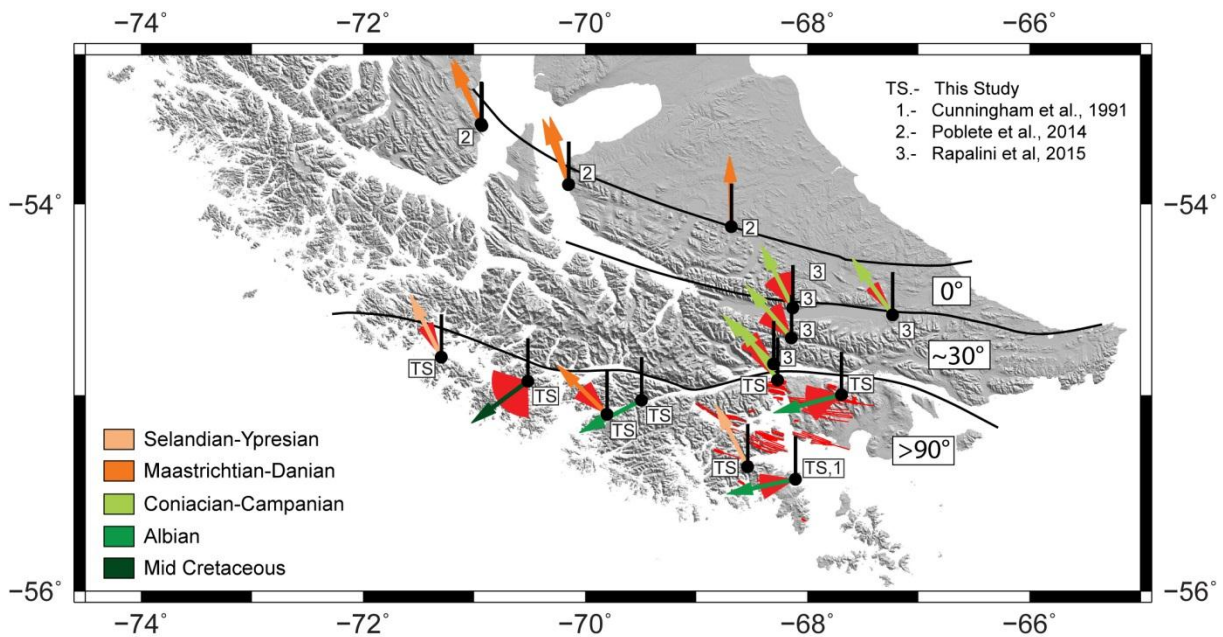


Figura 5.1.1: Compilación de rotaciones tectónicas en los Andes Fueguinos y la faja plegada y corrida de Magallanes. Las flechas representan las rotaciones tectónicas calculadas a partir de las direcciones características; en rojo se grafican los errores. El grado de rotaciones es el ángulo entre la flecha y la línea negra de referencia. Control geográfico del patrón de rotaciones tomado de [Rapalini et al., 2015](#).

El patrón descrito anteriormente sugiere que existe un control temporal en la magnitud de las rotaciones, en donde las rocas más rotadas tienen una edad Cretácico medio y las menos rotadas, Eoceno. Sin embargo, vemos también que las rocas ubicadas en la parte más interna del orogeno registran rotaciones más fuertes que las rocas ubicadas en posiciones externas al orogeno, sugiriendo también un control geográfico en el patrón de rotaciones, en donde las mayores rotaciones se encuentran en el arco y las menos rotadas en el sector externo de la faja plegada y corrida de Magallanes.

Los sistemas de falla transformantes generalmente forman arreglos en echelon y segmentos de pliegues, con zonas de convergencia o divergencia en las uniones de las diferentes ramas del sistema de fallas ([Cunningham y Mann, 2007](#)); geometrías de *stepover* (*releasing o restraining*) y de flores (positivas o negativas) son también comunes en sistema de fallas de rumbo ([McClay y Bonora, 2001](#)). Por lo tanto, las áreas afectadas por una tectónica de rumbo presentan una compleja deformación, asociada a la interacción de fallas de rumbos, inversas y normales generando importantes basculamientos y rotaciones. En el área de estudio, uno de los principales rasgos estructurales son los sistemas de falla transformante Magallanes-Fagnano y Canal Beagle ([Cunningham, 1993](#); [Klepeis, 1994a](#); [Klepeis y Austin, 1997](#); [Lodolo et al., 2003](#); [Smalley et al., 2007](#); [Torres-Carbonell et al., 2008](#)), donde se han reconocido una serie de lineamientos estructurales atribuidos a la actividad de estos sistemas (Fig. 5.1.2).

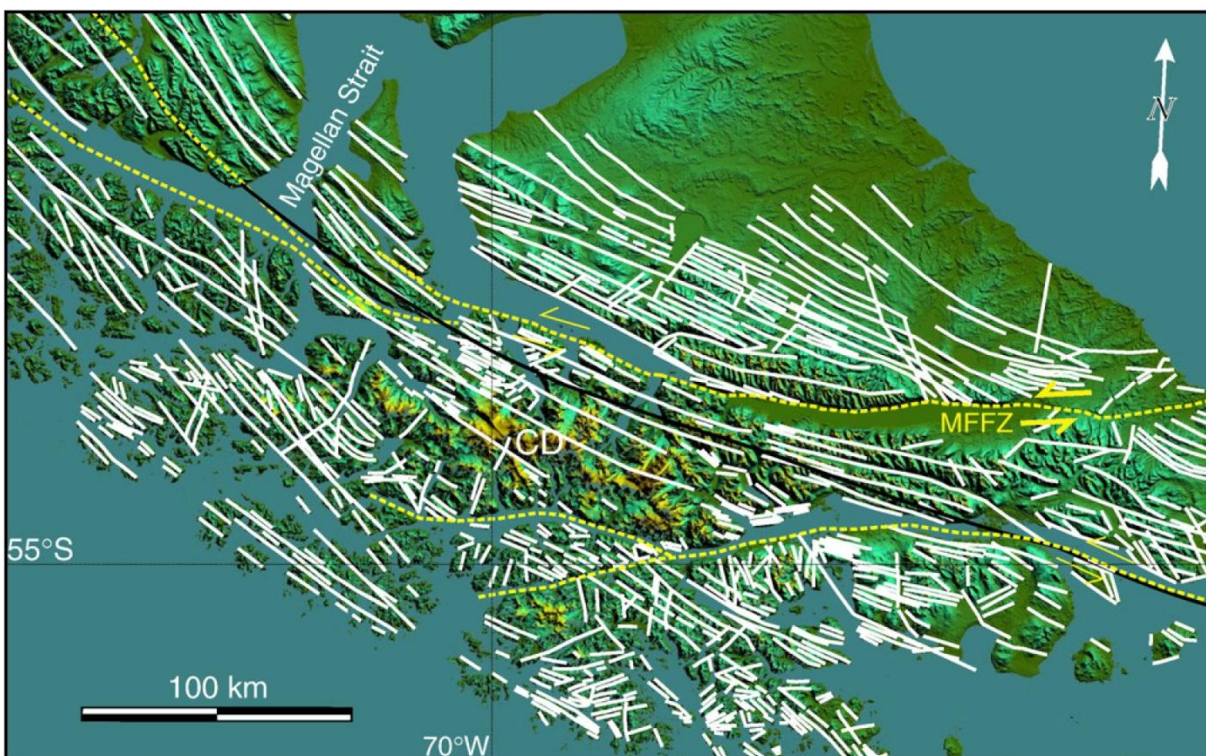


Figura 5.1.2: Principales sistemas de fallas transformantes en el área de estudio (líneas punteadas amarillas) y lineamientos estructurales. Tomado de (Glasser y Ghiglione, 2009).

Lo anterior implica que una de las mayores dificultades en la interpretación de los datos paleomagnéticos es determinar si las rotaciones observadas son producto de rotaciones de bloques asociada a una tectónica de rumbo, o bien debido a la rotación antihoraria de la Cordillera Fueguina como un cuerpo rígido. En este sentido, modelos opuestos proponen que los cerca de 90° observados en los Andes Fueguinos son debido a una tectónica de desgarre (Cunningham, 1993) o bien a un plegamiento oroclinal (Dalziel et al., 1973).

A pesar que no existe consenso en el inicio de la actividad de la tectónica de rumbo en la región, esta habría comenzado posterior al Eoceno Superior, y a los principales eventos compresivos que afectaron la región. Por lo tanto, si los patrones de rotaciones fueran producto de bloques limitados por fallas de rumbo, estas deberían desplazar las estructuras asociadas a los eventos compresivos, caso que no ocurre (Rapalini et al., 2015). En este mismo sentido, nuestros datos obtenidos en la región de Isla Navarino y Península Hardy muestran 90° de rotación que no desplazan los trenes estructurales observados en el área. Finalmente, si las rotaciones fuesen relacionadas a una tectónica de rumbo de edad Cenozoico, estas deberían tener magnitudes independientes de la edad, con variaciones importantes en la inclinación, lo que contrasta con el patrón de rotaciones observado.

Por lo tanto, los resultados paleomagnéticos sugieren que los Andes Fueguinos rotaron como un bloque rígido, en donde la deformación asociada a la tectónica transformante de edad cenozoica sería menor.

5.2 Rotaciones tectónicas y su relación con la evolución de la cuenca de Rocas Verdes y el complejo metamórfico Cordillera Darwin.

Como vimos anteriormente, el patrón de rotaciones antihorarias en Patagonia está controlado geográficamente: (Fig. 5.1.1), en donde las mayores rotaciones se encuentran en el sector del Canal Beagle, y nulas rotaciones en la parte externa de la faja plegada y corrida de Magallanes; y temporalmente: en donde las magnitudes de estas decrecen con la edad de la magnetización, especialmente en el sector al sur del Canal Beagle.

Para explicar el patrón detallado anteriormente se propone que la curvatura de Patagonia se formó en 3 etapas:

1. 120-100 Ma: en esta etapa se propone que el Bloque Navarino, constituido por la parte más interna del Orogeno (Fig. 5.1.1 y 5.3.1), habría formado un margen recto, y separado del margen curvo del continente estable por la cuenca de Rocas Verdes.
2. 100-85 Ma: durante el cierre y obducción de la cuenca de Rocas Verdes ocurre parte de la rotación del orogeno en torno a un eje vertical. Este bloque habría chocado contra el margen parcialmente curvado del continente estable (Fig. 5.3.1a-b).
3. 85-50 Ma: las rotaciones continuaron durante el Cretácico Tardío y el paleoceno, concomitantes con la exhumación de Cordillera Darwin y el avance de la faja plegada y corrida. En esta etapa las rotaciones estarían relacionadas a acortamiento diferencial y no a procesos de cierre y obducción como en la primera parte (Fig. 5.3.1c-d).

Es importante destacar que la parte más externa de la faja plegada y corrida de Magallanes no registra rotaciones por lo que la forma de esta parte del orogeno sería una forma heredada.

5.3 El concepto de Oroclino: revisión a partir del Patrón de Rotaciones Fueguino.

En gran medida, la ciencia se trata de llegar a definiciones y clasificaciones, en particular, aquellas que permiten decir porque una cosa es lo que es (Ledford, 2008). El proceso de definir y clasificar “esa cosa” está en constante evolución, y lleva implícito un grado de subjetividad, principalmente al momento de elegir el o los criterios que se utilizaran.

El concepto de oroclino, y de orógenos curvos en general, no es la excepción. Como se vio en la introducción, la clasificación de orógenos curvos ha sido realizada en torno a 3 criterios principales: (1) corteza involucrada en la deformación, (2) campo vectorial de desplazamiento y el patrón de rotaciones, (3) y finalmente, las características cinemáticas de su evolución. Todos estos esquemas asumen que la deformación ocurre al interior del orógeno curvado.

Al analizar el patrón de rotaciones fueguinos, este sugiere que las rotaciones ocurrieron en dos etapas: una primera etapa, relacionada al cierre y colapso de la cuenca de Rocas Verdes durante el Cretácico; y una segunda etapa, durante el Paleoceno, asociada a deformación cortical y al avance de la cuña orogénica (Fig. 5.3.1a-d). En este modelo, parte de la rotación observada en el bloque Navarino está relacionada al cierre y obducción de la cuenca de Rocas Verdes. El fin de los procesos de obducción en los Andes Fueguinos marca el inicio de la segunda etapa de rotaciones. En este caso, las rotaciones observadas están asociadas a deformación y exhumación de la Cordillera Darwin, y posiblemente a acortamiento diferencial de la faja plegada y corrida de Magallanes.

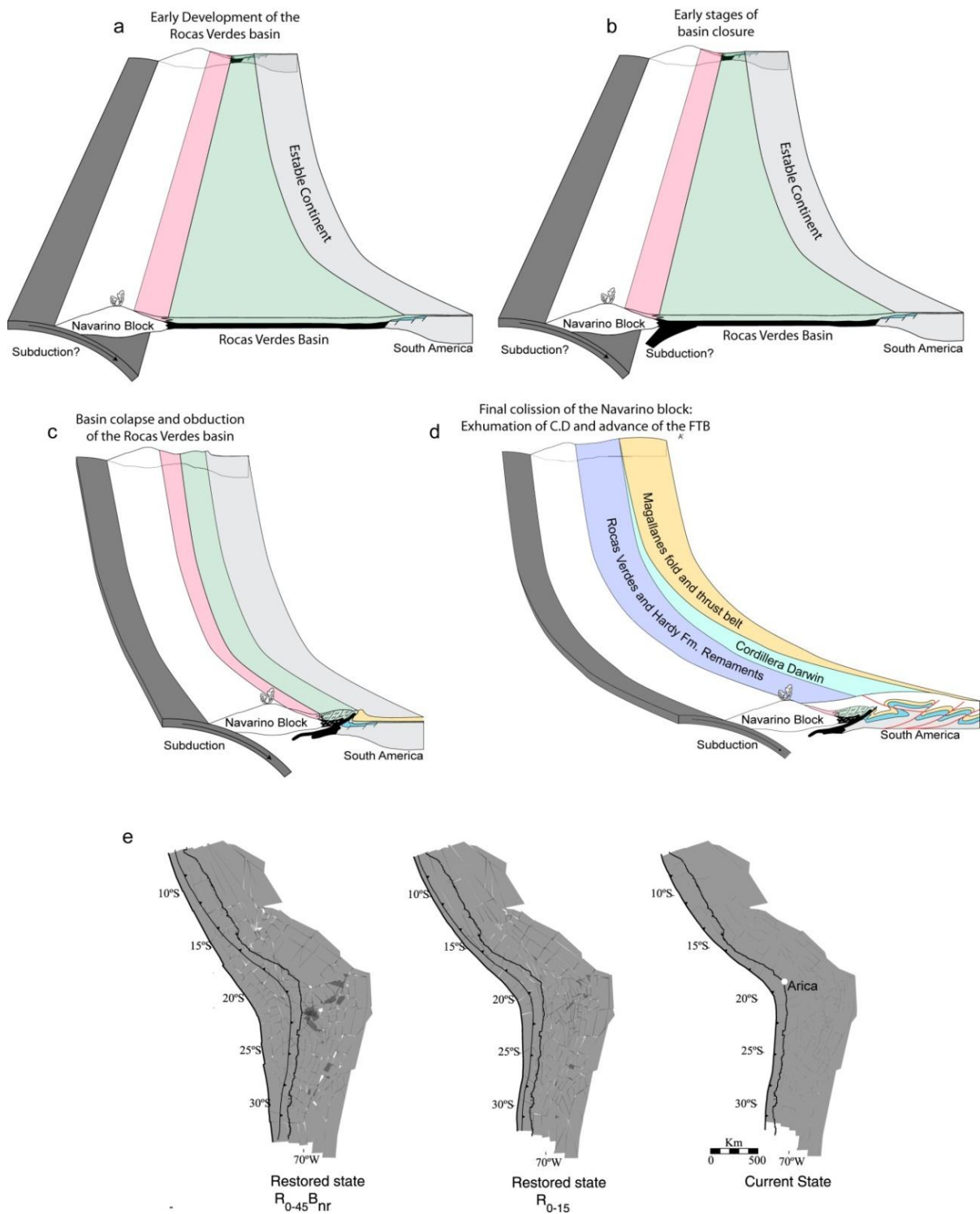


Figura 5.3.1: Modelo esquemático de la evolución de los Andes Fueguinos (a-d) y del Oroclino Boliviano (modificado de [Arriagada et al. \(2008\)](#)) (e). Los perfiles en a-d son modificados de ([Klepeis et al., 2010](#)).

Como vimos anteriormente, el concepto de oroclino no solo involucra la rotación de un orógeno originalmente recto, sino que además deformación interna del orógeno. Uno de estos ejemplos es el Oroclino Boliviano, sector de los Andes Centrales donde el margen Sudamericano y sus principales estructuras cambian desde una orientación N-W a una N-S, al sur de la ciudad de Arica (Fig. 5.3.1e). [Isacks \(1988\)](#) propuso que el Oroclino Boliviano era una característica

adquirida durante el neógeno, controlada principalmente por estreses en la litosfera, involucrando rotaciones de bloques a ambos lados del eje de simetría. A pesar que los datos paleomagnéticos (Arriagada et al., 2006; Lamb, 2001; Roperch y Carlier, 1992; Somoza et al., 1996) confirman el patrón de rotaciones propuesto por Isacks (1988), estudios posteriores han propuestos que el Oroclino Boliviano se construyó durante el Eoceno-Oligoceno como respuesta a acortamiento diferencial, flujo cortical y transporte de masa (Arriagada et al., 2008).

Los datos paleomagnéticos en los Andes Australes y Centrales muestran un patrón que sugiere rotaciones en torno a un eje vertical. Sin embargo, la evolución tectónica y sus mecanismos de formación en ambos oroclinos, como son conocidos en la literatura, son bastante diferentes (Fig. 5.3.2). En efecto, la formación de la curvatura en Patagonia involucra la rotación de un bloque para-autóctono que fue separado del continente por el desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes. La primera etapa de las rotaciones está asociada al colapso de esta cuenca y no a deformación interna del bloque rotado. Esto contrasta con la formación del Oroclino Boliviano, el cual es producto de deformación interna del orógeno asociada, entre otros, a acortamiento diferencial. En este sentido, la curvatura en Patagonia no sería un oroclino s.str; el Oroclino Boliviano, considerado el ejemplo por excelencia, tampoco, dado que este último se construye a medida que se adquiere la curvatura y no anterior a la adquisición de la curvatura (Fig. 5.3.1).

El termino Oroclino, al menos en estos dos casos, a evolucionado más allá de la definición original de Carey, 1956. Es por esto que se propone usar el termino Oroclino en su sentido más laxo, es decir, como un orógeno curvo, sin dar una idea sobre el origen y mecanismo.

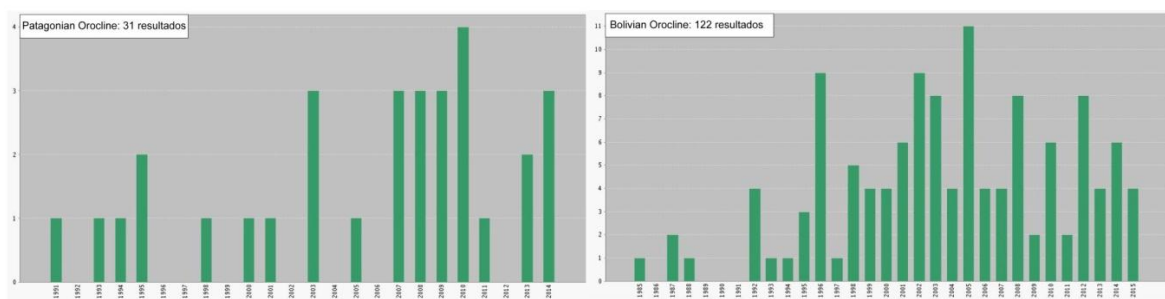


Figura 5.3.2: Histograma con el número de publicaciones que tienen por sujeto el término “Bolivian Orocline” y “Patagonian Orocline”. Para la búsqueda se usó el sitio Web of Knowledge. No se encontraron resultados para “Patagonian Bend” o similares

5.4 Reconstrucciones Paleogeográficas

Reconstrucciones paleogeográficas muestran que la evolución tectónica de Patagonia y la Península Antártica están íntimamente ligadas. Es por esto, que una parte de la tesis era generar un modelo paleogeográfico que ligara la evolución tectónica de Patagonia con la Península Antártica (Fig. 5.4.1, 5.4.2)

Uno de los problemas más grandes sobre las reconstrucciones paleogeográficas anteriores a los 120 Ma es la falta de datos que permitan constreñir la posición de la Península Antártica con respecto a Patagonia. La evolución del Mar de Weddell es crítica para comprender la evolución tectónica de la Península Antártica y su posible relación con el desarrollo de la cuenca de Rocas Verdes. Sin embargo, la baja intensidad de las anomalías magnéticas en el margen oeste del Mar de Weddell, el gran espesor del relleno sedimentario y en particular, la desaparición de todo el flanco norte producto del desarrollo del Mar de Scotia, hacen que exista una gran discrepancia para anomalías anteriores a la anomalía M0 (120.4 Ma) (Ghidella et al., 2007). El

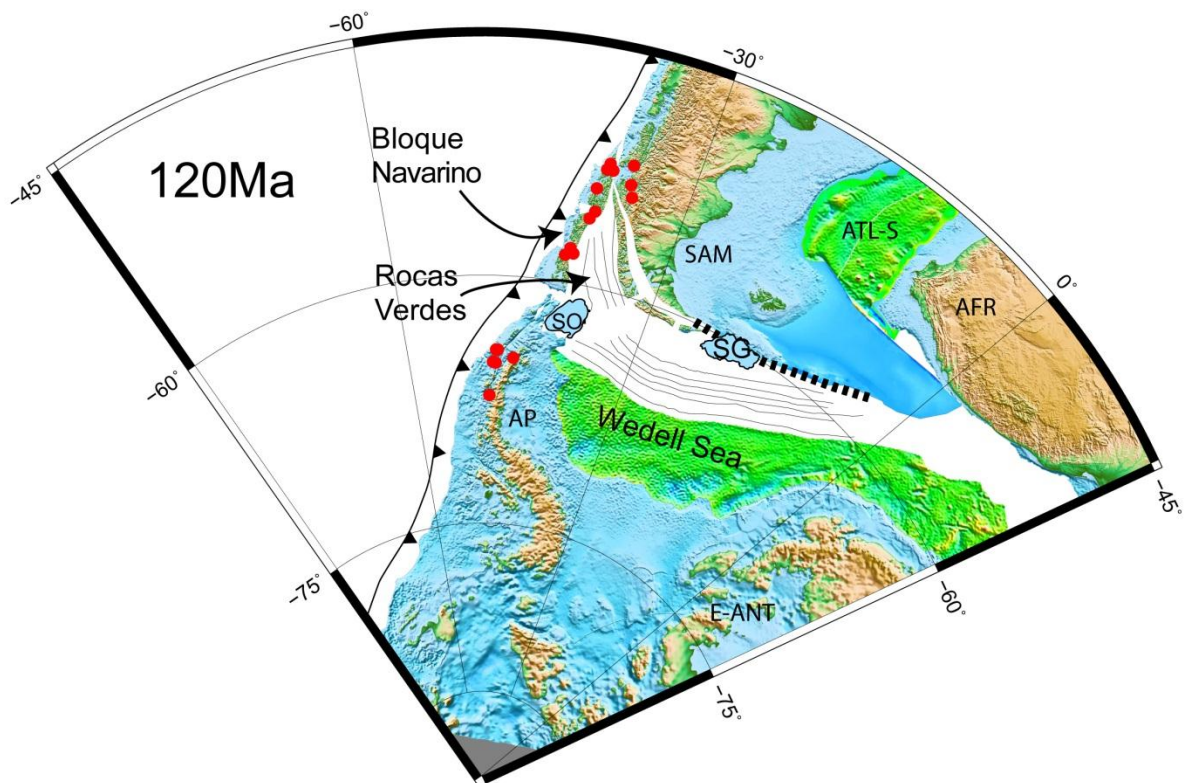
Paleomagnetismo es otra herramienta que podría entregar luces a la evolución tectónica de la región. Sin embargo, tanto en la Península Antártica ([Poblete et al., 2011](#)) como en Patagonia ([Cunningham et al., 1991](#)), las rocas de edad pre-Cretácicas están afectadas por un evento de remagnetización que impide determinar las paleolalitudes de ambas regiones anteriores al desmembramiento de Gondwana y durante las primeras etapas del quiebre de Gondwana.

Otra de las dificultades en las reconstrucciones paleogeográficas anterior a los 120 Ma., es la disección de América del Sur, en particular la división de Patagonia por la zona de Falla de Gastre: una serie de fallas de rumbo dextral (con una reducida componente vertical) que habrían actuado durante las primeras etapas del desmembramiento de Gondwana ([Rapela et al., 1991](#)). [König y Jokat \(2006\)](#) en su modelo paleogeográfico, propone que esta falla habría desplazado Patagonia con respecto al resto de América del Sur al menos 300 Km entre los 147 y 140 Ma, mientras que [Seton et al. \(2012\)](#) propone un desplazamiento de 200 Km entre los 147 y los 120 Ma. Sin embargo, estudios de [von Gosen y Loske \(2004\)](#) y [Zaffarana et al. \(2010\)](#) indican que la zona de falla de Gastre no muestra evidencias de estar activa durante el Jurásico, discrepando con los modelos paleogeográficos mencionados. Resolver la diferencia de 300-200 Km en el margen pacífico de Gondwana asociado a la Zona de Falla Transcontinental de Gastre es crítica dado los espacios que genera, especialmente en el extremo sur de América del Sur.

Dadas las incertidumbres en los modelos paleogeográficos previos a los 120 Ma, las reconstrucciones fueron realizadas posteriores a esta edad. En las reconstrucciones se utilizó el programa Gplates, integrando los datos de rotaciones observados en Patagonia (Fig. 5.4.1). En estas reconstrucciones Patagonia y la Península Antártica forman un margen continuo entre los 120 Ma y los 60 Ma, el cual se separa posterior a los 50 Ma, durante la apertura del Paso de Drake.

A los 120 Ma la cuenca de Rocas Verdes habría estado completamente abierta, y bordeada en su margen pacífico por un arco magmático rectilíneo; la Península Antártica y Patagonia habrían estado conectadas por sus extremos. En este modelo, el arco magmático sería un bloque para autóctono con respecto a América del Sur. Entre los 120 y los 100 Ma, parte de la corteza continental de la cuenca de Rocas Verdes es consumida por subducción hacia el oeste ([Cunningham, 1995](#); [Kraemer, 2003](#); [Mpodozis y Rojas, 2006](#)).

Figura 5.4.1 (Abajo): Etapa inicial del modelo propuesto para evolución paleogeográfica del sistema Patagonia-Península Antártica. La siglas son: SAM, Sudamérica; ATL-S, Atlántico Sur; AFR, África; SO, Islas Orcadas del Sur; SG, Islas Georgias del Sur, AP; Península Antártica; E-ANT, Antártica Oriental. La línea punteada marca una hipotética zona de deformación en la región de las Islas Georgias del Sur. Los puntos rojos son edades radiométricas recopiladas de la literatura en un intervalo de edad 130-120 Ma. A partir de los 120 Ma la Península Antártica esta fija con respecto a Antártica Oriental ([Poblete et al. \(2011\)](#) y [referencias allí citadas](#)). El bloque Navarino esta separado del resto de Sudamérica por la cuenca de Rocas Verdes, y forma un margen recto con la Península Antártica. El margen occidental de Sudamérica esta restaurado de acuerdo a los datos paleomagnéticos de ([Poblete et al., 2014](#)) y estructurales de [Klepeis et al. \(2010\)](#) Klepeis et al., 2010.



Entre los 100 y los 80 Ma (Fig. 5.4.2) ocurre el cierre de la cuenca de Rocas Verdes y la obducción de la losa oceánica sobre el margen curvo de América del Sur. Durante esta etapa se habrían generado parte de las rotaciones observadas. La tectónica compresiva continúa durante el Cretácico Superior y el Paleoceno, produciendo el cierre final de la cuenca de Rocas Verdes y la colisión del bloque para-autóctono con el continente (Fig. 5.4.2). Durante esta etapa se produce la exhumación de la Cordillera Darwin y alrededor de 40° de rotación en sentido antihorario. Posterior a los 60 Ma, se produce el avance de la faja plegada y corrida de Magallanes hacia el antepaís registrando un acortamiento de más 100 km.

Durante la formación del Oroclino Patagónico, la Península Antártica registra un movimiento latitudinal hacia el norte pero sin rotaciones (Poblete et al., 2011) lo que sugiere que esta habría actuado como un bloque rígido no-rotacional, facilitando el desarrollo de la formación del Oroclino. La formación de la curvatura ocurrió anterior a los 40 Ma, es decir, no existiría una relación entre la apertura del Paso Drake, y los eventos climáticos relacionados a este evento, con la formación del Oroclino Patagónico.

En el modelo paleogeográfico propuesto, la Península Antártica y Patagonia habría formado un puente terrestre que habría conectado Gondwana Occidental con Sudamérica. Esta configuración del margen de Gondwana podría haber permitido el intercambio faunístico entre ambas regiones como ha sido propuesto por diversos autores (Albino, 2011; Archer et al., 1985; Pascual et al., 1992); por otro lado, podría haber limitado las corrientes marinas profundas entre el Océano Pacífico y Atlántico Sur, por lo que debe ser tomado en cuenta en modelos paleoclimáticos que usen como datos de entrada elementos paleobatimétricos y paleotopográficos (Sewall et al., 2007).

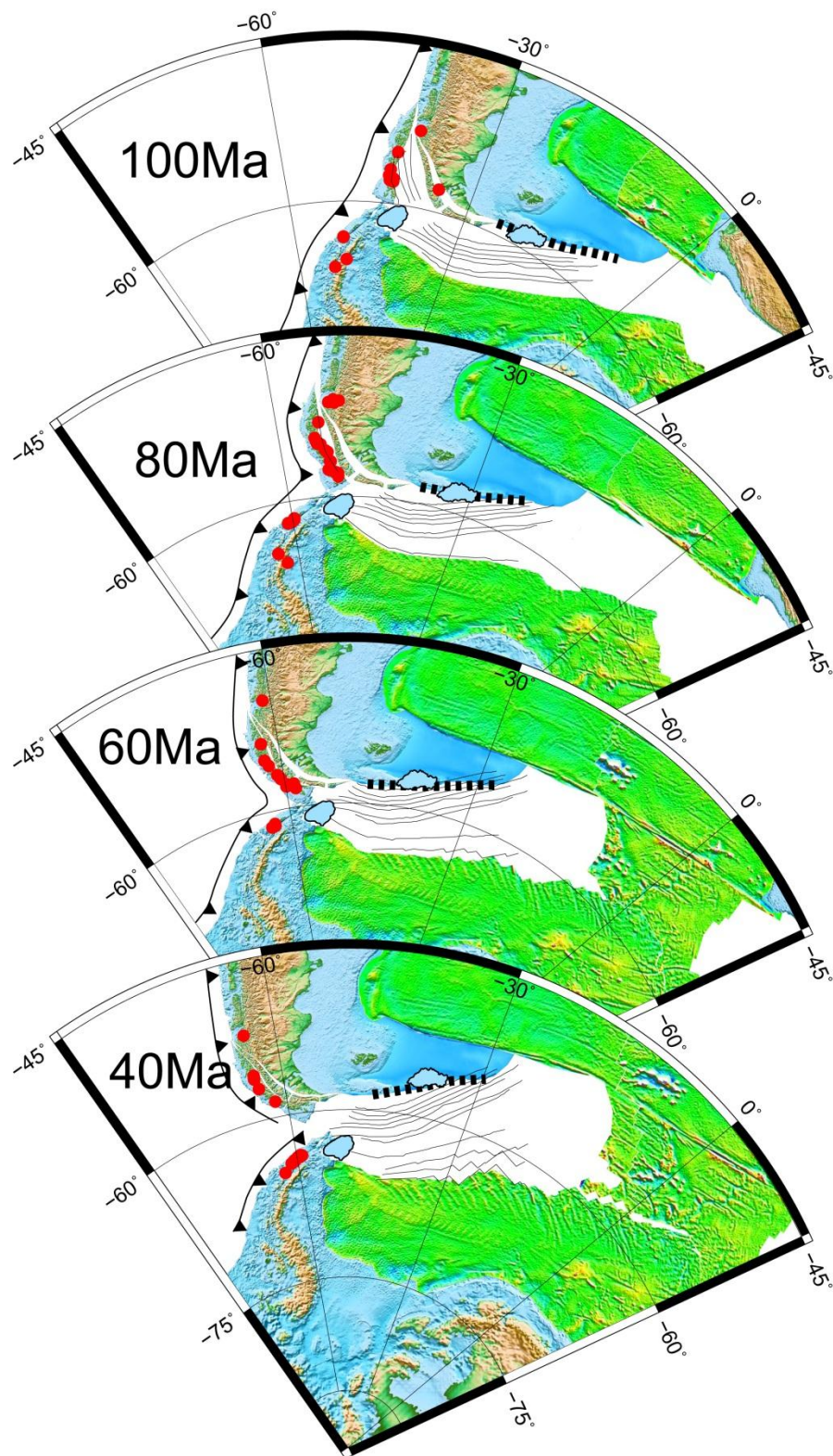


Figura 5.4.2: Reconstrucciones paleogeográficas entre los 100 Ma y los 40 Ma. En este modelo la Península Antártica está ubicada al sur del extremo sur de Sudamérica, formando un margen continuo y sin registrar mayores rotaciones ni traslaciones. En este contexto la Península Antártica habría servido como un bloque rígido no-rotacional ayudando a la formación del Oroclino Patagónico. El Paso Drake se abre posterior a los eventos principales de rotación, es decir, no existe relación entre la formación del Oroclino Patagónico y la apertura del Paso Drake.

5.5 Conclusiones Generales

A pesar que los datos obtenidos no permiten refinar los modelos sobre la configuración inicial del sistema Patagonia-Península Antártica (anterior al evento de remagnetización), es posible concluir que:

- Las lineaciones de la AMS en la faja plegada y corrida de Magallanes siguen, a escala regional, el rumbo de las principales estructuras, sugiriendo un cambio en las direcciones de acortamiento. Sin embargo, a escala local existen diferencias entre la lineación magnética y el rumbo de las estructuras, que pueden ser explicadas por un cambio en la dirección de acortamiento posterior a la adquisición de la lineación. En el sector del Canal Murray, la AMS está controlada por procesos tectónicos que obliteraron por completo la fábrica original. Las fabrica magnética en rocas intrusivas muestreadas en el Canal Beagle y alrededores, muestran un patrón aleatorio, y que no están relacionados a un stress tectónico de carácter regional.
- Los resultados paleomagnéticos obtenidos en rocas sedimentarias y volcanoclásticas del Cretácico Inferior confirman una remagnetización durante el Cretácico medio. Resultados similares obtenidos en la Península Antártica no permiten describir la evolución tectónica de ambas regiones anterior al evento de remagnetización. Pero sugieren un evento tectono-magmático de carácter regional.
- Los resultados paleomagnéticos muestran un patrón sistemático de rotaciones, en donde las magnitudes están controladas temporal y geográficamente. Las rotaciones de mayor magnitud se encuentran en rocas de edad Cretácico medio, mientras que las rocas de edad Cretácico Tardío a Eoceno registran rotaciones antihorarias entre $\sim 45^\circ - 30^\circ$. Sin embargo, las rocas de edad Paleoceno ubicadas en el sector medio de Tierra del Fuego (faja plegada y corrida de Magallanes) no registran rotaciones, lo que sugiere que las magnitudes de estas disminuyen de sur a norte (hacia el antepaís).
- Un resultado mayor de esta tesis es que la estabilidad en la magnitud de las rotaciones, a una edad dada, apoya un plegamiento del extremo sur de Patagonia, más que a un mecanismo relacionado a rotación de micro bloques, producto de una tectónica de rumbo sinistral. Estas rotaciones deben ser tomadas en cuenta para el cálculo de acortamiento en la región.
- Finalmente, el patrón de rotaciones fueguino apoya un plegamiento del borde Pacífico del orógeno en torno a un eje vertical durante el colapso y obducción de la Cuenca de Rocas Verdes. Estas rotaciones continuaron durante el Cretácico Tardío y el Paleoceno, asociadas posiblemente a acortamiento diferencial, y concomitantes con la exhumación de Cordillera Darwin y el avance de la faja plegada y corrida de Magallanes hacia el antepaís. Los resultados obtenidos en la parte externa de Tierra del Fuego no muestran rotaciones lo que sugiere que la curvatura de la faja plegada y corrida de Magallanes sería una estructura heredada.

5.5 Referencias

- Albino, A.M., 2011. Evolution of Squamata Reptiles in Patagonia based on the fossil record. *Biol. J. Linn. Soc.* 103, 441-457, doi.
- Archer, M., Flannery, T.F., Ritchie, A., Molnar, R.E., 1985. First Mesozoic mammal from Australia—an early Cretaceous monotreme. *Nature* 318, 363-366, doi: 10.1038/318363a0.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Cobbold, P.R., 2008. Paleogene building of the Bolivian Orocline: Tectonic restoration of the central Andes in 2-D map view. *Tectonics* 27,TC6014, doi: 10.1029/2008tc002269.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., Fernandez, R., 2006. Paleomagnetism and tectonics of the southern Atacama Desert (25-28°S), northern Chile. *Tectonics* 25, n/a-n/a, doi: 10.1029/2005tc001923.
- Burns, K.L., Rickard, M.J., Belbin, L., Chamalaun, F., 1980. Further palaeomagnetic confirmation of the Magallanes Orocline. *Tectonophysics* 63, 75-90, doi: 10.1016/0040-1951(80)90108-0.
- Cunningham, W.D., 1993. Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline. *Tectonics* 12, 169-186, doi: 10.1029/92tc01790.
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics* 244, 197-229, doi: 10.1016/0040-1951(94)00248-8.
- 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. *J. Geophys. Res.* 96(B10), 16061-16067, doi: 10.1029/91jb01498.
- Cunningham, W.D., Mann, P., 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 290, 1-12, doi: 10.1144/sp290.1.
- Dalziel, I.W.D., Kligfield, R., Lowrie, W., Opdyke, N.O., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarctic, in: Tarling, D.H., Runcorn, S.K. (Eds.), *Implications of Continental drift to the Earth Sciences*. Academic Press, New York, pp. 37-101.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- 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, 91-119, doi: 10.1016/s0040-1951(99)00255-3.
- Ghidella, M.E., Lawver, L.A., Marensi, S., Gahagan, L.M., 2007. Modelos de cinemática de placas para Antártida durante la ruptura de Gondwana: una revisión. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 62, 636-646, doi.
- Ghiglione, M.C., Cristallini, E.O., 2007. Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology* 35, 13-16, doi: 10.1130/g22770a.1.
- Glasser, N.F., Ghiglione, M.C., 2009. Structural, tectonic and glaciological controls on the evolution of fjord landscapes. *Geomorphology* 105, 291-302, doi: 10.1016/j.geomorph.2008.10.007.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* 93, 3211-3231, doi: 10.1029/JB093iB04p03211.
- Klepeis, K.A., 1994a. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *J. Geophys. Res.* 99(B11), 22001-22014, doi: 10.1029/94JB01749.
- Klepeis, K.A., Austin, J.A., 1997. Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics* 16, 755-776, doi: 10.1029/97TC01611.
- Klepeis, K.A., 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, 1-24, doi: 10.1029/2009tc002610.
- König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 111, B12102, doi: 10.1029/2005jb004035.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *J. South Am. Earth Sci.* 15, 731-748, doi: 10.1016/s0895-9811(02)00132-3.
- Lamb, S., 2001. Vertical axis rotation in the Bolivian orocline, South America: 1. Paleomagnetic analysis of Cretaceous and Cenozoic rocks. *J. Geophys. Res.* 106, 26605-26632, doi: 10.1029/2001JB900012.
- Ledford, H., 2008. Disputed definitions. *Nature* 455, 1023-1028, doi.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A., Lippai, H., 2003. Magallanes-Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22, 1076, doi: 10.1029/2003TC001500.

