



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y  
MATEMATICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR Y  
PENÍNSULA ANTÁRTICA: IMPLICANCIAS TECTÓNICAS**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS  
MENCIÓN GEOLOGÍA  
MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO**

**FERNANDO ANDRÉS POBLETE GÓMEZ**

**PROFESOR GUIA:  
SR. CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA**

**MIEMBROS DE LA COMISION:  
SR. FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND  
SR. CONSTANTINO MPODOZIS MARIN  
SRA. NATALIA ASTUDILLO LEYTON**

**SANTIAGO DE CHILE  
2010**

RESUMEN DE LA MEMORIA  
PARA OPTAR AL TÍTULO DE:  
GEÓLOGO Y AL GRADO DE MAGISTER EN  
CIENCIAS. MENCIÓN GEOLOGÍA  
POR: FERNANDO ANDRÉS POBLETE GÓMEZ  
FECHA: 25/06/2010  
PROF. GUÍA: Sr. CÉSAR ARRIAGADA O.

## ESTUDIO PALEOMAGNÉTICO DE LAS ISLAS SHETLAND DEL SUR Y PENÍNSULA ANTÁRTICA: IMPLICANCIAS TECTÓNICAS

Varios modelos han sido planteados para explicar la ubicación de la Península Antártica en relación a Patagonia. Éstos, sustentados principalmente en anomalías magnéticas de fondo oceánico proponen, a grandes rasgos, 3 posiciones para la Península respecto de Patagonia: al oeste, inmediatamente al sur, o bien en el margen oriental (Ghidella et al., 2007; Suárez, 1976; Norton y Sclater, 1979).

Durante las últimas décadas numerosos estudios paleomagnéticos han sido efectuados en la Península Antártica. Éstos se han concentrado principalmente en rocas de edad Cretácica, aunque también han sido consideradas rocas del Jurásico. Los estudios muestran que la Península Antártica ha formado parte del continente Antártico desde 100 Ma. Por otro lado sugieren que la forma actual de la Península fue adquirida con anterioridad al Cretácico (Grunow, 1993; Watts, et al., 1984; Dalziel, et al., 1973).

En este trabajo se presentan los resultados de un muestreo paleomagnético realizado en el extremo norte de la Península Antártica y las islas Shetland del Sur, con el fin de precisar la paleolatitud de la Península Antártica con anterioridad al quiebre de Gondwana y su posterior evolución, así como identificar posibles rotaciones entre los diferentes bloques que se han definido en esta zona. Las rocas muestreadas corresponden a intrusivos y lavas de edad principalmente Cretácica y, en menor medida, de edad Jurásica y Paleógena y rocas sedimentarias de edad Permo Tríasica y Jurásica.

Los resultados muestran que no es posible determinar una paleolatitud para la Península Antártica con anterioridad a 100 Ma, debido a una remagnetización generalizada a lo largo de la Península en las rocas más antiguas. La remagnetización puede ser resultado de un importante evento tectonomagmático gatillado por un movimiento de las placas hacia el oeste. Este evento se ve reflejado en las áreas adyacentes como la orogenia de Palmer (al sur) y el cierre de la Cuenca de las Rocas Verdes (al norte) que se inicia durante el Cretácico medio.

Por otro lado se pudo determinar que, a partir del Cretácico medio, no han existido rotaciones entre los diferentes bloques que conforman la Península Antártica. Lo anterior permitió obtener un paleopolo a 90 Ma y otro a 60 Ma. Ambos sugieren que la Península Antártica ha tenido poco movimiento latitudinal y rotacional desde, al menos, 100 Ma y que su forma de "S" fue adquirida con anterioridad a esta edad.

En síntesis, las direcciones características obtenidas en rocas cretácicas y paleocenas sugieren una magnetización primaria para estas. Por otro lado, se observa una remagnetización en las rocas permo-triásicas y jurásicas que impide obtener un paleopolo a esta edad. No obstante, la similitud con los datos cretácicos sugieren un origen común para la adquisición de esta magnetización. Estos resultados, en conjunto con otros previamente reportados, indicarían que la Península Antártica no habría tenido importantes movimientos latitudinales y de rotación.

## AGRADECIMIENTOS

Cuando uno ha estado rodeado de tanta gente que te a hecho crecer en tan diferentes aspectos, se hace difícil resumir los agradecimientos en una pagina. Es por eso que solamente me remitiré a decir: ¡¡GRACIAS A TODOS!!.... No... bromas. Partimos...Agradezco a/al:

Proyecto Anillo Antártico, CONICYT N° ARTG-04 y al **Pancho** y a **Tere** por el constante estímulo que siempre me han brindado. Me gustaría darle las gracias a INACH y la Armada de Chile por el apoyo logístico, en especial, a los **tripulantes** del Viel, el Aquiles y el Galvarino. Sin ellos las campañas no habrían sido tan exitosas, ni la comida tan rica y pa que decir del bar. A los **cocineros** de la base escudero por las abundantes meriendas, los asados y un largo etc. A la FACH por los pooles y las pichangas (espero que algún día estos agradecimientos sean para una institución y no para 3 y, de esta manera, ser un solo país en la Antártica). Departamento de Postgrado y Postítulo de la Vicerrectoría de Asuntos Académicos de la Universidad de Chile y a su programa de Becas de Estadías Cortas de investigación.

Los compañeros de terreno: **la Chica, el Caldera, Mark Fanning, Jacobus, Miguel, MillarK** y **Manfred**. Un agradecimiento especial a **JP Lacassie** por las enseñanzas de la columna (inolvidable la ida al cerro las Minas) y a **Alain Demant** por el intensivo de un 1 mes en rocas Volcánicas (Palagonitas, isla desolación, etc.) y por las increíbles tallas en mexicano que nos hicieron reír a todos. Punto a parte es el agradecimiento a **la Paula**, por las campañas de la Antártica y las de ahora en Patagonia. A seguir pensando en el futuro y las mil cosas que se pueden seguir construyendo al sur del mundo.

Y doy un gracias, gracias y mil gracias a **Maria Rosa y la Cristi**. Sin la ayuda de ellas todavía estaría atrapado en algún ramo por culpa de los topes de horario o con mil papeles sobre la cabeza, sin saber que hacer para, al fin, poder titularme. A la **Rosita**, al **Kilo** por los huevos duros y la “paciencia” que al final, cuando no están en los terrenos, putas que se extraña. A los Dones: **Juan y Julio**, por la ayuda con las muestras. A las Doñas: **Vero y Alida**. A pesar que ya se fue, un agradecimiento a **Matamala (Pato Estrella)** por las buenas copuchas cuando me tocaba llegar temprano a calentar las muestras en el horno.

Keith y **Geoff**, por ese primer (y segundo) terreno a Cordillera Darwin, por mostrarme este mundo maravilloso que tenemos al sur de Chile y la importancia de desentrañar sus secretos. Por el apoyo constante y la paciencia para enseñar y contestar todas las preguntas. Gracias a los **compañeros del Laboratorio de Paleomagnetismo y Tectónica** por sacarme de los granizos y lluvias de Patagonia y la Antártica y enseñarme el sol y los ocres del Norte de Chile, acompañado por supuesto de clases increíbles de geología estructural (que de a poco voy aprendiendo). Gracias **Esteban** (Chalazar), **Matías** (Atax), **Fernando** (Pana), **Javier y Rodolfo**, los efe, a **Irene**, la L, a **Sergio**, el W y a **Marco**.. También a los compas de la U: a **Sergio** por el ánimo (a ver si agarro el acordeón), al **Chicho y Laja** por Brasil (incluir al Chala y Sergio), **la Feña**, por su familia y sus dones (artísticos), y a **Garro**, por los mates de antaño. Tambien a los del curso, **Melu, Carlos Felipe, la Caro Soto** y por supuesto a **Jaime** (¿pa’ cuando la dupla?)

La Comisión. **Natalia**, por la paciencia y consejos con la mineralogía magnética (se viene el segundo CMPT), **Pancho**, por la ayuda con los cortes transparentes y **Cocho**, por ayudarme a entender un poquito mejor la historia de la Antártica. Al mirar para atrás veo un largo tiempo de conversaciones que perdí, ojalá las pueda recuperar ahora.

Me gustaría agradecer de forma especial a **César y a Pierrick**. Gracias por entregarme las herramientas que me han permitido ir a tratar de descubrir algunos de los secretos que esconde la Patagonia y recorrer lugares increíbles de la Antártica de la mano del paleomagnetismo y sus vectores. En particular gracias César por las invitaciones al norte, las que me han permitido ver un aspecto de la geología que no se puede ver gracias a los suelos cubiertos por kilómetros de Hielo. También a Pierrick y **Vero** por la estadía en Rennes. Fue una experiencia increíble, y que decir de los paseos a las ciudades y la costas de la zona.

Un agradecimiento especial a los compañeros de Bachi, por entregarme su amistad y por que después de 10 años todavía seguimos ñoñenado con el rol, con los juegos de computador y otros, y así no olvidar los pequeños detalles que hacen que esta vida valga la pena vivirla. **Gabito, Gordo, Rorro** (este no juega rol, pero cuenta), los **chicken**, los **parra**, el Manu y los infiltrado, **Snipa y Borg**. A los del colegio. **Feña** por todo y en particular, por darme la confianza de ser el padrino de tu hijo, a **Marcelo y Matías**, por los enojos y desenojos, a **Carlos**, por enseñarme a ver la vida con optimismo, y a **Julio y Vincent** (aunque no es del colegio) por este último tiempo de escalada. Ya van dos años tratando de llegar un metro más arriba y esos esfuerzos se recuerdan.

Finalmente me gustaría agradecer a mi familia y a mi mujer. A mis **viejos** por apoyarme en todo y darme los valores (los buenos eso sí) que me han permitido ser lo que soy, a mi **hermana** por ser ella, sus consejos y en especial e incluye a **Chris**, por darme esta alegría inmensa de ser tío. Al **Pirito**, por nacer. A **Chris** por sus detalles que te hacen sentir querido. A **Nora**, por todo lo que he crecido con Usted durante estos 5 años. Por ser como es, por quererme y por querer compartir conmigo todos estos momentos, los buenos, los malos y los que vendrán.

Uno no es lo que es sin las personas que lo rodean y en especial por aquellas que te marcan.

*Mas allá de la búsqueda de nuevos conocimientos para el area de las ciencias de la tierra, para mi la experiencia fue alucinante, ver todo ese blanco y café, los hielos milenarios con sus tamaños gigantescos y esos colores azules reflejando la pureza de un continente que no le ha tocado vivir lo que han padecido los otros. La vegetación tan escasa que parecía un desierto, sin embargo estaba el mar, que nutria de vida las costas. Lobos marinos, focas, pingüinos y miríadas de aves surcaban los cielos. Tan poco acostumbrados a los milenios de muerte que rodean la historia del ser humano que no nos evitaban, los más grandes nos miraban con expresión de impavidez, mientras que las aves nos atacaban protegiendo a sus crías y una que otra ballena asomaba a lo lejos su imponente lomo invitándonos a seguirla.*

*A mis Viejos,*

*A Nora, mi Mujer,*

*A la Negra y Chris,  
los padres del  
siguiente,*

*Al Piritito (de cariño,  
grande Matéo),*

*A mis amigos  
(TODOS),*

*A mis perros: los que  
fueron, los que estan  
y los que vendrán.*

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

<b>Capítulo I: Introducción general</b>	<b>1</b>
<b>I.1 Breve Reseña Histórica</b>	<b>1</b>
<b>I.2 Presentación del Problema</b>	<b>4</b>
<b>Capítulo II: Evolución geodinámica desde los últimos 500 Millones de años</b>	<b>11</b>
<b>II.1 Gondwana, el supercontinente</b>	<b>11</b>
<b>II.2 El quiebre de Gondwana</b>	<b>12</b>
<b>II.3 La Apertura del Atlántico Sur</b>	<b>13</b>
<b>II.4 Movimiento de la Península Antártica hasta los 40 Ma</b>	<b>14</b>
<b>II.5 La Apertura del Mar de Drake</b>	<b>15</b>
<b>Capítulo III: Marco Tectónico</b>	<b>17</b>
<b>III.1 Rasgos estructurales</b>	<b>19</b>
III.1.1 Estrecho Bransfield	19
III.1.2 Fosa Shetland del Sur	19
III.1.3 Ridges de Scotia	19
III.1.4 Zona de Fractura Shackleton	20
III.1.5 Zona de Fractura Herringbone (ZFH)	20
III.1.6 Dominios Estructurales de la PAS	21
<b>III.2 Geología Regional</b>	<b>24</b>
III.2.1 Basamento Paleozoico: grupo Península Trinidad	24
III.2.2 Magmatismo jurásico y depósitos marinos	25
III.2.3 Magmatismo Cretácico, Prismas de acreción y depósitos marinos	26
III.2.4 Magmatismo Cenozoico	27
III.2.5 Evolución Geológica	28

**Capítulo IV: Paleomagnetismo: Estudios previos, muestreo, metodología y análisis petrográfico de algunos especímenes** **31**

<b>IV.1</b>	<b>Introducción</b>	<b>31</b>
<b>IV.2</b>	<b>Metodología de terreno y laboratorio</b>	<b>35</b>
<b>IV.3</b>	<b>Muestreo Paleomagnético: Áreas de Muestreo</b>	<b>35</b>
IV.3.1	Islas Shetland del Sur	37
IV.3.1.1	Isla Rey Jorge	37
IV.3.1.2	Isla Robert	42
IV.3.1.3	Isla Greenwich	43
IV.3.1.4	Isla Media Luna	47
IV.3.1.5	Isla Livingston	48
IV.3.1.6	Isla Snow	54
IV.3.2	Península Antártica	56
IV.3.2.1	Isla Anderson	56
IV.3.2.2	Bahía Esperanza	57
IV.3.2.3	Cabo Legoupil	59
IV.3.2.4	Isla Torres	61
IV.3.2.5	Estrecho Gerlache: Bahía Huges, Bahía Paraíso, Bahía Wilhelmina, Islas Melchor	63

**Capítulo V: Artículo 1: Paleomagnetismo y tectónica de las islas Shetland del Sur y la Península Antártica (en preparación)** **68**

<b>V.1</b>	<b>Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula (in prep.)</b>	<b>69</b>
<b>V.2</b>	<b>Table Captions</b>	<b>96</b>
<b>V.3</b>	<b>Tables</b>	<b>97</b>
<b>V.4</b>	<b>Figures Captions</b>	<b>102</b>
<b>V.5</b>	<b>Figures</b>	<b>107</b>

- VI.1 Remagnetización de rocas permo-triásicas y jurásicas: implicancias en la obtención y análisis de paleopolos y eventos orogénicos 120**
- VI.2 Resultados cretácicos y posteriores: restricciones al movimiento de la Península Antártica posterior a los 100 Ma y el rol del Oroclíno Patagónico en los modelos presentados 124**

- A.1 Artículo 2: Dike systems and their volcanic host rocks on King George Island, Antarctica: Implications on the Geodynamic history based on a multidisciplinary approach.**
- A.2 Tablas**
- A.3 Gráficos estudio paleomagnético**
- A.4 Base de datos y esquemas Geológicos en formato Google Earth.**



# I. Introducción

## I.1 Breve Reseña Histórica

Aproximadamente el 99% de la superficie del continente Antártico se encuentra cubierta de hielo. Lo anterior, además de su clima hostil, hace que probablemente éste sea una de las regiones menos exploradas del mundo. Aunque durante el último siglo un sinnúmero de esfuerzos científicos han sido realizados, este gran continente seguramente aún esconde muchos secretos por descubrir. En los párrafos siguientes se intenta mostrar brevemente algunas grandes hazañas realizadas por grandes exploradores en Antártica.

Antártica es el único continente que no tiene historia indígena. Recién en 1773 el Capitán James Cook y su tripulación fueron los primeros humanos en cruzar el Círculo Polar Antártico, pero nunca lograron avistar el continente. Posteriormente y continuando las intensas exploraciones del siglo XVIII, el cazador de ballenas James Weddell navegó por primera vez las gélidas aguas del mar de Weddell, 345 kilómetros más al sur que la expedición de James Cook, 50 años atrás.

En la carrera por llegar al Polo Sur se realizaron numerosas expediciones, aunque no fue hasta el 14 de Diciembre de 1911 que una bandera fue clavada en el Polo Sur. La expedición noruega a cargo de Road Amundsen y 4 hombres más fueron los primeros en alcanzar el esquivo polo, tomándole solo 57 días desde su lugar de partida, la Bahía de las Ballenas en el mar de Ross. Afortunado y preparado Amundsen... pero no Robert Scott y sus hombres, quienes llegaron al Polo Sur sólo para descubrir que 33 días antes Amundsen ya lo había logrado. Lamentablemente Scott y sus compañeros no lograron retornar al campamento base ubicado cerca de la Isla de Ross.

A pesar que el primer hombre llegó al Polo Sur en 1911, el primer avistamiento de tierra fue en Febrero de 1819 cuando William Smith, buscando

la ruta más austral para llegar de Buenos Aires a Valparaíso, diviso la Punta William en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur.

Desde entonces las islas han sido objeto de numerosos estudios. Miers las describe, en base a observaciones hechas por marineros, como esquistos de hornblenda o pizarras de clorita (Miers, 1820, p. 379 en Smellie et al, 1984). Posteriormente se sugiere que tanto las islas Shetland del Sur como las Sándwich del Sur estaban compuestas principalmente por pizarras de hornblenda (Miers 1820, p 371 en Smellie et al, 1984). Sin embargo, estudios ulteriores (Anon 1821; Trail, 1822 en Smellie et al, 1984) evidenciaron la naturaleza volcánica de las rocas.

Posteriormente, numerosas expediciones se llevaron a cabo en el siglo XIX y principios del XX, entre las que podemos mencionar: Bellingshausen (1819-21), D'Urville (1837-40), Wilkes (1838-42), de Cerlache (1879-21) y Charcot (1908-10) (Smellie et al, 1984). Tardaron casi 100 años para que se realizara la primera descripción geológica importante en el área. Fue llevada a cabo entre 1913 y 1914, por D. Ferguson, principalmente en la Isla Rey Jorge donde distinguió rocas basálticas de olivino y andesitas de edad Cuaternaria, una secuencia de andesitas y rocas piroclásticas además de intrusiones dioríticas. Por otro lado describe una intercalación de lavas de características andesíticas a riolíticas con piroclastos y rocas sedimentarias de edad Jurásica y un basamento no expuesto (Ferguson 1921; Tyrell 1921 en Smellie et al, 1984).

El interés en las islas aumentó durante la segunda guerra mundial, cuando Chile, Argentina e Inglaterra las reclamaron. Esto trajo como consecuencia el establecimiento de bases permanentes en las islas lo que ayudó de manera considerable al quehacer científico en la zona. A estos países se les sumó Estados Unidos, Polonia y la Unión Soviética, quienes han contribuido de manera importante al desarrollo de la ciencia antártica. Por otro lado, el tratado Antártico, hecho efectivo el 23 de junio de 1961, ha permitido que la Antártica sea un lugar único en la tierra, no solo por las condiciones climáticas

sino también porque en él nunca ha habido guerras, en donde el medio ambiente está 100% protegido y la investigación científica es prioridad. Este tratado, único en el mundo, fue ratificado por 12 países (tabla 1) y cubre toda el área al sur de los 60° S. Sus principales objetivos son:

- Desmilitarizar la Antártica y establecerla como una zona libre de pruebas nucleares, depósitos de desechos radioactivos y asegurar su uso sólo con propósitos pacíficos.
- Promover la cooperación científica internacional en Antártica.
- Dejar de lado disputas sobre soberanía territorial.

**País**

Argentina

Australia

Bélgica

Chile

Francia

Japón

Nueva Zelanda

Noruega

Reino Unido

Rusia

Sud África

Estados Unidos

Tabla 1: Países firmantes originales del Tratado Antártico

## I.2 Presentación del Problema

La placa antártica, estable en su posición actual desde hace 75 millones de años (Torsvik et al, 2008), está centrada en el Polo Sur y rodeada de centros de expansión que marcan los límites entre la placa Antártica y 6 placas que la circundan: La placa Pacífico (PCF), la placa de Nazca (Nzc), la placa Sud Americana (SAM), la placa de Scotia (SCO), la placa Africana (AFR) y la placa Australiana (AUS) (Fig. 1.1).

Las montañas Transantárticas, principal cadena montañosa del continente con alturas superiores a 4.000 metros, divide a la Antártica en Antártica Oriental y Antártica Occidental (Fig. 1.1). La Antártica Oriental corresponde a un cratón estable constituido por bloques corticales de edad Arqueana y Proterozoica-Cámbrica que se amalgamaron durante el Precámbrico-Cámbrico (Fitzsimons, 2000; Harley, 2003). La Antártica Occidental, en contraste con Antártica Oriental, consiste en 4 bloques principales, Península Antártica, Montañas Ellsworth-Withmore, Isla Thurston y Marie Byrd Land (Dalziel y Elliot, 1982) (Fig. 1.1).

La relación que existe entre Antártica Oriental y Antártica Occidental, así como entre los bloques que la componen no está acotada de forma precisa producto de la gigantesca capa de hielo que impide observar de forma directa las conexiones físicas entre estos bloques. Sin embargo estudios paleomagnéticos han sugerido que no habría habido movimiento relativo entre estos bloques y la Antártica Oriental desde al menos 110-100 Ma (Grunow, 1993).

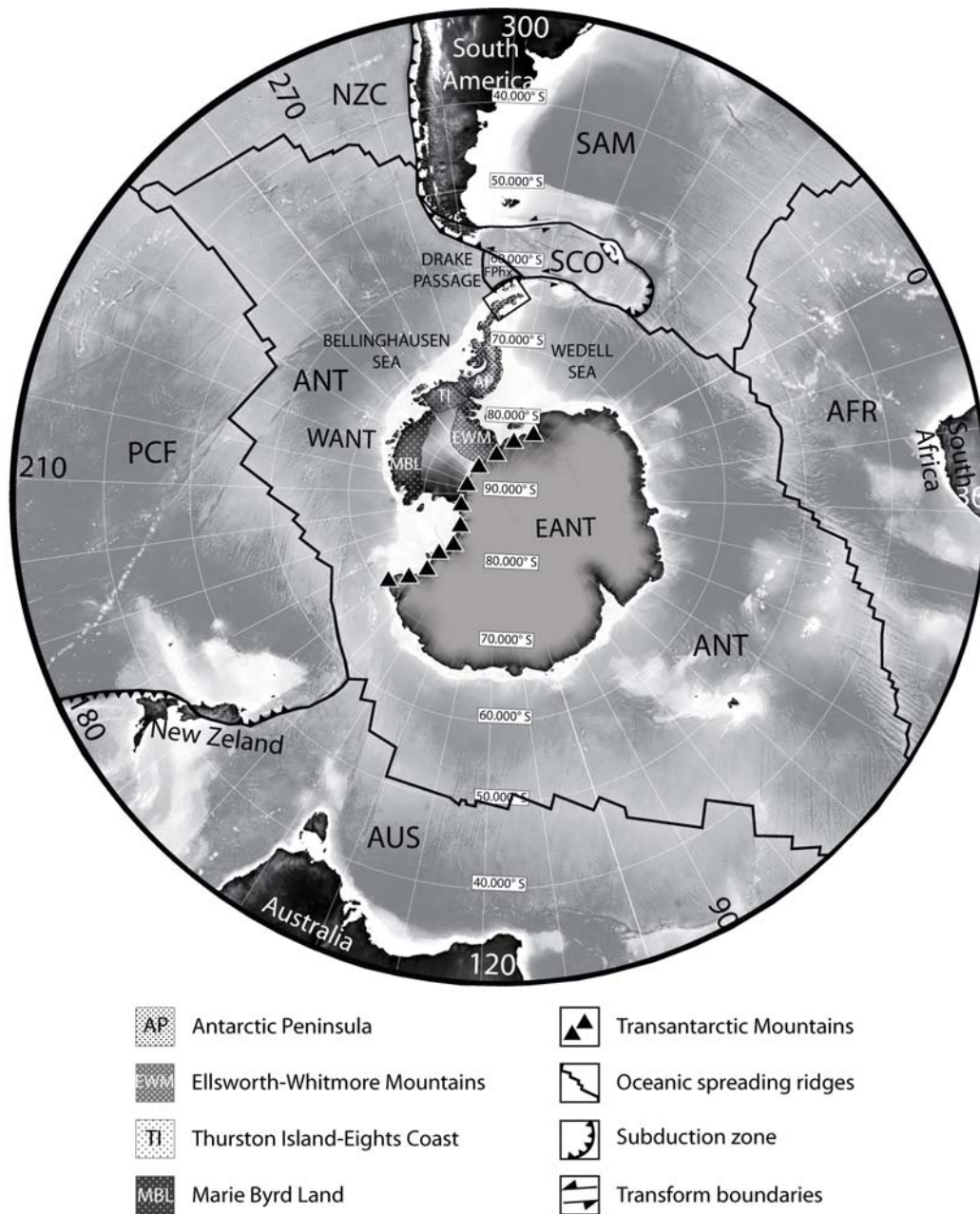


Figura. 1.1: Configuración actual: Principales placas tectónicas, estructuras y bloques que conforman el continente antártico. AP: Península Antártica, EWM: Montañas Elsworth-Withmore, TI: Isla Thurston y Eight Coast. MBL: Tierra de Marie Byrd.

En particular, el extremo norte de la Península Antártica, incluyendo las Islas Shetland del Sur, se ubica en un área comprendida entre los 73° y 60° de latitud Sur y los 55° y 75° de longitud Oeste, aproximadamente 900 Km. al suroeste de Tierra del Fuego y separada de ésta por el Paso Drake (Fig. 1.2).

Separadas más de 100 Km. de la Península Antártica a partir del Oligoceno-Mioceno como consecuencia de la apertura del Estrecho Bransfield, se encuentran las islas Shetland del Sur. Estas conforman un archipiélago formado por 11 islas las que se disponen linealmente con un rumbo aproximado N60E, al nor-oeste de la Península Antártica entre los 61° y 63 de latitud sur y los 55° y 63° de longitud oeste. De estas islas las de mayor área son la Isla Rey Jorge y Livingston, separadas entre si por 3 islas menores: Nelson, Greenwich y Robert. Aparte de éstas se consideran también la Isla Elefante en el extremo norte y las islas Smith y Low en el sur, entre otras. (Fig. 1.2).

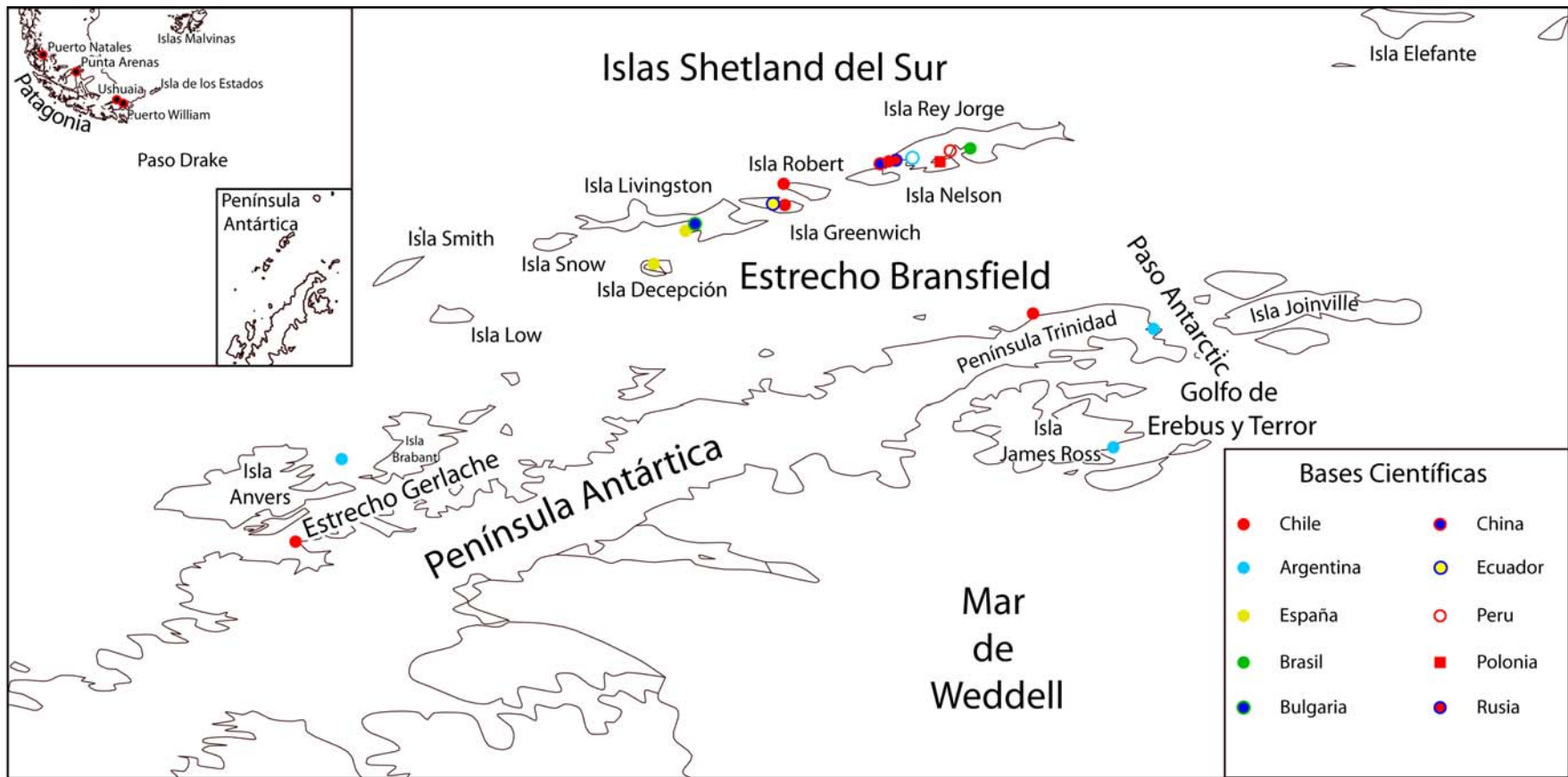


Figura 1.2: Ubicación de los principales elementos geográficos en el Área de muestreo y algunas bases científicas. (Proyección Recuadro: Estereográfica Polar. Proyección Península Antártica: Geográfica)

A pesar que la relación que existe entre las Islas Shetland de Sur y Península Antártica está relativamente acotada, la relación entre Península Antártica y Patagonia es aun tema de discrepancia. ¿La Península Antártica estaba adosada al margen occidental de Patagonia?, ¿A que latitud?, ¿Ambas estaba en continuidad vertical o bien la Península se confinaba al este de Patagonia?, ¿Qué rol juega el Oroclíno Patagónico en los modelos propuestos?

Desde los albores de la tectónica de placas, Alfred Wegener postulaba una posición bastante al sur para la Península Antártica (Fig. 1.3). Siguiendo estos primeros intentos por dilucidar la posición de la Península Antártica se han ido desarrollando un importante número de modelos que han intentado dar luces a este problema. Suárez (1976), realiza un estudio tectonoestratigráfico en la Isla Alexander y la Tierra de Palmer. La similitud entre las unidades tectonoestratigráficas reconocidas en el área, sus coetaneas en Patagonia y la isla Georgia del Sur, permiten sugerir, retomando la idea de Dalziel y Elliot (1972), que la Península Antártica, la isla Georgia del Sur y Patagonia formaban un margen continuo (Fig. 1.4). No obstante, otros autores (Norton y Sclater, 1979; Livermore y Hunter, 1996), en base a datos de anomalías magnéticas de fondo oceánico, zonas de fractura y anomalías de gravedad proponen una posición para la Península al este de Patagonia (Fig. 1.4). Sin embargo, este modelo implica un traslape entre la Península y las islas Malvinas. Este traslape se ha considerado como resultado de una curvatura oroclinal post quiebre de Gondwana o bien porque la Península Antártica es un prisma de acreción Mesozoico (du Toit, 1937; Smith y Hallam, 1970; Dietz y Sproll, 1970, en Harrison et al, 1979). También se ha propuesto, mediante datos de anomalías magnéticas de fondo oceánico, paleomagnéticos y geológicos, que la Península estaba adosada al margen occidental de Patagonia (Harrison et al., 1979; Ghidella et al., 2002; König y Jokat, 2006; Torsvik et al., 2008) (Fig. 1.4).

Dentro de estas teorías la que cuenta con más antecedentes es la que propone que la Península Antártica estaba adosada al margen occidental de



Patagonia. Observaciones que apoyan este modelo son: las similitudes sedimentológicas y los patrones de edad U/Pb (uranio-plomo) en circones detríticos existentes entre el Complejo Duque de York en Patagonia y el Grupo Península Trinidad en Antártica que entregan picos de edad Pérmica (Hervé, et al., 2003). Por otro lado, mediante reconstrucciones paleomagnéticas del mar de Wedell, se determinó que a los 160 Ma la Península Antártica habría estado adosada al margen occidental de la actual Patagonia y que a partir de los 147 Ma (König et al., 2006) y hasta los 118 Ma la se habría trasladado hacia el Sur con muy poca, o nula rotación (Ghidella et al., 2002).

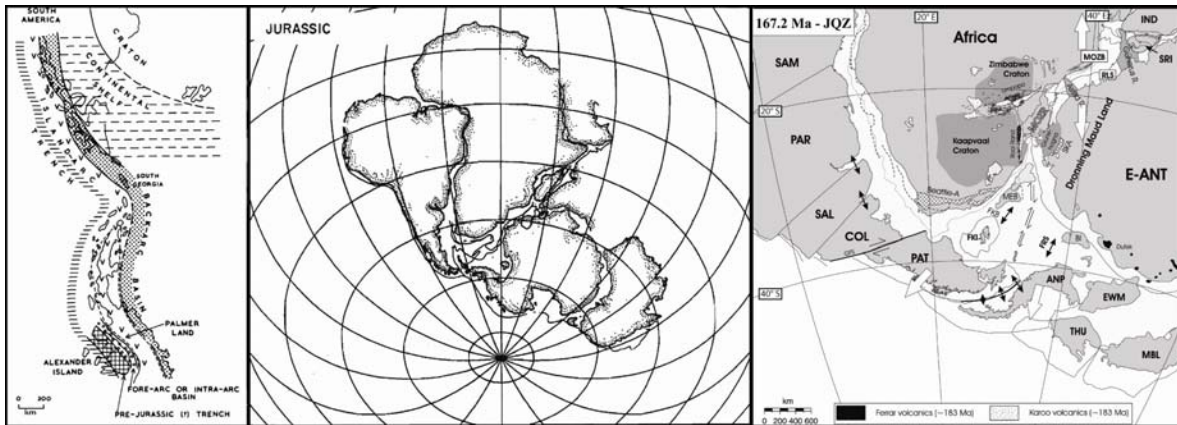


Figure 1.4: Modelos para la relación entre Patagonia y la Península durante el Jurásico. Izq.: Modelo de Suárez, 1976. Península Antártica en continuidad con Patagonia. Centro: Modelo de Norton y Sclater, 1979. La Península se ubica al costado oriental de Patagonia. Der.: Modelo de König y Jokat, 2006. En este modelo la Península se ubica en el margen occidental de Patagonia (manteniendo Sud África fija). Las abreviaciones usadas en esta figura, para el área de muestreo son: ANP, Península Antártica, COL, Colorado, E-ANT, Antártica Oriental, EWM, Montañas Ellsworth-Withmore, GFS, Sistema de la Falla Gastre, MBL, Tierra de Marie Byrd PAR, Paraná, PAT, Patagonia, SAL, Salado, SAM, Sud América.

