



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO E HIDRÓGENO COMO INDICADORES
CLIMÁTICOS EN EL PLATEAU LA CLAVERE, PENÍNSULA ANTÁRTICA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DIETER RUDOLF TETZNER IVOVICH

PROFESOR GUÍA

FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

FRANCISCO FERNANDOY PEDREROS

ROBERTO RONDANELLI ROJAS

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Dieter Rudolf Tetzner Ivovich
FECHA: 28/12/2015
PROFESOR GUÍA: Francisco Hervé A.

ISÓTOPOS ESTABLES DE OXÍGENO E HIDRÓGENO COMO INDICADORES CLIMÁTICOS EN EL PLATEAU LACLAVERE, PENÍNSULA ANTÁRTICA

En las últimas décadas el lado oeste de la Península Antártica ha presentado el mayor aumento de temperatura registrado en el hemisferio sur. La escasez de registros meteorológicos en la zona ha dificultado el estudio de las tendencias climáticas regionales, lo cual ha potenciado el uso de testigos de hielo como fuentes de información de mayor extensión temporal y en zonas remotas donde no se tiene registros. El Plateau Laclavere se encuentra en el extremo norte de la Península Antártica y es el lugar más al norte en la Península donde se presentan alturas sobre los 1000 m.s.n.m.

La climatología en el extremo norte de la Península Antártica presenta una compleja interacción entre los distintos elementos climáticos que conforman el sistema. En la zona de estudio se distingue un fuerte control de las condiciones meteorológicas por parte de la extensión de hielo marino, la posición de la Corriente Circumpolar Antártica y las variaciones del gradiente vertical de temperatura durante el año.

Las parcelas de aire que producen precipitaciones sobre el Plateau Laclavere tienen una estrecha relación con las condiciones presentes en los mares al oeste de la Península y en particular con las presentes en las zonas costeras al oeste de la Península.

Las variaciones observadas en esta zona tanto en el comportamiento de las señales isotópicas como también en las mediciones meteorológicas directas, tendrían relación con el desarrollo de una capa de inversión en la troposfera baja durante los meses de invierno a causa de la formación de hielo marino en la costa oeste de la Península.

El Plateau Laclavere presenta condiciones apropiadas para la conservación de la señal isotópica en la nieve depositada en su superficie. Las señales isotópicas obtenidas del hielo sobre el Plateau muestran una alta representatividad respecto de los parámetros meteorológicos actuales, siendo éstas capaces de ser indicadores indirectos de variabilidad local en la circulación, acumulación y temperaturas.

Las óptimas condiciones de conservación de las señales isotópicas, junto con la espesa cobertura de hielo sobre el Plateau lo proyectan como un lugar favorable para la obtención de un testigo de hielo profundo a partir del cual se podrían estudiar las variaciones climáticas del pasado en esta zona.

"A medida que uno va internándose en las regiones polares, la imponente de los hielos se va haciendo más sobrecogedora. Es una sola belleza blanca, una sola naturaleza: la del hielo. En algunas partes el mar ha desnudado hasta el nivel de la alta marea la roca viva; en las cumbres, los fuertes huracanes han dejado algún risco al descubierto, pero lo demás es nieve, hielo, un desierto con una blancura que a veces se hace monótona."

Francisco Coloane. "El Ingles de Lockroy".

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría agradecer al proyecto FONDECYT N°11121551 "Reconstrucción climática de alta resolución en la zona norte de la Península Antártica", por hacer posible la realización de este trabajo, al financiar este estudio. Junto con él, me gustaría agradecer a INACH por colaborar con la logística del trabajo en terreno y a la Fuerza Aérea de Chile por su ayuda en el transporte durante el trabajo en terreno.

Me gustaría agradecer a mi profesor guía, Francisco "Pancho" Hervé, por tener la confianza en mí, por darme su apoyo y las palabras de aliento precisas para motivar este trabajo cuando fueron necesarias. Una enorme fuente de inspiración para mí. Agradezco a los profesores de la comisión, Francisco Fernandoy y Roberto Rondanelli. Al Dr. Fernandoy por creer en mí, invitarme a ser parte de su proyecto, por darme su incondicional apoyo, consejo y amistad. A Roberto Rondanelli por su excelente disposición y compromiso con mi trabajo; sin duda un referente de mi interés y curiosidad por las ciencias atmosféricas.

A los miembros de la ECA51 – Plateau Laclavere, Francisco Fernandoy, Daniel Rutllant, Guísela Gacitúa y Ulrike Falk. Gracias a todos ustedes por hacer de esos días en la base Profesor Escudero y en el campamento Laclavere una experiencia inolvidable.

Al laboratorio de isótopos estables de la Universidad Andrés Bello sede Viña del Mar, en particular a Ivonne Quintanilla por ayudarme en el proceso de medición de muestras de hielo y precipitaciones, incorporadas en este trabajo.

Agradezco a mi familia, a mis papas por su compañía y apoyo durante este proceso, a mi hermana Domi y a Feña, por su apoyo desde el otro hemisferio. También me gustaría agradecer a la familia Marcías – Álvarez por su compañía, apoyo y por acogerme en su casa en tantas ocasiones durante estos años de universidad.

Agradezco infinitamente a la Cami ("Sweetie Pie") por tu compañía, tu apoyo, tu consejo y tu amor durante estos años que pase por la universidad. Todo éste proceso sin ti, jamás hubiese sido lo mismo.

Agradezco a mi curso, por hacer de estos últimos años de universidad en Geología una muy bonita experiencia, tanto en clases, como también en los innumerables terrenos que compartimos juntos. En particular agradezco a LC-LCH, y a los que siempre estuvieron ahí incondicionalmente, a las chiquillas, a Gonchi, Jamita y Pastu.

Por último me gustaría agradecer a Blanquita Baccola por sus innumerables gestiones durante todo mi proceso universitario como Geólogo, por todos aquellos infinitos favores y por tu excelente voluntad siempre.

TABLA DE CONTENIDO

CAPITULO 1: INTRODUCCIÓN	1
1.1 PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA.....	1
1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO	5
1.3 OBJETIVOS	5
1.4 ZONA DE ESTUDIO.....	6
CAPITULO 2: MARCOS CONCEPTUALES	7
2.1 MARCO GEOMORFOLÓGICO.....	7
2.2 MARCO CLIMATOLÓGICO	10
2.3 MARCO TEÓRICO	22
2.4 TESTIGOS DE HIELO	35
2.5 TRABAJOS ANTERIORES.....	40
CAPITULO 3: METODOLOGÍA GENERAL Y ANÁLISIS	51
3.1 Terreno	51
3.2 Obtención de muestras	51
3.3 Descripción de muestras	53
3.4 Preparación de muestras.....	53
3.5 Geoquímica de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno.....	53
3.6 Post procesamiento de datos	54
3.7 Recopilación de datos desde bases de datos.....	54
3.7.1 Bases de datos de isotopía de precipitaciones	55
3.7.2 Bases de datos de registros meteorológicos.....	55
3.7.3 Bases de datos de temperaturas superficiales del mar (Sea Surface Temperature - SST)	57
3.7.4 Bases de datos de humedad relativa sobre la superficie del mar (HR).....	58
3.7.5 Bases de datos de mediciones meteorológicas sobre el Plateau Laclavere (AWS LAC).....	59
3.7.6 Bases de datos de radiosonda.....	60
3.7.7 Bases de datos de retro-trayectorias de masas de aire	61

3.7.8 Perfiles de Radar.....	61
3.7.9 Base de datos de Índice de SAM.....	62
3.7.10 Base de datos de extensión de hielo marino	62
3.7.11 Modelos de reanálisis climáticos	62
3.8 Metodologías para el análisis de datos.....	63
3.8.1 Isotopía y distribución de precipitaciones asociadas a las muestras de precipitación	63
3.8.2 Metodologías utilizadas para el análisis de isotopos estables en testigos de hielo	63
3.8.3 Perfiles de densidad	66
3.8.4 Tasas de acumulación.....	67
3.8.5 Capas de fusión y morfologías asociadas	68
CAPITULO 4: RESULTADOS	70
4.1. Registros meteorológicos locales en el extremo norte de la Península Antártica	70
4.1.1 Registros de Temperaturas.....	70
4.1.2 Registros de Presiones a nivel del mar (Sea Level Pressure - SLP)	75
4.1.3 Registros de precipitaciones	76
4.1.4 Registros de temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature - SST)	78
4.1.5 Registros de humedad relativa sobre el mar (HR)	79
4.1.6 Registros de reanálisis climático sobre la superficie del océano (1000 hPa).....	81
4.1.7 Registros de viento en la troposfera baja (850 hPa)	81
4.1.8 Estación meteorológica automática Laclavere (AWS LAC)	81
4.1.9 Registros de radiosonda.....	83
4.1.10 Registros de extensión de hielo marino	85
4.1.11 Relación entre extensión de hielo marino y gradiente vertical de temperatura	87
4.1.12 Condiciones climáticas estimadas sobre el LCL	89
4.2. Registros de circulación atmosférica en el extremo norte de la Península Antártica	90

4.2.1 Trayectorias de las masas de aire.....	90
4.2.2 Índice SAM	94
4.3. Isótopos de hidrógeno y oxígeno	95
4.3.1 Isotopía de precipitaciones	96
4.3.2 Testigos de hielo.....	101
4.4. Estratigrafía del hielo superficial en LCL.....	134
4.4.1 Capas de hielo.....	134
4.4.2 Perfiles de radar	139
CAPITULO 5: DISCUSIONES.....	141
CAPITULO 6: CONCLUSIONES	175
BIBLIOGRAFÍA	178
ANEXOS	188

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Figura 1: Zona de estudio. (a) Península Antártica, el rectángulo rojo sobre ésta muestra la ubicación de la Península Trinidad. (b) Acercamiento de (a), en ella la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere en el extremo norte de la Península Antártica. Imagen satelital modificada desde NASA's Blue Marbel data set.	6
Figura 2: Celdas latitudinales de circulación atmosférica. Imagen modificada de metoffice.gov.uk.	11
Figura 3: Distribución y magnitud de vientos promedio a 850 hPa, sobre el continente Antártico y los mares que lo circundan. Los promedios fueron obtenidos mediante el reanálisis NCEP/NCAR para el periodo entre 1981-2010.	13
Figura 4: Porción descartada en un segmento del testigo OH-11 realizado en el Plateau Laclavere durante la ECA51.	53
Figura 5: Ubicación de las estaciones meteorológicas cercanas al Plateau Laclavere. Estación chilena (CHI) O'Higgins (OH), estación rusa (RU) Bellingshausen (BE), estación argentina (ARG) Esperanza (ES), estación argentina Marambio (MA), estación meteorológica automática sobre el Plateau Laclavere durante la expedición 2015 (AWS LAC)	56
Figura 6: Cuadrante abarcado por las masas de aire que alcanzaron el Plateau Laclavere en un intervalo menor a 24 horas durante 2006-2015. La estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere.	58
Figura 7: Serie de tiempo de promedios mensuales de HR. La línea azul representa los promedios de los datos obtenidos desde alturas menores a 150 m.s.n.m, más vinculados a los procesos que ocurren sobre la superficie oceánica. La línea roja representa los promedios de los datos obtenidos desde alturas menores a 800 m.s.n.m.	59
Figura 8: Ubicación de las estaciones desde donde se obtuvo registros de radiosonda. La estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere.	60
Figura 9: Representación esquemática de la clasificación que se utilizó para clasificar distintas morfologías presentes en la estratigrafía de los testigos de hielo.	69
Figura 10. Serie de tiempo de promedios mensuales de temperaturas registradas sobre la superficie en BE entre los años 2006 y 2014.	70
Figura 11: Serie de tiempo de promedios mensuales de temperaturas registradas sobre la superficie en OH entre los años 2006 y 2014.	71
Figura 12: Serie de tiempo de promedios mensuales de temperaturas superficiales registradas en ES y MA entre los años 2006 y 2014.	72

Figura 13: Evolución de los promedios anuales de temperaturas superficiales en las estaciones OH, BE, ES y MA, entre los años 1984-2014	73
Figura 14: Serie de tiempo de los promedios mensuales de temperaturas en las estaciones OH, BE, ES, MA, entre los años 2006 y 2014.....	73
Figura 15: Series de tiempo de promedios estacionales de temperaturas superficiales en el periodo 2006-2014. DEF = diciembre, enero, febrero. MAM = marzo, abril, mayo. JJA = junio, julio, agosto. SON = septiembre, octubre, noviembre.....	74
Figura 16: Serie de tiempo de promedios anuales de presiones registradas al nivel del mar en las estaciones OH, BE, ES y MA, entre los años 1984 y 2014	76
Figura 17: Serie de tiempo de promedios estacionales de SLP durante eventos de precipitación registrados en las estaciones OH y BE entre los años 2006 y 2014 (R=0,73, p = 0,01).....	76
Figura 18: Serie de tiempo de precipitaciones estacionales estimadas para la estación OH y precipitaciones estacionales medidas en BE entre los años 2006 y 2014.....	78
Figura 19: Evolución de los promedios anuales de SST en los cuadrantes C2 y C3 (Anexo X1)	78
Figura 20: Serie de tiempo de promedios mensuales de SST en el cuadrante de estudio entre 2006-2014	79
Figura 21: Evolución de la estacionalidad de la HR en la región de estudio entre 2006 y 2014	80
Figura 22: Mapas de climatología estacional de HR y SST (1000 hPa) promedio entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la HR (%) y SST (°K). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.....	82
Figura 23: Mapas de viento (850 hPa) estacional promedio sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud del viento (m/s). Las flechas representan la dirección y sentido del viento. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.....	83
Figura 24: Evolución temporal de los promedios estacionales de gradientes verticales obtenidos mediante datos de radiosonda en las estaciones VE y BE entre 1970-1980. Los gradientes verticales de la serie de tiempo representan la variación de temperatura entre el nivel del mar y 1130 m.s.n.m.	84
Figura 25: Registro de promedios mensuales de temperaturas obtenidos a partir de radiosondeos hasta 850 hPa, realizados entre 2008 y 2014 en la estación RO.....	84
Figura 26: Promedio mensual de gradiente de temperatura vertical entre 0 y 1130 m.s.n.m en la estación BE entre 1970 y 1996.....	85

Figura 27: Extensión mensual de hielo marino en el mar de Bellingshausen-Amundensen entre 1978 y 2013. La línea negra sobre la serie de tiempo indica la tendencia a la disminución en la extensión de hielo marino.....	86
Figura 28: Extensión mensual de hielo marino en el mar de Bellingshausen-Amundensen entre 2008 y 2013. La línea negra sobre la serie de tiempo indica la tendencia al aumento en la extensión de hielo marino en este intervalo.	86
Figura 29: Evolución del promedio mensual de extensión de la plataforma de hielo marino desde la estación OH en los intervalos 1978-1996 y 2008-2014.	87
Figura 30: Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2013.....	88
Figura 31: Relación entre la extensión mensual de la plataforma de hielo marino y el gradiente de temperatura vertical en la estación BE entre 1978-1996.	88
Figura 32: Serie temporal de promedios mensuales de temperatura estimados sobre LCL entre 2008-2014.	89
Figura 33: Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar LCL durante el año 2008 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación de LCL. (a) trayectorias durante DEF. (b) trayectorias durante MAM. (c) trayectorias durante estación de JJA. (d) trayectorias durante SON. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.	91
Figura 34: Orientación preferencial a escala estacional de las trayectorias que siguieron las masas de aire que alcanzaron el LCL entre 2008-2014. ...	92
Figura 35: Evolución de los promedios mensuales de HR en las regiones por donde transitaban las masas de aire que llegaron a LCL entre 2008 y 2015.	93
Figura 36: Comportamiento anual del índice SAM entre los años 2006-2014	94
Figura 37: Comportamiento estacional del índice SAM entre los años 2006-2014	95
Figura 38: Relación entre Índice SAM y extensión de hielo marino en JJA entre 2008-2014.....	95
Figura 39: Trayectorias que siguieron las masas de aire a partir de las cuales se registró precipitación en OH durante los años 2008-2009 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante DEF 2008. (b) trayectorias durante MAM 2008. (c)	

trayectorias durante JJA 2008. (d) trayectorias durante SON 2008. (e) trayectorias durante DEF 2009. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.	98
Figura 40: Trayectorias que siguieron las masas de aire a partir de las cuales se registró precipitación en OH durante el año 2014 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante MAM 2014. (b) trayectorias durante JJA 2014. (c) trayectorias durante SON 2014. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.	99
Figura 41: Comportamiento mensual de d excess a partir de registros meteorológicos (HR-SST) y de muestras de precipitaciones en OH entre el DEF 2008 y DEF 2009 (OHPP-1).	99
Figura 42: Comportamiento mensual de d excess a partir de registros meteorológicos (HR-SST) y de muestras de precipitaciones en OH entre el MAM 2014 y SON 2014 (OHPP-2).	100
Figura 43: Relación entre promedios mensuales de d excess de muestras de precipitación en OH y d excess obtenido a partir de parámetros meteorológicos (d excess (HR y SST)) sobre el mar cercano a la estación OH.	100
Figura 44: Relación $\delta^{18}\text{O}/T$ mensual de muestras de precipitaciones obtenidas en la estación OH. La línea color negro continua muestra la tendencia obtenida para el set completo OHPP-1 y OHPP-2.	101
Figura 45: Diagrama co-isotópico de los testigos obtenidos en LCL y su relación respecto de la GMWL.	103
Figura 46: Perfiles isotopo/profundidad realizados sobre el testigo OH-6 junto con la señal filtrada mediante el uso de la TF. (a) Perfil d excess/profundidad. (b) Perfil $\delta^{18}\text{O}$ /profundidad	104
Figura 47: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-4 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.	105
Figura 48: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-5 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.	107
Figura 49: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-6 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.	109

Figura 50: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-9 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.	111
Figura 51: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-10 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.	113
Figura 52: Serie de tiempo LCL-01. Señal de d excess obtenida a partir de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos (HR-SST) entre marzo 2008 y enero 2015.	114
Figura 53: Serie de tiempo de promedios mensuales de HR. Señal de HR obtenida a partir de la serie de d excess LCL-01 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de HR mensual obtenida desde las masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.	115
Figura 54: Serie de tiempo de diferencias mensuales entre HR invertida desde LCL-01 y condiciones de HR presentes en fuentes distantes y en fuentes cercanas entre marzo 2008 y enero 2015.	116
Figura 55: Serie de tiempo de promedios de SST mensuales. Señal de SST obtenida a partir de la serie de d excess LCL-01 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de SST mensual obtenida desde los mares alrededor de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.	117
Figura 56: Serie de tiempo LCL-02. Señal de d excess obtenida a partir de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos (HR-SST) entre marzo 2008 y enero 2015.	118
Figura 57: Serie de tiempo de promedios de HR mensuales. Señal de HR obtenida a partir de la serie de d excess LCL-02 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de HR mensual obtenida desde las masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.	119
Figura 58: Serie de tiempo de diferencias mensuales entre HR invertida desde LCL-02 y condiciones de HR presentes en fuentes distantes y en fuentes cercanas entre marzo 2008 y enero 2015.	119
Figura 59: Serie de tiempo de promedios de SST mensuales. Señal de SST obtenida a partir de la serie de d excess LCL-02 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de SST mensual obtenida desde los mares alrededor de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.	120