- 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 Planet. Sci. Lett.* 289, 273-286, doi: 10.1016/j.epsl.2009.11.015.
- McClay, K.R., Bonora, M., 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin* 85, 233-260, doi.
- Mpodozis, C., Rojas, L., 2006. Orogénesis en los Andes Patagónicos Australes de Tierra del Fuego: Cierre de una "cuenca marginal" o colisión intracontinental?, XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 7 - 11 Aug.
- Pascual, R., Archer, M., Ortiz Jaureguizar, E., Prado, J.L., Godthelp, H., Hand, S.J., 1992. First discovery of monotremes in South America. *Nature* 356, 704-706, doi: 10.1038/356704a0.
- Poblete, F., Arriagada, C., Roperch, P., Astudillo, N., Hervé, F., Kraus, S., Le Roux, J.P., 2011. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula. *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 299-313, doi: 10.1016/j.epsl.2010.12.019.
- 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, doi: 10.1002/2014tc003555.
- Ramos, V.A., Aleman, A., 2000. Tectonic evolution of the Andes, in: Cordani, U.e.a. (Ed.), *Tectonic evolution of South America: Rio de Janeiro, Brazil: Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, In-Folio Produçao Editorial*, p. 635-685.
- Rapalini, A., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294, doi.
- Rapalini, A.E., Calderón, M., Singer, S., Hervé, F., Cordani, U., 2008. Tectonic implications of a paleomagnetic study of the Sarmiento Ophiolitic Complex, southern Chile. *Tectonophysics* 452, 29-41, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.005.
- Rapalini, A.E., Peroni, J., Luppo, T., Tassone, A., Cerredo, M.E., Esteban, F., Lippai, H., Franciscovilas, J., 2015. Palaeomagnetism of Mesozoic magmatic bodies of the Fuegian Cordillera: implications for the formation of the Patagonian Orocline. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, doi: 10.1144/sp425.3.
- Rapela, C.R., Dias, G.F., J.R., F., Alonso, G., Benvenuto, A.R., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Andean Geol* 18, 121-138, doi: 10.5027/andgeoV18n2-a03.
- Roperch, P., Carlier, G., 1992. Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the central Andes of southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 97, 17233-17249, doi: 10.1029/92JB01291.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews* 113, 212-270, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002.
- Sewall, J.O., van de Wal, R.S.W., van der Zwan, K., van Oosterhout, C., Dijkstr, H.A., Scotese, C.R., 2007. Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices. *Clim. Past* 3, 647-657, doi.
- Smalley, R., Dalziel, I.W.D., Bevis, M.G., Kendrick, E., Stamps, D.S., King, E.C., Taylor, F.W., Lauría, E., Zakrajsek, A., Parra, H., 2007. Scotia arc kinematics from GPS geodesy. *Geophys. Res. Lett.* 34, doi: 10.1029/2007gl031699.
- Somoza, R., Singer, S., Coira, B., 1996. Paleomagnetism of upper Miocene ignimbrites at the Puna: An analysis of vertical-axis rotations in the Central Andes. *J. Geophys. Res.* 101, 11387-11400, doi: 10.1029/95JB03467.
- Torres-Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Rev. geol. Chile* 35, 63-77, doi.
- von Gosen, W., Loske, W., 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the "Gastre fault system". *J. South Am. Earth Sci.* 18, 73-88, doi: 10.1016/j.jsames.2004.08.007.
- Zaffarana, C.B., López de Luchi, M.G., Somoza, R., Mercader, R., Giacosa, R., Martino, R.D., 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *J. South Am. Earth Sci.* 30, 151-166, doi: 10.1016/j.jsames.2010.10.003.

Anexo 1

A1. Las Montañas Ellsworth

Las Montañas Ellsworth forma parte del bloque de las Montañas Ellsworth-Whitmore: uno de los 4 bloques corticales que forman la Antártica Occidental. La posición de este bloque en el margen pacífico de Gondwana es tema de debate. Si bien algunos modelos proponen una ubicación entre las montañas Pensacola y las Transantárticas, los datos paleomagnéticos muestran alrededor de 90° de rotación que indicarían una ubicación en, o cercana a, la Bahía de Natal. Como parte del proyecto anillo ACT-105, se realizó un estudio paleomagnético y de anisotropía de susceptibilidad magnética en las Montañas Ellsworth, en donde se recolectaron 15 sitios. A continuación se expondrán algunos resultados preliminares.

RESUMEN

- Las Montañas Ellsworth: contexto tectónico y geología
- Principales resultados
- Discusiones

A1.1 Introducción

Las Montañas Ellsworth, ubicados alrededor de los 78° S y los 85° W, forman parte del bloque cortical Ellsworth-Withmore (Fig. A1.1a), uno de los 4 bloques principales que forma la Antártica Occidental (Dalziel y Elliot, 1982) (esta última, separada de la Antártica Oriental por las montañas Transantárticas).

El bloque Cortical de las Montañas Ellsworth-Withmore, al estar ubicado en el núcleo de la Antártica Occidental (Fig. A1.1a), es una pieza clave para refinar las reconstrucciones paleogeográficas anteriores y durante el quiebre de Gondwana, especialmente en el área del Mar de Weddell. Desde los primeros levantamientos geológicos (llevados a cabo por Campbell Craddock y colegas en los 60s (Dalziel, 2007)), las Montañas Ellsworth se han reconocido como un elemento único dentro del collage de bloques que conforman la Antártica Occidental. Si bien, su geología—rocas sedimentarias de edad Cámbrico Temprano a Pérmico—ha ido correlacionada con rocas de las Montañas Transantárticas y África del Sur (diferenciándose de los otros elementos de Antártica Occidental), las evidencias sedimentológicas en las Montañas Ellsworth indican que este bloque no se vio afectado por los eventos orogénicos del Cámbrico Tardío que afectaron a las otras provincias del margen proto-Pacífico de Gondwana.

La posición del bloque cortical de las Montañas Ellsworth en las reconstrucciones paleogeográficas previas al desmembramiento de Gondwana es otro elemento de debate. (Schmidt y Rowley, 1986) postuló una posición de las Montañas Ellsworth, al oeste de las Montañas Pensacola (coordenadas actuales) y que habrían rotado en sentido horario por medio de fallas de rumbo, durante el quiebre de Gondwana (Fig. A1.1b). Por otro lado, otros autores (Curtis, 2001; Dalziel et al., 2013; Grunow et al., 1987), retomando las ideas de Schopf (1969), ubican a las Montañas Ellsworth en la bahía de Natal (Fig. A1.1.c), completando así, el cinturón orogénico del margen proto pacifico de Gondwana. Recientemente, Elliot et al. (2014), ha propuesto que las Montañas Transantárticas tenían una orientación similar al modelo de Dalziel et al. (2013) (Fig. A1.1c), pero ubicada en una posición más externa.

Diversos estudios paleomagnéticos han sido realizados en el área con el fin constreñir los diferentes modelos propuestos. Watts y Bramall (1981) realizó los primeros estudios paleomagnéticos en la región, en argilitas cámbricas. En este estudio, los autores presentaron direcciones características de alta temperatura (650-670 °C) en 5 sitios. El test de plegamiento positivo para estos sitios (*in situ*: Dec = 357, Inc = 8, a95 = 58; TC: Dec = 22, Inc = 13, a95 = 11) y la baja inclinación de las direcciones características sugieren que la magnetización remanente es una magnetización primaria de edad Cámbrico Superior. Ellos interpretaron estos datos como una rotación de 90° en sentido antihorario del bloque cortical Ellsworth-Withmore. Posteriormente, Grunow et al. (1987), presentó resultados paleomagnéticos en intrusivos graníticos de edad Jurásico Inferior (Toarciense) y

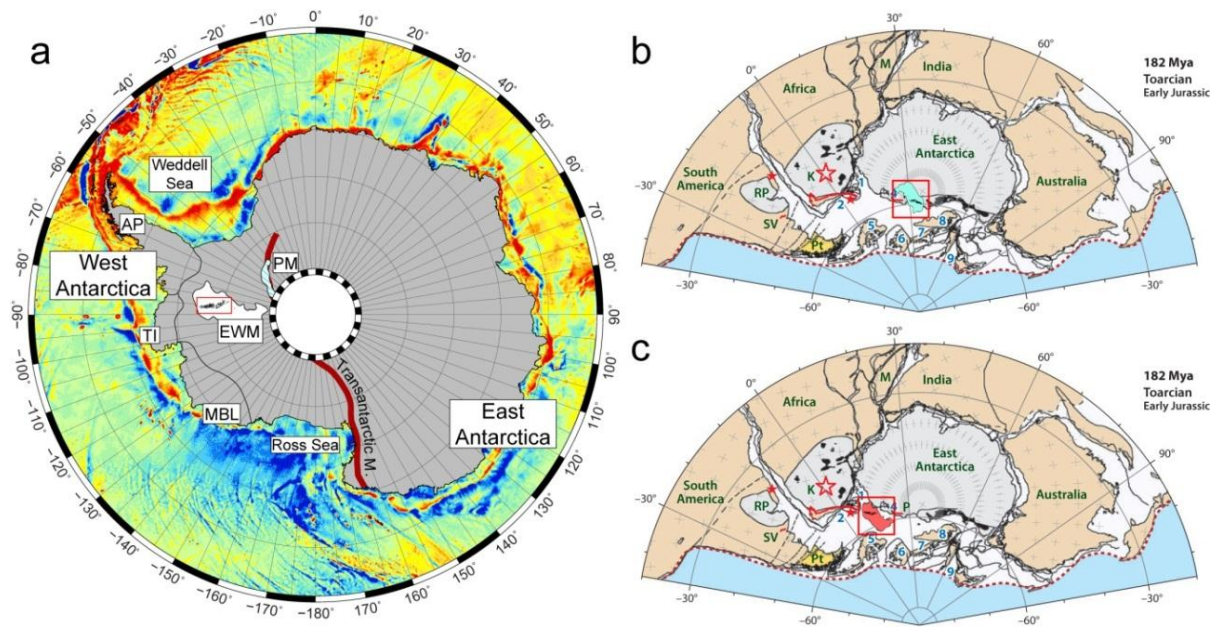


Figura A1.1: a) Antártica. b y c) modelos de la posición de los Montes Ellsworth anterior al quiebre de Gondwana. La figura base está tomada de (Dalziel et al., 2013); b: modelo tomado de (Schmidt y Rowley, 1986); c: modelo de (Dalziel et al., 2013). AP, Antarctic Peninsula; TI, Turston Island; MBL Marie Byrd Land; EWM, Ellsworth-Withmoure mountains; PM, Pensacola Mountains.

en limolitas rojas cocidas. Los resultados obtenidos en intrusivos (Nash Hills: Dec = 137.6, Inc = -64, $a_{95} = 6.8$; Pagano Nunatak: Dec = 141.6, Inc = -65.5, $a_{95} = 5.8$). El polo geomagnético virtual de estos sitios es indistinguible del paleopolo obtenido para la Península Antártica (Longshaw y Griffiths, 1983) lo que sugiere que ambos bloques corticales formarían un solo bloque desde el Jurásico Superior. En las limolitas cocidas, Grunow et al. (1987) obtuvo una componente de alta temperatura (560-670 °C) a partir de 12 muestra con una dirección en *in situ* de: Dec = 14.8, Inc = 29.2, $a_{95} = 7.9$ y en coordenadas corregidas de: Dec = 21.2, Inc = 0.8, $a_{95} = 8.4$. La similitud con los datos presentados por Watts y Bramall (1981) sugieren una edad Cámbrico Superior y corroborarían la rotación observada. Finalmente, Randall et al. (2000) y Randall y Mac Niocaill (2004) presentaron datos de un extenso estudio realizado durante el verano austral 1996/1997 en el cual recolectaron datos en 6 formaciones que se tradujeron en 150 sitios. Randall et al. (2000) reportó los resultados obtenidos de la Formación Liberty Hills entregando un nuevo y bien constreñido polo de edad Cámbrico. Este nuevo paleopolo también sugiere una rotación antihoraria, pero sólo de 60°. Posteriormente, Randall y Mac Niocaill (2004), presentó nuevos datos paleomagnéticos en las formaciones Springer Peak, Frazier Ridge, Howard Nunatak, Whiteout Conglomerate y Polarstar. De estas formaciones, solamente la Formación Frazier Ridge arrojó direcciones paleomagnéticas estables, con una dirección promedio en coordenadas *in situ* de: Dec = 16.2, Inc = 2.2, $a_{95} = 12.1$ y en coordenadas corregidas de: Dec = 18.5, Inc = 2.4, $a_{95} = 7.6$. El polo geomagnético virtual obtenido a partir de estos datos es indistinguible de los resultados de Watts y Bramall (1981) y Grunow et al. (1987). Randall y Mac Niocaill (2004) a la luz de los nuevos datos presentados, reanalizó los datos de Randall et al. (2000) concluyendo que ciertos aspectos del análisis de los datos estaba errados. En particular, los autores sugieren que los datos reanalizados de la formación Liberty Hills presentan una magnetización viscosa del campo actual y no pueden ser usados para interpretaciones tectónicas.

En este capítulo presentaré los resultados paleomagnéticos y de anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS) de 15 sitios (~150 muestras) recolectados en rocas sedimentarias de edad Cámbrico Inferior, Devónico y Pérmico, en los alrededores del Glaciar Unión (Cordón Heritage) y en el sector del Glaciar Newcomer (Cordón Sentinel) (Fig. 6.2a).

A1.2 Estratigrafía de las Montañas Ellsworth

La sucesión estratigráfica en las Montañas Ellsworth (Fig. 6.2b) corresponde a una sucesión volcánica-sedimentaria de aproximadamente 13.000 metros de espesor, depositadas entre el Cámbrico Inferior y el Pérmico (Webers, 1992a).

La sucesión estratigráfica ha sido dividida en 2 grupos principales: el Grupo Heritage de edad Cámbrico Inferior a Medio y el Grupo Crashsite, de edad Cámbrico Superior a Devónico (Webers et al., 1992). Las dos unidades superiores corresponden a la Formación Conglomerados Whiteout, de edad Carbonífero-Pérmico y la Formación Polarstar de edad Pérmico (Webers, 1992b).

A1.2.1 Grupo Heritage

La estratigrafía del Grupo Heritage fue descrita en extenso por (Webers et al., 1992). El grupo corresponde a una secuencia de alrededor de ~7.500 m de rocas sedimentarias y volcánicas divididas en las siguientes formaciones: Union Glaciar, Hyde Glaciar, Drake Icefall, Ridge Conglomerate, Springer Peak, Liberty Hills, Frazier Ridge y Minaret.

A continuación presentaré un breve resumen de las formaciones agrupadas en el Grupo Heritage.

A1.2.1.1 Formación Union Glaciar

Esta formación fue definida en el área de los Edson Hills y está cubierta de forma concordante por la Formación Hyde Glacier y Drake Icefall. Los afloramientos se restringen a este sector y en el área de los Drake Icefall (al oeste de los Edson Hills). El espesor mínimo medido (su base no está expuesta) alcanza 3.000 metros que corresponden principalmente a diamictitas tufáceas de color verde oscuro; la deformación y recristalización debido a metamorfismo impiden reconocer el origen de la matriz. En menor medida se han reconocido a areniscas y conglomerados calcáreos metamorfoseados (Webers et al., 1992).

Edades U/Pb reportadas en hialoclastitas sugieren una edad Cámbrico Inferior-Cámbrico Medio para la Formación Union Glacier (Curtis (2001) y referencias allí citadas). Las rocas volcanoclasticas de esta formación han sido interpretadas como depositadas en ambientes terrestres.

A1.2.1.2 Formación Hyde Glacier

La Formación Hyde Glacier fue definida en el sector de los Edson Hills, alcanzando un espesor aproximado de 1.750 m; la cubre concordantemente la Formación Drake Icefall. En esta formación se han reconocido argilitas de, filitas, cuarcitas, metagrauvas y conglomerados. En la sección tipo, diques y sills intruyen a la secuencia sedimentaria (Webers et al., 1992).

Esta formación ha sido interpretada como una transición desde ambientes fluvio-deltaicos a deltaico-marinos someros. La formación desaparece abruptamente hacia el norte, lo que ha sido

asociado a un cambio lateral de facies. Una edad de 532 ± 4 Ma ha sido reportada en esta formación ([Curtis \(2001\)](#) y [referencias allí citadas](#)).

A1.2.1.3 Formación Drake Icefall

El área tipo de esta formación incluye las Drake Icefall y los Edson Hills. Consiste en una unidad de lutitas intercaladas con calizas. Cuarzitas y argilitas también han sido descritas. En la base de formación se ha reconocido un gabro de 180 m de espesor. La deformación que afecta estas rocas impide medir con exactitud su espesor, estimándose entre 500 a 800 m ([Webers et al., 1992](#)).

Trilobites preservados en concreciones carbonatadas indican una edad Cámbrico Medio la Formación Drake Icefall, la cual se habría depositado en un ambiente marino somero anóxico. Lo anterior indica una profundización en el ambiente de sedimentación ([Webers et al., 1992](#)).

A1.2.1.4 Formación Conglomerate Ridge

La Formación Conglomerate Ridge corresponde a una unidad clástica de ~600 m de espesor que cubre concordantemente a la Formación Drake Icefall. Esta formación aflora únicamente en el sector de Soholt Peaks-Drake Icefall. La sección basal consiste en 150 metros de cuarcitas, la cual es seguida de 450 metros de conglomerados polimícticos intercalados con estratos de cuarcitas de grano grueso ([Webers et al., 1992](#)).

Esta formación marca un aumento en el nivel de energía del ambiente de sedimentación el cual ha sido considerado como fluvial y/o marino somero. La Formación Conglomerate Ridge ha sido atribuida al Cámbrico Medio ([Webers et al., 1992](#)).

A1.2.1.5 Formaciones Springer Peak, Liberty Hills, y Frazier Ridge

Estas tres formaciones son consideradas como equivalentes y están conformadas por argilitas, grauvacas, conglomerados y cuarcitas. Flujos de lava están presentes en las formaciones Springer Peak y Liberty Hills indicando que la sedimentación ocurrió asociada a volcanismo ([Webers et al., 1992](#)); estudios geoquímicos sugieren que este volcanismo habría ocurrido en un ambiente de rift continental ([Curtis et al., 1999](#)).

La Formación Springer Peak sobreyace concordantemente a la Formación Conglomerate Ridge y su espesor se ha estimado en aproximadamente 1.000 m ([Webers et al., 1992](#)). Esta formación está compuesta principalmente por argilitas, grauvacas y calizas. La presencia de trilobites sugiere una edad Cámbrico Medio-Tardío.

La Formación Liberty Hills forma una secuencia de al menos 1.000 m de espesor de flujos de lava basálticos, brechas volcánicas y rocas sedimentarias, entre ellas, conglomerados polimícticos, cuarcitas, y argilitas. La sedimentación predominante en la Formación Frazier Ridge fue en ambientes aluviales y marino-deltaicos someros, aunque depósitos continentales fluviales también han sido reconocidos ([Webers et al., 1992](#)).

La Formación Frazier Ridge está dominada por depósitos sedimentarios que han sido interpretados como depósitos marino superficiales, probablemente influenciados por efectos de marea ([Webers et al., 1992](#)).

A1.2.1.6 Formación Minaret

La Formación Minaret corresponde al techo del Grupo Heritage, y está formada casi completamente por mármol gris e incluye una variedad de rocas carbonatadas (Webers et al., 1992).

El área tipo está ubicada en los Marble Hills, en donde la formación alcanza un espesor máximo de al menos 600 m; el intenso plegamiento impide mediciones más precisas, aunque podría alcanzar espesores de hasta 900 m. Las variopintas rocas que forman esta formación reflejan diversos ambientes de sedimentación, sin embargo, para la mayor parte, la sedimentación ocurrió en ambientes marino someros.

A1.2.2 Grupo Crashsite

El Grupo Crashsite está compuesto, de base a techo, por las formaciones Howard Nunataks, Mount Liptak y Mount Wyatt Earp (Spörli, 1992). Sobreyace al Grupo Heritage de forma concordante con superficies de erosión presentes localmente. Sobre este grupo se encuentra los depósitos glaciares de la formación Whiteout Conglomerate (Spörli, 1992).

A1.2.2.1 Formación Howard Nunataks

Esta formación tiene un espesor que varía entre los 1.630 m en el extremo norte del cordón Sentinel, a más de 2.250 m en norte del cordón Heritage.

La Formación Howard Nunataks ha sido dividida en 3 miembros. De techo a base son (Spörli, 1992):

- Miembro Landmark Peak, que corresponde a una intercalación de cuarcitas y argilitas de color verdoso.
- Miembro Mount Twiss: Intercalaciones de cuarcitas de color rojo-café y argilitas.
- Miembro Linder Peak: Cuarcitas impuras de color verdoso a gris.

Ondulitas y grietas de desecación indican condiciones someras de sedimentación (Spörli, 1992).

A1.2.2.2 Formación Mount Liptak

La sección tipo se ubica en el Monte Liptak (Fig. A1.2a) con un espesor estimado en alrededor 750 m (Spörli, 1992). La Formación Mount Liptak consiste en cuarcitas de color gris a blanco, de tamaño fino a grueso; intercalaciones de argilitas también han sido descritas.

El alto grado de selección del material detrítico y las trazas fósiles sugieren que la sedimentación ocurrió en ambientes someros (Spörli, 1992).

A1.2.3 Formación Whiteout Conglomerate

La Formación Whiteout Conglomerate sobreyace al Grupo Crashsite y está cubierto de forma concordante por la Formación Polarstar. Esta formación es uno de los muchos depósitos glaciares que se han registrado en Gondwana (Matsch y Ojakangas, 1992).

La Formación Whiteout conglomerate aflora en extremo oriental del Cordón Sentinel y en los Meyers Hills (Fig. 2a). Consiste en una secuencia de 1.000 m de espesor formada

principalmente por diamictitas con intercalaciones esporádicas de lutitas, fangolitas y areniscas. (Matsch y Ojakangas, 1992).

La edad de esta formación está restringida al Carbonífero-Pérmico como lo sugieren la presencia de *Glossopteris* en la Formación Polarstar y de fauna devónica en el techo del Grupo Crashsite. Lo anterior sugiere que los sedimentos de origen glacial de la formación Whiteout representan el registro completo de la glaciación del Paleozoico tardío que afecto a esta parte de Gondwana (Matsch y Ojakangas, 1992).

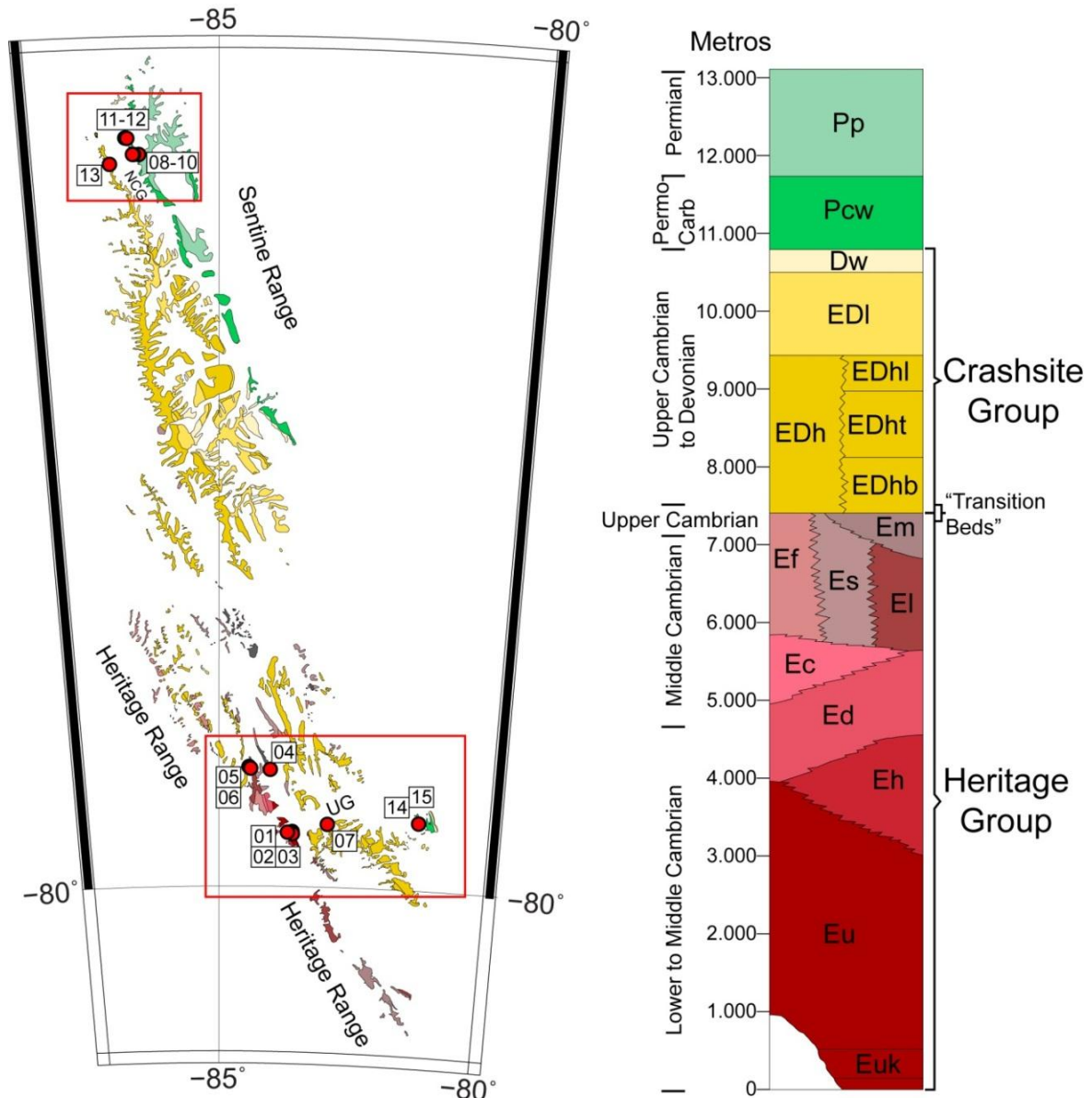


Figura A1.2: a) Mapa Geológico de las Montañas Ellsworth indicando la ubicación de los sitios paleomagnéticos (puntos rojos) muestreados en este estudio. Código de colores igual al de la columna estratigráfica en b. b) Columna estratigráfica de las montañas Ellsworth (tomado de Webers (1992b)). Eu: Union Glaciar Formation (k; Kosko Conglomerate member); Eh: Hyde Glaciar Formation; Ed, Drake IceFall Formation; Ec, Conglomerate Ridge Formation; Ef, Es, El: Frazier Ridge, Springer Peak y Liberty Hills formations; EDh, Howard Nunatak Formation (b, t, l: miembros Landmark Peak, Mount Twiss, Linder Peak); EDl; Mount Liptak Formation; Dw, Mount Wyatt Earp Formation; Pcw; Whiteout Conglomerate Formation; Pp, Polarstar Formation.

A1.2.4 Formación Polarstar

La Formación Polarstar aflora principalmente en el extremo norte del cordón Sentinel, y cubre de forma concordante a la Formación Whiteout Conglomerate.

No existen un registro continuo de la Formación Polarstar por lo que el espesor calculado de 1.2 Km debe ser solo considerado como un espesor mínimo (Elliot et al., 2014). Consiste en una secuencia de conglomerados y areniscas que gradan a argilitas intercaladas con areniscas con tobas y estratos de carbón en su parte superior.

La presencia de Glossopteris en la sección superior (Webers, 1992b) de nuevas edades de ~260 Ma U/Pb en circones detríticos (Elliot et al., 2014) sugieren una edad Pérmica para la Formación Polarstar. Megaclastos en la porción basal de la Formación Polarstar y el aumento en detritos volcanogénicos (en comparación a la Formación Whiteout Conglomerate) sugieren que la Formación Polarstar habría comenzado a depositarse durante el retiro de los glaciares (es decir no hay interrupción en la sedimentación entre la Formación Whiteout Conglomerate y Polarstar), con un arco volcánico activo en margen pacífico de Gondwana (Webers, 1992b).

A1.3 Muestreo paleomagnético y metodología

A1.3.1 Muestreo

Muestreamos 15 sitios paleomagnéticos (Fig. A1.2a, Tabla A1.1) en el sector del Glaciar Unión, Cordón Heritage (9 sitios) y en el sector del Glaciar Newcomer, Cordón Sentinel.

Table A1.1: Paleomagnetic Sampling

lat(S)	Lon(W)	Site	Formation	Lithology	Age/age(n)	NRM	K(SI)	S:Str	S:Dip	F:Str	F:Dip
-79.824	-83.690	EP01	Union Glacier	Def Conglomerate	Cambrian/512±14	0.000443	0.000279	---	---	---	---
-79.826	-83.629	EP02	Union Glacier	Brecciated Tuff	Cambrian/512±14	0.00383	0.000357	346	60	180	70
-79.824	-83.629	EP03	Union Glacier	Brecciated Tuff	Cambrian/512±14	0.00369	0.000435	346	60	166	55
-79.615	-84.058	EP04	---	Intrusive?	---/---	0.00048	0.000609	---	---	320	70
-79.607	-84.449	EP05	Liberty Hill	Basalt	Cambrian/---	0.000908	0.000594	161	56	---	---
-79.608	-84.453	EP06	Liberty Hill	Basalt	Cambrian/---	0.0165	0.000737	161	56	---	---
-79.792	-82.986	EP07	Howard N. LMPk Mb	Fol. Quartzite	Cambrian/---	0.000214	0.0000426	120	25	322	58
-77.601	-86.219	EP08	Polar Star	Mud Sandstones	Permian/260	0.000179	0.000367	301	36	95	87
-77.602	-86.323	EP09	Whiteout Cong.	Diamictite	Permo-Carb./---	0.000416	0.000203	---	---	170	89
-77.601	-86.313	EP10	Whiteout Cong.	Diamictite	Permo-Carb./---	0.000395	0.000222	---	---	175	63
-77.546	-86.419	EP11	Wyatt Earp	Fine-Med Sandstone	Devonian/---	0.000137	0.000111	167	77	167	77
-77.546	-86.404	EP12	Whiteout Cong.	---	Permo-Carb./---	0.000246	0.000107	---	---	158	75
-77.631	-86.667	EP13	Howard Nunatak	Quartzite	Cambrian/---	0.000236	0.0000498	162	53	158	30
-79.775	-81.300	EP14	Whiteout Cong.	Sandstone	Permo-Carb./---	0.000102	0.0000625	163	42	---	---
-79.775	-81.300	EP15	Whiteout Cong.	Sandstone	Permo-Carb./---	0.000144	0.0000602	0	0	---	---

A1.3.1.1 Glaciar Unión

En el sector Edson Hills, muestreamos 3 sitios en rocas volcanoclásticas de la Formación Union Glaciar. El sitio 01 corresponde a brecha volcánica con clastos angulosos, mal seleccionados inmersos en una matriz de grano fino, color verde. Se observa una marcada foliación de rumbo SSE y manteo subvertical; los clastos presentan formas oblatas con el plano X1-X2 (ejes máximo y medio) paralelo a la foliación. Los sitios 02 y 03 fueron muestreados unos 2.5 km. al oeste del sitio 01. Corresponden a una toba brechosa, con clastos polimícticos de tamaño centimétrico a decimétrico inmersos en una matriz de tamaño arena de color verde-marrón. En ambos sitios no fue posible determinar un plano de estratificación, sin embargo se midió un plano de foliación 180/70 (sitio 01) y 166/55 (sitio 03).

En los Eley Peak muestreamos los sitios 04, 05 y 06. El sitio 04 fue muestreado en una roca de color verdoso, con una foliación de 320/70 y sin evidencias de estratificación. La roca tiene grano mediano a grueso. A pesar que puede ser una roca volcanosedimentaria, la ausencia de estratificación y la presencia de minerales negros de 1- 2 mm alargados (anfíbolos?) sugieren que podría ser un filón. El afloramiento está cortado por un vetilleo de calcita. Los sitios 5 y 6 fueron muestreados a unos 8 km al oeste del sitio 04 en 2 flujos de lava basálticos con una disposición aproximada de 161/56.

El sitio 07 fue muestreado en el Miembro Landmark Peak de la formación Howard Nunatak. Corresponde a una cuarcita de gran blanco a verdoso con intercalaciones centimétricas de argilitas color verdoso a rojo foliadas. Los estratos presentan un rumbo ~NNW aunque el manteo es variable (25-70). Sin embargo orientación del plano de foliación es constante, con un rumbo similar a la estratificación, y un manteo de 58° hacia el oeste.

Finalmente, los sitios 14 y 15 fueron muestreados en los Meyers Hills (33 km al oeste del sitio 07). Dentro del Cordón Heritage, los Meyers Hills es el único sector donde es posible encontrar a las formaciones Mount Wyatt Earp y Whiteout Conglomerate. Ambos sitios fueron muestreados en el límite entre ambas formaciones; el sitio 14 en la base de la columna expuesta y el sitio 15 en el techo de esta. Ambos sitios corresponden a una secuencia de areniscas de grano fino a medio intercaladas con estratos centimétricos de fangolitas. En ambos sitios el rumbo es aproximadamente NNW, aunque el manteo en el sitio 14 es de 42° (cayendo hacia el este) mientras que en el sitio 15 es subhorizontal.

A1.3.1.2 Glaciar Newcomer

Se muestrearon 6 sitios en el área del Glaciar Newcomer. El sitio 08 fue muestreado en rocas estratificadas de la Formación Polarstar. En el sitio muestreo una secuencia de lutitas intercaladas con areniscas de tamaño fino con estratificación cruzada. Las areniscas al igual que las lutitas presentaban una foliación de orientación 95/87. La disposición general de los estratos era de 301/36, sin embargo esta variaba localmente debido a pequeños pliegues y bandas kink. Se observó pirita diseminada o los boxworks dejados por esta.

Los sitios 09 y 10 fueron muestreados en diamictitas de la Formación Whiteout Conglomerate. Los afloramientos presentaban una marcada foliación de rumbo NNW y manteos de 89 (sitio 09) y 63 (sitio 10) hacia el oeste.

El sitio 11 y 12 fueron muestreados cercanos al contacto entre las formaciones Mount Wyatt Earp y Whiteout Conglomerate. El sitio 11 y 12 fueron muestreados en la base y techo

(respectivamente) de la Formación Whiteout Conglomerate. El sitio 11 corresponde una areniscas conglomeradica? De matriz de grano fino a medio y algunos clastos subredondeados de tamaño centimétrico. La foliación, de orientación 256/78, era paralela al manteo.

Finalmente el sitio 13 fue muestreado el margen oriental del Glaciar Newcomer, en la Formación Howard Nunatak. En el afloramiento se reconoció una secuencia de cuarcitas de grano medio, con estratificación cruzada en algunos sectores. El manteo general de la secuencia era de 162/56, aunque este varía localmente producto de fallas locales que plegaban la secuencia internamente. Se midió una foliación de 158/30.

A1.3.2 Metodología

Todas las muestras fueron tomadas con una perforadora portátil, y orientadas con un compás magnético. La orientación solar se realizó cada vez que fue posible.

La remagnetización remanente natural (NRM) fue medida con un magnetómetro criogénico 2G en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Rennes 1. La gran mayoría de las muestras fueron desmagnetizadas térmicamente usando un horno MMTD. 5 muestras fueron desmagnetizadas por campo alterno usando un degausser AF triaxial conectado en línea con el magnetómetro 2G. Los posibles efectos de magnetización giroremanente fueron mitigadas siguiendo los procedimientos descritos por [Dankers y Zijdeveld \(1981\)](#) y [Roperch y Taylor \(1986\)](#). El horno MMTD y el magnetómetro criogénico 2G con el degausser AF triaxial se ubican en una pieza blindada en el cual el campo magnético residual es menor a 10 nT.

Las componentes de las direcciones de la magnetización remanente característica (ChRM) fueron determinadas usando análisis de componentes principales ([Kirschvink, 1980](#)). Las direcciones de los sitios fueron calculadas usando estadística de Fisher o una combinación de círculos de remagnetización y componentes individuales ([McFadden y McElhinny, 1988](#)).

La AMS fue medida en uno o dos especímenes por muestra usando el Kappabridge de rotación KLY3 Agico en el laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Rennes 1.

A1.4 Propiedades Magnéticas

La susceptibilidad magnética de las muestras obtenidas en rocas sedimentarias varían entre 4×10^{-5} a 4×10^{-4} , mientras que la intensidad de la NRM está acotada entre de 1×10^{-4} a 5×10^{-4} Am⁻¹ (Fig. A1.3, tabla A1.1). El rango de ambos parámetros está dentro de los esperados para rocas sedimentarias ([Poblete et al., 2014](#)). Los valores más altos de intensidad de la NRM y de susceptibilidad magnética se observan en las muestras obtenidas en rocas ígneas y volcanoclásticas (Fig. A1.3, tabla A1.1).

En los sitios 02 y 03 (rocas volcanoclásticas de la Formación Union Glacier), las curvas de intensidad de la NRM durante la demagnetización termal (Fig. A1.3) sugieren que la mineralogía magnética está dominada por hematita (temperatura de desbloqueo de ~680° C) aunque las temperaturas de desbloqueo cercanas a los 580° C, sugieren que magnetita también está presente en algunas de las muestras. En otros sitios (como por ejemplo, sitios EP01 y EP09) la mineralogía magnética está controlada por magnetita o titano-magnetita como lo sugieren las temperaturas de desbloqueo de alrededor de 560° C. Finalmente, la pérdida de gran parte de la magnetización entre lo 300° C a 350 °C sugieren que pirrotina sería el principal mineral magnético en estos sitios (sitio EP06 por ejemplo).