Sin embargo, en los modelos que se sustentan en el uso de anomalías magnéticas del mar de Weddell, la identificación clara de éstas a partir de los 84 Ma es difícil, siendo muy compleja a partir de los 120 Ma. Esto, entre otras razones, debido a que el flanco derecho de este sistema de expansión fue borrado por el desarrollo de la placa de Scotia.

Por otro lado, la gran mayoría de estos modelos no consideran en sus reconstrucciones la posibilidad de que el margen curvo de Patagonia y la

Península Antártica sea una característica adquirida posterior al quiebre de Gondwana. Los datos paleomagnéticos, a pesar que son aún escasos y no pocas veces de mala calidad, evidencian un patrón que indicaría una rotación antihorario y que sigue aproximadamente la curvatura de los Andes (Rapallini, 2007 y referencias presentadas ahí). Si se considera la curvatura de Patagonia como una característica adquirida posterior al quiebre de Gondwana, existiría un importante traslape entre esta y la Península Antártica en los modelos que ubican a la Península en el margen occidental del extremo sur de Sud América. Por otro lado los datos paleomagnéticos sugieren que la curvatura de Península Antártica sería una característica adquirida anterior a los 100 Ma.

En este contexto y con el objeto de aportar datos para determinar la posición relativa de la Península Antártica con Patagonia anterior al quiebre de Gondwana y su posterior evolución; así como, verificar si la curvatura de la Península es una característica heredada o no, es que hemos realizado este estudio paleomagnético en la Península Antártica y las islas Shetland del Sur.

En la primera parte presentaré los antecedentes que se tienen sobre la evolución del Área de muestreo desde los 500 Ma hasta el presente con el propósito de tener una visión general del problema. En la segunda y tercera parte se presentaran los principales rasgos estructurales y geológicos del área de muestreo. En la cuarta parte mostraré el trabajo paleomagnético realizado, en la cual se incluye un resumen de los trabajos previos, la metodología y los lugares de muestreo, con una breve descripción de la geología de cada sector. En seguida se presentan un artículo en los que se resumen los capítulos anteriores y se muestran además el análisis de los datos. Finalmente presentaré las discusiones y conclusiones de mi trabajo de tesis.

## II. Evolución geodinámica desde los últimos 500 Millones de años

### II.1 Gondwana, el supercontinente

Hace 550 Ma –posterior al quiebre de Rodinia- más del 60% de la actual superficie terrestre se encontraba unida. África, Madagascar, Seychelles, Arabia, India y Antártica Oriental y Sud América formaban parte de un solo supercontinente, Gondwana (Torsvik et al., 2008) (Fig. 2.1). En términos simples se puede dividir en Gondwana Occidental – Sud América, Arabia, África y Antártica Occidental- y Gondwana Oriental – Antártica Oriental, India y Australia (Vaughan y Pankhurst, 2007). Alrededor de 400 Ma posterior a su amalgamamiento se inicia el quiebre de este supercontinente.



Figura 2.1: Reconstrucción de Gondwana a los 500 Ma. Torsvik et al. 2008

## II.2 El quiebre de Gondwana.

La edad y forma en que se inicia la ruptura de Gondwana es aún tema de intenso debate. El quiebre de Gondwana se inicia a los 160 Ma con la creación de fondo oceánico en el Mar de Weddell, Mar de Riiser-Larsen y en las cuencas de Mozambique y Somalia, como consecuencia de la diferencia de velocidad entre Gondwana Occidental –lento- y Oriental –rápido (Ghidella et al, 2002, Torsvik et al 2008). Sin embargo, König y Jokat, 2006, (Fig. 2.2) propusieron un nuevo modelo en el cual el quiebre de Gondwana se desarrolla en dos fases. La primera es a los 167 Ma, con el inicio del rifting entre Antártica Oriental y África. La segunda fase se inicia a los 147 Ma con la apertura del mar de Weddell, cuyo eje de expansión se localizó en la cuenca de las Rocas Verdes. Esto concluyó con la Formación del margen oriental de la PA.

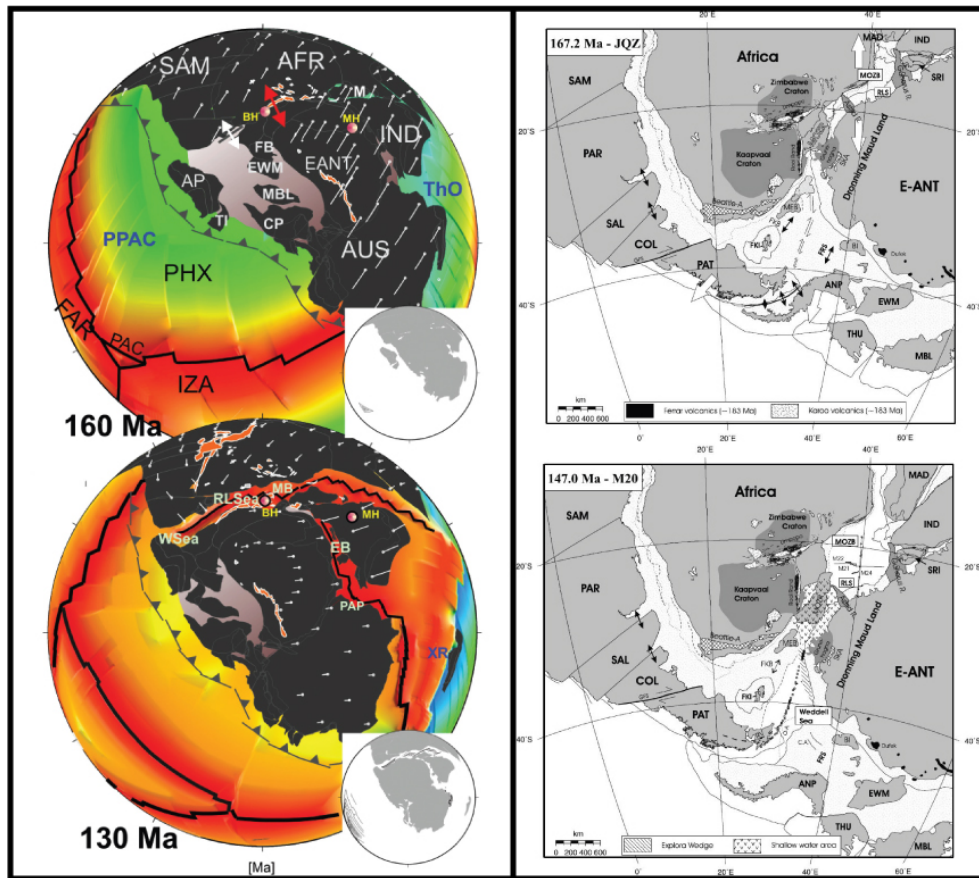


Figura 2.2: Modelos del Quiebre de Gondwana. Izq. Torsvik et al, 2008. Der. König et al 2006

### II.3 La Apertura del Atlántico Sur.

La apertura del Atlántico Sur y, por ende, la separación de Sud América y África se inicia a los 130 Ma con la primera creación de fondo oceánico (Fig. 2.3). El sistema de rifting se desarrolla por completo a los 118 Ma estando aun activo (Ghidella et al 2002, König y Jokat, 2006). Junto con esto se abre por completo la conexión entre el Océano Índico y el mar de Weddell.

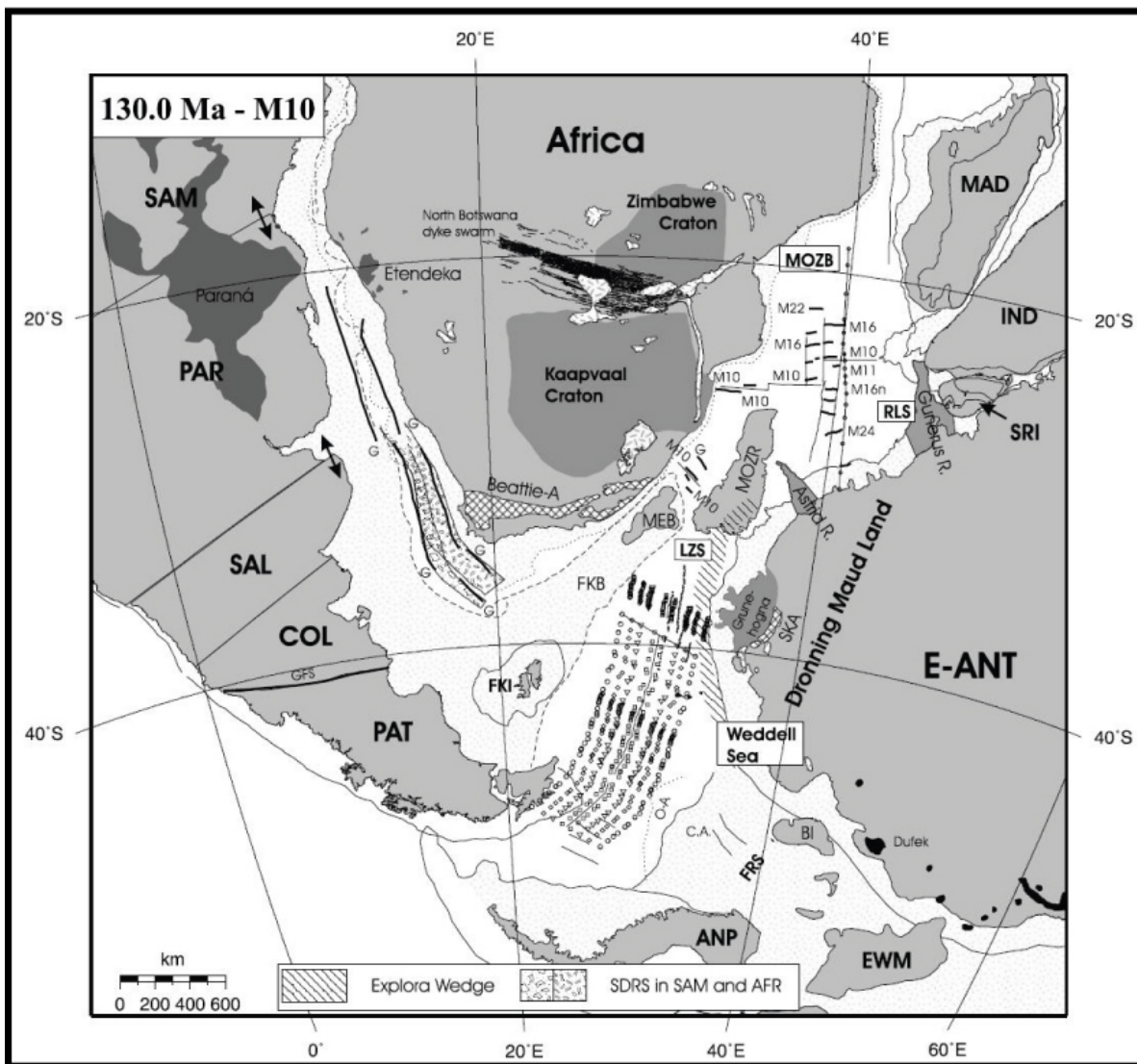


Figura 2.3: Apertura del Atlántico Sur. König et al, 2006.

#### II.4 Movimiento de la Península Antártica hasta la apertura del mar de Scotia

El movimiento de la Península Antártica ha sido siempre tema de controversia, postulándose diversos modelos (Fig. 2.4). Estudios recientes sugieren que la Península Antártica, anterior a los 160 Ma se encontraba adosada al margen occidental de Patagonia (Millar, 1983, Grunow, 1993, Ghidella et al, 2002, Hervé et al, 2005, König y Jokat, 2006). Sin embargo, otros autores han propuesto una posición al este de Patagonia o bien en continuidad hacia el sur (Miller, 2007 y referencias ahí). A partir de este momento, la PA inicia un movimiento de cizalle transtensional hacia el sur hasta los 90 Ma (Ghidella et al 2002) con nula rotación. Sin embargo, datos paleomagnéticos sugieren una rotación horaria entre los 175 y 155 Ma de la Península Antártica producto de la apertura del mar de Weddell y que continuó hasta los 130 Ma (Grunow, 1993). A los 130 Ma la similitud entre los polos paleomagnéticos obtenidos en Antártica Oriental y la Península Antártica sugieren que estos bloques se habrían comportado como uno solo a partir de este momento (Watts et al, 1984, Grunow, 1993). Alrededor de los 90 Ma y hasta los 40 Ma, la Península Antártica sigue avanzando hacia el sur, pero ahora acompaña al movimiento de traslación una fuerte componente de rotación horaria acomodada por la proto fractura de Shackleton (Dickson Cunningham et al, 1995).

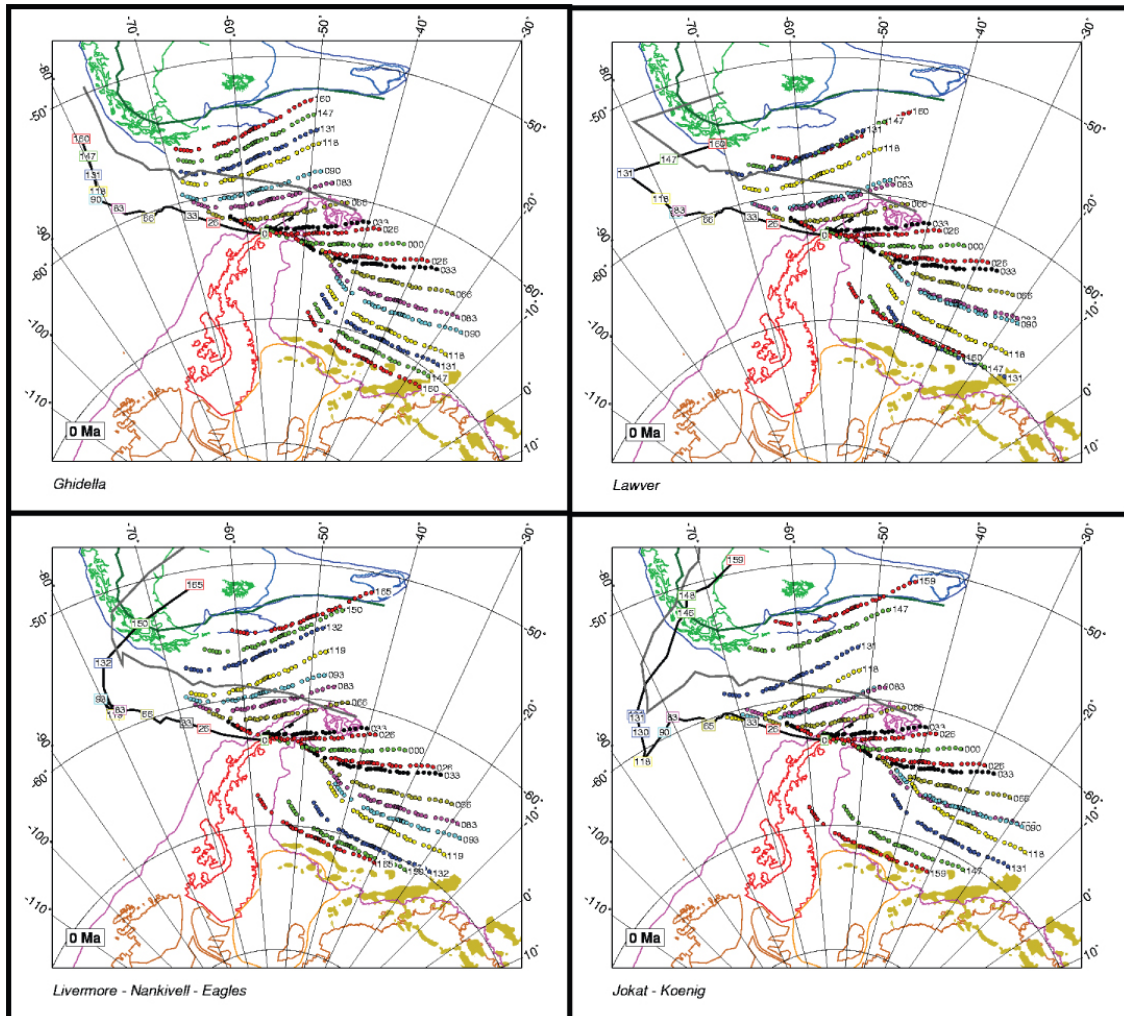


Figura 2.4: Modelos de migración de la Península Antártica manteniendo Sud América Fija.

## II.5 La Apertura del Mar de Drake.

La apertura del paso de Drake y subsecuente, la creación de la corriente circumpolar antártica es un momento de suma importancia en la historia actual de la tierra debido a los cambios climáticos globales que se produjeron producto de esto y el aislamiento total del continente antártico al separarse por completo la Península Antártica del continente Sud Americano.

La apertura del paso Drake se inicia hace 40 Ma (Fig. 2.5) cuando los fragmentos que actualmente están dispersos alrededor de la placa de Scotia se encontraban reunidos conectando Sud América con la Península Antártica (Barker, 2001). La apertura sería producto de las diferencias de velocidad y trayectoria durante la separación de Sud América y Antártica con respecto a África (Dickson Cunningham et al, 1995). Durante la apertura del mar de Drake y acompañando a ésta habría habido una componente de rotación antihoraria en el sector de Patagonia y horario en la Península Antártica (Diraison et al, 2000).

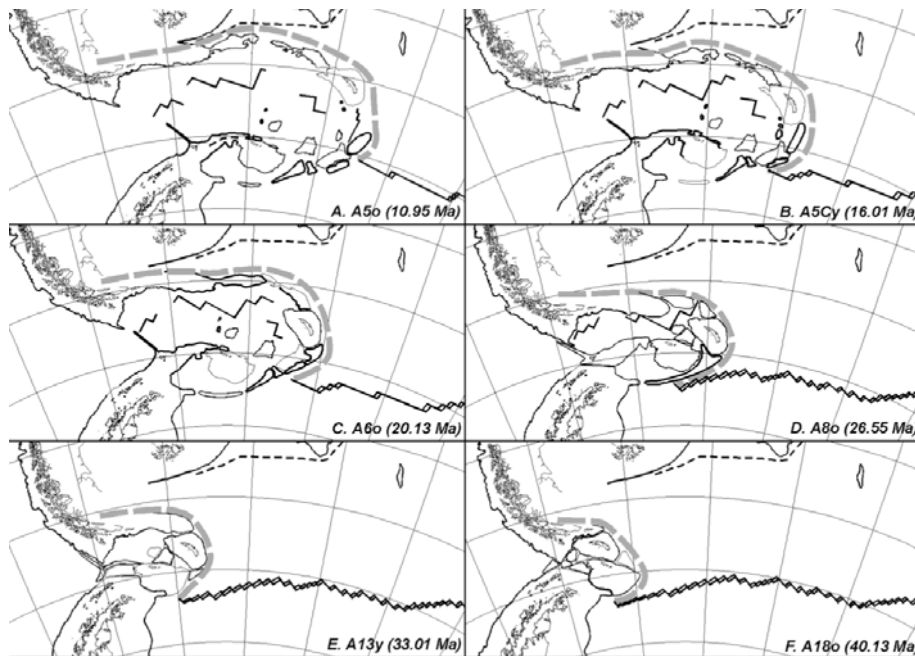


Figura 2.5: Apertura del Paso de Drake en 6 etapas. Barker, 2001.



### **III. Marco tectónico**

El área entre Patagonia y la Península Antártica, incluyéndolas, exhibe un gran nivel de complejidad producto del gran número de placas, de microplacas y de dominios tectónicos que han participado en su evolución, así como de un inmenso número de elementos estructurales presentes: el estrecho Bransfield, la fosa de las Islas Shetland del Sur, los ridges de Scotia Norte y Sur, la zona de fractura Shackleton (ZFR) y la zona de fractura Herringbone en el extremo norte del mar de Weddell, entre otros. Por otro lado, este sector es la excepción a la expansión de fondos oceánicos que rodean Antártica. En el borde occidental de Patagonia, entre los 45° S y los 52° S, la placa Antártica subduce a una velocidad relativa de 2 mm/año al año bajo la placa Sud Americana. En el caso de la placa Scotia el escenario es más complejo. Entre los 52° S y hasta los 58° S aproximadamente la placa Antártica subduce bajo la placa Scotia para luego pasar a un borde de placa transformante sinistral, la Zona de Fractura Shackleton, hasta los 62° S en el extremo norte de la fosa Shetland del Sur. En este punto se produce un quiebre, pasando de un rumbo SE a uno EO, el ridge de Scotia Sur, pero manteniendo el sentido sinistral (Barker, 2001).

A continuación explicaré a grandes rasgos algunos de los elementos estructurales del área y su geología.

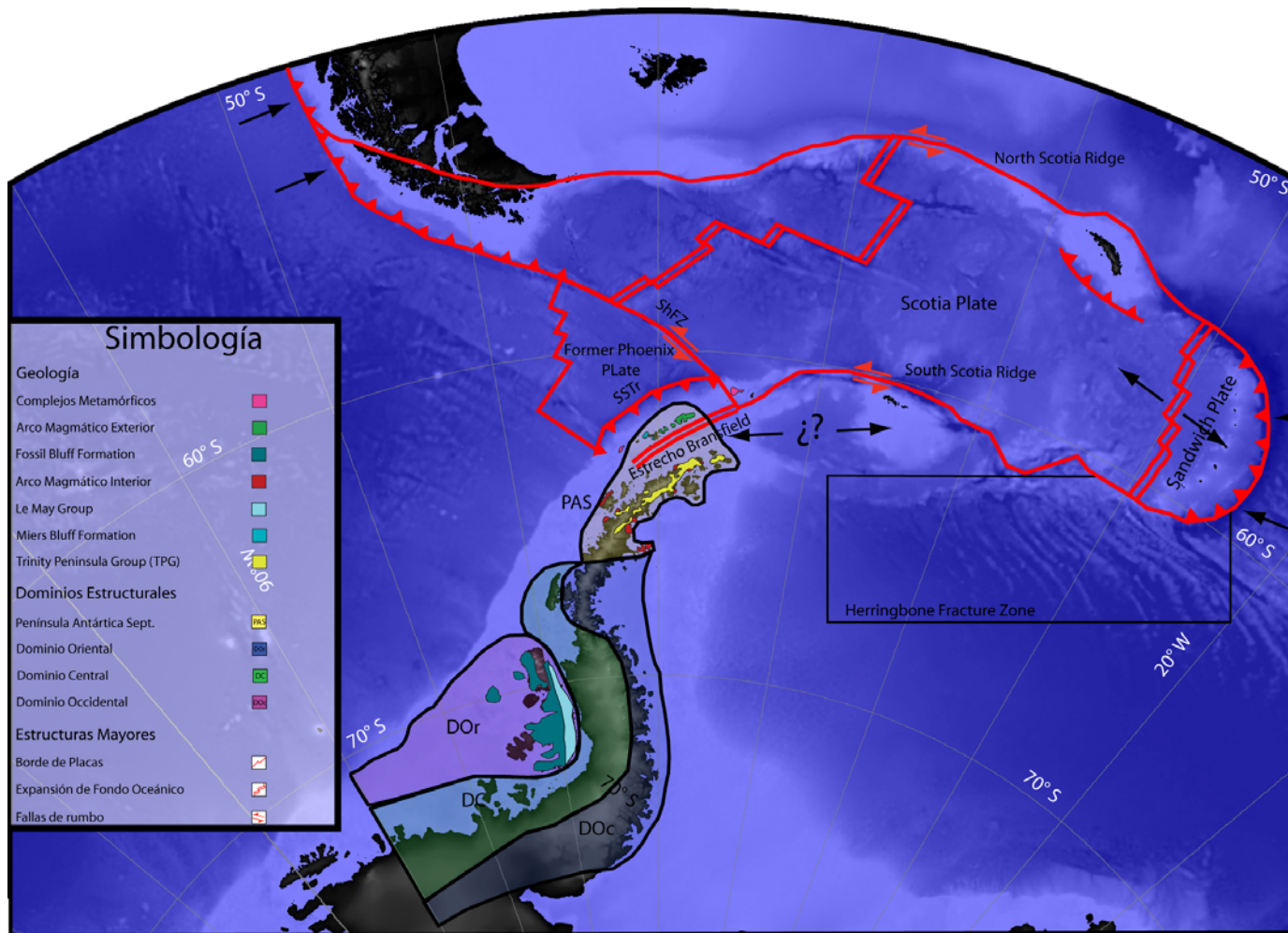


Figura 3.1: Principales Aspectos estructurales y geológicos del Área de muestreo y alrededores. Dor: Dominio Oriental. DC: Dominio Central. DOc: Dominio Occidental. PAS: Península Antártica Septentrional. SSTR: Fosa Shetland del Sur. ShFZ: Zona de fractura Shackleton

### III.1 Rasgos Estructurales

#### III.1.1 Estrecho Bransfield

El estrecho Bransfield (Fig. 3.1) está ubicado entre las Islas Shetland de Sur y el borde occidental de la Península Antártica. Corresponde a una cuenca extensional de tras arco que tiene aproximadamente 100 metros de ancho. El eje del rifting tiene una orientación NE-SW, definida por el alineamiento de volcanes y montes submarinos (Klepeis y Lawver, 1996, Prieto et al., 1998).

#### III.1.2 Fosa Shetland del Sur

La Fosa Shetland del Sur es el último vestigio de un extenso sistema de subducción (Fig. 3.1), activo a lo largo de toda Península Antártica producto del choque de la placa Phoenix con la Península. Este sistema de subducción, así como el sistema de expansión de fondo oceánico se han estado extinguiendo en etapas sucesivas (Barker, 1982, Klepeis y Lawver, 1996). Actualmente tiene una longitud de 500 km, extendiéndose desde la Zona de Fractura Hero hasta la Shackleton, en el margen occidental de las IISS (Barker, 1982, Klepeis y Lawver, 1996).

#### III.1.3 Ridges de Scotia

Los ridge de Scotia (Fig. 3.1) son dos estructuras de rumbo, con sentido sinistral, que corren más o menos paralelos uno de otro y definen los límites norte y sur de la placa de Scotia.

El ridge de Scotia Sur es un conjunto de ridges menores y fragmentos de corteza elevados que se extienden por más de 1500 km entre Isla Clarence y la microplaca Sándwich. El patrón de terremotos y de mecanismo focales sugieren

un movimiento siniestral entre los bordes de las placas Antártica y Scotia (Klepeis y Lawver, 1996).

El ridge de Scotia Norte es una estructura de más de 2000 km de largo, que se extiende desde el margen pacífico de Sud América, alrededor de los 64° S, hasta la placa Sándwich (Barker, 2001)

#### III.1.4 Zona de Fractura Shackleton

La zona de fractura Shackleton y el ridge asociado (Fig. 3.1) es una estructura de fondo oceánico que se extiende por más de 800 km, con un rumbo NW-SE, entre el extremo sur de Sud América y el Extremo Noreste de las islas Shetland de Sur (Klepeis y Lawver, 1996, Geletti et al., 2005).

Esta estructura, asociada con la apertura del Paso Drake, representa en la actualidad el límite entre las placas Antártica y de Scotia, ubicadas al oeste y al este respectivamente. Su extremo norte se inicia en el área en que la placa Antártica cambia de un régimen dominado por la subducción a otro de movimiento siniestral. En el sur, el fin de esta estructura esta marcada por la intersección de ésta con la fosa de las islas Shetland del Sur (Klepeis y Lawver, 1996).

#### III.1.5 Zona de Fractura Herringbone

La zona de fractura Herringbone corresponde a una extensa zona ubicada en el Mar de Weddell y al este de la Península Antártica (Fig. 3.1). Este conjunto de fracturas, de rumbo casi este oeste, se extiende por más de 1.000 km, bordeando el margen de la placa antártica con la de Scotia en el este y la Sud Americana en el oeste. Este patrón también ha sido interpretado como una secuencia de expansión de fondo oceánico generado por un centro de expansión NE-SW. No obstante, esta interpretación se ha desechado producto

que requiere un cambio abrupto de alrededor de 90° en la dirección de expansión oceánica.

### III.1.6 Dominios Estructurales de la Península Antártica

En particular, la Península Antártica se puede subdividir en 3 dominios diferentes, el dominio oriental, el dominio central y el dominio occidental. El dominio occidental está separado de los otros dos por medio de una zona de falla dúctil, la Eastern Palmer Land Shear Zone. (Vaughan y Storey, 2000). Hervé et al (2005) separa la Península Antártica Septentrional de los 3 dominios anteriormente mencionados (Fig. 3.1, Fig. 3.2).

La Eastern Palmer Land Shear Zone es un complejo de fallas dúctiles y frágil-dúctiles ubicado al este de la región conocida como Palmer Land, que deforman rocas plutónicas, metamórficas, metasedimentarias y metavolcánicas. El Dominio Oriental (Fig. 3.1, Fig. 3.2) se ubica al este de la Eastern Palmer Land Shear Zone que lo separa del Dominio Central. En el margen este, Kellog y Rowley (1989) sugieren la presencia de fallas de rumbo a gran escala entre las rocas sedimentarias del Dominio Oriental y las rocas neoproterozoicas del Nunatak Haag, lo que implica un origen, al menos, para autóctono del Dominio Oriental. Las rocas sedimentarias más antiguas que afloran en esta zona son las pertenecientes a los Beds Fitzgerald y Erewhon ((Devónico-Carbonífero y Pérmico respectivamente) (Fig. 3.2). Se reconocen en el área esquistos verdes y anfibolitas de edad Jurasica pertenecientes a la Formación Hjort (FHj) (Fig. 3.2). En la parte austral de la Palmer Land y oriental de la Ellsworth Land afloran rocas volcánicas y sedimentarias Mesozoicas pertenecientes a la Formación Latadi y a la Formación Monte Póster (Vaughan y Storey, 2000, Hervé et al, 2006).

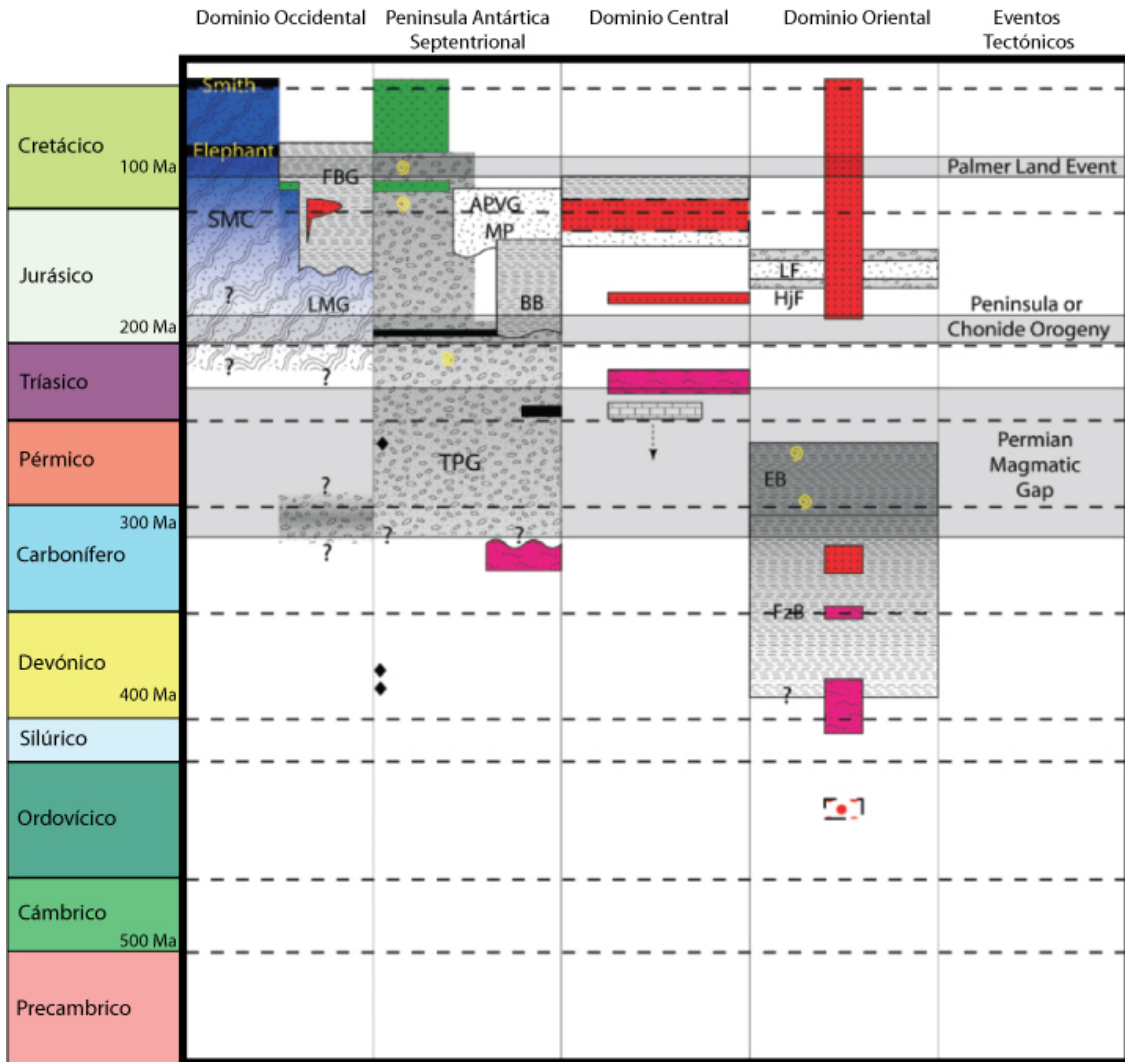


Fig. 3.2: Correlación estratigráfica entre los distintos dominios que forman la Península Antártica, incluyendo los principales eventos tectónicos (Tomado de Hervé et al, 2005).

El Dominio Central (Fig. 3.1) se expone principalmente en la parte más occidental de la Palmer Land y corresponde, esencialmente, a rocas mesozoicas ígneas o de protolito ígneo con bajos valores de Sr. y altos valores de  $\epsilon$ -Nd. Esto último, en conjunto con que el 10% del Dominio Central está compuesto por corteza continental, sugiere un origen alóctono para este terrane (Vaughan y Storey, 2000).

El Dominio Occidental (Fig. 3.1) corresponde, geográficamente, a la Isla Alexander. Se encuentra separada del DmC por el estrecho George VI, una

zona de rift con probable movimiento dextral transtensional (Vaughan y Storey, 2000). Las rocas que se encuentran en el Dominio Occidental corresponden a un complejo acrecionario de subducción de afinidad litológica con el Grupo Península Trinidad, subyaciendo a rocas volcánicas de edad Terciaria. El complejo Metamórfico Scotia también forma parte de este dominio. Aflora en la isla Smith, al sur de las Islas Shetland del Sur y en Isla Elefante, en el extremo norte de la Península Antártica.

## III.2 Geología Regional

Prácticamente toda la geología de la Península Antártica Septentrional está relacionada a procesos de subducción de corteza oceánica, desde antes del quiebre de Gondwana hasta la actualidad (Barker, 1982). Por otro lado, los registros de rocas más antiguos solo nos cuentan una historia que comienza alrededor de 270 Ma atrás.