Figura 60: Gradiente vertical de d excess en el lado oeste de la Península Antártica. a) gradiente de d excess durante MAM y promedio estacional. b) gradiente de d excess durante los meses de JJA y promedio estacional....	121
Figura 61: Serie de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$. Señal de $\delta^{18}\text{O}$ obtenida a partir de las series LCL-01 y LCL-02, comparada con los promedios mensuales de temperatura medidos en OH entre marzo 2008 y enero 2015.	122
Figura 62: Ajuste de comportamiento estacional de la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ en las series LCL-01-AE y LCL-02-AE entre marzo de 2008 y enero 2015	123
Figura 63: Serie de tiempo de temperaturas sobre LCL. Comparación entre las temperaturas obtenidas a partir de las series LCL-01-AE y LCL-02, con las temperaturas estimadas sobre LCL.	124
Figura 64: Serie de tiempo de temperaturas isotópicas sobre LCL y promedios mensuales de temperatura en OH	125
Figura 65: Serie de tiempo de promedios mensuales de temperatura de las series LCL-01-AE, LCL-02-AE y RO'' entre 2008-2015.....	126
Figura 66: Gradiente vertical de temperaturas en el lado oeste de la Península Antártica obtenido a partir de la conversión de la señal de $\delta^{18}\text{O}$ según las relaciones estacionales de $\delta^{18}\text{O}/T$ de MAM y JJA.	127
Figura 67: Gradiente longitudinal de $\delta^{18}\text{O}$ en el lado oeste de la Península Antártica entre la estación OH y LCL durante MAM-JJA 2008	128
Figura 68: Diagrama co-isotopico $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$. Las pendientes (m) representadas corresponden a las estaciones con con valores fuera del rango de variación respecto de LMWL.	130
Figura 69: Perfil densidad/profundidad obtenido a partir del testigo OH-9131	
Figura 70: Perfil densidad/profundidad obtenido a partir de los datos de los testigos OH-10 y OH-11	131
Figura 71: Perfil densidad/profundidad en LCL. La línea roja intermitente muestra la aproximación lineal mediante la cual se ajustó la señal del perfil de densidad.	132
Figura 72: Perfil elevación/acumulación anual en el lado oeste de la Península Antártica durante el año 2008.....	133
Figura 73: Distribución y espesor de morfologías de hielo respecto de la profundidad identificadas mediante el estudio estratigráfico del testigo OH-10.....	135
Figura 74: Perfil $\delta^{18}\text{O}/$ profundidad del testigo OH-10. Las líneas de colores sobre el perfil muestran la posición estratigráfica de las distintas morfologías identificadas en el análisis estratigráfico del testigo OH-10.....	136
Figura 75: Perfil d excess/ profundidad del testigo OH-10. Las líneas de colores sobre el perfil muestran la posición estratigráfica de las distintas morfologías identificadas en el análisis estratigráfico del testigo OH-10....	137

Figura 76: Plataformas de nieve desarrolladas en la superficie de LCL. ...	138
Figura 77: Fragmentos de hielo de forma elipsoidal desarrollados sobre la superficie de LCL.....	138
Figura 78: Perfil de radar en torno al punto de perforación del testigo OH-10 durante la campaña de terreno 2015. a) Perfil de radar en bruto. b) Perfil de radar con reflectores identificados, las líneas rojas indican los principales reflectores identificados.	139
Figura 79: Topografía superficial y subglacial obtenida a partir de perfiles de radar realizados por C. Cardenas (Dirección de programas Antárticos (DPA), Universidad de Magallanes, Chile) en torno al punto de perforación del testigo OH-9 durante la campaña de terreno 2014. La estrella roja indica la ubicación de OH-9 y OH-10. Imagen modificada de Cardenas et al., (en preparación).....	140
Figura 80: Representación esquemática de la distribución de capas de hielo a partir de distintos testigos extraídos desde KGI, lado oeste de la Península Antártica y en LCL. La información del Domo KGI se extrajo desde Simoes et al. (2004) y Wen et al. (1998). La estrella roja en la imagen representa la ubicación de BE. La estrella amarilla en la imagen representa la ubicación de OH.	144
Figura 81: Mapas de vientos y trayectorias durante invierno 2013. (a) Representación esquemática de la proveniencia de masas de aire durante invierno 2013. La flecha blanca representa la proveniencia normal entre 1981-2010 de masas de aire durante invierno a esta zona. La flecha roja representa la proveniencia anómala identificada durante este período. (b) Anomalías de viento meridional durante invierno 2013. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR. (c) Anomalía de viento zonal durante invierno 2013. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.....	147
Figura 82: Superficie abarcada por el dominio de condiciones cercanas. El polígono amarillo en la figura representa la zona sobre la cual se pueden extrapolar condiciones similares a las del mar contiguo a la estación OH. .	148
Figura 83: Mapa esquemático de proveniencia de masas de aire durante periodos con variaciones en las señales de d excess. La flecha blanca representa la proveniencia normal entre 1981-2010 de masas de aire en esta zona. La flecha roja representa la proveniencia anómala identificada durante los períodos con diferencia en las señales de d excess.	149
Figura 84: Mapa esquemático de proveniencia y participación de las masas de aire que llegaron a LCL entre 2008-2014. El perfil esquemático desplegado muestra el comportamiento propuesto sobre el estrecho de	

Bransfield en el período estudiado. La estrella amarilla indica la ubicación de la estación OH. La estrella roja indica la ubicación de la estación BE. 152

Figura 85: Modelo de formación de plataformas propuesto para la variación de acumulación entre OH-10 y OH-9 observada durante 2013. 157

Figura 86: Perfil esquemático de variaciones en la acumulación y en las razones de $\delta^{18}\text{O}$ durante el proceso de precipitación en el lado oeste de la Península Antártica y sobre LCL. La estrella amarilla indica la ubicación de la estación OH..... 158

Figura 87: Modelo esquemático de capa de inversión a escala estacional propuesto en las cercanías a la estación OH. Las flechas rojas indican vientos en zona estable. La flecha verde indica flujos convectivos y ascenso de masas de aire en zona inestable..... 160

Figura 88: Perfiles esquemáticos de gradiente vertical de temperatura durante SAM+ y SAM-. Las barras negras muestran comparativamente las diferencias entre la oscilación térmica en OH y LCL para los años SAM+ y los SAM-..... 163

Figura 89: Perfil esquemático de origen de las masas de aire que precipitan a distintas alturas en el lado oeste de la Península Antártica durante JJA. La línea azul representa el comportamiento de la temperatura al aumentar la elevación. Las flechas rojas indican vientos en una zona de estabilidad atmosférica. La flecha verde indica desarrollo de movimientos verticales que favorecen el ascenso de masas de aire. Las flecha amarillas indican el origen propuesto para las masas que precipitan en distintos niveles..... 166

Figura 90: Perfil esquemático del escenario propuesto para las variaciones observadas en la acumulación durante SON 2010. La línea azul representa el comportamiento de la temperatura al aumentar la elevación. La flecha verde indica el ascenso de masas de aire en el lado oeste. La flecha roja indica el descenso de masas de aire en el lado este..... 167

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Valores de las razones de referencia para isótopos estables de oxígeno e hidrógeno. (Clark & Fritz, 1997; White, 2013).....	23
Tabla 2: Información de los testigos de hielo utilizados para este trabajo. .	52
Tabla 3: Estándares secundarios LGR utilizados para el posterior ajuste de las mediciones respecto del VSMOW-SLAP	54
Tabla 4: Aspectos principales de los registros de radiosonda considerados para este estudio	61
Tabla 5: Matriz de correlación (R) entre registros de temperaturas entre los años 1984 y 2014	73
Tabla 6: Matriz de correlación (R) entre registros de los promedios mensuales de temperaturas superficiales en las estaciones OH, BE, ES, MA, entre los años 2006 y 2014	74
Tabla 7: Matriz de correlación (R) entre registros de presiones a nivel del mar entre los años 1984 y 2014.....	76
Tabla 8: Oscilación y desviación estándar anual de HR en la zona de estudio en el período 2006-2014	80
Tabla 9: Promedio estacional de gradientes de temperatura en las estaciones BE, VE y RO, entre el nivel del mar y 1130 m.s.n.m. Los gradientes están expresados en (°C/km).....	84
Tabla 10: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la estimación de temperatura sobre LCL entre 2008 y 2014.....	90
Tabla 11: Parámetros estadísticos de los promedios de HR de las masas de aire que alcanzan LCL entre 2008-2014.....	93
Tabla 12: Matriz de correlación entre sets datos de HR de las masas de aire que alcanzaron LCL entre 2008-2014.....	93
Tabla 13: Promedios y estadística básica de la composición isotópica de las muestras de precipitación obtenidas en OH entre 2008-2009 y durante 2014.	96
Tabla 14: Aspectos principales y estadística básica de los análisis isotópicos realizados a los testigos obtenidos desde el extremo norte de la Península Antártica.....	102
Tabla 15: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-4.....	106
Tabla 16: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-5.....	106
Tabla 17: Set de datos utilizados en la datación del testigo OH-6 según cada intervalo temporal.....	108

Tabla 18: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-6	108
Tabla 19: Set de datos utilizados en la datación del testigo OH-9 según cada intervalo temporal.....	110
Tabla 20: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-9	110
Tabla 21: Set de datos utilizados en la datación del testigo OH-10 según cada intervalo temporal.	112
Tabla 22: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-10	113
Tabla 23: Tendencias a escala estacional obtenidas para masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL y para la HR obtenida desde la serie LCL-01	116
Tabla 24: Tendencias a escala estacional obtenidas para masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL y para la HR obtenida desde la serie LCL-02	119
Tabla 25: Matriz de correlación entre las series de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas desde LCL, convertidas a temperaturas según las relaciones de $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenidas desde Fernandoy et al. (2012), $\delta^{18}\text{O}/T$ OHPP-01 y OHPP-02, $\delta^{18}\text{O}/T$ estacional, y comparadas respecto de las temperaturas estimadas sobre LCL.	123
Tabla 26: Estadística básica anual obtenida a partir de las señales de temperatura LCL-01-AE y LCL-02-AE. (*) el año 2008 no fue incluido en el cálculo de valores anuales 2009-2014 ya que los registros el año 2008 se extiende hasta marzo.	124
Tabla 27: Matriz de correlación entre promedios de temperaturas a escala mensual y estacional, medidas en estaciones meteorológicas (OH', RO' y VE'), mediante radiosondeos (RO'') y estimadas mediante razones de $\delta^{18}\text{O}$ en testigos de hielo (LCL-01-AE y LCL-02-AE) entre 2008-2015	126
Tabla 28: Valores de pendiente (m) e intersección (n) obtenidos a partir de las relaciones lineales de δD y $\delta^{18}\text{O}$ con resolución estacional entre otoño 2008 y primavera 2014.....	129
Tabla 29: Acumulación anual y semestral en el lado oeste de la Península Antártica obtenida a partir de los testigos OH-4, OH-5, OH-6, OH-9 y OH-10. (*) la acumulación durante el 2008 solo pudo ser extendida hasta marzo 2008.	133

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 PRESENTACIÓN DEL PROBLEMA

El cambio climático que afecta al planeta en la actualidad es estudiado en diversos campos de las ciencias. Cada uno por su parte busca dar respuestas a las causas que generan este fenómeno, así como también estudiar cuales son las consecuencias que éstas podrían generar sobre los distintos sistemas naturales.

Una de las principales evidencias del cambio climático ha sido el aumento de las temperaturas superficiales registrado desde que comenzaron a efectuarse observaciones de temperaturas y otras variables climáticas a escala global, a mediados del siglo XIX. De particular interés han sido las tendencias observadas a partir de 1950, las cuales muestran que las temperaturas superficiales promedio registradas en cada uno de los tres últimos decenios han sido sucesivamente más cálidas que cualquier decenio anterior desde 1850; evidenciando un claro calentamiento del sistema (IPCC, 2013).

Mediante distintos métodos se ha logrado cuantificar la magnitud del calentamiento de la superficie terrestre, el cual en promedio se estima en $0,6 \pm 0,2$ °C en el último siglo (Houghton et al., 2001) y en $0,78$ °C durante el período 1880-2012 (IPCC, 2013). Junto con el calentamiento en la atmósfera, también ha sido identificado el calentamiento de los niveles más superficiales de los océanos ($0,11$ °C/década entre 1971-2010); ambos han sido evidenciados por la disminución progresiva de extensos volúmenes de nieve y hielo, aumentos del nivel del mar y cambios en la salinidad de los océanos (IPCC, 2013).

Las causas del calentamiento son constantemente una materia de discusión siendo principalmente atribuibles al aumento en las emisiones antropogénicas de gases invernadero hacia la atmósfera desde el inicio de la revolución industrial en 1750 y en particular durante el último siglo, período en el cual la tasa promedio de aumento en las concentraciones de estos gases no tendría precedentes en los últimos 22000 años (IPCC, 2013).

En el sistema climático no todas sus componentes han respondido de igual manera frente a los cambios climáticos recientes. Una componente muy vulnerable al aumento de temperatura superficial es la criósfera, fuente de

grandes cantidades de agua dulce en estado sólido albergada en mayor proporción en los polos. El calentamiento en la criósfera se traduce en una disminución en la extensión y grosor del hielo por derretimiento de éstos, lo que conlleva al aumento del nivel del mar, cambios en la topografía y cambios en el clima a nivel global (Hall, 2009).

Una de las zonas de mayor interés debido a su sensibilidad y a las implicancias que tiene el calentamiento sobre esta región es la Antártida que representa aproximadamente el 90% de la criósfera. La tasa de pérdida del manto de hielo de la Antártica ha aumentado seis veces en el período entre 1992-2011, donde gran parte de la pérdida se concentra en el norte de la Península Antártica y al oeste del continente Antártico junto al mar de Amundsen (IPCC,2013).

La respuesta diferenciada del sistema climático ha producido que el aumento de las temperaturas no haya sido uniforme a lo largo del planeta en los últimos 60 años, la Antártida no ha sido la excepción ya que la Península Antártica es la zonas donde se ha identificado el mayor calentamiento regional del hemisferio sur (Bentley *et al.*, 2009; Vaughan *et al.*, 2003; Turner *et al.*, 2005) de aproximadamente 3°C desde 1950 en el lado oeste de la Península Antártica(Meredith & King, 2005; Thomas *et al.*, 2009; Bentley *et al.*, 2009), a diferencia del resto del continente Antártico donde el calentamiento no excede los promedios globales (0,5°C desde 1950)(Hansen *et al.*, 1999).

Las mediciones meteorológicas en la Península comenzaron en los primeros años del siglo XX, siendo escasas, irregulares y distribuidas principalmente en las zonas costeras o en islas cercanas al ser de más fácil acceso (King, 1994). Desde mediados del siglo XX las mediciones han aumentado y han sido continuas en numerosas estaciones, sin embargo aún presentan una gran dispersión geográfica, abarcando generalmente zonas costeras y a cientos de kilómetros de distancia entre ellas lo cual dificulta la correlación regional (Thomas *et al.*, 2009; Schneider *et al.*, 2005; Vaughan *et al.*, 2003), la identificación del límite hasta donde se extiende el calentamiento extremo en la Península (Vaughan *et al.*, 2003) y afecta la precisión de los modelos climáticos regionales actuales (King *et al.*, 2004; Vaughan *et al.*, 2003).

El escaso rango de tiempo que abarcan las mediciones directas de temperatura y de variables climáticas en la Península dificulta el estudio de las tendencias climáticas regionales a escalas temporales más extensas (Opel *et al.*, 2009), es por esto que el uso de fuentes indirectas de información se ha transformado en la clave para poder analizar la variabilidad climática en la zona (Aristarain *et al.*, 1990; Opel *et al.*, 2009).

El uso de proxies climáticos (indicadores indirectos) ha sido fundamental para interpretar la climatología del pasado, proporcionando una visión global

de las tendencias regionales abarcando escalas temporales de siglos e incluso milenios (Vaughan *et al.*, 2003; IPCC, 2013); lo que ha permitido la elaboración de reconstrucciones climáticas. El estudio de numerosos y diversos registros paleoclimáticos ha permitido identificar, en distintos puntos del planeta, la variabilidad y los cambios de largo plazo en la atmósfera, los océanos, la criósfera y en la superficie terrestre (IPCC, 2013).

Entre los registros paleoclimáticos, uno de los más utilizados y ampliamente aceptados en altas latitudes son los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno obtenidos desde testigos de hielo (Schneider *et al.*, 2005; Opel *et al.*, 2009). A partir del trabajo publicado por Dansgaard (1964) en el cual se establece que la concentración de estos isótopos en el ciclo hidrológico es dependiente de los procesos de fraccionamiento del agua, presentando la razón entre sus concentraciones isotópicas una relación lineal con la temperatura; numerosos autores han utilizado esta relación ya sea para realizar estudios isotópicos de las precipitaciones a partir de testigos de hielo como también para validar su uso como paleotermómetros (Schneider *et al.*, 2005).

Los isótopos de oxígeno e hidrógeno contenidos en el hielo, mediante el uso de la relación isótopo-temperatura, constituyen una fuente de información de las condiciones climáticas y de circulación atmosférica anterior a los primeros registros meteorológicos instrumentales en la zona (Schneider *et al.*, 2005; Thomas & Bracegirdle, 2009). La relación local isótopo-temperatura permite la realización de reconstrucciones paleoclimáticas con el propósito de estudiar variaciones recientes y de largo plazo en el clima e identificar eventuales tendencias a escala regional en zonas remotas y con escasos registros meteorológicos (Opel *et al.*, 2009), como lo es la Península Antártica (Schneider *et al.*, 2005; Thomas & Bracegirdle, 2009).

El uso de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno como paleotermómetros no es directamente extrapolable al pasado (Schneider *et al.*, 2005). Existen otros factores físicos, aparte de la temperatura, que localmente pueden alterar la señal isotópica contenida en la nieve y el hielo, dificultando su interpretación (Thomas & Bracegirdle, 2009). La existencia de posibles distorsiones por efectos locales lleva a la necesidad de comprobar la validez de las concentraciones isotópicas como proxie climático (Jouzel & Merlivat, 1984; Schneider *et al.*, 2005).

Para determinar la validez es necesario contrastar los datos del testigo con datos obtenidos a partir de mediciones meteorológicas directas (Schneider *et al.*, 2005). El grado de correlación que exista entre ambos permite determinar si los isótopos son realmente capaces de reflejar localmente las variaciones en las variables meteorológicas, la variabilidad de éstas y las tendencias climáticas actuales. En caso de lograr una buena correlación entre los datos y realizando las calibraciones necesarias, el

registro isotópico del hielo en la zona propuesta podría extrapolarse al pasado y utilizarse para el estudio paleoclimático con testigos profundos capaces de abarcar un extenso horizonte temporal (Rozanski *et al.*, 1992).

Actualmente existen escasos testigos de hielo obtenidos en la Península Antártica (Peel & Clausen, 1982; Aristarain *et al.*, 1986, 1990; Peel *et al.*, 1988, 1996; Thompson *et al.*, 1994; Mulvaney *et al.*, 2002, 2012; Thomas *et al.*, 2008, 2009; Fernandoy *et al.*, 2012; Dalla Rosa, 2013; Goodwin, 2013), concentrándose la mayoría en el centro y en el extremo sur. Si bien algunos de estos testigos presentan una señal isotópica influenciada por efectos locales, éstos han entregado valiosa información sobre las tendencias climáticas pasadas a lo largo de la Península las cuales han evidenciado un aumento en las tasas de acumulación y en las temperaturas a lo largo de toda la región y han permitido estudiar la extensión del calentamiento observado.