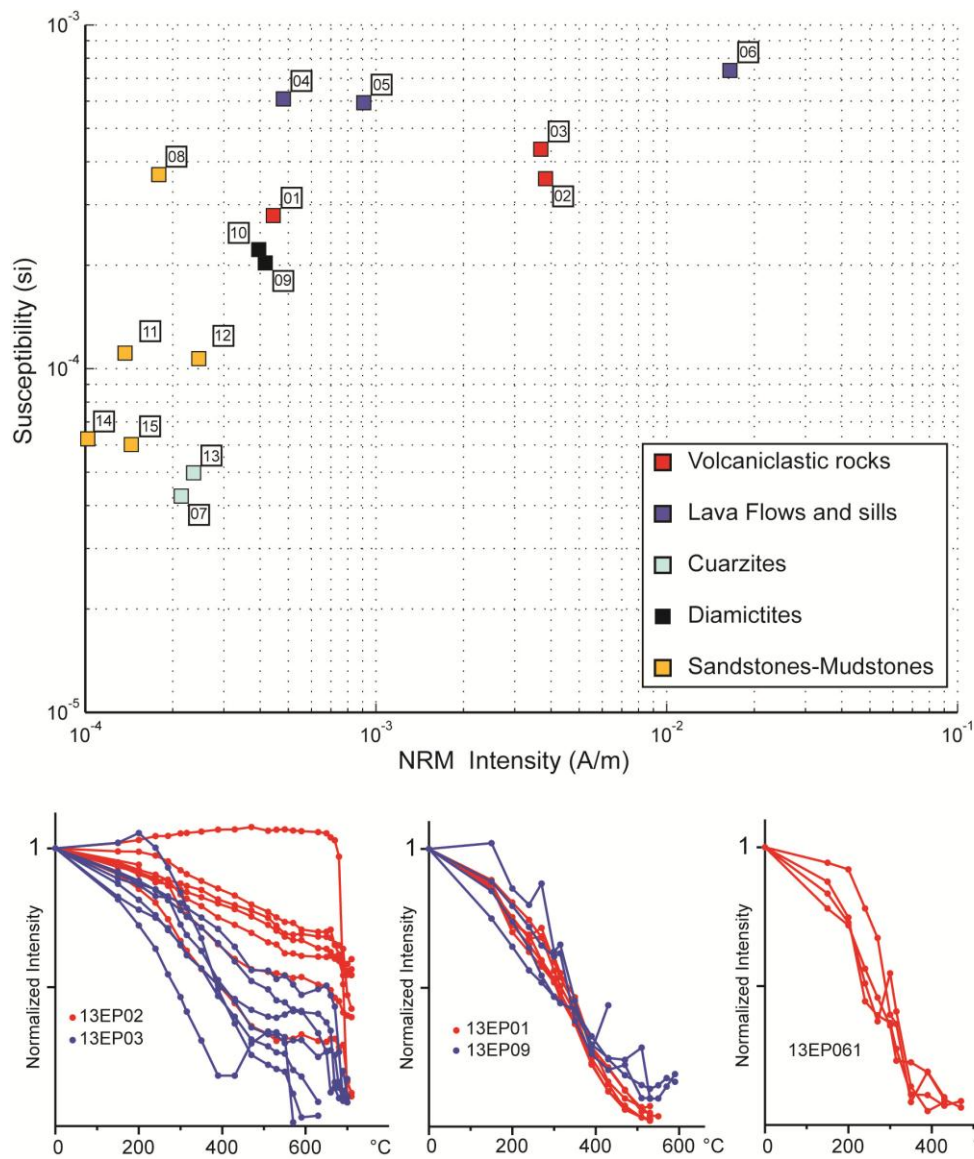


Fig. A1.3: Arriba: Gráfico Log-Log del promedio geométrico de la intensidad de la NRM (por sitio) versus la susceptibilidad magnética. Abajo: Variación de la intensidad de magnetización versus la temperatura en sitios representativos.

A grandes rasgos es posible observar que la mineralogía magnética presente es principalmente magnetita o titanomagnetita, aunque en algunos sitios se reconoce hematita y pirrotina. Sin embargo, estos resultados son preliminares y más estudios son necesarios para entender de mejor manera el tipo y origen de los minerales magnéticos que portan la magnetización.

A1.5 Resultados Paleomagnéticos

Los resultados paleomagnéticos están detallados en la tabla A1.2. Las muestras desmagnetizadas muestran, en general, magnetizaciones inestables en las cuales no es posible obtener direcciones características. Los únicos sitios en los que fue posible obtener un resultado paleomagnético fueron los sitios 01, 02, 03 y 04. En estos sitios, un grupo de muestra fueron desmagnetizadas hasta 710° C debido a variaciones de temperatura al interior del horno.

En el sitio 01, las direcciones características se obtuvieron en rangos de temperatura entre 150/200° - 390/430° C y entre 430°-530°/550° C. Los resultados son similares entre sí, con declinaciones variables e inclinaciones generalmente superiores a 80°. La dirección promedio obtenida en este sitio fue de dec: 251.5, inc: -88.9, α_{95} : 9.7 (Fig. 04).

En el sitio 02, se logró aislar una componente en el rango de 670°-700° C en las muestras 0202a y 0209a (grupo 1, Fig. A1.4). Las direcciones características presentan una gran dispersión inter muestras y no fue posible obtener un promedio usando estas direcciones. En un segundo grupo de muestras (grupo 2, Fig. A1.4), las direcciones características fueron obtenidas en el rango de temperatura entre 150°-470/710° C. En las muestras desmagnetizadas hasta 710 grados la magnetización fue borrada completamente. Estas muestras tienen inclinaciones mayores a los 70° en coordenadas *in situ* y en torno a los 39° en coordenadas corregidas; las declinaciones son variables en *in situ*, mientras que estas se agrupan alrededor de los 265° en coordenadas corregidas. En este grupo La dirección promedio obtenida para estas muestras en *in situ* es de: dec: 49.5, inc: -79.5, α_{95} : 9.1 y de dec: 262.1, inc: -39.2, α_{95} : 9.1, después de la corrección de manto (Fig. A1.4, tabla A1.2).

En el sitio 03, las muestras 0305A, 0307A y 0310A presentan direcciones características en el rango de 570°-630° C y de 630°-660° C. La dispersión observada en estas muestras (grupo 1, Fig. A1.4) impide obtener una dirección promedio. En un segundo grupo de muestras, las direcciones características, obtenidas entre entre 300° C a 570°-590° C, muestran direcciones similares al sitio 01 y al grupo 2 del sitio 02 (excepto para las muestras 0307a y 0309a), con un promedio de dec: 257.9, inc: -80.7, α_{95} : 9.1 en coordenadas *in situ* y de dec: 75.7, inc: 39.3, α_{95} : 9.1 después de la corrección de pendiente (grupo 2, Fig. A1.4 tabla A1.2).

Table A1.2: Paleomagnetic Results

Sample	dec-is	inc-is	dec-tc	inc-tc	a95	stg1	stg2
EP0101A	281.3	-83.4	281.3	-83.4	8.7	150	350
EP0101A	308.2	-62.2	308.2	-62.2	8	430	530
EP0103A	156.6	-76.8	156.6	-76.8	6.5	200	430
EP0104A	91.3	-73.8	91.3	-73.8	8.6	200	390
EP0105A	173	-82.5	173	-82.5	4	150	390
EP0105A	264.8	-83.6	264.8	-83.6	12.4	430	550
EP0106A	128.3	-83.7	128.3	-83.7	3.2	150	430
EP0107A	337.8	-86	337.8	-86	3	150	430
mean:EP01	251.5	-88.9	251.5	-88.9	9.7	---	---
EP0201A	279.9	34.2	4.2	69.4	2.9	670	700

EP0209A	274.7	-36.4	272.1	21.3	2.9	680	700
mean:EP02	277.3	-1.1	293	52.9	----	---	---
EP0202A	22.8	-76.2	270.1	-37.5	5.1	150	470
EP0203A	41.5	-72.9	269.4	-43.4	7.8	150	710
EP0204A	86.1	-71.5	251.4	-48.1	12.2	200	710
EP0205A	352.4	-80.1	267.6	-30.6	9	200	710
EP0207A	47.3	-73.5	267	-44	13.8	300	710
EP0209A	168.4	-82.5	247.5	-29.4	6	270	470
mean:EP02	49.5	-79.5	262.1	-39.2	9.1	---	---
EP0305A	341.3	-11.4	333.8	-1.6	8	630	660
EP0307A	131.8	-26.7	176.7	-41.3	2.2	570	630
EP0310A	324.2	-58.8	285.9	-15.1	5.8	570	630
mean:EP03	146.6	14.5	323.5	8.9	81.8	---	---
EP0301A	150.7	-82.5	247.6	-31.7	8.4	300	590
EP0302A	83.1	-81.2	254.7	-38.8	5.4	350	590
EP0303A	3.8	-79.2	268.3	-32.7	9.6	390	570
EP0305A	50.5	-79	262.3	-39.8	11.3	315	590
EP0307A	218.1	-10.3	208	35.6	2.3	390	570
EP0309A	283.3	67.7	60.8	49	5.1	510	570
mean:EP03	257.9	80.7	255.7	-39.3	9.1	---	---
EP0402A	316	-17.4	316	-17.4	3.5	570	660
EP0403A	313.4	-25.1	313.4	-25.1	5.6	570	660
EP0404A	312.3	-35.7	312.3	-35.7	13.4	550	650
EP0401A*	312.8	-20.3	312.8	-20.3	1.8	510	550*
EP0408A*	330.6	-23.1	330.6	-23.1	9.5	510	570
mean:EP04	317.1	-24.5	317.1	-24.5	9.4	---	---
EP0406A	74.7	-81.9	74.7	-81.9	14.9	150	550
EP0407A	66.9	-75.9	66.9	-75.9	12.5	315	430
EP0412A	119.3	-81.2	119.3	-81.2	9.4	150	470
mean:EP04	83.3	-80.4	83.3	-80.4	8.9	---	---

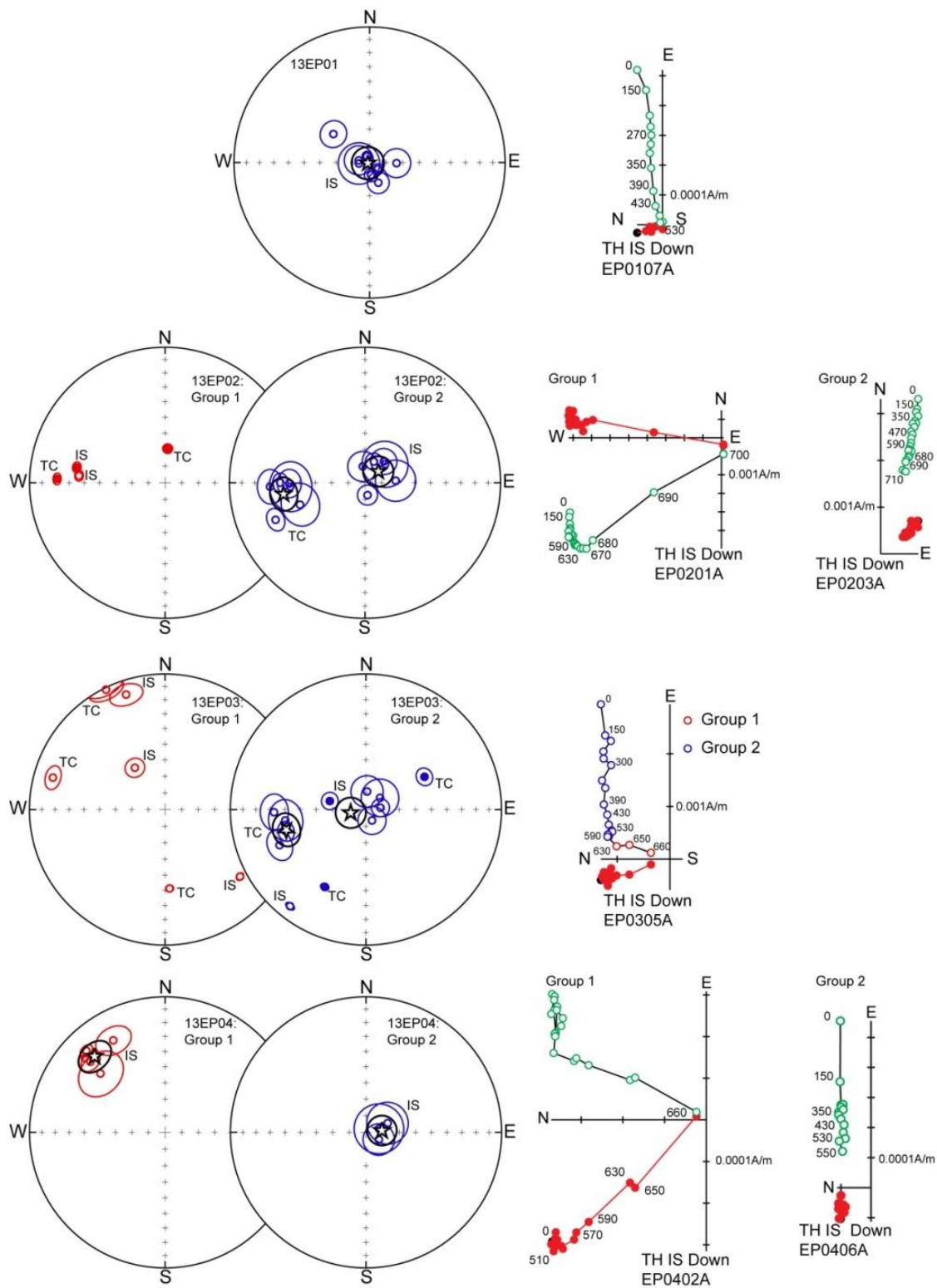


Figura A1.4: Resultados paleomagnéticos. Izq: proyecciones de áreas equivalentes para cada uno de los sitios. Los círculos representan el resultado de una muestra; Las estrellas corresponden al promedio calculado. IS/TC es para los resultados en coordenadas *in situ* y en corrección de manto respectivamente. Símbolos abiertos/cerrados corresponden a proyecciones en los hemisferios superior/inferior. Der: Gráficos ortogonales de la demagnetización termal de muestras representativas para cada sitio. Símbolos abiertos/cerrados corresponden a proyecciones en los planos vertical/horizontal. Ver texto para más detalles.

Finalmente, en el sitio 04, las muestras 0402A, 0403A, 0404A, 0401A, y 0408A, presentan direcciones características bien agrupadas, y con inclinaciones cercanas a los 20° (grupo 2, Fig. A1.4 y tabla A1.2); las direcciones se obtuvieron en el rango de 570 – 660 excepto para las muestras, 0401A (510°-550° C) y 0408A (510° - 570° C). La estabilidad en las direcciones obtenidas nos permitió obtener una dirección promedio para estas muestras de dec: 317.1, inc: -24.5, $\alpha 95$: 9.4. La dirección característica de la muestra 0401A fue obtenida entre los 510° y 550° C ya que no fue desmagnetizada a más altas temperaturas. La muestra 0408A presenta direcciones similares a las del resto de su grupo, sin embargo, la dirección característica fue obtenida entre los 510 y 570. A diferencia de la muestra 0401A, en este caso la demagnetización térmica fue completa, lo que sugiere que el portador de la magnetización es diferente a las muestras del resto del grupo. Por otro lado, 3 muestras presentan direcciones características en el rango de 150°-430°/550° C. Estas muestras presentan, en coordenadas *in situ*, inclinaciones mayores a los 75° y declinaciones variables (características similares a los sitios 01 y grupo 2 de los sitios 02 y 03). La dirección promedio en estas muestras es de dec: 83.3, inc: -80.4, $\alpha 95$: 8.9 (grupo 02, Fig. A1.4, Tabla A1.2).

A1.6 Resultados de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

Los resultados de la AMS están detallados en la Tabla 03 y organizados de acuerdo a su localidad (Cordón Heritage y Cordón Sentinel).

Table A3.3: AMS

Site	N	Kmax	D-IS	I-IS	p1	p2	Kmin	D-IS	I-IS	p1	p2	Lin	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim
EP01	8	1.02	234.7	68.6	10	6.5	0.979	77.7	19.8	9	3.4	1.018	1.022	1.041	0.81	0.1	o	1.041	1.041
EP02	17	1.013	236.9	64.9	4.7	3	0.987	74.6	24.1	6.1	3	1.012	1.014	1.026	0.89	0.06	o	1.026	1.026
EP03	16	1.017	225.5	67.9	6.6	3.3	0.984	64.5	21	7.5	3.8	1.017	1.017	1.034	1.02	-0.01	p	1.033	1.034
EP04	14	1.025	57.3	75.3	5.5	1.4	0.97	225.2	14.4	3.4	1.5	1.02	1.036	1.057	0.55	0.28	o	1.056	1.058
EP05	14	1.007	61.7	78.7	15.2	3.7	0.992	194.9	7.8	12.2	4.3	1.006	1.009	1.015	0.73	0.15	o	1.015	1.015
EP06	16	1.005	235.7	2.9	43.5	32.9	0.996	144.9	15.6	54.3	27	1.006	1.003	1.009	2.18	-0.37	p	1.009	1.01
EP07	14	1.011	58.5	52.9	17.3	12.3	0.989	226.6	36.5	17.6	7.3	1.01	1.012	1.022	0.79	0.12	o	1.022	1.022
EP08	10	1.007	273.8	46.8	45.9	13.8	0.991	25.3	18.9	14.2	9.5	1.005	1.01	1.015	0.49	0.34	o	1.015	1.016
EP09	13	1.017	170.7	26.7	3.6	2.7	0.99	269	16.1	37.9	3.1	1.025	1.003	1.027	9.58	-0.81	p	1.027	1.03
EP10	10	1.015	353.3	19.1	41.4	10.5	0.98	258.6	13.1	24.4	8.9	1.01	1.026	1.036	0.38	0.45	o	1.036	1.038
EP11	14	1.035	4.1	82.4	3.7	1.3	0.968	263	1.5	3.6	2.8	1.038	1.03	1.068	1.27	-0.12	p	1.067	1.068
EP12	19	1.006	66.9	86.6	40	6.7	0.991	256.8	3.3	7.7	6.7	1.003	1.012	1.015	0.25	0.6	o	1.015	1.016
EP13	15	1.053	252.4	19.3	10.3	3.4	0.931	48.1	69	4.2	3.1	1.037	1.092	1.132	0.4	0.42	o	1.128	1.136
EP14	16	1.009	295.7	29.9	11.3	7.1	0.993	28.5	4.9	32.8	10.2	1.011	1.006	1.016	1.89	-0.31	p	1.016	1.017
EP15	16	1.003	124.1	28.3	34.5	13.6	0.996	32.1	3.7	21.5	11.5	1.003	1.004	1.007	0.61	0.24	o	1.007	1.007

A1.6.1 Cordón Heritage

En el Cordón Heritage (Fig. 6.5a), la forma de los elipsoides varía de oblata a prolata en los sitios EP02, EP03, EP07, EP14 y EP15; mientras que en los sitios EP01, EP04 y EP05 las formas son principalmente oblatas. La intensa deformación observada a nivel de afloramiento, no se ve reflejada en el grado de anisotropía de las muestras, las que tienen menos de 10% de anisotropía y en su gran mayoría, menos 5% (gráfico T-P' en Fig. 6.5a). Un claro ejemplo de esto es el sitio EP01 en donde se observó una marcada foliación, pero donde el grado de anisotropía no supera el 5%, o bien el sitio EP07, en donde el grado de anisotropía es menor al 5% aunque en el afloramiento se observa una foliación penetrativa.

En este sector, las foliaciones magnéticas varían entre NNW-SSE (sitios EP01, EP02, EP03, EP04, EP04) y NW-W (sitios EP05, EP14, EP15) y con lineaciones magnéticas verticales a sub-verticales, a excepción de los sitios EP14 y EP15. Las foliaciones magnéticas en los sitios EP01, EP02, EP03, EP04 y EP07 son similares y siguen a la foliación estructural medida en terreno. La similitud entre ambas foliaciones indica claramente que, a pesar de los bajos grados de anisotropía, la AMS está controlada por procesos tectónicos. En los sitios EP14 y EP15, la lineación magnética es sub-horizontal y paralela a la foliación magnética; ambas están rotadas alrededor de 40° en sentido anti-horario con respecto al rumbo de las capas medidas en el sitio 14. La baja inclinación del K_{min} sugiere en este caso que la AMS está controlada por la tectónica. El sitio EP05 presenta lineaciones sub-verticales y foliaciones con orientación ~E-W y rotadas alrededor de 60° en sentido antihorario con respecto al rumbo medido en el sector. EL sitio EP06 no entregó ningún resultado.

A1.6.2 Cordón Sentinel

En el Cordón Sentinel (Fig. 6.5b), la forma de los elipsoides es bastante homogénea dentro de cada sitio, excepto en el sitio EP12 donde se observan formas oblatas y prolatas (gráfico T-P' en Fig. 6.5b). Los sitios EP09 y EP11 presentan formas principalmente prolatas mientras que los sitios EP08, EP10 y EP13 presentan formas oblatas. En este sector el grado de anisotropía es mayor que en sector del Cordón Heritage, con valores que alcanzan incluso al 15% (la muestra EP1310, no mostrada en el diagrama T-Pprim tiene un valor anómalo de 200% de anisotropía, mas observaciones son necesarias para explicar esta diferencia).

En todos los sitio, la foliación magnética es similar a la foliación estructural y subverticales, excepto para el sitio EP13 que es sub-horizontal. Ambas tienen un rumbo aproximado NNW-SSE, excepto para el sitio EP08, en el cual el rumbo de la foliación magnética y estructural es NWW-SEE.

Por otro lado, la lineación magnética varía bastante. En el sitio EP08 la lineación magnética promedio tiene una inclinación de 45° y un rumbo de 273°, paralelo al rumbo de la foliación estructural. En el caso de los sitios EP09 y EP10, el primero muestra una lineación sub-horizontal, de rumbo N-S, paralela a la foliación; en el caso del sitio EP10, la forma del elipsoide es oblato y con la lineación mal definida. En el sitio EP11 la lineación es sub-vertical y bien definida, mientras que en el sitio EP12, muestreado 400 metros al este del sitio EP11, la lineación está mal definida por lo que no puede ser usada para mayores interpretaciones. Finalmente el sitio EP13 es el único sitio que presenta una foliación sub-vertical y grados de anisotropía mayores al 10%. Este sitio presenta pliegues internos con planos axiales que tienen rumbos paralelos a la foliación regional, pero manteos sub-horizontales, similares a los observados en la foliación magnética.

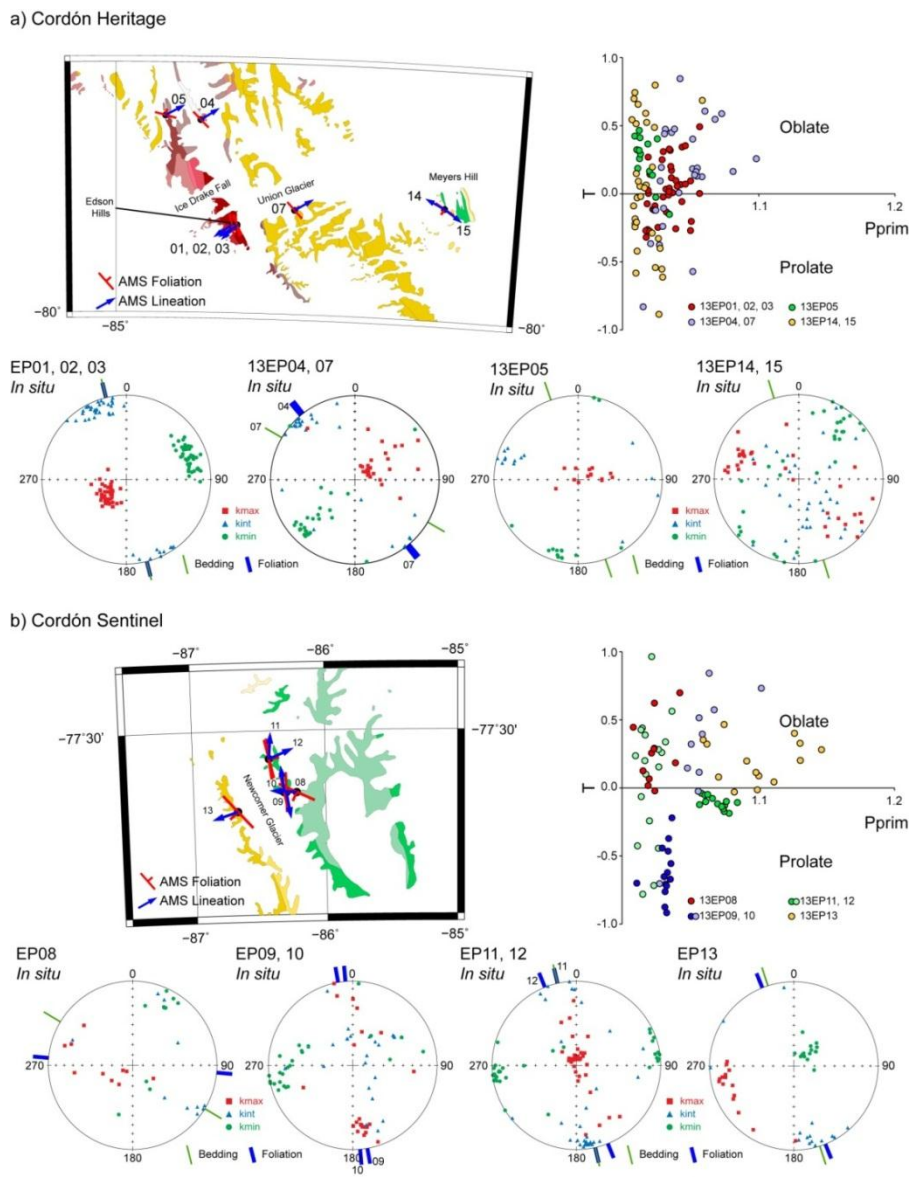


Figura A1.5: Ubicación y resultados de la anisotropía de susceptibilidad magnética. a) Cordón Heritage: 1, ubicación de los sitios mostrando la lineación y foliación magnética (ver Fig. 2 para ubicación general y leyenda); 2, Diagramas T-P; 3, Proyecciones de áreas equivalentes de los elipsoides de la AMS para cada muestra (líneas verdes indican la dirección del rumbo de las capas y las líneas azules la foliación). b) Cordón Sentinel. Misma simbología que en a).

A1.7 Discusiones

Los estudios paleomagnéticos realizados en el área sugieren (Grunow et al., 1987; Randall y Mac Niocaill, 2004; Watts y Bramall, 1981) una rotación de 90° en sentido antihorario, apoyando una ubicación de las Montañas Ellsworth en la Bahía Natal (Fig. 6.2), como lo han mostrado las reconstrucciones de Schopf (1969), Curtis (2001) y Dalziel et al. (2013), entre otros. Sin embargo los datos paleomagnéticos merecen una revisión. De los datos presentados por Watts y Bramall (1981) 4 de estos presentan un a_{95} mayor a 15 (15, 17, 24 y 26) y un sitio, un a_{95} de 11. Parámetro de precisión kappa es bastante bajo, con valores inferiores a 22, siendo el más bajo de 6. Por otro lado, la edad Cámbrico Superior del paleopolo presentado por Grunow et al. (1987) esta solo constreñida en base a la similitud con el paleopolo de Watts

y Bramall (1981). Randall y Mac Niocaill (2004) sugiere que el paleopolo presentado por Randall et al. (2000) no puede ser usado para interpretaciones tectónicas dado que presentaría una magnetización viscosa cercana al campo actual. Sin embargo, algunos de los resultados fueron obtenidos en temperaturas superiores a 400, y con uno de ellos (R6964-5A) entre los 540 y 680 °C, lo que dificulta la interpretación de una magnetización viscosa en estas muestras. Una de las posibilidades es que exista una rotación interna de los bloques asociada a movimientos transcurrentes en la región. Si bien esta posibilidad fue descartada por los autores dado que el tren estructural es constante lo largo del Cordón del Heritage, esto parece poco probable dadas las direcciones de rumbo y manteo reportadas por ellos. Finalmente, Randall y Mac Niocaill (2004), reporta un paleopolo de la Formación Frazier Ridge con una magnetización adquirida anterior a la deformación.

Los resultados paleomagnéticos obtenidos en este estudio, aunque preliminares, podrían arrojar algunas luces sobre la magnetización en la región. Como vimos anteriormente, en el sitio EP02, EP03 y EP04 logramos aislar dos componentes de la magnetización: una componente con una inclinación en *in situ* de alrededor de 79° y en temperaturas de 400-590 °C, y una segunda componente, en general asociada a hematita, que presenta una dispersión en los sitios EP02 y EP03, pero está bien agrupada en el sitio EP04. Una de las posibles interpretaciones es la planteada por Randall y Mac Niocaill (2004), que sugiere que la componente de alta inclinación sea una componente asociada al campo actual. Sin embargo, en algunos casos esta componente fue obtenida entre los 430 – 590 °C, lo que indicaría que esta componente no estaría asociada necesariamente a una magnetización viscosa. Otra posibilidad es que esta dirección característica, también presente en el sitio EP01, podría reflejar un evento de remagnetización posterior a la orogenia “Gondwánica”. En los sitios EP02 y EP03 la segunda componente observada presenta una gran dispersión. Estos sitios fueron obtenidos en rocas piroclásticas, por lo que una posible interpretación es que esta magnetización este asociada a los clastos lo que indicaría que el evento de remagnetización no alcanzó a borrar la magnetización primaria. Por otro lado, las muestras del sitio EP04 presentan direcciones consistentes entre sí y podrían reflejar una magnetización primaria, pero la falta de control estructural impide mayores interpretaciones.

Los datos de AMS muestran una consistencia en las direcciones de la foliación magnética obtenidas en el Cordón Heritage y en el Corón Sentinel, ubicado 300 Km al norte. Esto sugiere que las direcciones de acortamiento habrían sido homogéneas a lo largo del rumbo de las Montañas Ellsworth. Sin embargo, los sitios, EP05, EP14 y 15 en el Cordón Heritage, y el sitio EP08 en el Cordón Sentinel tienen foliaciones magnéticas rotadas en sentido antihorario con respecto al tren regional. Lo anterior podría indicar posibles rotaciones locales asociadas a tectónica de rumbo.

A1.8 Referencias

- Curtis, M.L., 2001. Tectonic history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica: Reconciling a Gondwana enigma. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 939-958, doi.
- Curtis, M.L., Leat, P.T., Riley, T.R., Storey, B.C., Millar, I.L., Randall, D.E., 1999. Middle Cambrian rift-related volcanism in the Ellsworth Mountains, Antarctica: tectonic implications for the palaeo-Pacific margin of Gondwana. *Tectonophysics* 304, 275-299, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00033-5.
- Dalziel, I.W.D., 2007. The Ellsworth Mountains: Critical and Enduringly Enigmatic, in: Cooper, A.K., Raymond, C.R. (Eds.), *Antarctica: A keystone in a changing world - online proceedings of the 10th ISAES*.
- Dalziel, I.W.D., Elliot, D.H., 1982. West Antarctica: problem child of Gondwanaland. *Tectonics* 1, 3-19, doi.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 767-793, doi: 10.1146/annurev-earth-050212-124155.
- Dankers, P.H.M., Zijdeveld, J.D.A., 1981. Alternating field demagnetization of rocks, and the problem of gyromagnetic remanence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53, 89-92, doi.
- Elliot, D.H., Fanning, C.M., Laudon, T.S., 2014. The Gondwana Plate margin in the Weddell Sea sector: Zircon geochronology of Upper Paleozoic (mainly Permian) strata from the Ellsworth Mountains and eastern Ellsworth Land, Antarctica. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2014.12.001.
- Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Kent, D.V., 1987. Ellsworth-Withmore mountains crustal block, Western Antarctica: New Paleomagnetic results and their tectonic significance, in: McKenzie, G.D. (Ed.), *Gondwana Six: Structure, Tectonics and Geophysics, Volume 40: Geophysical Monograph Series*, Washington DC, American Geophysical Union, pp. 161-172.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699-718, doi: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.
- Longshaw, S.K., Griffiths, D.H., 1983. A palaeomagnetic study of Jurassic rocks from the Antarctic Peninsula and its implications. *J. geol. Soc. London* 140, 945-954, doi.
- Matsch, C.L., Ojakangas, R.W., 1992. Stratigraphy and sedimentology of the Whiteout Conglomerate; An upper Paleozoic glacial unit, Ellsworth Withmore, West Antarctica, in: G. F. Webers, C., C., and Spletstoesser, J.F. (Ed.), *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. Geological Society of America Memoir 170.*, pp. 37-62.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in palaeomagnetism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87(1-2), 161-172, doi: 10.1016/0012-821x(88)90072-6.
- 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, doi: 10.1002/2014tc003555.
- Randall, D.E., Curtis, M.L., Millar, I.L., 2000. A new late Middle Cambrian paleomagnetic pole for the Ellsworth Mountains, Antarctica. *J. Geol.* 108, 403-425, doi.
- Randall, D.E., Mac Niocaill, C., 2004. Cambrian palaeomagnetic data confirm a Natal Embayment location for the Ellsworth-Withmore Mountains, Antarctica, in *Gondwana reconstructions. Geophy. J. Int.* 157, 105-116, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02192.x.
- Roperch, P., Taylor, G.K., 1986. The importance of gyromagnetic remanence in alternating field demagnetization. Some new data and experiments on G.R.M. and R.R.M. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 87, 949-965, doi: 10.1111/j.1365-246X.1986.tb01978.x.
- Schmidt, D.L., Rowley, P.D., 1986. Continental rifting and transform faulting along the Jurassic Transantarctic Rift, Antarctica. *Tectonics* 5, 279-291, doi.
- Schopf, J.M., 1969. Ellsworth Mountains: position in West Antarctica due to sea-floor spreading. *Science* 164, 63-66, doi.
- Spörli, K.B., 1992. Stratigraphy of the Crashsite Group, Ellsworth Mountains, West Antarctica, in: Webers, G.F., Craddock, C., and Spletstoesser, J.F. (Ed.), *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. Geological Society of America Memoir 170*, pp. 21-36.
- Watts, D.R., Bramall, A.M., 1981. Palaeomagnetic evidence for a displaced terrain in western Antarctica. *Nature* 293, 639-641, doi.
- Webers, G.F., Bauer, R.L., Anderson, J.M., Buggisch, W., Ojakangas, R.W., Spörli, K.B., 1992. The Heritage Group of the Ellsworth Mountains, West Antarctic, in: webers, G.F., Craddock, C., and Spletstoesser, J.F. (Ed.), *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. Geological Society of America Memoir 170*, pp. 9-20.
- Webers, G.F., Craddock, C., and Spletstoesser, J.F., 1992a. Geological history of the Ellsworth Mountains, West Antarctica, in: Webers, G.F., Craddock, C., and Spletstoesser, J.F. (Ed.), *Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. Geological Society of America Memoir 170*, pp. 1-8.

Webers, G.F., Craddock, C., and Spletstoesser, J.F., 1992b. Geology and paleontology of the Ellsworth Mountains, West Antarctica. Geological Society of America Memoir 170.

A2

A2. Perforando al sur del fin del mundo

En el paleomagnetismo, el muestreo es una parte crucial dentro del proceso creativo (o científico). Las muestras, a partir de las cuales se obtendrán los datos que nutrirán nuestras interpretaciones, deben ser tomadas con prolijidad y siguiendo una estructura determinada. En los terrenos que tuve la oportunidad de ir, las condiciones para el muestreo paleomagnético no eran siempre las más favorables (aunque todo, siempre puede ser peor—Fernando Sepúlveda, 2004), entre ellas: acceso al agua dulce, condiciones climáticas, y posibilidades de reparación. A continuación, detallaré brevemente el muestreo paleomagnético para posteriormente describir algunos de los problemas y soluciones encontradas en los distintos terrenos.

RESUMEN

- Muestreo Paleomagnético
- Problemas y soluciones del muestreo en condiciones adversas

La ciudad de Ushuaia tiene como slogan, ser la ciudad del fin del mundo. Sin embargo, solitaria, y aproximadamente 5 Km más al sur, se encuentra Puerto Williams, la pequeña Capital de la Provincia de la Antártica Chilena, la ciudad al sur del fin del mundo—sin contar Puerto Toro!, una pequeña caleta ubicada 20 km aún más al sur. Es en los alrededores de Puerto Williams y sus canales, donde he desarrollado gran parte del muestreo paleomagnético; una segunda parte fue en la Antártica, específicamente, en el extremo norte de la Península y en los Montes Ellsworth. En cada uno de estos terrenos, nos vimos enfrentado a diferentes problemas, aunque la metodología siempre era la misma. A continuación expondré la metodología y la solución encontrada a los problemas que se nos presentaron.

A2.1 El muestreo Paleomagnético

Para el muestreo paleomagnético lo primero que se debe realizar es perforar, después de esto, orientar y marcar.

A2.1.1 Perforación

Para perforar un testigo paleomagnético es necesario tener 5 elementos:

- Una perforadora
- Brocas con punta de diamantes (acá lo barato cuesta caro, y tiempo).
- Bidón de agua “presurizador”
- Agua
- Orejeras para el ruido.

La perforadora usada en terreno es una maquina Stihl adaptada para tal efecto (Fig. A2.1). En la perforadora, la cadena original es reemplazada por un adaptador conectado al piñon de cadena. Es en este adaptador donde se conecta la broca que perforará la roca.

Otro factor importante al momento de perforar es el agua. Una de las funciones principales del agua es lubricar la zona de perforación y arrastrar hacia afuera los sedimentos de la roca. Cuando la presión del agua no es suficiente los sedimentos no pueden salir trabando la broca.

Finalmente, las orejeras son siempre necesarias para evitar futuras complicaciones auditivas.

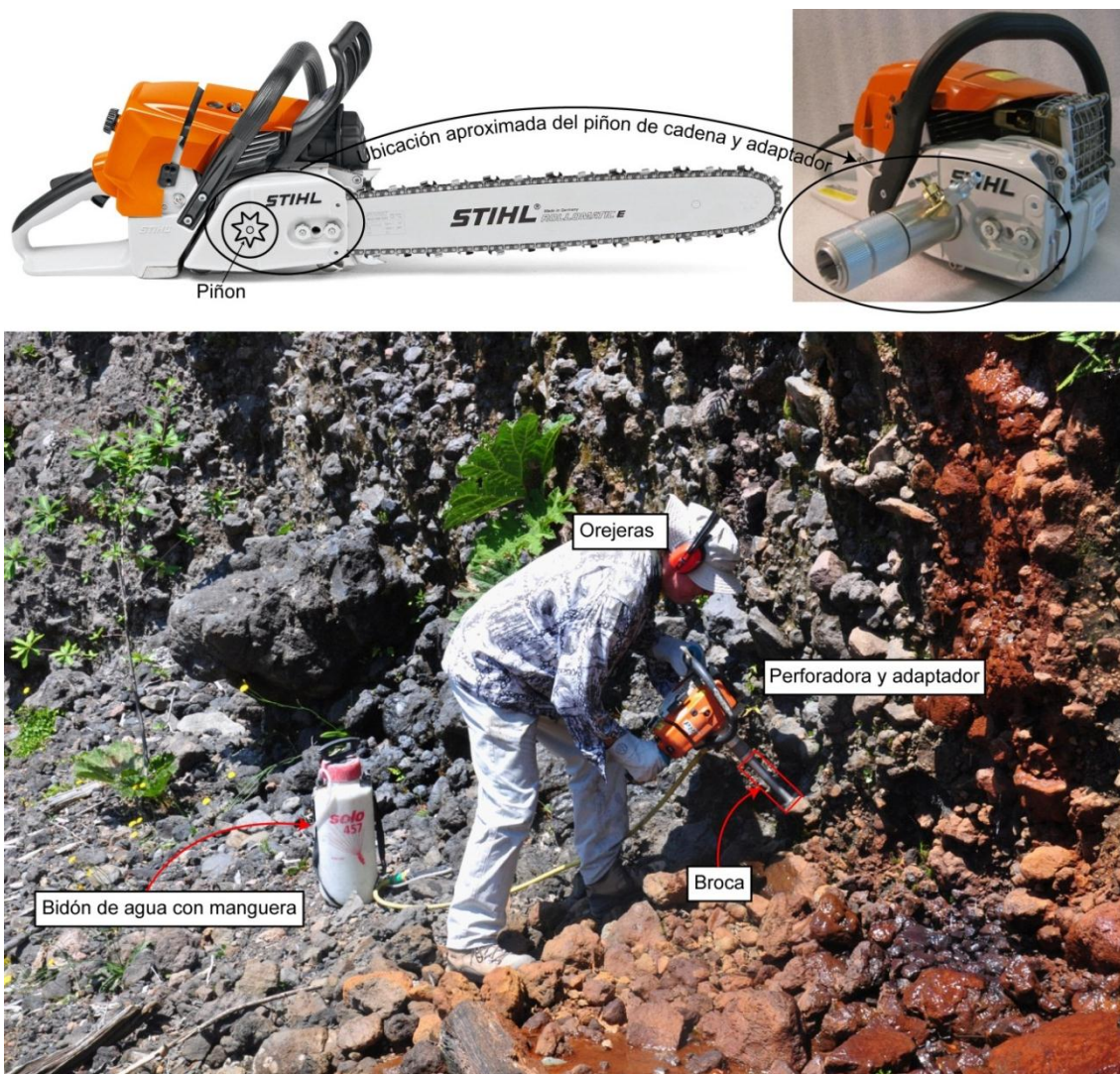


Figura A2.1: Arriba) Moto sierra stihl original y perforadora para paleomagnetismo. Existen otros modelos, como por ejemplo, con taladros eléctricos. Abajo) foto de afloramiento (en una región más cálida, para no congelar a los lectores) donde se muestran los distintos elementos utilizados en la perforación.