### III.2.1 Basamento Paleozoico: grupo Península Trinidad

El grupo Península Trinidad se encuentra sobreyaciendo en discordancia a rocas metamórficas de edades entre el Devónico Temprano al Carbonífero Tardío (Willan, 2003 y referencias allí citadas). Comprende 4 formaciones que son: Formación Legoupil, Formación View Point, Formación Bahía Esperanza y Formación Bahía Paraíso (Hyden y Tarner, 1981; Birkenmajer, 1992).

Estas formaciones consisten principalmente en secuencias de lutitas y areniscas de origen turbidítico depositadas principalmente en abanicos submarinos profundos (del Valle et al 2007 y referencias allí citadas) con intercalaciones de limonitas y rocas volcánicas. Este grupo aflora en el extremo norte de la Península Antártica a lo largo de 500 Km, desde la Península Tabarín hasta Bahía Paraíso, Estrecho Gerlache (Fig. 3.1). La potencia estimada del Grupo Península Trinidad es de 10 Km y su edad esta acotada entre 398 a 310 Ma por edades Rb/Sr y U/Pb (Willan, 2003, y referencias allí citadas) y los 232 a 205 Ma por edades radiométricas de Rb/Sr en roca total (Throw et al, 1997).

La Formación Miers Bluff, consiste en turbiditas, lutitas, conglomerados y brechas sedimentarias fuertemente deformadas y sometidas a metamorfismo de bajo grado (Hervé et al 2006, Kraus, 2005). A pesar que edades U/Pb en circones detríticos arrojaron picos en el Jurásico medio (Hervé et al. 2005)



poniendo en duda la edad Permo Triásica que se creía en un principio (Miller et al. 1987) y por lo tanto su correlación con el grupo Península Trinidad, es posible que estos sean los últimos y más distales afloramientos del grupo Península Trinidad.

### III.2.2 Magmatismo jurásico y depósitos marinos.

Discordantemente sobre el grupo Península Trinidad, se depositan 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, ¿discordantemente? (Hathway, 2000), 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 (Farquharson, 1982; Birkenmajer, 2001). 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 y, referencias allí citadas). 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 confirman la edad Jurásico Medio (Riley y Leat 1999).

Asociado a los depósitos volcánicos ácidos tenemos que, durante el Jurásico, se desarrolla un extenso magmatismo de características corticales el cual estaría asociado a la ruptura de Gondwana. Es posible distinguir 3 episodios importantes con edades de 188-178 Ma, 172-162 Ma y, 157-153 (Pankhurst, et al, 2000).

### III.2.3 Magmatismo Cretácico, Prismas de acreción y depósitos marinos

En discordancia a las rocas volcano-sedimentarios de edad jurásica se depositan, durante el Kimmeridgiano, rocas sedimentarias e ígneas. En el área de la Península Byers, Isla Livingston éstas fueron definidas como Formación Byers por Valenzuela y Hervé (1972) pero elevadas a la categoría de grupo por Hathway, et al. (1998) con un rango de edad que abarca prácticamente todo el Cretácico Inferior. En su base consiste en depósitos marinos compuestos por lutitas, comúnmente ricas en pirita y radiolarios, y areniscas, con intercalaciones de tobas y flujos volcánicos (Pirrie y Crame, 1995 en 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 (Pankhurst, 1982, Grunow, 1993. Compilación de edades anexo A.2 y A.4).

La actividad magmática continúa hacia el Cretácico Superior, reconociéndose especialmente en las Islas Robert y Greenwich. Sobreyaciendo a rocas clásticas, identificadas como sedimentitas clásticas por Araya y Hervé (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); basalto andesitas, y aglomerados intercalados con basalto andesitas y andesitas (Machado et al, 2005). En Caleta Coppermine, Isla Robert, Gonzáles-Ferran 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 para ésta.

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; Ar-Ar arrojaron edades Mesozoicas para este complejo: Cretácico temprano en Isla Elefante y, Cretácico Tardío en isla Smith (Hervé, et al., 2005 y referencias allí citadas).

Por (y al) 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 y referencias allí citadas). La composición de los clastos y análisis de paleocorrientes indican una fuente volcánica activa, rocas volcánicas y, rocas sedimentarias del Grupo Península Trinidad. 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.

#### III.2.4 Magmatismo Cenozoico

Posterior al magmatismo cretácico, y principalmente en las Islas Nelson y Rey Jorge, se encuentran rocas volcánicas andesíticas y basálticas de edad paleógena. En Bahía Almirantazgo, Isla Rey Jorge se han reconocido complejos de estratoconos definidos por Birkenmajer (1980a), como el Grupo Marlet Inlet (GMI). En total suman más de 1160 metros de basalto andesitas calco alcalinas a riolitas y dacitas. 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 y referencias allí citadas). 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 (1980a) (Fig. 4.4). En el sector de Península Fildes, Isla Rey Jorge se encuentran basaltos y basalto andesitas intercalados con rocas volcanoclásticas con plantas fósiles denominadas Formación Península Fildes (FPF) por Hawkes en 1961 (Birkenmajer, 2001). Ni el techo –bajo el mar- ni la base –erosionada- 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 (Watts, et al, 1984; Smellie et al., 1984).

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

### III.2.5 Evolución Geológica.

Esta historia se puede dividir en 4 etapas principales: (i) etapa pre-subducción, desde el Pérmico al Triásico, caracterizada por depósitos de cuenca marginal; (ii) etapa extensional, principalmente durante el Jurásico Medio, caracterizada por magmatismo ácido asociado a fusión cortical y depósitos sedimentarios intercalados con tobas; (iii) etapa subducción principal, caracterizada por la migración del arco magmático desde el Cretácico Inferior hasta el Paleógeno, y finalmente (iii) etapa de subducción tardía caracterizada por la apertura del estrecho de Bransfield.

### III.2.5.1 Primera Etapa

La primera etapa esta caracterizada por las rocas sedimentarias más antiguas que afloran en la Península Antártica y definidos como Grupo Península Trinidad (Fig. 3.1, 3.2). El Grupo Península Trinidad forma parte del basamento del arco magmático Mesozoico y de la cuenca Larsen.

### III.2.5.2 Segunda Etapa: Etapa Extensional

La segunda etapa se inicia después de un gap magmático que duro desde el Carbonífero tardío al Triásico tardío-Jurasico temprano (Hervé et al., 2005). En este periodo se desarrolla un importante magmatismo ácido asociado a la extensión del quiebre de Gondwana. A este volcanismo jurásico se le agrupa en la provincia Chon Aike (Pankhurst, et al, 2000). En este periodo se deposita la Formación Nordenskjold, comparables a la Formación Tobífera en Patagonia (Hathway, 2000) y la Formación Anchorage, entre otras.

### III.2.5.3 Tercera Etapa: Arcos Mágmaticos e inversión

Durante el Cretácico y Paleógeno el desarrollo de la geología de la Península Antártica se caracteriza por estar relacionado a procesos de subducción más que a procesos de extensión, con una evolución del magma desde toleítico a calcoalkalino (Machado, et al., 2005). En el Cretácico se desarrolla un arco magmático identificado principalmente en las zonas de la Península Antártica y en el extremo sur de las islas Shetland del Sur mientras que a partir del Paleógeno el magmatismo migra hacia el extremo nor-oriental de las Islas Shetland del Sur (Smellie, et al., 1984) concentrándose principalmente en las islas Rey Jorge y Nelson, aunque existen afloramientos aislados de intrusivos de la misma edad aflorando en las islas Snow y Livingston.

Acompañado al desarrollo de los arcos magmáticos se desarrollan cuencas de intra arco y de tras arco las cuales presentan evidencias de inversión y de un aumento del flujo de sedimentos. Esto último indicaría un alzamiento del arco volcánico (Hathway, 2000).

#### III.2.5.4 Cuarta etapa: Apertura del estrecho Bransfield.

La tercera y última etapa está relacionada con la apertura del estrecho Bransfield y los depósitos volcano-sedimentarios asociados a éste. El estrecho Bransfield es considerado como una cuenca de trasarco asimétrica en donde la gran mayoría de los sedimentos proviene del margen pasivo de la Península Antártica y muy pocos del sector de las islas Shetland del Sur (Galindo-Zaldivar, et al, 2004). De acuerdo a Barker, 1982, la extensión en el Bransfield partió Ca 4-5 Ma atrás producto de la subducción de los restos de la placa Phoenix. Sin embargo, Birkenmajer (2001), sugiere que la apertura del estrecho se habría iniciado de manera incipiente durante el Oligoceno tardío a Mioceno temprano. La existencia de fallas normales y la actividad volcánica reciente, así como “velocidades sísmicas”, confirman que la extensión está aún activa, pero sin creación de corteza oceánica o de manera muy incipiente. (Prieto et al, 1998, Barker et al, 2003).

## **IV. Paleomagnetismo: Estudios previos, muestreo, metodología y análisis petrográfico de algunos especímenes**

### IV.1 Introducción

La Península Antártica ha sido el objeto de numerables estudios paleomagnéticos que comienzan casi con el nacimiento de la Teoría de la Tectónica de Placas en la década de los 60. En general los estudios paleomagnéticos han permitido establecer la posición relativa de la Península Antártica con respecto a la Antártica Oriental, el origen la notoria curvatura de la parte norte de la Península y la historia de separación entre Patagonia y esta.

Desde los 100 Ma la Península Antártica habría estado adosada a la Antártica Oriental (Valencio et al, 1979; Watts et al, 1984; Grunow et al, 1993). De acuerdo con los estudios de Valencio et al, 1979; Watts et al, 1984; Grunow et al, 1993; Kellog y Reynolds, 1978, la geometría arqueada parece ser una rasgo existente al menos desde los últimos 100 Ma, aunque otros autores proponen que sería desde los últimos 40 Ma (Dalziel et al, 1973). Probablemente la historia de separación entre la Península y Patagonia ha generado el mayor debate. Uno de los trabajos más completos, que abarca un área mayor y distintos rangos de edades corresponde al trabajo de Grunow, (1993). La historia cinemática de la Península Antártica, incluye una rotación horaria entre los 175 a 155 Ma, probablemente debido a la apertura del Mar de Weddell, y una rotación en sentido contrario entre los 155 a 130 Ma lo que podría haber inducido una subducción del Mar de Weddell en el margen oriental de la Península. Desde entonces la Península Antártica permanecería relativamente estable con respecto a la Antártica Oriental.

En este contexto, este estudio paleomagnético tiene el objetivo de mejorar los datos preexistentes, tanto en área y edad como en numero para así poder

reconstruir de mejor manera la posición de la Península Antártica con respecto a Patagonia desde el desmembramiento de Gondwana.

La recolección de muestras se realizó durante dos campañas sucesivas en los veranos de 2007 y 2008 respectivamente. El muestreo paleomagnético fue realizado a lo largo de la costa oeste de la Península Antártica (Graham Land) y de las Islas Shetland del Sur (Fig. 4.1). Se obtuvieron 64 sitios, que incluyen 443 muestras, en rocas volcánicas, intrusivas y sedimentarias del Pérmico al Neógeno (Fig. 4.1, Tablas 4.1 y 4.2).

**Tabla 4.1:** Ubicación de los sitios paleomagnéticos y sus propiedades paleomagnéticas. NRM es la magnetización natural remanente en A m; K representa la susceptibilidad (SI); str y dip son el rumbo y manto obtenidos en terreno para determinar la paleo-horizontal.

Site	Lithology	Unit	lat(S)	lon(W)	NRM	K (SI)	Str	Dip
<b>Permo-Triassic and Jurassic Rocks: O'Higgins Base and Hope Bay, Northernmost Antarctic Peninsula</b>								
07AT32	Mudstone	Legoupil Fm.	-63,304	-57,891	0,00591	0,000187	245,4	41,0
08AT01	Metasandstone	Legoupil Fm.	-63,322	-57,898	0,000553	0,000144	256,3	80,0
08AT02	Metasandstone	Legoupil Fm.	-63,322	-57,898	0,00192	0,000168	256,3	34,0
07AT22	Metasandstone	Hope Bay Fm	-63,404	-57,027	0,00461	0,000134	223,4	48,5
07AT23	Sedimentary	Hope Bay Fm	-63,405	-57,024	0,0139	0,000245	185,4	39,0
<b>Gerlache Strait</b>								
07AT33	Andesitic Lava	APVG	-64,896	-62,872	1,57	0,0158	0,0	0,0
07AT34	Mudstone	TPG	-64,901	-62,873	0,000988	0,000390	74,5	70,0
08AT22	Lithic Tuff	APVG	-64,822	-62,857	0,829	0,0609	217,4	59,0
08AT27	Sedimentary	TPG	-64,652	-62,191	0,00212	0,000210	73,8	76,0
08AT29	Lithic Tuff	APVG	-64,352	-61,148	1,00	0,0146	238,0	81,0
<b>Byers Peninsula and Hurd Peninsula, Livingston Island</b>								
08AT15	Sedimentary	Anchorage Fm.	-62,603	-61,163	0,00664	0,000144	122,9	28,0
08AT17	Sedimentary	Anchorage Fm.	-62,603	-61,162	0,00319	0,000121	125,9	26,0
08AT20	Metasandstone	Miers bluff Fm.	-62,711	-60,401	0,00724	0,000255	330,5	31,0
<b>Cretaceous Intrusive and Volcanic Rocks: O'Higgins Base</b>								
08AT03	Basaltic Sill	-----	-63,321	-57,898	0,381	0,0159	308,3	61,0
<b>Gerlache Strait</b>								
08AT26	Gabbro	-----	-64,558	-62,188	6,44	0,106	0,0	0,0
08AT28	Microdiorite	-----	-64,334	-61,138	1,41	0,0526	0,0	0,0
<b>Start Hill, Byers Peninsula</b>								
08AT16	-----	-----	-62,603	-61,163	0,00270	0,000454	122,9	28,0
08AT18	-----	-----	-62,604	-61,163	0,00437	0,000360	125,9	26,0
<b>Cerro Negro Hill, Byers Peninsula</b>								
08AT19	Welded Ign.	Cerro Negro Fm	-62,653	-60,992	4,51	0,0203	44,8	36,0
<b>Robert Island</b>								
07AT12	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,391	-59,687	3,82	0,0406	336,9	9,5
07AT13	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,388	-59,689	3,13	0,0415	336,8	9,5
07AT14	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,385	-59,692	1,10	0,0280	0,0	0,0
07AT15	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,385	-59,692	2,32	0,0296	0,0	0,0
07AT16	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,378	-59,692	1,15	0,0324	0,0	0,0
07AT17	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,376	-59,687	1,54	0,0366	0,0	0,0



07AT18	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,375	-59,685	1,00	0,0329	0,0	0,0
<b>Greenwich Island</b>								
07AT04	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,448	-59,744	3,05	0,0254	0,0	0,0
07AT05	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,444	-59,737	0,802	0,0390	181,9	15,0
07AT06	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62,444	-59,726	0,552	0,0362	234,5	12,0
07AT07	Dyke	-----	-62,445	-59,731	1,59	0,0268	0,0	0,0
08AT05	Basaltic Lava	Coppermine Fm	-62,528	-59,760	0,441	0,0589	0,0	0,0
08AT06	Basaltic Lava	Coppermine Fm	-62,528	-59,759	0,872	0,0323	0,0	0,0
08AT07	Basaltic Lava	Coppermine Fm	-62,528	-59,759	0,692	0,0412	0,0	0,0
<b>Paleocene Intrusive and Volcanic rocks:</b>			<b>Torres Island</b>					
08AT30	Granodiorite	-----	-63,585	-59,877	0,141	0,0450	0,0	0,0
08AT31	Granite	-----	-63,585	-59,877	0,980	0,0650	0,0	0,0
<b>Lower Cretaceous Sedimentary and Paleocene Igneous rocks:</b>			<b>Snow Island</b>					
08AT12	Sedimentary	ChC, Sealer hill Mb	-62,731	-61,234	0,176	0,00205	326,0	21,0
08AT13	Basaltic Sill	-----	-62,729	-61,205	0,777	0,0158	293,0	20,0
08AT14	Basaltic Sill	-----	-62,727	-61,203	0,956	0,0328	0,0	0,0
<b>Paleocene Intrusive and Volcanic rocks:</b>			<b>Half Moon Island and Hurd Peninsula, Livingston Island</b>					
08AT08	Volcanoclastic	Half Moon Cplx.	-62,593	-59,895	1,12	0,0640	148,1	48,0
08AT09	Basaltic Lava	Half Moon Cplx.	-62,593	-59,895	1,17	0,0460	0,0	0,0
08AT10	Intrusive	Half Moon Cplx.	-62,594	-59,898	0,685	0,0502	0,0	0,0
08AT11	Basaltic Lava	Half Moon Cplx.	-62,594	-59,897	0,505	0,0535	0,0	0,0
08AT21	Granite	-----	-62,753	-60,335	0,210	0,0448	256,3	80,0
<b>Fildes Peninsula, King George Island</b>								
*07AT01	Basaltic Lava	Fildes Fm	-62,198	-58,994	2,91	0,00695	19,3	23,0
*07AT02	Andesitic Lava	Fildes Fm	-62,202	-58,987	0,343	0,0407	103,3	22,5
*07AT03	Basaltic Lava	Fildes Fm	-62,205	-58,991	0,300	0,0379	9,3	26,0
*07AT08	Dyke	Fildes Fm	-62,231	-58,986	0,665	0,0557	0,0	0,0
*07AT09	Dyke	Fildes Fm	-62,231	-58,986	0,258	0,0395	0,0	0,0
*07AT10	Andesitic Lava	Fildes Fm	-62,231	-58,988	0,170	0,0447	291,4	15,0
*07AT11	Andesitic Lava	Fildes Fm	-62,231	-58,992	0,134	0,0395	324,4	12,0
<b>Admiralty Bay, King George Island</b>								
*07AT26	Andesitic Lava	Domeyko Gl. Fm	-62,079	-58,356	0,115	0,0165	227,4	20,5
*07AT27	Andesitic Dyke	Domeyko Gl. Fm	-62,078	-58,356	0,00500	0,000476	0,0	0,0
*07AT28	Andesitic Lava	Domeyko Gl. Fm	-62,075	-58,336	0,725	0,0399	0,0	0,0
*07AT29	Andesitic Lava	Pen. Keller Fm	-62,090	-58,406	0,157	0,0443	0,0	0,0
*07AT30	Basaltic Dyke	Adm. Bay Gr.	-62,198	-58,433	0,158	0,0451	0,0	0,0
*07AT31	Basaltic Dyke	Adm. Bay Gr.	-62,198	-58,433	0,419	0,108	0,0	0,0
<b>Miocene Intrusive rocks:</b>			<b>Gerlache Strait</b>					
08AT23	Granodiorite	-----	-64,323	-62,975	0,658	0,0622	260,1	80,0
08AT24	Granodiorite	-----	-64,299	-62,968	0,312	0,0337	0,0	0,0
08AT25	Granodiorite	-----	-64,403	-62,906	0,199	0,0303	0,0	0,0
<b>Pliocene Volcanic Rocks:</b>			<b>Anderson Island</b>					
07AT19	Palagonite	JRIVG	-63,565	-56,631	0,183	0,000484	180,8	5,0
07AT20	Ba. Olivine Lava	JRIVG	-63,568	-56,630	5,94	0,0133	180,8	5,0
07AT21	Palagonite	JRIVG	-63,561	-56,634	0,0254	0,000609	350,8	20,0
07AT24	Ba. Olivine Lava	JRIVG	-63,568	-56,629	2,21	0,0306	180,8	5,0
07AT25	Ba. Olivine Lava	JRIVG	-63,568	-56,629	4,81	0,0288	180,8	5,0

Se perforó un total de 7 sitios en rocas del Permo-Triásico, obteniendo un total de 58 muestras, todos en rocas del Grupo Península Trinidad. 2 sitios en el sector del Estrecho Gerlache (Bahía Paraíso y Wilhemina respectivamente), 3 en el área de Base O'Higgins y 2 en Bahía Esperanza (Fig. 4.1). En rocas del Jurásico Tardío

obtuvimos un total de 6 sitios y 47 muestras. De estos, 3 sitios fueron muestreados en el estrecho Gerlache en el Grupo Volcánico Península Antártica, 2 sitios en Península Byers, en rocas volcano-sedimentarias de la Formación Anchorage y 1 sitio en rocas metasedimentarias de la Formación Miers Bluff que aflora en Península Hurd. Para rocas de edad Cretácico se muestrearon 21 sitios, 2 sitios en rocas intrusivas del sector de Estrecho Gerlache (Bahía Wilhemina y Huges respectivamente) y un sitio en el extremo norte de la Península. En las islas Shetland del Sur, se muestrearon 3 sitios en rocas volcánicas del sector de Península Byers, Isla Livingston, 1 sitio en rocas sedimentarias de la Formación Chester Cone (Miembro Sealer Hill) en Isla Snow. En Isla Robert, 7 sitios, y en isla Greenwich, 7 sitios, en rocas volcánicas de la Formación Coppermine. 22 sitios del Paleoceno fueron muestreados principalmente en rocas volcánicas de Isla Rey Jorge. 1 sitio fue muestreado en un granito en Península Hurd (Isla Livingston). 2 sitios en rocas basálticas hipabisales en Isla Snow. En la Isla Half Moon obtuvimos 4 sitios en gabros y basalto andesitas y de Isla Torres 2 sitios en granodioritas. Finalmente los sitios neógenos fueron muestreados en una secuencia de lavas basálticas en Isla Anderson y en intrusivos de las islas Melchior. (Fig. 4.1)

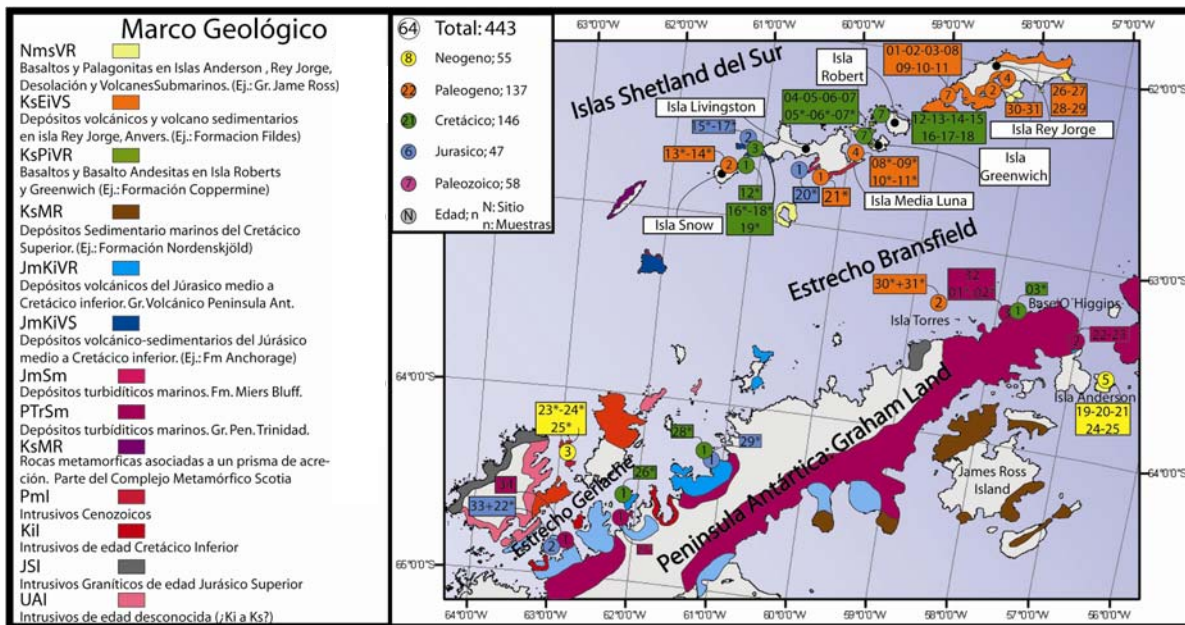


Fig. 4.1: Marco Geológico del Área de muestreo y muestreo paleomagnético. Modificado de BAS, 1985, Farquahson, 1983, Hervé et al, 2005.

## IV.2 Metodología de terreno y laboratorio

Durante la estadía en terreno se contó con la cooperación de la armada de Chile, quienes a través del Buque Almirante Oscar Viel y de sus instalaciones, nos trasladaron a los puntos de muestreo. Para acceder a los afloramientos contábamos con botes goma y helicópteros. El uso de éstos dependía principalmente de las condiciones climáticas y de la calidad de los accesos de los afloramientos. Las muestras fueron tomadas con una perforadora portátil pomero y orientadas por medio de compás magnético y solar.

El trabajo de laboratorio fue realizado tanto en el laboratorio de paleomagnetismo del departamento de Geología de la Universidad de Chile como el departamento de Geociencias de la Universidad de Rennes I. Las medidas de la magnetización natural remanente (MNR) se llevaron a cabo en los magnetómetros de rotación Molspin o Agico JR5A, o bien, en magnetómetro criogénico en uno o dos especímenes de cada muestra. Los especímenes fueron desmagnetizados mediante lavado magnético termal (TE) a intervalos de 50° C. Algunas fueron desmagnetizadas por campo alternativo cuando el método TE no fue el mejor procedimiento (Apéndice 3). La susceptibilidad magnética fue medida después de cada desmagnetización termal para verificar posibles cambios de la mineralogía durante el calentamiento. Los datos de desmagnetización fueron graficados en gráficos Zijdeveld. Las direcciones de desmagnetización fueron tomadas en cuenta si estas estaban definidas por tres o más puntos colineales.

## IV.3 Muestreo Paleomagnético: áreas de estudio y su geología

A continuación se describe la geología de las áreas muestreadas, el muestreo realizado, y en ciertos casos, una descripción petrográfica ordenadas por localidades donde corresponda. (Tabla 4.2)

		Islas Shetland del Sur							Estrecho Bransfield	Península Antártica							
		Isla Rey Jorge		Isla Robert	Isla Greenwich	Is. Half Moon	Isla Livingstone	Isla Snow	Es. Bransfield	Península Antártica: Ext. Norte			Estrecho Gerlache				
		Península Fildes	Ba. Almirantazgo	Estrecho Ingles	Bahía Chile y Yankee	Caleta Menguante	False	Península Byers	President Head	Isla Torres	Isla Anderson	Bahía Esperanza	Base O'Higgins	Bahía Hughes	Bahía Wilhelmina	Islas Melchor	Bahía Paraiso
Cenozoico	Holoceno																
	Pleistoceno																
	Plioceno										Y Y Y Y Y						
	Mioceno										Y A19 A20 A21					+ B23 B24	+ B25
	Oligoceno																
	Eoceno																
	Paleoceno	A01 A02 A03 A08 A09 A10 A11	A26 A27 A28 A29 A30 A31				B21		B13 + B14 +								
	Upper			A12 A13 A14 A15 A16 A17 A18	A04 A05 A06 A07 B05 B06 B07												
	Lower																
	Mesozoico																
Upper																	
Middle																	
Lower																	
Triassic																	
Upper																	
Middle																	
Lower																	
Paleozoico																	
Lopingian																	
Guadalupian																	
Cisuralian																	









<b>Simbología</b>	 Basaltos, tobas y palagonitas del grupo volcánico James Ross.	 Ignimbritas de la Formación Cerro Negro.	 Depósitos turbidíticos del Grupo Península Trinidad.
ANN = 07ATNN BNN = 08ATNN	 Andesitas y basalto andesitas del super grupo Isla Rey Jorge.	 Areniscas y Lutitas de la Formación Anchorage y Miers Bluff.	 Intrusivos de diferentes composiciones.
	 Basaltos y andesitas basálticas de la Formación Coppermine.	 Andesitas y basalto andesitas del grupo volcánico Pen. Antártica.	

Tabla 4.2: Tabla resumen del muestreo paleomagnético integrando: edad, litología y ubicación de los sitios perforados

## IV. 3.1 Islas Shetland del Sur

### IV.3.1.1 Isla Rey Jorge

La isla Rey Jorge consiste en un grupo de bloques definidos por fallas de rumbo noreste de gran profundidad que podrían presentar una componente inversa y/o normal. En esta isla se muestrearon un total de 13 sitios, correspondiente a 40 muestras; 7 sitios en el área de Península Fildes (Fig. 4.2) en el extremo sur oeste, y 6 en el área de Bahía Almirantazgo en la parte central de la Isla (Fig. 4.4).

#### Sector Península Fildes

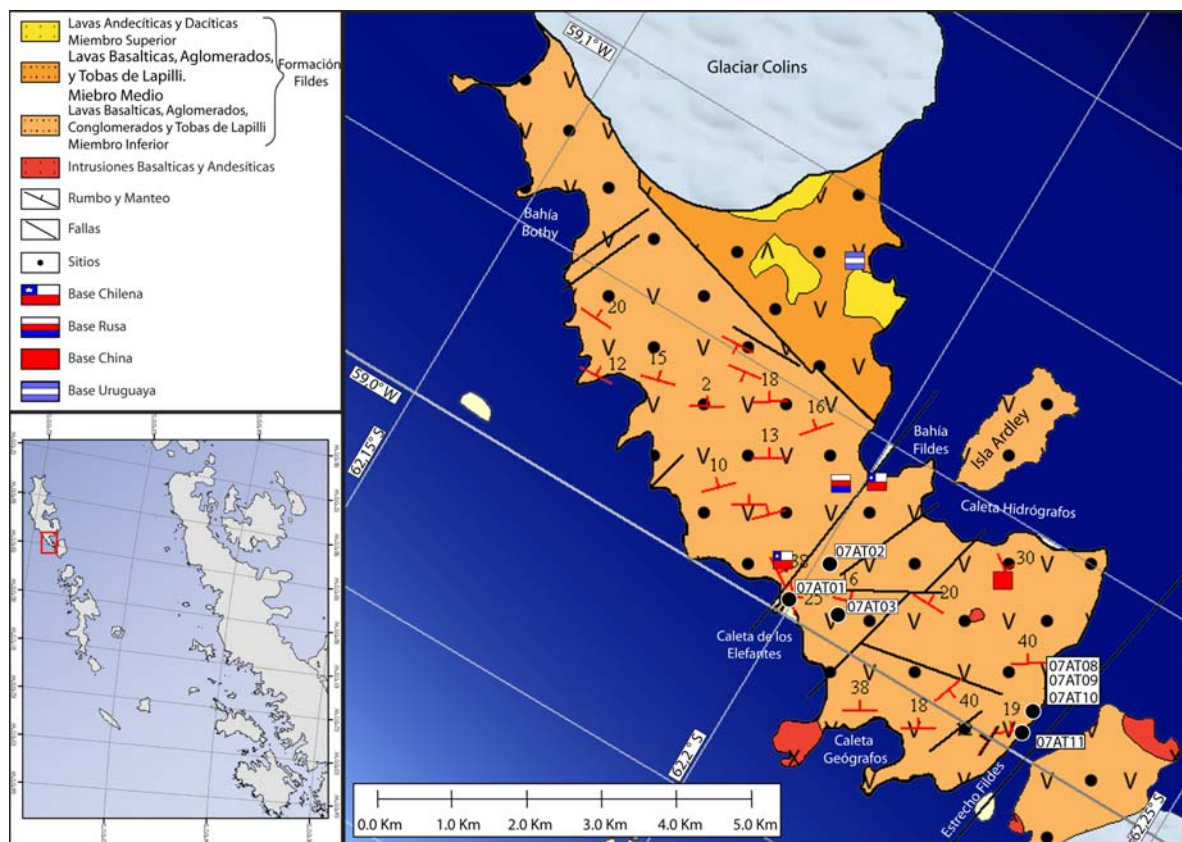


Fig. 4.2: Península Fildes, Isla Rey Jorge. Modificado de Smellie et al. 1984

### *Área de muestreo*

La totalidad de los sitios se muestrearon en la FPF. Los sitios 07AT01, 07AT02 y 07AT03 en el sector de Bahía de los Elefantes y alrededores, a 1.5 Km al Oeste de Villa Las Estrellas. La superficie ésta bastante erosionada en donde los afloramientos se presentan como promontorios aislados, muchos de ellos en escarpes, rodeados de rellenos detríticos. Los sitios 07AT08 al 07AT11 fueron muestreados en la costa sur de la PF, opuesta a la isla Nelson, a unos 4 km de Villa las Estrellas (Fig. 4.2)

En el sitio 07AT01 se obtuvieron 4 muestras. Corresponde a la parte inferior de una secuencia volcánica (autobrecha), de color rojo (Fig. 4.3). En el sitio 02, ubicado estratigráficamente superior al sitio 07AT01, se recolectaron un total de 7 muestras. Corresponde a un flujo basalto andesítico de piroxenos negros y verdes, aunque la roca tiene un color gris oscuro. Presenta vesículas y amígdalas. Se determinó un manto regional aparente de 15°E para este sitio. Finalmente el sitio 07AT03 (5 muestras recolectadas), ubicado a 300 metros al sur oeste del sitio anterior, es un afloramiento de rocas basálticas, de color negro, con piroxenos y amígdalas.



Fig. 4.3: Afloramiento del sitio 07AT01. Se observa el marcado color rojo en la base de la colada de lava.

El sitio 07AT08 es un dique basáltico, afanítico de color negro. Se presentan estructuras de zonación similares a las observadas en algunas intrusiones de Isla Greenwich. Se tomaron 6 muestras exclusivamente del dique y siguiendo un perfil desde un borde al otro.

En el sitio 07AT09, ubicado a 40 metros del sitio 07AT08, se perforaron 7 muestras de un dique andesítico de piroxeno. El dique tiene vesículas y amígdalas rellenas de calcita, además de estructuras lineales, paralelas a su borde asociadas a su enfriamiento. Esta muy alterado a clorita y epidota.

Los sitios 07AT10 y 11 fueron muestreados en flujos de lavas estratigráficamente diferentes (10, base, 11, techo), pero de litología común. Ambos corresponden a una andesita con fenocristales de plagioclasa, en algunos

casos alterados a clorita. Presenta abundantes amígdalas rellenas de ágata y jaspe. En el sitio 07AT10 se recolectaron 5 muestras y en el sitio 07AT11, 6.

### *Bahía Almirantazgo*

En el área de Bahía Almirantazgo, los sitios 07AT26, 27, 28 y 29 fueron muestreados en formaciones del grupo Marlet Inlet, mientras que los sitios 07AT30 y 31 en diques del grupo Bahía Almirantazgo (Fig. 4.4). El total de muestras obtenidas de estos sitios en esta área fue de 37.