En las últimas décadas numerosos trabajos han intentado determinar las causas del calentamiento reciente en la Península Antártica. Junto con los testigos de hielo también se han realizado trabajos apoyados en el análisis de mediciones satelitales, registros meteorológicos y proxies climáticos, éstos han propuesto la participación de distintos factores que afectarían en distintos grados. A pesar de los avances alcanzados en la comprensión del sistema climático local, los modelos climáticos actuales no son capaces de determinar concretamente la razón del calentamiento amplificado en la zona.

Para mejorar la precisión de los modelos y que estos logren mayor representatividad, algunos autores apuntan a la necesidad de una mayor cantidad de datos y con una mejor distribución espacial a modo de tener una mayor cantidad de puntos de control. En caso de refinarse los modelos estos podrían ayudar a estimar el grado de participación de las distintas variables climáticas sobre una región, estudiar la extensión de los procesos y estudiar posibles efectos a nivel local permitiendo contribuir a la comprensión de las causas y mecanismos con el fin de poder realizar estimaciones de los posibles efectos en el futuro.

El Plateau Laclavere se ubica en el extremo norte de la Península Antártica y es la zona más al norte de la Península que presenta alturas por sobre los 1000 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m), en particular, el punto más alto se encuentra a 1130 m.s.n.m (Cárdenas *et al.*, en preparación). El Plateau separa el lado oeste de la Península el cual presenta un clima de condiciones templadas y húmedas de fuerte influencia marina, del lado este de la Península el cual presenta un clima de condiciones frías y secas de fuerte influencia continental (Fernandoy *et al.*, 2012). La posición en la que se encuentra el Plateau es clave ya que por un lado se encuentra a una altura suficiente para evitar los efectos de percolación debido a la ocurrencia de altas temperaturas (Fernandoy *et al.*, 2012) y por otro lado separa 2 regímenes climáticos distintos, de los cuales se ha propuesto que

en los últimos años podrían estar interactuando debido a la intensificación reciente en los vientos desde el oeste en esta zona (Thomas & Bracegirdle, 2009).

Las evidencias de interacción entre ambos regímenes climáticos junto con el aumento considerable de las temperaturas superficiales en el extremo norte de la Península (Thomas & Bracegirdle, 2009), permiten proponer que el Plateau Laclavere sería una zona de alto interés científico principalmente por el potencial que podría tener su señal isotópica de reflejar como habrían variado las condiciones climáticas en esta región en las últimas décadas y siglos. La alta tasa de acumulación anual de nieve permitiría en esta zona realizar análisis isotópicos de alta resolución en testigos de hielo (Fernandoy *et al.*, 2012) lo que posibilita un análisis más preciso a escala mensual y anual.

Este trabajo busca determinar si las razones de isótopos estables en la nieve depositada en el Plateau Laclavere serían capaces de reflejar las condiciones meteorológicas y la variabilidad que han presentado en los últimos años en esta zona. El grado de representatividad que tenga la señal isotópica respecto de las condiciones climáticas permitirá determinar si la relación isotopo-temperatura local es un buen indicador de condiciones climáticas pasadas. Una buena correlación entre ambos registros validaría al Plateau Laclavere como un lugar apto para obtener un núcleo de hielo de mayor profundidad en el cual se podrían realizar reconstrucciones paleoclimáticas locales, lo que a su vez sería un aporte para mejorar la precisión de los modelos climáticos actuales y para mejorar la predicción de cambio climático en el futuro.

1.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO

El estudio de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno contenidos en testigos de hielo del Plateau Laclavere permitiría recrear las condiciones climáticas actuales en la zona norte de la Península Antártica.

1.3 OBJETIVOS

Objetivo general

- Determinar las relaciones existentes entre isótopos estables de oxígeno e hidrógeno contenidos en la nieve acumulada en el Plateau Laclavere y los parámetros climáticos locales presentes en el extremo norte de la Península Antártica.

Objetivos específicos

- Determinar la variabilidad reciente de los parámetros climáticos locales y su relación con los factores climáticos
- Establecer el grado de validez del registro isotópico como proxy para reconstrucciones climáticas
- Reconstruir parámetros climáticos a partir de la señal isotópica en los testigos de hielo analizados

1.4 ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio considerada para este trabajo abarca en términos regionales a la Península Trinidad, en el extremo norte de la Península Antártica, entre los paralelos 63°S y 64°S y los meridianos 60°W y 57°W. Localmente el estudio se centra en el Plateau Laclavere (63,45°S, 57,78°W) ubicado a aproximadamente 19 kilómetros (km) al sur-oeste de la Base Chilena General Bernardo O'Higgins Riquelme (63,32°S, 57,90°W) (Figura 1). El Plateau exhibe una superficie plana de aproximadamente 6 km de largo y 3 km de ancho que representa la división entre el flanco oeste y el flanco este de la Península.

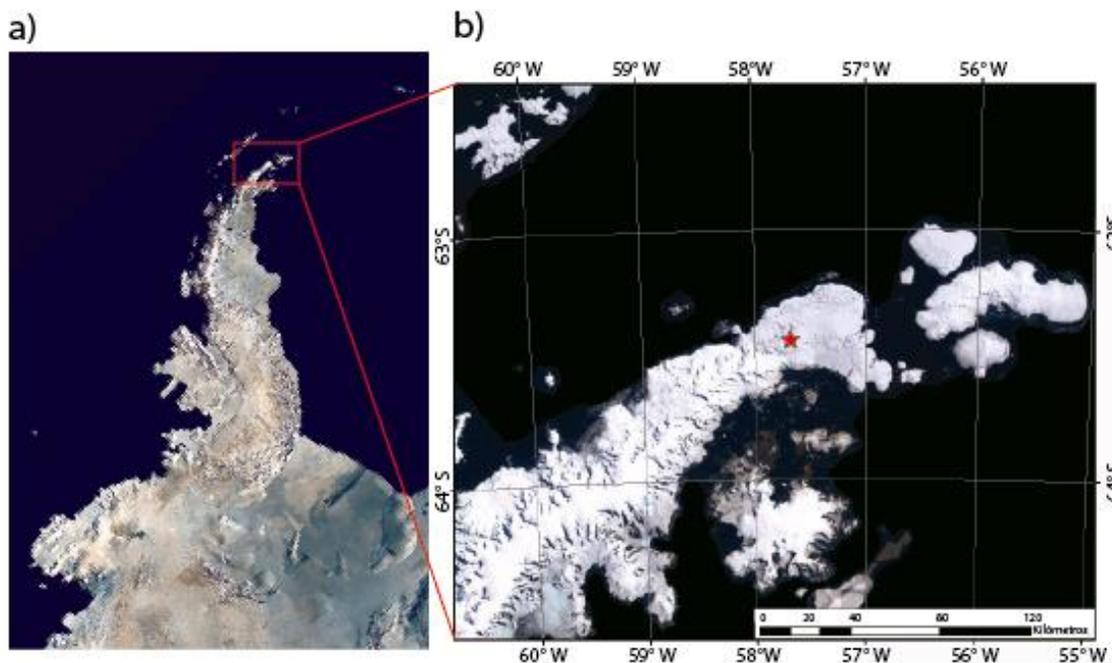


Figura 1: Zona de estudio. (a) Península Antártica, el rectángulo rojo sobre ésta muestra la ubicación de la Península Trinidad. (b) Acercamiento de (a), en ella la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere en el extremo norte de la Península Antártica. Imagen satelital modificada desde NASA's Blue Marble data set.

CAPITULO 2

MARCOS CONCEPTUALES

2.1 MARCO GEOMORFOLÓGICO

La región comprendida por la Península Antártica (63-73°S; 55-75°O) es un terreno similar al extremo sur de la cordillera de los Andes con amplios contrastes desde el punto de vista geológico y glaciológico. La Península es una estrecha porción de tierra de hasta 250 km de ancho entre el mar de Bellingshausen y el mar de Weddell, presenta grandes elevaciones (hasta 3500 m.s.n.m) y proyecta el continente Antártico 1250 km hacia el norte permitiendo extender la calota de hielo Antártica hacia zonas con climas subpolares. Esta proyección de la Antártida hacia latitudes menores produce una división climática y oceanográfica entre el lado este y el lado oeste de la Península, favoreciendo la formación de un gradiente entre ambas zonas (Domack *et al.*, 2003).

En el extremo norte las alturas máximas en la Península por lo general no exceden los 1000 metros y el paisaje generalmente está fuertemente disectado por valles de altas pendientes por donde fluyen glaciares de manera transversal a la divisoria de altas cumbres de la Península (Clapperton, 1990; Heroy & Anderson, 2005). Los glaciares en la región generalmente se originan en los plateaus en zonas altas y desembocan hacia el mar formando glaciares de piedemonte (Clapperton, 1990). Hacia el sur, la base de la Península aumenta su elevación hasta alcanzar alturas por sobre los 2000 metros y con coberturas de hielo de cientos de metros de grosor. Hacia el sur la zona se caracteriza por presentar amplios plateaus y eventuales nunataks debido a la presencia de montañas que exceden los 3000 metros de elevación (Clapperton, 1990).

La región costera al oeste de la Península está compuesta por numerosas islas disectadas por valles glaciares que forman un abrupto relieve sobre una plataforma continental ancha. A lo largo del margen oeste, al norte de los 69°S, los glaciares desembocan en los fiordos costeros y no se observan plataformas de hielo permanentes (Pudsey *et al.*, 1994). La región costera al este de la Península está en su mayoría cubierta por las plataformas de hielo Larsen que se formaron sobre una plataforma continental de extensión similar a la existente en el lado oeste (Pudsey *et al.*, 1994).

Mediante sondeos de radar se logró determinar la presencia de una cadena montañosa que se extiende bajo el hielo de la Península (Anckorn, 1979). Morfológicamente se distinguen fuertes contrastes entre las zonas de

cumbres erosionadas que luego fueron cubiertas generando pendientes suaves y las zonas que presentan un paisaje alpino con una fuerte incisión causada por los sistemas glaciares de valle que fluyen hacia las zonas más bajas. En las zonas más bajas los glaciares generalmente terminan en forma de glaciares de piedemonte que bordean los acantilados costeros o en forma de glaciares de valle formando fiordos (Griffith & Anderson, 1989; Clapperton, 1990).

Los registros glaciares más antiguos en la Península corresponden a depósitos glaciogénicos del Eoceno en las Islas Shetland del Sur (South Shetland Islands (SSI)) lo que sugiere la presencia de glaciares en la zona hace 30 millones de años (Birkenmajer, 1991), antes de la separación de las SSI de la Península Antártica. Entre el Mioceno y el Plioceno-Pleistoceno habría ocurrido una expansión de hielo a gran escala sobre la plataforma continental (Domack *et al.*, 2003). Existen evidencias que muestran la existencia de una cobertura de hielo más extensa que la actual, estas evidencias corresponden fundamentalmente a estrías glaciares en zonas altas actualmente descubiertas, bloques erráticos y depósitos de till (Clapperton, 1990).

Los períodos glaciales e interglaciales bien documentados en el hemisferio norte durante el Pleistoceno no han sido bien documentados en el hemisferio sur, aparentemente debido a los efectos de la fuerte erosión generada en cada evento de glaciación subsecuente (Clapperton, 1990). El efecto acumulativo de las expansiones y retiros glaciares ha dejado como consecuencia la formación de fiordos, cuencas plataformales profundas y depósitos en forma de cuñas compuestas por diamictitas de edad Neógenas-Cuaternarias a lo largo de la plataforma continental (Domack *et al.*, 2003).

La actual geografía es el resultado del retiro de la plataforma de hielo que cubría la Península durante el última gran glaciación, junto con los efectos producidos por los aumentos en el nivel del mar en el período postglacial y el ajuste isostático debido al adelgazamiento y retiro de los frentes glaciares (Domack *et al.*, 2003).

Los distintos regímenes climáticos presentes a cada lado de la Península producen fuertes contrastes en las precipitaciones y en el transporte de vapor de agua a lo largo de la región. Estos factores permiten el desarrollo de características glaciológicas contrastantes entre el lado este y oeste de la Península. En el lado oeste se produce gran cantidad de precipitación de nieve debido a la presencia de fuertes vientos desde el oeste y sistemas ciclónicos, esto produce una alta tasa de acumulación y un descenso en la altura de la línea de equilibrio, la cual determina la altura en la cual se producirá precipitación de nieve. En el lado este de la Península la precipitación de nieve y las temperaturas promedio anuales son menores que en el lado oeste lo que produce un aumento en la elevación de la línea de equilibrio en esta zona (Domack *et al.*, 2003). En general las tasas de

acumulación promedio en la Península son tres veces mayores a las tasas en el continente Antártico (Pudsey *et al.*, 1994).

Las diferencias en la altura de la línea de equilibrio y en la tasa de acumulación a ambos lados de la Península producen que los glaciares del lado este respondan con mayor rapidez al ocurrir alguna perturbación climática, facilitando su derretimiento (DeAngelis & Skvarca, 2003). Las plataformas de hielo Larsen A y Larsen B, en el lado este de la Península, son algunos ejemplos de los sistemas glaciares de baja acumulación y alta sensibilidad climática (DeAngelis & Skvarca, 2003).

La principal forma de acumulación en los glaciares de la Península es la precipitación. Existen otros procesos que contribuyen al aumento de las tasas de acumulación; formación de escarcha, remoción y depositario de nieve por ráfagas de viento, transporte de nieve desde los plateaus continentales, sin embargo su aporte es mínimo (Griffith & Anderson, 1989).

La principal forma de ablación es mediante los procesos de *calving*, los cuales producen el mayor porcentaje de pérdida de masa. Existen otras formas de ablación como la sublimación directa, advección por efecto del viento y derretimiento, sin embargo estas formas son de menor importancia en la Península (Griffith & Anderson, 1989). Los factores que regulan la ocurrencia del *calving* son el grado exposición que presenta la línea de costa al oleaje y cambios en las mareas.

Los glaciares del extremo norte de la Península Antártica pueden presentar agua de fusión proglacial y epiglacial en sus zonas basales lo que permite que su tasa de movimiento sea notablemente mayor a las tasas de movimiento de glaciares de base seca los cuales fluyen principalmente debido a su deformación interna (Griffith & Anderson, 1989).

Los glaciares a lo largo de la Península son de aspecto "limpio" con escasas exposiciones de morrenas (Griffith & Anderson, 1989). Las diferencias en el basamento entre la Península y sus alrededores producen variaciones en la cantidad de sedimentos producidos. La Península presenta un basamento conformado principalmente por rocas intrusivas mientras que en el extremo norte y en el extremo este se identifican rocas volcánicas y sedimentarias más fáciles de erosionar, esto genera una mayor producción de sedimentos glaciares en zonas intermareales en el extremo nor-oeste del mar de Weddell (Domack *et al.*, 2003).

2.2 MARCO CLIMATOLÓGICO

La radiación solar es el motor del sistema climático global. Su distribución no es uniforme en el planeta, ya que el ecuador recibe cinco veces más radiación que los polos, lo que genera una diferencia de temperatura entre ambos extremos. La circulación atmosférica y oceánica responde a este gradiente de temperatura transportando calor hacia los polos. El calentamiento en los trópicos, el transporte de aire cálido hacia los polos y la fuerza de Coriolis debido a la rotación terrestre generan la celda de Hadley en la atmósfera; en ésta el aire del ecuador asciende y luego desciende en las zonas subtropicales creando un cinturón de altas presiones. En la transición entre las latitudes altas y medias (60-65°S) el aire asciende nuevamente formando la celda de Ferrel y creando un cinturón de bajas presiones en superficie (King *et al.*, 2004). El gradiente de presión superficial entre ambas latitudes junto con la influencia de la rotación terrestre, fuerza al aire a moverse hacia el este generando fuertes vientos desde el oeste que sustentan la formación de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA). Las masas de aire que ascienden a los 60°S son desplazadas en altura hacia los polos donde descienden y forman un sistema de altas presiones sobre el continente Antártico, a esta circulación se le conoce como celda polar (Figura 2). El gradiente de presión superficial entre 60-90°S potencia la formación de vientos desde el este a lo largo de la costa Antártica y potencia a los vientos desde el oeste de la CCA (SCAR, 2009).

La CCA que circunda el continente y que domina la circulación en las latitudes altas, puede presentar movimientos tanto, hacia el norte como hacia el sur, dependiendo del gradiente de presión atmosférica entre las latitudes medias y la costa Antártica (Marshall, 2003). Al desplazamiento de esta corriente se le conoce como Oscilación Antártica o Modo Anular del Sur (SAM) e incide en la posición y en la fuerza con que se desarrollan los frentes fríos y los sistemas de tormentas en estas latitudes (Marshall, 2002; SCAR, 2009). SAM es considerado como una medida de la intensidad de los vientos desde el oeste que sustentan a la CCA y es considerado el principal modo de circulación atmosférica extratropical en el hemisferio sur (Simmonds, 2003). Las variaciones de SAM (en algunas ocasiones atribuidas al forzamiento atrópicos sobre el sistema climático (Marshall *et al.*, 2006)) gatillan las variaciones en los vientos y las corrientes oceánicas en esta latitud. El movimiento de la CCA hacia el continente Antártico corresponde a una fase positiva de SAM y produce un aumento (~15%) en los vientos desde el oeste, por el contrario el desplazamiento de la corriente hacia el ecuador corresponde a una fase negativa y produce un debilitamiento de los vientos desde el oeste (SCAR, 2009).

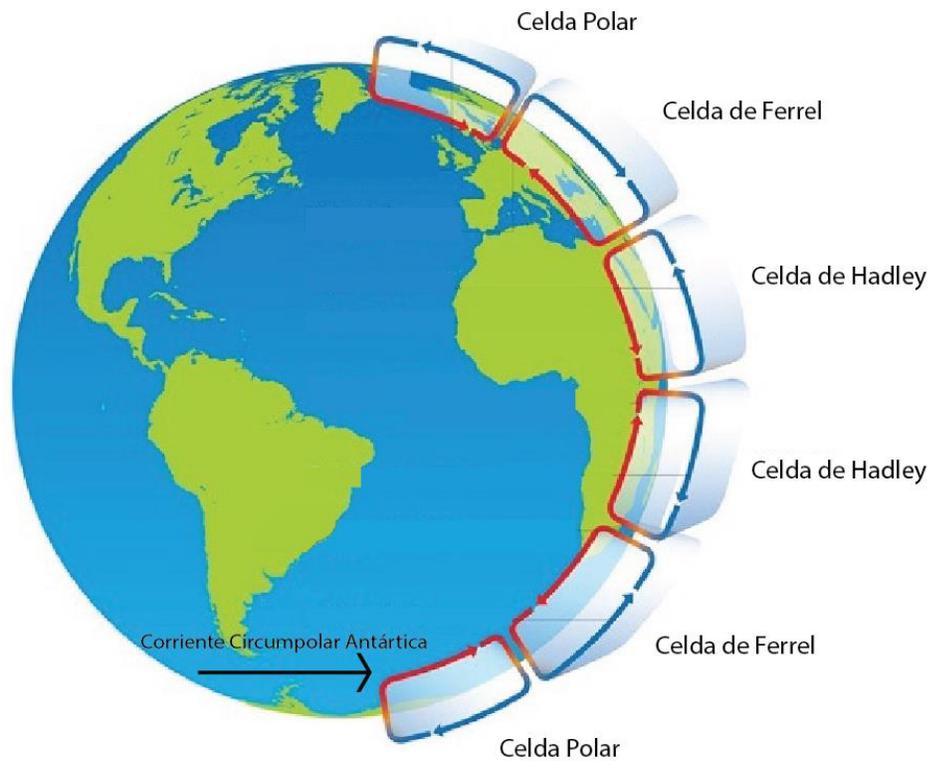


Figura 2: Celdas latitudinales de circulación atmosférica. Imagen modificada de *metoffice.gov.uk*.