A2.1.2 Extracción del testigo paleomagnético: Orientación y marcado de la muestra

¿Cómo sacas las muestras? Es una pregunta a la que me he visto enfrentado frecuentemente, pero antes veremos qué es lo que orientamos y como lo orientamos (Fig. A2.2).

El resultado paleomagnético es un vector, es decir tiene dirección y sentido, por lo tanto, para tener un resultado coherente es necesario ubicar de forma precisa en el espacio el testigo perforado. Para la orientación del testigo paleomagnético es necesario un orientador, una varilla para el sol y una brújula (un GPS también es necesario para anotar la posición del sitio).

Las brocas son cilindros huecos que tienen, en uno de sus extremos un anillo de diamantes. Por lo tanto al extraer la broca del afloramiento lo que no es quedara es la roca externa, un espacio vacío y en el interior, un cilindro de roca (Fig. A2.2). Lo primero es introducir el orientador en el espacio que antes ocupaba la broca; la brújula, ubicada en el extremo superior del orientador, debe estar de forma horizontal (Fig. A2.2). Una vez que la brújula está en posición horizontal y el orientador bien firme se realizan las medidas que nos

permitirán ubicar el testigo en el espacio. Estas medidas son (Fig. A2.2): dip: que es el ángulo entre el plano horizontal y la brújula (0/90 grados indica un testigo perforado de forma vertical/horizontal); magnético: que es la azimuth del testigo (0 indican que el testigo apunta hacia el norte); sol y hora: con la varilla para el sol medimos la sombra que esta proyecta en el plano de la brújula a una hora determinada.

Todo lo anterior se anota en una libreta; cada muestra implica una orientación.

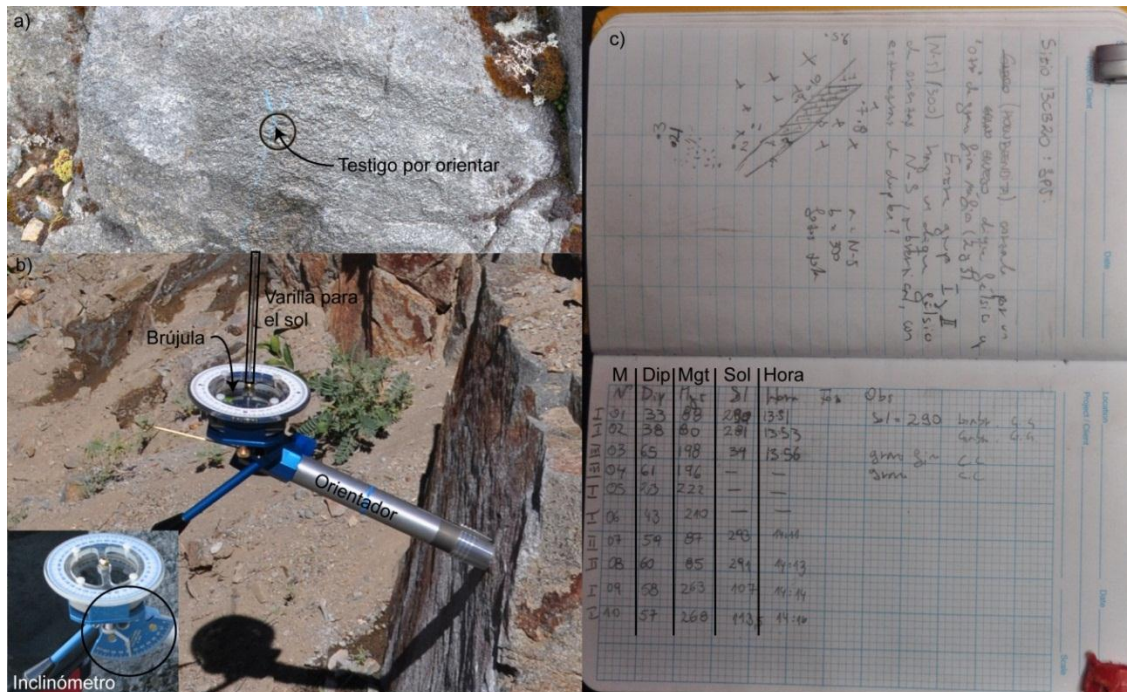


Figura A2.2: a) Testigo por orientar. Se observa claramente el hueco dejado por la broca, y en el cual se introduce el orientador. b) Orientador listo para medir. En recuadro pequeño se muestra el inclinómetro. c) libreta de terreno. Se muestran los datos anotados: m: número de muestra; dip: inclinación; mgt: magnético; sol y hora.

Antes de sacar la muestra es necesario realizar un paso más: marcar una línea en el dorso superior del testigo. Una vez realizado esto es posible sacar el testigo. Esta maniobra se realiza con un “cincel” y un martillo. El primero se introduce en el lumen dejado por la broca y con el martillo le damos unos golpes(itos) en la parte superior: el torque generado desprenderá el testigo. Posteriormente, usamos la línea marcada en el dorso del testigo para rayar una flecha que apunte hacia su base la que nos ayudará a reconocer la base y techo del testigo, y su plano axial (Fig. A2.3). Normalmente esta maniobra es sencilla, sin embargo en rocas muy fracturadas puede ser todo un reto.

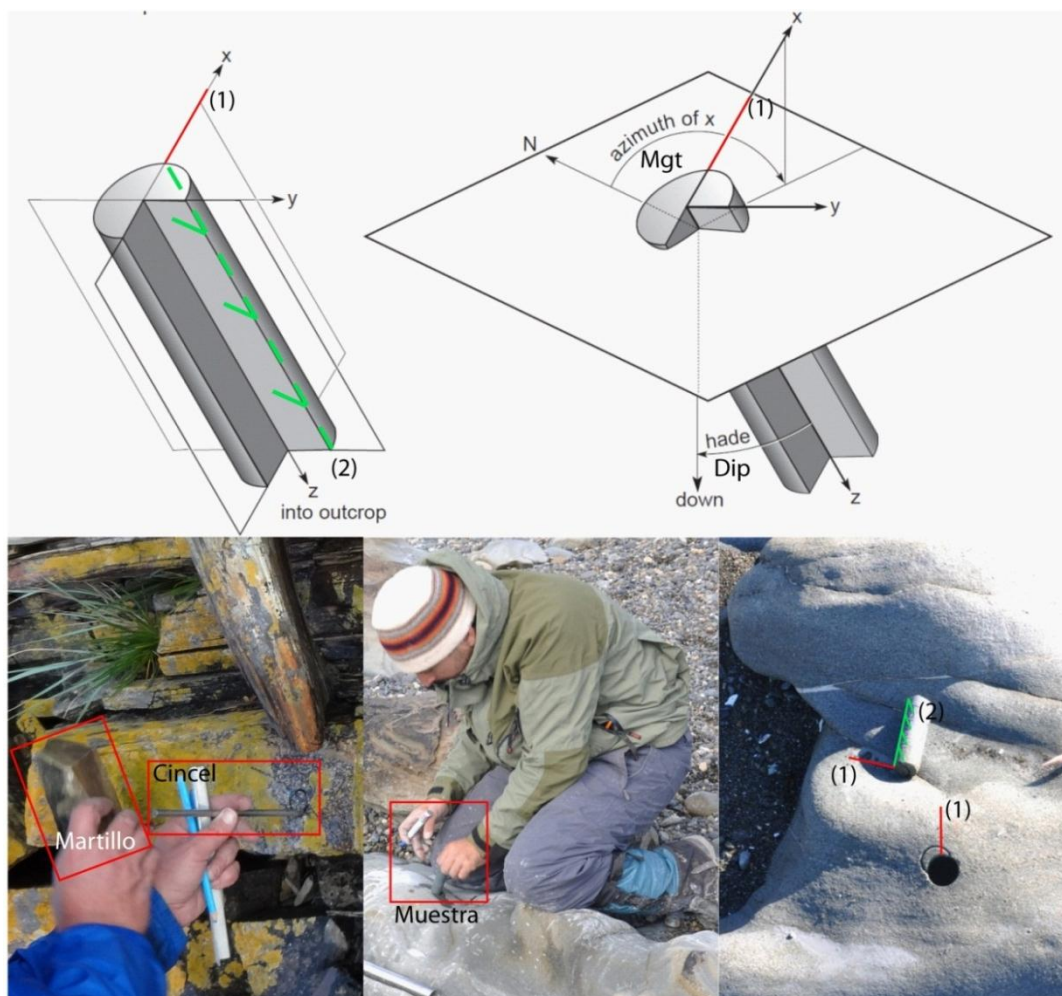


Figura A2.3: Arriba: Modelo de un testigo paleomagnético indicando los ejes principales que caracterizan el testigo y los ángulos medidos con el orientador. abajo: secuencia de la extracción de la muestra.

A2.2 Algunos problemas y sus soluciones

A2.2.1 ¿Agua dulce o salada? Salada...

Uno de los problemas que nos vimos enfrentados en los terrenos de Antártica y Patagonia, fue de donde sacar agua dulce. En la Antártica el agua dulce está congelada, y en Patagonia no existen ríos en todos los afloramientos que permitan llenar el bidón. Sin embargo los terrenos fueron realizados en barco, y los afloramientos estaban generalmente a la orilla del mar. Frente a este hecho optamos por usar agua de mar, a pesar de la corrosión que pudiese causar en algunas partes de la perforadora.

El uso del agua de mar trajo ciertos problemas que no habíamos considerado. Uno de estos problemas, tal vez, el más evidente de todos, era que la broca se trababa en el adaptador. En efecto, para el terreno en Patagonia de 2011 la sal pegó la broca al adaptador y no fue posible sacarla (en otros casos más extremo se ha perdido el adaptador). Hay una técnica de pequeños golpes, pero nada funcionó. Afortunadamente, en el barco donde andábamos había una llave stillson (o de grifa) que permitió hacer palanca y aflojar la broca.

La solución a este problema es sencilla, nunca dejar la broca puesta.

A2.2.2 Orrines y Rodamientos: otra consecuencia del agua de mar

Un segundo problema, y asociado al uso del agua de mar fue una pana ocurrida en un terreno en Isla Low, Península Antártica. Afortunadamente la pana sucedió al estar perforando el último testigo, del último sitio de terreno. Al estar perforando, la maquina se paró repentinamente, y al tratar de hacerla andar nuevamente, el motor partía pero la broca no giraba: se había trabado completamente. Como era el último día de trabajo, guardamos todo, esperando que en los talleres de INACH (Instituto Antártico Chileno) nos pudieran ayudar.

En los talleres de INACH, el técnico logró desarmar el adaptador de la perforadora (Fig. A2.4) y revisarlo; el diagnóstico: se agriparon los rodamientos; la causa: los orrines se gastaron. Los orrines (Fig. A2.4) son dos anillos que van a los costados del sistema de lubricación (por donde pasa el agua hacia la broca). Estos Anillos evitan que el agua salga hacia el exterior y entre en contacto con otras partes del adaptador, como por ejemplo, los rodamientos (Fig. A2.4). Al entrar en contacto el agua con los rodamientos, estos se oxidaron (agriparon) y dejaron de cumplir su función, trabando la perforadora.



Figura A2.4: Interior del adaptador de la perforadora. 1: Orrines; 2 y 3: Rodamientos (2a: detalle del rodamiento agripado); 4 y 5: sistema de lubricación, en 4 va la llave hacia la manguera, en 5 se observa un orificio por donde sale el agua hacia el interior de la broca. El agua pasaba hacia los rodamientos debido a la corrosión de los orrines. Una vez el agua llegó a los rodamientos era cosa de tiempo para que estos se agriparan, especialmente si era agua salada, como en nuestro caso.

Uno de los factores en la falla de los orrines fue la corrosión asociada al agua salada, desafortunadamente, en las condiciones de trabajo, no es posible usar agua dulce por lo que el cambio de agua no es una solución. En este caso, el problema lo solucioné reemplazando los orrines y los rodamientos de la máquina. El procedimiento de desarmado es sencillo, por lo que es recomendable llevar a terreno repuestos de estas piezas y los materiales necesarios para cambiarlas. Otra solución es llevar un adaptador de repuesto.

A2.2.3 Temperaturas bajo cero y como evitar que se congele el agua

De los terrenos realizados, el clima más extremo al que me vi enfrentado fue en las Montañas Ellsworth. Uno de los factores más complicados eran el viento y las bajas temperaturas.

Como se ha dicho anteriormente, el agua juega un papel fundamental en el proceso del muestreo paleomagnético, pero de donde sacar agua si todo está congelado (incluidas las manos)? Esto era relativamente sencillo, llevamos una cocinilla y derretíamos nieve en cada sitio (Fig. A2.5), pero el problema más complicado no era ese, sí no que era como mantener el agua en estado líquido mientras duraba el muestreo paleomagnético (aproximadamente 1 hora por sitio).

Antes de partir de terreno estuvimos pensando sobre las posibilidades para lograr mantener el agua líquida mientras perforábamos y llegamos a 2 ideas principales: la primera era cubrir la manguera y el bidón de agua con una capa de espuma (o plumavit) que aislara estos elementos de las bajas temperaturas; la segunda idea fue de agregar alcohol al agua (después de derretirla). A continuación contaré la experiencia del primer sitio perforado y que ilustra algunos de los problemas.

El sitio 13EP01 fue muestreado en un día soleado (en estas latitudes el mal tiempo implica quedarse en la carpa), en un sector donde el sol llegaba directamente (el sol alumbraba las 24 horas del día, pero dependiendo de su ubicación las laderas de los afloramientos pueden estar a la sombra). Llegamos al sitio y lo primero que hicimos fue derretir nieve y mezclarla con un poco de alcohol (Fig. A2.5a). El bidón de agua lo dejamos tal cual, pero la manguera que lo conecta a la perforadora la envolvimos con espuma aislante (Fig. A2.5b-c). Después de esto perforamos. Primer testigo sin problemas, segundo testigo, similar. Al tercer o cuarto testigo paramos de perforar un momento y dejé la perforadora en el suelo. Grave error. Quise volver a hacer andar la máquina pero nada, el adaptador estaba completamente trabado. Pensé inmediatamente en los rodamientos, pero esta vez era otro el problema: al dejar la perforadora en el suelo, el agua que estaba en el adaptador se congeló, bloqueándolo por completo. Tuvimos que volver a calentar agua y meter el adaptador al agua caliente para derretirlo. Hicimos andar la máquina y todo funcionaba perfecto, pero ahora no salía agua. Con el tiempo que pasó se congeló el agua de la manguera. Mismo procedimiento, calentar agua para descongelar la manguera. Finalmente logramos continuar perforando.

Después de terminar de perforar teníamos que orientar las muestras del sitio 13EP01. Tarea fácil pensábamos, a excepción de las manos heladas. Pero al momento de orientar el orientador no entraba en el hueco. Al momento de sacar la perforadora siempre queda agua en el espacio entre el testigo y la roca, y sucedió algo evidente, pero que nunca se me pasó por la cabeza: el agua que quedaba entre el testigo y la roca se congeló y no dejaba entrar el orientador. Quise hacer andar la perforadora pero estaba todo congelado; finalmente pusimos agua caliente en los agujeros y logramos, poco a poco, derretir el agua, orientar y sacar las muestras.

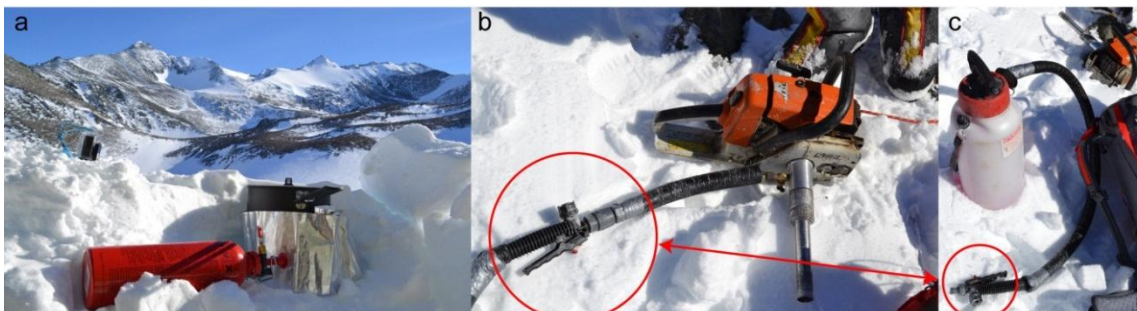


Figura A2.5: a) cocinilla para derretir agua. b y c) Perforadora, manguera y bidón. El círculo rojo muestra la conexión entre la perforadora y el bidón, uno de los puntos donde se congelaba el agua. El adaptador también se congelaba muy rápido.

La solución a las panas del sitio 13EP01 fue bastante sencilla. Finalmente, la espuma para la manguera y plumavit para el bidón (que nunca usamos) no era suficiente ya que el agua se congelaba en zonas donde no era posible cubrir. Lo mejor y más fácil fue echar más alcohol en el agua y así, disminuir aún más el punto de congelamiento del agua. En los otros sitios no volvimos a tener los problemas del sitio 13EP01.

A2.3 El problema de la declinación

Las propiedades del campo magnético—Inclinación, Declinación e Intensidad—varían en función del tiempo y en el espacio (Fig. A2.6). Por ejemplo, si comparamos la inclinación en los años 1590 y 2015 para Puerto Williams, vemos que ésta ha cambiado en más de 20° ; un caso más dramático es el cambio de la declinación en las montañas Ellsworth: entre los años 1590 y 2015 cambio en $\sim 40^\circ$. La intensidad también ha variado, disminuyendo en $\sim 40\%$ el valor que tenía en 1590. Las propiedades del campo magnético cambian también, en función de la posición. Al graficarlas en la superficie de la tierra vemos que las propiedades del campo magnético son también una complicada función de su posición en el globo (Fig. A2.6, (Tauxe, 2005)).

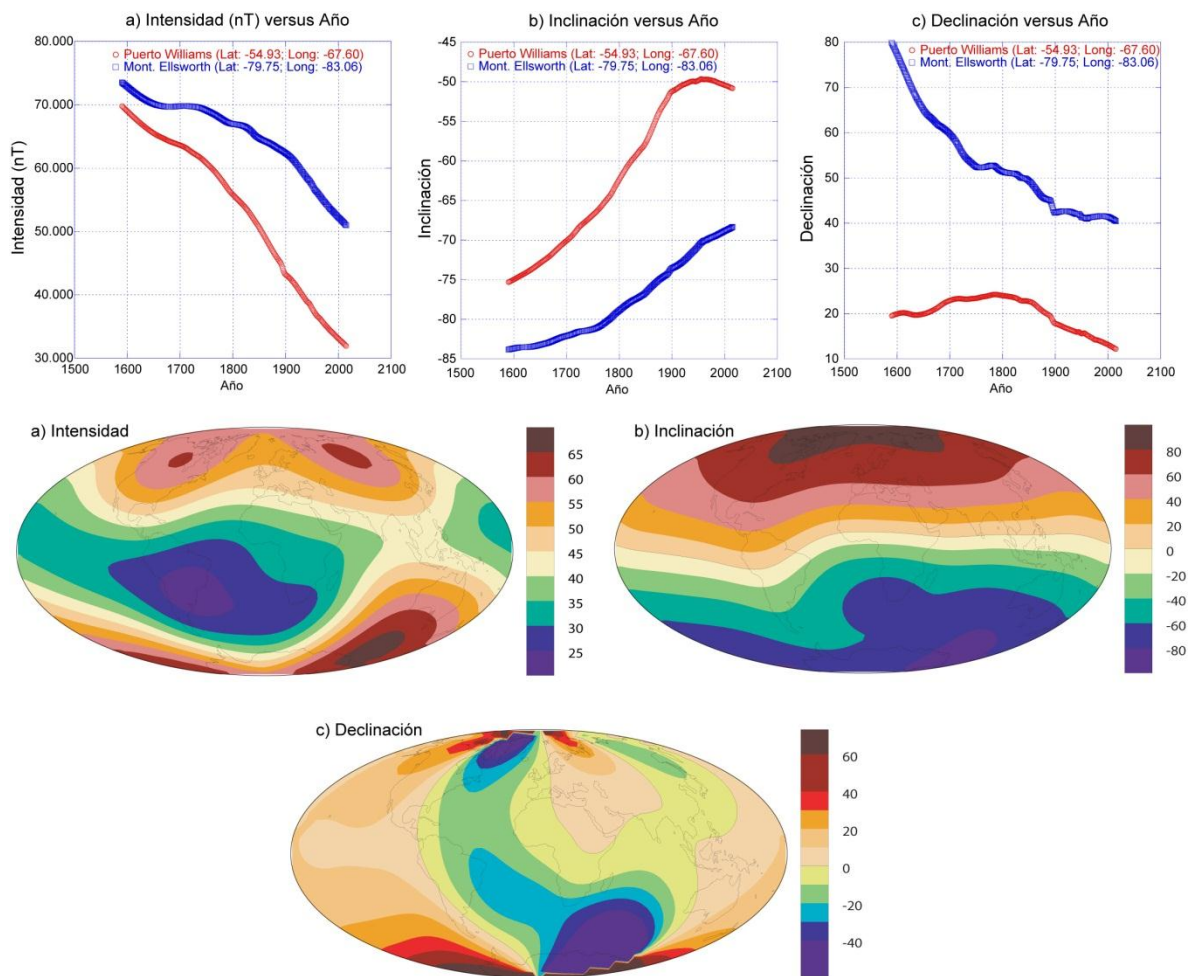


Figura A2.6: arriba) Variación de las propiedades del campo magnético en función del tiempo en los sectores de estudio. Datos tomados de la página web <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/?model=igrf#igrfgrid>, usando el modelo IGRF-15. abajo) Mapa del campo magnético usando el modelo IGRF para el año 1995. a) Intensidad en uT. b) inclinación. c.) declinación. (Tomado de Tauxe (2005))

Al momento de orientar la muestra, uno de los parámetros con que debemos lidiar es el de la declinación magnética. Como vimos anteriormente, uno de los métodos de orientación de los testigos paleomagnéticos es por medio de un compás magnético al cual se le corrige la declinación usando el modelo del IGRF (International Geomagnetic Reference Field: modelo matemático que describe el campo magnético de la tierra y la variación secular de este). En zonas de latitudes bajas esto no representa un problema ya que las isógonas (líneas de igual declinación magnética) están bastante separadas, por lo que la variación de ésta entre un punto y otro es

bastante baja. Pero, en altas latitudes, o en zonas cercanas a anomalías magnéticas, las isógonas pueden estar bastante apretadas lo que implica que la declinación cambia bastante entre un punto y otro, generando dificultades en la corrección de la declinación (Fig. A2.7). Por otro lado la inclinación

Para solucionar el problema en altas latitudes es necesario orientar la muestra por otros medios. Uno de ellos es por medio de sol. Sin embargo, en tan altas latitudes este es un elemento escaso: la gran noche invernal, y la nubosidad en verano son los principales factores. Lawrence et al. (2009) presentaron un estudio paleomagnético cercano a la estación McMurdo, para el cual usaron un dispositivo que consistía en un sistema de GPS diferencial y un láser ubicados en una tabla no magnética y un prisma ubicado en el testigo paleomagnético. La ubicación y azimut de la base no magnética se determinaba mediante los GPS; la muestra se orientaba con respecto a esta base usando el prisma y el láser.

Las Montaña Ellsworth se encuentran en los -79°S y los -83°W , latitud similar a la de la estación McMurdo (-77.8°S , 166°E). En nuestro caso no contábamos con el instrumento desarrollado por Lawrence et al. (2009), por lo que las orientaciones las realizamos usando el método normal: brújula y sol en caso que fuese posible.

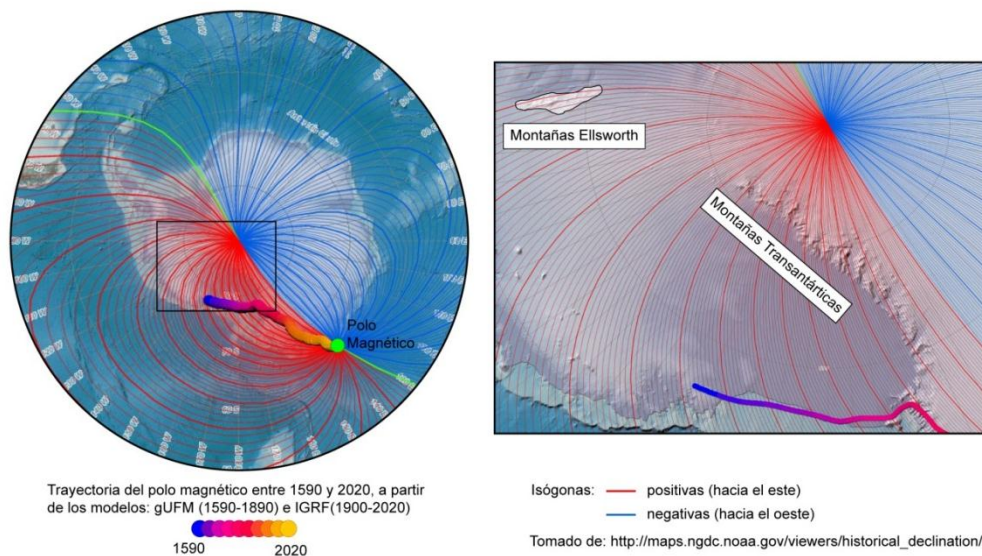


Figura A2.7: Variación de la declinación en función de la latitud. Líneas rojas y azulas representan líneas de igual declinación magnética (isógonas). Línea verde es la declinación “0”. Izq.: Vista general desde el polo sur. Der.: Detalle del recuadro. Se destacan las Montañas Ellsworth, en donde las isógonas corren paralelas al rumbo general de la cordillera, y las Montañas Transantárticas, en donde las isógonas cortan el rumbo de la cadena de montañas.

A2.4 Conclusiones

De lo visto anteriormente podemos concluir que:

1. En caso que no exista agua dulce, el agua salada es un buen sustituto. Sin embargo hay que tener en cuenta que esto puede trabar la broca fácilmente y que además corroe el equipo de forma más rápida.
2. Existen piezas que pueden fallar pero que son de fácil reparación, entre ellas, el adaptador de la perforadora y el bidón presurizador. Es importante llevar repuestos que permitan reparar estos elementos, entre ellos, orrines y rodamientos para el adaptador, y las gomas del bidón.
3. En caso de frío extremo, lo mejor es realizar una mezcla con alcohol. Esto evita que se congele el agua en el sistema de lubricación, el adaptador de la perforadora, y en el espacio entre los testigos y la roca.
4. La orientación de las Montañas Ellsworth es paralela a las isógonas, por lo que la variación de la declinación magnética en la zona de estudio era mínima. Sin embargo, la elevada inclinación hace difícil una correcta medición de la declinación.

A2.5 Referencias

Lawrence, K.P., Tauxe, L., Staudigel, H., Constable, C.G., Koppers, A., McIntosh, W., Johnson, C.L., 2009. Paleomagnetic field properties at high southern latitude. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, n/a-n/a, doi: 10.1029/2008gc002072.

Tauxe, L., 2005. Lectures in Paleomagnetism, 2005. <http://earthref.org/MAGIC/books/Tauxe/2005/>.

A3

A3. Material auxiliar capítulos 3 y 4

En este anexo el lector encontrará los materiales auxiliares presentados en las publicaciones “The curved Magallanes fold y thrust belt: Tectonic Insights from a paleomagnetic y anisotropy of magnetic susceptibility Study” (capítulo 3) y “Late Cretaceous – Early Cenozoic counterclockwise rotation of the Fuegian Andes y evolution of the Patagonia – Antarctic Peninsula system” (capítulo 4).

RESUMEN

- Material Auxiliar capítulo 3
- Material Auxiliar capítulo 4

A3.1 Material auxiliar capítulo 3

A3.1.1 Supplementary Table S1

Geographic location of the sites and the geometric mean remanent magnetization and magnetic susceptibility at each site.

Site	Ultima Esperanza (32)			Age	lat(S)	Lon(W)	NRM (mA/m)	K (10 ⁻⁵ SI)	Str	Dip
	Lithology	Unit	Age							
TU90	Shale	Zapata Fm.	Lower Cretaceous	110	-51.74864	-72.88742	0.057	34	50	41
TU12	Mudstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.35025	-72.8019	0.049	26	331	26
TU13	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.34972	-72.80104	0.212	19	332	31
TU14	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.34501	-72.79956	0.24	16	179	27
TU15	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.30946	-72.83859	0.056	31	14	0
TU16	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.31131	-72.83797	0.069	29	154	10
TU17	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.29584	-72.84698	0.259	23	332	20
TU18	Sand/Mudstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.29274	-72.84978	0.12	31	343	35
TU19	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.27768	-72.86773	0.337	32	359	34
TU91	Sandstone	Punta Barrosa Fm.	Turonian	90	-51.7902	-72.79079	0.097	25	340	73
TU06	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.5448	-72.556	0.211	18	34	20
TU07	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.54795	-72.57125	0.159	19	34	20
TU08	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.5453	-72.61041	0.568	21	52	10
TU09	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.52868	-72.59414	0.142	12	14	0
TU10	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.52868	-72.59414	0.134	20	14	0
TU11	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.46136	-72.73965	0.193	14	9	47
TU20	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.23477	-72.96808	0.22	20	172	38
TU21	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.23392	-72.9679	0.147	23	180	43
TU92	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.81331	-72.62984	0.078	20	69	8
TF14	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.11333	-72.595	0.135	33	158	45
TF15	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.24667	-72.495	0.155	34	17	19
TF16	Sandstone	Cerro Toro Fm.	Upper Cretaceous	80	-51.33	-72.68	0.362	43	323	13
TU01	Mudstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-51.90041	-72.45354	3.53	154	347	14
TU02	Sandstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-51.86599	-72.47646	0.198	27	14	9
TU03	Sandstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-51.7813	-72.4589	0.115	29	24	20
TU05	Sandstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-51.5832	-72.4992	2.52	39	29	25
TU22	Sandstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-50.91176	-72.46524	0.295	18	13	0
TU23	Sandstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-50.90815	-72.46443	0.312	15	146	13
TF13	Sandstone	Tres Pisos Fm.	Upper Cretaceous	70	-51.27333	-72.355	0.278	23	357	31
TU24	Sandstone	Dorotea Fm.	K-T	65	-50.89726	-72.45452	0.092	14	318	20
TU25	Sandstone	Dorotea Fm.	K-T	65	-50.89599	-72.45593	0.211	17	318	23
TU26	Sandstone	Dorotea Fm.	K-T	65	-50.89398	-72.45699	3.77	48	330	26

Magallanes (15) (RO: Riesco Island-Otway Inlet; EM: Magallanes Strait)			lat(S)	Lon(W)	NRM (mA/m)	K (10-5 SI)	Str	Dip	
Site	Lithology	Unit	Age						
TU78(RO)	Gabbro	Intrusive suit	Miocene	-53.20179	-71.66287	0.72	1350	0	0
TU79(RO)	Sandstone dikes	Bertrand Fm	Turonian(sed)	-53.2541	-72.15042	0.201	31	298	32
TU79(RO)		??	??	-53.2541	-72.15042	137	1110	0	0
TU80(RO)	Limestone	Bertrand Fm	Turonian(sed)	-53.25786	-72.17045	0.14	39	298	32
TU80(RO)		??	??	-53.25786	-72.17045	353	5370	0	0
TF12(RO)	No inf	Escarpada/Fuentes Fm.	Upper Cretaceous	-52.655	-71.97	0.33	24	168	58
TF11(RO)	No inf	Rocallosa Fm.	Upper Cretaceous	-53.17667	-71.6	0.533	21	170	20
TU69(RO)	Sandstone	Chorrillo Chico Fm	Paleocene	-52.89341	-71.61811	1.02	45	286	47
TU70(RO)	Sandstone	Chorrillo Chico Fm	Paleocene	-52.89211	-71.61437	1.88	93	330	64
TU65(EM)	Sandstone	Escarpada/Fuentes Fm	Upper Cretaceous	-53.74765	-70.96942	0.132	18	141	27
TU67(EM)	Sandstone	Escarpada/Fuentes Fm.	Upper Cretaceous	-53.72858	-70.96748	0.149	19	130	40
TU68(EM)	Sandstone	Escarpada/Fuentes Fm.	Upper Cretaceous	-53.69022	-70.97148	0.069	16	329	78
TU93(EM)	Sandstone	Escarpada/Fuentes Fm.	Upper Cretaceous	-53.69022	-70.97148	0.055	15	329	78
TU94(EM)	Sandstone	Escarpada/Fuentes Fm.	Upper Cretaceous	-53.5932	-70.94157	0.119	21	189	7
TF09(EM)	Sandstone	Escarpada/Fuentes Fm.	Upper Cretaceous	-53.63167	-70.91333	0.148	19	132	55
TU95(EM)	Sandstone	Rocallosa Fm.	Upper Cretaceous	-53.57418	-70.93741	0.356	21	327	80
TF10(EM)	Sandstone	Rocallosa Fm.	Paleocene	-53.58167	-70.93	1.34	33	320	61
TU66(EM)	Sandstone	Chorrillo Chico Fm	Paleocene	-53.53811	-70.93973	0.446	21	139	20

Tierra del Fuego (37)(LF: Fagnano Lake - Estancia Vicuña; CW: Whiteside Channel; CA: Atlantic Coast)									
Site	Lithology	Unit	Age	lat(S)	Lon(W)	NRM (mA/m)	K (10-5 SD)	Str	Dip
TU40(LF)	Sandstone	Tobífera Fm	Upper Jurassic	-54.54381	-68.79148	0.108	28	172	28
TU41(LF)	ø?	Tobífera Fm.	Upper Jurassic	-54.54464	-68.78657	1.3	25	12	0
TU42(LF)	Sandstone	Tobífera Fm.	Upper Jurassic	-54.54383	-68.79006	0.355	39	172	28
TU34(LF)	Dacite	Tobífera Fm.	Upper Jurassic	-54.50532	-68.76083	2.88	5	13	0
TU32(LF)	øMilonite?	Tobífera Fm.	Upper Jurassic	-54.50451	-68.77689	0.108	8	13	0
TU33(LF)	Sandstone	Rio Jackson Fm.	Lower Cretaceous	-54.49858	-68.73775	0.071	20	24	31
TU35(LF)	Sandstone	La Paciencia Fm.	Lower Cretaceous	-54.4394	-68.71561	0.045	33	308	25
TU36(LF)	Sandstone	La Paciencia Fm.	Lower Cretaceous	-54.43848	-68.71648	0.024	31	304	33
TU37(LF)	Mudstone	La Paciencia Fm.	Lower Cretaceous	-54.43405	-68.71939	0.031	33	303	30
TU39(LF)	Sandstone	La Paciencia Fm.	Lower Cretaceous	-54.47735	-68.70033	0.124	46	293	90
TU44(LF)	Sandstone	La Paciencia Fm.	Lower Cretaceous	-54.32825	-68.82076	0.185	23	118	67
TU29(LF)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Upper Cretaceous	-54.32167	-68.82278	0.94	45	128	45
TU30(LF)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Upper Cretaceous	-54.32192	-68.82675	0.382	43	126	78
TU31(LF)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Upper Cretaceous	-54.32294	-68.82767	0.191	33	135	73
TU38(LF)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Upper Cretaceous	-54.36837	-68.76597	1.02	38	308	77
TU43(LF)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Upper Cretaceous	-54.34803	-68.83348	0.122	35	316	70
TU27(LF)	Sandstone	Cerro Cuchilla Fm.	K-T	-54.13211	-68.64232	0.846	nd	102	68
TU28(LF)	Sandstone	Cerro Cuchilla Fm.	K-T	-54.11874	-68.70351	48.4	250	102	45
TF05(LF)	Sandstone	Ballena Group	Eocene	-53.91333	-68.36	0.532	20	114	32
TF06(LF)	Sandstone	Ballena Group	Eocene	-53.95667	-68.94167	0.101	8	343	11
TU71(CW)	Sand/mudstone	Cerro Matrero Fm.	Turonian	-54.06281	-70.0492	0.573	26	110	68
TU72(CW)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Turonian	-54.06844	-70.04669	1.21	37	118	46
TU73(CW)	Sandstone	Cerro Matrero Fm.	Turonian	-54.04286	-70.05569	0.284	31	116	68
TU45(CW)	Mudstones	Cerro Cuchilla Fm.	Campanian-Danian	-53.89571	-70.14846	1.55	30	117	48
TU74(CW)	Mudstones	Cerro Cuchilla Fm.	Campanian-Danian	-53.8967	-70.15109	1.11	29	108	48
TU46(CW)	Mudstones	Cerro Cuchilla Fm.	Campanian-Danian	-53.87676	-70.15695	1.01	30	120	78
TU47(CW)	Sandstone	Cabo Nariz Beds	Paleocene	-53.85323	-70.16254	5.1	132	120	40
TU48(CW)	Sandstone	Cabo Nariz Beds	Paleocene	-53.8054	-70.17413	0.286	18	103	40
TU75(CW)	Sandstone	Cabo Nariz Beds	Paleocene	-53.82499	-70.17574	2.1	54	315	44
TU76a(CW)	Sandstone	Cabo Nariz Beds	Paleocene	-53.76764	-70.15394	0.131	17	240	46
TU76b(CW)	Sandstone	Cabo Nariz Beds	Paleocene	-53.76764	-70.15394	0.131	17	283	75
TU77(CW)	Sandstone	Cabo Nariz Beds	Paleocene	-53.74504	-70.12387	0.179	22	138	31
TF08(CW)	No inf	Bahía In til	Oligocene	-53.65166	-69.71167	0.444	28	297	12
TF02(CA)	No inf	La Despedida Group	Eocene	-54.47667	-66.47166	1.98	77	98	80
TF03(CA)	No inf	La Despedida Group	Eocene	-54.48	-66.445	0.218	19	101	65
TF01(CA)	No inf	Cabo Domingo Group	Oligoceno	-54.29833	-66.71833	0.185	13	253	5
TF04(CA)	No inf	Cabo Domingo Group	Oligoceno	-54.23667	-67.20333	0.16	10	0	0
TF07(CA)	No inf	Cabo Domingo Group	Mioceno	-53.68667	-67.845	16.9	172	0	0

A3.1.2 Supplementary Table S2

Hysteresis parameters.

sample	weight(mg)	JsMax	Js_Ferro	Jrs	Hc	Hcr	Jrs/Js_ferro	Hcr/Hc
TF02_07	3.3	0.06189	0.010364	0.00041412	3.5784	31.5	0.039958	8.8027
TF10_03	6.3	0.060985	0.013309	0.00067266	4.6866	34.978	0.050543	7.4635
TF11_11	3.3	0.070385	0.0021699	0.00026422	10.842	38.629	0.12177	3.5628
TF15_03	6.8	0.10547	0.0018095	0.00012011	7.263	48.541	0.066376	6.6833
TF16_15	2.5	0.15181	0.0031824	0.00031549	8.5574	31.379	0.099137	3.6669
TU65_10	3.2	0.063036	0.013633	0.0043116	28.9	53.835	0.31626	1.8628
TU66_07	6.8	0.081452	0.0012085	0.00011149	8.0209	31.942	0.092257	3.9823
TU67_20	4.3	0.135	0.0035544	0.00032672	10.622	46.194	0.091919	4.349
TU68_06	2.3	0.050797	0.0028567	0.00052691	13.376	45.827	0.18445	3.426
TU68_09	1.5	0.11016	0.0034243	0.00043323	10.649	31.448	0.12652	2.9531
TU68_09B	3.1	0.038835	0.001896	0.00022828	9.5521	33.511	0.1204	3.5082
TU69_02B	4	0.050108	0.0017	0.00030952	12.934	44.697	0.18207	3.4558
TU70_09	4.3	0.082769	0.013641	0.001299	7.1234	28.812	0.095228	4.0447
TU71_08	6.6	0.079197	0.0035452	0.0006832	15.732	37.059	0.19271	2.3556
TU72_15	7.2	0.082381	0.0071322	0.00051099	5.9172	26.228	0.071645	4.4326
TU72_19	9.2	0.076983	0.002943	0.0003451	9.8448	34.694	0.11726	3.524
TU75_09	2.1	0.061584	0.0090854	0.00067305	6.899	27.543	0.074081	3.9924
TU76_14	2.4	0.039737	0.005622	0.00067627	8.8336	34.626	0.12029	3.9198
TU77_05	6.3	0.043445	0.0015436	0.00021631	10.105	32.75	0.14013	3.2411
TU94_01	6.6	0.04237	0.0019328	0.00027456	10.946	35.553	0.14205	3.248
TU94_05	3.7	0.042579	0.0022571	0.00027635	9.6847	32.362	0.12244	3.3416
TU94_08	1.6	0.053091	0.0045248	0.00076392	12.247	39.553	0.16883	3.2295
TF07_02	2	0.17571	0.096422	0.0079048	7.8389	40.038	0.081981	5.1076
TU34_07	1.9	0.19724	0.019977	0.0072818	14.767	26.023	0.3645	1.7622

JsMax, magnetization at 1T in Am2kg-1

JsFerro in Am2kg-1

Js corrected from the paramagnetic content in Am2kg-1

Jrs , saturation rémanent magnetization in Am2kg-1

Hc y Hcr in mT

A3.1.3 Supplementary Table S3

Tensorial mean anisotropy of magnetic susceptibility.