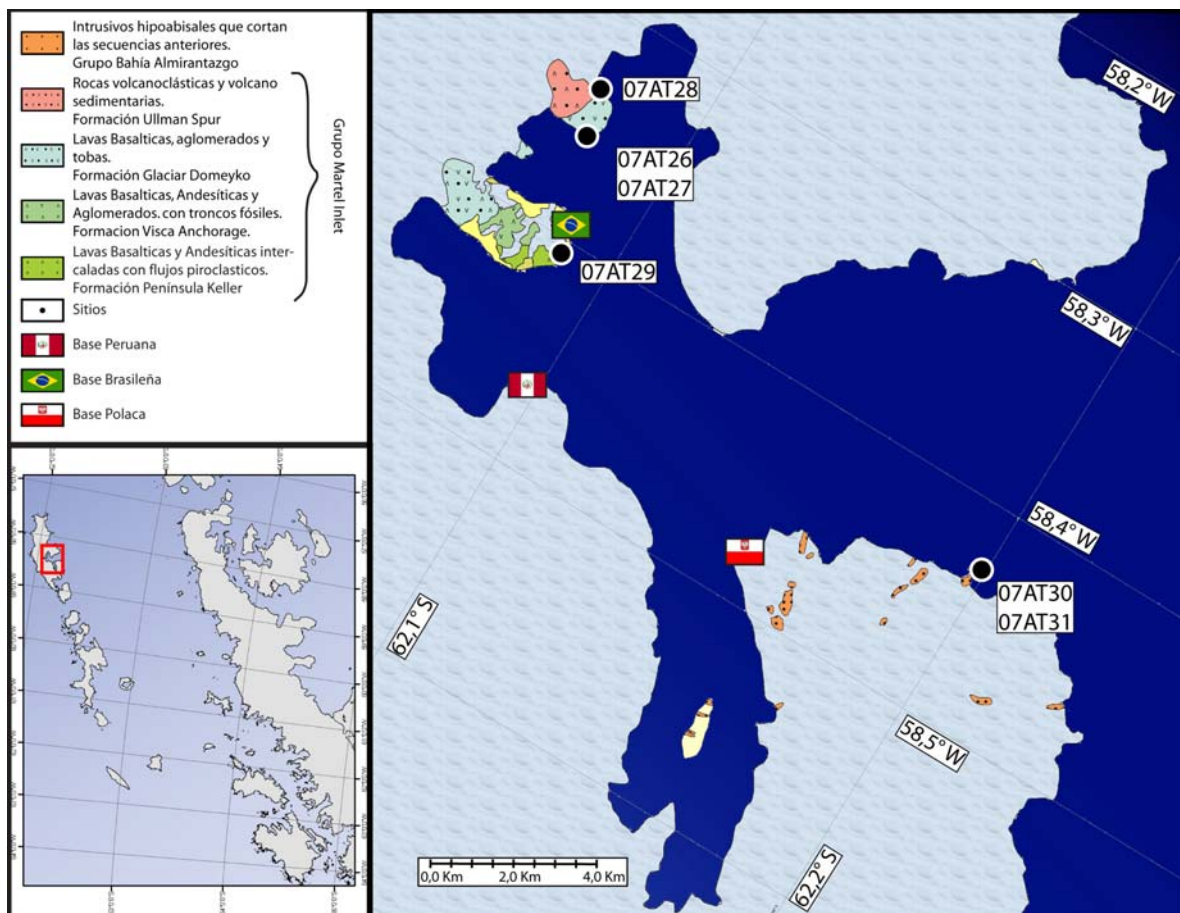


Fig. 4.4: Bahía Almirantazgo, Isla Rey Jorge. Modificado de Birkenmajer, 2001.



### Área de muestreo

La zona es una amplia Bahía ubicada en la porción central de la isla Rey Jorge. Los afloramientos son escasos y asociados a zonas costeras en donde los hielos estivales se han retirado. De la totalidad de sitios, los sitios 07AT26, 27, 28 y 29 (Fig. 4.4) fueron muestreados del grupo Martel Inlet. Los 3 primeros en la Formación Glaciar Domeyko, mientras que el sitio 07AT29 en la Formación Península Keller, ambas descritas previamente. Los sitios 07AT30 y 31 en diques del grupo Bahía Almirantazgo (Jersak Hills) en la zona de Punta Ágata.

Los sitios 07AT26, 27 y 28 (18 muestras en total) corresponden a flujos de lava andesíticos (Fig. 4.5), con fenocristales, en algunos casos orientados, de plagioclasa y una matriz afanítica de color verde, posiblemente producto de alteración de clorita. El sitio 07AT29 en cambio, es un dique andesítico con piroxenos y que corta a una secuencia de lavas, del cual se obtuvieron 6 muestras. Este dique también se encuentra alterado a clorita.

Al sur oeste de la Bahía, en la zona de Punta Ágata se muestrearon los sitios 07AT30 y 31 en un dique basáltico o basáltico andesítico de potencia aprox. 5 metros, con abundantes amígdalas rellenas de cuarzo, algunas llegando a tener radios de hasta 10 cm. Edades K/Ar han arrojado edades de 54 Ma para éste dique (Kraus, 2005).



Fig. 4.5: Izq.: Afloramiento del sitio 07AT27. Der.: Afloramiento del sitio 07AT28. En ambos se observa el intenso diaclasamiento de la roca.

#### IV.3.1.2 Isla Robert

En Isla Robert se muestrearon 6 sitios (07AT12 al 07AT18), recolectando un total de 35 muestras en rocas pertenecientes a la Formación Coppermine (Fig. 4.6).



Fig. 4.6: Formación Coppermine, Caleta Coppermine, Isla Robert (Modificado de Hervé y Araya, 1965 y Machado et al, 2005)

#### Área de muestreo

Los afloramientos en el área son de excelente calidad (Fig. 4.7), aunque el frío, producto del intenso viento, dificultó en algunos casos la toma de muestras. Las secuencias de lavas corresponden a escarpes aislados rodeados de rellenos detríticos y material deslizado por soliflucción (Hervé y Araya, 1965).



Fig. 4.7: Izq.: Flujos de lava autobrechizados. Der.: Flujos de lava con diaclasamiento columnar. Se observa un suave manteo interpretado como paleo topografía.

Los sitios 07AT12 a 07AT18 corresponden a distintos flujos de lavas basalto andesíticos de grano fino. En algunos casos se reconocen fenocristales máficos de alrededor de 2mm. La matriz, de color negro y afanítica, presenta vesículas y amígdalas rellenas de calcita y zeolitas. Los sitios más nuevos corresponden a los 12 y 13, seguidos de 18, 17 y 16. Los más antiguos corresponden a los sitios 15 y 14 (Esquema adjunto en Fig. 4.6).

#### IV.3.1.3 *Isla Greenwich*

En Isla Greenwich, se recolectaron un total de 28 muestras a partir de 4 sitios (07AT04 a 07AT07) en afloramientos costeros de Bahía Guayaquil (Fig. 4.8) cercanos a la base antártica ecuatorial. El resto de los sitios (08AT05 a 08AT07) fueron perforados en un farellón costero, en Bahía Yanqui (Fig. 4.10) obteniéndose un total de 25 muestras.

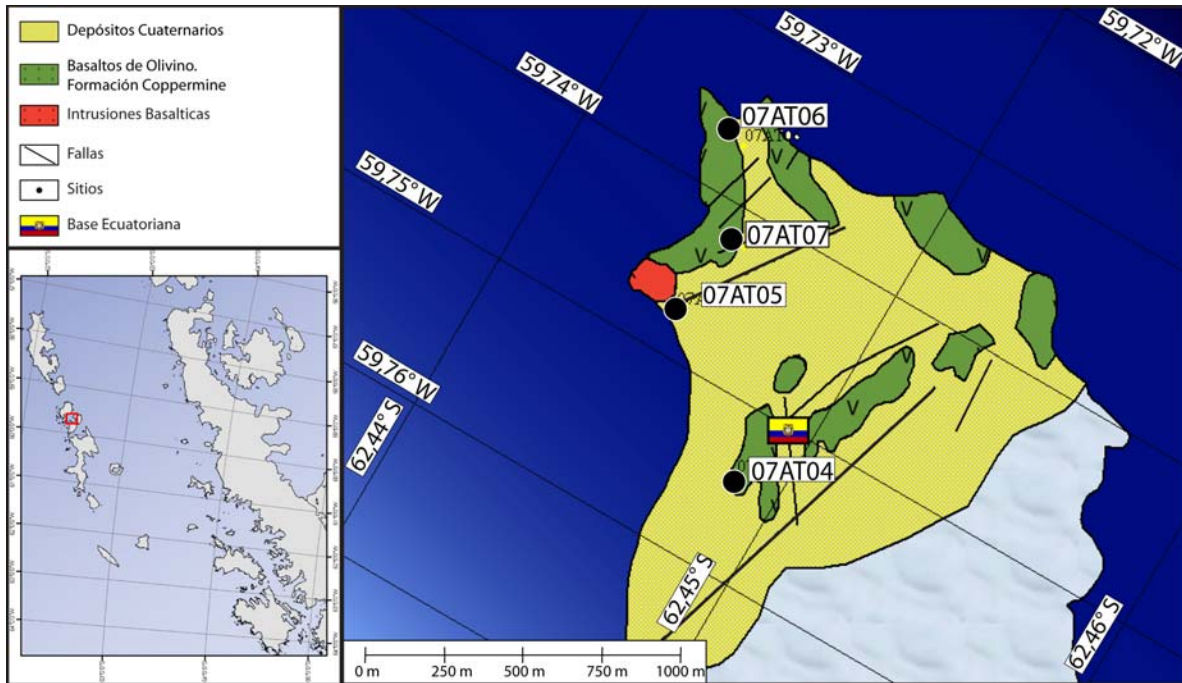


Fig. 4.8: Punta Spark, Bahía Guayaquil, Modificado de Azevedo, 1992.

### *Bahía Guayaquil*

#### *Área de muestreo*

En Bahía Guayaquil, los sitios se muestrearon en el sector de punta Spark, todos al nor este de la falla que divide el área en dos (Fig. 4.8). Los afloramientos en este sector están aislados

El sitio 07AT04 corresponde a una lava andesítica con vesículas y fenocristales de anfíbol. Los sitios 05 y 06 también corresponden a flujos de lavas andesíticos, mientras que el sitio 07 es un dique basáltico que aparece cortando a las lavas. Las muestras en el sitio 06 fueron obtenidas de flujos distintos y en orden estratigráfico (01 más joven al 07 más antiguo) intruidos por un sill (Fig. 4.9). Estos flujos eran de 2 tipos. Unos densos, duros y de potencia aproximada de 0,5 metros y otros menos densos, posiblemente alterados, de potencia aproximada 1 m y que no fue posible perforar debido al alto grado de meteorización que tenía la

roca. En todo este sector la disposición de las lavas es subvertical y probablemente represente un paleorelieve.



Fig. 3.9: Coladas de lavas cortadas por un sill estratificado. Las muestras fueron tomadas de las lavas de la base.

### *Bahía Yankee*

#### *Área de muestreo*

Bahía Yanqui, ubicada al sur de la Isla Greenwich es una bahía tranquila, formada por depósitos morrénicos (punta Lengua) que dejan una estrecha entrada. Un impresionante farellón de flujos de lava es la principal característica geográfica del área. Los siguientes sitios se recolectaron del farellón (Fig. 4.10) obteniéndose 25 muestras.

El sitio 08AT05 se muestreó en la base del farellón, recolectándose 7 muestras. Corresponde a un flujo de lava basalto andesítico con fenocristales de plagioclasa alterados, inmersos en una matriz de color verde, probablemente alterada a clorita. El sitio 08AT06 se tomó de la parte media del farellón,

obteniéndose 8 muestras. Consiste en un flujo de lava basáltico con fenocristales de anfíbol y pequeñas amígdalas. Finalmente el sitio 08AT07 (7 muestras) fue muestreado en la parte superior del farellón. En esta parte se observa una variación lateral importante de la litología. Una corresponde a un basalto afanítico con matriz de color verde, que se pone en contacto con rocas de color rojo, intensamente meteorizadas, con clastos monomícticos y que se asociaron a autobrechas. Las muestras fueron perforadas desde los afloramientos más frescos.



Fig. 4.10: Farellón costero de Bahía Yankee. Las muestras fueron obtenidas en los afloramientos del extremo izquierdo de la foto, en orden ascendente.

#### IV.3.1.4 Isla Media Luna

En el brazo sur de isla media luna (Fig. 4.11) se muestrearon 4 sitios, 08AT08, 09 10 y 11 en plutones y lavas asociadas al Grupo Volcánico Península Antártica (GVPA) obteniéndose un total de 28 muestras.

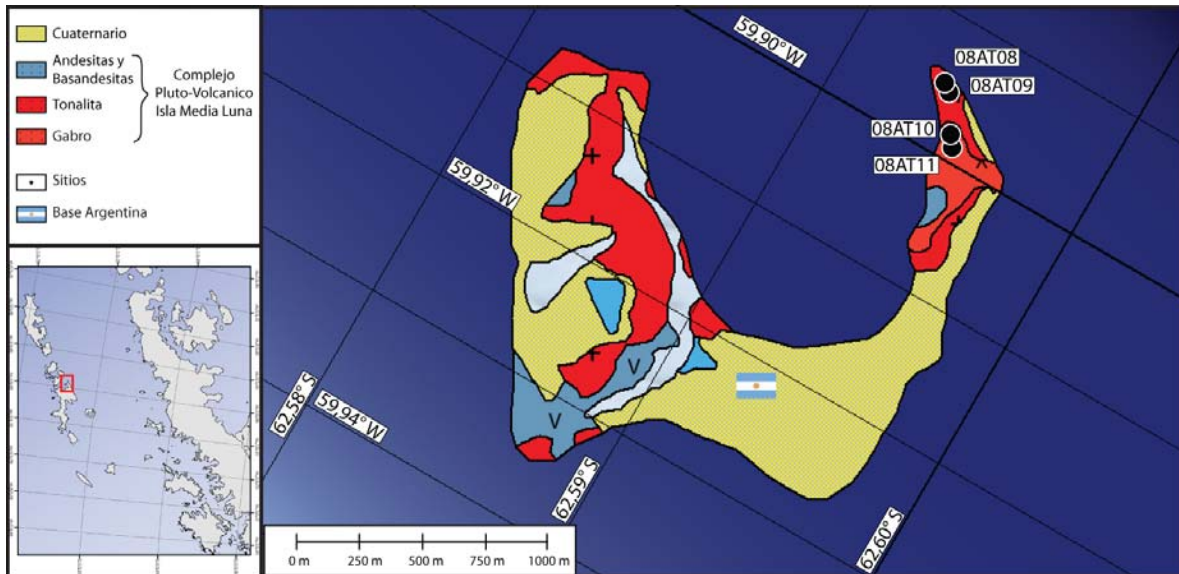


Fig. 4.11: Isla Media Luna, Modificado de Parica et al.

#### Área de muestreo

El Área de muestreo se centró en los afloramientos del brazo sur de la Isla Media Luna, donde se exponen gabros y lavas anteriormente mencionadas. Los sitios 08AT08 y 08AT09 fueron muestreados en las lavas del sector, mientras que los sitios 08AT10 y 08AT11 en el gabro. El afloramiento en el sitio 08AT08 presenta clastos alargados inmersos en una matriz de color oscuro, afanítica. Estudios en corte transparente de esta muestra (Fig. 4.12) indican la presencia de clastos angulosos inmersos en una matriz dominada por minerales opacos. Las características texturales de la roca en general, y de los clastos en particular, sugieren que se trata de una roca volcanoclástica.

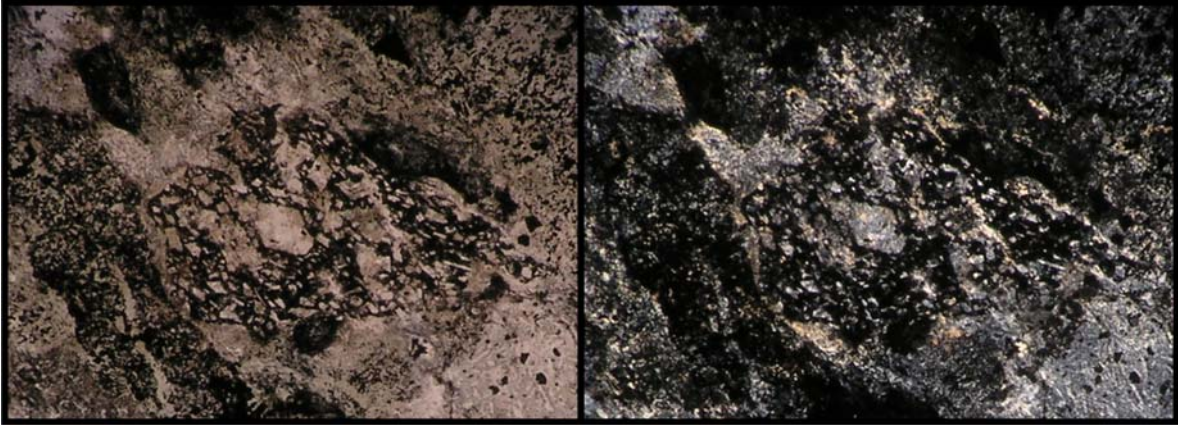


Fig. 4.12: Clastos angulosos inmersos en una matriz dominada principalmente por minerales opacos. Izq.: Nícoles paralelos. Der.: Nícoles Cruzados

El sitio 08AT09 fue muestreado en lavas de color oscuro, afaníticas, con un marcado diaclasamiento. Los sitios 08AT10 y 08AT11 fueron perforados de un gabro de color gris, grano medio, y de diques que lo cortaban. Al igual que las lavas estos afloramientos presentaban abundantes diaclasas.

#### IV.3.1.5 *Isla Livingston*

La isla Livingston es una de las islas de mayor tamaño del archipiélago. Al igual que el resto, está cubierta de hielo casi por completo, sin embargo en el área de península Bayer existe un amplio sector en que las nieves estivales no logran cubrirla por completo. Una de las características más notables de esta isla es la cadena de montañas Tangra, con alturas superiores a los 1200 metros s.n.m.

En esta isla las muestras fueron obtenidas de 3 locaciones diferentes: Península Byers (Fig. 4.13), Península Hurd y Península Barton (Fig. 4.17). A continuación describiré cada una por separado.



## Península Byers

En este lugar se muestrearon los sitios 08AT15, 16, 17 y 18 en la Formación Anchorage, y el sitio 19 en las ignimbritas de la Formación Cerro Negro. Ambas formaciones pertenecen al Grupo Byers.

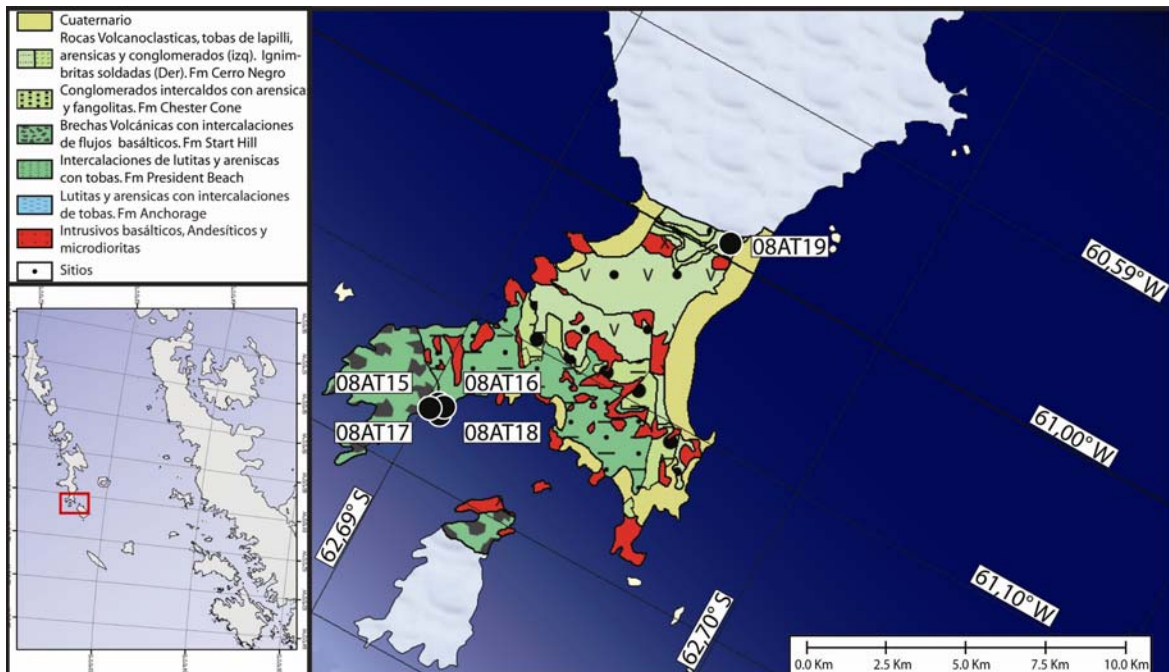


Fig. 4.13: Península Byers, Isla Livingston. (Modificado de Hathway y Lomas, 1998)

## Área de muestreo

En Península Byers se muestrearon un total de 6 sitios, 5 sitios en la Formación Anchorage -08AT15, 16, 17 y 18)- y un sitio en la Formación Cerro Negro -08AT19. En el área de New Playmouth (FmA) el afloramiento consiste en una intercalación de lutitas y areniscas de aproximadamente 5 cm de espesor de color gris oscuro para las lutitas y gris claro para las areniscas; con intrusivos basálticos hipoabisales, de potencia entre 0,5 y 1 m, con amígdalas ocasionales de,

tamaño aprox. 10 cm. En las lutitas se observan trazas fósiles (Fig. 4.14), además de pliegues de pequeña escala asociados a fallas que afectan esta secuencia (Fig. 4.15)

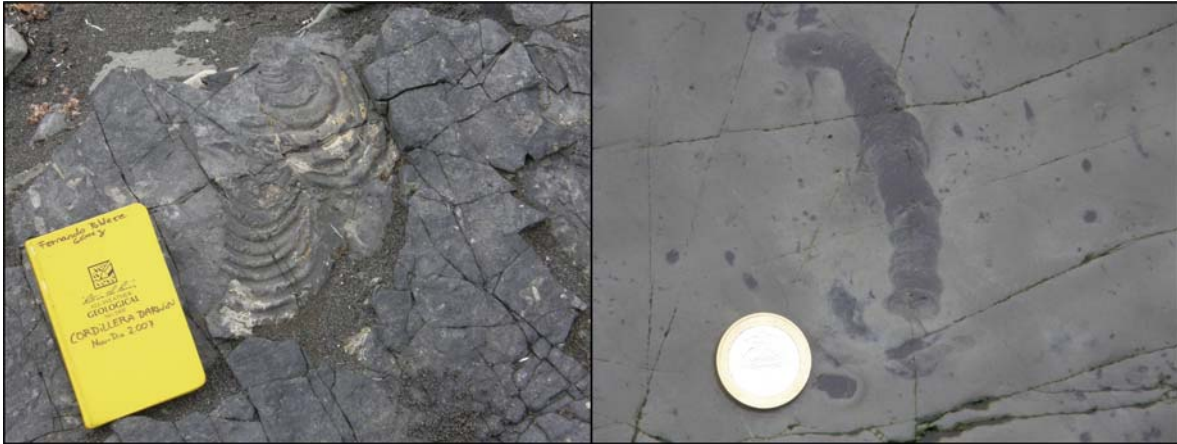


Fig. 4.14: trazas fósiles presentes en las lutitas de la Formación Anchorage



Fig. 4.15: Pliegue afectando la secuencia de lutitas y areniscas pertenecientes a la Formación Anchorage.

Los estratos tienen un rumbo y manteo de  $N110^{\circ}E$  y  $28^{\circ} SW$  en promedio. Los sitios 08AT15 y 17 fueron muestreados en los sedimentos marinos, mientras que los sitios 16 y 18 en los intrusivos (Fig. 4.16).



Fig. 4.16: Der.: secuencia de lutitas y areniscas de la Formación Anchorage. Izq.: Sill andesítico intruyendo a la secuencia sedimentaria.

### *Península Hurd y Barnard Point*

La Península Hurd, ubicada en la costa sur de la Isla Livingston, es un área comprendida entre la Bahía Sur y Bahía Falsa. La punta Barnard está ubicada en la costa opuesta a Península Hurd, en Bahía Falsa. En esta área se muestreó un sitio en Península Hurd, correspondiente a la Fm. Miers Bluff -08AT20- y otro en el Plutón Barnard (Fig. 4.17)

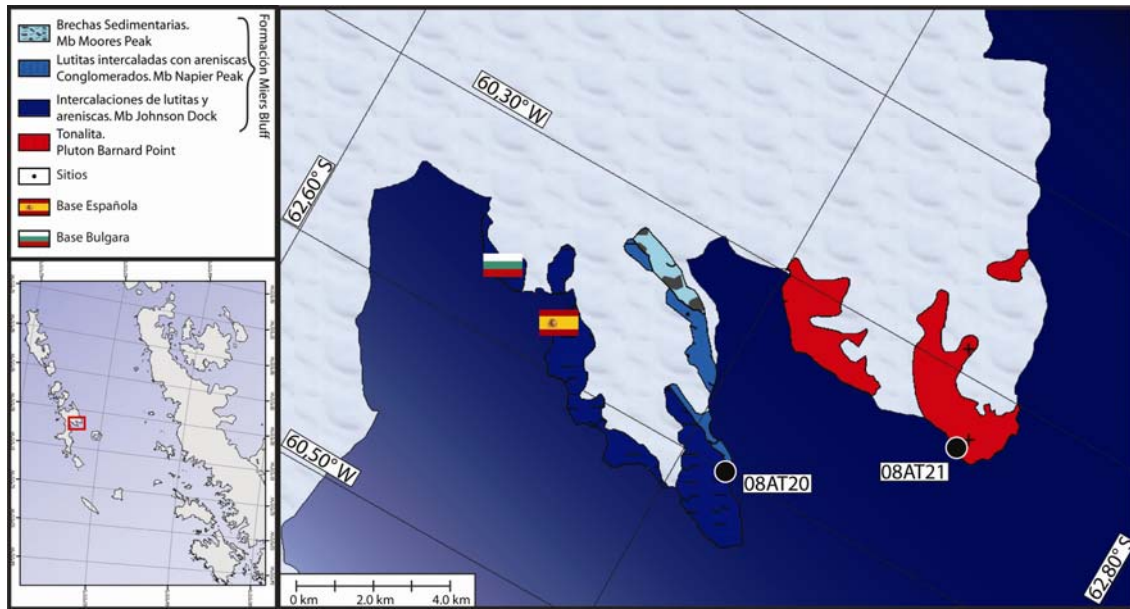


Fig. 4.17: Península Hurd, modificado de Hervé et al (2006), Willan, (1999).

### Área de muestreo

El área donde fue muestreado el sitio 08AT20 (miembro Johnsons Dock de la FMB) corresponde a una secuencia bien estratificada de lutitas y areniscas de grano fino, de color oscuro, sin presencia de fósiles. La roca presenta un intenso diaclasamiento, lo que unido al mal tiempo (Fig. 4.18) dificultó el muestreo en esta zona.



Fig. 4.18: Sitio 20. El muestreo en este lugar fue bastante difícil producto del granizo y el frío, así como del intenso diaclasamiento de la roca.

### *Plutón Barnard Point.*

#### *Área de muestreo*

El sitio 08AT21, muestreado en la Punta Barnard (Fig. 4.17), corresponde a una tonalita de grano medio, de color gris claro compuesto, principalmente por plagioclasas y piroxenos.

#### IV.3.1.6 Isla Snow

En isla Snow, President Head (Fig. 4.19.), se muestrearon 3 sitios: 08AT12, 13 y 14. En el miembro Sealer Hill de la Formación Chester cone so obtuvo el sitio 08AT12 (Fig. 4.20). La localidad tipo de esta para este miembro fue definida por Crame et al (1993) al norte de Sealer Hill. Hathway y Lomas (1998) correlacionan el miembro Sealer Hill con los sedimentos que afloran en President Head, Isla Snow. Consisten principalmente en limolitas cafés con menor presencia de areniscas y conglomerados con poca bioturbación. Los sitios 08AT13 y 08AT14 fueron obtenidos en intrusivos. (Fig. 4.20)

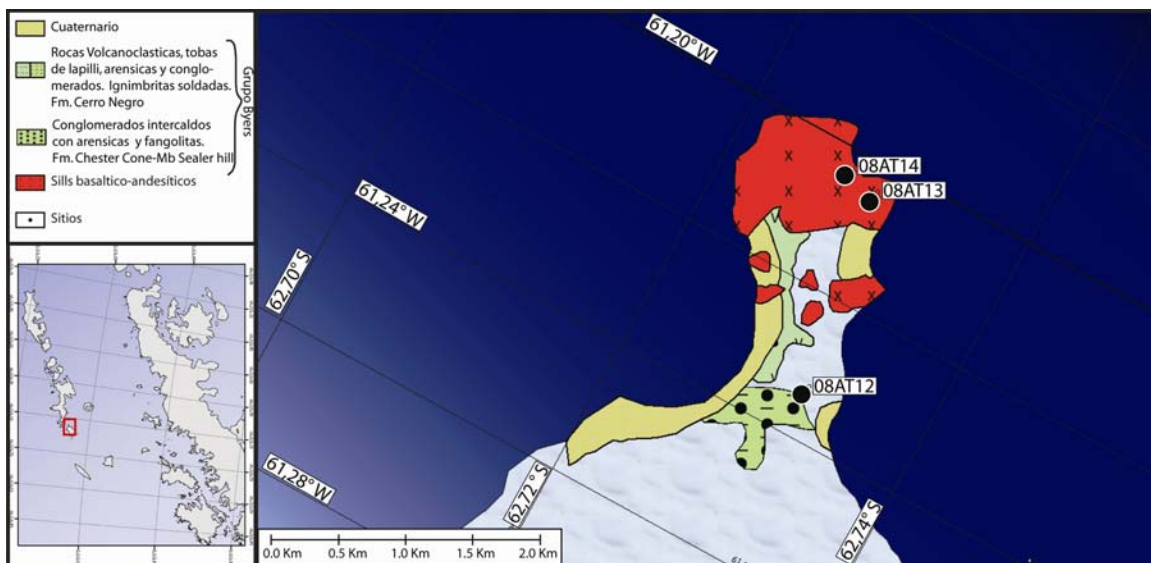


Fig. 4.19: Isla Snow, modificado de Hathway y Lomas (1998).

Los sitios 13 y 14 afloran a 1 km del sitio 12 en dirección este. Ambos sitios fueron muestreado en sills de basalto andesita de grano fino de color gris bastante meteorizados.



Fig. 4.20: Izq.: Limonitas muy fisibles y areniscas donde fue muestreado el sitio 08AT12. Der.: Sills donde fueron muestreados los sitios 08AT13 y 08AT14.

## IV.3.2 Península Antártica y Estrecho Bransfield

### IV.3.2.1 Isla Anderson

La Isla Anderson se ubica en el extremo sur del Paso Antarctic y al este de la Península Tabarín (Fig. 4.21). La isla está compuesta por depósitos volcánicos de edad Plio-Pleistocenos, que incluyen basaltos de olivino y palagonitas tanto brechosas como tobáceas del grupo volcánico Isla Jame Ross (BAS, geological map, 1985). En este sector se muestrearon 5 sitios, con un total de 27 muestras.

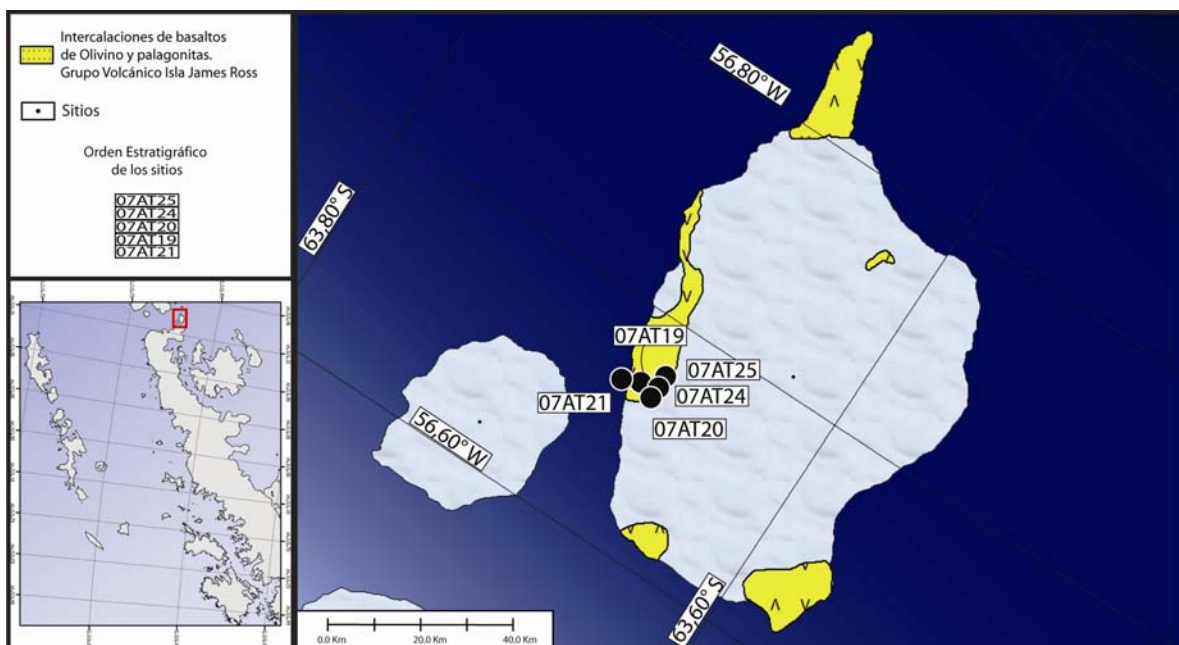


Fig. 4.21: Isla Anderson, modificado del mapa geológico del BAS

### Área de muestreo

El Área de muestreo está ubicada en la parte central de la costa norte de la Isla Anderson (Fig. 4.21). Los afloramientos muestreados corresponden a palagonitas tobáceas (sitio 07AT19) y brechosas (sitio 07AT21); así como niveles de basaltos de olivino (sitios 07AT20, 24 y 25) (Fig. 4.22). Las palagonitas del sitio 07AT19 (4 muestras) eran de color café claro y débilmente consolidadas. Los



basaltos de olivino, relacionados a los sitios 07AT20, 24, y 25 (6, 4 y 6 muestras respectivamente) son de color gris oscuro, afaníticas, con cristales de olivino de tamaño máximo 1 mm, con abundantes vesículas de tamaño no mayor a 1 cm. de diámetro.



Fig. 4.22: Izq.: Afloramientos de Palagonitas y Basaltos. Sitio 21 en el área de descanso. Detalle en el área donde fueron muestreados los sitios 20, 24 y 25. Der.: Acceso a los sitios del área del farellón.

#### IV.3.2.2 *Bahía Esperanza*

En el área se muestrearon los sitios 07AT22 y 07AT23 en rocas pertenecientes a la Formación Bahía Esperanza, con un total de 19 muestras (Fig. 4.23).

La geología del lugar esta marcada por la discordancia angular que separa a la Formación Bahía Esperanza de la Formación Monte Flora, y a ésta de la Formación Glaciar Kennel, perteneciente al Grupo Volcánico Península Antártica.