Tanto la atmósfera como el océano participan en la transferencia de calor hacia los polos. En la atmósfera el calor es transportado por las células de circulación atmosférica y por sistemas de baja presión, los cuales al rotar en sentido horario en su lado este transportan aire cálido de latitudes menores hacia latitudes mayores, mientras que en su lado oeste transportan aire frío de latitudes mayores hacia el ecuador. En el hemisferio sur los océanos transportan calor y sales hacia el polo a través de corrientes oceánicas superficiales, las cuales se desplazan hacia el sur a lo largo de la costa oeste del Océano Pacífico, Atlántico e Índico. Además existe transporte de sales y calor a través de una corriente marina profunda proveniente del Atlántico norte (SCAR, 2009).

La región Antártica se encuentra dentro de la zona delimitada por el Frente Polar la cual es una división entre las aguas frías que rodean la Antártida (Océano Austral) y las aguas cálidas provenientes de los océanos Pacífico, Atlántico e Índico. El Océano Austral o Antártico está limitado por el Frente Polar y circunda a la Antártida permitiendo el intercambio y la interacción entre éste y los otros océanos. En el Océano Austral se desarrollan dos sistemas de circulación oceánica; el giro del Mar de Weddell y el Giro del Mar de Ross que permiten el transporte oceánico desde y hacia las costas del continente. La corriente circumpolar Antártica es el gran motor

de la circulación oceánica y atmosférica en altas latitudes lo que la convierte en un importante regulador climático a nivel global (SCAR, 2009).

Continente Antártico

El continente Antártico es reconocido por ser el más frío, seco, elevado y ventoso de los continentes, registrando en su interior la temperatura más baja medida en la superficie terrestre (-89,2°C, estación rusa Vostok, Antártica Oriental). La superficie que cubre es aproximadamente el 10% de la superficie expuesta del planeta y en su mayoría se encuentra al sur del círculo Antártico (latitud 66°33'39''S) a excepción del extremo norte de la Península Antártica. El continente se divide en Antártica Oriental, Antártica Occidental y la Península Antártica. La Antártida Oriental está conformada por un domo polar que forma un plateau cuyo punto más alto se encuentra a 4093 m.s.n.m (Domo A). La Antártida Occidental presenta una elevación media de 850 m.s.n.m y está separada de la Antártica Oriental por el cordón montañoso transantártico. La Península Antártica es la única región del continente que se extiende hacia el norte desde el manto de hielo principal alcanzando la latitud 63°S (SCAR, 2009).

La Antártida a lo largo del año recibe escasa radiación solar debido a su posición geográfica centrada en el polo sur. Si bien en verano el sol en esta región permanece sobre el horizonte casi todo el día, la alta reflectividad de la nieve y hielo junto con el escaso vapor de agua en la atmósfera producen un alto grado de reflexión de la radiación incidente. Finalmente el promedio anual de radiación solar incidente junto con el alto albedo asociado a la extensa cobertura de hielo (99,7% de la superficie del continente), produce un balance de radiación negativo en la región que favorece al enfriamiento (SCAR, 2009).

Alrededor de la Antártida, sobre el Océano Austral, la CCA desarrolla un cinturón de baja presión atmosférica en el cual se forman normalmente seis núcleos de baja presión centrados aproximadamente sobre la latitud 66°S y con valores medios anuales de 980-990 hPa (Sinclair *et al.*, 2013; Dalla Rosa, 2013). Entre los núcleos más importantes se encuentran el de Weddell, Bellingshausen y Ross, ubicados sobre los mares del mismo nombre. La presencia de estos centros de baja presión sobre el océano Austral potencia la frecuente formación de ciclones extra-tropicales de escala sinóptica que se desplazan hacia el este (King & Turner, 2007).

Sobre el continente Antártico se desarrolla un anticiclón débil de alta presión asociado a la celda Polar, el que permite una estabilidad atmosférica con valores medios anuales de presión en torno a 1040 hPa y mantiene un clima frío y seco (King & Turner, 2007). El aire que desciende sobre el Polo junto con el fuerte gradiente de presión entre el continente y el océano, estimulan la formación de vientos catabáticos (vientos con velocidad mayor a

100 km/h) que controlan la circulación atmosférica sobre la superficie de la Antártida, permitiendo el transporte de aire frío desde el sur hacia el norte en sentido anti-horario (a causa del efecto de Coriolis) y potenciando el desarrollo de vientos fríos desde el este en las costas Antárticas (King & Turner, 2007) (Figura 3).

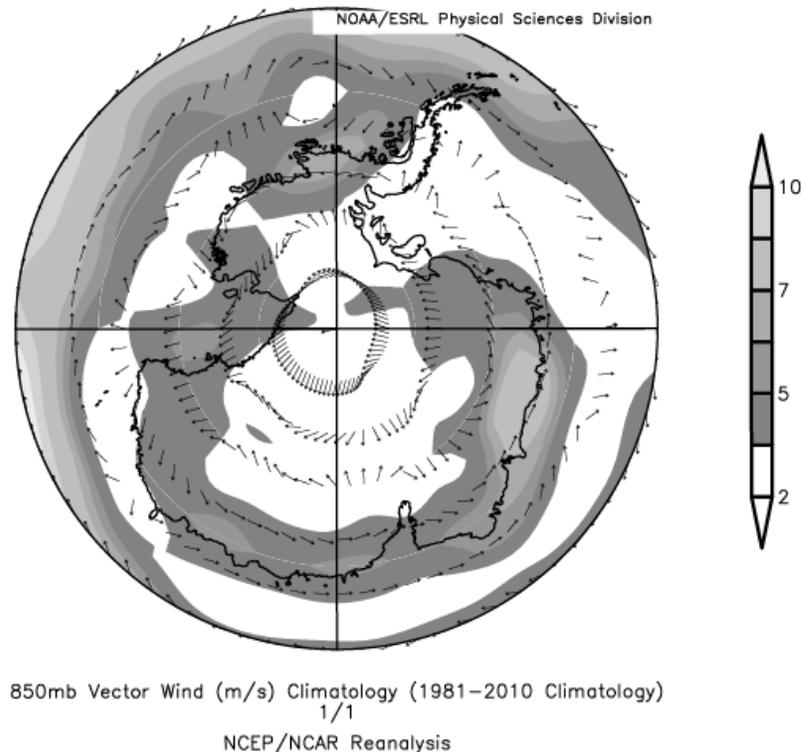


Figura 3: Distribución y magnitud de vientos promedio a 850 hPa, sobre el continente Antártico y los mares que lo circundan. Los promedios fueron obtenidos mediante el reanálisis NCEP/NCAR para el periodo entre 1981-2010.

En las zonas costeras de la Antártida los vientos fríos desde el continente se encuentran con los vientos más templados de las latitudes medias produciendo convección en torno a la zona sobre la CCA y potenciando la formación de sistemas ciclónicos de escala sinóptica. Estos centros de baja presión se desplazan en torno a la Antártida gracias a la CCA y producen los eventos de precipitación en los márgenes del continente (Dalla Rosa, 2013).

Las temperaturas en el continente varían según la distancia respecto de la costa (efecto de continentalidad), la latitud (relación con la radiación incidente), la elevación (gradiente vertical) y la circulación atmosférica (penetración de sistemas ciclónicos de escala sinóptica). El gradiente promedio desde la costa es $-27,8 \pm 0,9^{\circ}\text{C}/1000\text{km}$, evidenciando un claro

efecto de continentalidad, el gradiente vertical promedio es $-11,4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ siendo en promedio $-9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para zonas costeras y $-12^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para el plateau central (Masson-Delmotte *et al.*, 2008).

Las zonas altas al interior del continente presentan bajas temperaturas debido a la su elevación, el escaso vapor de agua en la atmósfera y la aislación de las masas de aire cálido y húmedo provenientes del mar del sur. Las temperaturas superficiales promedio en el continente varían estacionalmente entre -35°C y -55°C (verano e invierno respectivamente). En la región costera también varían de la misma forma presentando temperaturas entre 0°C y -20°C (verano e invierno respectivamente), con un promedio anual entre -10°C y -15°C (Dalla Rosa, 2013).

Las zonas costeras en verano presentan temperaturas promedio bajo el punto de congelamiento, sin embargo existen zonas como la costa oeste de la Península Antártica donde se han registrado temperaturas de algunos grados por sobre 0°C (Vaughan *et al.*, 2003; Dalla Rosa, 2013). En el plateau continental las temperaturas mínimas son alcanzadas a principios del invierno y se mantienen constantes durante toda la estación, sin un claro mínimo de bajas temperaturas durante la estación. Las zonas costeras por su parte se caracterizan por presentar un retraso en alcanzar la temperatura mínima anual, ésta se registra normalmente a comienzos de la primavera (Sinclair *et al.*, 2013).

Las precipitaciones en la Antártida son fundamentalmente nieve y su ocurrencia se concentra en las regiones costeras. El origen de la precipitación se debe principalmente al enfriamiento de masas de aire templadas y húmedas provenientes del océano austral asociadas a ciclones extra-tropicales de escala sinóptica. Las parcelas de aire en su trayectoria hacia el continente son forzadas a ascender y enfriarse por el efecto orográfico causado por el relieve Antártico. Hacia el interior del continente la actividad sinóptica decrece y las bajas temperaturas reducen la capacidad del aire para almacenar vapor. La escasa humedad en los plateaus continentales limita las precipitaciones, las cuales son principalmente en forma de cristales de hielo que precipitan en cielos despejados, esto genera pequeñas tasas de acumulación anuales (menores a cinco centímetros) (Masson-Delmotte *et al.*, 2008; SCAR, 2009). En general las precipitaciones a lo largo de la Antártida dependen de la frecuencia y la fuerza de los sistemas de baja presión moviéndose hacia el este a lo largo de la CCA; además dependen de la advección de vapor templado desde los océanos circundantes y hacia el continente (Simmonds, 2003).

Los registros meteorológicos a lo largo del continente Antártico no presentan una buena correlación con los registros obtenidos en la Península Antártica, así como también las tendencias de calentamiento registradas en las últimas décadas sobre el continente ($0,002^{\circ}\text{C}/\text{año}$) (Masson-Delmotte *et al.*, 2008) son mucho menores que las registradas en la Península

(0,1°C/año) (King *et al.*, 2004). Lo anterior demuestra que la Península presenta un régimen climático distinto al que afecta el continente antártico (King *et al.*, 2004), por lo que su climatología debe ser analizada aparte.

Península Antártica

La Península Antártica se diferencia del continente Antártico tanto en su geografía como en la latitud en la que se encuentra, esto genera que su régimen climático sea distinto al que afecta al continente (King, 1994; King *et al.*, 2004; Simmonds, 2003). Su ubicación en el extremo norte del continente expone este terreno a las influencias de latitudes medias. Al ser una extensa, angosta y elevada porción de tierra que se extiende en dirección norte-sur sobre los mares del sur, la Península Antártica se convierte en una barrera que genera una división climática entre las condiciones marítimas (templadas y húmedas) que afectan al lado oeste, de las condiciones continentales (frías y secas) que afectan al lado este (Reynolds, 1981; Martin & Peel, 1978; King *et al.*, 2004; Simmonds, 2003). La división climática se encontraría levemente desplazada desde la divisoria de aguas hacia el este sobre los 1000 m.s.n.m (Martin & Peel, 1978; Reynolds, 1981).

El centro y norte de la Península se encuentra bajo la influencia de fuertes vientos desde el oeste asociados a la CCA, por otro lado, el sur es afectado por vientos costeros desde el este. El frecuente desarrollo de un núcleo de bajas presiones sobre el mar de Bellingshausen genera una profunda influencia sobre el clima que se desarrolla en el lado oeste de la Península ya que desvía los vientos de la CCA desde el oeste, reorientándolos y generando una nueva dirección de origen nor-oeste. El cambio de orientación de los vientos que inciden sobre la Península produce la advección (transporte horizontal) de aire templado de latitudes medias a esta región, manteniéndola levemente más cálida que otras regiones en la misma latitud (King & Harangozo, 1998; King *et al.*, 2004). En los veranos (diciembre-febrero) el extremo norte de la Península es afectado por fuertes vientos desde el oeste mientras que en los inviernos (junio-agosto) estos vientos son más débiles y las presiones son en promedio mayores en las cercanías de la Península debido a la migración del núcleo de bajas presiones hacia el oeste (Simmonds, 2003).

En el lado este, durante el año predominan fuertes vientos superficiales a lo largo de la costa que provienen desde el sur y sur-oeste. La presencia de estos vientos no se vincula exclusivamente a la presencia de sistemas de baja presión en el centro del mar de Weddell, sino que también se pueden explicar mediante la llegada de masas de aire frío estables con una fuerte inversión en superficie y que se mueven hacia el oeste sobre las plataformas de hielo marino en la costa, siendo finalmente bloqueado su paso por el

relieve de la Península (Swerdtfeger, 1975). El bloqueo produce un desvío en dirección norte y noreste, produciendo advección de aire frío proveniente de altas latitudes lo que favorece la formación de hielo marino en latitudes más bajas e incentiva la formación de plataformas de hielo sobre el mar de Weddell. En latitudes menores (65°S) la intensificación de los vientos desde el oeste asociados a la CCA favorece el transporte de hielo marino hacia el este (Swerdtfeger, 1975).

Las diferencias climáticas entre ambos lados de la Península son amplificadas por las diferencias en la extensión del hielo marino a ambos lados. Hacia el este de la Península se ubica el mar de Weddell, la mayor fuente de hielo marino del hemisferio sur y la zona costera más fría de todo el continente antártico. Estas características se deben a la presencia de fuertes vientos fríos que soplan desde el continente y que favorecen el transporte de hielo y agua fría hacia latitudes menores (King *et al.*, 2004). En este lado la costa está permanentemente cubierta por plataformas de hielo marino durante gran parte del año. La presencia de la isoterma superficial de -4°C limita la duración de las plataformas de hielo en el extremo norte de la Península, la disposición de esta isoterma favorece el desarrollo de plataformas hacia el sur y hacia el este (Reynolds, 1981). En el lado oeste el hielo marino es capaz de cubrir el mar hasta el extremo norte de la Península durante el invierno, sin embargo durante el verano el hielo se derrite retrocediendo hasta el extremo sur del mar de Bellingshausen. Un rasgo particular del lado oeste es que los vientos superficiales de las latitudes medias soplan desde el océano abierto hacia la costa oeste, transportando en este sentido aire templado que incide negativamente sobre el desarrollo del hielo marino (King *et al.*, 2004).

Las temperaturas superficiales en la región están sujetas a variaciones estacionales, durante los meses de invierno las temperaturas superficiales promedio entre un lado y otro de la Península pueden variar en hasta 12°C a los 65° de latitud sur (Swerdtfeger, 1975; Martin & Peel, 1978), mientras que en los meses de verano las variaciones son similares en ambos lados (Limbert, 1974; Schwerdtfeger, 1976; Smith & Stammerjohn, 2001; King *et al.*, 2004). En el lado oeste de la Península las temperaturas estacionales promedio en verano varían entre +1,2°C en el norte (Estación Bellingshausen) y +0,7°C en el sur (Estación Rothera), en invierno varían entre -6,2°C (Estación Bellingshausen) y -10,1°C (Estación Rothera). En la costa este las temperaturas son más bajas siendo el promedio de verano +0,2°C en el norte (Estación Esperanza) y -2,5°C en el sur (Plataforma Larsen), en invierno las temperaturas promedio alcanzan -23,4°C (Plataforma Larsen). Martin & Peel (1978) identificaron que a lo largo de la Península la temperatura superficial varía aproximadamente -0,84 (°C/°latitud) latitudinalmente (entre 64°S y 74°S) y -6,8 (°C/km) verticalmente, valor cercano al gradiente adiabático del aire saturado (condición promedio en el centro de la Península y en el lado oeste).

Reynolds (1981) precisó los gradientes antes obtenidos y obtuvo un gradiente vertical de $-5,7$ ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) para elevaciones que abarcan entre el nivel del mar y 1050 m.s.n.m en ambos lados de la Península, mientras que por otro lado obtuvo un gradiente latitudinal de $-0,77$ ($^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{latitud}$) para la costa oeste y la punta norte, y $-0,85$ ($^{\circ}\text{C}/^{\circ}\text{latitud}$) para la costa este.

En la costa oeste y en el extremo norte de la costa este la estacionalidad es similar, mostrando un ciclo anual de temperaturas con máximas durante los meses de verano y mínimas durante los meses de invierno. En el resto de la Península, centro y sur, el clima es similar al que presenta el continente Antártico; una estación de verano corta y un invierno extendido regulado por las masas de aire de origen continental (King *et al.*, 2004).

Las precipitaciones en la Península se concentran en la costa oeste asociados a sistemas frontales de escala sinóptica que se desplazan sobre el mar de Bellingshausen (Turner *et al.*, 2005). Las precipitaciones frontales son amplificadas mediante el ascenso de las masas de aire y su enfriamiento adiabático por el efecto orográfico causado por el relieve de la Península; el paisaje montañoso en esta zona es el responsable de las extensas variaciones regionales en las tasas de acumulación locales (Martin & Peel, 1978; King *et al.*, 2004). Este efecto lleva a que los plateaus, en las zonas altas al norte de la Península, presenten una tasa de acumulación de nieve mayor a dos metros de agua al año (Turner *et al.*, 2002, 2005). Las precipitaciones tienen su mayor frecuencia durante el equinoccio de septiembre donde la intensidad de los ciclones de escala sinóptica que alcanzan las costas de la Península es máxima debido al desplazamiento de la CCA hacia el sur. Las precipitaciones durante el invierno son en forma de nieve mientras que durante el verano las precipitaciones pueden ser de nieve y lluvia, donde la ocurrencia de lluvia se concentra principalmente en el extremo norte y la costa oeste de la Península (King *et al.*, 2004). En particular la costa oeste de la Península presenta las mayores tasas de precipitación registradas en el continente Antártico. Esto se debe principalmente a la confluencia de sistemas ciclónicos en estado de formación o disipación que incorporan el vapor proveniente del mar de Bellingshausen, lo que produce un aumento en la inestabilidad atmosférica (Dalla Rosa, 2013).

La ubicación de la Península al este del mar de Bellingshausen donde frecuentemente se forman intensos ciclones extratropicales, favorece la llegada de una amplia gama de masas de aire transportadas mediante distintos mecanismos (Simmonds, 2003; Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Si bien los eventos ciclónicos se desarrollan durante todo el año en el lado oeste de la Península, existe una mayor frecuencia de formación durante los meses de primavera y verano, en los cuales son responsables de gran parte de las precipitaciones en la costa oeste. El efecto de los eventos ciclónicos disminuyen al aumentar la elevación lo que produce que su paso por sobre la

Península sea limitado. Por otro lado, el marcado efecto de continentalidad presente en el la costa este de la Península produce condiciones desfavorables para la formación de ciclones y reduce considerablemente la magnitud de las precipitaciones en este lado (Schwerdtfeger, 1976; Simmonds, 2003).

El clima a lo largo de la Península responde a una gran variedad de forzamientos locales y regionales, así como también *feedbacks*. Algunos de los factores que controlan el clima en esta región son: la extensión de hielo marino en los alrededores, la posición y desplazamiento de la corriente circumpolar Antártica, la frecuencia con que se desarrollan eventos ciclónicos y la influencia del fenómeno del niño (El Niño Southern Oscillation (ENSO)) junto con SAM (Simmonds, 2003). Cada uno de estos factores contribuye a la extensa variabilidad climática existente.