Site	Ultima Esperanza province (W: west of Lago Toro; E: East of Lago Sofia)									
	<-----Kmax----->					<-----Kmin----->				
	D-IS	I-IS	D-BC	I-BC	Kmin	D-IS	I-IS	D-BC	I-BC	Kmin
TU11(W)	1.01	263	41	195	78.1	0.98	89.3	49	92.7	2.6
TU12(W)	1.03	346	9.3	349	1.8	0.97	232	69	96	84
TU13(W)	1.01	339	24	351	17.3	0.99	78.6	21	258	9.1
TU14(W)	1.02	351	11	347	5.9	0.98	106	66	209	82.2
TU15(W)	1.03	169	0.2	169	0.2	0.97	78.5	75	78.5	75
TU16(W)	1.03	174	1.3	354	2.1	0.97	80	72	98.7	81.6
TU17(W)	1.02	346	14	350	8.2	0.99	77.1	4.4	258	14.9
TU18(W)	1.03	168	2	166	4.3	0.97	259	39	271	73.7
TU19(W)	1.03	175	1.1	355	1.4	0.97	266	40	260	73.7
TU20(W)	1.01	173	2.6	174	1.8	0.99	79.6	48	58	86
TU21(W)	1.01	346	24	334	8.2	0.99	84.4	19	78.9	61.4
TU90(W)	1.03	163	45	156	5.7	0.97	68.6	4	247	9
TU91(W)	1.01	340	5.8	346	1.5	0.99	250	7.1	247	80.1
TU01(E)	1.03	1.6	4.3	2.2	0.7	0.98	94.3	32	92.4	19
TU02(E)	1.01	166	4	346	0.2	0.99	262	58	255	65.7
TU03(E)	1.01	165	7.8	345	4.9	0.99	274	67	218	81.9
TU05(E)	1.01	181	4.9	1.8	6.7	0.99	280	61	228	80.4
TU06(E)	1.01	347	0.1	348	14.7	0.99	76.8	69	98.3	52.4
TU07(E)	1.01	166	0	347	14.8	0.99	256	75	174	75.1
TU08(E)	1.01	328	0.6	328	15.5	0.99	63.9	84	121	72.6
TU09(E)	1.01	359	18	359	17.7	0.99	212	69	212	69.3
TU10(E)	1.01	358	3	358	3	0.99	201	87	201	86.7
TF13(E)	1.01	181	1.8	179	3.9	0.99	274	61	44.6	84.4
TF14(E)	1.03	179	11	0.5	6.1	0.97	78.2	42	141	82.1
TF15(E)	1.02	174	6	353	1.6	0.98	287	75	109	86.2
TF16(E)	1.02	175	2.3	174	9.3	0.97	278	80	3.2	80.6
TU22(E)	1.01	332	6.4	332	12.4	0.99	123	83	159	77.4
TU23(E)	1.01	314	2.8	133	1.8	0.99	193	85	227	64.8
TU24(E)	1	171	4	168	14.6	1	275	74	354	75.3
TU25(E)	1.01	164	5.3	160	14.7	0.99	303	83	30	67.8
Average(W)	-----	168	12	167	4.9	-----	-----	-----	-----	-----
Average(E)	-----	170	5	170	8.9	-----	-----	-----	-----	-----

*: Results were calculated using just sedimentary samples

/: We exclude samples with anomalous results

+: Result using anomalous samples from site TU67

Average excludes sites TU68-93 y results + from site TU67

Magallanes province (RO: Riesco Island-Otway Inlet; EM: Magallanes Strait)																				
Site	<-----Kmax----->					<-----Kmin----->					<----Intensity---->					<-----Shape----->				
	Kmax	D-IS	I-IS	D-BC	I-BC	Kmin	D-IS	I-IS	D-BC	I-BC	lin	Fol	Ani	k	t	f	r	P'		
TU79(RO)*	1.04	128	2.3	127	1.8	0.96	29.2	75	34.9	43	1.04	1.04	1.08	1.01	0	p	1.08	1.08		
TU80(RO)*	1.05	282	6.9	290	21.3	0.94	15.9	29	199	0.6	1.03	1.08	1.12	0.35	0.47	o	1.11	1.12		
TF11(RO)	1.02	333	4.7	152	1	0.98	75.3	69	23.9	88.4	1.01	1.03	1.04	0.33	0.5	o	1.04	1.04		
TU69(RO)	1.03	289	10	295	5	0.95	188	47	68.4	82.7	1.01	1.07	1.08	0.16	0.72	o	1.08	1.09		
TU70(RO)	1.02	331	22	351	8.7	0.98	233	18	199	80.1	1.02	1.02	1.04	0.77	0.13	o	1.04	1.04		
TF12(RO)	1.01	140	33	305	2	0.99	257	35	77	87	1	1.02	1.02	0.19	0.68	o	1.02	1.02		
TU65(EM)	1.01	300	3.2	121	6.6	0.99	32.9	44	13.3	68.7	1	1.01	1.02	0.41	0.42	o	1.02	1.02		
TU67(EM)/	1.01	279	1.7	104	18.1	1	8.7	0	14	0	1.01	1	1.01	22.1	-0.9	p	1.01	1.01		
TF09(EM)	1.02	136	12	145	3.2	0.98	34.9	42	252	79.5	1.02	1.02	1.04	0.83	0.09	o	1.04	1.04		
TU94(EM)	1.01	285	5.1	105	1.9	0.98	47.7	81	0.7	82.7	1.01	1.02	1.03	0.5	0.33	o	1.03	1.03		
TF10(EM)	1.01	131	20	118	1.8	0.99	233	30	334	87.8	1.01	1.01	1.02	0.57	0.27	o	1.02	1.02		
TU95(EM)	1.02	141	27	298	0.1	0.98	237	11	30.9	88.6	1.01	1.02	1.04	0.47	0.35	o	1.03	1.04		
TU66(EM)/	1	299	6.3	118	0.4	1	45.1	68	15.4	88	1	1.01	1.01	0.24	0.61	o	1.01	1.01		
TU67(EM)+	1.05	33	66	230	73.6	0.97	123	0	320	0	1.08	1	1.08	90	-1	p	1.08	1.09		
TU68-93(EM)	1.03	212	7.1	156	63.2	0.99	302	0	246	0	1.04	1	1.05	24	-0.9	p	1.05	1.05		
Average(RO)	-----	130	14	133	7.1	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	
Average(EM)	-----	121	11	118	4.7	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	

*: Results were calculated using just sedimentary samples

/: We exclude samples with anomalous results

+: Result using anomalous samples from site TU67

Average excludes sites TU68-93 y results + from site TU67

Tierra del Fuego province (ED: External Domain; IM: Intermediate Domain; CP: Cordon de la Paciencia Domain; LF; Fagnano Lake domain)		<-----Kmax----->		<-----Kmin----->		<-----Kmin----->		<-----Intensity----->		<-----Shape----->								
Site	Kmax	D-IS	I-IS	D-BC	I-BC	Kmin	D-IS	I-IS	D-BC	I-BC	lin	Fol	Ani	k	t	f	r	P'
TF01(ED)	1.02	59.1	0.6	239	0.1	0.97	163	88	339	89.4	1	1.05	1.05	0.02	0.95	o	1.05	1.06
TF03(ED)	1.02	234	57	32.4	0.3	0.97	11.9	26	132	88	1	1.04	1.05	0.02	0.96	o	1.05	1.05
TF04(ED)	1.01	128	2	128	2	0.98	280	88	280	87.7	1	1.03	1.04	0.03	0.95	o	1.04	1.04
TF07(ED)	1.04	344	3.1	344	3.1	0.94	183	87	183	86.8	1.01	1.1	1.11	0.07	0.87	o	1.11	1.12
TF05(ED)	1.03	306	5.6	302	11.9	0.96	45.1	57	117	78.1	1.01	1.06	1.08	0.16	0.71	o	1.07	1.08
TF06(ED)	1.01	94.3	3.2	275	7.1	0.98	338	83	38.2	77.5	1	1.02	1.03	0.12	0.78	o	1.03	1.03
TF08(ED)	1.02	109	1.5	288	0.1	0.98	204	75	197	87.1	1.02	1.03	1.05	0.62	0.24	o	1.05	1.05
TF02(ID)	1.02	280	7.2	270	3.9	0.98	10.3	4.7	39	83.8	1.02	1.02	1.03	1.06	-0	p	1.03	1.03
TU27(ID)	1.01	288	0.1	284	5.4	0.99	17.9	31	160	80.5	1	1.02	1.03	0.2	0.67	o	1.03	1.03
TU28(ID)	1.02	95	6.3	105	8.9	0.96	359	45	215	65.6	1.01	1.06	1.07	0.08	0.85	o	1.07	1.08
TU45(ID)	1.01	284	21	272	5.8	0.99	23	22	18	69.5	1.01	1.01	1.02	0.54	0.3	o	1.02	1.02
TU74(ID)	1.01	276	11	92.1	1.6	1	11.4	26	357	73.4	1.01	1	1.01	1.9	-0.3	p	1.01	1.01
TU46(ID)	1.02	107	17	107	16.9	0.99	207	29	207	29.1	1.02	1.01	1.03	2.63	-0.5	p	1.03	1.03
TU47(ID)	1.03	129	14	129	13.8	0.97	38.7	1.4	38.7	1.4	1.04	1.03	1.06	1.38	-0.2	p	1.06	1.06
TU75(ID)	1.03	133	16	133	15.5	0.98	38.3	16	38.3	15.5	1.03	1.01	1.05	2.48	-0.4	p	1.05	1.05
TU48(ID)	1.01	115	13	115	13.2	0.99	206	4.3	206	4.3	1.01	1.01	1.02	1.51	-0.2	p	1.02	1.02
TU76(ID)	1.01	277	28	277	27.7	0.99	185	5	185	5	1.01	1	1.02	5.76	-0.7	p	1.02	1.02
TU29(ID)	1.01	299	14	291	4	0.99	33.1	17	29	62	1.02	1	1.02	3.68	-0.6	p	1.02	1.02
TU30(ID)	1.02	302	33	272	4.4	0.99	202	16	9.7	59.2	1.02	1.01	1.03	1.94	-0.3	p	1.03	1.03
TU31(ID)	1.01	290	31	97.3	11	0.99	187	21	359	36.9	1.01	1.01	1.03	0.84	0.08	o	1.03	1.03
TU43(ID)	1.02	120	14	296	9.2	0.98	27.5	8.3	192	56.9	1.02	1.03	1.05	0.64	0.22	o	1.05	1.05
TU44(ID)	1.02	294	21	277	4.8	0.98	195	22	11.2	43.2	1.01	1.03	1.05	0.42	0.41	o	1.05	1.05
TU38(ID)	1.02	308	15	321	2.7	0.98	40.2	9.7	225	67.1	1.01	1.03	1.04	0.25	0.6	o	1.04	1.04
TU35(CP)	1.06	93.7	8.8	273	1.8	0.93	308	79	7.3	68.3	1.06	1.08	1.14	0.69	0.18	o	1.14	1.15
TU36(CP)	1.07	98.4	9.9	279	12.2	0.92	309	79	26.8	54.9	1.05	1.11	1.17	0.45	0.36	o	1.16	1.17
TU37(CP)	1.05	258	18	270	36.6	0.96	161	19	148	35.8	1.07	1.02	1.09	2.77	-0.5	p	1.09	1.1
TU39(CP)	1.05	293	3.8	116	0.9	0.92	23.1	3.6	219	86.2	1.02	1.11	1.14	0.22	0.62	o	1.13	1.15
TU32(LF)	1.05	272	21	-----	-----	0.92	8.1	16	-----	-----	1.02	1.12	1.14	0.16	0.71	o	1.14	1.15
TU33(LF)	1.04	71.8	6.1	-----	-----	0.93	319	74	-----	-----	1.01	1.11	1.11	0.06	0.88	o	1.11	1.13
TU34(LF)	1.07	243	67	-----	-----	0.91	15.9	17	-----	-----	1.05	1.13	1.19	0.38	0.43	o	1.18	1.19
TU40(LF)	1.05	237	18	-----	-----	0.94	84	70	-----	-----	1.04	1.08	1.12	0.56	0.28	o	1.12	1.12
TU41(LF)	1.04	264	22	-----	-----	0.97	19.9	48	-----	-----	1.04	1.03	1.07	1.24	-0.1	p	1.07	1.07
TU42(LF)	1.06	233	26	-----	-----	0.96	0.2	51	-----	-----	1.08	1.03	1.11	3.3	-0.5	p	1.11	1.12
Average(ED)	-----	290	0.3	288	6.5	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Average(ID)	-----	292	6.4	107	0.9	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Average(CP)	-----	276	0.7	280	12.5	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----

N is the number of samples used in the tensorial mean calculation. Kmax y Kmin are the maximum y minimum susceptibility axes. D-IS/I-IS (D-BC/I-BC) is the declination/inclination AMS direction in situ (tilt corrected) coordinates. p1 y p2 are the angles for the ellipse of confidence after Jelinek [1978]. lin/fol/ani are the lineation, foliation, y anisotropy degrees. f is the (o)plate/(p)rolate shape of the ellipsoids. k/t/r/P', the shape parameters.

A3.1.4 Supplementary Table S4

Directions of the average mean lineations y structural trend

Locality	AMS In Situ Lineations				AMS Tilt Corrected				Strike	Strike-AMS Lin
	Dec	Inc	a95	k	Dec	Inc	a95	k		
W.L Toro	347.6	11.5	7.7	33	347.4	4.9	4.4	98	345	-2.6
E.L Sofía	350.4	5	5.1	54	350.2	8.9	5.5	47	5	24.6
PMRO1	332	13.5			341.4	3.9			345	13
PMRO2	294.9	2.4							300*	6
PMEM	301	11.2	13.7	20	298.4	4.7	11.1	31	320	19
TDF-ED	289.7	0.3	26	24	287.8	6.5	22.6	31	295	5.3
TDF-ID	292.1	6.4	10	14	287.3	0.9	9.1	17	295	2.9
TDF-CP	275.8	0.7	22.5	18	279.8	12.5	23.8	16	285	-9.2

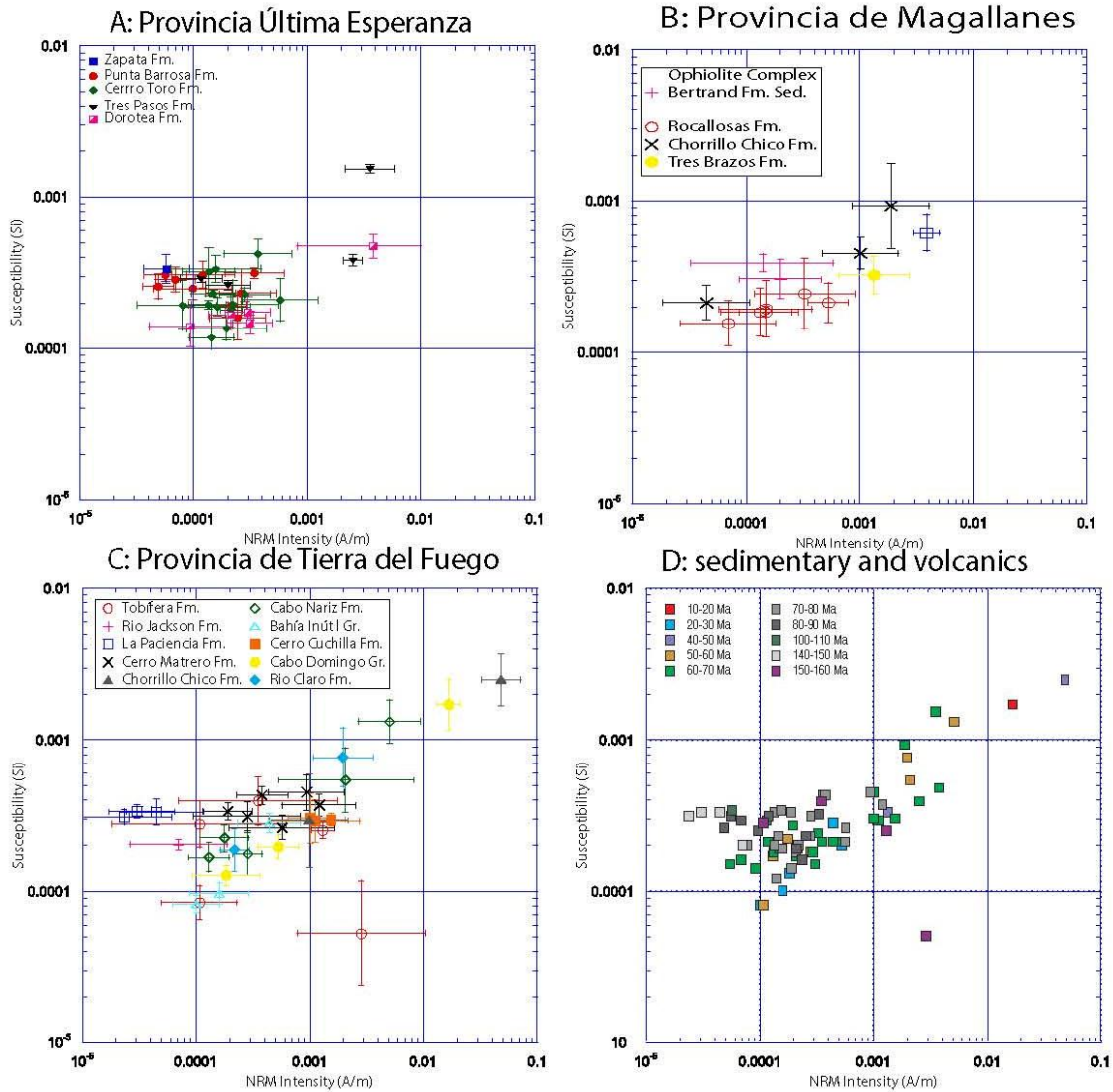
Strike, strike of the main regional folds, except for (*) which is the strike of the Magallanes-Fagnano Fault.

RO1: Kmax average using sites TF11-TU70

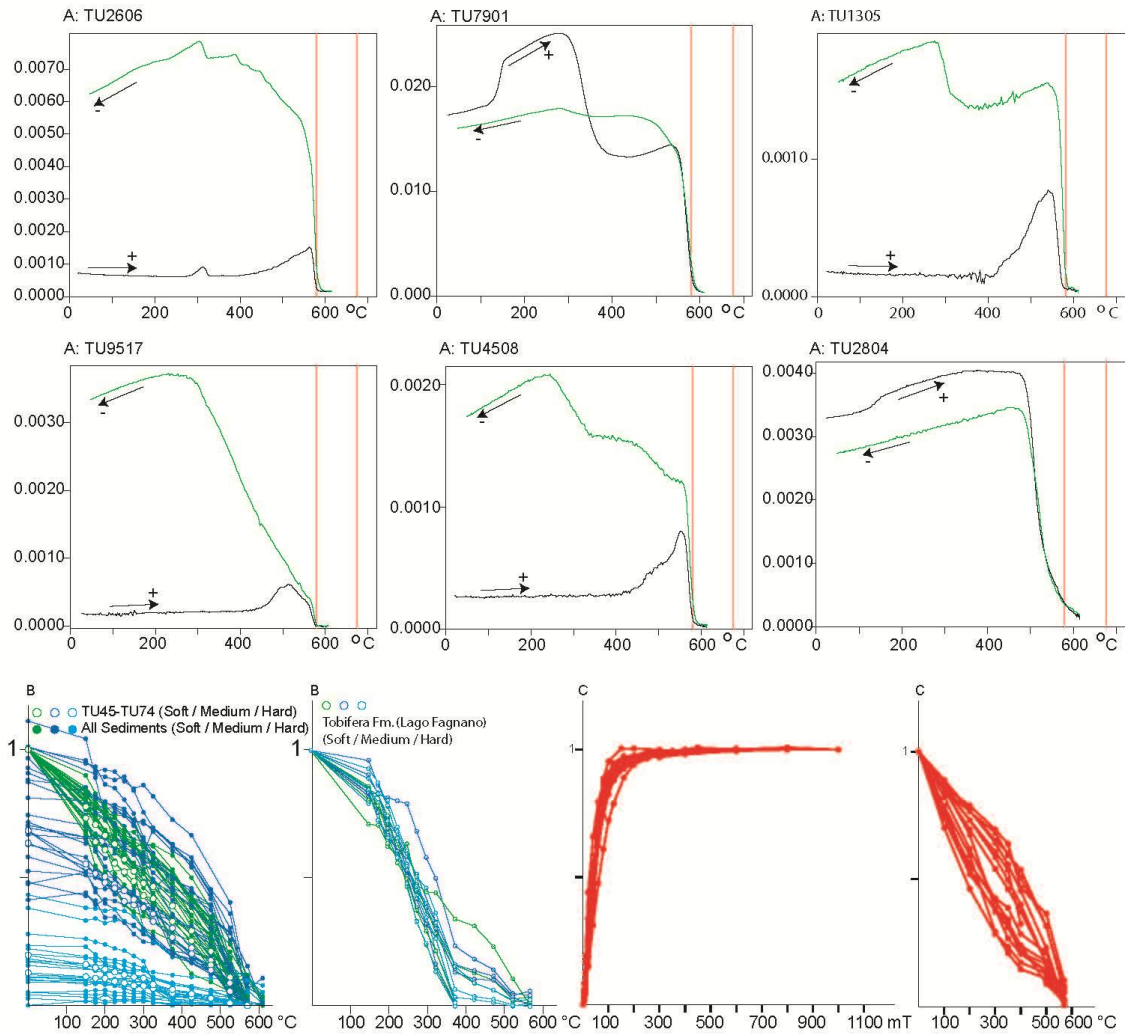
RO2: Kmax average using AMS in sedimentary rocks from sites TU79-TU80

Dec, Inc: declination y inclination of the Fisherian mean of AMS lineation

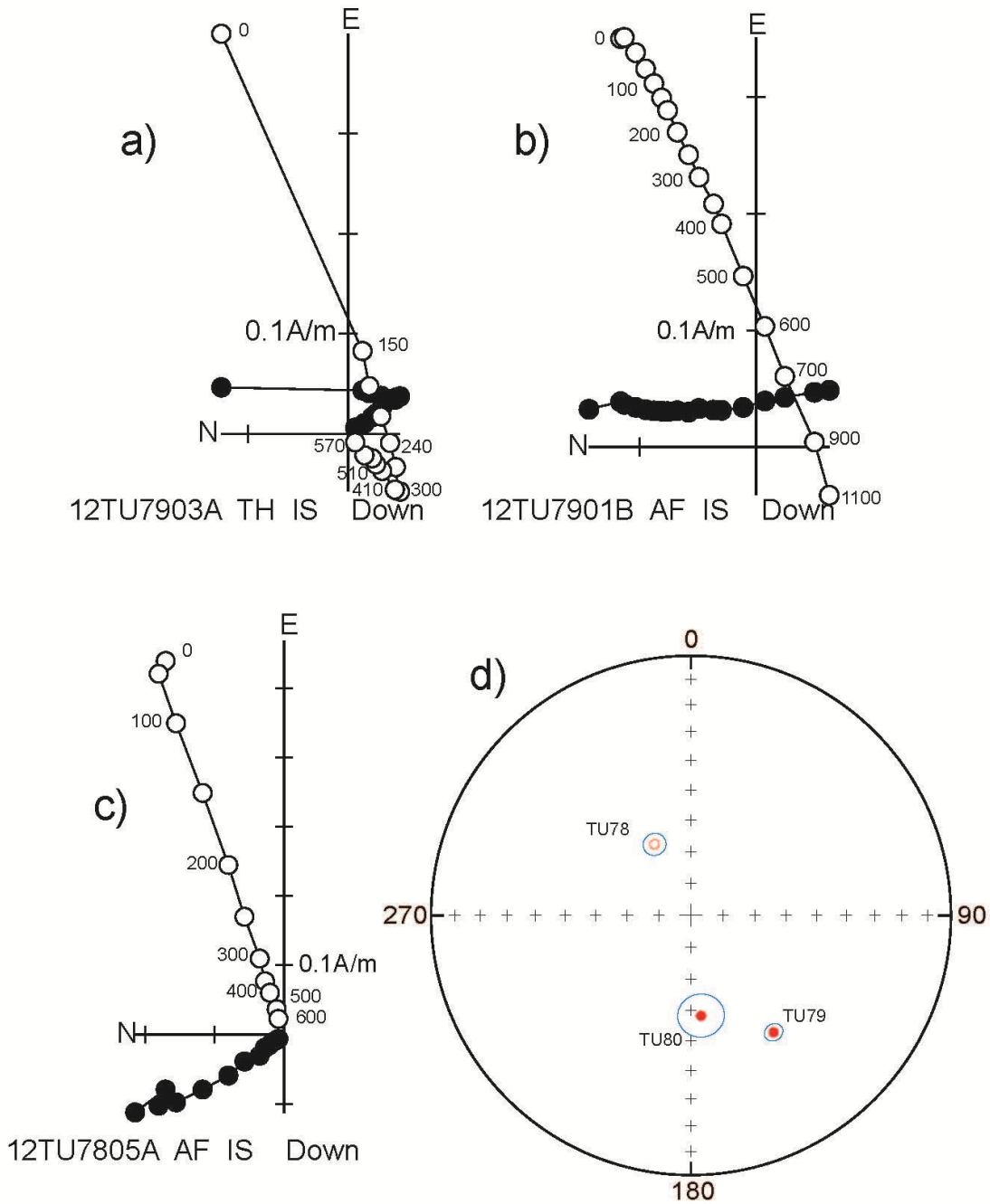
A3.1.5 Supplementary Figures



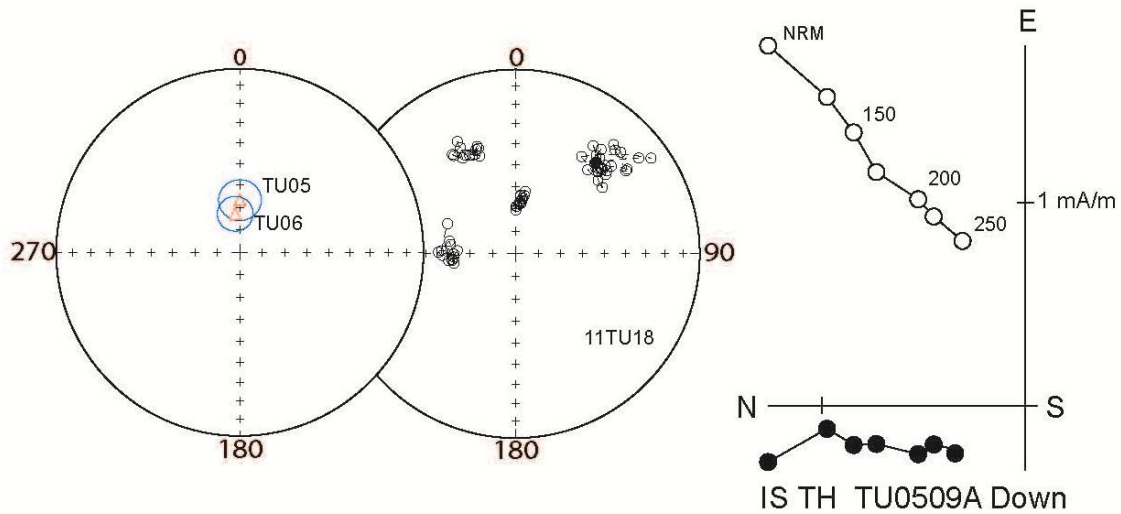
Supplementary Figure S1: Log-Log plot of the magnetic susceptibility (in SI units) mean-site (geometrical means) versus the intensity of NRM. Values listed in supplementary data.



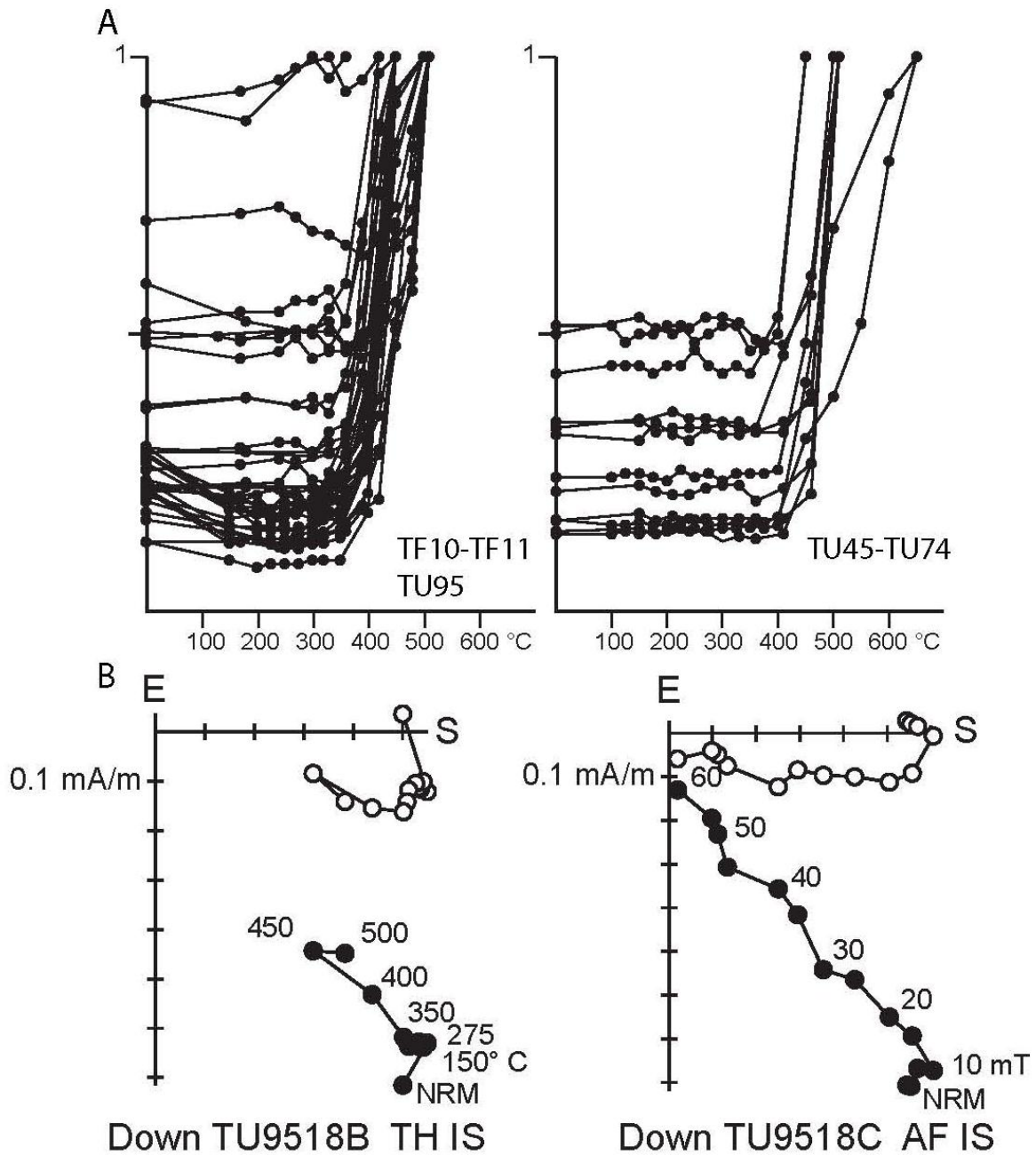
Supplementary Figure S2: Magnetic experiments from selected samples. a) Thermomagnetic curves from selected sites. +/- arrows indicates heating/cooling curves respectively. All Samples but TU28 shows irreversible heating y cooling curves. Increasing susceptibility at 500-550° C indicates formation of magnetite during heating. b) XY plot of each component of orthogonal IRM versus temperature (Lowrie, [1990]), normalized to the maximum value of the soft component. Samples were saturated along Z/Y/X axis at 2.500/250/50 mT respectively (Hard/Medium/soft coercivity). c) IRM acquisition y subsequent thermal demagnetization for one sample per site labeled TF.



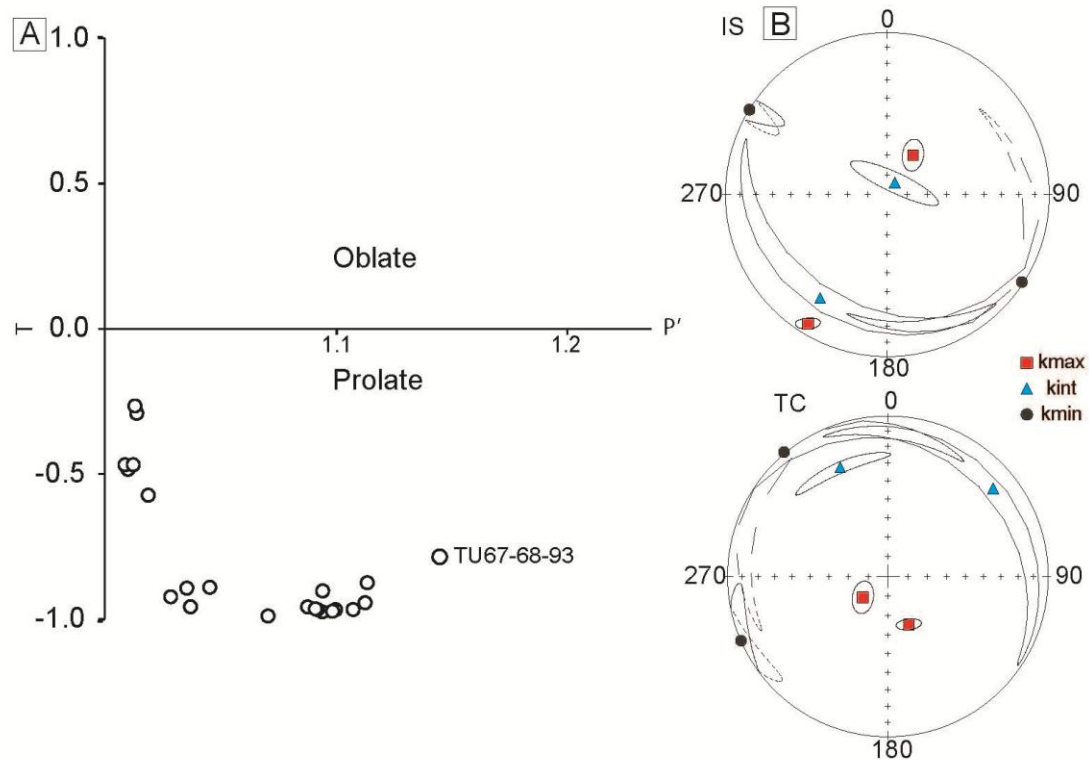
Supplementary Figure S3: a, b) Orthogonal plots of thermal y AF demagnetizations of two samples from site TU79. C) AF demagnetization of one sample of site TU78. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane. d) Stereonet of the characteristic directions for three sites in intrusive rocks.



Supplementary Figure S4: A: Stereoplots showing (left) a dipolar field direction for sites TU05 y TU06 (open triangle) determined from the low temperature components as observed in the orthogonal plot of sample TU05_09A. In contrast, for site TU18, the directions are stable during demagnetization but the scatter precludes the determination of a mean direction for the site. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane.



Supplementary Figure S5: a) Variation of magnetic susceptibility measured at room temperature after each step of thermal demagnetization. B) Orthogonal plot of demagnetization of two samples from site TU95. It was not possible to further thermally demagnetize sample TU95_18B above 500°C.



Supplementary Figure S6: A: T-P' diagram for samples with calcite veinlets y anomalous fabrics. B: Equal-area projections of the AMS results for two groups of samples with different beddings (site TU67 y those of sites TU68&93). IS/TC is in-situ/ tilt corrected coordinates. After tilt correction the lineations are steeply dipping but not vertical suggesting an angle between the veinlets y the bedding planes

A3.2 Material auxiliar capítulo 4

A3.2.1 Supplementary Table AM_01

Paleomagnetic Sampling. Age/age(n) is the assigned age y radiometric age when available; (n) is for references given at the bottom of the table. Lat(s)/Lon(w) is latitude y longitude at each site. NRM is the geometric mean intensity of magnetization in mA/m. K is the geometric mean susceptibility in SI. Str y Dip are strike y dip for bedding corrections.

For exact location see figure 2 a y b.