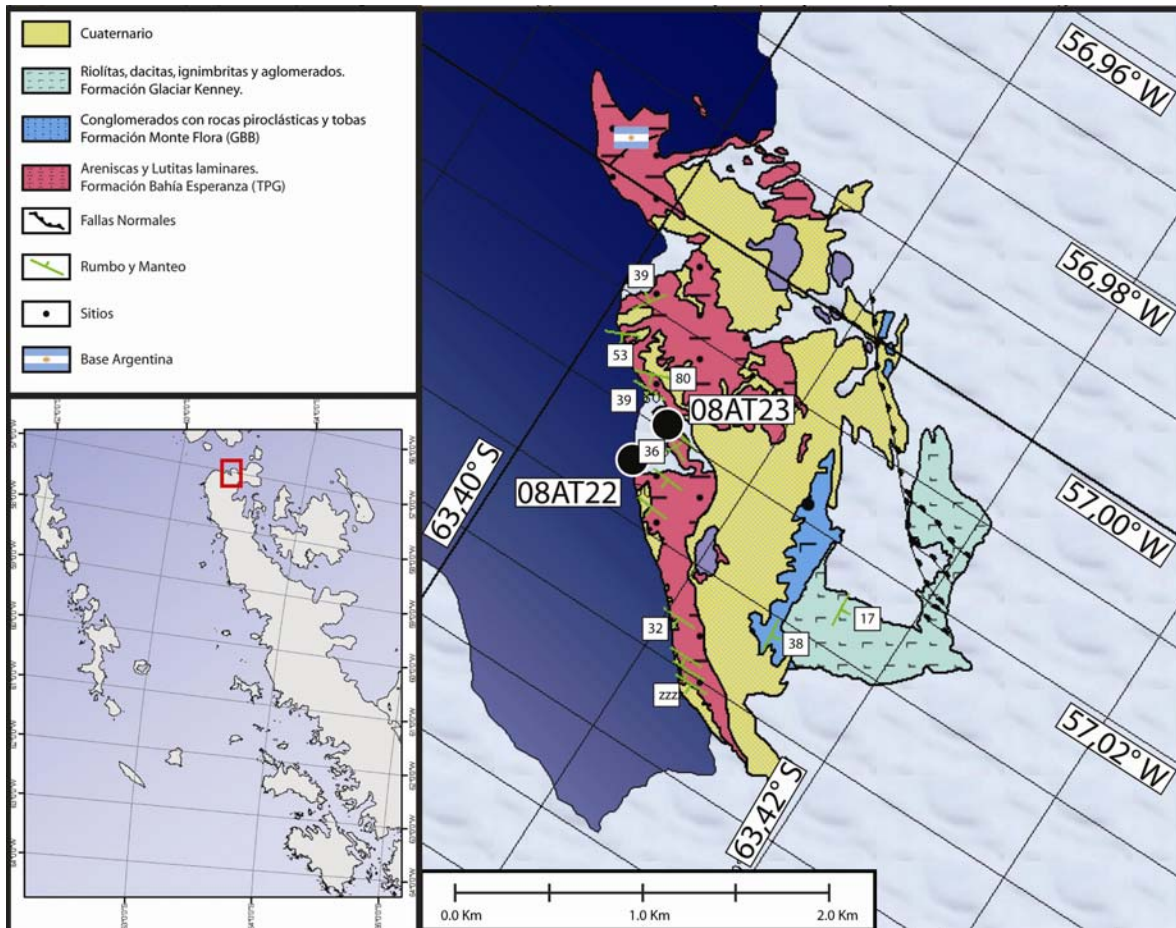


Fig. 4.23: Esquema geológico de Bahía Esperanza. Modificado de Montes et al, 2004.

### Área de muestreo

Los afloramientos muestreados corresponden a rocas de la Formación Bahía Esperanza descrita anteriormente. El sitio 07AT22 se tomó en un afloramiento costero ubicado en la costa sur de la bahía. Las rocas corresponden a metaareniscas cuarcíferas de grano fino, clasto soportado, con cemento de color café claro. En este sitio se tomaron un total de 9 muestras, en orden estratigráfico, siendo la más joven la 07AT2209 y la más vieja la 07AT2201. El sitio 07AT23 fue muestreado en la ladera oriental de las colinas Scar. El afloramiento consiste en una secuencia de areniscas de grano fino, de potencia aproximada de 40 cm., color café intercaladas con lutitas de color oscuro y de potencia similar a las

areniscas. Se tomaron un total de 10 muestras en las diferentes litologías (Fig. 4.24).

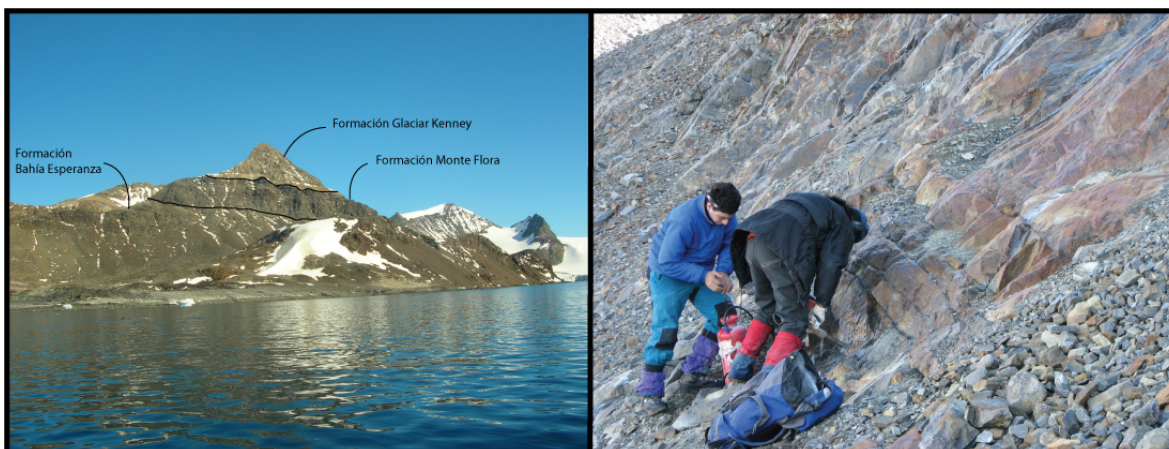


Foto 4.24: Izq.: Vista general de las formaciones del Área de muestreo. Der.: Detalle del sitio 07AT23.

#### IV.3.2.3 *Cabo Legoupil*

En cabo Legoupil, ubicado en el extremo nor oeste de la Península Antártica, y donde se ubica la base Chilena O'Higgins, se tomaron un total de 4 sitios, en la formación que lleva el mismo nombre. En la campaña del año 2007 se obtuvo el sitio 07AT32 en el Islote Riquelme. Los sitios del año 2008 (08AT01, 08AT02 y 08AT03) se muestrearon a unos 150 metros al sur oeste de la base chilena O'higgins, y a unos 2 Km. del sitio 07AT32 (Fig. 4.25)

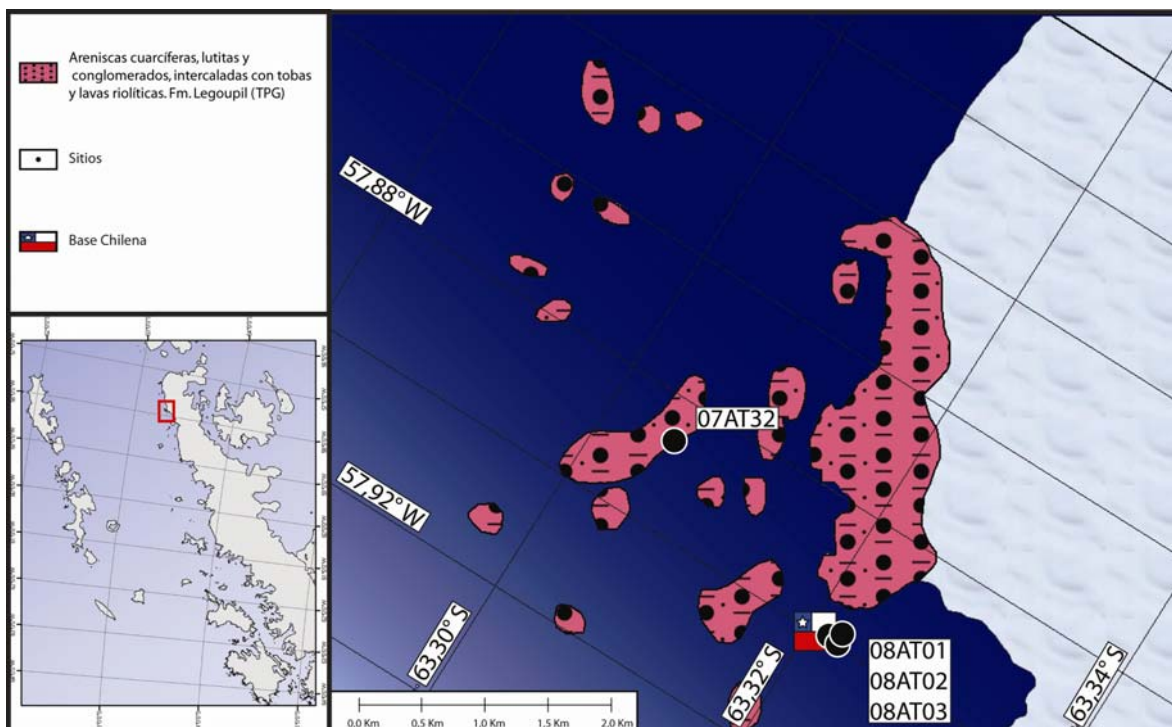


Fig. 4.25: Cabo Legoupil. Tomado de BAS Map, 1985.

### Área de muestreo

En la zona de estudio, la FLP presenta una estratificación marcada, la cual es cortada por sills basálticos de piroxenos cloritizados. En el sector de la Base O'higgins la secuencia sedimentaria se encuentra intensamente deformada, encontrándose en algunos sectores pliegues macroscópicos apretados y clivajes de crenulación a escala microscópica. Esta deformación disminuye hacia el noreste.

Los afloramientos de los sitios 07AT32, 08AT01 y 08AT02 corresponden a metaareniscas cuarcíferas de grano fino con distintos grados de deformación, pasando de ligeramente deformadas (sitio 07AT32) hasta presentar marcados clivajes de crenulación y plegamiento (Sitios 08AT01 y 02). El sitio 08AT03 se ha clasificado como un sill basáltico porfírico de piroxenos que intruye a la secuencia sedimentaria anteriormente descrita.

#### IV.3.2.4 Isla Torres

La Isla Torres, situada en el margen occidental de la Península Antártica (FIG.: 4.26), está conformada por basaltos intercalados con tobas de grano grueso y aglomerados de edad Paleógeno Inferior (BAS map, 1985). Esta secuencia volcánica está en contacto con intrusivos granodioríticos de edad desconocida (BAS map, 1985). La costa de la isla es en extremo escarpada, en donde, producto de la acción de conjunta del hielo y el mar, se observan numerosos islotes de gran altura y con sus paredes verticales. Los sitios, 08AT30 y 31 -15 muestras- fueron muestreados en uno de estos islotes al cual se accedió por helicóptero.

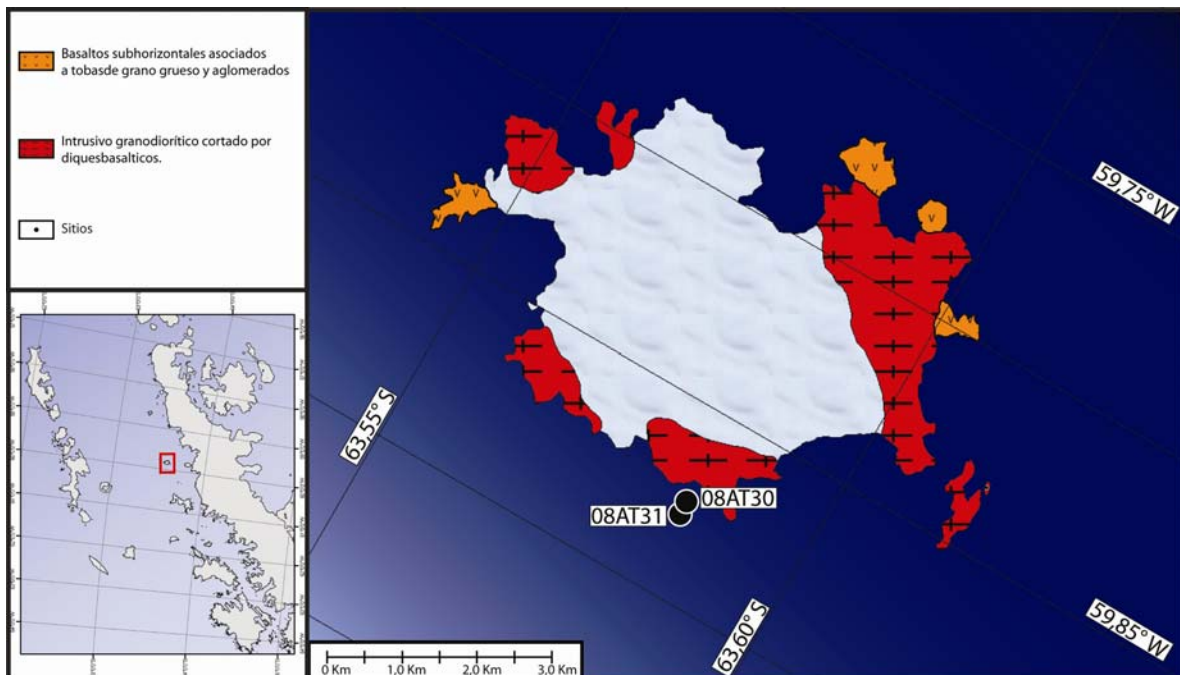


Fig. 4.26: Esquema geológico de la Isla Torres. Tomado del BAS map, 1985

### Área de muestreo

En esta localidad observaciones de campo permiten inferir que el sector donde se muestrearon los sitios 08AT30 y 31 consiste en una serie de intrusiones cortadas por diques leucocráticos (Fig. 4.27). El sitio 30 corresponde a un granito de grano medio que intruye al sitio 31. Este último corresponde a otro intrusivo de tipo basalto andesítico de grano fino.

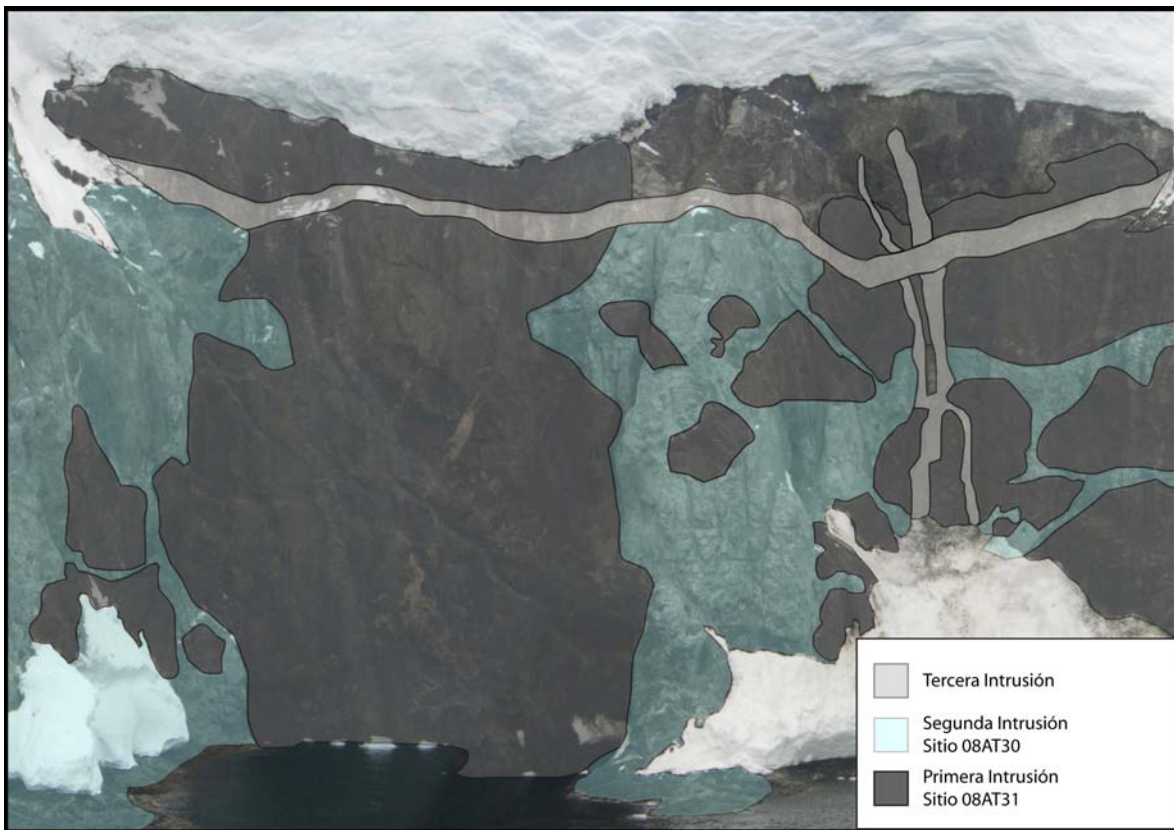


Fig. 4.27: Relaciones de contacto entre los diferentes intrusivos que se observan en los acantilados del área.

#### IV.3.2.5 Estrecho Gerlache: Bahía Huges, Bahía Paraíso, Bahía Wilhelmina, Islas Melchor

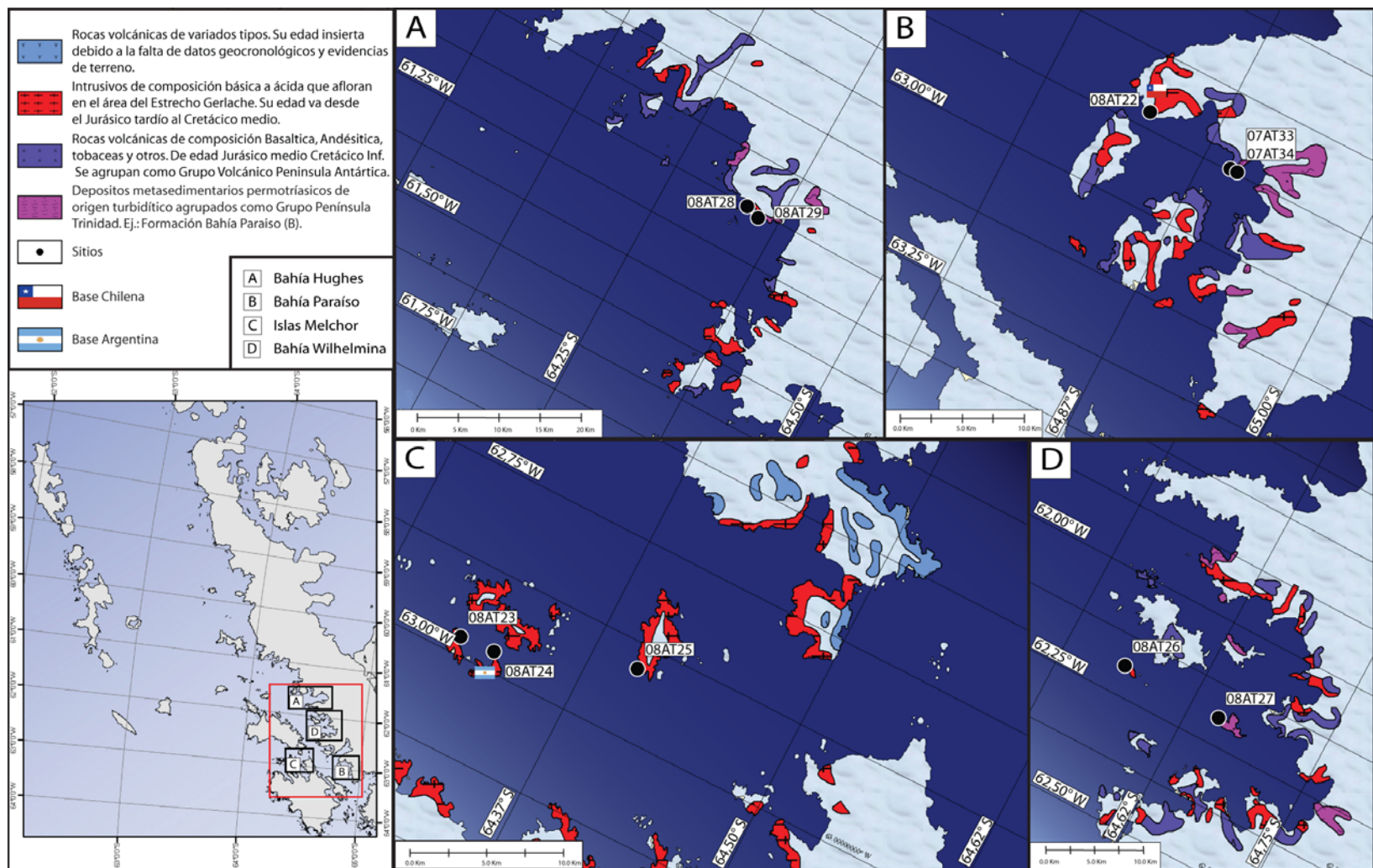
Bahía Huges y Bahía Paraíso se encuentran en los extremos norte y sur del estrecho Gerlache, mientras que la Bahía Wilhelmina y las Islas Melchor en su porción central. Los afloramientos en esta área son escasos y de difícil acceso producto de los hielos y de las condiciones climáticas. A grandes rasgos, la geología del lugar esta representada por rocas del GPT y del GVPA, así como numerosos intrusivos (BAS) (Fig. 4.29)

##### *Área de muestreo.*

En el área de Bahía Hughes, costa oeste, se muestrearon 2 sitios: 08AT28 (8 muestras) y 08AT29 (6 muestras) (Fig. 4.28, 4.29). El sitio 08AT28 corresponde a una diorita de color gris oscuro, de grano fino y con abundantes fracturas. El sitio 08AT29 es una roca volcanosedimentaria de color gris oscuro, con fragmentos líticos polimícticos de hasta 10 cm.



Fig. 4.28: Izq.: Sitio 08AT29. Foto esquina, detalle del afloramiento. Der.: Sitio 08AT28. Vista general y detalle del afloramiento.



. Fig. 4.29: Área del Estrecho Gerlache: Modificado del BAS.



En el sector de Bahía Paraíso se tomaron 3 sitios, 07AT33, 07AT34 y 08AT22 (Fig. 3.29). Los dos primeros fueron muestreados en la discordancia entre el GVPA y la FBP (Fig. 3.30) y corresponden a un basalto andesita de color oscuro y una limonita respectivamente. El sitio 08AT22 fue muestreado en los alrededores de la Base Gabriel González Videla (Fig. 3.30). El sitio 08AT22 fue muestreado en terreno como una roca sedimentaria producto de la presencia de clastos; aunque, estudios más detallados de sus características magnéticas y petrográficas muestran que se trataría más bien de una roca piroclástica.

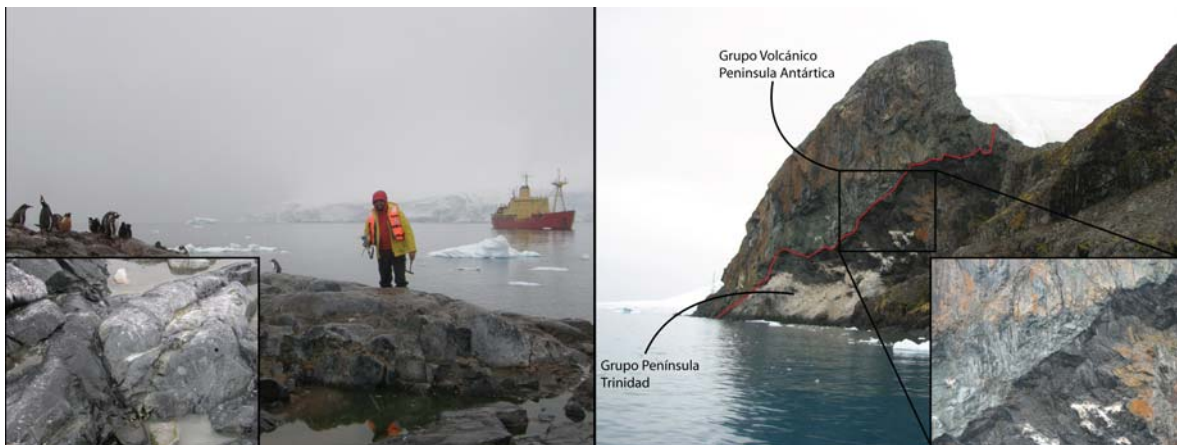


Fig. 4.30: Izq.: Vista general y en detalle del sitio 08AT22. Se observan los clastos de los que se habló anteriormente. Der.: Contacto por discordancia entre el GVPA y el GPT.

En Bahía Wilhelmina los sitios 08AT26 (9 muestras) y 08AT27 (13 muestras) se colectaron de dos islas ubicadas a la entrada y al medio de la bahía (Fig. 4.32). El sitio 08AT26 corresponde a un gabro de grano medio, de color oscuro y bastante fracturado.



Fig.4.31: Ejemplos de los afloramientos muestreados en el área de las Islas Melchor.

En tanto, el sitio 08AT27 corresponde a filitas pertenecientes al GPT. Los estratos están plegados formando un pliegue asimétrico en el cual uno de sus limbos está cortado por una falla de alto ángulo. La disposición de los estratos en el afloramiento es, en general, subvertical a excepción de los sectores cercanos al hinge.

Finalmente en el área de las Islas Melchor, la geología en las áreas de muestreo es bastante monótona y sin diferencias significativas en cuanto a litología. Macroscópicamente son granodioritas de grano medio.



Fig.4.32: Izq.: Gabro donde se muestreó el sitio 08AT26. Der.: Vista general y en detalle del sitio 08AT27. Se observa la excelente estratificación, así como su disposición vertical y el pliegue.

## **V. Artículo 1: Paleomagnetismo y tectónica de las islas Shetland del Sur y la Península Antártica (en preparación)**

### **Resumen**

En este capítulo presentamos nuevos datos paleomagnéticos obtenidos en 61 sitios en rocas ígneas y sedimentarias Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas tanto de la Península Antártica como de Patagonia. Nuestros datos permiten acotar el movimiento de la Península Antártica desde el Cretácico “Medio”, además de sugerir que no existen rotaciones tectónicas entre los diferentes bloques reconocidos en el área. En particular, los resultados Paleozoicos y Jurásicos no pasaron el test de plegamiento que, acompañado a estudios de corte transparente, sugieren una importante remagnetización en el área posterior al Jurásico. La similitud entre estos resultados y los obtenidos en rocas ígneas Cretácicas indicarían una posible edad Cretácico medio para la remagnetización. Los paleopolos obtenidos de los diferentes bloques, así como para diferentes edades sugieren que no ha existido rotación entre ellos. Lo anterior permite combinar estos resultados y obtener un paleopolo para los 90 Ma y los 60 Ma en la Península Antártica. Estos paleopolos sugieren que la Península Antártica habría tenido poco movimiento latitudinal y de rotación, al menos, desde el Cretácico; y que su forma de S es una característica adquirida anterior a los 100 Ma.

## V.1 Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the Antarctic Peninsula (in prep.)

F. Poblete <sup>a</sup>, C. Arriagada <sup>a</sup>, P. Roperch <sup>b</sup>, N. Astudillo<sup>c</sup>, F. Hervé, S. Kraus<sup>d</sup>, J. Le Roux<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

<sup>b</sup> *Institut de Recherche pour le Développement & Géosciences-Rennes, Université de Rennes 1, France*

<sup>c</sup> *DIMIN, Universidad de Santiago, Santiago, Chile*

<sup>d</sup> *Instituto Antártico Chileno, Punta Arenas, Chile*

### **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 suggest that the S shape of the Antarctic Peninsula is a pre-Cretaceous feature and that the Antarctic Peninsula has been more or less static since the mid-cretaceous.

Key words: Antarctic Peninsula, South Shetland Islands, Gondwana, Paleomagnetism, Cretaceous, Cenozoic

## 1. Introduction

During the Paleozoic, South America, Arabia, Africa and East and West Antarctica were part of the Gondwana supercontinent (Vaughan and Pankhurst, 2007; Torsvik et al., 2008). The breakup of Gondwana began around 167 Ma when north-south oriented separation between East Antarctica and Africa occurred (König and Jokat, 2006). Subsequently, at 147 Ma rifting between the Antarctic Peninsula and southernmost South America produced the opening of the Weddell Sea, the first true ocean floor associated with the Gondwana breakup process (König and Jokat, 2006). While strong constraints exist on the movement between Africa and 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 (Norton and Scatler; 1979, Dalziel et al., 1982; Millar, 1983; Livermore y Hunter, 1996; Ghidella et al, 2002; König and Jokat, 2006; Martin, 2007; Torsvik et al., 2008). However, the connection between Patagonia and the Antarctic Peninsula has been controversial within the Gondwana breakup models. Some models have proposed that the Antarctic Peninsula was attached to the eastern border of Patagonia (Norton and Sclater, 1979; Dalziel, 1982), whereas others agree to place the Antarctic Peninsula attached to the western edge of Patagonia (Harrison et al., 1979; Miller, 1983; Ghidella et al., 2002; König and Jokat, 2006; 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; Suárez, 1976; Storey, 1991).

Most paleographic reconstructions which include the Antarctic Peninsula and Patagonia are constrained by seafloor magnetic anomalies in the Weddel Sea. However, because of the tectonic complexity of the region, it is difficult to define isochrons accurately before 83.5 Ma (Ghidella et al., 2002; Ghidella et al., 2007).

From the breakup of Gondwana until about 118 Ma, the Antarctic Peninsula underwent a relative southward latitudinal motion (Ghidella et al., 2002; König and Jokat, 2006). Subsequently, since 90 Ma the Antarctic Peninsula went through an important clockwise rotation to finally to arrive at its current position (Dickson Cunningham, 1995; Ghidella et al., 2002). The final separation of 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. 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). 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; Kellog and Reynolds, 1978; Valencio et al., 1979; Watts et al., 1984; Grunow, 1993). 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

Antarctica has remained stable around the South Pole since at least 75 Ma (Torsvik et al., 2008). 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). West Antarctica is formed by a younger series of mobile belts which include at least four major crustal blocks 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). The margins and relative behavior of these blocks are poorly known (Dalziel and Elliot, 1982).

The Antarctic Peninsula has been part of the Pacific margin since before the breakup of Gondwana (Barker, 1982). 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 Gondwanian orogeny in the Late Triassic and affected the Trinity Peninsula Group (Smellie, 1991; Birkenmajer, 1994).

In the Antarctic Peninsula, subduction-induced magmatism has been active at least since the Jurassic. It is possible to distinguish two magmatic stages (second stage a and b in Fig. 1, right), namely an inner Middle Jurassic-Early Cretaceous arc located in the Antarctic Peninsula and an outer Late Cretaceous to Miocene arc in the South Shetland Islands (Birkenmajer, 1994). From



Oligocene to Recent times, the Bransfield Rift, a back-arc basin, developed at the western margin of the Antarctic Peninsula separating the inner from the outer magmatic arcs (Birkenmajer, 1994).

### **3. Paleomagnetic Sampling and Procedures**

Paleomagnetic sampling was undertaken in austral summer 2006/2007 and 2007/2008, during which we collected more than 450 oriented cores. We sampled the South Shetland Islands (41 sites) and the Antarctic Peninsula (23 sites). The locations of paleomagnetic sites are given in Table 1 (in italics, sites with unreliable results) and shown in Figure 2. Within the South Shetland Islands most samples are from the Cretaceous Coppermine Formation, which consists of olivine basaltic and basaltic andesite lava flows, as well as polymictic lapilli-stones and agglomerates with multiple intrusions (Machado et al., 2005) and from the Fildes Peninsula Formation basalts, andesites and volcanoclastic rocks (Smellie et al., 1984; Birkenmajer, 2001). 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 in Admiralty Bay. A few are from mudstones and sandstones in the Late Jurassic Anchorage Formation in the Byers Peninsula and from Lower Cretaceous sedimentary rocks (Chester Cone Formation) and Eocene intrusives on Snow Island.

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 cryogenic magnetometer (2 Cryogenic magnetometer 3 axis AF online demagnetization). To better investigate the origin of the remanent magnetization, stepwise alternating field (AF) demagnetization using a Molspin AF instrument 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 recognize the magnetic minerals and their paragenesis.

Radiometric age control is based on a compilation of previously published data and on unpublished U-Pb zircon results from some paleomagnetic sites by Calderón et al. (in prep).

#### **4. Paleomagnetic Results**

The following results are summarized in Table 2 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 metasandstones of the Trinity Peninsula Group (Hope Bay, Legoupil and Paradise Harbor Formations), sandstones and mudstones of the Anchorage Formation and metasandstones of the Miers Bluff Formation have relatively low values of susceptibility (between  $10^{-3}$  and  $10^{-4}$  SI units) and NRM intensities range from  $2 \times 10^{-2}$  to  $5 \times 10^{-4}$  A m<sup>-1</sup> (Table 1).

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° (Figure 3.a). IRM acquisition indicates the presence of a magnetic phase with magnetic saturation above 300 mT, indicating that this phase is not titanomagnetite (Figure 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 microns) in biotite veinlets (Figs. 4.a and 4.b). 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 4.c). Within the thin tuff we observed pyrrhotite as the main magnetic carrier and small rutiles which could reflect disequilibrium in the rock (Fig 4.d). 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 3.b) and magnetite grains (<10  $\mu\text{m}$ ) as the main magnetic carrier. At in situ coordinates, the magnetization is well grouped and strongly scattered after bedding correction. There are two possible explanations for this behavior. Bedding corrections are often difficult to determine and the applied corrections could be wrong. The other possibility is that the magnetizations are secondary due to hydrothermal alteration, despite the strong (above 1A/m) and stable magnetizations going through the origin during the demagnetization, which suggest 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 lithic components of tuffs, diminishing gradually toward the groundmass whose texture is partially obliterated (Figs. 4.e and 4.f). 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* coordinates and show very large scatter upon tilt correction (Fig. 3.c). 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 ( $>0.01\text{SI}$ ) (Table 1) and unblocking and Curie temperatures (Figures 5.a and 6), indicating that magnetite is the dominant magnetic carrier in most of these rocks.

All sites have normal polarity (Figure 5.b) 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; Pankhurst et al., 2000). The characteristic component of magnetization corresponds to univectorial magnetizations anchored to the origin (Figure 5.c). 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 that the bedding correction is poorly defined.

In intrusive rocks from Gerlache Strait, microscopic analysis confirms the presence of magnetite as the main magnetic carrier (Figure 7). 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 micron. 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 microns. 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 suggested by

Evans and McElhinny (1966). On the other hand, the second family of magnetite could be related to post-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 (Evans and McElhinny, 1966; Renne, et al., 2002; Feinberg et al., 2005, Astudillo et al., 2010), 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 microns are recognized in addition to numerous small grains. It is most likely that the small grains (<10  $\mu\text{m}$ ) recorded the stable remanent remagnetization.

#### ***4.3 Results from Paleocene – Early Eocene intrusive and volcanic rocks***

Reverse polarities are predominant in Paleocene – early Eocene volcanic rocks from Torres Island, Half Moon Island and King George Island (Fig. 10.b). These sites have high values of both magnetic susceptibility (ranging from  $10^{-1}$  to  $10^{-2}$  SI units) and NRM intensities between 10 to  $1 \times 10^{-1}$  A m<sup>-1</sup> (Table 1).

High unblocking temperatures and univectorial magnetizations suggest that the magnetizations are primary and were acquired during the emplacement of the volcanic rocks (Fig. 8.a). At all sites but those of Half Moon Island, optical observations confirm the lack of hydrothermal alteration. The lava flows from the Half Moon 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 going through the origin 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. 9) 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 (unpublished data).

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. 8.b.2).

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 0.5A/m) in the deposits indicates that they were remagnetized at the time of sill emplacement. The characteristic directions from the remagnetized sediments 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 while 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. 10.a). Both sites sampled in palagonite bearing rocks have low NRM values (Table 1). A low temperature component of magnetization was determined in four samples from site 07AT19 (Fig. 110.b). 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. 10.c). 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. 10.d).

### **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; Kellogg and Reynolds, 1978; Valencio et al., 1979; Kellogg, 1980; Longshaw and Griffiths, 1983; Watts et al., 1984; Grunow, 1993; Parés and Dinarès-Turel, 1999). 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.