Variaciones del sistema climático

En las últimas décadas en la Península Antártica se han identificado variaciones significativas en los patrones climáticos. De particular interés en esta zona son los aumentos registrados en las temperaturas superficiales promedio, los mayores del hemisferio sur y a nivel global (King, 1994; Vaughan *et al.*, 2003; Marshall *et al.*, 2006). Si bien el mayor calentamiento ha ocurrido en el lado oeste de la Península durante los meses de invierno (0,1°C/año), con un valor máximo durante junio (Limbert, 1974; Schwerdtfeger, 1976; King & Harangozo, 1998; Smith & Stammerjohn, 2001; Marshall, 2002; King *et al.*, 2004), las temperaturas del lado este también han aumentado, pero en menor magnitud (0,03°C/año) (Smith & Stammerjohn, 2001; King *et al.*, 2004). La amplificación del calentamiento durante el invierno y su ausencia durante el verano indica la importancia de los mecanismos de retroalimentación (*feedbacks*) regionales entre atmósfera-océano-hielo marino que actúan durante el invierno.

King (1994) propuso diversos mecanismos que podrían ser los que han dado origen a este fenómeno, entre ellos están: (1) cambios en la circulación atmosférica y los patrones de advección a lo largo de la Península, (2) cambios en el océano que favorecen el ascenso de corrientes templadas en el lado oeste de la Península, (3) cambios en el balance energético debido a variaciones en la extensión del hielo marino.

Cambios en la circulación atmosférica

El núcleo de baja presión sobre el mar de Bellingshausen tiene una fuerte influencia en el clima que se desarrolla en el lado oeste de la Península. Su ubicación y la fuerza con la que se desarrolla repercute

directamente en las temperaturas superficiales ya que ambos factores producen cambios en la advección de aire cálido hacia la región. Los inviernos cálidos que se han identificado en la Península estarían relacionados con un efecto de dipolo con el reforzamiento de las bajas presiones en el mar de Bellingshausen y un aumento en la presión en el mar de Weddell, por el contrario, los inviernos fríos se relacionan con el caso dipolo opuesto. Los cambios en la circulación atmosférica sobre el mar de Bellingshausen que llevan al descenso de la presión también pueden ser los responsables del aumento en las precipitaciones identificado en las últimas décadas en la costa oeste de la Península al favorecer la formación de eventos ciclónicos (Marshall & King, 1998; King *et al.*, 2004; Thomas *et al.*, 2008). Además las variaciones en la circulación pueden favorecer el aumento en la advección y en la fuerza de los vientos templados de origen marino desde el noroeste (Schwerdtfeger, 1976).

Las variaciones en SAM también producen variaciones en las temperaturas superficiales. En las últimas décadas se ha identificado que los cambios asociados a una fase positiva de SAM ocurren junto con una disminución de la presión sobre el mar de Bellingshausen (SCAR, 2009). La fase positiva de SAM potencia los vientos desde el oeste de la CCA y aumenta la llegada de vientos más templados provenientes desde el norte y noroeste hacia la Península (Marshall, 2002; King *et al.*, 2004). Por otro lado la fase positiva de SAM debilita el sistema de circulación atmosférica sobre el mar de Weddell y produce un calentamiento adicional en el este de la Península y una disminución en la extensión del hielo marino (Domack *et al.*, 2003). Marshall *et al.* (2006) propuso que el reforzamiento de los vientos desde el oeste durante los meses de verano a causa de la fase positiva de SAM, debilita el efecto de bloqueo causado por la Península Antártica y lleva al aumento en la frecuencia de llegada de masas de aire templado desde el lado oeste hacia el lado este en el extremo norte. La incursión de masas de aire desde el oeste hacia el este genera un gradiente de temperatura sobre la barrera y produce vientos de tipo Foehn. Este viento se forma en zonas de sombra orográfica por el calentamiento por medio de una compresión adiabática de las parcelas de aire descendentes que ya precipitaron en la zona de barlovento y al pasar a la zona de sotavento lo hacen en forma de viento templado y seco capaz de producir un aumento considerable en las temperaturas (Marshall *et al.*, 2006). El impacto que tienen las variaciones de SAM sobre las temperaturas superficiales promedio en los meses de verano es aparentemente mayor en el lado este que en el oeste (Marshall *et al.*, 2006).

Por ultimo Simmonds (2003) identificó cambios en la circulación atmosférica al oeste de la Península a causa del efecto conjunto entre SAM y el fenómeno del Niño (ENSO). ENSO en particular se desarrolla por perturbaciones en el régimen normal de circulación sobre el Océano Pacífico en las latitudes tropicales (King & Harangozo, 1998). Este fenómeno

contribuiría a generar, en algún grado, cambios sobre el núcleo de bajas presiones sobre el mar de Bellingshausen (Marshall & King, 1998). El fenómeno del Niño produciría un aumento en la presión sobre el mar de Bellingshausen y por lo tanto contribuiría a formar condiciones anómalamente frías a lo largo de la Península; la Niña (fase fría del fenómeno del Niño) por su parte se asocia al reforzamiento de las bajas presiones y por ende condiciones cálidas en la Península (King *et al.*, 2004). Durante los últimos años el efecto acoplado de la Niña y la fase positiva de SAM han llevado a una intensificación de los vientos de la CCA y a un aumento en el desarrollo de tormentas sobre el mar de Bellingshausen (Sinclair, 2013). Las variaciones de ENSO y sus efectos sobre el clima Antártico representan la existencia de teleconexiones entre el clima presente en los trópicos y en las altas latitudes en el hemisferio sur (Turner, 2004).

Cambios en el océano y en la extensión del hielo marino

La extensión de hielo marino sobre el mar de Bellingshausen ha presentado un retroceso durante todo el año desde 1980, presentando los menores valores de extensión durante los meses de verano (Smith & Stammerjohn, 2001; King *et al.*, 2004). La costa oeste de la Península presenta una fuerte relación inversa, durante invierno y primavera, entre las temperaturas de invierno y la extensión del hielo marino (Smith & Stammerjohn, 2001; King & Harangozo, 1998) debido a los mecanismos de retroalimentación que existen entre ambos factores.

Durante los meses de verano y otoño la extensión del hielo marino no produce mayores influencias en las temperaturas en la costa oeste ya que el frente de hielo se encuentra retirado en el extremo sur del mar de Bellingshausen (Schwerdtfeger, 1974; King *et al.*, 2004). Las variaciones en la extensión del hielo marino representan un gran porcentaje de la variabilidad identificada en los meses de invierno en la costa oeste, sin embargo no hay total claridad si la extensión del hielo marino es un forzante o si es una respuesta al aumento de las temperaturas superficiales. La extensión del hielo marino también está sujeta a las variaciones en la circulación atmosférica, ya que el aumento en los vientos desde el sur promueve la formación de hielo marino en latitudes menores (King *et al.*, 2004).

Los datos anteriores llevaron a King (1994) a proponer que el aumento en las temperaturas observado en la costa oeste desde 1960 estaría asociado con un retroceso de la extensión de hielo marino de al menos 1° de latitud a lo largo del mar de Bellingshausen.

La extensión del hielo marino es dependiente de la circulación atmosférica y oceánica. A lo largo de la costa oeste, junto con los procesos atmosféricos antes descritos, se produce un fenómeno de ascenso de aguas circumpolares templadas profundas, las cuales en caso de alcanzar la superficie se transforman en una fuente de calor que inhibe la formación de hielo y/o promueve el derretimiento del hielo marino (King *et al.*, 2004).

Smith & Stammerjohn (2001) identificaron que la gran variabilidad en el hielo marino y en las temperaturas superficiales en el lado oeste de la Península se debería al balance entre la influencia de dos sistemas climáticos contrastantes en la región. Por un lado el clima marítimo de características templadas y húmedas que es potenciado por la advección de aire templado desde el nor-oeste hacia latitudes menores y por un aumento en la actividad ciclónica lo que lleva a un calentamiento de la región. Por otro lado el clima continental frío y seco potenciado por la presencia de advección de aire frío desde el continente hacia latitudes menores que genera un enfriamiento. La diferencia de temperaturas entre el viento templado en dirección sur y el viento frío y seco proveniente desde el continente puede llegar a ser de hasta 9°C (Reynolds, 1981).

La escasa variabilidad en verano se atribuye a la prevalencia del clima marítimo por sobre el continental. Durante estos meses la extensión del hielo marino se vuelve mínima en la costa oeste debido al aumento en la influencia marítima y las variaciones en las temperaturas se vuelven mínimas a causa del efecto moderador del océano. En las últimas décadas el balance entre ambos regímenes climáticos tiende al fortalecimiento del clima marítimo que ha llevado al aumento en la actividad ciclónica y en los vientos templados desde el noroeste sobre la costa oeste generando la prevalencia de condiciones más cálidas y húmedas.

2.3 MARCO TEÓRICO

Los isótopos en la naturaleza son los nucleídos que están compuestos por un mismo número atómico (número de protones (Z)) pero tienen distintas cantidades de neutrones (N) en el núcleo, lo que genera variaciones en los números másicos (A). Existen por un lado los isótopos inestables o radioactivos que presentan decaimientos y por otro lado están los isótopos estables, los cuales no presentan decaimientos (White, 2013).

Si bien la cantidad de neutrones puede variar, el rango de variabilidad está limitado por el grado de inestabilidad que ellos generan al presentar excesos o déficit de neutrones en cada elemento. Para los elementos más livianos ($Z \leq 20$) su mayor estabilidad ocurre cercana al valor 1 en la razón Z:N, mientras mayor es la diferencia respecto de esta razón, los isótopos se vuelven más inestables. En general los isótopos más abundantes en la naturaleza son los que han completado sus capas de neutrones y/o protones (Clark & Fritz, 1997).

La variación en la cantidad de neutrones en un elemento produce cambios en la masa (peso atómico) de las moléculas que este elemento forma. Una misma molécula con diferencias en su masa tiene diferentes tasas de reacción lo que produce un fraccionamiento isotópico (Urey, 1947).

Los isótopos estables son medidos a través de la razón entre dos isótopos de un determinado elemento (isótopo pesado: isótopo liviano). Debido a que los procesos de fraccionamiento son capaces de modificar esta razón en el rango de partes por mil (‰), las mediciones de las razones se deben realizar con equipos de espectrometría de masa y/o equipos laser de alta precisión. La diferencia entre la medición de una razón aparente y de una razón en un estándar conocido (el mismo día de medición y en el mismo equipo de medición) permite eliminar el error asociado al equipo analizador, estas diferencias son comúnmente tratadas como desviaciones *permil* y expresadas mediante la notación delta (δ) (Ecuación 1) (Ruddiman, 2008; White, 2013; Clark & Fritz, 1997).

$$\delta^{18}O_{muestra} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{muestra} - (^{18}O/^{16}O)_{standard}}{(^{18}O/^{16}O)_{standard}} * 1000$$

Ecuación 1. Notación delta (δ) para expresar desviaciones permil aplicada en isótopos de oxígeno. (White, 2013)

Este trabajo contempla el análisis de isótopos estables contenidos en hielo, neviza y precipitaciones de lluvia o nieve en el extremo norte de la Península Antártica. Dado que éstos son componentes fundamentales del ciclo hidrológico se estudiarán en concreto los isótopos estables de oxígeno (O) e hidrógeno (H). El oxígeno tiene once isótopos distintos (^{12}O al ^{22}O) entre los cuales solo los tres centrales son estables (^{16}O , ^{17}O , ^{18}O) y los demás son radioactivos, de abundancia muy baja y vidas medias muy cortas (Clark & Fritz, 1997). El hidrógeno tiene tres isótopos naturales (protio (^1H), deuterio (^2H), tritio (^3H)) entre los cuales el protio y deuterio son estables, siendo el protio el más abundante (Clark & Fritz, 1997) ^{17}O .

Tanto el oxígeno como el hidrógeno son elementos livianos lo que produce grandes diferencias de masa entre sus isótopos e induce a considerables efectos de fraccionamiento durante reacciones físicas y químicas (Clark & Fritz, 1997). El estándar utilizado para las razones de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno es el VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (Tabla 1). La precisión analítica que se obtiene en mediciones del $\delta^{18}\text{O}$ en espectrómetros de masa es mayor a $\pm 0,2\text{‰}$; la precisión analítica del δD ($^2\text{H}/^1\text{H}$) es usualmente del orden de $\pm 1,0\text{‰}$ (Jouzel & Merlivat, 1982; Clark & Fritz, 1997).

Tabla 1: Valores de las razones de referencia para isótopos estables de oxígeno e hidrógeno. (Clark & Fritz, 1997; White, 2013).

Elemento	Notación	Razón	Estándar	Razón absoluta
Hidrógeno	δD	$^2\text{H}/^1\text{H}$	VSMOW	1.557×10^{-4}
Oxígeno	$\delta^{18}\text{O}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	VSMOW	2.0052×10^{-3}
Oxígeno	$\delta^{17}\text{O}$	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	VSMOW	3.76×10^{-4}

Las concentraciones de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno a lo largo del ciclo hidrológico experimentan diversas variaciones (Jouzel & Merlivat, 1984). Las variaciones en estos isótopos se deben al fraccionamiento que ocurre durante los procesos meteorológicos, el cual sigue un comportamiento predecible estudiado por Craig (1961) (Clark & Fritz, 1997, White, 2013).

El fraccionamiento isotópico ocurre en toda reacción termodinámica y se desarrolla esencialmente debido a las diferencias en las tasas de reacción en distintas especies moleculares, lo que genera la mayor concentración de un isótopo por sobre los otros (Dansgaard, 1964). Existen otras formas de

producir fraccionamiento isotópico, como el desarrollo de reacciones fisicoquímicas y/o por difusión molecular.

El fraccionamiento en las reacciones fisicoquímicas está representado por el intercambio de isótopos entre especies o fases que están participando de una reacción. La diferencia en la fuerza de los enlaces entre isótopos de un mismo elemento pero de distinto peso produce diferencias en las tasas de reacción, favoreciendo así el fraccionamiento (Dansgaard, 1964). Los isótopos pesados enlazados requieren de mayor energía para separarse que los isótopos livianos, esta diferencia permite que los isótopos livianos puedan reaccionar más rápidamente, a diferencia de los isótopos pesados que al estar fuertemente unidos necesitan de una mayor energía para reaccionar (White, 2013).

Durante las reacciones en estado de equilibrio químico los enlaces entre isótopos están continuamente formándose y destruyéndose a la misma tasa. Los enlaces de mayor energía (isótopos pesados) son capaces de mantenerse en el tiempo y pasan a formar parte de la fase más condensada mientras que los isótopos livianos son capaces de disociarse más fácilmente (White, 2013). El grado de fraccionamiento entre especies o fases en una reacción se expresa como el factor de fraccionamiento α (Ecuación 2).

$$\alpha^{18O}_{\text{agua-vapor}} = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{agua}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{vapor}}}$$

Ecuación 2. Factor de fraccionamiento α para el ^{18}O en su paso de agua a vapor. Los valores $\alpha < 1$ indica un enriquecimiento de ^{18}O en el vapor, los valores $\alpha > 1$ indican un enriquecimiento de ^{18}O en el agua. (Clark & Fritz, 1997; White, 2013)

El fraccionamiento que ocurre entre la fase agua líquida y la fase vapor es fundamental en el ciclo hidrológico ya que produce las variaciones de ^{18}O , ^{17}O y 2H que se distinguen en los distintos reservorios (océanos, vapor, precipitaciones y hielo). El proceso de evaporación desde el agua líquida hacia la fase vapor depende de la presión de vapor del H_2O que a su vez depende de la fuerza del enlace de hidrógeno entre las moléculas polares de agua (puentes de hidrógeno) (Dansgaard, 1964). Dado que el enlace entre $^{18}O - H$ entre moléculas es más fuerte que el enlace $^{16}O - H$, el $H_2^{18}O$ tiene menor presión de vapor que el $H_2^{16}O$ lo que favorece una reacción más rápida por parte del $H_2^{16}O$ durante el proceso de evaporación y produce un enriquecimiento de ^{16}O en la fase vapor (Dansgaard, 1953, 1964; White, 2013). El caso análogo ocurre con los isótopos de hidrógeno donde el 2H crea enlaces más fuertes, favoreciendo el enriquecimiento del isótopo liviano en la fase vapor (White, 2013).

La continua acumulación de isótopos livianos en la fase vapor y empobrecimiento de isótopos livianos en la fase condensada, es balanceada por un aumento en la tasa de condensación, la cual es dependiente de las razones isotópicas en la fase vapor. El balance entre el flujo de condensación y el flujo de evaporación de las especies isotópicas presentes define el equilibrio isotópico. En condiciones de equilibrio isotópico la mayor presión de vapor del isótopo liviano favorece su enriquecimiento en la fase vapor y el empobrecimiento en el isótopo pesado (Dansgaard, 1964; Clark & Fritz, 1997).

El fraccionamiento isotópico es altamente dependiente de la temperatura de la reacción y es descrito mediante una relación entre el logaritmo natural de α y el inverso de la temperatura (Ecuación 3). La relación fraccionamiento - temperatura depende de las constantes a , b y c publicadas en el trabajo de Friedman & O'Neil (1977).

$$10^3 \ln \alpha_{liq-vap} = \frac{a}{T^2} + \frac{b}{T} + c$$

Ecuación 3. Relación entre el fraccionamiento isotópico y la temperatura de reacción. Las constantes a , b y c fueron publicadas por Friedman and O'Neil (1977)

El fraccionamiento entre dos fases también puede ser representado como la diferencia (Δ) entre las desviaciones con respecto al estándar en cada fase para un mismo isótopo o también mediante la notación δ -‰ (Ecuación 4), sin embargo la aproximación de la Ecuación 4.1 es utilizable solo en casos cuando el fraccionamiento es pequeño (Clark & Fritz, 1997).

$$(1) \quad \Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B \approx 10^3 \ln \alpha_{A-B} \quad (2) \quad \epsilon_{A-B} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B} - 1 = (\alpha - 1) * 10^3$$

Ecuación 4. (1) Fraccionamiento expresado a través de la diferencia isotópica entre las fases A y B (White, 2013). (2) Factor de enriquecimiento (Clark & Fritz, 1997)

A lo largo del ciclo hidrológico se mantiene un equilibrio dinámico donde existe una gran variabilidad en la composición isotópica entre sus distintos reservorios, esto ocurre debido a los procesos de fraccionamiento que se desarrollan al pasar el agua de un reservorio a otro (Ruddiman, 2008). A pesar de las diferencias composicionales en distintas etapas del ciclo, Craig (1961) logró identificar una relación lineal entre $\delta^{18}O$ y δD en aguas meteóricas a escala global a la cual le llamó "línea de aguas

meteóricas global" (GMWL) (Ecuación 5). La relación obtenida por Craig (1961) es sin embargo una aproximación global ya que las líneas meteóricas locales pueden diferenciarse de la GMWL (tanto en su pendiente como en su punto de intersección) a causa de factores climáticos o geográficos locales.