Age/age(n) is the assigned age y radiometric age when available; numbers (n) are for references (see below).
total sampled sites: 61

Sedimentary rocks y interbedded volcanic rocks y sills (16 sites): Navarino Island(NI) y Hardy Peninsula (HP)

Site	Lithology	Age/age(n)	lat(S)	Lon(W)	NRM	K (SI)	Str	Dip
TU49(NI)	Sandstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-54.92421	-68.30335	0.0331	0.00042	142	46
TU50(NI)	Sandstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-54.92338	-68.31096	0.134	0.00159	35	35
TU51(NI)	Sandstone/Mudstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-54.92491	-68.32253	0.0883	0.00133	28	35
TU52(NI)	Sandstone/Mudstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-55.05114	-68.14671	0.0351	0.00096	283	80
TU84(NI)	Sandstone/Mudstone	Lower Cretaceous/115(03,04)	-55.00053	-67.66115	0.0172	0.00049	107	40
TU87(NI)	Sandstone/Mudstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-54.97223	-67.64829	0.00432	0.00041	132	41
TU53(NI)	Sandstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-55.15224	-68.13804	0.00161	0.00055	183	59
TU57(HP)	Sandstone	Lower Cretaceous(03,04,05)	-55.39643	-68.13803	0.0793	0.00137	320	51
TU56(HP)	Conglomerate	Cretaceous(06)	-55.38028	-68.26295	0	0	313	54
TU59(HP)	Volcaniclastic Sand.	Lower Cretaceous(05)	-55.56966	-68.03678	0.0104	0.00036	348	26
TU60(HP)	Volcaniclastic Sand.	Lower Cretaceous(05)	-55.56966	-68.03678	0.00341	0.00059	348	26
TU61(HP)	Volcanic Brechia	Lower Cretaceous(05)	-55.53169	-68.09394	0.0834	0.00185	163	28
TU82(NI)	sill	Lower Cretaceous/115(05,07)	-54.99668	-67.70627	0.0291	0.00055	0	0
TU83(NI)	sill	Lower Cretaceous/115(05,07)	-54.99883	-67.70885	0.107	0.00347	0	0
TU85(NI)	sill	Lower Cretaceous/115(05,07)	-55.00094	-67.67906	0.667	0.0123	0	0
TU86(NI)	sill	Lower Cretaceous/115(05,07)	-54.99815	-67.68105	0.478	0.0308	0	0
Total sites:		16						

Ophiolitic Complexes (4 sites): Hoste Island (HI), Hardy Peninsula (HP) y Carlos III island (C3):

Site	Lithology	Age/age(n)	lat(S)	Lon(W)	NRM	K (SI)	Str	Dip
TU54(HP)	Pillow Lavas	Lower Cretaceous(05,10)	-55.19465	-68.34099	0.0105	0.00063	298	40
TU63(HP)	Sheeted Dikes	Lower Cretaceous(05,10)	-55.22395	-68.10056	0.181	0.00217	0	0
TU81(C3)	Pillow Lavas	Lower Cretaceous(05)	-53.61742	-72.31632	0.00387	0.00062	0	0
CB05(HI)	Gabbro	Lower Cretaceous(05)	-54.94495	-68.66563	0.48	0.0158	0	0
Total sites:								4

Intrusive Rocks (39 sites): Navarino Island(NI), Hoste Island(HI), Hardy Peninsula(HP), Beagle Channel-southwest arm (BCSA), Ballenero Channel (CB), Brecknock Peninsula (BP), Rolando Peninsula (RP) y Capitán Aracena Island(CA):

Site	Lithology	Age/age(n)	lat(S)	Lon(W)	NRM	K (SI)	Str	Dip
TU88(NI)	Intrusive	Upper Cretaceous/85(05)	-54.92237	-68.20371	0.162	0.0222	0	0
TU89(NI)	Intrusive	Upper Cretaceous/85(05)	-54.90827	-68.10958	0.348	0.0184	0	0
TU64(HI)	Granodiorite	Upper Cretaceous/90(TS)	-54.94012	-68.43857	0.425	0.00942	0	0
CB01(HI)	Tonalite	Upper Cretaceous/90(TS)	-54.93052	-68.49171	0.165	0.0238	0	0
CB02(HI)	Tonalite	Upper Cretaceous/90(TS)	-54.93773	-68.477	0.0886	0.0124	0	0
CB04(HI)	Granodiorite	Upper Cretaceous/90(TS)	-54.94382	-68.65902	0.0724	0.0239	0	0
CB06(HI)	Tonalite	Upper Cretaceous/90(TS)	-54.94633	-68.67858	0.0213	0.011	0	0
TU55(HP)	Tonalite	Paleocene/57.9(05,08)	-55.3704	-68.53888	0.831	0.0799	0	0
TU62(HP)	Diorite	Paleocene(05)	-55.52874	-68.09232	2.7	0.0786	0	0
CB07(BCSA)	Granodiorite	Lower Cretaceous/99(TS)	-55.02197	-69.49064	0.00343	0.00027	0	0
CB08(BCSA)	Horblendite	Lower Cretaceous/102(TS)	-55.02304	-69.49468	18.2	0.0228	0	0
CB09(BCSA)	Gabbro-diorite	Paleocene/66(TS)	-55.07877	-69.66414	0.0492	0.00596	0	0
CB10(BCSA)	Granite	Paleocene/66(TS)	-55.08401	-69.66882	0.238	0.0266	0	0
CB11(BCSA)	Tonalite	Paleocene/66(TS)	-55.10516	-69.81902	0.286	0.0682	0	0
CB12(BCSA)	Gabbro-diorite	Paleocene/65.9(TS)	-55.09827	-69.82511	1.71	0.0583	0	0
CB13(BCSA)	Gabbro-diorite	Paleocene/65.9(TS)	-55.09594	-69.80943	1.89	0.0684	0	0
CB14(BCSA)	Tonalite	Paleocene/67.9(TS)	-55.11627	-69.9289	0.39	0.0687	0	0
CB15(BCSA)	Tonalite	Paleocene/67.9(TS)	-55.11893	-69.92108	0.695	0.0992	0	0
CB16(CB)	Granite	Paleocene(05)?	-55.06479	-70.31775	0.661	0.0358	0	0
CB16(CB)	Dike	Paleocene(05)?	-55.06479	-70.31775	0.0859	0.0276	0	0
CB17(CB)	Gabbro	Lower Cretaceous/130(05)	-54.89003	-70.45932	0.603	0.0058	0	0
CB18(CB)	Hornblend Gabbro	Lower Cretaceous/130(05)	-54.90474	-70.4241	3	0.0244	0	0

CB19(CB)	Granite	Paleocene/58.7(TS)	-54.90866	-70.43441	0.0772	0.0321	0	0
CB20(CB)	Hornblende	Lower Cretaceous/130(05)	-54.90698	-70.43042	1.4	0.00508	0	0
CB21(CB)	Hornblend Gabbro	mid-Cretaceous(05)	-54.96662	-70.63231	2.96	0.0747	0	0
CB22(CB)	Tonalite	mid-Cretaceous(05)	-54.9721	-70.63903	0.105	0.0388	0	0
CB23(CB)	Tonalite	mid-Cretaceous(05)	-54.94806	-70.77638	0.115	0.0414	0	0
CB24(CB)	Tonalite	mid-Cretaceous(05)	-54.96507	-70.81586	0.0198	0.00448	0	0
CB25(CB)	Tonalite	mid-Cretaceous(05)	-54.97537	-70.81335	0.042	0.0104	0	0
CB26(CB)	Granite	mid-Cretaceous(05)	-54.97362	-70.82584	0.0242	0.0202	0	0
CB27(CB)	Mafic Dike	Paleocene(05)	-54.97558	-70.88274	0.0234	0.00273	0	0
CB28(CB)	Granite	Paleocene(05)	-54.97558	-70.88274	0.162	0.0341	0	0
CB29(CB)	Granodiorite	Paleocene(05)	-54.97619	-70.89107	0.372	0.0328	0	0
CB31(BP)	Tonalite	Paleocene/53.7(05,TS)	-54.54435	-71.91058	0.172	0.0766	0	0
CB32(BP)	Tonalite	Paleocene/53.7(05,TS)	-54.5449	-71.9059	0.125	0.0498	0	0
CB33(BP)	Tonalite	Paleocene/53.7(05,TS)	-54.5472	-71.91303	0.223	0.0346	0	0
CB34(RP)	Granodiorite	Lower Cretaceous(02)	-54.41193	-71.24682	0.0102	0.0017	0	0
CB34(RP)	Dikes	Lower Cretaceous(02)	-54.41193	-71.24682	0.0212	0.00104	0	0
CB35(RP)	Granodiorite	Lower Cretaceous(02)	-54.40997	-71.24296	0.00619	0.00079	0	0
CB36(RP)	Granodiorite	Lower Cretaceous(02)	-54.4135	-71.23127	0.00733	0.00076	0	0
CB37(CA)	Diorite	Upper Cretaceous(02)	-54.08125	-71.0482	0.116	0.0191	0	0
Total sites							39	

Intrusive + Sedimentary y volcanic rocks (02 sites): Hoste Island (HI) y Ballenero Channel (CB)

Site	Lithology	Age/age(n)	lat(S)	Lon(W)	NRM	K (SD)	Str	Dip
CB03(HI)	Tonalite	Upper Cretaceous/85(05)	-54.93049	-68.48877	0.142	0.00178	0	0
CB03(HI)	Metasediments	Lower Cretaceous(03,04,05)	-54.93049	-68.48877	0.0307	0.000938	0	0
CB30(CB)	intrusives	Lower Cretaceous(05)	-54.90257	-70.99121	0.072	0.00898	0	0
CB30(CB)	volcanics	Unknown age	-54.90257	-70.99121	0.084	0.004	328	44
Total sites							2	

A3.2.2 Supplementary Table AM_02

Raw data of the isotopic dating. a) Data for Ar/Ar dating. b) Data for U/Pb dating in sites CB01 y CB07.

a)

CB19	biotite	Er. 40Ar	J par.	error J	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)	Err Discr.	36Ar	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
Laser power	40Ar	Er. 39Ar	0.006	0.000	38Ar	Er. 38Ar	37Ar	Er. 37Ar	36Ar	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
1	2181.476	1.299	11.549	0.038	1.634	0.041	0.314	0.034	7.167	0.034	8.327	1.293	88.918	13.472	139.474
2	582.101	0.332	19.227	0.053	0.643	0.046	0.464	0.039	1.934	0.016	1.030	0.284	11.235	3.090	139.494
3	814.271	0.555	44.168	0.118	1.156	0.056	0.193	0.031	2.192	0.030	4.019	0.213	43.457	2.274	139.514
4	477.143	0.510	65.695	0.054	1.141	0.069	0.098	0.035	0.432	0.012	5.381	0.055	57.954	0.588	140.124
5	883.310	0.483	141.702	0.182	2.224	0.096	0.133	0.041	0.434	0.018	5.372	0.041	57.858	0.430	140.144
6	588.055	0.455	100.414	0.091	1.621	0.061	0.049	0.034	0.166	0.021	5.404	0.063	58.197	0.670	140.164
7	542.681	0.623	93.994	0.159	1.502	0.059	0.084	0.032	0.117	0.016	5.443	0.052	58.611	0.547	140.184
8	1826.554	0.829	319.867	0.236	4.872	0.062	0.190	0.028	0.255	0.027	5.509	0.027	59.306	0.281	140.224
9	602.303	0.565	106.830	0.161	1.777	0.073	0.010	0.037	0.064	0.023	5.494	0.064	59.154	0.677	140.244
10	1690.949	0.651	297.247	0.126	4.725	0.067	0.154	0.036	0.122	0.020	5.599	0.022	60.269	0.230	140.274
11	1453.580	0.824	254.223	0.146	3.954	0.032	0.404	0.036	0.145	0.022	5.583	0.027	60.100	0.283	140.294
12	2452.878	1.892	432.082	0.603	6.578	0.122	1.523	0.033	0.198	0.019	5.579	0.018	60.050	0.186	140.324
13	4050.365	1.738	728.601	0.393	11.270	0.096	3.133	0.039	0.189	0.016	5.519	0.011	59.421	0.114	140.344
fusion	4371.817	2.459	791.926	0.667	12.480	0.199	1.209	0.025	0.111	0.018	5.511	0.012	59.334	0.122	140.364

CB19	amphibole		J par. 0.006	error J 0.000	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)		Err Discr. 0.001	36Ar	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
	40Ar	Er. 40Ar					37Ar	Er. 37Ar								
Laser power	4588.459	3.275	42.632	0.107	3.680	0.089	0.089	2.554	0.032	15.543	0.027	1.605	0.593	17.478	6.431	140.403
1	742.546	0.619	59.014	0.122	1.067	0.052	0.052	3.226	0.030	1.787	0.018	3.875	0.104	41.924	1.117	140.424
2	588.771	0.290	78.499	0.112	1.174	0.046	0.046	6.161	0.042	0.594	0.016	5.452	0.063	58.707	0.668	140.444
3	125.774	0.203	15.872	0.076	0.243	0.035	0.035	2.007	0.025	0.143	0.017	5.522	0.318	59.453	3.369	140.484
4	206.266	0.348	21.995	0.045	0.310	0.039	0.039	5.603	0.021	0.318	0.019	5.598	0.251	60.254	2.652	140.503
5	805.343	0.737	57.288	0.157	1.820	0.047	0.047	32.126	0.080	1.878	0.031	5.437	0.171	58.549	1.807	140.524
6	1000.311	0.694	73.403	0.074	2.768	0.047	0.047	48.194	0.116	2.338	0.026	5.443	0.119	58.610	1.258	141.124
7	1574.356	1.237	149.939	0.225	5.753	0.044	0.044	103.336	0.156	3.195	0.035	5.436	0.078	58.538	0.823	141.144
8	944.349	0.335	108.581	0.091	4.021	0.059	0.059	66.105	0.146	1.596	0.029	5.426	0.083	58.436	0.885	141.164
9	1661.403	0.777	222.217	0.246	8.390	0.083	0.083	121.317	0.278	2.237	0.034	5.455	0.049	58.744	0.520	141.184
10	1377.388	1.000	179.098	0.110	5.481	0.110	0.110	79.416	0.270	1.834	0.034	5.453	0.060	58.718	0.632	141.214
11	1962.614	0.780	182.597	0.309	6.686	0.088	0.088	116.875	0.331	3.990	0.048	5.449	0.087	58.672	0.921	141.234
fusion																

CB33	Biotite		J par. 0.006	error J 0.000	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)		Err Discr. 0.001	36Ar	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
	40Ar	Er. 40Ar					37Ar	Er. 37Ar								
Laser power	347.123	0.426	9.715	0.033	0.454	0.044	0.044	0.009	0.036	1.165	0.024	0.831	0.748	9.066	8.132	141.444
1	209.160	0.222	15.331	0.031	0.432	0.020	0.020	0.167	0.035	0.580	0.024	2.661	0.466	28.864	5.014	141.464
2	864.135	0.524	105.424	0.169	1.997	0.064	0.064	0.096	0.039	1.241	0.029	4.798	0.085	51.709	0.905	141.474
3	747.869	0.547	132.299	0.167	2.219	0.039	0.039	0.027	0.039	0.346	0.022	4.917	0.051	52.978	0.536	141.494
4	607.054	0.542	114.752	0.190	1.878	0.061	0.061	0.034	0.026	0.140	0.014	4.963	0.037	53.462	0.397	141.524
5	913.417	0.679	174.286	0.246	2.851	0.099	0.099	0.086	0.021	0.182	0.020	4.964	0.035	53.477	0.371	142.134
6	1196.501	0.603	232.917	0.312	3.914	0.103	0.103	0.124	0.028	0.167	0.017	4.956	0.024	53.386	0.257	142.153
7	1073.697	0.690	212.419	0.323	3.411	0.056	0.056	0.138	0.030	0.078	0.018	4.975	0.027	53.588	0.290	142.174
8	1531.252	1.447	294.411	0.293	4.676	0.118	0.118	0.309	0.027	0.242	0.014	4.989	0.017	53.745	0.182	142.194
9	915.850	0.418	178.896	0.214	2.917	0.064	0.064	0.187	0.036	0.093	0.019	4.996	0.032	53.810	0.338	142.224
10	3601.770	1.857	717.563	0.498	11.679	0.127	0.127	0.815	0.024	0.166	0.018	4.980	0.011	53.647	0.118	142.244
11	4167.255	2.561	834.103	0.510	13.500	0.107	0.107	0.789	0.028	0.167	0.014	4.966	0.009	53.494	0.101	142.274
12	760.100	0.408	150.380	0.216	2.315	0.052	0.052	0.180	0.023	0.066	0.015	4.956	0.032	53.386	0.337	142.294
fusion																

CB33	amphibole	J par.		Er. J		Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)		Err Discr.	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)	
		Er. 40Ar	39Ar	0.006	Er. J		0.000	Er. 38Ar								37Ar
Laser power	40Ar	Er. 40Ar	39Ar	0.006	Er. J	Er. 38Ar	Er. 38Ar	37Ar	1.006	Err Discr.	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
1	2351.346	2.349	9.782	0.060	0.060	2.090	0.045	0.900	0.052	7.440	0.028	19.258	1.480	199.174	14.494	142.334
2	738.660	0.693	21.017	0.097	0.097	0.744	0.052	2.002	0.041	2.195	0.043	4.930	0.620	53.117	6.582	142.353
3	338.498	0.301	19.606	0.065	0.065	0.588	0.040	3.606	0.056	0.898	0.037	4.253	0.560	45.912	5.968	142.374
4	204.493	0.348	13.328	0.074	0.074	0.452	0.041	3.925	0.033	0.539	0.027	4.071	0.606	43.977	6.469	142.394
5	396.097	0.673	27.696	0.037	0.037	1.178	0.048	13.344	0.116	0.929	0.040	5.364	0.430	57.713	4.552	142.434
6	1549.789	1.357	246.882	0.266	0.266	10.979	0.229	121.563	0.292	1.911	0.040	4.861	0.050	52.384	0.535	142.453
7	483.803	0.632	72.690	0.057	0.057	2.953	0.059	31.353	0.148	0.608	0.025	4.959	0.103	53.422	1.091	142.474
8	1106.101	0.686	188.796	0.176	0.176	7.646	0.135	79.716	0.159	1.048	0.024	5.003	0.040	53.884	0.419	145.134
9	567.378	0.500	105.102	0.228	0.228	4.176	0.034	43.895	0.160	0.406	0.021	5.027	0.060	54.148	0.642	145.153
10	334.011	0.260	49.202	0.122	0.122	2.069	0.053	22.985	0.074	0.472	0.032	4.835	0.195	52.103	2.070	145.174
fusion	1050.934	0.591	119.452	0.152	0.152	5.102	0.131	55.258	0.215	1.857	0.043	5.106	0.109	54.978	1.154	145.194

CB0803	Amph.	J par.		Er. J		Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)		Err Discr.	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)	
		Er. 40Ar	39Ar	0.006	Er. J		0.000	Er. 38Ar								37Ar
Laser power	40Ar	Er. 40Ar	39Ar	0.006	Er. J	Er. 38Ar	Er. 38Ar	37Ar	1.006	Err Discr.	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
1	9571.155	4.102	14.514	0.073	0.073	6.134	0.094	5.209	0.032	25.887	0.049	142.331	3.175	1121.851	18.646	145.234
2	1131.399	0.695	18.250	0.118	0.118	0.886	0.034	3.027	0.036	3.095	0.041	13.004	0.718	136.729	7.268	145.264
3	1048.432	0.435	41.098	0.118	0.118	1.049	0.044	2.242	0.058	2.200	0.030	10.081	0.234	106.887	2.410	145.284
4	248.556	0.257	24.290	0.059	0.059	0.384	0.029	0.735	0.035	0.227	0.019	7.605	0.235	81.211	2.454	145.314
5	144.554	0.176	13.928	0.049	0.049	0.225	0.032	0.734	0.028	0.131	0.021	7.768	0.446	82.917	4.649	145.334
6	355.914	0.304	25.246	0.067	0.067	0.476	0.039	4.798	0.041	0.559	0.018	8.030	0.216	85.649	2.246	145.353
7	258.191	0.272	19.837	0.033	0.033	0.372	0.040	6.147	0.030	0.286	0.025	9.423	0.377	100.103	3.893	145.374
8	1559.122	1.061	143.012	0.194	0.194	2.150	0.044	48.988	0.077	0.961	0.012	9.615	0.036	102.078	0.373	145.414
9	1451.235	0.886	136.774	0.188	0.188	2.076	0.024	47.675	0.071	0.772	0.014	9.649	0.039	102.436	0.405	145.434
10	8286.254	4.313	812.840	0.932	0.932	12.310	0.140	287.795	0.569	3.488	0.030	9.636	0.024	102.299	0.245	145.444
11	9882.497	5.446	1010.489	0.734	0.734	14.656	0.156	354.275	0.427	3.012	0.039	9.597	0.021	101.894	0.215	145.464
12	2675.637	1.054	278.507	0.248	0.248	3.880	0.069	95.647	0.134	0.663	0.015	9.586	0.023	101.781	0.237	145.503
fusion	9711.384	5.511	992.809	0.945	0.945	14.573	0.169	341.199	0.499	2.913	0.016	9.600	0.019	101.931	0.197	145.524

CB0907	biotite	40Ar	J par. 0.006	Er. J 0.000	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e) 1.006	Err Discr. 0.001	36Ar	Er. 36Ar	40Ar ^{r#} /39ArK	Er. 40Ar ^{r#} /39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
1	4780.869	2.305	43.295	0.068	3.915	0.067	0.472	0.033	16.231	0.124	1.327	1.019	14.418	11.032	146.124
2	378.899	0.637	15.306	0.079	0.548	0.041	0.084	0.023	1.224	0.027	1.493	0.524	16.214	5.668	146.144
3	155.446	0.370	13.288	0.083	0.316	0.037	0.000	0.023	0.358	0.018	3.871	0.404	41.753	4.303	146.164
4	271.575	0.352	23.643	0.080	0.452	0.048	0.031	0.044	0.600	0.025	4.127	0.319	44.482	3.395	146.174
5	374.610	0.276	44.069	0.132	0.672	0.040	0.068	0.030	0.349	0.023	6.230	0.155	66.728	1.626	146.214
6	1209.122	0.423	173.686	0.253	2.313	0.083	0.217	0.031	0.560	0.026	6.056	0.046	64.905	0.487	146.234
7	1364.595	0.755	207.060	0.301	2.908	0.039	0.215	0.022	0.348	0.025	6.135	0.038	65.732	0.403	146.253
8	891.919	0.680	138.054	0.186	1.987	0.079	0.127	0.032	0.185	0.026	6.105	0.057	65.411	0.604	146.274
9	3559.711	1.814	547.435	0.431	7.569	0.087	0.467	0.038	0.737	0.025	6.144	0.018	65.828	0.185	146.303
10	3810.138	1.853	594.744	0.517	8.113	0.100	0.372	0.030	0.600	0.025	6.146	0.017	65.846	0.178	146.324
11	4178.593	2.375	660.798	0.610	8.880	0.125	0.438	0.025	0.458	0.023	6.155	0.015	65.943	0.161	146.344
12	3982.415	2.024	633.123	0.559	8.597	0.147	0.468	0.023	0.372	0.020	6.152	0.014	65.914	0.152	146.364
13	2561.984	1.987	414.946	0.489	5.499	0.136	0.191	0.025	0.073	0.018	6.156	0.017	65.950	0.182	146.394
14	2804.493	1.561	457.897	0.287	6.094	0.121	0.087	0.028	0.050	0.017	6.125	0.015	65.626	0.154	146.414
fusion	71.269	0.211	10.691	0.057	0.214	0.024	0.023	0.026	0.021	0.016	6.120	0.445	65.579	4.684	146.434

CB0907	Amphibole	40Ar	J par. 0.006	Er. J 0.000	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e) 1.006	Err Discr. 0.001	36Ar	Er. 36Ar	40Ar ^{r#} /39ArK	Er. 40Ar ^{r#} /39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
1	838.912	0.712	15.202	0.070	0.609	0.048	2.124	0.033	2.417	0.027	9.214	0.587	97.840	6.070	146.474
2	730.535	0.381	35.813	0.076	0.726	0.055	4.907	0.055	1.747	0.041	6.482	0.343	69.374	3.598	146.494
3	1079.627	0.832	144.939	0.190	2.033	0.055	3.993	0.058	0.745	0.017	6.033	0.039	64.661	0.406	146.514
4	209.581	0.260	32.613	0.078	0.409	0.042	0.619	0.035	0.079	0.025	5.789	0.224	62.087	2.360	147.124
5	383.317	0.300	59.550	0.175	0.822	0.048	1.100	0.030	0.121	0.020	5.908	0.102	63.341	1.071	147.144
6	364.695	0.407	57.151	0.105	0.897	0.045	1.415	0.033	0.082	0.019	6.043	0.099	64.762	1.039	147.164
7	562.861	0.489	87.788	0.169	1.181	0.061	2.800	0.057	0.137	0.026	6.047	0.087	64.805	0.918	147.184
8	325.692	0.329	46.811	0.095	0.782	0.033	1.799	0.052	0.181	0.017	5.933	0.107	63.601	1.130	147.224
9	1272.091	0.829	165.541	0.165	3.867	0.092	56.766	0.152	0.916	0.041	6.739	0.075	72.072	0.790	147.244
10	1127.292	0.598	141.233	0.325	4.240	0.101	78.184	0.173	1.391	0.032	6.159	0.071	65.979	0.742	147.264
11	1131.272	0.801	164.411	0.199	4.647	0.087	87.570	0.269	0.913	0.023	6.271	0.044	67.157	0.464	147.284
12	971.848	0.977	153.170	0.221	3.960	0.099	63.346	0.240	0.524	0.022	6.137	0.045	65.753	0.471	147.324
13	264.743	0.365	39.880	0.080	0.860	0.040	8.087	0.058	0.150	0.022	5.944	0.166	63.718	1.751	147.344
fusion	277.492	0.456	40.038	0.065	1.183	0.056	17.669	0.044	0.218	0.014	6.188	0.107	66.288	1.127	147.364

CB1205	amphibole	40Ar	J par.	Er. J	Er. 39Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)	Err Discr.	36Ar	Er. 36Ar	40Ar ^r /39ArK	Er. 40Ar ^r /39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)	
																0.006
Laser power																
1	6650.889	3.024	4.037	0.034	3.805	0.046	5.669	0.046	16.030	0.034	507.029	8.530	2531.912	22.919	147.403	
2	3840.827	1.426	2.982	0.057	2.032	0.073	5.242	0.065	8.682	0.038	457.438	11.002	2393.502	31.914	147.424	
3	1870.747	0.908	6.220	0.037	0.858	0.045	4.136	0.042	3.465	0.048	141.900	2.656	1117.616	15.604	147.444	
4	88.138	0.225	1.407	0.030	0.120	0.024	0.786	0.038	0.201	0.013	22.377	2.793	228.800	26.830	147.464	
5	186.187	0.202	3.892	0.037	0.262	0.033	2.389	0.048	0.366	0.018	21.835	1.385	223.589	13.336	147.503	
6	293.360	0.261	8.219	0.076	0.550	0.046	6.048	0.093	0.566	0.017	17.207	0.652	178.456	6.436	147.524	
7	190.095	0.230	6.239	0.062	0.390	0.039	4.622	0.075	0.344	0.012	15.973	0.611	166.224	6.073	148.134	
8	13977.288	9.386	1465.575	1.095	49.128	0.270	492.705	0.641	9.804	0.078	8.269	0.026	87.962	0.271	148.153	
9	2461.635	1.260	366.248	0.326	10.306	0.151	109.772	0.251	0.903	0.023	6.598	0.022	70.526	0.232	148.174	
10	3054.209	1.568	456.540	0.358	13.408	0.056	134.591	0.257	1.056	0.016	6.602	0.016	70.572	0.168	148.194	
11	2368.102	1.863	363.303	0.400	10.089	0.070	107.934	0.171	0.786	0.021	6.478	0.022	69.265	0.226	148.234	
12	285.868	0.378	39.341	0.097	1.141	0.031	13.061	0.064	0.161	0.019	6.733	0.145	71.944	1.517	148.253	
fusion	773.570	0.574	101.924	0.171	3.489	0.102	42.583	0.173	0.539	0.020	6.869	0.060	73.369	0.625	148.274	

CB1302	amphibole	40Ar	J par.	Er. J	Er. 39Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)	Err Discr.	36Ar	Er. 36Ar	40Ar ^r /39ArK	Er. 40Ar ^r /39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)	
																0.006
Laser power																
1	1325.432	1.166	11.716	0.109	1.070	0.047	1.386	0.032	3.622	0.038	23.524	1.112	239.555	10.606	148.494	
2	699.282	0.434	13.298	0.087	0.599	0.034	2.669	0.047	1.555	0.027	19.058	0.639	196.450	6.245	148.514	
3	1050.712	0.886	21.250	0.060	0.841	0.062	6.136	0.054	2.499	0.028	15.873	0.434	165.076	4.318	148.534	
4	109.819	0.185	6.274	0.032	0.136	0.038	1.499	0.044	0.222	0.022	7.721	1.037	82.176	10.789	149.134	
5	171.954	0.316	12.551	0.083	0.305	0.033	2.757	0.037	0.264	0.024	8.044	0.570	85.532	5.916	149.153	
6	232.562	0.276	17.380	0.056	0.380	0.040	3.630	0.046	0.412	0.022	6.919	0.377	73.818	3.945	149.174	
7	176.868	0.237	12.838	0.081	0.317	0.047	3.234	0.040	0.282	0.021	7.917	0.485	84.214	5.042	149.194	
8	699.053	0.730	56.356	0.165	3.309	0.087	19.983	0.082	0.926	0.029	8.352	0.160	88.734	1.660	149.234	
9	2206.808	1.168	285.958	0.226	16.165	0.202	92.665	0.181	1.660	0.018	6.684	0.025	71.353	0.260	149.244	
10	1754.558	1.232	264.020	0.245	15.126	0.103	82.728	0.162	0.990	0.031	6.185	0.038	66.125	0.394	149.264	
11	683.025	0.459	105.663	0.176	5.962	0.057	33.289	0.108	0.357	0.027	6.114	0.078	65.377	0.817	149.284	
12	2733.085	2.250	426.183	0.492	24.303	0.100	131.946	0.219	1.336	0.028	6.124	0.024	65.485	0.253	149.324	
13	265.643	0.363	34.560	0.086	2.114	0.083	11.640	0.079	0.274	0.029	6.054	0.250	64.750	2.631	149.344	
fusion	1129.029	0.682	149.156	0.204	8.541	0.143	56.051	0.103	1.028	0.025	6.315	0.052	67.492	0.548	149.364	

CB1502	amphibole	40Ar	J par. 0.006	Er. J 0.000	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e) 1.006	Er. 37Ar 0.001	36Ar	Er. 36Ar	40Ar ^r /39ArK	Er. 40Ar ^r /39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)	
																Er. 40Ar
Laser power																
1	1459.321	1.309	6.043	0.070	1.178	0.045	1.244	0.038	4.612	0.030	19.856	1.898	204.040	18.446	149.403	
2	147.171	0.228	2.512	0.043	0.165	0.034	0.840	0.044	0.426	0.022	9.877	2.560	104.375	26.288	149.424	
3	322.379	0.433	12.072	0.069	0.514	0.030	3.358	0.029	0.818	0.024	7.567	0.603	80.491	6.274	149.444	
4	60.129	0.275	6.120	0.047	0.124	0.030	1.350	0.022	0.106	0.018	5.217	0.879	55.882	9.271	149.464	
5	98.428	0.157	10.091	0.046	0.117	0.033	1.954	0.060	0.119	0.018	6.727	0.519	71.739	5.427	149.494	
6	246.609	0.304	13.704	0.054	0.416	0.019	2.685	0.076	0.461	0.027	8.640	0.581	91.626	6.005	149.514	
7	207.030	0.183	11.956	0.078	0.374	0.050	3.435	0.030	0.320	0.018	10.164	0.451	107.318	4.627	152.134	
8	1618.577	1.460	190.474	0.172	5.542	0.120	56.413	0.098	1.457	0.027	6.907	0.046	73.621	0.482	152.153	
9	1687.816	1.175	257.764	0.283	7.008	0.045	64.269	0.257	0.647	0.030	6.353	0.036	67.820	0.380	152.174	
10	2861.443	1.214	443.982	0.463	12.165	0.140	108.676	0.287	0.996	0.027	6.319	0.021	67.465	0.225	152.194	
11	1082.230	0.648	165.210	0.222	4.473	0.101	40.168	0.176	0.400	0.021	6.370	0.040	68.000	0.424	152.224	
12	239.988	0.328	33.483	0.097	0.876	0.052	8.584	0.043	0.121	0.019	6.673	0.172	71.173	1.800	152.244	
fusion	1685.947	1.093	178.742	0.360	5.703	0.068	173.997	0.432	2.371	0.043	7.595	0.077	80.783	0.801	152.264	

CB2002	amphibole	40Ar	J par. 0.006	Er. J 0.000	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e) 1.006	Er. 37Ar 0.001	36Ar	Er. 36Ar	40Ar ^r /39ArK	Er. 40Ar ^r /39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)	
																Er. 40Ar
Laser power																
1	7946.764	3.988	38.121	0.082	5.844	0.084	11.971	0.096	25.359	0.061	15.589	1.142	161.936	11.346	152.303	
2	5178.563	2.464	71.849	0.139	3.883	0.102	56.461	0.167	15.240	0.074	12.056	0.456	126.481	4.620	152.324	
3	1080.827	1.260	56.674	0.153	1.172	0.033	16.287	0.104	2.243	0.028	8.182	0.164	86.799	1.696	152.344	
4	880.650	0.572	82.488	0.120	1.345	0.042	13.068	0.065	1.257	0.028	6.595	0.106	70.284	1.109	152.364	
5	217.580	0.395	22.161	0.043	0.502	0.015	4.940	0.039	0.314	0.020	6.183	0.270	65.969	2.829	152.414	
6	1555.301	0.775	95.182	0.220	2.722	0.075	57.114	0.205	2.153	0.049	11.075	0.162	116.517	1.646	152.444	
7	3906.108	1.333	263.369	0.251	6.851	0.075	163.005	0.231	3.941	0.022	11.846	0.044	124.350	0.448	152.464	
8	2090.176	1.229	168.766	0.170	3.893	0.060	97.966	0.236	1.533	0.014	11.018	0.037	115.932	0.380	152.474	
9	7772.747	2.822	635.792	0.240	14.840	0.186	348.541	0.682	4.684	0.047	11.295	0.032	118.754	0.325	152.514	
10	3163.522	2.605	274.871	0.389	6.095	0.125	149.589	0.223	1.748	0.024	10.858	0.037	114.307	0.382	152.534	
11	1249.830	0.866	102.061	0.168	2.306	0.077	59.675	0.204	1.011	0.031	10.658	0.095	112.259	0.971	153.124	
fusion	1854.579	1.104	150.105	0.195	3.562	0.086	94.047	0.158	2.523	0.046	8.819	0.098	93.384	1.006	153.144	

CB2108	amphibole	40Ar	J par.		Er. J	38Ar	Er. 38Ar	Mass Discr. (1+e)		Err Discr.	36Ar	Er. 36Ar	40Ar*/39ArK	Er. 40Ar*/39ArK	App. age (My)	Er. Age (My)	Delay to irr. (day)
			Er. 40Ar	39Ar				37Ar	37Ar								
Laser power			0.006	0.000				1.006	0.001								
1	6973.734	2.733	5.386	0.063	4.697	0.054	2.294	0.031	0.031	20.608	0.100	184.093	8.482	1346.036	43.734	153.184	
2	946.512	0.830	3.609	0.030	0.691	0.041	1.405	0.034	0.034	2.814	0.028	36.470	2.599	358.012	23.145	153.203	
3	909.460	1.127	8.284	0.057	0.734	0.051	3.131	0.015	0.015	2.735	0.015	14.593	0.769	151.863	7.674	153.324	
4	258.145	0.365	10.774	0.086	0.351	0.031	10.445	0.092	0.092	0.598	0.027	9.900	0.745	104.400	7.639	153.364	
5	360.804	0.214	18.258	0.069	0.645	0.051	21.341	0.110	0.110	0.720	0.021	10.831	0.350	113.914	3.572	153.384	
6	4610.349	1.899	316.031	0.165	9.496	0.115	390.902	0.344	0.344	7.435	0.046	10.431	0.061	109.837	0.626	153.444	
7	1678.595	0.760	141.753	0.120	4.047	0.099	160.458	0.300	0.300	2.032	0.039	10.130	0.088	106.756	0.898	153.464	
8	757.519	0.250	63.482	0.159	1.806	0.064	76.216	0.241	0.241	0.980	0.021	10.047	0.106	105.908	1.087	153.484	
fusion	987.187	0.479	60.448	0.165	1.866	0.067	73.172	0.137	0.137	1.606	0.019	11.258	0.112	118.262	1.141	153.534	

Parameters

(36Ar/37Ar)Ca	0.000	3.000	%
(39Ar/37Ar)Ca	0.001	4.000	%
(38Ar/37Ar)Ca	0.000	100.000	%
(40Ar/37Ar)Ca	0.001	100.000	%
(40Ar/39Ar)K	0.001	4.000	%
(38Ar/39Ar)K	0.011	91.000	%
(36Cl/38Cl)	316.000	5.000	%
(40Ar/36Ar)Atm	298.560	0.104	%
(38Ar/36Ar)Atm	0.189	0.159	%
λ40	0.000	0.000	y-1
λ39	0.003		y-1
λ37	0.020		d-1
λ36Cl	0.000		y-1

Cd-shielding

(1) Lee, JY, Marti, K, Sevringhaus, JP, Kawamura, K, Yoo, HS, Lee, JB, Kim, JS (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 70, 4507-4512.

(1') Mark, DF, Stuart, FM, De Podesta, M (2011). New high-precision measurements of the isotopic composition of atmospheric argon. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 75, 7494-7501.

(2) Renne, PR, Balco, G, Ludwig, RL, Mundil, R, Min, K, . (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of (40)Ar/(39)Ar geochronology" by PR Renne et al. (2010). *Geochimica Cosmochimica Acta*, 75, 5097-5100.

(3) York, D, Personal Communication - McMaster reactor

Regression method: York, D (1969). Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 320-4.

Ages and errors of Hb3gr and TCs monitors refers to Rennes, PR, Balco, G, Ludwig, Mundil, R, Min, K, . (2011). Response to the comment by W.H. Schwarz et al. on "Joint determination of (40)K decay constants and (40)Ar*/(40)K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for (40)Ar/(39)Ar geochronology" by PR Renne et al. (2010). *Geochimica Cosmochimica Acta*, 75, 5097-5100.

b.)