A poor paleomagnetic record in the TPG deposits combined with widespread remagnetization impedes the determination of the APWP for the AP 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 Orogeny in the southern part of the Antarctic Peninsula (Palmer Land) (Vaughan et al., 2002b). 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. 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, we will first test the possible existence of relative rotations associated with subduction and trench-parallel partitioning along the South Shetland Arc. We will then discuss the APWP of the AP.

### ***5.1 Are there relative block rotations within and between the South Shetland arc and the main Peninsula?***

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

Most of the paleomagnetic results in the 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 will thus combine individual results from Grunow (1993) and Watts et al. (1984) with our new results to provide a mean paleopole for each block. Most of the available paleomagnetic results correspond to two main age groups; one yielding ages of about  $60 \text{ Ma} \pm 10 \text{ Ma}$  and the other of about  $90 \text{ Ma} \pm 10 \text{ Ma}$ . For example, Grunow (1993), Watts et al. (1983) and the present study provide respectively 3, 10 and 3 results from Snow Island with an attributed Eocene age. We thus combine these 16 sites to provide a mean pole (Fig. 11a, izq; Table 3). Further north, we obtained results from 8 sites on King George Island while Watts et al. (1984) report 21 results in lower Eocene rocks from the same localities. There are no statistical differences between the mean poles except that more secular variation appears to be registered on King George Island (Fig. 11b, izq, Table 3). The same direction is also recorded on 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 main 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. 11c, izq; Table 3). 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 Shetlands Islands is constituted by our results from the Robert and Greenwich Islands and the results from Watts et al. (1984) from Greenwich Island (Fig. 11.a, der; Table 3). 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 (Calderon et al., in prep). 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 Grunow 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. 11.b, der; Table 3) and the other with the postulated age (Fig. 11.c, der; Table 3).

In the northern part of the 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 reported by Faundez et al. (2003) corroborate the Rb-Sr age in a granodiorite of 92 Ma (Pankhurst et al., 1982) and confirm an early Late Cretaceous magmatic event in this northern part of the AP. 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. 11.d, der; Table 3).

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 Ma. The high inclination ( $\sim 70-75^\circ$ ) makes it difficult to determine *in situ* block rotations. For the Paleocene group of poles, the difference in declination between the northern block (King George Island) and the southern block of the Shetland Islands is only  $12^\circ$  and both directions are not statistically different at the 95% confidence level.

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

## **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 AP. We will 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 part of the 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. 12.a; Table 4). 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 strongly differ, even though it is at slightly lower latitude, from that expected for East Antarctica according to the Besse and Courtillot (2002) data (Fig. 12.a; Table 4).

Watts et al. (1984) and Grunow (1993) report numerous results from Early Cretaceous rocks at Byers Peninsula on Livingstone Island (South Shetland Islands). Grunow (1993) sampled deposits and lava flows from the Byers Group (145-125 Ma) as well as some intrusive units. Results from nine sites in sediments 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* 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. 12.a, Table 4). 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 be used.

On the main Peninsula at Penola Strait, Grunow reports results from intrusive

units at Moot Point and on Rasmussen Island dated respectively by U-Pb at 107 Ma and 117 Ma. We combine the high temperature component A from Moot Point with results from Rasmussen 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 Antarctica (Fig. 15; Table 4). 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 12.a; Table 4).

Results from mid-cretaceous rocks along the Lassister coast in the southern part of the Antarctic Peninsula (Kellogs and Reynolds, 1978) are in good agreement with the results from the northern part of the Peninsula. However, Kellogs (1980) found evidence of clockwise rotation along the Orville coast about 300 km from the Lassister sites. These results were interpreted as evidence of oroclinal bending due to collision of a western block (Alexander Island block, Kellogs, 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 (Kellogs 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.

## 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 coincides 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) and a thermal event associated with widespread early Late Cretaceous magmatism concomitant with the accretion of the Scotia Metamorphic Complex (Hervé et al., 2006; Brix et al., 2007). 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.

When combining site poles from the different blocks the paleomagnetic poles obtained in this study show little apparent polar wander for the Antarctic Peninsula since the early Late Cretaceous. The pole determined at ~60Ma indicate however about 20° counterclockwise rotation with respect to its present position. Besse and Courtillot (2002) and Torsvik et al., (2008) provided updated master apparent polar wander 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 about 10° counterclockwise rotation for the AP with respect of East Antarctica and a slightly northern position (Fig. 12). Unfortunately, there is no paleomagnetic data available directly for East Antarctica for the late Cretaceous - Paleocene. The apparent counterclockwise rotation is even larger if we reconstruct the continents using the Atlantic Hotspot reference frame (AHS) of O'Neill et al. (2005) (Figure 12.b). Because this reference frame does not either take into account the ~10° global counterclockwise rotation of the South American plate observed in late

Cretaceous to Eocene paleomagnetic data for South America (Somoza, 2007), it is very likely that the AHS is not reliable enough to document precisely the absolute motion of South America and Antarctica.

The  $\sim 10^\circ$  counterclockwise rotation apparent in the  $\sim 60$ Ma pole is not observed in the  $\sim 90$ Ma AP pole compared to the East Antarctica plate of Besse and Courtillot (2002). It thus seems difficult to explain the apparent rotation at  $\sim 60$ Ma as a counterclockwise rotation of the AP with respect to East Antarctica.

One possibility is that the global counterclockwise rotation already obvious in the global paleomagnetic data might be slightly larger for Antarctica.

In the late Cretaceous and early Tertiary, the South American plate is nearly  $5^\circ$  farther south than its recent position. The observed inclinations at 60 and 90Ma 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 AP with respect to EA that can be determined by paleomagnetic methods. The separation between 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 a northward drift of South America rather than a southward drift of the Antarctic Peninsula.

The northern tip of the AP and South Patagonia present opposed 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 break-up and also for the opening of the Drake Passage. If the margin was straight we can explain approximately 2 degrees of separation between the Antarctic Peninsula and Patagonia with no relative movement between them. It explains 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 the case the AP, the present shape suggests a possible clockwise rotation assuming a more linear original shape of the AP. This possibility is ruled out by our paleomagnetic data for the last 100Ma. We thus confirm the results obtained by other authors that the S shape of the Antarctic Peninsula is inherited or developed prior the mid-cretaceous.

Finally, the remagnetization in the Antarctic Peninsula and Patagonia at ca. 90 Ma, and the stable position of the Peninsula since 100 Ma, suggest that both the latter and Patagonia formed a continuous margin and if they were adjacent to each other as some models proposed, it should have occurred before the mid-cretaceous.

## **7. Conclusions**

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

- 1.- The paleomagnetic results obtained in 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 are mainly primary. When combining these results with previously reported results it is possible to determine that there was no relative motion between the different tectonic blocks.
- 3.- The paleopoles obtained for the Cretaceous and Paleocene indicate that the Antarctic Peninsula did not undergo an important latitudinal migration or rotation since the Cretaceous. The apparent counterclockwise rotation of nearly 20° at about 60° is in a large part a global feature also observed in the paleomagnetic data of the south American plate. This global component of counterclockwise rotation is not seen in the absolute plate rotations model based on the moving Hotspots of O'Neill et al. (2005).
- 4.- The available paleomagnetic data for the AP are not numerous and enough



reliable to document precisely the tectonic evolution and possible rotations of the AP prior to the mid Cretaceous.

### **Acknowledgements**

We are indebted to Project PBCT Anillo Antártico ARTG04 “Geological connections between West Antarctica and Patagonia”, a cooperative 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. I also thank to Alain Demant (Laboratoire de Pétrologie Magmatique Université Aix-Marseille III) for helping to understand the volcanic rocks sampled; Carolina Guzman, Juan Pablo Lacassie, Paula Castillo, Mauricio Calderón and Mark Fanning for their field assistance. Finally, 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”.

## 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. London* 139, 787-801.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution: implications for mantle flow and palaeocirculation. *Earth Sci. Rev.* 55, 1–39.
- Besse, J., and Courtillot, V., 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.
- Birkenmajer, K., 1994. Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview. *Geol Rundsch* 83, 309-321.
- 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). Birkenmajer, K. (ed) in *Studia Geologica Polonica*, 118: 5-188.
- 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., V. Faundez, F. Hervé, M. Solari, J. Fernandez, A. Carter, and B. Stöckhert (2007), Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the western Antarctic Peninsula in late Mesozoic and Cenozoic times: in *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES*, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 101, 5 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp101
- Blundell, D.J., 1962. Paleomagnetic investigations in the Falkland Islands Dependencies, *Br. Antarct. Surv. Rep.*, 39, 1-24.
- 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., 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 77, 29-44. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

Dalziel, I.W.D., Lowtie, W., Kligfield, R., Opdyke N.D., 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, San Diego, Calif., Vol. 1, 87-101

Dalziel, I.W.D., Elliot, D.H., 1982. West Antarctica: problem child of Gondwana Land. *Tectonics* 1:3-19.

Dickson Cunningham, W., Dalziel, I.W.D., Lee, T., Lawver, L., 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.*, vol. 100, NO. B5, pp 8257-8266.

Evans, M.E., McElhinny, M.W., 1966. The Paleomagnetism of the Modipe Gabbro. *J. Geophys. Res.* Vol. 21, N° 24.

Farquharson, G.W., 1982. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *J. Geol. Soc. London* 139, 721-727.

Faúndez, V., Brix, M.R., Hervé, F., Thomson, S.N., Stöckhert, 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*, Vol. 33, N° 6, 513-526, doi: 10.1130/G21290.1

Fitzsimons, I.C.W., 2000. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield, and their implications for Gondwana and earlier supercontinents. *Journal of African Earth Sciences* 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. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62, 636-646

Grunow, A.M., 1993. New Paleomagnetic data from the Antarctica Peninsula and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 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*, Geological Society of London Special Publication 206, 203-230.

Hawkes, D.D., 1981. Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula. *Geology*, Vol. 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, doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<374:MEOTAP>2.0.CO;2.

Hathway, B., 1997. Nonmarine sedimentation in an Early Cretaceous extensional continental-margin arc, Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *Journal of Sedimentary Research* 67, 686-697

Hervé, F., Miller, H., Pimpirev, C., 2006. Antarctica–Patagonia connections before Gondwana break-up. In Fuetterer, H., et al., (eds), *Antarctica: contributions to global earth sciences*. Berlin: Springer, 217–228.

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.* 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. J. R. 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.* 101, B9 20.211-20.231, doi:10.1029/2005JB004035.

Klepeis K., Betka P., Fanning C.M., Clarke G. and 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):52

König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 111, B12102, doi:10.1029/2005JB004035.

Kraus, S., 2005. Magmatic dyke systems of the South Shetland Islands volcanic arc (West Antarctica): reflections of the geodynamic history. Dissertation. Faculty of Geosciences, LMU Munich, 160p

Krauss, 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. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 498-512.

Krauss, S., Poblete, F., Arriagada, C., (Accepted). Dike systems and their volcanic host rocks on King George Island, Antarctica: Implications on the geodynamic history based on a multidisciplinary approach. *Tectonophysics*

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. Spec. Publ.*, vol. 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. London*, 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. *Journal of South American Earth Science* 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, doi:10.1016/j.tecto.2007.08.011

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, and Jago J. B. (Eds.), *Antarctic Earth Science*, pp 579-581, Australian Academy of Sciences, Canberra

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, B1268036830

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, Q04003, doi:10.1029/2004GC000784.

Pankurst, R., 1982. Rb/Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, London 139, 701-711

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 605–625.

Parés, J.M., Dinarès-Turell, J., 1999. Datos paleomagnéticos del sustrato rocoso de la isla de Livingston (Península Antártica): Implicaciones tectónicas en la evolución neógena. *Acta Geol. Hisp.*, v. 34, n°4, 339-351.

Rapalini, A.E., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294.

Renne, P. R., Scott, G. R., Glen, J. M. G., Feinberg, J. M., 2002. Oriented inclusions of magnetite in clinopyroxene: Source of stable remanent magnetization in gabbros of the Messum Complex, Namibia, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 3, N° 12, 1079, doi:10.1029/2002GC000319.

Smalley Jr., 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, L21308, doi:10.1029/2007GL031699

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. Antarctic. Surv. Sci. Rep.* 87, 85 pp.

Smellie, J.L., 1991. Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?)Late Palaeozoic-Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. In: Thomson M.R.A., Crame J.A., Thomson J.W. (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge Univ Press, Cambridge, pp 411-417

Somoza, R., 2007. Eocene paleomagnetic pole for South America: Northward continental motion in the Cenozoic, opening of Drake Passage and Caribbean convergence. *J. Geophys. Res.* 112, B03104, doi:10.1029/2006JB004610.

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*, pp. 587-592, Cambridge University Press, Cambridge.

Suárez, M., 1976. Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology* 4, 211-214.

Tangeman, J.A., Mukasa S.B., Grunow A.M., 1996. Zircon U-Pb geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust. *Tectonics* 15, 1309-1324.

Thomson, M.R.A., 1975. New paleontological and lithological observations on The Legoupil Formation, North-West Antarctic Peninsula. *Br. Antarct. Surv. Bull.* 41-42, 169-185

Torsvik, T. H., Gaina, C., Redfield T. F., 2008. Antarctica and global Paleogeography: From Rodinia, Through Gondwanaland and Pangea, to the Birth of the Southern Ocean and the Opening of gateways. In: Cooper, A.K., Barrett P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W., and the 10th ISAES editorial team (Eds.), *Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceedings of the 10th international Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC: The National Academies Press. Di: 10.3133/of2007-1047.kp11

Torsvik, T. H., R. D. Müller, R. Van der Voo, B. Steinberger, and C. Gaina (2008), Global plate motion frames: Toward a unified model, *Rev. Geophys.*, 46, RG3004, doi:10.1029/2007RG000227

Trouw, R.A.J., Pankhurst, R.J., Ribeiro, A., 1997. On the relation between the Scotia metamorphic complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. In: Ricci, C.A. (ed.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication, Siena, 383–389.

Vaughan, A.P.M., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., 2002b. A Mid-Cretaceous age of the Palmer Land event, Antarctic Peninsula: Implications for terrane accretion timing and Gondwana palaeolatitudes. *Journal of the Geological Society London* 159, 113-116.

Vaughan, A.P.M., Pankhurst, R.J., 2007. Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2007.07.004

Valencio, D.A., Mendía, J.E., Vilas, J.F., 1979. Paleomagnetism and K-Ar of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 61-68.

Watts, D.R., Watts, G.C., Bramall, A.M., 1984. Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 3, 333-346.

## V.2 Table Captions

Table 1: Location of the paleomagnetic sampling sites and mean-site magnetic properties. In italics are sites with no reliable results. NRM is geometric mean intensity of magnetization in  $\text{Am}^{-1}$ ;  $K$  is geometric mean susceptibility (SI), strike and dip are bedding corrections. \* Data from Kraus, et al., (Accepted).

Table 2: 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.  $\alpha_{95}$ , 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, is the postulated age of the magnetization.

Table 3: Block mean directions. Dec, Inc and  $\alpha_{95}$  are the declination and inclination parameters and the semi-angle at the 95% level of confidence, respectively. Long, Lat are longitude and latitude for the paleopoles. N is the number of sites used in the calculation of the mean paleopole.

Table 4: Mesozoic and Cenozoic Antarctic Peninsula Virtual Geomagnetic Poles. Long, Lat are 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 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., 1982; (2) Grunow, 1993; (3) This Study; (4) Longshaw and Griffiths, 1983.



### V.3 Tables

**Table 1. Paleomagnetic sampling**

Site	Lithology	Unit	lat(S)	Lon(W)	NRM	K (SI)	Str	Dip
<b>Permo-Triassic and Jurassic Rocks:</b>								
<b>O'Higgins Base and Hope Bay. Northernmost Antarctic Peninsula</b>								
07AT32	Mudstone	Legoupil Fm.	-63.304	-57.891	0.00591	0.000187	245.4	41.0
08AT01	Metasandstone	Legoupil Fm.	-63.322	-57.898	0.000553	0.000144	256.3	80.0
08AT02	Metasandstone	Legoupil Fm.	-63.322	-57.898	0.00192	0.000168	256.3	34.0
07AT22	Metasandstone	Hope Bay Fm	-63.404	-57.027	0.00461	0.000134	223.4	48.5
07AT23	Sedimentary	Hope Bay Fm	-63.405	-57.024	0.0139	0.000245	185.4	39.0
<b>Gerlache Strait</b>								
07AT33	Andesitic Lava	APVG	-64.896	-62.872	1.57	0.0158	0.0	0.0
07AT34	Mudstone	TPG	-64.901	-62.873	0.000988	0.000390	74.5	70.0
08AT22	Lithic Tuff	APVG	-64.822	-62.857	0.829	0.0609	217.4	59.0
08AT27	Sedimentary	TPG	-64.652	-62.191	0.00212	0.000210	73.8	76.0
08AT29	Lithic Tuff	APVG	-64.352	-61.148	1.00	0.0146	238.0	81.0
<b>Byers Peninsula and Hurd Peninsula. Livingston Island</b>								
08AT15	Sedimentary	Anchorage Fm.	-62.603	-61.163	0.00664	0.000144	122.9	28.0
08AT17	Sedimentary	Anchorage Fm.	-62.603	-61.162	0.00319	0.000121	125.9	26.0
08AT20	Metasandstone	Miers bluff Fm.	-62.711	-60.401	0.00724	0.000255	330.5	31.0
<b>Cretaceous Intrusive and Volcanic Rocks:</b>								
<b>O'Higgins Base</b>								
08AT03	Basaltic Sill	-----	-63.321	-57.898	0.381	0.0159	308.3	61.0
<b>Gerlache Strait</b>								
08AT26	Gabbro	-----	-64.558	-62.188	6.44	0.106	0.0	0.0
08AT28	Microdiorite	-----	-64.334	-61.138	1.41	0.0526	0.0	0.0
<b>Start Hill. Byers Peninsula</b>								
08AT16	-----	-----	-62.603	-61.163	0.00270	0.000454	122.9	28.0
08AT18	-----	-----	-62.604	-61.163	0.00437	0.000360	125.9	26.0
<b>Cerro Negro Hill. Byers Peninsula</b>								
08AT19	Welded Ign.	Cerro Negro Fm	-62.653	-60.992	4.51	0.0203	44.8	36.0
<b>Robert Island</b>								
07AT12	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.391	-59.687	3.82	0.0406	336.9	9.5
07AT13	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.388	-59.689	3.13	0.0415	336.8	9.5
07AT14	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.385	-59.692	1.10	0.0280	0.0	0.0
07AT15	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.385	-59.692	2.32	0.0296	0.0	0.0
07AT16	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.378	-59.692	1.15	0.0324	0.0	0.0
07AT17	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.376	-59.687	1.54	0.0366	0.0	0.0
07AT18	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.375	-59.685	1.00	0.0329	0.0	0.0
<b>Greenwich Island</b>								
07AT04	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.448	-59.744	3.05	0.0254	0.0	0.0
07AT05	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.444	-59.737	0.802	0.0390	181.9	15.0
07AT06	Andesitic Lava	Coppermine Fm	-62.444	-59.726	0.552	0.0362	234.5	12.0
07AT07	Dyke	-----	-62.445	-59.731	1.59	0.0268	0.0	0.0
08AT05	Basaltic Lava	Coppermine Fm	-62.528	-59.760	0.441	0.0589	0.0	0.0
08AT06	Basaltic Lava	Coppermine Fm	-62.528	-59.759	0.872	0.0323	0.0	0.0
08AT07	Basaltic Lava	Coppermine Fm	-62.528	-59.759	0.692	0.0412	0.0	0.0

**Paleocene Intrusive and Volcanic rocks:****Torres Island**

08AT30	Granodiorite	-----	-63.585	-59.877	0.141	0.0450	0.0	0.0
08AT31	Granite	-----	-63.585	-59.877	0.980	0.0650	0.0	0.0

**Lower Cretaceous Sedimentary and Paleocene Igneous rocks:****Snow Island**

08AT12	Sedimentary	ChC. Sealer hill Mb	-62.731	-61.234	0.176	0.00205	326.0	21.0
08AT13	Basaltic Sill	-----	-62.729	-61.205	0.777	0.0158	293.0	20.0
08AT14	Basaltic Sill	-----	-62.727	-61.203	0.956	0.0328	0.0	0.0

**Paleocene Intrusive and Volcanic rocks:****Half Moon Island and Hurd Peninsula. Livingston Island**

08AT08	Volcanoclastic	Half Moon Cplx.	-62.593	-59.895	1.12	0.0640	148.1	48.0
08AT09	Basaltic Lava	Half Moon Cplx.	-62.593	-59.895	1.17	0.0460	0.0	0.0
08AT10	Intrusive	Half Moon Cplx.	-62.594	-59.898	0.685	0.0502	0.0	0.0
08AT11	Basaltic Lava	Half Moon Cplx.	-62.594	-59.897	0.505	0.0535	0.0	0.0
08AT21	Granite	-----	-62.753	-60.335	0.210	0.0448	256.3	80.0

**Fildes Peninsula. King George Island**

*07AT01	Basaltic Lava	Fildes Fm	-62.198	-58.994	2.91	0.00695	19.3	23.0
*07AT02	Andesitic Lava	Fildes Fm	-62.202	-58.987	0.343	0.0407	103.3	22.5
*07AT03	Basaltic Lava	Fildes Fm	-62.205	-58.991	0.300	0.0379	9.3	26.0
*07AT08	Dyke	Fildes Fm	-62.231	-58.986	0.665	0.0557	0.0	0.0
*07AT09	Dyke	Fildes Fm	-62.231	-58.986	0.258	0.0395	0.0	0.0
*07AT10	Andesitic Lava	Fildes Fm	-62.231	-58.988	0.170	0.0447	291.4	15.0
*07AT11	Andesitic Lava	Fildes Fm	-62.231	-58.992	0.134	0.0395	324.4	12.0

**Admiralty Bay. King George Island**

*07AT26	Andesitic Lava	Domeyko Gl. Fm	-62.079	-58.356	0.115	0.0165	227.4	20.5
*07AT27	Andesitic Dyke	Domeyko Gl. Fm	-62.078	-58.356	0.00500	0.000476	0.0	0.0
*07AT28	Andesitic Lava	Domeyko Gl. Fm	-62.075	-58.336	0.725	0.0399	0.0	0.0
*07AT29	Andesitic Lava	Pen. Keller Fm	-62.090	-58.406	0.157	0.0443	0.0	0.0
*07AT30	Basaltic Dyke	Adm. Bay Gr.	-62.198	-58.433	0.158	0.0451	0.0	0.0
*07AT31	Basaltic Dyke	Adm. Bay Gr.	-62.198	-58.433	0.419	0.108	0.0	0.0

**Miocene Intrusive rocks:****Gerlache Strait**

08AT23	Granodiorite	-----	-64.323	-62.975	0.658	0.0622	260.1	80.0
08AT24	Granodiorite	-----	-64.299	-62.968	0.312	0.0337	0.0	0.0
08AT25	Granodiorite	-----	-64.403	-62.906	0.199	0.0303	0.0	0.0

**Pliocene Volcanic Rocks:****Anderson Island**

07AT19	Palagonite	JRIVG	-63.565	-56.631	0.183	0.000484	180.8	5.0
07AT20	Ba. Olivine Lava	JRIVG	-63.568	-56.630	5.94	0.0133	180.8	5.0
07AT21	Palagonite	JRIVG	-63.561	-56.634	0.0254	0.000609	350.8	20.0
07AT24	Ba. Olivine Lava	JRIVG	-63.568	-56.629	2.21	0.0306	180.8	5.0
07AT25	Ba. Olivine Lava	JRIVG	-63.568	-56.629	4.81	0.0288	180.8	5.0

**Table 2. Paleomagnetic results**

<b>In Situ Site</b>	<b>Bed Correction Lithology</b>	<b>N/n</b>	<b>Dec</b>	<b>Inc</b>	<b>Dec</b>	<b>Inc</b>	<b><math>\alpha_{95}</math></b>	<b>Kappa</b>	<b>Type/Age</b>
<i>Permo-Triassic and Jurassic rocks:</i>									
<b>O'Higgins Base</b>									
07AT32	Sedimentary	9/6	358.2	-74.1	141.8	-63.0	1.8	1454	B/Kmed
<b>Gerlache Strait</b>									
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
<b>Start Hill, Byers Peninsula</b>									
08AT15	Sedimentary	6/3	279.3	-69.0	346.5	-63.1	16.1	60	B/Kmed
<i>Cretaceous Intrusive and Volcanic Rocks:</i>									
<b>O'Higgins Base</b>									
08AT03	Sill	6/6	348.2	-79.2	348.2	-79.2	3.6	350	A/Kmed
<b>Gerlache Strait</b>									
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
<b>Start Hill, Byers Peninsula</b>									
08AT18	Sill	5/3	273.0	-71.7	350.9	-68.1	11.7	113	A/Kmed
<b>Cerro Negro Hill, Byers Peninsula</b>									
08AT19	Weld. Ign	9/7	2.6	-60.3	340.0	-30.5	3.3	334	A/Kmed
<b>Robert Island</b>									
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
<b>Greenwich Island</b>									
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>									
<b>Torres Island</b>									
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
<b>Snow Island</b>									
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
<b>Half Moon</b>									
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
<b>King George Island</b>									
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

<b>Admiralty Bay</b>									
07AT30	Dyke	6/5	250.5	76.1	250.5	76.1	8.8	89	A/PalEoc
<b>Miocene Intrusive rocks:</b>									
<b>Gerlache Strait</b>									
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
<b>Pliocene – Pleistocene Volcanic rocks:</b>									
<b>Anderson Island</b>									
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

**Table 3. Mean Paleomagnetic results****Results with an attributed Paleocene age**

Block	Direction			VGP			
	Dec	Inc	$\alpha_{95}$	Long	Lat	$\alpha_{95}$	N
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

**Results with an attributed Cretaceous age**

Block	Direction			VGP			
	Dec	Inc	$\alpha_{95}$	Long	Lat	$\alpha_{95}$	N
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

**Table 4. Apparent polar wander path for the Antarctic Peninsula**

Time	Long	Lat	$\alpha_{95}$	$R \pm \partial R$	$Lat \pm \partial L$	Location	Basis for Pole
60Ma	36.1	-79.6	4.5	-9.7 $\pm$ 8.4	1.6 $\pm$ 4.2	South Shetland Island	1,2,3
85Ma	113.0	-86.8	3.4	-4.0 $\pm$ 9.5	-1.5 $\pm$ 5.0	Antarctic Peninsula	1,2,3
100Ma	162.3	-79.6	8.5	3.3 $\pm$ 16.0	6.5 $\pm$ 8.7	Byers Peninsula	1
112Ma	172.8	-77.4	6.4	-6.3 $\pm$ 10.5	4.6 $\pm$ 6.1	Gerlache Strait	1
160Ma	125.4	-64.5	8.2	-45.3 $\pm$ 10.5	15.8 $\pm$ 7.7	Byers Pen. and Bone Bay	1
175Ma	237.0	-46.0	6.4	16.5 $\pm$ 10.8	0.0 $\pm$ 6.7	East Graham Land	4

## **V.4 Figure Captions**

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 eights coast), EWM (Ellsworth-Whitmore Mountain) and MBL (Marie Byrd Land) (Modified from Torsvik et al., 2008; Smalley et al., 2007; Barker et al., 2001; Klepeis and Lawver, 1996; Grunow, 1993). Right) Simplified geological map (from Hervé et al., 2005; Farquharson, 1985; BAS Map, 1982; Klepeis and Lawver, 1996; modified). Lithology is further described in the text. Legend and frames A, B and C are shown in Fig 2.

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.

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° C and 350°C for site 07AT32. A-right: Representative thermal demagnetization Zijderveld diagram. Solid (open) circles correspond to projection onto the horizontal (vertical) plane. The characteristic magnetization was determined in the temperature range 200-450°C. B: Orthogonal projections of *in situ* vector endpoint diagrams of thermal (TH) (temperatures in °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.

Figure 4: Microphotographs of samples from site 07AT32, drilled in the Trinity Peninsula Group (A and B), from site 08AT15 (C and D) and from site 08AT22. Left, transmitted light and right, reflected light. Abbreviations are as follows: Qtz-Quartz; Bt-Biotite; Chl-Chlorite; Mgt-Magnetite; Plg-Plagioclase; Pyrr-Pyrrhotite; Rt-Rutile; Sulph-Sulphur. Chlorite veinlets with and halo of sulphurs at site 07AT32 (A). At this site we also found pyrrhotite (B). At site 08AT15 white plagioclase is observed immersed in the matrix. Observed opaque minerals are mainly rutile which could indicate disequilibrium (C and D). At site 08AT22 we observed that the texture of the rock is partially obliterated (A and F). In addition, opaque minerals grow associated with the lithic clasts of the tuff and diminish in (size?, number?) towards the matrix. This evidence suggests that the magnetite observed in transmitted light has a secondary origin for these sites.

Figure 5: 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.

Figure 6: Representative thermomagnetic curves showing a Curie temperature characteristic of magnetite in samples from volcanic lava flows of the James Ross Volcanic Group on Anderson Island (Sites 07AT25 and 20) and from the Coppermine Formation on Robert Island (Sites

07AT13 and 12). Alteration during heating in air above 600°C lead to lower Curie points upon cooling.

Figure 7: Microphotographs of samples from site 08AT28. Opaque minerals grow within and along the borders of mafic minerals (A). Magnetite is confirmed as the main magnetic mineral (B). Two families are recognized, Mgt-A, growing along the borders of the mafic mineral and Mgt-B growing within the mafic mineral. The magnetic minerals growing within the mafic minerals suggest that the magnetization is primary.

Figure 8: 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 degrees limit.

Figure 9: Microphotographs of samples from site 08AT08. Subhedral to anhedral opaque minerals grow in the lithic components and also in the matrix. The large amount, distribution and shape of the opaque minerals suggest a secondary origin for the magnetization in the volcanic rocks.

Figure 10: 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.

Figure 11: 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.

Figure 12: A: Apparent polar wandering path for East Antarctica, from Besse and Courtillot (2002) data (orange dots) and paleopoles obtained in this study and others (violet dots). Paleopoles obtained at 90 Ma does not differ significantly from those obtained by Besse and Courtillot (2002) while the pole at 60Ma is slightly offset with respect to the Besse and Courtillot APWP (10 Ma window) . Paleopoles from other studies were recalculated as explained in text. All of them are similar to those of East Antarctica except for the 160 Ma paleopole obtained by Grunow (1993). B: Reconstruction of the Antarctic Peninsula and Patagonia at 90Ma and 60Ma using the Gplate software and the plate circuit used by the Earth Byte group. Reconstructions are made using the absolute reference frame of O'Neill et al (2005) (HS and coastlines in orange color) or the paleomagnetic reference frame (Pmag) using the master APWP from Torsvik et al.

(2008). At 90Ma, both reference frames provide similar paleolatitude and orientation of the AP and Patagonia. At 60Ma, the paleomagnetic reference frame indicates a more southern latitudinal position of Antarctica and South America than the one observed in the Hotspot reference frame. To compare with our mean poles at 60 and 90Ma, the AP is shown in red color within boxes. The longitudinal position with respect to South America is not constrained in that case. Our paleomagnetic results with a 20° rotation of the AP (coastlines of the AP in red colors) support the paleomagnetic reference frame with a global counterclockwise rotation of 10 to 15° of both Patagonia and the AP since ~60Ma.