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10$$

Ecuación 5. Relación lineal entre δD y $\delta^{18}O$ en aguas meteóricas. Craig (1961)

La relación lineal entre $\delta^{18}O$ y δD se debe a su fraccionamiento conjunto durante el proceso de condensación a partir del vapor. La condensación se asume que ocurre mediante un modelo de destilación simple de Rayleigh (Ecuación 6), el cual sería el responsable de las diferencias de $\delta^{18}O$ y δD identificadas por Craig (1961) entre regiones cálidas y regiones frías. Las regiones más frías se encuentran más empobrecidas en isótopos pesados mientras que las regiones cálidas están más enriquecidas en estos isótopos (Craig, 1961).

El modelo de destilación de Rayleigh se basa en un enriquecimiento o empobrecimiento en la fase residual del reactante al ir convirtiéndose al producto. En el ciclo hidrológico se desarrollan principalmente dos procesos que inducen al fraccionamiento isotópico, la evaporación y la condensación (Dansgaard, 1964).

Evaporación

El ciclo hidrológico se inicia con la evaporación principalmente desde los océanos, la cual forma vapor que se concentra principalmente en la tropósfera, donde a su vez se concentra el desarrollo de los fenómenos meteorológicos (Ruddiman, 2008). El flujo de evaporación desde los océanos hacia la tropósfera es principalmente controlado por la temperatura superficial la cual regula la capacidad que tiene el aire para almacenar humedad (Clark & Fritz, 1997).

La evaporación en los océanos puede desarrollarse en condiciones en parte en equilibrio y parte en desequilibrio termodinámico, dependiendo de la humedad relativa del ambiente (Dansgaard, 1964). Debido a la diferencia en la presión de vapor del $H_2^{18}O$ y 2H_2O que produce variaciones en las razones isotópicas entre las fases de agua y vapor (Dansgaard, 1964).

En condiciones de equilibrio (100% de humedad) las variaciones se traducen en enriquecimientos de 2H en el agua 8 veces mayores que los enriquecimientos de ^{18}O , esto determina la pendiente de la recta en la

Ecuación 5. Por otro lado, el fraccionamiento en equilibrio es dependiente de la temperatura lo que genera que en altas latitudes y en regiones frías el vapor de agua en equilibrio presente un empobrecimiento en isótopos pesados (Dansgaard, 1964).

La evaporación en desequilibrio en la superficie del océano se debe al efecto cinético que afecta al vapor, en un ambiente no saturado, según la tasa de evaporación (una alta tasa de evaporación produce un fraccionamiento mayor al obtenido en condiciones de equilibrio, comparativamente afectando más al ^{18}O que al 2H). El efecto cinético es dependiente de las condiciones en la superficie de evaporación: temperaturas superficiales, la velocidad del viento, la salinidad de la fuente y la humedad relativa. Mientras menor es la humedad, el intercambio agua-vapor se hace menor y la evaporación tiende a transformarse en un proceso en desequilibrio (Clark & Fritz, 1997). En pequeños reservorios, durante la evaporación el agua se vuelve progresivamente enriquecida en ^{18}O y 2H siendo afectada por el grado de humedad (a mayor humedad el proceso de evaporación se asemeja a un proceso en equilibrio al estar el vapor en equilibrio con el agua de la fuente), si no existe intercambio con la fase vapor entonces el enriquecimiento seguirá una tendencia según el modelo de destilación de Rayleigh (Ecuación 6) (Clark & Fritz, 1997).

$$R = R_o f^{(\alpha-1)}$$

Ecuación 6. Destilación de Rayleigh. R representa la nueva razón isotópica luego de la reacción, R_o representa la razón isotópica inicial, f representa la fracción residual del reactante, α es el factor de fraccionamiento en equilibrio a la temperatura en que ocurre la reacción (Clark & Fritz, 1997).

El modelo de transferencia entre agua y vapor se desarrolla en presencia de una capa delgada idealizada entre el agua líquida y el aire, con un 100% de saturación y en equilibrio isotópico con la capa de agua. Sobre la interfaz saturada hay una capa de transición en la cual el vapor de agua es transportado en ambos sentidos mediante difusión molecular en desequilibrio. La difusión molecular es un proceso de fraccionamiento ya que la difusión del $H_2^{16}O$ en el aire es mayor que la del $H_2^{18}O$ y $^2HH^{16}O$. Este modelo es solo aplicable en condiciones de baja humedad, menores a las presentes en la superficie oceánica (85%), ya que en condiciones de alta humedad no ocurre fraccionamiento por difusión a lo largo de la capa de transición (Clark & Fritz, 1997).

En la realidad la formación de vapor atmosférico es un proceso que ocurre en desequilibrio (Craig, 1961) debido a los efectos producidos por una

escasa humedad y a la mezcla de distintas masas de vapor (Clark & Fritz, 1997).

El vapor atmosférico presenta en promedio una humedad de 85% lo que produce que el contenido isotópico del vapor en el proceso de evaporación desde el océano presente una línea de menor pendiente respecto de la línea de equilibrio, generando un vapor desplazado de la GMWL que al condensar produce una lluvia ligeramente desplazada respecto del δD del agua marina (+10‰). El valor que toma el desplazamiento del δD en la precipitación respecto del δD de agua marina se le llama exceso de deuterio (*d excess*) y fue propuesto por Dansgaard (1964) sobre la composición de las precipitaciones promedio globales (GMWL) (Ecuación 7).

$$d \text{ excess} = \delta D - 8 \delta^{18}O$$

Ecuación 7. Exceso de deuterio propuesto por Dansgaard (1964) a partir de la GMWL.

El valor *d excess* es un indicador del grado de desequilibrio (Dansgaard, 1964) y a escala global es aproximadamente 10‰, sin embargo este valor puede variar regionalmente debido a variaciones locales de la humedad, velocidad del viento y la temperatura de la superficie del mar durante la evaporación primaria (Merlivat & Jouzel, 1979; Petit *et al.*, 1991). Masson-Delmotte *et al.* (2008) identificó en Antártica variaciones en *d excess* respecto de la elevación y de la distancia desde la costa, sin embargo estas variaciones no son identificadas en zonas cercanas a la costa y/o a elevaciones menores a 2000 m.s.n.m.

La estrecha relación entre humedad (*h*) y exceso de deuterio (*d excess*) permite conocer mediante las concentraciones de $\delta^{18}O$ y δD las condiciones de *h* en la fuente de evaporación (Jouzel & Merlivat, 1982). Por otro lado diversos autores han sugerido que las condiciones presentes en la fuente de origen del vapor presentan una gran influencia en la señal isotópica (Ommen & Morgan, 1997; Van Lipzig *et al.*, 2002; Vaughan *et al.*, 2003; Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Rozanski *et al.* (1993) mostró que no existe una correlación importante entre *d* y la latitud.

Condensación

A diferencia del proceso de evaporación, la condensación que produce la formación de nubes y precipitación se desarrolla en un contexto de mezcla entre vapor y gotas en proceso de formación en un entorno que presenta 100% de humedad lo que produce un fraccionamiento en equilibrio entre vapor-agua o vapor-nieve (Dansgaard, 1964; Clark & Fritz, 1997). La

evolución de la composición isotópica durante la condensación y precipitación es controlada fundamentalmente por la temperatura (Dansgaard, 1964).

Mediante el estudio de los promedios de $\delta^{18}O$ y δD en precipitaciones a lo largo del planeta, Rozanski *et al.* (1993) obtuvo una nueva relación (Ecuación 8), similar a la obtenida por Craig (1961)(GMWL), pero que se basa directamente en la composición de las precipitaciones y sin incorporar aguas superficiales que pueden presentar distorsiones respecto de la precipitación.

$$\delta D = 8,17 (\pm 0,07) \delta^{18}O + 11,27 (\pm 0,65)$$

Ecuación 8. *Relación lineal entre δD y $\delta^{18}O$ obtenida a partir del estudio de precipitaciones por Rozanski et al. (1993)*

Los procesos de precipitación se desarrollan al enfriar el vapor atmosférico (Dansgaard, 1964). El descenso de temperatura necesario para producir la precipitación se puede alcanzar ya sea mediante un enfriamiento isobárico, una expansión adiabática en la que el aire caliente asciende a zonas de presiones más bajas (sin pérdida de entalpia) (Dansgaard, 1964) o también puede ser alcanzado mediante la pérdida de calor por radiación (Clark & Fritz, 1997). Al alcanzar el punto de rocío (temperatura a la cual la humedad es 100%) el vapor atmosférico enfriado se condensa para mantener las condiciones de equilibrio termodinámico y precipita; cualquier aumento en la temperatura lleva a una interrupción en la condensación y a la disminución en la humedad (Clark & Fritz, 1997).

Las parcelas de aire se desplazan desde la fuente donde se extrae el vapor hacia latitudes y altitudes mayores, en su trayectoria el vapor se enfría, condensa y precipita (Ruddiman, 2008). El proceso de condensación dentro de la nube produce un fraccionamiento isotópico en el cual la fase que precipita (lluvia o nieve) se enriquece en los isótopos pesados y el vapor residual se empobrece (Ruddiman, 2008), siguiendo el modelo de destilación de Rayleigh. Sucesivos eventos de precipitación a partir de una misma parcela de aire en movimiento hacia zonas frías y distantes de su fuente de vapor, producen precipitaciones cada vez más empobrecidas en isótopos pesados respecto de las precipitaciones anteriores (Ruddiman, 2008).

La evolución de las parcelas de aire en sucesivos eventos de precipitación puede ser modelada según el modelo de destilación de Rayleigh (Ecuación 6). La simplificación del modelo permite obtener la composición isotópica del vapor y de la precipitación para cualquier fracción residual del vapor (Ecuación 9-11). El modelo se ajusta de igual manera ante la evolución de $\delta^{18}O$ y de δD .

A pesar del alto grado de representatividad que presenta el modelo de Rayleigh para describir los procesos de evaporación y condensación, algunos autores (Jouzel & Merlivat 1984; Jouzel *et al.*, 1983) proponen que el modelo no es representativo en regiones donde la humedad relativa es baja y las temperaturas extremadamente bajas (<-20°C) como en el centro de la Antártida debido a un efecto cinético durante la formación de la nieve a partir del vapor (deposición directa de cristales de hielo formados a partir del vapor atmosférico) (Jouzel *et al.*, 1980; Petit *et al.*, 1991).

$$\delta^{18}O_{vap(f)} \approx \delta_o^{18}O_{vap} + \varepsilon^{18}O_{liq-vap} * \ln f$$

Ecuación 9. Composición isotópica de ^{18}O en la fracción de vapor residual (f). ε es el enriquecimiento y es dependiente de la temperatura. (Clark & Fritz, 1997)

$$\delta^{18}O_{precipitacion(f)} \approx \delta^{18}O_{vap(f)} + \varepsilon^{18}O_{liq-vap}$$

Ecuación 10. Composición isotópica de ^{18}O en las precipitaciones a partir de una fracción residual (f). ε es el enriquecimiento y es dependiente de la temperatura. (Clark & Fritz, 1997)

$$\ln\left(\frac{\delta + 1000}{\delta_o + 1000}\right) = (\alpha_{vap-precip} - 1) * \ln(f) = \frac{\varepsilon}{1000} * \ln(f)$$

Ecuación 11. Ecuación de Rayleigh para el paso de vapor a precipitación expresada en notación δ -‰. ε es el enriquecimiento y es dependiente de la temperatura. (Clark & Fritz, 1997)

Si bien la disminución en la temperatura determina los procesos de precipitación y su evolución hacia un empobrecimiento en isótopos pesados (Aristarain *et al.*, 1986), también existen otros procesos que afectan la evolución isotópica de las parcelas de aire en sus trayectorias; como la re-evaporación que incorpora vapor desde otras fuentes y la mezcla que ocurre en la atmósfera con parcelas de aire de fuentes distintas (Masson-Delmotte *et al.*, 2008). La variabilidad que pueden presentar las composiciones isotópicas dificulta la correlación entre $\delta^{18}O$, δD y temperaturas a escalas de tiempo menores a la estacionalidad anual o a períodos interanuales (Clark & Fritz, 1997).

Dansgaard (1964) obtuvo una relación lineal entre la temperatura promedio anual en superficie y las concentraciones promedio anuales de δD

y $\delta^{18}O$ a escala mundial (Ecuación 12). Jouzel *et al.* (1987, 1993, 1996) por su parte logró identificar que las variaciones del δD son más sensibles a los cambios en las temperaturas que las del $\delta^{18}O$. A pesar de la presencia de eventuales distorsiones, la fuerte relación existente entre la composición isotópica de las precipitaciones y la temperatura permite identificar en las razones isotópicas efectos característicos de escala global (latitud, continentalidad) y de escala local (estacionalidad, altitud, paleoclimatología) que están afectados por variaciones en las temperaturas. Estos efectos sufren cambios en el espacio y tiempo a lo largo de las trayectorias empleadas por las masas de aire en condensación (Dansgaard, 1964; Clark & Fritz, 1997).

La relación que obtuvo Dansgaard (1964) se cumple en zonas de altas latitudes (Península Antártica) pero con una razón aproximada de 0,9‰/°C ($\delta^{18}O$ -temperatura)(Rozanski *et al.*, 1993). La dependencia entre las concentraciones de isótopos estables y las temperaturas de condensación permite considerar en estas zonas a los registros isotópicos contenidos en el hielo como proxies válidos de temperaturas pasadas a escala local y a escala regional (Opel *et al.*, 2009)

$$(1) \delta^{18}O = 0,695 T_{anual} - 13,6 \qquad (2) \delta D = 5,6 T_{anual} - 100$$

Ecuación 12. (1) Relación lineal entre $\delta^{18}O$ y temperaturas promedio anuales en superficie a escala mundial. (2) Relación lineal entre δD y temperaturas promedio anuales en superficie a escala mundial. Dansgaard (1964)

Masson-Delmotte *et al.* (2008) y Clark & Fritz (1997) en sus trabajos realizaron una descripción de los efectos de escala global y local que afectan las concentraciones de isótopos estables de agua:

Efectos de escala global

Efecto latitudinal

El modelo de destilación de Rayleigh predice que al desplazarse el aire húmedo hacia latitudes mayores se enfriará, precipitará y se volverá cada vez más empobrecido en isótopos pesados generándose así una tendencia isotópica latitudinal. Las latitudes altas se ubican en las zonas terminales del proceso de Rayleigh por lo que presentan un gradiente mayor (‰/°C) que el presente en latitudes bajas.

Efecto Continental

Las masas de aire húmedo al transitar sobre los continentes presentan una evolución isotópica debido a los efectos topográficos y a las temperaturas extremas que caracterizan los climas continentales (fuertes variaciones estacionales en las temperaturas). En las zonas costeras las precipitaciones están isotópicamente enriquecidas (moderadas por el efecto oceánico), mientras que las zonas al interior de los continentes reciben precipitaciones empobrecidas con fuertes diferencias estacionales. Este efecto aumenta al aumentar la distancia respecto de la costa

Efectos de escala local

Efecto altitudinal

En zonas que presentan un abrupto relieve el vapor se ve forzado a ascender generando un enfriamiento adiabático por expansión y produciendo precipitación orográfica. Las temperaturas más frías en altura llevan a un empobrecimiento de isótopos pesados en las precipitaciones en zonas altas.

Efecto estacional

La amplitud de la variación en las temperaturas aumenta al aumentar el grado de continentalidad en una región. Grandes diferencias entre las temperaturas extremas estacionales generan fuertes variaciones en la isotopía de las precipitaciones. El efecto estacional es dependiente tanto de la latitud como de la modulación marítima, esta dependencia permite distinguir que en las zonas costeras o en latitudes bajas no se observan importantes cambios con la estacionalidad.

En la última década se incorporó el uso de un tercer isótopo estable de agua, el $\delta^{17}O$, el cual ha mostrado ser un aporte para investigar el comportamiento del ciclo hidrológico en el presente y en el pasado (Miller, 2002; Angert *et al.*, 2004; Barkan & Luz, 2005). Luz & Barkan (2000) demostraron que la relación entre $\delta^{17}O$ y $\delta^{18}O$ es diferente en la evaporación y en los procesos en equilibrio que afectan a las aguas meteóricas. Luz & Barkan (2010) lograron obtener una relación entre $\delta^{17}O$ y $\delta^{18}O$ con la cual propusieron una nueva GMWL para estas dos especies isotópicas (Ecuación 13), esta relación es capaz de entregar información más precisa de las condiciones de evaporación en la fuente ya que el par $\delta^{17}O$ - $\delta^{18}O$ es menos sensible a cambios en las temperaturas que el par δD - $\delta^{18}O$, lo que la convierte en un mejor indicador de las condiciones de humedad en la fuente.

La relación entre $\delta^{17}O$ y $\delta^{18}O$ en aguas meteóricas y en aguas oceánicas presenta la misma pendiente para ambos casos sin embargo el agua meteórica intersecta en 33‰ mientras que el agua oceánica lo hace en -5‰ indicando la existencia de un exceso de ^{17}O en las aguas meteóricas respecto de las aguas oceánicas (Luz & Barkan, 2010). Barkan & Luz (2007) definieron el exceso de ^{17}O (Ecuación 14). Este parámetro es de gran utilidad ya que el exceso de ^{17}O depende exclusivamente de la humedad en la fuente y es independiente de los efectos isotópicos causados por la temperatura y la velocidad del viento que pueden llegar a dificultar la interpretación del exceso de deuterio (*d excess*) (Angert *et al.*, 2004). Además el exceso de ^{17}O no presenta variaciones latitudinales (Luz & Barkan, 2010)

$$\ln(\delta^{17}O + 1) = 0,528 \ln(\delta^{18}O + 1) + 0,000033$$

Ecuación 13. Relación lineal entre $\delta^{18}O$ y $\delta^{17}O$. GMWL obtenida por Luz & Barkan (2010).

$$^{17}O_{excess} = \ln(\delta^{17}O + 1) - 0,528 \ln(\delta^{18}O + 1)$$

Ecuación 14. Exceso de ^{17}O . Barkan & Luz (2007)

Barkan & Luz (2005, 2007) obtuvieron los factores de fraccionamiento entre $\delta^{17}O$ y $\delta^{18}O$ (expresados como $\theta = \ln^{17}\alpha / \ln^{18}\alpha$) para los procesos vapor-liquido en equilibrio ($\theta_{eq} = 0,529$) y transporte difusivo de vapor de agua en el aire ($\theta_{difusion} = 0,518$)

Según Luz & Barkan (2010) la existencia de un exceso de ^{17}O entre las aguas meteóricas y las aguas oceánicas se puede explicar mediante el modelo de Craig y Gordon (1965). La diferencia se debe a que sobre la superficie de océano se considera que existe una capa con 100% de humedad que se encuentra en equilibrio isotópico con el agua la cual presenta una pendiente de equilibrio de 0,529. La pendiente de la reacción en equilibrio es mayor a la pendiente obtenida para GMWL (0,528) en estas especies isotópicas, lo que produce en el vapor en equilibrio un exceso de ^{17}O negativo. Al continuar con el modelo el vapor de la capa en equilibrio es transportado por difusión hacia el aire libre a lo largo de una línea de pendiente $\theta_{difusion} = 0,518$. Al ser la pendiente de difusión menor a la pendiente de GMWL, la difusión tiende a incrementar el exceso de ^{17}O del vapor marino. La magnitud de este aumento depende del gradiente de concentración de vapor entre la capa saturada y el aire libre (mayores

gradientes implican mayores incrementos debido a una menor humedad en el aire libre (regiones oceánicas templadas)).

Uemura *et al.* (2010) logró determinar que la mezcla de otras fuentes de humedad distintas a la evaporación marina original no afectan a las concentraciones de exceso de ^{17}O , a diferencia del ^{18}O el cual si se ve muy distorsionado. Luz & Barkan (2010) determinaron que mediante el análisis de exceso de ^{17}O junto con el factor de difusión estimado por ellos ($^{18}\alpha_{diffusion} = 1,0096$) se puede obtener la humedad relativa presente en la fuente de evaporación.