Sample CB01

Grain	Pb ppm	Uppm	Th/U	ISOTOPIC RATIOS		207/206	err%	AGES		Err	Pb207/U235	Err	Conc.
				238/206	err%			Pb206/U238	Pb207/U235				
Zr2	5.9	346	1.18	72.046	1.22	0.0474	1.94	88.9	1.1	88.2	1.7	100.8	
Zr4	4.9	291	1.01	71.023	1.28	0.0468	2.16	90.1	1.1	88.3	1.9	102.0	
Zr5	5.0	281	1.10	69.252	1.25	0.0498	2.05	92.4	1.2	96	2.0	96.3	
Zr6	4.8	299	0.74	69.013	1.24	0.0483	2.01	92.7	1.2	93.5	1.9	99.1	
Zr7	3.8	236	0.77	70.572	1.27	0.0510	2.14	90.7	1.1	96.4	2.0	94.1	
Zr8	4.5	275	0.76	69.156	1.24	0.0501	2.02	92.5	1.2	96.5	1.9	95.9	
Zr9	4.4	267	0.87	70.077	1.26	0.0465	2.22	91.4	1.1	88.8	2.0	102.9	
Zr13	5.1	296	1.06	71.023	1.21	0.0477	2.04	90.1	1.1	89.8	1.8	100.3	
Zr16	4.0	228	1.20	71.378	1.28	0.0466	2.34	89.7	1.1	87.5	2.0	102.5	
Zr17	3.7	239	0.62	70.522	1.27	0.0477	2.22	90.7	1.1	90.4	2.0	100.3	
Zr18	7.6	429	1.24	71.685	1.22	0.0477	1.78	89.3	1.1	89.1	1.6	100.2	
Zr19	19.5	1185	1.03	72.780	1.24	0.0492	1.36	88	1.1	90.5	1.3	97.2	
Zr20	10.7	573	1.48	71.276	1.21	0.0479	1.59	89.8	1.1	89.9	1.5	99.9	
Zr23	2.8	171	0.75	71.685	1.29	0.0505	2.67	89.3	1.1	94.2	2.4	94.8	
Zr25	4.4	274	0.83	72.202	1.23	0.0499	2.14	88.7	1.1	92.4	1.9	96.0	
Zr26	5.3	313	0.97	71.276	1.21	0.0484	1.98	89.8	1.1	90.8	1.8	98.9	
Zr27	5.8	348	0.90	71.685	1.22	0.0478	2.01	89.3	1.1	89.3	1.8	100.0	

Sample CB07

	Pb ppm	Uppm	Th/U	ISOTOPIC RATIOS		207/206	err%	AGES	Pb207/U235	Conc
				238/206	err%					
Zr1	7.7	487	0.37	63.654	1.21	0.0490	1.59	100.5	102.4	98.1
Zr4	8.5	517	0.49	63.654	1.21	0.0481	1.58	100.5	100.7	99.8
Zr6	20.4	1229	0.49	63.573	1.21	0.0487	1.27	100.6	102	98.6
Zr9	9.0	568	0.33	63.331	1.20	0.0478	1.53	101	100.5	100.5
Zr11	12.2	771	0.35	63.939	1.21	0.0490	1.41	100	101.9	98.1
Zr12	25.5	1539	0.59	65.062	1.17	0.0490	1.29	98.3	100.3	98.0
Zr13	16.3	1013	0.47	65.232	1.17	0.0489	1.41	98.1	99.9	98.2
Zr14	14.1	906	0.38	65.531	1.18	0.0483	1.53	97.6	98.2	99.4
Zr17	9.3	585	0.37	64.103	1.22	0.0495	1.54	99.8	102.6	97.3
Zr18	17.2	1045	0.59	65.876	1.25	0.0479	1.86	97.1	97	100.1
Zr19	17.5	1063	0.59	65.746	1.18	0.0490	1.41	97.3	99.3	98.0
Zr21	17.0	1015	0.61	65.189	1.17	0.0486	1.44	98.1	99.4	98.7
Zr22	13.6	826	0.49	64.475	1.23	0.0482	1.45	99.2	99.7	99.5
Zr23	15.8	967	0.39	63.052	1.20	0.0495	1.37	101.5	104.3	97.3
Zr24	17.5	977	0.85	64.767	1.17	0.0484	1.43	98.8	99.6	99.2
Zr26	12.6	770	0.55	65.359	1.24	0.0486	1.73	97.9	99.1	98.8
Zr28	9.1	565	0.36	63.291	1.20	0.0496	1.55	101.1	104.1	97.1
Zr29	10.6	667	0.36	64.516	1.23	0.0496	1.53	99.1	102.3	96.9
Zr30	10.2	616	0.55	64.433	1.22	0.0483	1.62	99.3	99.8	99.5

A3.2.3 Supplementary Table AM_03

Hysteresis parameters. Ms, Magnetization at 1T in Am²kg⁻¹; Ms corrected from the paramagnetic content at 1T in Am²kg⁻¹; Mrs, saturation remanent magnetization in Am²kg⁻¹. Bc y Bcr in mT.

Site	Mass(mg)	MsMax	Ms	Mrs	Bc	Bcr	Mrs/Ms	Bcr/Bc
cb0105	1.6	2.91741	2.80541	0.02575	0.74059	23.4012	0.00918	31.5989
cb0204	0.9	0.28528	0.05155	0.00335	8.91307	44.3223	0.06509	4.97273
cb0204	4.1	0.11921	0.02375	0.00094	5.62227	46.1421	0.03959	8.20702
cb0505	6	0.65658	0.50155	0.00631	1.4096	27.2941	0.01258	19.363
cb0805	2.1	0.48929	0.28042	0.04902	4.96024	14.3829	0.1748	2.8996
cb1008	3.6	10.1086	9.68278	0.15953	1.03796	12.0548	0.01647	11.614
cb1106	7.3	1.83239	1.74798	0.02137	1.22755	29.8975	0.01222	24.3554
cb1205	7.8	0.0815	0.02131	0.0014	7.39846	38.409	0.06584	5.1915
cb1307	4.9	15.3339	14.8565	0.23305	1.09693	16.7685	0.01569	15.2868
cb1411	3.6	7.47435	7.11994	0.20095	1.76724	12.4041	0.02822	7.0189
cb1705	3.4	1.69104	1.59479	0.02454	1.61862	19.264	0.01539	11.9015
cb1807b	2.3	1.5362	1.32417	0.03417	2.79696	19.5213	0.0258	6.9795
cb1905	1.1	1.42033	1.26191	0.01636	1.33434	14.2371	0.01296	10.6698
cb2007	0.6	0.07404	0.01036	0.00273	21.222	46.9629	0.26393	2.2129
cb2308	13.5	0.3064	0.1597	0.00184	1.63855	34.8957	0.01152	21.2967
cb2503	2.9	0.61969	0.45489	0.00606	1.45279	35.438	0.01332	24.3931
cb2605	1.8	1.07078	0.96827	0.00759	1.03828	45.8397	0.00784	44.1499
cb3608	1.6	0.18012	0.00807	0.00245	15.3803	29.673	0.30441	1.9293
cb3608b	4.6	0.13985	0.00716	0.00224	21.7259	34.3708	0.31236	1.582
cb3706	3.7	1.38151	1.20166	0.00796	0.58661	32.579	0.00662	55.5381
tu5907	3.9	0.18573	0.00504	0.00034	4.6404	38.3752	0.06858	8.2698
tu8807	2.1	0.15919	0.02359	0.00173	6.14286	24.6394	0.07353	4.011

Msr : Am2/kg

Bc : mT

Bcr : mT

MsMax: Am2/kg

Ms : Am2/kg

A3.2.4 Supplementary Table AM_04

Magnetic fabrics. a) AMS fabrics: Lit is for lithology; N/n is the measured/used samples for the calculation of each AMS tensor; Kmax y Kmin are the maximum y minimum susceptibility axes; D-IS/TC, I-IS/TC, I-IS/TC is for declination y inclination in *in situ*/tilt corrected coordinates; p1 y p2 are the angles for the ellipse of confidence after Jelínek (1978); Lin/Fol/Ani are the lineation, Foliation y Anisotropy degrees; f is the (o)blate/(p)rolate shape of the ellipsoids; k/t/r/P', the shape parameters. b, c) AMS, aTRM y aARM results per sample. Dec-u/inc-u (Dec-c/inc-c) is the uncorrected (corrected) declination y inclination of the sample direction. Suscept is the bulk susceptibility. Lin/Fol/Ani are the lineation, foliation y anisotropy degrees. t/P', the shape parameters. Decli/Incl is the declination/Inclination of the AMS y aTRM or aARM tensor. d) AMS at room temperature y 580 °C for some samples. Codes are as in b y c.

a, b, c, d) Table AM_04: Magnetic anisotropy results

a.) Mean AMS results

Sediments, volcaniclastic y ophiolitic rocks

Site	Lit	N/n	Kmax				Kmin				Intensity				Shape									
			D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Kmin	D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	lin	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim			
11TU49	Sed	18/18	1.081	216	65.9	225.1	20.6	3.1	2.6	0.911	6.7	21.3	338.3	46.4	3.6	1.4	1.072	1.107	1.186	0.67	0.19	o	1.179	1.18
11TU50	Sed	19/19	1.165	191.8	76.2	158.7	58.1	3	1.8	0.815	30	13.2	36.2	18.5	3.4	1.9	1.143	1.25	1.43	0.57	0.25	o	1.394	1.43
11TU51	Sed	18/18	1.244	175	55.8	150.6	30.4	3.4	1.1	0.831	19.5	31.8	41.1	29.7	10.1	1.9	1.345	1.112	1.496	3.07	-0.47	p	1.457	1.51
11TU52	Sed	14/14	1.096	255.5	56.3	339.4	22.8	4.4	2.2	0.901	13.8	17.6	195.7	62.4	6.8	1.5	1.093	1.113	1.216	0.83	0.09	o	1.206	1.21
11TU53	Sed	17/17	1.005	1.8	79.3	284.4	30.4	13.4	5.1	0.993	162.7	10.1	181	21.7	9.9	2.8	1.003	1.009	1.013	0.35	0.48	o	1.013	1.01
11TU54	Oph	7/7	1.023	77.7	84.7	77.7	84.7	14	4.3	0.983	167.8	0	167.8	0	12.6	8.9	1.028	1.012	1.041	2.27	-0.39	p	1.04	1.04
11TU59	Vlc	12/12	1.004	111.7	23.7	108.6	1.6	12.1	6.6	0.995	217	31	200.4	48.3	10.3	2.5	1.002	1.007	1.009	0.35	0.48	o	1.009	1.01
11TU60	Vlc	17/17	1.003	120.3	15.2	298.6	4.5	11.6	4.1	0.997	1.2	60.8	33.5	47.4	4.8	3.5	1.002	1.004	1.006	0.35	0.48	o	1.006	1
11TU61	Vlc	19/19	1.003	121	46.9	121	46.9	46.1	7	0.995	216.7	5.3	216.7	5.3	12.5	6.1	1.002	1.006	1.008	0.25	0.6	o	1.008	1
11TU63	Int	15/15	1.003	47.6	72.8	47.6	72.8	49.9	15.3	0.996	175.8	10.9	175.8	10.9	24.9	14.9	1.001	1.006	1.007	0.23	0.63	o	1.007	1
12TU84	Sed	21/21	1.012	293.2	16.2	281	16.3	33.3	8.2	0.984	201.8	4.6	22.9	35.2	18.7	4.3	1.008	1.021	1.028	0.36	0.46	o	1.028	1.02
12TU87	Sed	15/15	1.039	243.2	43.6	237.2	4.5	11.4	2.7	0.952	24.5	39.3	343.2	74.2	3.2	2.9	1.029	1.061	1.091	0.47	0.35	o	1.09	1.09

Intrusive rocks: Beagle Channel y Murray Channel

Site	Lit	N/n	Kmax				Kmin				Intensity				Shape									
			D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Kmin	D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	lin	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim			
11TU64	Int	13/13	1.138	126.8	78.5	126.8	78.5	3.6	1.8	0.852	16	4.1	16	4.1	4.8	3.3	1.127	1.185	1.335	0.69	0.17	o	1.311	1.337
12TU88	Int	16/16	1.122	76.2	71.7	76.2	71.7	9.5	6.9	0.883	235.5	17.2	235.5	17.2	9.3	5.2	1.127	1.128	1.271	1	0	o	1.255	1.271
12TU89	Int	15/15	1.106	32.2	74.7	32.2	74.7	10.8	5.9	0.87	184.6	13.6	184.6	13.6	7.6	6.7	1.08	1.176	1.27	0.45	0.36	o	1.256	1.277
13CB01	Int	15/15	1.226	229	68.3	229	68.3	5	1.9	0.803	9.2	17	9.2	17	10.4	4.9	1.261	1.211	1.527	1.24	-0.1	p	1.472	1.528
13CB02	Int	16/16	1.143	152.9	63.3	152.9	63.3	7.9	4	0.797	357.6	24.6	357.6	24.6	4.7	1.6	1.079	1.329	1.434	0.24	0.58	o	1.408	1.462
13CB04	Int	14/14	1.035	209.7	36.5	209.7	36.5	15.5	7.8	0.963	304	5.8	304	5.8	15.7	8.1	1.034	1.04	1.075	0.85	0.08	o	1.073	1.075
13CB05	Int	19/19	1.034	218.4	17.8	218.4	17.8	29.2	22	0.971	74.5	68.3	74.5	68.3	36.3	18.4	1.038	1.026	1.065	1.44	-0.18	p	1.064	1.065
13CB06	Int	14/14	1.073	51.9	8.8	51.9	8.8	29.1	4.8	0.902	143.7	11.5	143.7	11.5	10.4	4.8	1.046	1.137	1.189	0.33	0.48	o	1.183	1.197

Intrusive rocks: Beagle Channel South arm

Site	Lit	N/h	Kmax			I-TC			Kmin			I-TC			Intensity			Shape				
			D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Kmin	D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim
13CB07	Int	9/9	51.1	82.7	51.1	82.7	17.2	5.3	27	10.7	1.016	1.017	1.033	0.9	0.05	0	1.033	0.9	0.05	0	1.033	1.033
13CB08	Int	11/11	334.4	68.3	334.4	68.3	46.7	5.5	9.23	125.6	19.2	125.6	19.2	15	12.2	1.055	1.094	0.59	0.25	0	1.15	1.157
13CB09	Int	10/10	46.5	68.5	46.5	68.5	9.9	2.9	0.856	197.5	19	197.5	19	5.7	1.8	1.145	1.169	0.86	0.07	0	1.313	1.338
13CB10	Int	19/19	106.7	25.5	106.7	25.5	45.9	7.6	0.954	211.1	27.5	211.1	27.5	17.3	6.8	1.007	1.068	0.1	0.82	0	1.075	1.083
13CB11	Int	17/17	302.1	67.8	302.1	67.8	6	2.4	0.865	103.1	21.1	103.1	21.1	3.8	2	1.074	1.19	0.39	0.42	0	1.263	1.287
13CB12	Int	8/8	344.1	68.2	344.1	68.2	14.9	3.4	0.939	250	1.7	250	1.7	26.1	6.6	1.063	1.064	0.01	0.1	0.127	1.131	1.193
13CB13	Int	12/12	82.3	66.1	82.3	66.1	12.2	5.1	0.908	279.6	22.9	279.6	22.9	21.3	5.5	1.031	1.113	0.62	0.23	0	1.184	1.193
13CB14	Int	13/13	277.2	59.8	277.2	59.8	19.2	9.9	0.876	77.7	28.8	77.7	28.8	14.3	10.1	1.031	1.194	0.16	0.71	0	1.225	1.252
13CB15	Int	14/14	245.6	57	245.6	57	8	3.9	0.846	84	31.6	84	31.6	5.9	1.8	1.085	1.222	0.38	0.42	0	1.306	1.336

Intrusive rocks: Ballener-O'Brian Channel

Site	Lit	N/n	Kmax			I-TC			Kmin			I-TC			Intensity			Shape						
			D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Kmin	D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim		
13CB16	Int	12/12	1.077	63.3	114.4	63.3	6.5	2	0.933	349.2	16.1	349.2	16.1	7.7	4.1	1.087	1.063	1.39	-0.16	p	1.149	1.155		
13CB16	Dqe	12/12	314.6	81.9	314.6	81.9	16.5	9.2	0.981	96	6.3	96	6.3	25.3	10	1.016	1.02	0.77	0.13	o	1.036	1.036		
13CB17	Int	12/12	0.039	53.4	242.6	53.4	14.1	6.8	0.958	21.9	29.4	21.9	29.4	12.3	7.6	1.035	1.048	0.73	0.15	o	1.083	1.085		
13CB18	Int	11/11	1.018	57.7	310.8	57.7	57.9	12.6	0.976	89	25.2	89	25.2	48.7	16.5	1.012	1.03	0.41	0.42	o	1.043	1.044		
13CB19	Int	7/7	1.014	114.2	18	114.2	18	42.9	5.8	0.976	245.6	63.8	245.6	63.8	5.9	1.004	1.034	0.11	0.8	o	1.038	1.042		
13CB20	Int	9/9	0.031	354.3	60.1	354.3	60.1	53.5	13.5	0.968	206.4	26	206.4	26	25.7	15.1	1.03	0.033	0.05	o	1.064	1.065		
13CB21	Int	15/15	1.058	354.8	42.9	354.8	42.9	14.4	10.1	0.958	111.7	26	111.7	26	29.6	8.5	1.075	1.027	1.05	-0.46	p	1.103	1.108	
13CB22	Int	15/15	1.125	347	28.6	347	28.6	7	3.9	0.859	229.4	40.3	229.4	40.3	5.3	3.4	1.077	1.182	0.59	0.24	o	1.289	1.312	
13CB23	Int	16/16	1.089	41.7	37.4	41.7	37.4	34.6	4.4	0.834	155.1	27.4	155.1	27.4	4.5	3.6	1.011	1.291	0.305	0.04	o	1.302	1.352	
13CB24	Int	16/16	1.003	150	46.9	150	46.9	68.9	21	0.996	256.1	14.6	256.1	14.6	42.8	19.7	1.002	1.006	0.31	0.53	o	1.008	1.008	
13CB25	Int	5/5	1.02	74.2	68.3	74.2	68.3	81.1	25	0.963	224	19	224	19	28.2	23.7	1.004	1.055	0.07	0.87	o	1.059	1.067	
13CB26	Int	5/5	1.023	94.5	68.3	94.5	68.3	52.9	27.8	0.967	313.7	17.1	313.7	17.1	55.6	14.1	1.013	1.044	0.08	0.29	o	1.057	1.06	
13CB27	Int	9/9	1.012	222.5	49.6	222.5	49.6	17.8	5.1	0.999	322.5	8.4	322.5	8.4	33.2	3.7	1.014	1.008	1.022	1.73	-0.27	p	1.022	1.022
13CB28	Int	14/14	1.014	257.3	77.1	257.3	77.1	6.7	2.7	0.989	149.3	4	149.3	4	10.3	2.9	1.016	1.009	1.025	1.7	-0.26	p	1.025	1.026
13CB29	Int	15/15	1.001	358.7	65.9	358.7	65.9	24.8	6.5	0.983	241	11.8	241	11.8	7.4	6.6	1.004	1.023	1.027	0.16	0.71	o	1.027	1.03
13CB30a	Vlc	5/5	1.008	69.8	17	249.6	26.9	75.9	34	0.987	335.7	13.2	347.1	14.5	37.9	17.4	1.003	1.019	1.022	0.16	0.72	o	1.022	1.024
13CB30b	Int	5/5	1.044	122.7	30.3	294.2	1.4	43.5	15.7	0.939	249.8	45.9	164.8	87.8	17.4	7.9	1.027	1.083	1.112	0.33	0.5	o	1.11	1.117
13CB30c	Int	5/5	1.002	271.6	61.5	44.8	71.2	23.3	5.3	0.997	136.4	21.1	309.5	1.8	22.8	8.7	1.002	1.003	1.005	0.63	0.22	o	1.005	1.005
13CB30d	Int	5/5	1.007	5.4	60.7	41.5	29.8	12.1	11.4	0.992	163.9	27.6	143.6	20	43.7	11.3	1.007	1.009	1.016	0.7	0.17	o	1.016	1.016
13CB30e	Vlc	4/4	1.003	271.4	45.7	348.1	77.2	79	42.9	0.997	104	43.6	95	3.8	81.5	46.9	1.003	1.003	1.006	1.22	-0.1	p	1.006	1.006
13CB30f	Int	4/4	1.01	43	10.6	219.5	27.4	66.8	11.5	0.984	133.2	0.7	320.1	19.7	25.6	14.8	1.003	1.023	1.026	0.12	0.78	o	1.026	1.029

Intrusive rocks: Brecknock y Rolando Peninsula y C. Aracena Island

Site	Lit	N/h	Kmax			I-TC			Kmin			I-TC			Intensity			Shape						
			D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Kmin	D-IS	I-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim		
13CB31	Int	13/13	1.05	19.6	10.6	19.6	30.3	4.5	0.925	279.2	4	279.2	4	4.8	3.3	1.024	1.107	0.23	0.62	o	1.132	1.143		
13CB32	Int	8/8	1.054	341.3	69.1	341.3	69.1	9.5	2.5	0.923	89.1	6.7	89.1	6.7	9.6	3.6	1.031	1.107	0.29	0.54	o	1.138	1.149	
13CB33	Int	9/9	1.045	41.1	41.6	41.6	7.8	3.4	0.939	96.2	2.4	96.2	2.4	6.3	3.3	1.029	1.082	0.36	0.47	o	1.111	1.117		
13CB34	Int	8/8	1.042	349.4	48.8	349.4	48.8	34.6	9.4	0.946	217.9	30.2	217.9	30.2	23.7	8.6	1.03	1.07	0.42	0.4	o	1.1	1.104	
13CB35	Int	8/8	1.011	282.2	41.4	282.2	41.4	65.7	18	0.983	152.1	36.2	152.1	36.2	22.9	9.3	1.005	1.023	0.22	0.64	o	1.028	1.03	
13CB36	Int	14/14	1.014	352.1	64.6	352.1	64.6	19	8.7	0.983	196.3	23.4	196.3	23.4	14.7	7.8	1.012	1.02	1.032	0.58	0.26	o	1.031	1.032
13CB37	Int	9/9	1.143	74	25.9	74	25.9	19.8	11.1	0.847	291.5	58.6	291.5	58.6	12.6	5.3	1.131	1.193	0.68	0.18	o	1.325	1.352	

Intrusive rocks: Hardy Peninsula y Dientes de Navarino

Site	Lit	N/n	Kmax				Kmin				Intensity				Shape								
			D-IS	L-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	Kmin	D-IS	L-IS	D-TC	I-TC	p1	p2	lin	Fol	Ani	k	t	f	r	Pprim
11TU55(HP)	Int	16/16	238.5	13.7	238.5	13.7	10.9	3.1	0.942	143.9	18.2	143.9	18.2	3.6	2.4	1.018	1.083	1.103	0.22	0.63	o	1.101	1.11
12TU82(DN)	Int	18/18	8.2	67.8	8.2	67.8	10.8	4.6	0.986	257.7	8.1	257.7	8.1	35.6	4.9	1.022	1.011	1.033	2	-0.33	p	1.033	1.033
12TU83(DN)	Int	21/21	217.1	72.6	217.1	72.6	28.3	20	0.996	351.7	12.4	351.7	12.4	42.9	20.3	1.005	1.004	1.009	1.15	-0.07	p	1.009	1.009
12TU85(DN)	Int	10/10	244.6	23.1	244.6	23.1	13	6.8	0.986	133.5	40.2	133.5	40.2	30.3	7.8	1.018	1.012	1.031	1.5	-0.2	p	1.031	1.031
12TU86(DN)	Int	12/12	218.5	12.8	218.5	12.8	39.4	8.8	0.989	124.7	16.3	124.7	16.3	10.6	8.4	1.002	1.016	1.018	0.15	0.73	o	1.018	1.02

13CB3106B	0	0	0	0	0	189.5	0.6	279.6	4.7	0.645	1.19	2.84E-05	1.111	1.128	1.253	17	6.8	286.9	1.3	0.066	1.254
13CB3108B	0	0	0	0	0	111.9	17.6	280.7	3.7	0.638	1.179	3.03E-05	1.043	1.077	1.123	195.5	18.5	292.6	20.2	0.273	1.124
13CB3201A#	242.4	-77.9	245.3	-76.5	1.086	359.4	71.3	95.7	2.1	0.418	1.127	1.26E-05	1.082	1.098	1.188	347.9	0.3	78	4.9	0.083	1.188
13CB3204A#	318.7	-57.9	319.2	-57.9	1.104	347.9	78.7	93	3	0.252	1.173	7.99E-06	1.24	1.056	1.309	349.6	69.7	106.3	9.4	-0.596	1.33
13CB3205A#	279.2	-80.1	283.8	-75.1	1.125	339.7	64.3	87.6	8.4	0.691	1.162	1.31E-05	1.182	1.109	1.31	328.6	32.6	75.7	24.7	-0.235	1.314
13CB3207A!	0	0	0	0	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	2.14E-05	1.068	1.243	1.329	254.2	65.1	44.7	22	0.534	1.346
13CB3207B	263.4	-81.6	258.1	-78.4	1.131	339.2	51.4	74.5	4.2	0.73	1.168	2.44E-05	1.023	1.207	1.235	334.6	3.1	65.1	9.5	0.785	1.261
13CB3302A#	341.7	-75.6	343.4	-75.3	1.114	359.5	34	93.6	6	0.611	1.153	9.34E-06	1.215	1.081	1.314	17	14.6	284.3	10.2	-0.427	1.325
13CB3306B	317.5	-74.5	332.5	-75.6	1.05	67	42.3	274.5	2.4	0.179	1.087	1.08E-05	1.111	1.078	1.198	69.8	22.5	229.3	66.2	-0.162	1.199
13CB3307B	318.7	-78.4	309.4	-77.9	1.033	0.9	42.1	99.9	9.8	-0.072	1.074	1.10E-05	1.086	1.026	1.114	221.9	19.4	75.2	67.1	-0.519	1.12
total	121																				

-u: uncorrected direction

-c: corrected direction

#: samples with ams y atrm in different specimens.

!: Specimens with no AMS

/: samples in which the ATRM correction was applied in other specimen from the same sample (the uncorrected declination y inclination are from other specimen)

c) Anisotropy of thermoremanent magnetization versus anisotropy of magnetic susceptibility results for each sample

Specimen AARM	Paleomagnetic Results						AMS						ATRM																	
	dec-u	uncorrected	inc-u	dec-c	inc-c	Corrected	Suscep	lin	fol	ani	Decli	Incl	Kmin	t	P'	Suscep	lin	fol	ani	Decli	Incl	Kmax	Decli	Incl	Kmin	Decli	Incl	t	P'	
11TU6406B	305.5	-76.3	296.2	-72.2	3.64E+02	1.096	1.12	1.228	1.226	122.6	79.3	23.8	1.7	0.106	1.229	1.43E-06	1.264	1.261	1.594	239.9	85.1	39.4	4.6	-0.004	1.594					
12TU8803B	276.3	-65.5	295.3	-76.5	7.98E+03	1.248	1.174	1.465	83.3	61.2	61.2	245.4	27.6	-0.16	1.467	8.78E-06	1.615	1.576	2.544	92.4	57	247.4	30.5	-0.026	2.545					
12TU8804A	284.2	-69.1	293.7	-68.7	8.77E+02	1.126	1.093	1.231	88.5	64.8	64.8	268	25.2	-0.146	1.232	2.88E-06	1.213	1.758	2.132	58.5	66.5	267.8	20.8	0.49	2.196					
12TU8808A	307.1	-74.9	308.5	-66.7	5.45E+03	1.207	1.381	1.666	8.8	74.5	74.5	242.5	9.3	0.263	1.676	1.41E-05	1.348	2.1	2.83	2.9	75.9	249.4	5.7	0.426	2.919					
12TU8906B	294.4	-71.5	314.8	-72.5	6.28E+03	1.065	1.142	1.216	55.7	63.5	63.5	206.4	23.5	0.354	1.221	4.71E-06	1.039	1.373	1.426	68.6	65	219.3	22.1	0.786	1.476					
13CB0108A1	51.7	-73.7	111.2	-74.3	2.55E+03	1.362	1.254	1.709	215.2	68.4	68.4	8.7	19.6	-0.154	1.713	6.72E-07	1.865	1.326	2.473	256.8	64.4	359.9	6.2	-0.377	2.526					
13CB0108A2	51.7	-73.7	57.4	-76.9	2.55E+03	1.362	1.254	1.709	215.2	68.4	68.4	8.7	19.6	-0.154	1.713	2.03E-06	1.965	1.472	2.892	230.8	71.6	12.4	14.6	-0.272	2.93					
13CB0906A	106.2	73.8	130.9	68.3	8.40E+01	1.07	1.065	1.14	15.2	78.8	195.5	11.2	-0.035	1.14	3.12E-07	1.399	1.236	1.73	33.8	75.3	197	14.1	-0.225	1.738						
13CB1102A1	115.1	73.5	108.9	65.1	8.81E+03	1.063	1.175	1.25	282.5	71.9	71.9	99.7	18.1	0.45	1.259	9.53E-06	1.07	1.286	1.376	252.2	71.7	100.8	16.2	0.576	1.4					
13CB1102A2	115.1	73.5	109.8	64.4	8.81E+03	1.063	1.175	1.25	282.5	71.9	71.9	99.7	18.1	0.45	1.259	9.62E-06	1.072	1.317	1.412	258.5	74.3	103.1	14.3	0.595	1.441					
13CB1104A	111.3	76.7	104.9	67.2	1.01E+04	1.069	1.169	1.25	287.5	68.9	68.9	96.1	20.7	0.399	1.257	1.26E-05	1.115	1.276	1.423	272.5	70.2	97.1	19.7	0.383	1.435					
13CB1107A	101	69.1	96.6	62.6	9.83E+03	1.092	1.234	1.348	309.5	62.3	62.3	105.8	25.6	0.408	1.359	5.41E-06	1.083	1.173	1.271	247	72.6	86.1	16.5	0.333	1.277					
13CB1503A	130.5	62.7	138.9	65.3	1.40E+04	1.108	1.258	1.394	257.7	63	63	86.5	26.7	0.383	1.405	1.41E-05	1.162	1.016	1.18	91.9	29.7	308.7	54.6	-0.812	1.201					
13CB1506A	128.3	57.4	129.9	56.6	1.23E+04	1.077	1.242	1.337	219.1	50.1	50.1	82.3	31.3	0.493	1.353	1.08E-05	1.047	1.03	1.078	45.1	18.2	135.4	1.1	-0.216	1.078					
13CB1508C	136.3	63.1	134.7	63.5	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.17E-05	1.13	1.029	1.163	268.6	20.3	34.1	57.5	-0.616	1.174					
13CB1701C1	275.9	-74.1	254.3	-72.1	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3.35E-05	1.047	1.242	1.3	249.2	40.8	16.9	35.4	0.651	1.324					
13CB1701C2	275.9	-74.1	283.8	-74.4	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6.28E-06	1.199	1.147	1.375	232.2	0.3	322.2	2.9	-0.138	1.376					
13CB1703C	301.9	-76.5	274.5	-73.6	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.17E-05	1.127	1.233	1.39	235.5	60.8	27.9	26.3	0.271	1.395					
13CB1705C	240.5	-74.1	247.8	-66.9	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.11E-05	1.596	1.072	1.712	239.2	35.3	131.6	33.3	-0.741	1.794					
13CB2206A	217	-49.7	224.2	-48	5.26E+03	1.088	1.169	1.273	350.4	36.2	36.2	223.1	39.7	0.297	1.277	5.13E-06	1.213	1.253	1.52	330.4	21	225.9	33.2	0.078	1.52					
13CB2208A	220.9	-48.8	231.8	-50.5	4.64E+03	1.155	1.203	1.389	344.8	14.7	14.7	242.2	39.7	0.124	1.39	4.19E-06	1.36	1.337	1.818	345.7	11.9	246.3	37.8	-0.028	1.818					
13CB3204A	322.4	-62	322.8	-55.1	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7.99E-06	1.24	1.056	1.309	349.6	69.7	106.3	9.4	-0.596	1.33					
13CB3309A	16	-78.4	16.6	-79.6	0.00E+00	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2.99E-06	1.071	1.065	1.141	231.1	4.5	322.7	20	-0.043	1.141					
Total	20																													

-u: uncorrected direction
-c: corrected direction

d) Anisotropy of thermoremanent magnetization versus anisotropy of magnetic susceptibility results for each sample

Specimen AMS	AMS						AMS 580 °C																
	Suscep	lin	fol	ani	P'	t	Suscep	lin	fol	ani	P'	t	Suscep	lin	fol	ani	P'	t	Suscep	lin	fol	ani	P'
13CB0101B	5.08E+02	1.13	1.414	1.598	294.5	0.477	6.05E-02	1.132	1.358	1.537	1.626	0.423	291.1	77.4	190.6	2.3	0.423	1.556					
13CB0801B	3.69E+03	1.079	1.115	1.204	0.3	0.177	3.87E+03	1.09	1.09	1.189	1.205	25.4	354.2	58.6	135.3	25.4	0.002	1.189					
13CB0802B	1.94E+04	1.102	1.098	1.21	314.4	-0.022	9.97E+03	1.08	1.101	1.188	1.21	1.189	0.7	74.1	266.8	1.1	0.112	1.189					
13CB0803B	2.47E+02	1.071	1.051	1.126	208.9	-0.157	3.41E-02	1.046	1.03	1.078	1.127	18.9	210.9	19.2	114	18.9	-0.209	1.078					
13CB0804A	2.92E+03	1.072	1.192	1.278	29.6	0.434	3.26E+03	1.057	1.205	1.273	1.288	36.7	31.4	19.7	136.8	36.7	0.543	1.288					
13CB0805B	5.35E+03	1.059	1.16	1.229	30.9	0.441	5.98E+03	1.029	1.18	1.214	1.237	5.5	35.9	5.5	129	29.3	0.705	1.233					
13CB0806C	3.69E+03	1.034	1.089	1.126	39	0.441	3.42E-03	1.069	1.038	1.11	1.13	17.7	214	13.6	119.6	17.7	-0.292	1.111					
13CB1809C	6.31E+03	1.043	1.085	1.132	258.7	0.321	6.17E+03	1.037	1.086	1.126	1.134	62	261	62	93.1	27.5	0.386	1.129					
13CB1812B	1.87E+04	1.02	1.083	1.105	181.8	0.597	1.89E+04	1.018	1.083	1.103	1.112	64.9	175.8	34.6	64.9	27.4	0.639	1.129					
13CB1813B	8.68E+01	1.152	1.055	1.216	34.5	-0.449	1.11E-02	1.111	1.056	1.173	1.224	0	29.6	0	119.8	81.5	-0.318	1.176					
13CB2107A	2.12E+04	1.036	1.138	1.18	13.9	0.567	2.16E+04	1.024	1.132	1.159	1.19	298	28.2	10	298	1	0.68	1.172					
13CB2206A	5.26E+03	1.088	1.169	1.273	350.4	0.297	4.56E+03	1.071	1.154	1.235	1.277	38.2	350	38.2	221.6	38.2	0.354	1.241					
13CB2207A	3.94E+03	1.212	1.084	1.313	355.7	-0.411	3.50E+03	1.178	1.079	1.271	1.323	44	355.7	23.7	238.6	44	-0.367	1.278					

A3.2.5 Supplementary Table AM_04

Mean AMS y ATRM. Codes are as in Table AM_04a.

Site	Kmax		Kmin		I-JS	Kmin	D-JS	Kmin	Kmin		I-JS	lin	Intensity		Ani	k	t	Shape		
	D-JS	I-JS	D-JS	I-JS					Fol	lin			Fol	Ani				f	r	r
11TU64-AMS	1.138	126.8	78.5	0.852	16	4.1	1.127	1.185	1.335	0.69	0.17	o	1.311	1.337						
11TU64-TRM	1.361	120.4	74.8	0.662	25.2	1.4	1.392	1.478	2.057	0.82	0.08	o	1.87	2.059						
12TU88-AMS	1.122	76.2	71.7	0.883	235.5	17.2	1.127	1.128	1.271	1	0	o	1.255	1.271						
12TU88-TRM	1.242	102.7	78.6	0.759	240	8.4	1.243	1.316	1.635	0.77	0.12	o	1.559	1.637						
12TU89-AMS	1.106	32.2	74.7	0.87	184.6	13.6	1.08	1.176	1.27	0.45	0.36	o	1.256	1.277						
12TU89-TRM	1.162	43	65	0.777	196.1	22.6	1.096	1.364	1.495	0.26	0.54	o	1.46	1.525						
13CB01-AMS	1.226	229	68.3	0.803	9.2	17	1.261	1.211	1.527	1.24	-0.1	p	1.472	1.528						
13CB01-TRM	1.271	257.4	75.7	0.707	11.8	6	1.242	1.447	1.798	0.54	0.26	o	1.689	1.81						
13CB08-AMS	1.066	334.4	68.3	0.923	125.6	19.2	1.055	1.094	1.155	0.59	0.25	o	1.15	1.157						
13CB08-TRM	1.125	236	55.7	0.797	32.1	32	1.043	1.353	1.411	0.12	0.76	o	1.396	1.456						
13CB09-AMS	1.144	46.5	68.5	0.856	197.5	19	1.145	1.169	1.337	0.86	0.07	o	1.313	1.338						
13CB09-TRM	1.388	39.3	82.1	0.71	137.3	1.1	1.539	1.27	1.954	2	-0.29	p	1.809	1.972						
13CB10-AMS	1.026	106.7	25.5	0.954	211.1	27.5	1.007	1.068	1.075	0.1	0.82	o	1.075	1.083						
13CB10-TRM	1.04	89.1	40.8	0.94	214.2	33.8	1.02	1.085	1.107	0.24	0.61	o	1.105	1.114						
13CB11-AMS	1.105	302.1	67.8	0.865	103.1	21.1	1.074	1.19	1.277	0.39	0.42	o	1.263	1.287						
13CB11-TRM	1.145	298.6	62.4	0.827	105.7	27	1.113	1.244	1.385	0.46	0.34	o	1.357	1.394						
13CB12-AMS	1.062	344.1	68.2	0.939	250	1.7	1.063	1.064	1.131	0.97	0.01	o	1.127	1.131						
13CB12-TRM	1.104	299.1	48.1	0.912	188.7	17.4	1.121	1.079	1.21	1.54	-0.2	p	1.2	1.211						
13CB13-AMS	1.082	82.3	66.1	0.908	279.6	22.9	1.07	1.113	1.192	0.62	0.23	o	1.184	1.193						
13CB13-TRM	1.066	124.8	61.8	0.953	311.5	28.1	1.087	1.03	1.119	2.92	-0.48	p	1.117	1.124						
13CB14-AMS	1.078	277.2	59.8	0.876	77.7	28.8	1.031	1.194	1.231	0.16	0.71	o	1.225	1.252						
13CB14-TRM	1.145	289.7	61.4	0.788	81	25.5	1.072	1.355	1.453	0.2	0.63	o	1.427	1.488						
13CB15-AMS	1.121	245.6	57	0.846	84	31.6	1.085	1.222	1.325	0.38	0.42	o	1.306	1.336						
13CB15-TRM	1.121	216.5	41.2	0.833	90.3	34	1.071	1.257	1.345	0.27	0.54	o	1.327	1.365						
13CB17-AMS	1.039	242.6	53.4	0.958	21.9	29.4	1.035	1.048	1.085	0.73	0.15	o	1.083	1.085						
13CB17-TRM	1.088	131.3	21	0.856	13.3	50.8	1.03	1.234	1.271	0.13	0.76	o	1.264	1.299						
13CB18-AMS	1.018	310.8	57.7	0.976	89	25.2	1.012	1.03	1.043	0.41	0.42	o	1.043	1.044						
13CB18-TRM	1.091	219.6	18.6	0.94	120.6	25	1.126	1.031	1.162	4.03	-0.59	p	1.158	1.171						
13CB20-AMS	1.031	354.3	60.1	0.968	206.4	26	1.03	1.033	1.065	0.91	0.05	o	1.064	1.065						
13CB20-TRM	1.207	309.4	52.7	0.89	198.6	15.2	1.336	1.015	1.355	22.86	-0.9	p	1.35	1.409						
13CB21-AMS	1.058	354.8	42.9	0.958	111.7	26	1.075	1.027	1.105	2.74	-0.46	p	1.103	1.108						
13CB21-TRM	1.194	212.5	39.6	0.789	98.2	26.4	1.174	1.289	1.514	0.6	0.23	o	1.463	1.519						
13CB22-AMS	1.125	347	28.6	0.859	229.4	40.3	1.107	1.182	1.309	0.59	0.24	o	1.289	1.312						
13CB22-TRM	1.187	344.5	23	0.795	229.4	44.9	1.167	1.281	1.494	0.59	0.23	o	1.447	1.499						
13CB31-AMS	1.05	10.6	19.6	0.925	279.2	4	1.024	1.107	1.134	0.23	0.62	o	1.132	1.143						
13CB31-TRM	1.063	18	23.3	0.954	257.4	49.8	1.082	1.029	1.114	2.79	-0.46	p	1.112	1.118						
13CB32-AMS	1.054	341.3	69.1	0.923	89.1	6.7	1.031	1.107	1.142	0.29	0.54	o	1.138	1.149						
13CB32-TRM	1.101	326.9	57.9	0.9	72.9	9.8	1.103	1.109	1.223	0.95	0.03	o	1.212	1.223						
13CB33-AMS	1.045	4.1	41.6	0.939	96.2	2.4	1.029	1.082	1.113	0.36	0.47	o	1.111	1.117						
13CB33-TRM	1.077	30	12	0.951	273.8	64.4	1.108	1.022	1.133	4.83	-0.65	p	1.13	1.142						

Table AM_06: Paleomagnetic results that we used in the calculation of paleomagnetic rotations presented in table 1. Same code as in Table 1.