## V.5 Figures

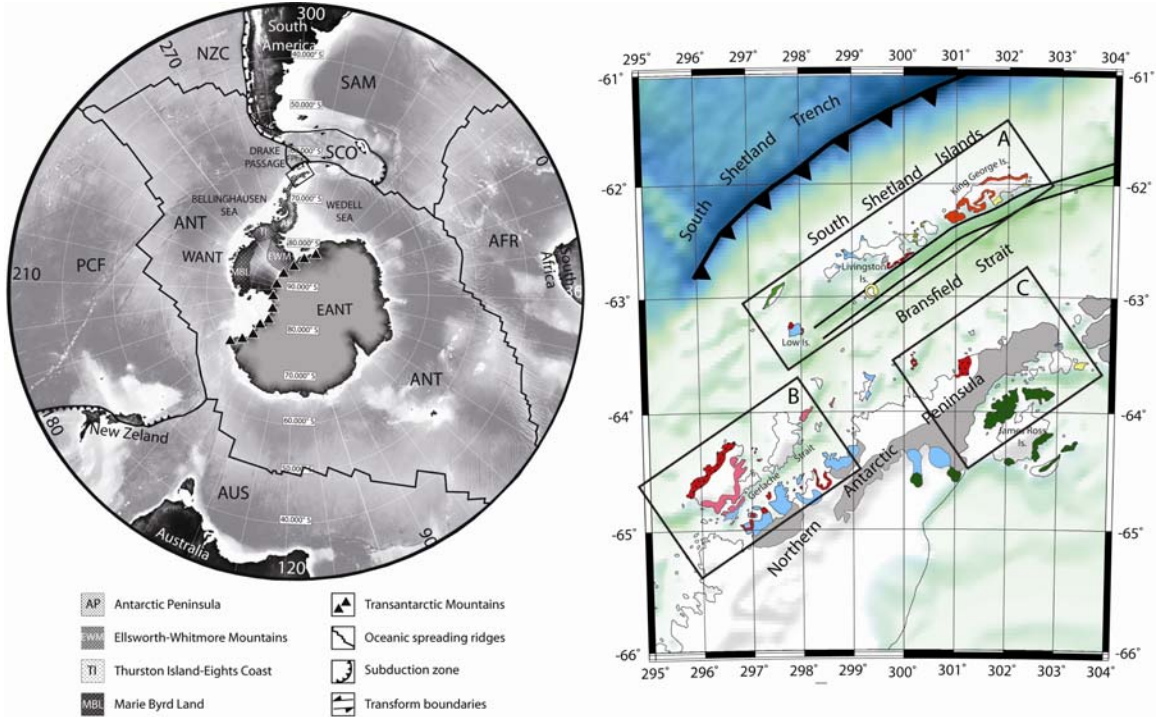


Figure 1

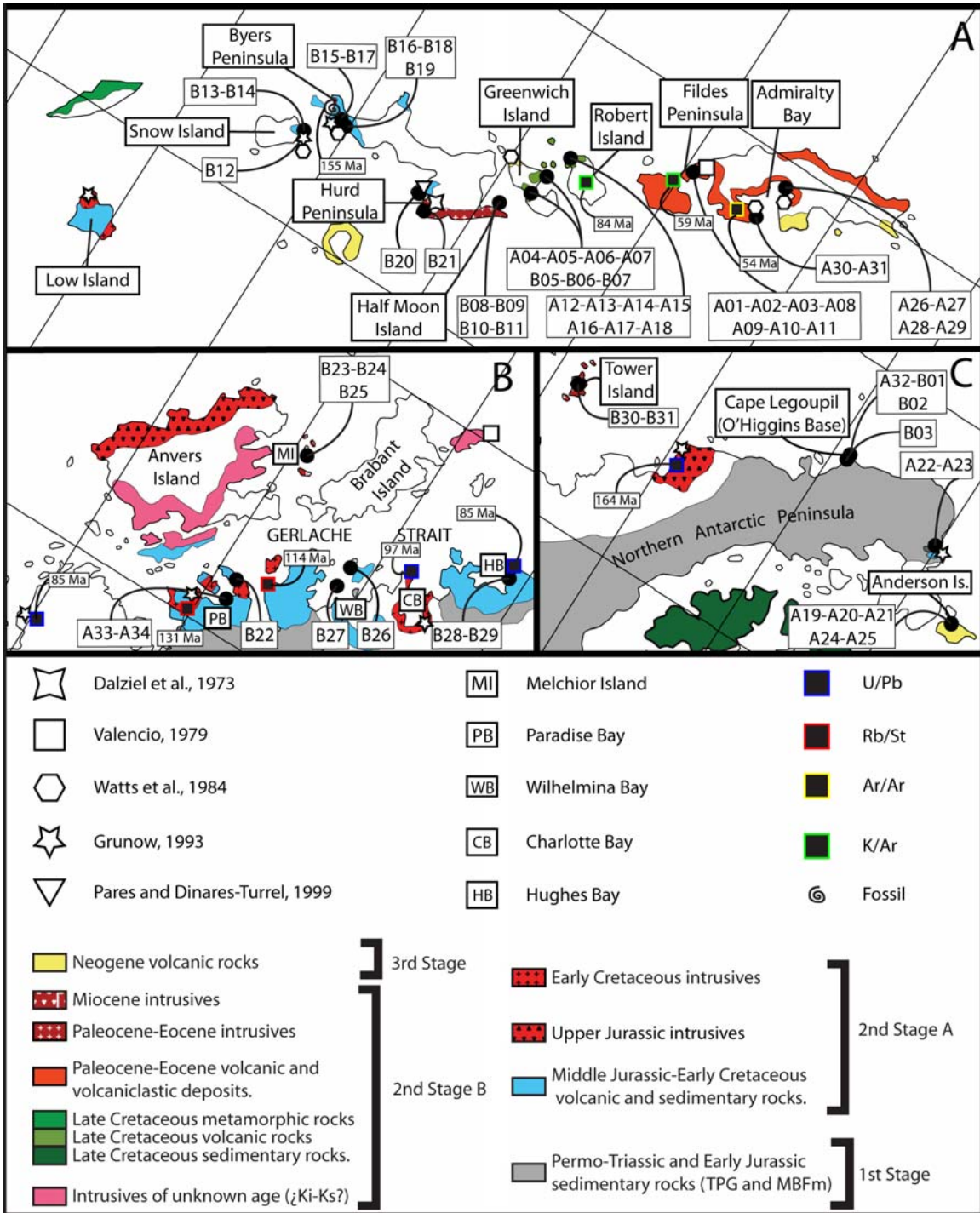


Figure 2

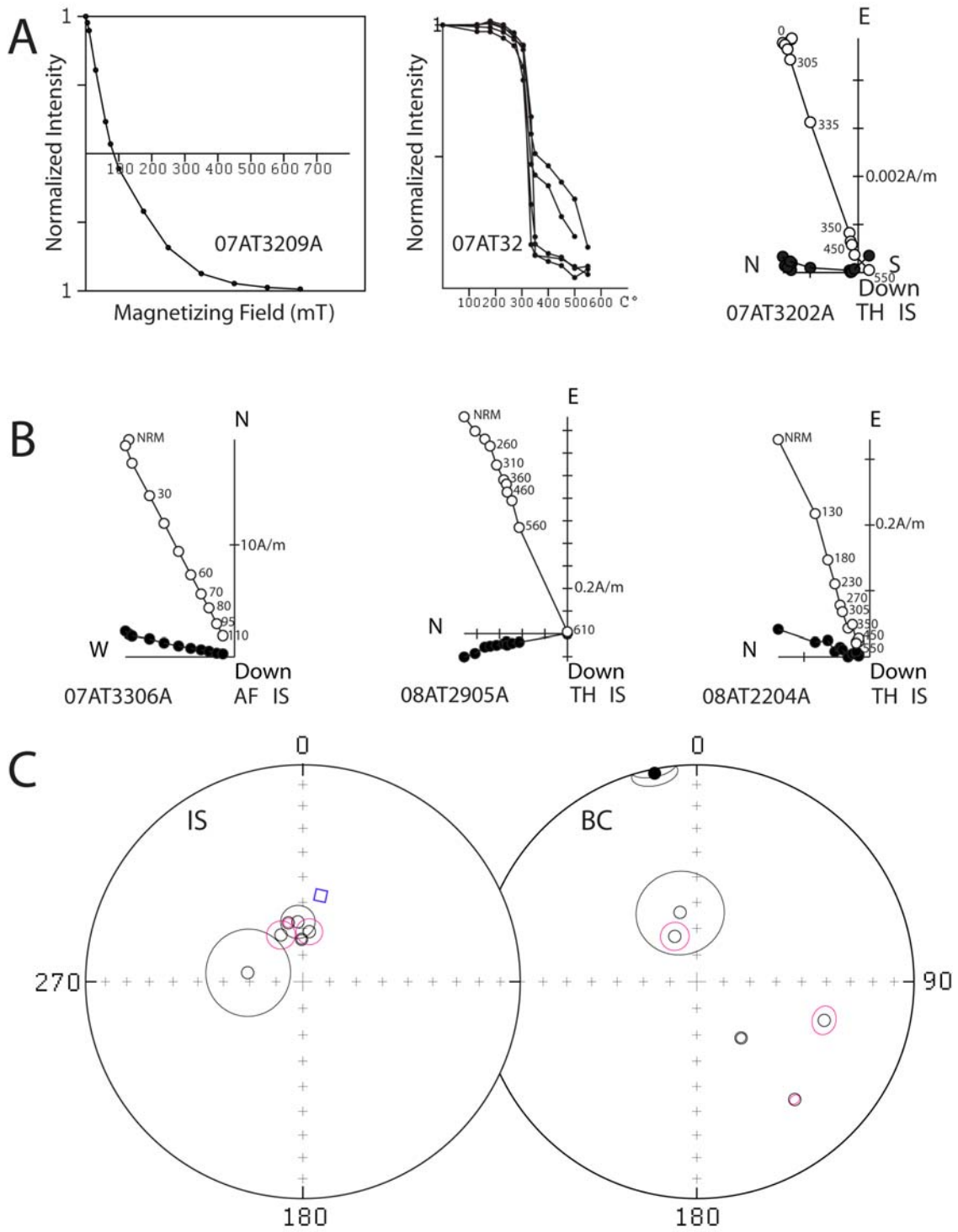


Figure 3

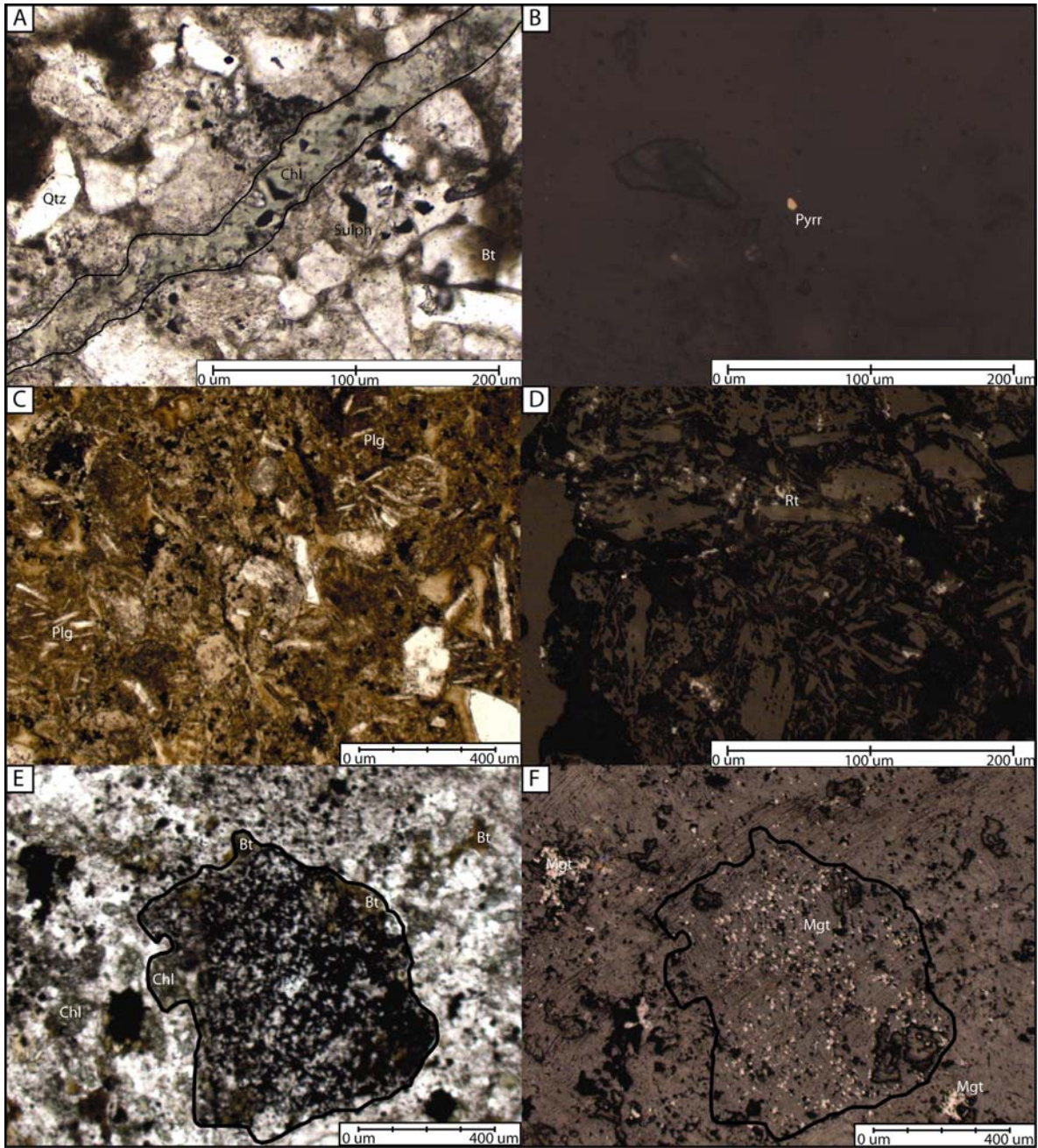


Figure 4

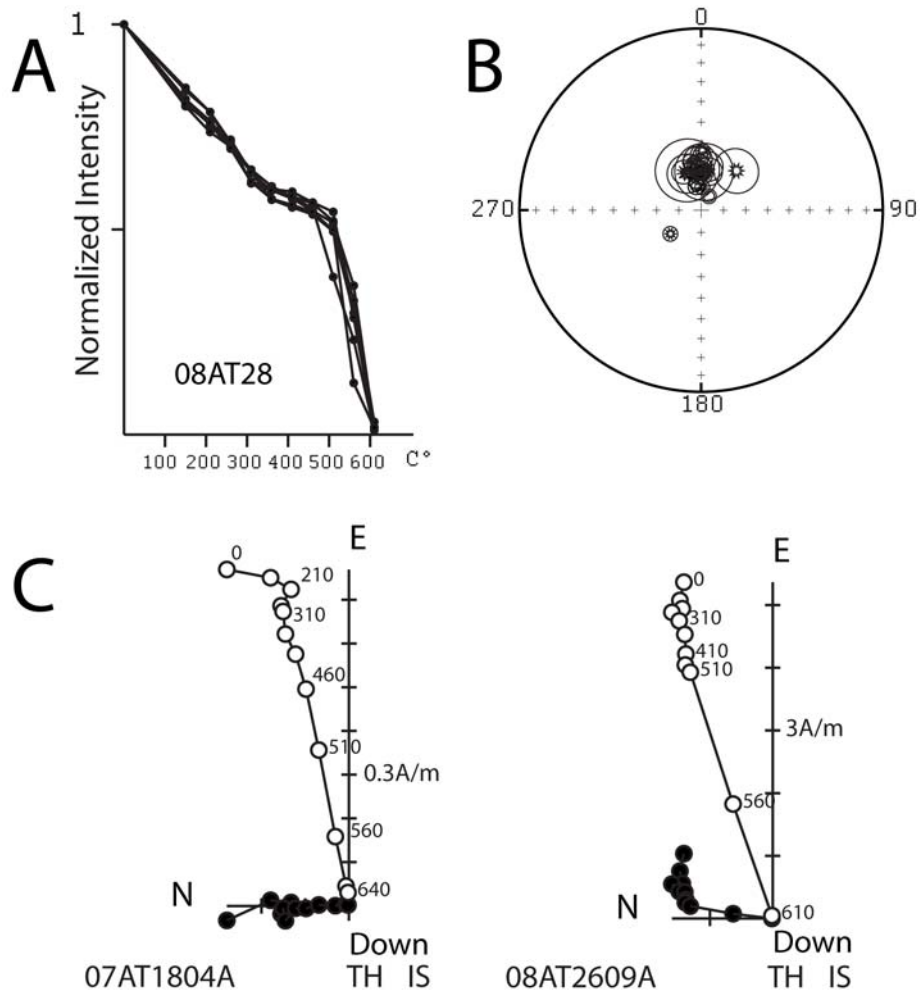


Figure 5

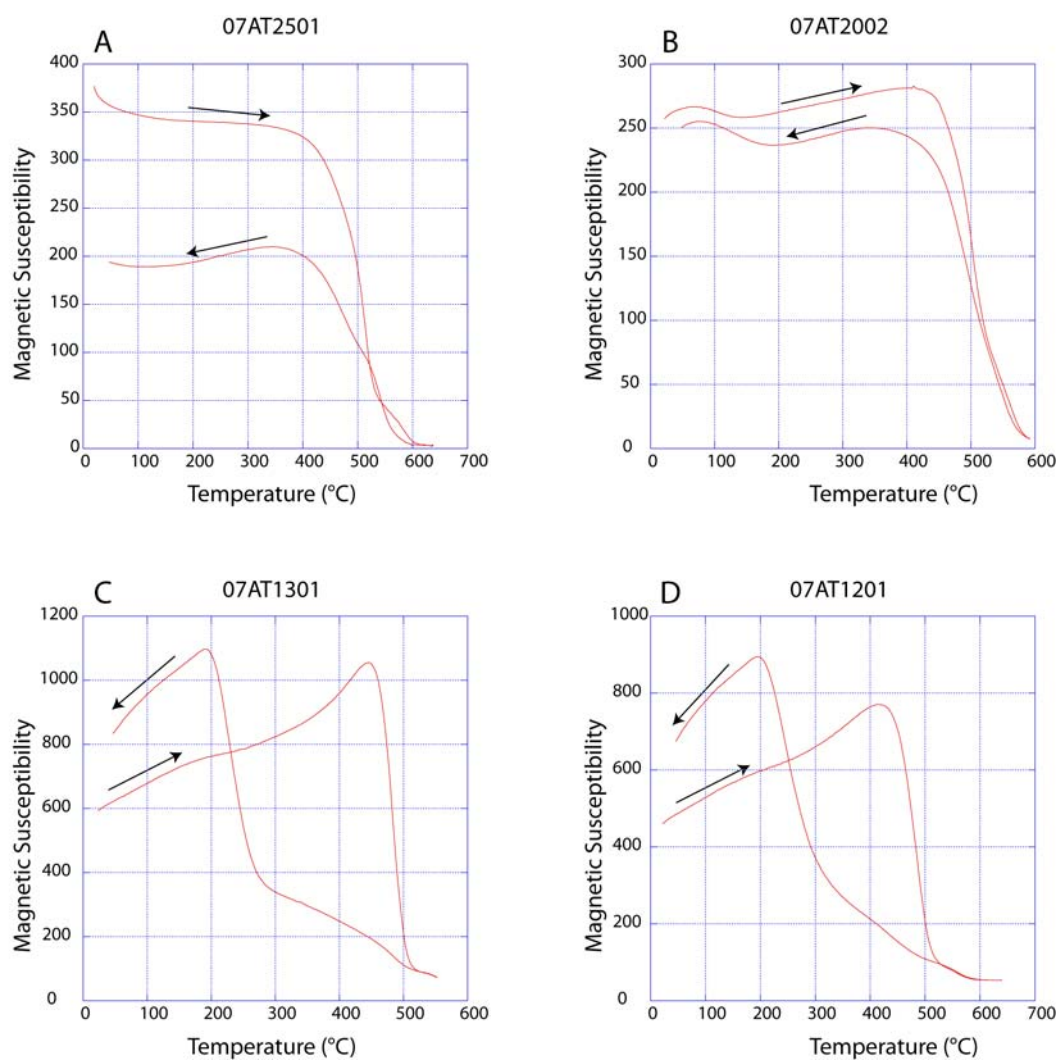


Figure 6



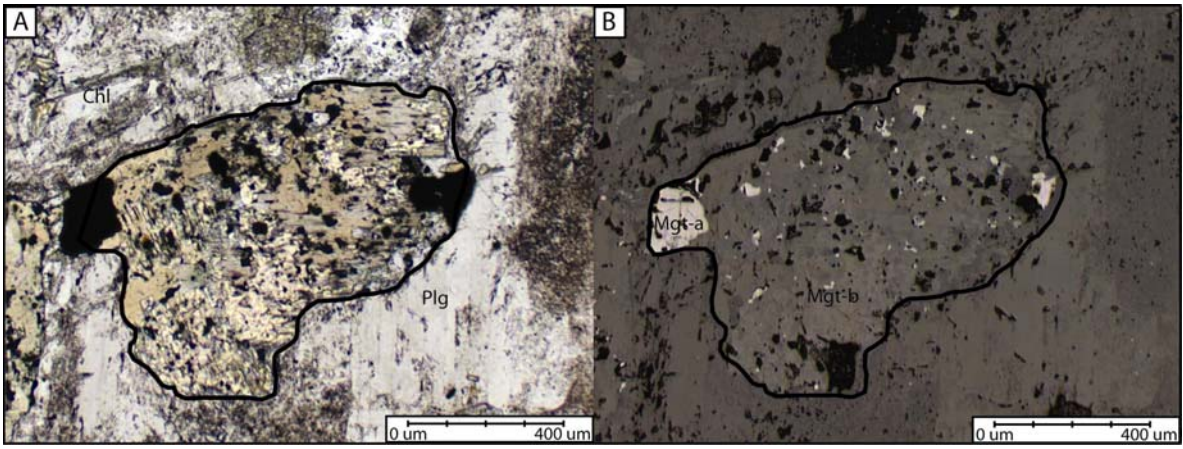


Figure 7

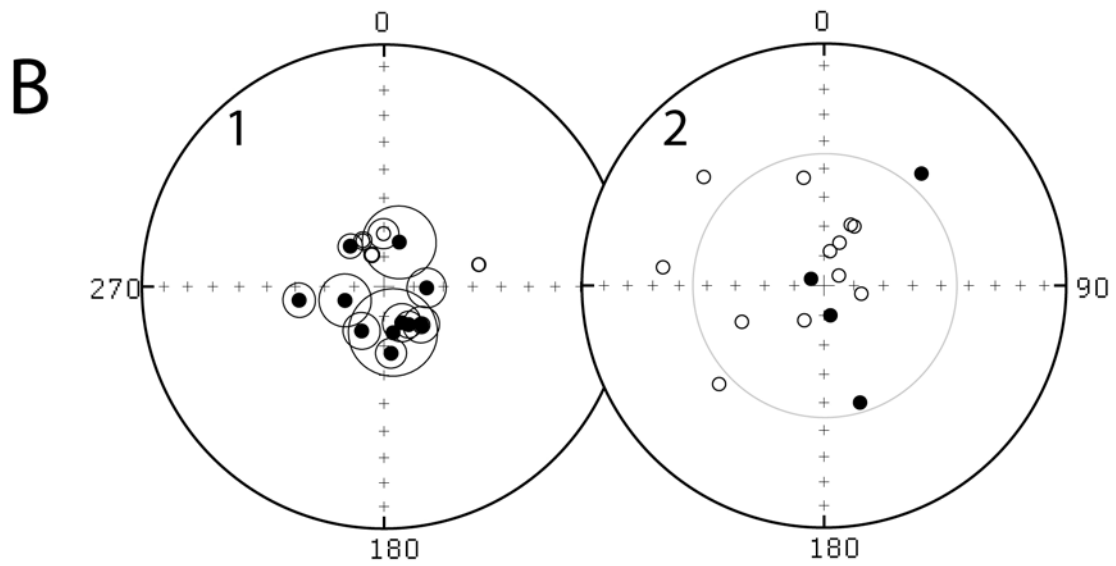
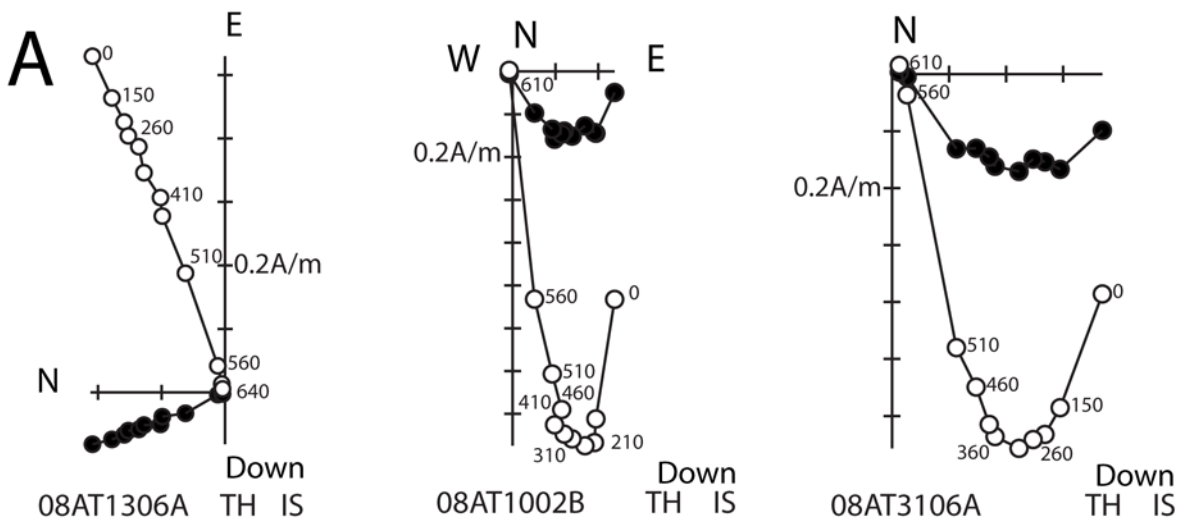


Figure 8

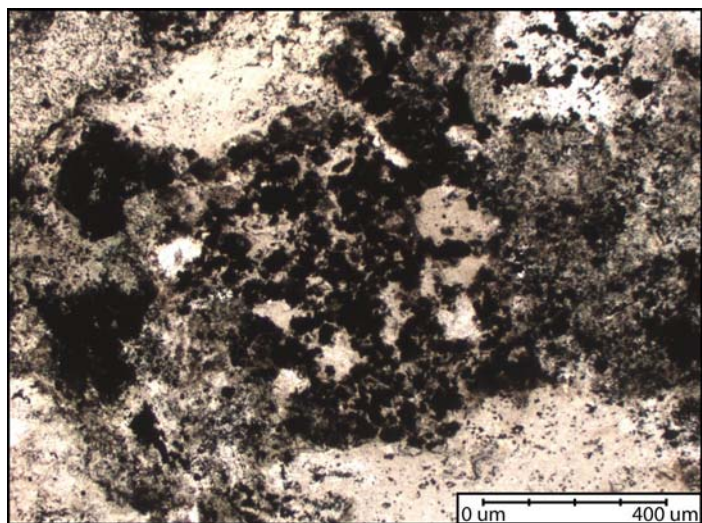


Figure 9

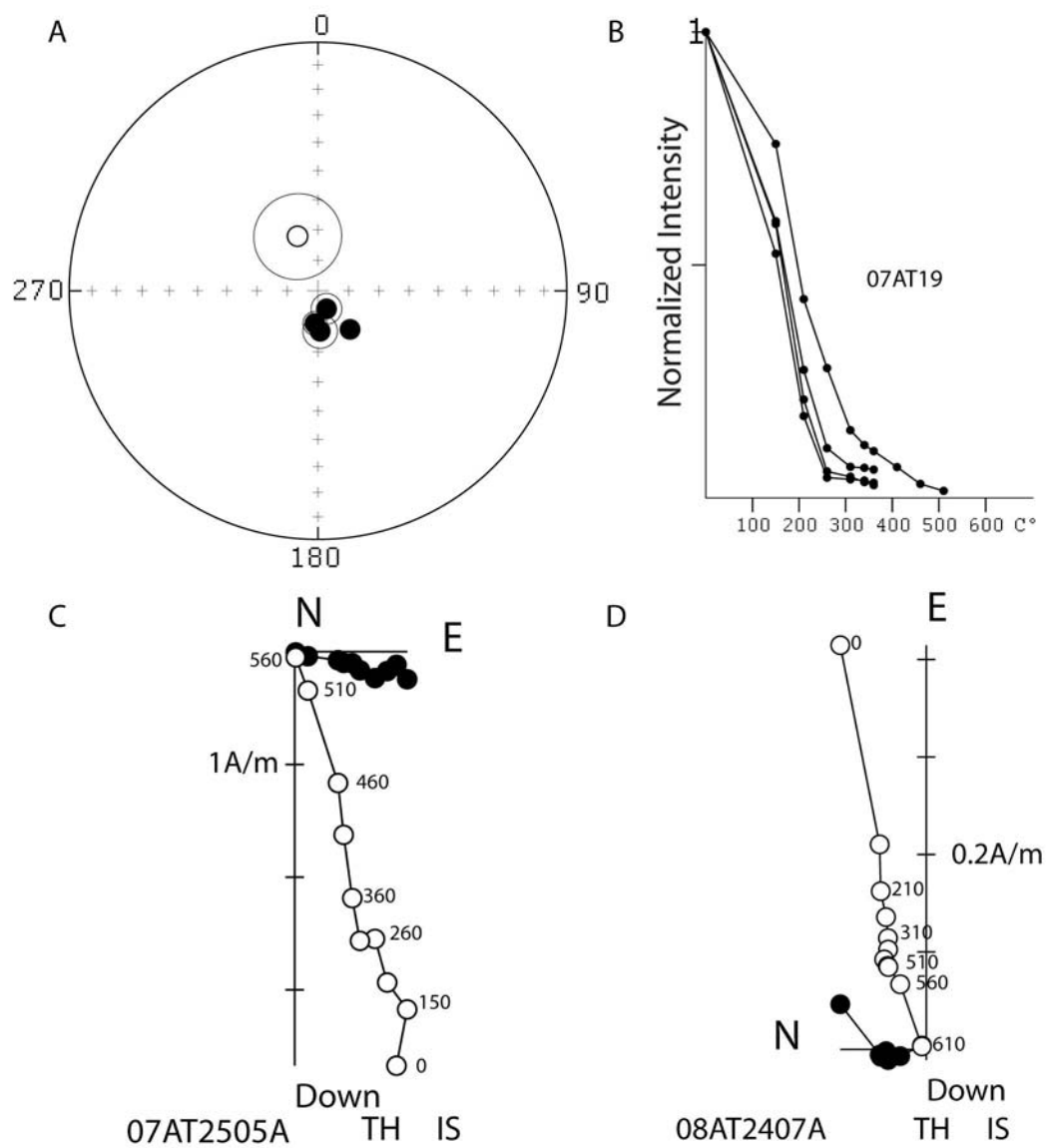


Figure 10

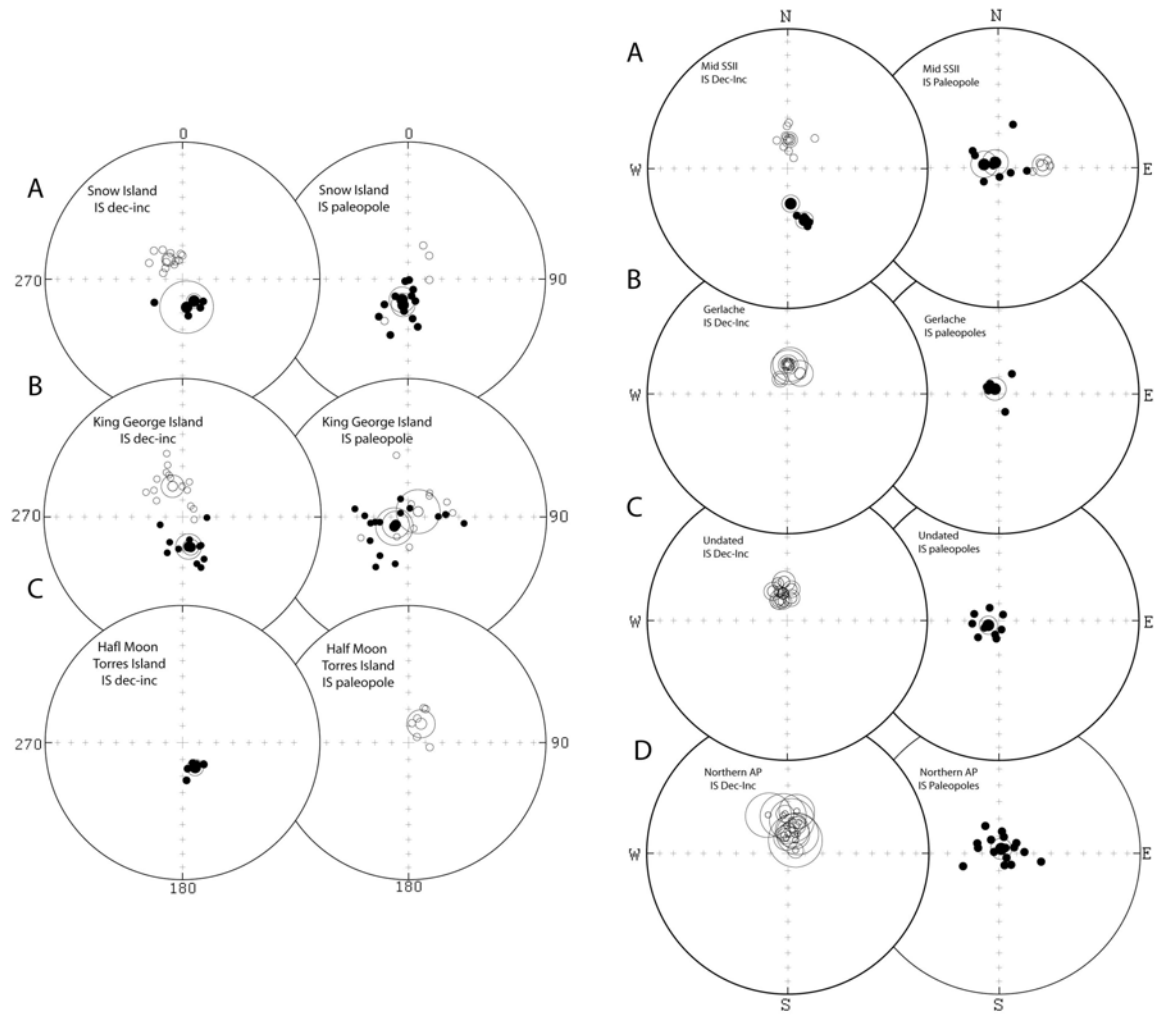


Figure 11

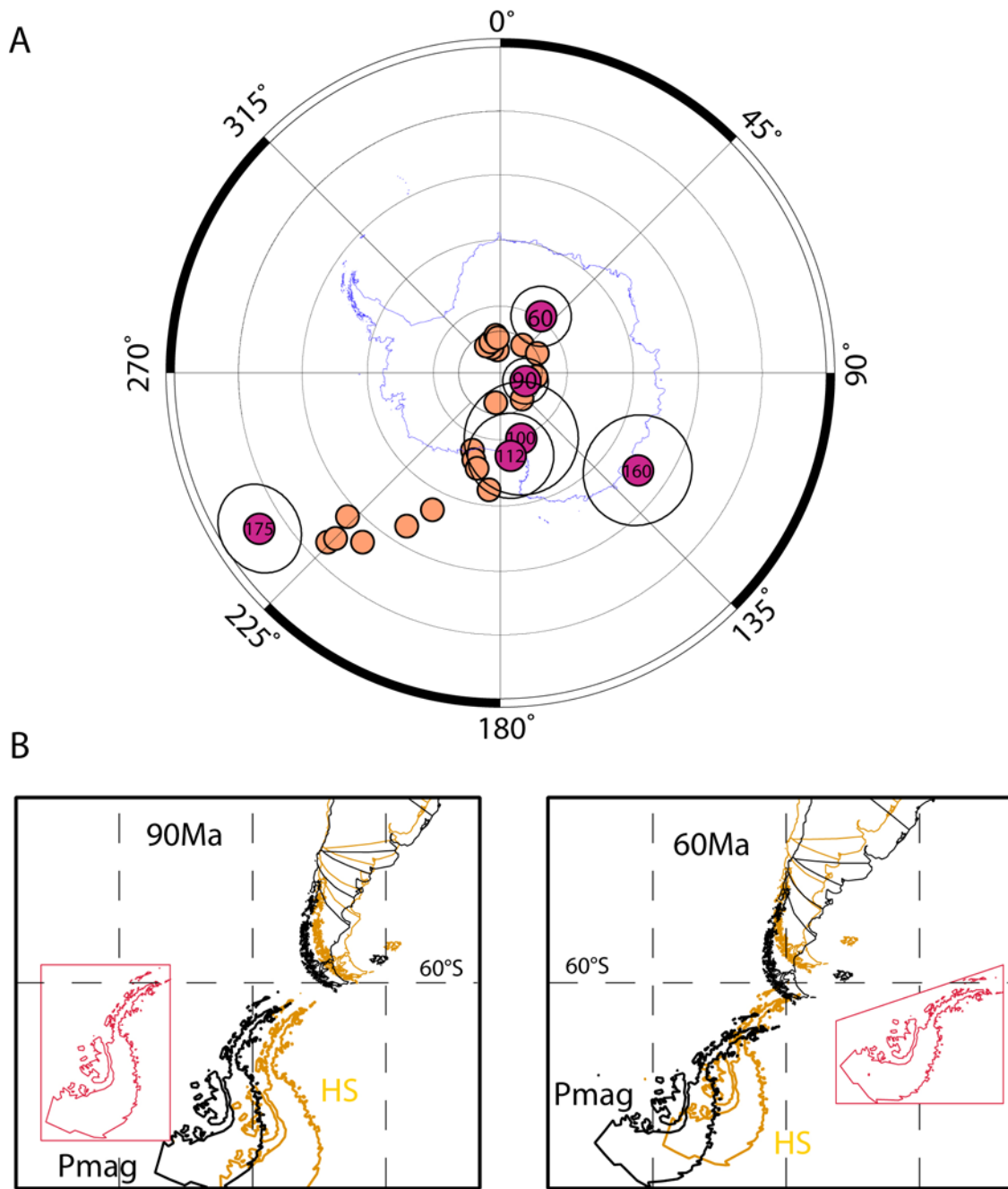


Figure 12

## VI. Discusión

Un problema mayor que existe entre Patagonia y la Península Antártica es la historia de separación entre ambos. Por otro lado el origen de la aparente simetría reflejada en dos grandes curvaturas (Figura 6.1) sigue siendo aun tema de discusión.