El vapor al condensar lo hace en equilibrio siguiendo una pendiente de 0,529, mayor a la pendiente de 0,528 de GMWL lo que produce una precipitación con exceso de ^{17}O mayor que su fuente de vapor (Luz & Barkan, 2010). La continua condensación lleva a un empobrecimiento del exceso de ^{17}O en el vapor remanente lo que produce una reducción del efecto de incremento de exceso de ^{17}O en la condensación respecto del vapor inicial (Luz & Barkan, 2010). El uso conjunto del exceso de deuterio (*d excess*) y el exceso de ^{17}O permite distinguir entre cambios en la humedad de la fuente y cambios en la temperatura de la fuente oceánica (Angert *et al.*, 2004).

2.4 TESTIGOS DE HIELO

El proceso de condensación dentro de las nubes produce un fraccionamiento isotópico en el cual la fase que precipita (lluvia o nieve) se enriquece en los isótopos pesados y el vapor residual se empobrece (Ruddiman, 2008). La evolución de la composición isotópica durante la condensación y precipitación es controlada fundamentalmente por la temperatura de condensación (Dansgaard, 1964) lo que permite considerar a las razones isotópicas de las precipitaciones como registros válidos de las condiciones meteorológicas locales al momento de su formación (Opel *et al.*, 2009) (Ver sección 2.3).

La nieve es un material poroso con densidad menor a $0,2 \text{ g/cm}^3$ (Legrand & Mayewski, 1997) formada por pequeños cristales de hielo. Las precipitaciones en forma de nieve pueden ocurrir en altas latitudes o en regiones elevadas, para su ocurrencia son necesarias temperaturas menores al punto de fusión (0°C). Al precipitar, la nieve forma capas que al acumularse forman una disposición estratigráfica de estratos de distintos espesores según la magnitud de los eventos de precipitación. Si la nieve acumulada a lo largo de un año es mayor a la porción que se pierde por fusión, sublimación y remoción por arrastre, entonces la nieve será capaz de perdurar hasta un nuevo invierno donde se producirán nuevas precipitaciones que contribuirán al aumento en la acumulación.

La sucesiva deposición de capas de nieve año a año produce la compactación de las capas inferiores, re-cristalización y un aumento en la densidad; si la densidad supera $0,2 \text{ g/cm}^3$, comienza el proceso de formación de neviza (estado intermedio entre nieve y hielo) (Peel & Clausen, 1982). La continua adición de nieve en las capas superficiales produce una reducción de los espacios entre cristales por mecanismos de empaquetamiento y deformación plástica, lo que lleva a un aumento en la densidad de la neviza al aumentar su profundidad de enterramiento. La neviza puede variar en densidad entre $0,2-0,83 \text{ g/cm}^3$ (Legrand & Mayewski, 1997). Al superar los $0,83 \text{ g/cm}^3$ la neviza se vuelve tan compacto que es capaz de encapsular burbujas de aire en las cavidades entre cristales, a este punto ya se le considera como hielo propiamente tal (Legrand & Mayewski, 1997).

La correlación observada entre temperatura y las razones de isótopos estables de agua en precipitaciones es también conservada en la nieve depositada, presentando una disposición estratificada que puede ser preservada durante extensos períodos temporales y que es capaz de representar las condiciones climáticas en el pasado al momento de la precipitación (paleotermometría) (Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Por otro lado la presencia de burbujas de aire retenidas al momento de formación del

hielo conserva un registro estratigráfico de la composición atmosférica (Legrand & Mayewski, 1997)

Los testigos de hielo son muestras cilíndricas de hielo obtenidas mediante la perforación vertical de una cobertura glaciaria. La profundidad que puede alcanzar la perforación dependerá del espesor de la capa de hielo en el punto de muestreo y del equipo de perforación utilizado. El rango temporal que el testigo sea capaz de abarcar depende de la tasa de acumulación local. Una alta tasa de acumulación permitirá estudiar el registro con una mayor resolución anual sin embargo el espesor de las capas anuales limitará la extensión temporal. Una baja tasa permitirá estudiar un período extenso debido a la presencia de capas anuales delgadas, pero limitará la resolución anual en el análisis. Según Thomas & Bracegirdle (2009), la tasa de acumulación es dependiente de: la tasa de precipitación, ablación, densificación, deposición por nieve removida y/o erosión superficial.

La datación de los testigos se puede realizar mediante distintos métodos, entre los más usados se encuentran los análisis estratigráficos y los horizontes de referencia. Los análisis estratigráficos se basan en el reconocimiento de capas alternadas con contenidos isotópicos característicos para cada estación (capas de verano enriquecidas en isótopos pesados alternadas con capas de invierno empobrecidas) (Dansgaard, 1964) y/o en propiedades físicas de la nieve (la deposición durante el verano genera capas de cristales de grano grueso mientras que durante el invierno las capas son de grano fino, homogéneas y muy compactas) (Limbert, 1974; Legrand & Mayewski, 1997). Los horizontes de referencia por su parte corresponden a niveles en la estratigrafía del hielo que pueden ser atribuibles a eventos con una cronología definida o que pueden ser datados mediante otros métodos (un ejemplo de horizonte de referencia son los niveles de ceniza que pueden precipitar sobre los glaciares después de una erupción) (Masson-Delmotte *et al.*, 2008). La relación entre isótopos estables y acumulación es la base de la datación de testigos. Durante el proceso de datación debe ser considerado el adelgazamiento de las capas inferiores por compactación (Masson-Delmotte *et al.*, 2008).

Si bien el estudio de las señales isotópicas contenidas en testigos de hielo permite conocer las condiciones atmosféricas y su variabilidad a escala estacional e interanual (Lorius *et al.*, 1970), existen diversos procesos post-deposicionales que pueden alterar el registro isotópico contenido en la nieve. Entre estos procesos se encuentran: la erosión, la difusión, la deposición de material removido y la fusión superficial.

El proceso de erosión de la superficie puede ocurrir por la acción de intensos vientos que remueven parte de la nieve depositada, esto induce a una disminución en el espesor de la nieve acumulada (Fisher *et al.*, 1983, Thomas *et al.*, 2008). El proceso de difusión afecta a lugares que presentan una acumulación anual menor a 1 metro de nieve, produciendo una

homogenización entre las capas superficiales, lo que limita el uso de isótopos estables en las capas superiores de los testigos (Legrand & Mayewski, 1997). La deposición de material removido se puede deber a depósitos de avalanchas o a depósitos cuyo origen se relaciona con intensos vientos (mayores a 10 *m/s*) que remueven nieve y luego la depositan en otro lugar, distorsionando el registro isotópico y la acumulación contenida en el testigo (Turner *et al.*, 2005; IPCC, 2013).

Un caso particular son los vientos catabáticos que pueden causar re-deposición de nieve más empobrecida que originalmente precipitó a mayor altura y menor temperatura (Peel & Clausen, 1982). El proceso de fusión superficial e infiltración puede ocurrir durante los veranos si se alcanzan temperaturas mayores a los 0°C y/o debido a la existencia de altas tasas de insolación. En zonas donde los promedios anuales de temperaturas son mayores a -5°C se debería esperar un derretimiento considerable durante los meses de verano. En estos casos, grandes cantidades de fusión pueden llegar a alterar la señal isotópica en el hielo dificultando su interpretación (Koerner, 1997). En general los efectos post-deposicionales no afectan considerablemente la señal en zonas de alta acumulación.

El estudio de las composiciones isotópicas estratificadas en las capas de hielo en ambos hemisferios ha permitido reconstruir las condiciones climáticas durante el Holoceno y el Pleistoceno tardío registrando las evoluciones entre períodos de glaciaciones e interglaciares. Los testigos de hielo son capaces de proveer importante información paleoclimática y paleoambiental, como por ejemplo; cantidad de precipitación, temperatura del aire, composición atmosférica, erupciones volcánicas, variabilidad de la actividad solar (Bradley, 1999; Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Son especialmente valiosos en regiones remotas como la Antártica donde hay escasos datos y mediciones meteorológicas, las mediciones instrumentales abarcan un corto período de tiempo y es dispersa su distribución (Schneider *et al.*, 2005; Opel *et al.*, 2009; Thomas *et al.*, 2008; Thomas & Bracegirdle, 2009).

Las singulares condiciones meteorológicas existentes en las regiones polares las convierten en lugares óptimos para la obtención de testigos de hielo. Por un lado el desarrollo del ciclo estacional bien definidos con una estación de invierno muy fría y en condiciones de penumbras produce una disminución en las tasas de reacción química en la atmósfera (Legrand & Mayewski, 1997); mientras que por otro lado, las permanentes temperaturas bajo el punto de fusión permiten la acumulación de precipitaciones en forma de nieve sobre los mantos de hielo. En el continente Antártico y en la Península, las temperaturas superficiales promedio son muy similares a las temperaturas de condensación, ya que la precipitación se desarrolla en nubes bajas, ésto permite ligar directamente las temperaturas de condensación obtenidas a partir de los testigos de hielo con las temperaturas

superficiales, sin necesidad de realizar un ajuste por efecto de altura entre las temperaturas (Peel & Clausen, 1982; Peel *et al.*, 1988).

La información climática en los testigos de hielo es dependiente del clima local y regional de la zona de estudio y de la influencia de patrones climáticos de pequeña escala (Thomas & Bracegirdle, 2009). Los registros meteorológicos a lo largo del continente Antártico no presentan una buena correlación con los registros obtenidos en la Península Antártica (Masson-Delmotte *et al.*, 2008). Esto determina que el estudio de las condiciones climáticas de la Península Antártica debe ser desarrollado mediante testigos de hielo extraídos en la misma Península y en sitios cuidadosamente seleccionados para evitar distorsiones. La Península Antártica es una región de alta acumulación y ofrece la posibilidad de obtener registros climáticos de alta resolución temporal. Desafortunadamente algunas zonas de la costa oeste experimentan temperaturas por sobre el punto de fusión durante la estación de verano lo que fomenta la fusión superficial, dificultando la interpretación de los registros isotópicos (King *et al.*, 2004).

La elección de un sitio indicado para extraer un testigo de hielo depende de muchos factores. Diversos estudios han determinado que los lugares más óptimos serían aquellos que presenten una gran amplitud en los ciclos isotópicos anuales (alta variación estacional asociada al efecto de continentalidad), alta tasa de acumulación, mínima ocurrencia de fenómenos post-deposicionales superficiales y flujos en profundidad, topografías basales planas, bajas velocidades del flujo horizontal de hielo, ausencia de deformación interna del hielo (Dansgaard, 1973; Johansen, 1977; Peel & Clausen, 1982; Mosley-Thompson & Thompson, 2003).

La gran amplitud de los ciclos isotópicos anuales permite que la señal sea capaz de preservarse posterior al proceso de formación de la neviza y que los ciclos anuales se distingan entre las posibles fluctuaciones eventuales (Peel & Clausen, 1982). La alta tasa de acumulación impide el desarrollo de difusión entre las capas de nieve recién depositadas (Dansgaard, 1973; Johansen, 1977). Los fenómenos post-deposicionales y flujos en profundidad que puedan distorsionar la estratificación del hielo deben ser minimizados (Mosley-Thompson & Thompson, 2003). La deformación interna del hielo causada por flujos o por una topografía basal accidentada puede inducir a la mezcla y distorsiones del perfil vertical (Mosley-Thompson & Thompson, 2003).

El estudio del hielo mediante el uso de equipos de radar permite guiar la selección del sitio más óptimo respecto a las condiciones en subsuperficie. La señal de radar entrega información sobre la estratigrafía interna del hielo y permite conocer la topografía basal. A través de estos estudios se busca un sitio tal que asegure que el registro sea lo más largo y también lo menos perturbado posible (Mosley-Thompson & Thompson, 2003).

Diversos autores concluyeron que las zonas más favorables para la extracción de testigos de hielo serían los plateaus ubicados en zonas altas a lo largo de la espina de la Península (Peel & Clausen, 1982; Peel *et al.*, 1996; Mosley-Thompson & Thompson, 2003) ya que presentan una alta acumulación anual y una mayor probabilidad de registrar variaciones en las temperaturas a escala regional, a diferencia de las zonas de menor elevación influenciadas por cambios locales en la extensión y distribución del hielo marino, y por posibles efectos de inversión en la atmósfera (Peel *et al.*, 1996). En particular las zonas altas al sur de la Península presentan perfiles isotópicos con ciclos anuales bien definidos debido al aumento en el grado de continentalidad (Dansgaard, 1973; Johansen, 1977; Peel & Clausen, 1982).

2.5 TRABAJOS ANTERIORES

A partir de la relación entre isótopos estables y temperatura del aire obtenida por Craig (1961) y Dansgaard (1964), numerosos autores han realizado estudios en la Península Antártica con el objetivo de conocer las condiciones climáticas pasadas y estudiar la variabilidad climática presente en la zona. Actualmente existen tan solo algunos testigos de hielo extraídos a lo largo de la región, siendo éstos extensamente referenciados en distintas investigaciones sobre los efectos del cambio climático.

A continuación se realizará una revisión de estas publicaciones, las cuales estudian testigos de hielo a lo largo de la Península Antártica.

Peel & Clausen (1982) en su trabajo estudiaron posibles variaciones climáticas y espaciales a lo largo de la Península Antártica. Para cumplir sus objetivos obtuvieron 25 testigos de neviza de 10 metros de profundidad en distintos puntos de la Península y analizaron sus razones de isótopos estables de oxígeno y de su radiactividad β . Los análisis realizados permitieron a los autores elaborar perfiles de promedios isotópicos anuales, los cuales presentaron una buena correlación con las temperaturas superficiales a pesar de la compleja topografía presente en la región.

La relación regional entre isótopos estables y temperaturas es muy similar a la que podría reflejar un modelo simple, en el cual las parcelas de aire en equilibrio con el agua del océano a 10°C y con características marítimas subtropicales, en su trayectoria hacia la Península son enfriadas hasta -4°C mediante procesos isobáricos y luego enfriadas mediante ascensos adiabáticos al alcanzar la Península. Al comparar los datos obtenidos con otros puntos en la Antártida, donde existen mediciones directas, los autores determinaron que las temperaturas superficiales promedio a lo largo de la Península son muy similares a las temperaturas de condensación.

Los resultados y su distribución espacial permitieron a los autores proponer la zona costera al este de la Península (al sur de la latitud 69°S) y la zona de plateaus sobre la divisoria de aguas de la Península (al sur de la latitud 73°S) como sitios adecuados para realizar testigos de hielo profundos. Para la elección de estas regiones utilizaron como criterio la amplitud de los valores isotópicos promedio anuales y la alta tasa de acumulación anual local, las cuales presentan en estas zonas un marcado efecto continental.

Aristarain et al. (1986) realizó el primer estudio climático detallado, capaz de abarcar más de un siglo, en el extremo noreste de la Península Antártica mediante el análisis de dos testigos de hielo obtenidos del Domo Dalinger en la Isla James Ross. El estudio del registro de deuterio contenido en los testigos fue datado y abarcó entre los años 1850 y 1980.

La señal de deuterio presentó una buena correlación con los registros de temperaturas de la estación meteorológica Argentina Orcadas lo que permitió el uso de las razones de δD como paleo-termómetro local. La relación entre el contenido isotópico y las temperaturas permitió estimar un gradiente de 4,5‰/°C para el deuterio y 0,59‰/°C para el $\delta^{18}O$. El gradiente temporal de deuterio que obtuvo fue menor que el gradiente de variación espacial (latitudinal) de deuterio calculado para las zonas cercanas a la isla James Ross de 7,9‰/°C, al contrario de lo que observado en algunos puntos de la Antártida.

La variabilidad de las temperaturas que registrada en la estación Orcadas fue bien representada por el registro de deuterio, esto se usó como criterio para validarlo como reconstructor de anomalías climáticas y extender la estimación de temperaturas a períodos anteriores a los registrados en la estación Orcadas. La extensión temporal permitió obtener una tendencia al enfriamiento en esta zona la cual estimaron sería de aproximadamente 2°C desde el año 1850, lo cual es contrario a las mediciones directas continuas llevadas a cabo durante el siglo XX en la región.

Los resultados reflejaron dos influencias climáticas actuando sobre el Domo Dallinger, tanto del este como del oeste, pero predominantemente desde el oeste. Diversas mediciones mediante el uso de equipos de radar mostraron que el espesor de hielo en el domo sería de aproximadamente 300 metros, lo cual representa un potencial horizonte temporal de varios miles de años. En caso de ser obtenido un testigo hasta el límite hielo-roca el autor propuso que se podría estudiar la variabilidad climática con una mejor perspectiva, lo que permitiría estudiar mejor los cambios identificados actualmente.

Peel et al. (1988) en su trabajo logró datar con un alto grado de precisión testigos de hielo para realizar comparaciones de los registros isotópicos y de temperaturas del aire en la región con una resolución que permitiera estudiar variaciones inter-anales. En el estudio se analizaron dos testigos en la Península Antártica, uno de ellos al sur de Palmer Land Plateau ("Gómez") el cual presentó influencias climáticas desde el oeste de la Península y el otro en la Isla Dolleman, el cual presentó influencias climáticas desde el lado este. Ambos testigos mostraron que existe una relación entre isótopos estables de oxígeno y temperaturas con una resolución interanual en esta zona y que las anomalías de temperaturas regionales registradas en

estaciones meteorológicas también pueden ser captadas por el registro isotópico.

Mediante la datación de los testigos y el análisis de sus registros isotópicos, el autor logró determinar que el testigo "Gómez" sería adecuado para reconstruir anomalías significativas de temperatura en el centro y en el lado oeste de la Península, mientras que la isotopía del testigo realizado en la Isla Dolleman sería capaz de entregar información relacionada a las influencias que produce el mar de Weddell sobre el lado este de la Península. El registro pudo datarse con alta precisión gracias a la alta tasa de acumulación anual en conjunto con una pronunciada señal isotópica estacional en ambos sitios.

En los testigos de Gómez y Dolleman se obtuvo un gradiente de deuterio de 2,6‰/°C y un gradiente de 0,33‰/°C para el $\delta^{18}\text{O}$ el cual difiere del gradiente que fue obtenido mediante el uso de datos provenientes de otras fuentes (aprox. 0,5 - 0,6‰/°C). Estas variaciones el autor las atribuyó a efectos locales que no serían extrapolables a grandes distancias, por lo que el gradiente local sería más realista para interpretar tendencias climáticas a partir de los perfiles isotópicos en la región. Este estudio resaltó la necesidad de considerar únicamente las temperaturas registradas durante los eventos de precipitación en los promedios anuales de temperatura para el cálculo de gradientes, ya que si se consideran todas las temperaturas registradas en una estación, se estaría distorsionando el gradiente real asociado a los eventos de precipitación contenidos en los testigos.

Aristarain et al. (1990) trabajó con el testigo más profundo estudiado por Aristarain *et al.*, 1986. En esta publicación el testigo fue estudiado en toda su extensión, la datación del testigo mediante el uso del registro de deuterio permitió abarcar hasta 400 años hacia el pasado. La existencia de registros meteorológicos continuos en la estación Argentina Orcadas permitió comparar directamente el perfil isotópico con los registros climáticos locales.