Sedimentary, interbedded volcanic y ophiolitic rocks: Navarino y Hostel Island

Location	Site	Longitude	Latitude	In Situ (IS)		Tilt Corrected (TC)		a95	Kappa	Type/Age
				Dec	Inc	Dec	Inc			
Navari. I.	TU53	-68.138	-55.1522	255.1	-66.5	104.5	-52.9	6.2	82.5	S/Albian
Pasteur P.	TU54	-68.3409	-55.1946	241.7	-76	217.8	-37.9	8.3	123.7	S/Albian
Hardy Pen.	TU57	-68.138	-55.3964	246.9	-63	237.8	-12.9	5.1	143.3	S/Albian
Hardy Pen.	TU59	-68.0367	-55.5696	325.6	-80.2	275.7	-59	1.4	1660.6	S/Albian
Hardy Pen.	TU60	-68.0367	-55.5696	270.8	-73.6	263.3	-47.9	3.3	340.5	S/Albian
Hardy Pen.	TU61	-68.0939	-55.5316	295.3	-68.8	16.1	-73.1	2.7	284.4	S/Albian
Navari. I.	TU63	-68.1005	-55.2239	212.2	-65.8	212.2	-65.8	4.1	158.5	S/Albian
Hardy Pen.	5161*	-68.1367	-55.4763	246.6	-71.9	264.3	-67	3.6	246.6	S/Albian
Hardy Pen.	5162*	-68.122	-55.4736	290.5	-69.5	344.1	-70.9	8.1	290.5	S/Albian
Hardy Pen.	5181*	-68.1227	-55.4797	251.4	-70.8	279.4	-63.4	4.2	251.4	S/Albian
Hardy Pen.	5191*	-68.106	-55.4734	271.8	-73.2	288.4	-56.1	4.3	271.8	S/Albian
Hardy Pen.	551*	-68.0861	-55.4702	256.1	-69.1	257.5	-84	8.3	256.1	S/Albian
Hardy Pen.	593*	-68.0374	-55.4766	278.9	-73	337.5	-63.1	10.9	278.9	S/Albian
Hardy Pen.	5182*	-68.0144	-55.5758	266.3	-76.4	235.4	-59.8	10.9	266.3	S/Albian
Hardy-Nav	Mean1-IS	-68.1264	-55.3767	257.1	-73.1	-----	-----	9.2	44	S/Albian
Hardy-Nav	Mean1-TC	-68.1264	-55.3767	-----	-----	235.8	-64.2	32	5	-----
Hardy-Nav	Mean2-IS	-68.0893	-55.4894	265.8	-72.6	-----	-----	4.2	212	S/Albian
Hardy-Nav	Mean2-TC	-68.0893	-55.4894	-----	-----	286.5	-70.6	13.3	22	-----
Hardy-Nav	Mean3-IS	-68.1079	-55.4331	261.6	-72.9	-----	-----	4.6	77	S/Albian
Hardy-Nav	Mean3-TC	-68.1079	-55.4331	-----	-----	259.8	-69.6	15.9	7	-----
Dientes N.	TU82	-67.7062	-54.9966	214.2	-76.4	-----	-----	8.8	111	S/Albian
Dientes N.	TU83	-67.7088	-54.9988	257.4	-71.5	-----	-----	2.6	188	S/Albian
Dientes N.	TU85	-67.679	-55.0009	269.6	-68	-----	-----	4.2	142	S/Albian
Dientes N.	TU86	-67.681	-54.9981	277.8	-71.8	-----	-----	4.8	257	S/Albian
Dientes N.	Mean	-67.6938	-54.9986	258.8	-73.2	-----	-----	9.7	91	S/Albian

*: from Cunningham et al., 1991.

Mean1 = Our data

Mean2 = Cunningham et al., 1991 Data

Mean3 = combined data

Intrusive Rocks: Navarino Island, Hoste Island, y Hardy Peninsula

Location	Site	Latitud	Longitud	Dec	In Situ (IS)	Inc	a95	Kappa	Type/Age
Beag-Mur C.	TU64	-549,401	-684,385	314.2		-72.3	5.8	----	P/Coniacian-Santonian
Beag-Mur C.	TU88	-549,223	-682,037	303.7		-70.6	8	58.3	P/Coniacian-Santonian
Beag-Mur C.	TU89	-549,082	-681,095	318.2		-74.6	4.6	109.9	P/Coniacian-Santonian
Beag-Mur C.	CB01	-549,305	-684,917	333.2		-73	5	----	P/Coniacian-Santonian
Beag-Mur C.	Mean	-54.9253	-68.3109	316.8		-72.9	4.6	402	P/Coniacian-Santonian
Hardy Pen.	TU55	-55.3704	-68.5388	320.3		-68.2	3.5	178	P/Paleocene

Intrusive Rocks: Beagle Channel-southwest arm

Location	Site	Latitud	Longitud	Dec	In Situ (IS)	Inc	a95	Kappa	Type/Age
Fleur. B.	13CB07	-55.0219	-69.4906	237.9		-52	2.9	285	P/Albian
Fleur. B.	13CB08	-55.023	-69.4946	254.9		-54	3.5	196.2	P/Albian
Fleur. B	Mean	-55.0255	-69.4926	246		-53.1	---	----	P/Albian
Cloue P.	13CB09	-55.0787	-69.6641	104.4		74.7	4.6	216.2	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	13CB10	-55.084	-69.6688	120.1		71.6	4.6	113.2	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	13CB11	-55.1051	-69.819	109.9		67.2	2.4	149.6	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	13CB12	-55.0982	-69.8251	121.6		75.1	4.2	119.6	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	13CB13	-55.0959	-69.8094	113.1		77.6	4.2	116.8	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	13CB14	-55.1162	-69.9289	157.9		84.1	7.7	45.9	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	13CB15	-55.1189	-69.921	133.9		60.5	3.8	145.3	P/Mastrichtian-Danian
Cloue P.	Mean	-55.0996	-69.8052	120.7		73.4	6.4	89	P/Mastrichtian-Danian

Intrusive Rocks: Ballenero y O'Brian Channel

Location	Site	Latitud	Longitud	Dec	In Situ (IS)	Inc	a95	Kappa	Type/Age
O'Brian C.	13CB17	-54.89	-70.4593	248.3		-71.3	5	70.8	P/Hauterivian-Aptian
O'Brian C.	13CB18	-54.9047	-70.4241	93.3		84.8	7.6	37.4	P/Hauterivian-Aptian
O'Brian C.	13CB20	-54.9069	-70.4304	345		85.9	5.2	113.4	P/Hauterivian-Aptian
Ballen. C.	13CB21	-54.9666	-70.6323	228.9		-52.6	6.5	46.2	P/Hauterivian-Aptian
Ballen. C.	13CB22	-54.9721	-70.639	211.5		-48.6	7.5	81.4	P/Hauterivian-Aptian
Bal-Ob. C.	Mean	-54.9281	-70.517	225.7		-69.9	18.6	18	P/Hauterivian-Aptian

Intrusive Rocks: Ballenero Channel y Brecknock Peninsula

Location	Site	Latitud	Longitud	Dec	In Situ (IS)		a95	Kappa	Type/Age
Ballen. C	13CB27	-54.9755	-70.8827	305.5	Inc	Dec	4.5	183.8	P/Paleocene-Eocene
Ballen. C	13CB28	-54.9755	-70.8827	317.5	-77.3		4.9	244.8	P/Paleocene-Eocene
Ballen. C	13CB29	-54.9761	-70.891	332.5	-72.5		3.5	220.4	P/Paleocene-Eocene
Breckn. P.	13CB32	-54.5449	-71.9059	313.9	-74.2		8.3	53.5	P/Paleocene-Eocene
Breckn. P.	13CB33	-54.5472	-71.913	334.5	-73.7		3.1	279.4	P/Paleocene-Eocene
Ball-Brec.	Mean	-54.8038	-71.2951	320.8	-74.2		3.9	387	P/Paleocene-Eocene

A3.2.6 Supplementary Figures

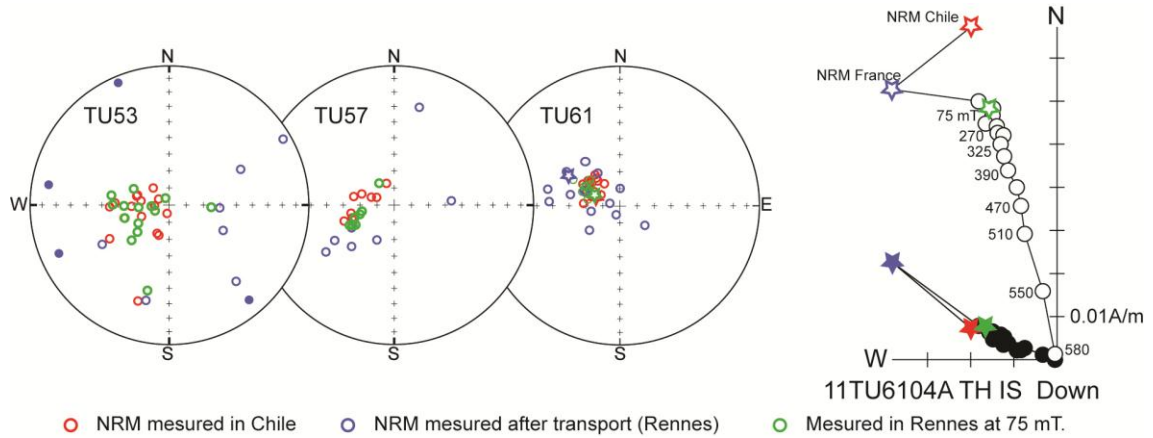


Figure AM_01: (Left): Equal area projection of the NRM measured in Chile, the NRM measured in Rennes (showing the acquired spurious component of magnetization) y the magnetization after applying an alternating field. Open/Solid circles are for positive/negative inclinations. (Right): Example of an orthogonal plot showing similar directions before transport (Chile) y after cleaning y thus spurious magnetization was well removed. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane.

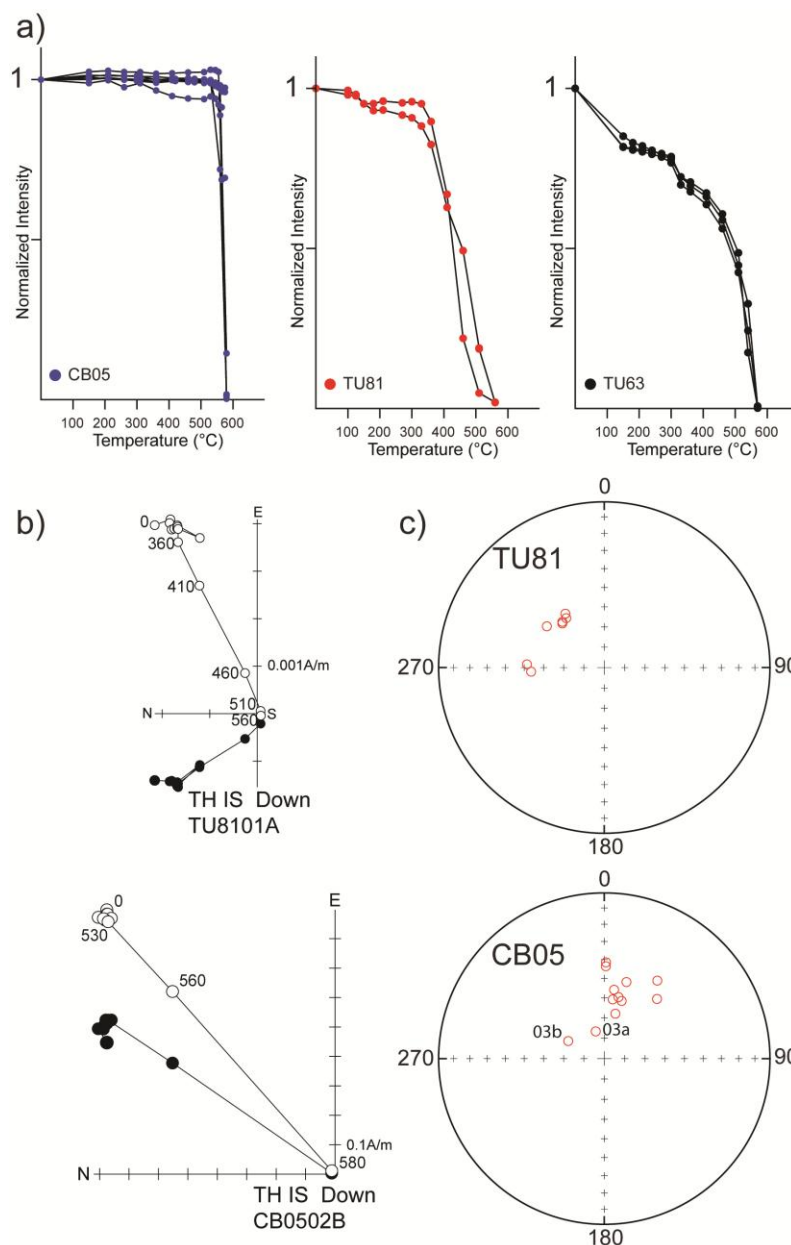


Figure AM_02: a) Variation in the intensity of the magnetization versus temperature for sites CB05, TU81 y TU63. b) Orthogonal plots show that ChRMs are easily determined for sites TU81 y CB05. Solid/Open circles correspond to projection onto the horizontal/vertical plane. c) Stereo plots showing the dispersion within each site, thus, although the well-defined ChRMs at sample level the high dispersion at site level preclude further analyzes. Open circle is for negative inclination.

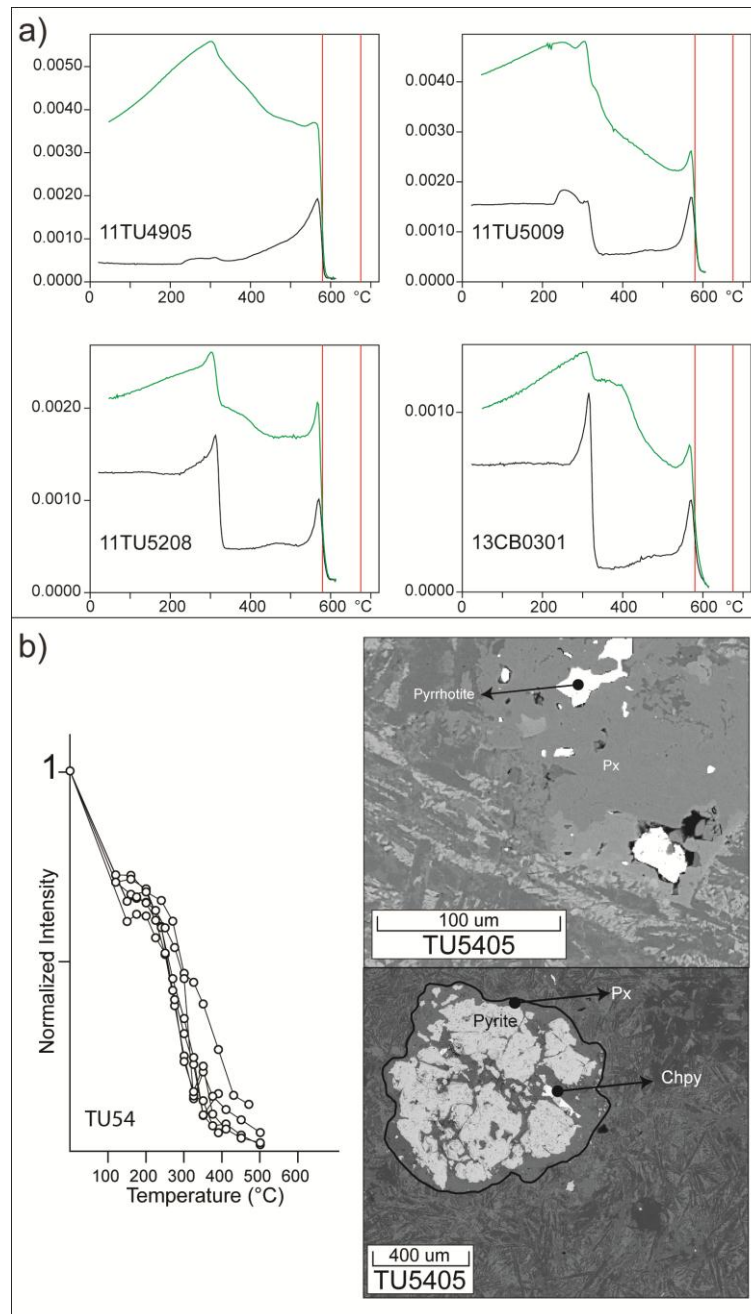


Figure AM_03: a) Thermomagnetic curves from selected samples drilled in sedimentary rocks of the Yahgan Formation (Wulaia Member). Heating/cooling curves are shown respectively in black y green. Pyrrhotite y magnetite is observed (T_c at 325 °C y 580 °C) with a marked Hopkinson effect (Dunlop, 2014) in both heating y cooling curves. b) Magnetic experiments y SEM observations of the Tortuga Ophiolitic complex (Site TU54). (Left): Variation in the intensity of the magnetization versus temperature for site TU54. (Right): SEM observations of sample TU5405. Pyrrhotite is observed growing within pyroxene (px) minerals. Pyrite-chalcopyrite association is also observed in pyroxene minerals.

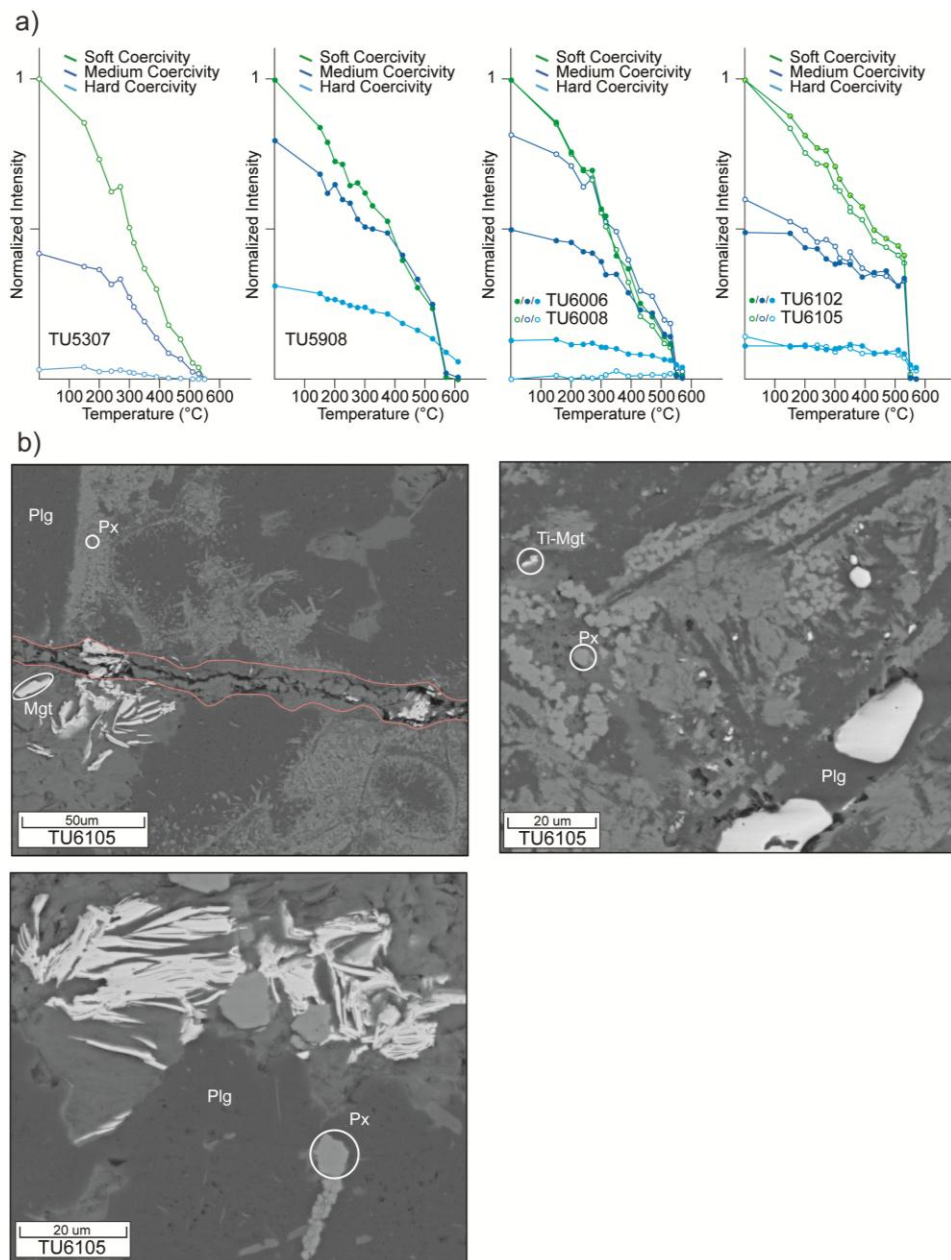


Figure AM_04: a) XY plot of each component of orthogonal IRM versus temperature (Lowrie, 1990) normalized to the maximum value of the soft component. Samples are from sites TU53 (Yahgan Formation, Bahia Douglas Member) y TU59, TU60 y TU61 (Hardy Formation). IRMs were given along Z/Y/X axis at 2500/250/50 mT respectively (hard/medium/soft coercivity). b) SEM observations of sample TU6105 showing magnetite (Mgt) y titanomagnetite (Ti-Mgt) within a matrix formed by plagioclase (Plg) y pyroxene (px) grains. Magnetite is also growing in veinlets. The elongated shape of magnetite y its occurrence in veinlets suggest a non-sedimentary origin of the grains.

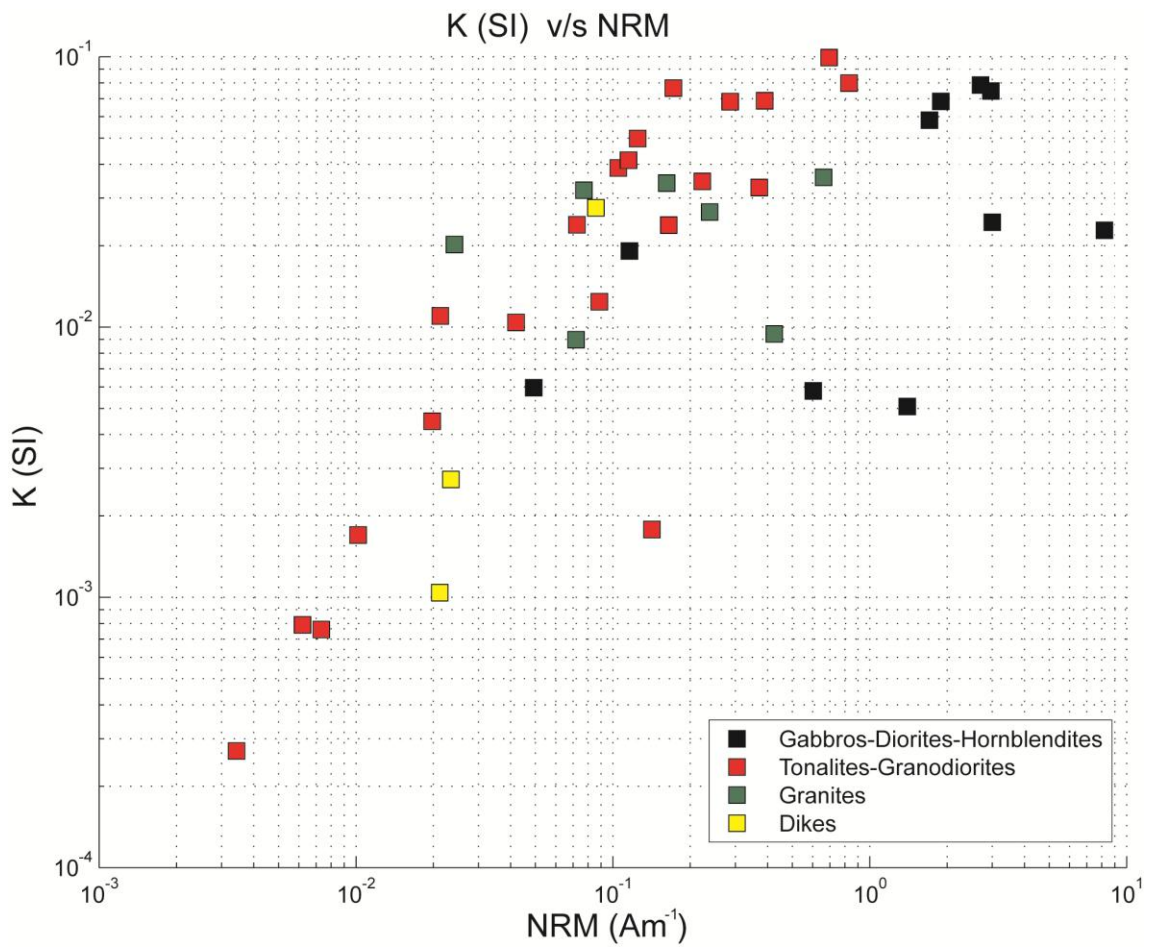


Figure AM_05: Log-Log plot of the mean-site (geometrical means) of intensity of NRM versus the magnetic susceptibility. Magnetic susceptibility is often high for mafic intrusives while the lowest values are found in sedimentary rocks, volcanoclastic rocks y ophiolites.

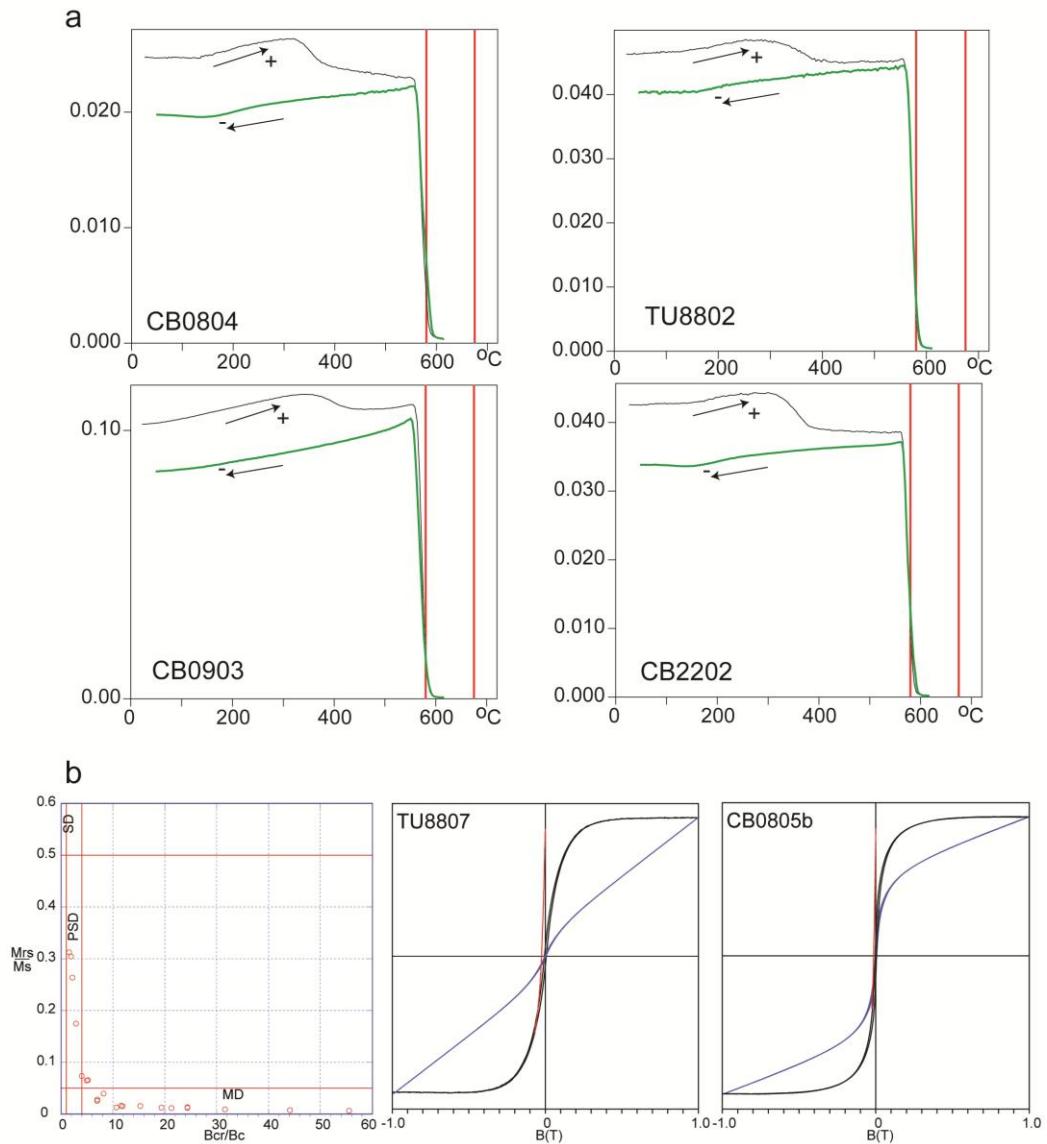


Figure AM_06: a) Thermomagnetic curves from selected samples drilled in intrusive rocks. Arrows indicate heating/cooling curves. A maghemite phase is erased after heating in all samples. b) Day plot (Day et al., 1977) y selected hysteresis plots from representative samples with the magnetization normalized to the maximum value. Blue, black curves represent hysteresis loops before, after paramagnetic corrections. The red curve is the remanent magnetization curve. Data supporting Figure AM_07b is available in auxiliary material Table AM_03.

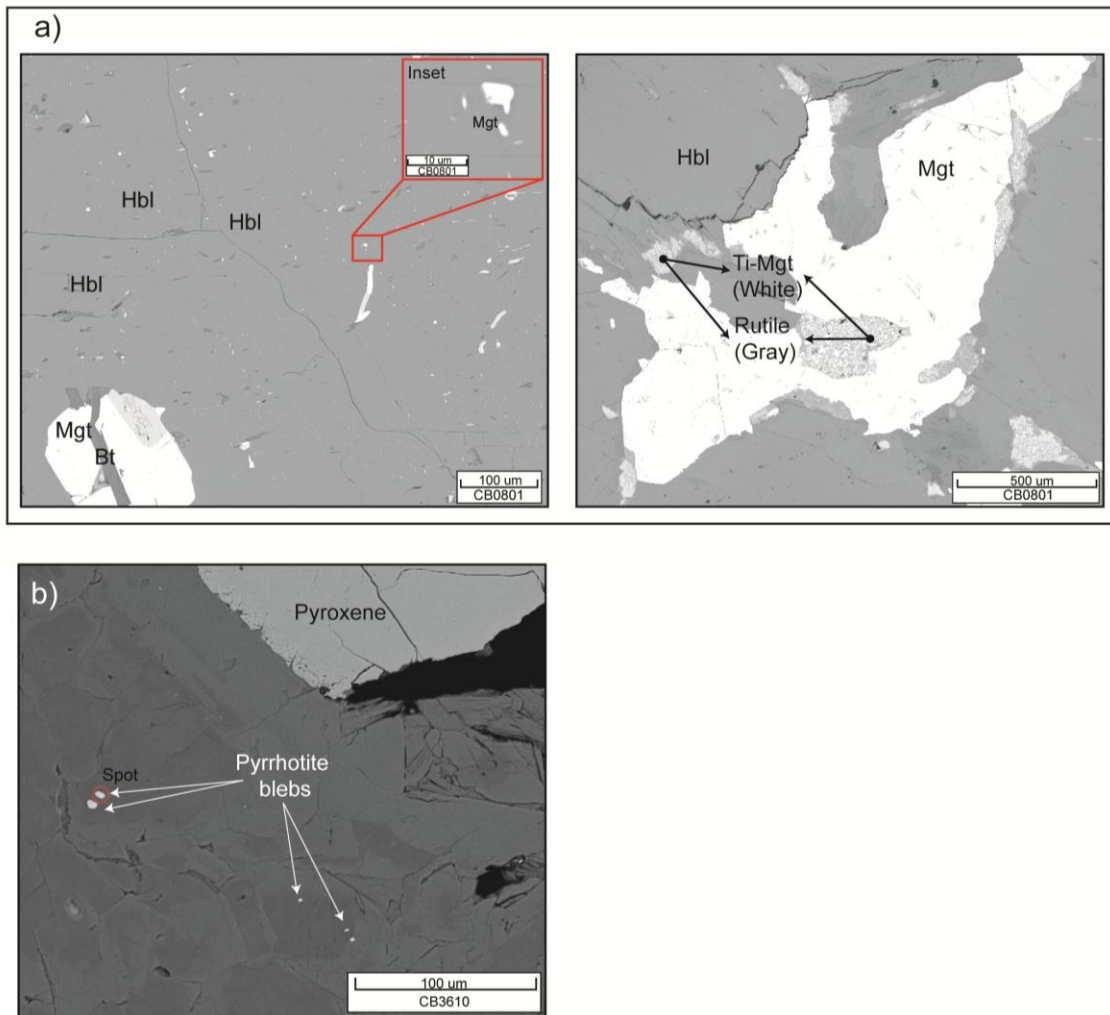


Figure AM_07: a) SEM observations in one sample from site CB08. It is possible to identify two families of magnetite (mgt): one family formed of large grains of magnetite y a second one formed by small grains growing within hornblende (hbl) minerals (some of them smaller than 5 μm, see red square). Rutile y titanomagnetite (Ti-Mgt) are also observed. b) SEM observations in sample CB3610 show pyrrhotite blebs y confirm the paleomagnetic data.

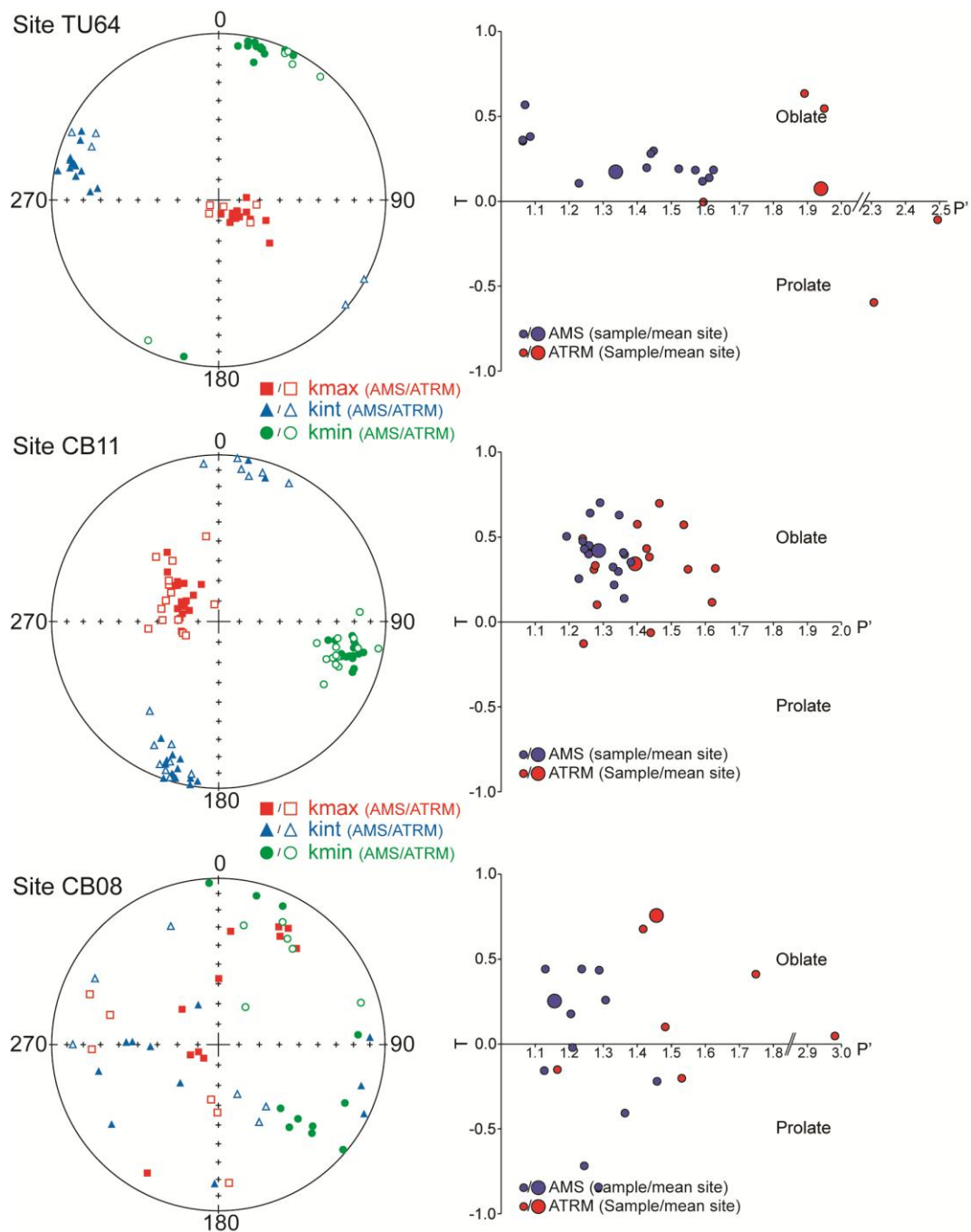


Figure AM_08: (Left): Equal area projection of the AMS/ATRM (solid/open symbols) tensor. (Right) T-P' diagrams for samples (small circles) y mean-site (big circles) for the AMS y ATRM results. Not the jump in the p' axes in the sites TU64 y CB08.

A3.3 Referencias

Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260-267, doi.

Dunlop, D.J., 2014. High-temperature susceptibility of magnetite: a new pseudo-single-domain effect. *Geophys. J. Int.* 199, 707-716, doi: 10.1093/gji/ggu247.

Jelínek, V., 1978. Statistical processing of anisotropy of magnetic susceptibility measured on groups of specimens. *Stud Geophys Geod* 22, 50-62, doi: 10.1007/BF01613632.

Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159-162, doi: 10.1029/GL017i002p00159.