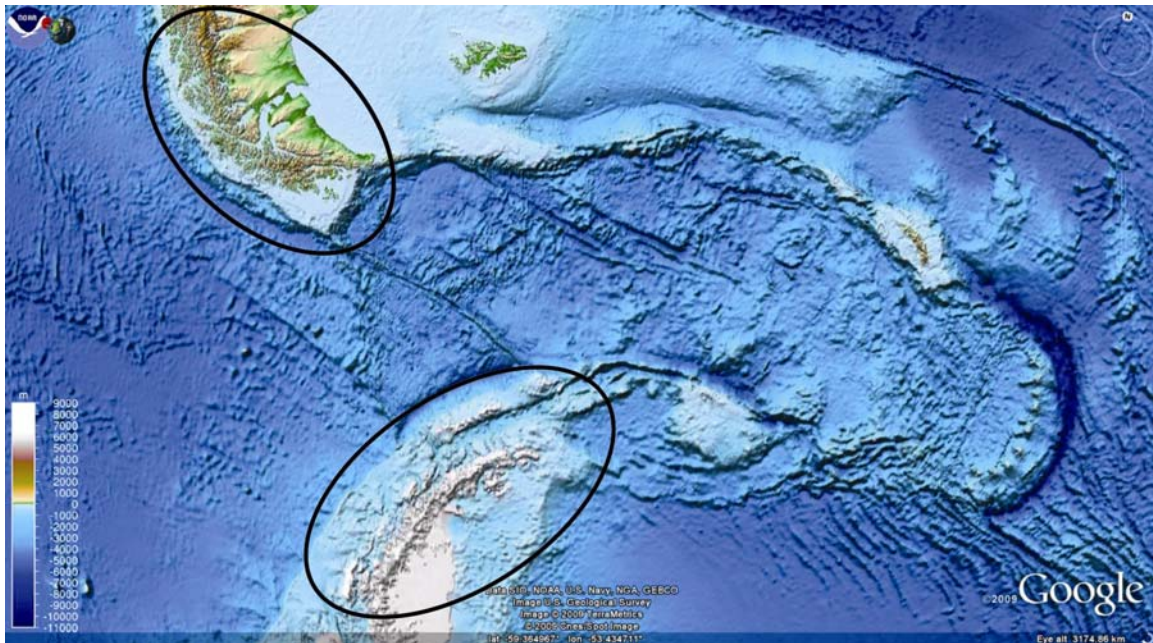


Figura 6.1: Simetría entre la curvatura de Península Antártica y el extremo sur de Patagonia.

Algunos autores han sugerido la existencia de rotaciones en sentido antihorario en el borde sur de Patagonia (Rapallini et al. 2007; Fig. 6.2), mientras que otros han sugerido una rotación simultánea en sentido horaria (Fig. 6.2) de la parte norte de la Península Antártica (e.g. Dalziel y Elliot, 1972, Cunningham et al, 1995, Diraison et al. 2000).

Durante las dos campañas de terreno realizadas entre las Islas Shetland del Sur y Península Antártica se obtuvieron datos paleomagnéticos en sitios que incluyen unidades desde el Pérmico hasta el Neógeno. La gran mayoría de las

muestras estudiadas corresponden a unidades volcánicas esencialmente del Cretácico y Terciario (Tabla 6.1).

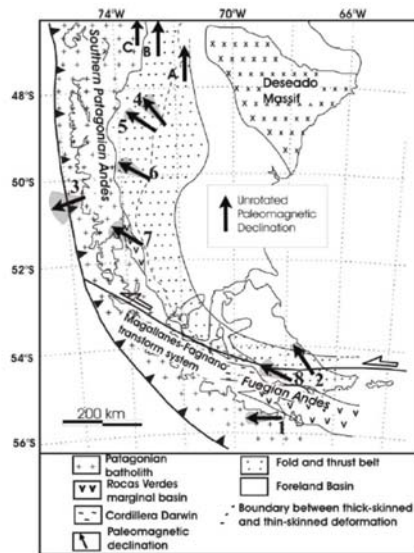


FIGURE 2 | Published paleomagnetic data from the Patagonian Franciscan that pass present reliability criteria for laboratory procedures. Ninety per cent confidence limits for declination anomalies are shown as grey zones. Details of these studies are presented in Table 1. Map modified from Diraison et al. (2000).

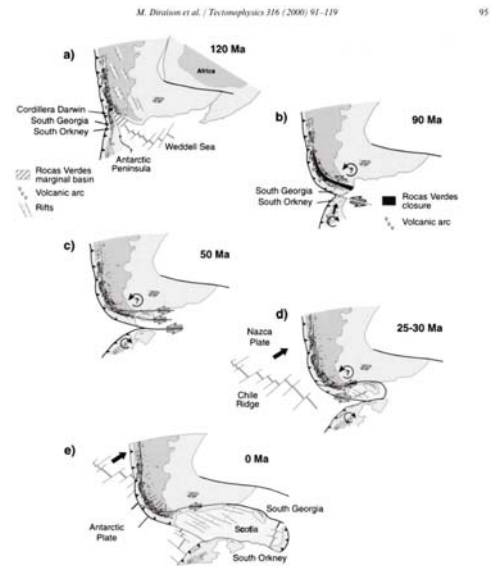


Fig. 3. Plate tectonics and geological development of the southernmost Andes in five stages, from 120 Ma (a) to present day (e). Black triangles line subduction zones. The white arrows indicate zones of left-lateral wrenching and the circular arrows indicate possible block rotations. The rift basins are stippled and the Rocas Verdes marginal basin is hatched.

Figura 6.2: Izq.: Patrón de rotaciones en el extremo sur de Patagonia. Tomado de Rapalini, 2007. Der.: Evolución tectónica del extremo sur de Sud América y la Península Antártica desde los 120 Ma. Tomado de Diraison et al, 2000.

### VI.1 Remagnetización de rocas Permo-Triásicas y Jurásicas: implicancias en la obtención y análisis de paleopolos y eventos orogénicos.

Las muestras obtenidas en unidades con rangos de edades comprendidos entre el Pérmico al Jurásico muestran evidencias de remagnetización independientemente de la zona estudiada. La similitud entre los datos obtenidos en los intrusivos de edad Cretácica y en las rocas remagnetizadas indicaría que la magnetización para las rocas Pérmicas y Jurásicas habría sido adquirida durante el Cretácico. Fluidos hidrotermales, asociados a estos intrusivos, podrían haber circulado en las rocas hospedantes y generado la precipitación de nuevos minerales magnéticos (Astudillo, et al., 2010). Conjuntamente, el cambio



de las condiciones de fugacidad de oxígeno podría haber alterado o reequilibrado los minerales magnéticos preexistentes que, asociado a lo anterior, serían la causa de la remagnetización observada. Estas observaciones en las rocas de edades más antiguas al Cretácico Medio impide obtener un paleopolo que permita determinar la posición de la Península anterior al quiebre de Gondwana. Asimismo, lo anterior pone en duda el paleopolo de 160 Ma reportado por Grunow (1993) el cual es calculado, en parte, con rocas sedimentarias y volcánicas de Isla Low (2 sitios). Estas rocas, al estar en contacto con intrusivos de 120 Ma que afloran en extensas áreas de la isla (Smellie, 1980), podrían estar afectas a remagnetización y no representar la posición de la Península Antártica durante el Jurásico Superior.

Pese a lo dicho anteriormente, la remagnetización generalizada, asociada a los datos de trazas de fisión en el área y a los intrusivos que afloran en el área, podría ser prueba de que un importante evento tectonomagmático ocurrido durante el Cretácico Tardío. Este fenómeno podría estar asociado temporalmente al cierre de la cuenca de las rocas verdes y a la orogenia Palmer, ambos ubicados en los extremos norte y sur de la Península Antártica. El gatillante de este fenómeno habría sido la subducción de la placa Farallón y la importante migración hacia el oeste tanto de Sud América como de la Península Antártica (Fig. 6.3). Sin embargo el desarrollo de los eventos tectónicos en las 3 áreas: parte Sur y Norte de la Península Antártica y el extremo Sur de Sud América habría sido distinto. En el sector sur de la tierra de Palmer (Isla Alexander) la acreción del terreno occidental habría marcado este periodo, mientras que en el extremo sur de Patagonia este proceso habría estado marcado por el cierre de la cuenca de las rocas verdes. En el área norte de la Península Antártica sin embargo los efectos se observan en el desarrollo de los complejo metamórficos de Isla Smith e Isla Elefante así como el desarrollo de un arco magmatico cretácico.

**Tabla 6.1:** Dirección característica de los sitios obtenidos durante las campañas de 2007 y 2008 en la Península Antártica y las Islas Shetland del Sur ordenados de acuerdo a edad y ubicación. N/n numero de muestras v/s numero muestras usados en los cálculos de la dirección característica. Dec, inc, declinación e inclinación in situ y posterior a la corrección de manteo; Alfa, semi-ángulo con 95% de nivel de confianza; Kappa, parámetro de precisión; Type/age, tipo de magnetización (A, primaria; B, secundaria) y edad postulada de la magnetización al momento de su adquisición.

Site	Lithology	N/n	In Situ		Bed Correction		Alfa	Kappa	Type/Age
			Dec	Inc	Dec	Inc			
<b>Permo-Triassic and Jurassic rocks:</b>					<b>O'Higgins Base</b>				
07AT32	Sedimentary	9/6	358.2	-74.1	141.8	-63.0	1.8	1454	B/Kmed
<b>Gerlache Strait</b>									
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
<b>Start Hill, Byers Peninsula</b>									
08AT15	Sedimentary	6/3	279.3	-69.0	346.5	-63.1	16.1	60	B/Kmed
<b>Cretaceous Intrusive and Volcanic Rocks:</b>					<b>O'Higgins Base</b>				
08AT03	Sill	6/6	348.2	-79.2	348.2	-79.2	3.6	350	A/Kmed
<b>Gerlache Strait</b>									
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
<b>Start Hill, Byers Peninsula</b>									
08AT18	Sill	5/3	273.0	-71.7	350.9	-68.1	11.7	113	A/Kmed
<b>Cerro Negro Hill, Byers Peninsula</b>									
08AT19	Weld. Ign	9/7	2.6	-60.3	340.0	-30.5	3.3	334	A/Kmed
<b>Robert Island</b>									
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

**Paleocene Igneous and Volcanic rocks: 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
--------	------	-----	-------	------	-------	------	-----	----	----------

**Miocene Intrusive rocks:**

**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

**Plio-pleistocene Volcanic rocks:**

**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

V.2 Resultados cretácicos y posteriores: restricciones al movimiento de la Península Antártica posterior a los 100 Ma y el rol del Oroclíno Patagónico en los modelos presentados.

En general, las unidades con rangos de edades comprendidos entre el Cretácico al Neógeno muestran magnetizaciones muy estables y primarias. Los datos obtenidos en estas unidades que combinados con los datos de unidades remagnetizadas y preexistentes nos permitieron determinar que no existe una rotación importante entre los diferentes bloques que conforman la Península Antártica y las Islas Shetland del Sur por lo que es posible utilizar los polos de diferentes áreas en la zona de estudio. Lo anterior permitió obtener un paleopolo para el Cretácico y otro para el Paleógeno que indicarían que la Península se habría encontrado en su posición actual y con poca rotación desde, al menos, el Cretácico Medio por lo que la forma de S debió ser adquirida anterior a los 100 Ma. Por otro lado la similitud entre estos polos y los obtenidos por Besse y Courtillot (2002) y Torsvik et al (2008) para la Antártica Oriental sugieren que ambas estarían unidas desde al menos los 100 Ma.

En relación a los modelos anteriormente expuestos, tanto para la separación de la Península y Patagonia como a la curvatura de ambas, vemos que nuestros datos no concuerdan con el modelo propuesto por Diraison et al. (2000) (Fig.6.2), en el cual se propone una rotación en sentido horario para la Península Antártica desde el Cretácico Superior. Sin embargo, lo anterior no invalida el modelo de Dalziel y Elliot (1972) ya que la rotación y curvatura de la Península podría haber sido adquirida anterior a los 100 Ma.

A continuación contrastaré nuestros datos con el modelo propuesto por el grupo Earthbytes para el movimiento de la Península. Utilicé este modelo debido a que la base de datos usada por el programa para las reconstrucciones

desarrollado por este grupo representa una buena compilación de los datos presentados por otros autores.

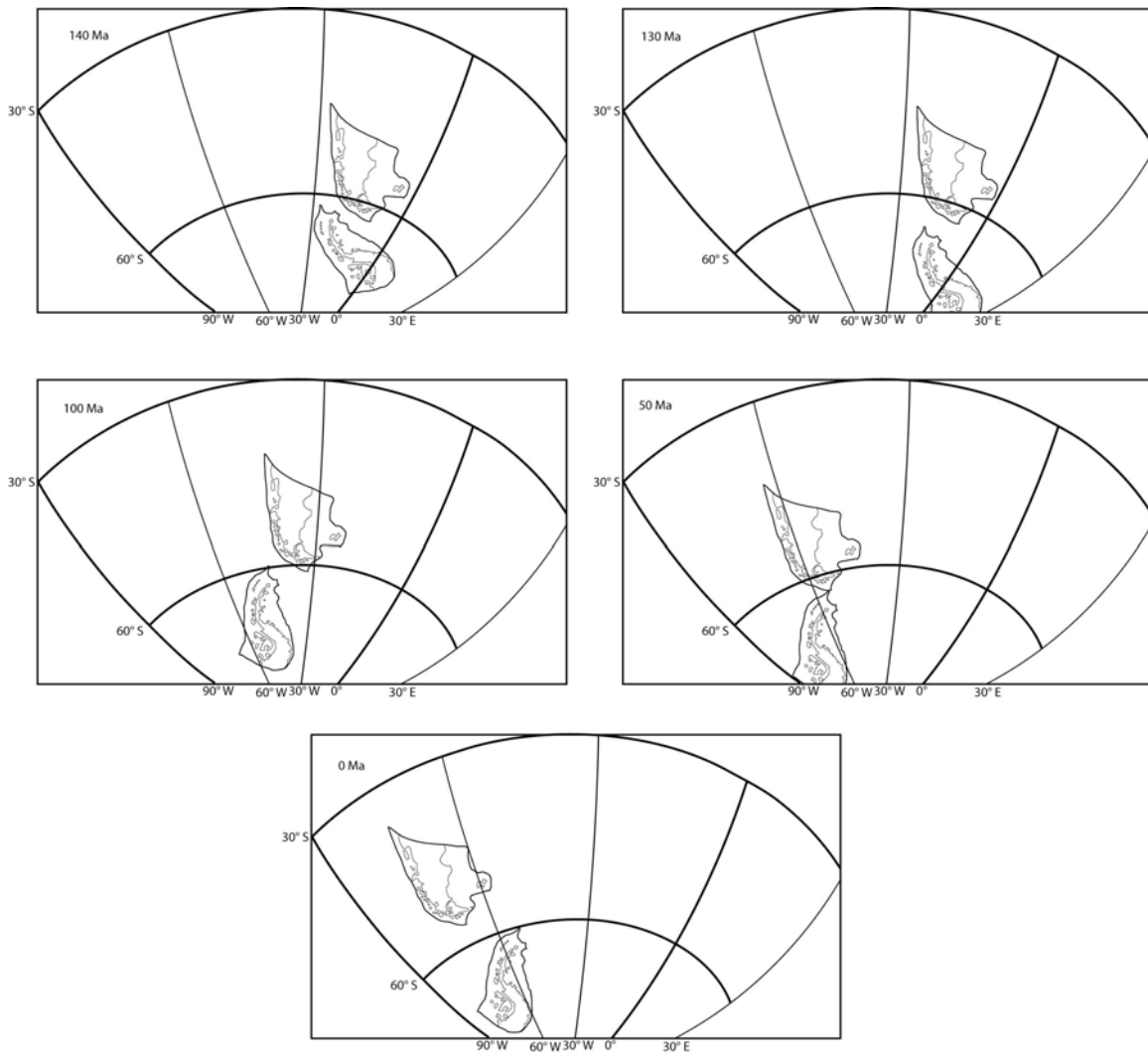


Figura 6.3: Modelo de la evolución de Patagonia y Península Antártica desde los 140 Ma hasta la actualidad desde un sistema de referencia absoluto. En este modelo no existe una rotación importante de la Península Antártica desde los 100 Ma hasta la actualidad. (Polos de rotación tomados del Grupo earthbytes. Figuras producidas con programa Gplates.)

De la figura 6.3 vemos que entre los 140 y los 130 Ma la Península Antártica migra hacia el sur de forma rápida para posteriormente, a los 100 Ma, quedar más o menos estable en su latitud actual. Se observa también que existe un gap entre la Península y Patagonia. Sin embargo, este espacio podría no ser

tal si se considera el bloque de las Islas Georgias del Sur y la posible no curvatura del Oroclíno Patagónico en esa época.

Por otro lado vemos que posterior a los 130 Ma y en la misma época que comienza la apertura del Atlántico existe una importante migración en sentido oeste de ambas unidades. No obstante, a diferencia de los modelos que proponen una curvatura a partir del Cretácico vemos que en este caso la Península no presenta importantes rotaciones ni movimientos latitudinales. Lo anterior es congruente con los datos presentados en este estudio en que se muestra que la curvatura de la península es una característica adquirida previa al Cretácico. Es decir, cualquier rotación de la Península Antártica para explicar su curvatura debió ser anterior a esta edad.

A partir de los 100 Ma y hasta los 50 Ma la Península Antártica y Patagonia permanecen más o menos unidas (si se toma o no en cuenta al bloque de la Isla Georgia del Sur y la curvatura del Oroclíno Patagónico). La disrupción final entre ambas comienza aproximadamente a partir de los 50 Ma debido a una importante migración de Sud América en dirección Noroeste. En este contexto, los datos confirman que la Península habría estado estable por lo que cualquier separación se debe principalmente a un movimiento de Sud América y no de la Península Antártica. Por otro lado, Somoza (2007) estudió rocas volcánicas de edad Eocena en Patagonia obteniendo datos que combinados a algunos preexistentes le permitió determinar un paleopolo eoceno indistinguible del paleopolo cretácico y que ubicaría a Sud América 5 grados más hacia el sur de lo que actualmente se encuentra. Lo anterior implica que es la Península Antártica la que se encuentra fija. No obstante, en estos análisis no se considera el Oroclíno Patagónico, tema importante si tenemos en cuenta, y solo a modo de ejercicio, que estirando el margen de la Patagonia podríamos explicar, al menos, 200 kilómetros de los 900 kilómetros que la separan de la Península Antártica. Lamentablemente, la escasez de datos paleomagnéticos no permite determinar

de manera precisa la cantidad y edad de posibles rotaciones en este sector (Rapalini, 2007).

Si bien, la historia cinemática de la Península Antártica, desde los 100 Ma, parece bien acotada, claramente la historia previa, necesita un mayor número de datos paleomagnéticos. La remagnetización, sin duda, es un obstáculo pero más estudios son necesarios, en especial en unidades Permo-Triásicas a Jurásicas que no hallan sido fuertemente afectadas por la remagnetización.

En relación a los modelos anteriormente expuestos, tanto para la separación de la Península y Patagonia como a la curvatura el extremo sur de Sud América vemos que no es posible modelarlas de manera sencilla como un conjunto de placas rígidas. A una escala regional mayor, pareciera que el origen del Oroclíno Patagónico es crítico para la configuración final entre la Península y Patagonia. Es necesario considerar la posible deformación del margen continental de Patagonia, la edad de esta deformación así como los acortamientos ocurridos durante estos eventos para, entre otras cosas, tener una visión que permita identificar posibles traslapes en modelos que al considerar los márgenes actuales no lo presentan. Ciertamente mayores esfuerzos son necesarios en esta región para establecer la temporalidad y origen de esta curvatura mayor de los Andes.

## **VII. Conclusiones**

Hemos encontrado direcciones paleomagnéticas bien definidas en 46 sitios de un total de 61, durante las campañas de terreno de 2007 y 2008 realizadas en las Islas Shetland del Sur y la Península Antártica. De estos resultados podemos esencialmente concluir que:

- Una remagnetización regional independiente de la litología afecta a unidades del Pérmico-Triásico a Jurásico Superior. Estos datos junto con estudios publicados de trazas de fisión parecen indicar que un

evento tectónico importante ocurrió durante el Cretácico Tardío alrededor de los 100 Ma que puede ser correlacionable con la Orogenia Palmer y el cierre de la cuenca de las rocas verdes.

- Los datos paleomagnéticos obtenidos en unidades del Cretácico al Neógeno confirman que la geometría o forma en S de la Península Antártica es un rasgo existente al menos desde los 100 Ma. Sin embargo, no disponemos de datos que permitan establecer la edad (pre-100 Ma) y origen de esta curvatura.
- Nuestros datos confirman que la apertura del paso Drake se debería a un movimiento de Sud América hacia el norte más que a una migración de la Península Antártica hacia el Sur.
- Mas datos son necesarios en rocas de edad Permo-Triásica y Jurásica para confirmar el paleopolo de los 160 Ma.
- En resumen la Península Antártica no muestra evidencias de movimientos latitudinales y rotaciones tectónicas significativas desde al menos los últimos 100 Ma.



## Referencias

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.

Azevedo, G.C., 1992. Caracterisacao Geologica. Geoquimica e Geocronologica da Ilhia Dee e parte da Ilhia Greenwich. Arquipelago Das Shetland do Sul. Antártica. MSc Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Baraldo, A., Rinaldi, C.A., 2000. Stratigraphy and Structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica. *J. South Am. Sci.*. 13, 785-796.

Barker, P.F., 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *J. geol. Soc. London* 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., 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., 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.

Birkenmajer, K., 1980a. A revised lithostratigraphic standard for the Tertiary of King George Island, South Shetland Islands, (West Antarctica). *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre.* 27, 49-57.

Birkenmajer, K., 1994. Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview. *Geol Rundsch* 83, 309-321.

Birkenmajer, K., 1997c. Polyphase tectonic deformation of the Trinity Peninsula Group (?Upper Permian-Triassic) at Paradise Harbour, Danco Coast (Antarctic Peninsula). *Studia Geologica Polonica*, 110: 47-59.

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). Birkenmajer, K. (ed) in *Studia Geologica Polonica*, 118: 5-188.

British Antarctic Survey, 1985. Northern Graham Land and the South Shetland Islands Geological Map. 1:500.000. Series BAS 500G, Sheet 2, Edition 1.

Blundell, D.J., 1962. Paleomagnetic Investigations in the Flakland Islands Dependencies. *Br. Antarct. Surv. Rep.*, 39 1-24.

Brix, M.R., V. Faundez, F. Hervé, M. Solari, J. Fernandez, A. Carter, and B. Stöckhert (2007), Thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the western Antarctic Peninsula in late Mesozoic and Cenozoic times: in *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings of the 10th ISAES*, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 101, 5 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp101

Crame, J.A., Pirrie, D., Crampton, J.S., Duane, A.M., 1993. Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. *Journal Geol. Soc. London* 150, 1075-1087.

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., 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 77, 29-44. Washington, D.C.: American Geophysical Union.

Dalziel, I.W.D., Lowtie, W., Kligfield, R., Opdyke N.D., 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, San Diego, Calif., Vol. 1, 87-101

Dalziel, I.W.D, Elliot, D.H., 1982. West Antarctica: problem child of Gondwana Land. *Tectonics* 1:3-19.

Del Valle, R., Heredia, N., Montes, M., Nozal, F., Martin-Serrano, A., 2007. El Grupo Trinity Peninsula en la Península Tabarin, extreme norte de la Península Antártica. *Revista de la asociación Geológica Argentina* 62, 498-505.

Dickson Cunningham, W., Dalziel, I.W.D., Lee, T., Lawver, L., 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.*, vol. 100, NO. B5, pp 8257-8266.

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.

Evans, M.E., McElhinny, M.W., 1966. The Paleomagnetism of the Modipe Gabbro. *J. Geophys. Res.* Vol. 21, N° 24.

Farquharson, G.W., 1982. Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *J. geol. Soc. London* 139, 721-727.

Faúndez, V., Brix, M.R., Hervé, F., Thomson, S.N., Stöckhert, 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.

Féraud G, Hervé F, Morata D, Muñoz V, Toloza R (2000) Scotia Metamorphic Complex, Antarctica: evidences for the diachronous build up of a subduction complex. IX Congr Geol Chileno, resumen expand 2:374-377

Feinberg, J.M., Scott, G.R., Renne, P.R., Wenk, H.R., 2005. Exsolved magnetite inclusions in silicates: Features determining their remanence behavior. *Geology*, Vol. 33, N° 6, 513-526, doi: 10.1130/G21290.1

Fitzsimons, I.C.W., 2000. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield, and their implications for Gondwana and earlier supercontinents. *Journal of African Earth Sciences* 31, 3-23

Galindo-Zaldiva, J., Gamboa, L., Maldonado, A., Nakao, S., Bochu, Y., 2004. Tectonic development of the Bransfield Basin and its prolongation to the South Scotia Ridge, northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology* 206, 267-282.

Geletti, R., Lodolo, E., Schreider, A.A., Polonia, A., 2005. Seismic structure and tectonics of the Shackleton Fracture Zone (Drake Passage, Scotia Sea). *Marine Geophysical Researchs* 26, 17-28.

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 revision. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62, 636-646

Grikurov, G.E., Krilov, A.Ya., Polyakov, M.M., Tsovobun, Ya.N., 1979. Age of rocks from the northern part of the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands (from data of the potassium argon method). *Inf. Bull. Ant. Expedition* 8, 61-68.

Grunow, A.M., Kent, D.V., Dalziel, I.W.D., 1991. New Paleomagnetic data from Thurston Island and their implications for the tectonics of West Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 96, 17935-17954

Grunow, A.M., Dalziel, I.W.D., Harrison, T.M., Heizler, M.T., 1992. Structural geology and geochronology of subduction complexes along the margin of Gondwanaland: new data from the Antarctic Peninsula and southernmost Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 1497-1514.

Grunow, A.M., 1993. New Paleomagnetic data from the Antarctica Peninsula and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 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*, Geological Society of London Special Publication 206, 203-230.

Hamilton, W., 1966. Formation of the Scotia and Caribbean Arcs. *Geol. Surv. Can. Paper*, 66, 178-187.

Hawkes, D.D., 1981. Tectonic segmentation of the northern Antarctic Peninsula. *Geology*, Vol. 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, doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<374:MEOTAP>2.0.CO;2.

Hathway, B., 1997. Nonmarine sedimentation in an Early Cretaceous extensional continental-margin arc, Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *Journal of Sedimentary Research* 67, 686-697

Hathway, B., Lomas, S.A., 1998. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, 19, 43-67.

Hathway, B., Kelley, S.P., 2000. Sedimentary record of explosive silicic volcanism in a Cretaceous deep-marine conglomerate succession, northern Antarctic Peninsula. *Sedimentology* 47, 451-470.

Hervé, F., Marambio, F., Pankhurst, R., 1984. El Complejo Metamórfico de Scotia en Cabo Lookout, isla Elefante, islas Shetland del Sur, Antártica: evidencias de un metamorfismo cretácico. *Serie Científica INACH* 31:23-37

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., 2005. Antarctica–Patagonia connections before Gondwana break-up. In Fuetterer, H., et al., (eds), *Antarctica: contributions to global earth sciences*. Berlin: Springer, 217–228.

Hervé, F., Faúndez, V., Brix, M., Fanning, M., 2006. Jurassic sedimentation of the Miers Bluff Formation, Livingston Island, Antarctica: evidence from SHRIMP U-Pb ages of detrital and plutonic zircons. *Antarctic Science* 18, 229-238.

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.* 83, 2293-2299

Kellogg, K., 1980. Paleomagnetic evidence for oroclinal bending of the southern Antarctic Peninsula. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91, 414-420.

Kellogg, K., Rowley, P.D., 1989. Structural geology and tectonics of the Orville Coast region, southern Antarctic Peninsula, Antarctica. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1498, 25.

Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. 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.* 101, B9 20.211-20.231, doi:10.1029/2005JB004035.

Klepeis K., Betka P., Fanning C.M., Clarke G. and 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):52

König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *J. Geophys. Res.* 111, B12102, doi:10.1029/2005JB004035.

Kraus, S., 2005. Magmatic dyke systems of the South Shetland Islands volcanic arc (West Antarctica): reflections of the geodynamic history. Dissertation. Faculty of Geosciences, LMU Munich, 160p

Krauss, 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. *Journal of South American earth Sciences* 26, 498-512.

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. Spec. Publ.*, vol. 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. London*, 140, 945-954.

Loske, W., and Miller, H., 1991<sup>a</sup>. U-Pb and Rb-Sr geochronology on conglomerate boulders from View point. Graham Land, Antarctic Peninsula. Abstracts, Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences, Tokio, National Institute of Polar Research, 369-373.

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. *Journal of South American Earth Science* 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, doi:10.1016/j.tecto.2007.08.011

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., 2007. History of views on the relative positions of Antarctica and South America: A 100-year tango between Patagonia and the Antarctic Peninsula. in *Antarctica: A Keystone in a Changing World* Online Proceedings of the 10th ISAES, edited by A.K. Cooper and C.R. Raymond et al., USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 041, 4 p.; doi:10.3133/of2007-1047.srp041

Miller, H. et al, 1987. Zircon provenance and Gondwana reconstruction: U-Pb data of detrital zircons from Triassic Trinity Peninsula Formation metasandstones. *Polarforschung* 57 (1/2):59-69.

Miller, H., 1983. The position of Antarctica within Gondwana in the light of Palaeozoic orogenic development. In: Oliver R. L, James P. R, and Jago J. B. (Eds.), *Antarctic Earth Science*, pp 579-581, Australian Academy of Sciences, Canberra

Montes, M., Martín-Serrano, A., del Valle, R.A., 2004. Mapa geológico de la costa austral de bahía Esperanza y el monte Flora, Península Antártica. *Actas del V° Simposio Argentino y I° Latinoamericano sobre Investigaciones Antártica CD-ROM*. N° 101GG, 1-6 Pags.

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, B1268036830.

Olivares B, Cembrano J, Hervé F, López G, Prior, D., 2003. Geometría y cinemática de la zona de cizalle Seno Arcabuz, Andes Patagónicos, Chile. *Rev Geol Chile* 30:39-52.

Pankurst, R., 1982. Rb/Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, London 139, 701-711.

Pankurst, R., 1983. Rb/Sr constraints on the ages of basement rocks of the Antarctic peninsula. In: Oliver, R.L, P.R. & Jago, J.B (eds) *Antarctic Earth Science*. Australian Academy of Science, Canberra, 367-371.

Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 605-625.

Pimpirev, C., Ivanov, M., Dimov, D., Nikolov, T., 2002. First find of the Upper Tithonian ammonite genus *Blandfordiceras* from the Miers Bluff Formation, Livingston Island, South Shetland Islands. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläotologie*, 6, 377-384.

Prieto, M.J., Canals, M., Ercilla, G., de Batist, M., 1998. Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antarctica) from seismic reflection data. *Marine Geology* 149, 17-38.

Rapalini, A.E., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294.

Renne, P. R., Scott, G. R., Glen, J. M. G., Feinberg, J. M., 2002. Oriented inclusions of magnetite in clinopyroxene: Source of stable remanent magnetization in gabbros of the Messum Complex, Namibia, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 3, N° 12, 1079, doi:10.1029/2002GC000319.

Riley, T.R., Crame, J.A., Thomson, M.R.A., Cantril, D.J., 1997. Late Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) macrofossil assemblage from Jason Peninsula, Graham Land: evidence for a significant northward extension of the Latady Formation. *Antarctic Science* 9, 434-442.

Smalley Jr., 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, L21308, doi:10.1029/2007GL031699.

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. Antarctic. Surv. Sci. Rep.* 87, 85 pp.

Smellie, J.L., 1991. Stratigraphy, provenance and tectonic setting of (?)Late Palaeozoic-Triassic sedimentary sequences in northern Graham Land and South Scotia Ridge. In: Thomson M.R.A., Crame J.A., Thomson J.W. (Eds.), *Geological Evolution of Antarctica*, Cambridge Univ Press, Cambridge, pp 411-417.

Somoza, R., 2007. Eocene paleomagnetic pole for South America: Northward continental motion in the Cenozoic, opening of Drake Passage and Caribbean convergence. *J. Geophys. Res.* 112, B03104, doi:10.1029/2006JB004610.

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*, pp. 587-592, Cambridge University Press, Cambridge.

Stoykova, K., Pimpirev, C., Dimov, D., 2002. Calcareous nannofossils from the Miers Bluff Formation (Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica): first evidence for a late Cretaceous age. *Nannoplankton Research*, 24, 166–167.

Suárez, M., 1976. Plate-tectonic model for southern Antarctic Peninsula and its relation to southern Andes. *Geology* 4, 211-214.



Tangeman, J.A., Mukasa S.B., Grunow A.M., 1996. Zircon U-Pb Geochronology of plutonic rocks from the Antarctic Peninsula: confirmation of the presence of unexposed Paleozoic crust. *Tectonics* 15, 1309-1324.

Thomson, M.R.A., 1975. New paleontological and lithological observations on The Legoupil Formation, North-West Antarctic Peninsula. *Br. Antarct. Surv. Bull.* 41-42, 169-185.

Torsvik, T. H., Gaina, C., Redfield T. F., 2008. Antarctica and global Paleogeography: From Rodinia, Through Gondwanaland and Pangea, to the Birth of the Southern Ocean and the Opening of gateways. In: Cooper, A.K., Barrett P.J., Stagg, H., Storey, B., Stump, E., Wise, W., and the 10th ISAES editorial team (Eds.), *Antarctica: A Keystone in a Changing World. Proceedings of the 10th international Symposium on Antarctic Earth Sciences*. Washington, DC: The National Academies Press. Di: 10.3133/of2007-1047.kp11.

Trouw, R.A.J., Pankhurst, R.J., Ribeiro, A., 1997. On the relation between the Scotia metamorphic complex and the Trinity Peninsula Group, Antarctic Peninsula. In: Ricci, C.A. (ed.), *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes*. Terra Antarctica Publication, Siena, 383–389.

Tanner P.W.G, Pankhurst R.J, Hyden G (1982) Radiometric evidence for the age of the subduction complex in the South Orkney and South Shetland islands, West Antarctica. *J Geol Soc London* 139:683–690.

Thomson, M.R.A., 1975. New Palaentological and Lithological observations on the Legoupil Formation, North-West Antarctic Peninsula. *Br. Antarct. Sur. Bull.*, N°s 41 & 42, 169-85.

Vaughan, A.P.M, Storey, B.C., 2000. The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society London* 157, 1243-1256.

Vaughan, A.P.M., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., 2002b. A mid-cretaceous age of the Palmer Land event, Antarctic Peninsula: Implications for terrane accretion timing and Gondwana palaelatitudes. *Journal of the Geological Society London* 159, 113-116.

Vaughan, A.P.M., Pankhurst, R.J., 2007. Tectonic overview of the West Gondwana margin. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2007.07.004.

Valencio, D.A., Mendía, J.E., Vilas, J.F., 1979. Paleomagnetism and K-Ar of Mesozoic and Cenozoic Igneous rocks from Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 45, 61-68.

Watts, D.R., Watts, G.C., Bramall, A.M., 1984. Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 3, 333-346.

Willan, R.C.R., Kelley, S.P., 1999. Mafic dike swarms in the South Shetland Islands volcanic arc: Unravelling multiepisodic magmatism related to subduction and continental rifting. *Journal Geo. Res.* 104, 23.501-23.068.

Willan, R.C.R., 2003. Provenance of Triassic-Cretaceous sandstones in the Antarctic Peninsula: Implications for terrane models during Gondwana Breakup. *Journal of Sed. Res.*, 73, N° 6, 1062-1077.