El testigo analizado presentó una buena conservación de las oscilaciones isotópicas estacionales, la cual indicó la ausencia de perturbaciones posiblemente ocasionadas por la percolación y dio como resultado una precisa datación año a año. El análisis del registro de deuterio llevó por un lado a concluir que entre los años 1600-1850 habría ocurrido un aumento sostenido de temperaturas en la región, mientras que por otro lado llegó a los mismos resultados obtenidos por Aristarain *et al.* (1986); un descenso de 2°C en las temperaturas en la región desde 1850. Ambos resultados mostraron escasa correlación con las tendencias observadas a lo largo del hemisferio sur, por lo que estos resultados parecen ser poco realistas.

La interpretación de temperaturas a partir del registro isotópico del testigo obtenido por Aristarain *et al.* (1986) debe ser tratada con extrema precaución, en caso de que fuesen válidos los resultados, éstos representarían únicamente la variabilidad climática presente en el extremo norte y/o nor-este de la Península y en las islas adyacentes. Los resultados deben ser confirmados a partir de otros testigos de hielo cercanos ya que el inusual comportamiento regional que ellos reflejaron no tiene relación con las tendencias regionales observadas en el hemisferio sur.

Mulvaney *et al.* (1992) estudió el ácido metanosulfónico (MSA) (originado a partir de la actividad biológica de algas) contenido en el testigo de hielo realizado en Dolleman Island por Peel *et al.* (1988). Las concentraciones de MSA en Dolleman son superiores a las presentes en otros testigos en la Antártida. Los altos valores identificados podrían estar relacionados con la cercanía de este punto con el mar de Weddell, el cual es una importante fuente regional de Dimetil sulfuro (DMS), precursor del MSA.

Una de las controversias que fue discutida en este trabajo fue el patrón de MSA presente en capas profundas del testigo de Dolleman. En profundidad se observó una inversión del patrón normal de oscilación estacional del MSA, presentando su valor máximo durante el invierno a diferencia de los *peaks* de MSA usualmente relacionados al verano austral. En las capas profundas se identificó un desfase del MSA con las sales sulfatadas no marinas (nsS) que también son un producto de la descomposición del DMS y normalmente se encuentran en fase. Las concentraciones anómalas de MSA y el desfase respecto de las nsS se observó solo en capas profundas del testigo, en las capas someras el MSA mostró su estacionalidad habitual presentando su valor máximo durante el verano y en fase con las nsS. El autor propuso que una de las posibles causas de la señal anómala del MSA entre capas de invierno y de verano podría ser el proceso de metamorfismo en el cual la nieve se compacta para dar paso a la formación de neviza y posterior formación de hielo.

El autor manifestó la necesidad de un cuidadoso análisis estacional de la distribución de MSA en futuros testigos de hielo en sitios con temperaturas promedio similares a Dolleman para así poder estudiar los procesos que afectan al MSA en el hielo. Mientras no exista una detallada comprensión del comportamiento del MSA en el hielo, será impreciso utilizarlo como indicador de mecanismos de producción de DMS a lo largo de la Península.

Thompson *et al.* (1994) estudió dos testigos de hielo de 180 metros de profundidad extraídos el año 1989 en el Plateau Dyer, Península Antártica Central. Mediante el análisis de las variaciones en las razones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y en el contenido de sulfatos, Thompson *et al.* (1994) logró datar los

testigos, lo que le permitió captar la variabilidad anual en ambas especies. La datación de los testigos permitió obtener un registro de las condiciones locales que se extiende 480 años hacia el pasado.

El autor pudo identificar un aumento sostenido en los espesores anuales desde inicios del siglo XX; por otra parte, el análisis del $\delta^{18}\text{O}$ durante el siglo XX mostró un enriquecimiento que se interpretó como un aumento en las temperaturas en el Plateau Dyers. El registro climático contenido en los testigos evidenció un pronunciado calentamiento en el último siglo a partir de 1920, siendo las últimas dos décadas uno de los períodos de mayores temperaturas en los últimos 500 años.

Peel et al. (1996) estudió datos de diversas fuentes de información a lo largo de la Península Antártica que permitieron extender el escaso registro instrumental en la zona hacia el pasado (testigos de hielo, perfiles de temperatura en pozos, datos obtenidos de expediciones científicas y observaciones de geomorfologías glaciares). Si bien el aumento en las temperaturas a partir de 1940 ha sido corroborado por distintas fuentes en toda la región, el autor buscó determinar cuales habrían sido las tendencias previas a 1940 donde según la información disponible no se han observado claros consensos.

Los datos entregados por los isotopos estables en testigos de hielo perforados en sitios de baja elevación en el lado este e influenciados por el Mar de Weddell muestran una tendencia al enfriamiento entre los años 1850 y 1940, al igual que la tendencia en sitios de alta elevación menos afectados por el mar de Weddell. Los testigos extraídos desde mayores elevaciones representan mejor los cambios regionales en las temperaturas, a diferencia de los testigos en sitios cercanos al mar de Weddell que evidencian una alta sensibilidad química e isotópica frente a los cambios en la posición del borde de hielo marino. La sensibilidad identificada en la señal isotópica se debió en parte a las extensas variaciones interanuales en las temperaturas en la costa este de la Península junto al mar de Weddell

El periodo más frío en los últimos 300 años habría sido entre 1760-1780, un período caracterizado por una circulación atmosférica de gran intensidad y el desarrollo de fuertes vientos lo que es consistente con los avances glaciares propuestos en la zona. Este período estaría evidenciado por altas concentraciones de sales marinas en Dolleman. Posteriormente habría seguido un período de circulación atmosférica débil indicado por niveles muy bajos de cloruros y niveles de MSA en su nivel más bajo en 300 años, posiblemente debido a una gran extensión de la cobertura de hielo marino en el mar de Weddel.

Los intentos por simplificar la interpretación de temperaturas a partir de testigos en la Península son problemáticos ya que hay numerosos factores

afectados por la circulación atmosférica que en ciertos momentos se vuelven dominantes, especialmente en zonas de baja altura expuestas a las condiciones del Weddell. El autor planteó la necesidad de aumentar los casos de estudio para analizar los efectos locales causados por cambios en los patrones de circulación en la Península.

Mosley-Thompson & Thompson (2003) en su trabajo realizaron una recopilación de los estudios que contemplan el análisis de testigos de hielo en la Península. Los autores determinaron que los testigos obtenidos en el continente Antártico no serían capaces de reflejar la variabilidad climática observada en la Península por lo que resaltan la necesidad de estudiar los testigos a lo largo de la región.

Los registros isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ contenidos en los testigos extraídos hasta el año 2003 no son capaces de entregar la información para construir una interpretación coherente de la variación climática. Lo anterior resalta la necesidad de obtener más datos a modo de obtener una mejor resolución de las variables climáticas en una zona que se caracteriza por tener fuertes variaciones climáticas en toda su extensión. Los autores resaltaron que la búsqueda de una relación regional que contemple toda la Península no sería realista, debido al complejo forzamiento meteorológico-oceanográfico y a las marcadas variaciones climáticas locales.

Las pronunciadas diferencias interanuales en las temperaturas isotópicas de distintos puntos de la Península se podrían deber a diferentes respuestas del sistema frente a la extensión del hielo marino o a variaciones temporales en los patrones de circulación atmosféricos y oceánicos. Una de estas fuertes diferencias fue observada en la intensidad del calentamiento en verano y en invierno en el lado oeste de la Península, donde las temperaturas de invierno han aumentado en $0,1^{\circ}\text{C}$ por año, concentrándose el calentamiento principalmente en los niveles bajos de la atmósfera.

Los autores enfatizan en la necesidad de poner en perspectiva el problema de la variabilidad climática de la Península mediante la obtención de una mayor cantidad de testigos y que éstos sean capaces de abarcar horizontes temporales más extensos y de mejor resolución para así lograr mejores dataciones. Además los testigos deberían ser realizados en zonas previamente estudiadas, buscando que sean sensibles a las variaciones climáticas regionales de gran escala y que sean analizados según la mayor cantidad de variables físicas y químicas posibles.

Thomas et al. (2008) estudió un testigo de 136 metros obtenido el año 2007 al suroeste de la Península Antártica en un sitio denominado "Gómez" (73.59°S , 70.36°W). El análisis de este testigo permitió determinar

la duplicación en las tasas de acumulación anuales en ese lugar desde el año 1850, pasando de $0,49 m_{weq} y^{-1}$ s entre los años 1855-1864 hasta $1,1 m_{weq} y^{-1}$ s entre los años 1997-2006 (ambas cantidades expresadas en metros equivalentes de agua por año, $m_{weq} y^{-1}$ según su notación en inglés). El aumento en la tasa de acumulación que se observó en Gómez es el mayor aumento registrado en la región. El estudio logró determinar que a lo largo del centro-sur de la Península se han experimentado los mayores aumentos en las tasas de acumulación, a diferencia de las zonas hacia el norte y hacia el suroeste.

La precipitación en Gómez ocurre debido a tormentas de escala sinóptica provenientes del mar de Bellingshausen. En la región se identificó que SAM (Southern Annular Mode) en las últimas décadas presenta una fase positiva la cual intensifica los vientos provenientes del oeste, causando un aumento en el transporte de aire caliente de origen marítimo y un aumento en las precipitaciones en Gómez debido al efecto de bloqueo por el alto relieve de la Península Antártica.

La autora estudió las posibles relaciones que podría tener este aumento en la acumulación considerando distintos factores. Encontró una alta relación entre la acumulación y la variabilidad que presenta la circulación atmosférica relacionada con SAM a escala de décadas en la zona. Ésta relación permite el estudio de las variaciones de la acumulación en Gómez a lo largo de las décadas como un posible proxie para estudiar la variabilidad de SAM.

Este estudio preliminar del testigo obtenido en Gómez permitió identificar la sensibilidad que presenta este sitio respecto de los patrones de circulación que afectan al hemisferio sur.

Thomas et al. (2009) trabajó con el mismo testigo obtenido en el sitio "Gómez" el año 2007. En esta publicación la autora utilizó el registro isotópico para obtener las temperaturas en los últimos 150 años ($0,5\text{‰}/^{\circ}\text{C}$ (European Center for Medium range Weather Forecast (ECMWF))), en particular identificó un aumento en las temperaturas superficiales de $2,7^{\circ}\text{C}$ desde 1950 y una tasa de calentamiento de $0,14^{\circ}\text{C}$ por década desde 1850.

Los resultados que obtuvo presentaron una buena correlación con temperaturas obtenidas a partir de mediciones satelitales (ECMWF) y con registros instrumentales de la base Vernadsky en la costa noroeste de la Península. La alta correlación de las temperaturas isotópicas con diversas mediciones realizadas en estaciones meteorológicas a lo largo de la región permitió posicionar la señal isotópica de Gómez como un proxie de temperaturas superficiales tanto locales como regionales en la costa oeste de la Península desde 1850.

En su trabajo la autora determinó que el calentamiento observado en el extremo norte de la Península no se limita a esta zona, sino que más bien se extiende a lo largo de toda la Península Antártica donde sus efectos se pudieron identificar desde principios del siglo XX. Mediante el análisis de modelos climáticos computacionales se pudo determinar que la tendencia al calentamiento regional presente en esta zona estaría fuera del rango de variabilidad natural, esto sugiere la presencia de un forzamiento climático externo.

Thomas & Bracegirdle (2009) investigó las vías de transporte que siguen las precipitaciones antes de llegar al sitio donde obtuvo el testigo "Gómez", también estudió las fuentes de origen de las precipitaciones para evaluar la validez del testigo como proxy de condiciones climáticas pasadas y de circulación atmosférica. La autora comprobó que el re-análisis de parámetros meteorológicos obtenidos por el European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) y por ERA-40, logró reproducir la variabilidad presente en las precipitaciones en el sitio donde se realizó el testigo "Gómez". Las trayectorias de las parcelas de aire que alcanzan "Gómez" y precipitan ahí pueden ser obtenidas mediante estos modelos. La reconstrucción de las trayectorias permitió estudiar los regímenes climáticos dominantes que afectan el sitio, el origen del vapor y sus mecanismos de transporte; todos estos afectan a los proxies climáticos contenidos en el testigo de hielo.

Mediante el re-análisis identificó que las precipitaciones preservadas en este testigo de hielo se originan en sistemas de baja presión sobre el mar de Bellingshausen y que luego son transportadas por vientos circumpolares desde el oeste hasta alcanzar la Península que forma una barrera orográfica, forzando al aire a desplazarse hacia el sur y precipitar. Lo anterior sugirió que la composición isotópica observada en el testigo estaría influenciada por la extensión de hielo marino y por cambios en la circulación de gran escala como SAM.

Los indicadores de hielo marino en el testigo Gómez mostraron influencias tanto del hielo marino presente en el mar de Bellingshausen, como también, en menor medida, influencias a partir de la cobertura de hielo marino en el mar de Weddell. Los efectos del hielo en el mar de Weddell sobre "Gómez" se deben a que algunas masas de aire originadas en el lado este logran alcanzar ese sitio durante el verano. La influencia del transporte desde el este se logró distinguir con mayor fuerza hacia el norte de la zona de la zona donde realizó su estudio en la Península. El aumento en la participación de masas de aire provenientes desde el este sería el responsable de la escasa correlación entre las tasas de acumulación registradas en distintos testigos por un lado y en distintas estaciones ubicadas a lo largo de la Península por otro lado.

Abram et al. (2010) estudió el contenido de MSA en tres testigos de hielo extraídos en la Península Antártica (James Ross, Plateau Dyer, Península Beethoven), su objetivo fue reconstruir los cambios presentados por el hielo marino en el Mar de Bellingshausen durante el siglo XX. Mediante el uso de imágenes satelitales y registros meteorológicos el autor mostró que el contenido de MSA en los testigos es un buen proxy de variaciones regionales en el hielo marino. Abram identificó que los años que presentaban una gran extensión de hielo marino durante el invierno registran mayores concentraciones de MSA.

La reconstrucción realizada en este trabajo propone que la disminución del hielo marino observado en el mar de Bellingshausen durante las últimas décadas sería parte de una tendencia regional de larga duración a lo largo del siglo XX, lo cual es consistente con el aumento de temperaturas observado en la Península en este periodo. El modelo propuesto sugirió que el hielo marino en el mar de Bellingshausen habría retrocedido aproximadamente $0,7^\circ$ (latitud) en el último siglo, particularmente presentando fuertes retrocesos a partir de 1958.

La comparación de los resultados obtenidos con diversas fuentes de información en la zona permitió corroborar la disminución de hielo marino propuesta durante el siglo XX, mostrando diferencias a escala regional en la magnitud y temporalidad del retroceso del hielo. Las diferencias en los distintos puntos estudiados resaltan la necesidad de mejorar los métodos utilizados y de aumentar las fuentes de información. El autor manifiesta la necesidad de aumentar la cantidad de registros de MSA en la Península para así estudiar mejor su producción, vías de transporte y deposición lo cual contribuirá a mejorar la cuantificación en las reconstrucciones.

Fernandoy et al. (2012) investigó en el extremo norte de la Península Antártica la relación entre el contenido de isótopos estables en precipitaciones, neviza y distintos parámetros meteorológicos (temperatura sobre la superficie, humedad relativa, temperatura sobre la superficie del mar y extensión de hielo marino).

A partir de su trabajo, Fernandoy et al. (2012) concluyó que el comportamiento del *d excess* es un buen indicador de la variabilidad meteorológica presente en esta zona a escala estacional. Por otro lado identificó que las masas de aire que precipitan en esta zona provienen del sur del Océano Pacífico y desde el mar de Bellingshausen.

Por último, a partir de sus estudios el autor logró identificar que en esta zona, sobre 600 m.s.n.m. existen condiciones favorables para el estudio

de testigos de hielo, en particular propuso al Plateau Laclavere como un sitio con las condiciones adecuadas para realizar testigos de hielo.

Mulvaney *et al.* (2012) realizó un estudio de la variabilidad climática durante el Holoceno en el extremo noreste de la Península Antártica. En su trabajo, se analizó un testigo de hielo de 363,9 metros de largo obtenido en el domo de la isla James Ross.

Mediante el estudio de las variaciones en las razones de deuterio en el testigo, pudo estimar las temperaturas de la región norte de la Península. Los resultados que obtuvo muestran diferentes tendencias climáticas a lo largo del Holoceno. El Holoceno temprano estaría caracterizado por haber presentado en promedio temperaturas $1,3^{\circ}\text{C}$ mayores a los promedios actuales en la región. Posteriormente, entre 9200 y 2500 años antes del presente, las temperaturas habrían disminuido presentando valores estables similares a los registrados en las últimas décadas. El Holoceno tardío, en sus inicios, se habría caracterizado por presentar periodos más fríos que los actuales y finalmente en los últimos siglos se identificó el calentamiento sostenido a lo largo de la región.

La evolución de las plataformas de hielo en el lado este de la Península mostraron una fuerte conexión con las temperaturas estimadas. Los datos obtenidos a partir del testigo de James Ross junto con testigos de sedimentos marinos permitieron al autor corroborar que las plataformas de hielo en esta región serían elementos transcientes y muy vulnerables frente a un aumento sostenido de las temperaturas. El desarrollo de plataformas de hielo en el holoceno tardío, alimentadas desde el noreste de la Península estaría relacionado con la variabilidad climática a escala de milenios en la región. En concreto se identificó que hace 800 años habría comenzado un periodo en que las temperaturas promedio en la región habrían sido entre $0,7^{\circ}\text{C}$ y $1,8^{\circ}\text{C}$ más frías que las registradas en la actualidad.

El autor propuso que el calentamiento sostenido en James Ross se inició hace 600 años lo cual fue corroborado mediante sedimentos lacustres. El calentamiento en la zona en un inicio habría sido debido a factores naturales con un gradiente de temperaturas de aproximadamente $0,22^{\circ}\text{C}$ por siglo. Posterior al año 1850 el calentamiento se asocia a factores antrópicos los cuales habrían llevado a que en los últimos 100 años el aumento en las temperaturas promedio habría sido de $1,56^{\circ}\text{C}$, uno de los mayores aumentos de temperatura en James Ross en los últimos 2000 años. A partir de los datos que obtuvo del testigo de James Ross identificó que el calentamiento rápido en la zona habría comenzado en 1920, presentando en los últimos 50 años tasas de aumento de temperatura de hasta $2,6^{\circ}\text{C}$ por siglo.

El testigo que analizó Mulvaney *et al.* (2012) mostró que el calentamiento reciente en la Península Antártica si bien es muy inusual

respecto de las tendencias identificadas a lo largo del holoceno, no está fuera de los límites de variabilidad natural que se pueden esperar en esta zona.

Dalla Rosa (2013) estudió la variabilidad en la tasa de acumulación anual de nieve en el Plateau Detroit (64°S, 59°W, 1940 m.s.n.m.) en el norte de la Península Antártica. En su trabajo, determinó la acumulación a través de la interpretación del contenido de peróxido de hidrogeno contenido en un testigo de hielo realizado sobre el Plateau entre 2007-2008.

A partir de sus resultados, estudió la relación entre los cambios en la acumulación de nieve sobre el Plateau y la variabilidad en la extensión de hielo marino en los mares al oeste de la Península Antártica, la variabilidad del índice SAM y la variabilidad en distintos parámetros meteorológicos medidos en la estación Vernadsky (65°S, 64°W).

El autor identificó una relación presente entre los cambios en la tasa de acumulación y cambios en el índice SAM, así como también con cambios en las temperaturas sobre la superficie. Por otro lado, no identificó una relación clara entre los cambios en la acumulación y la extensión de hielo marino al oeste de la Península Antártica.

Goodwin (2013) en su trabajo estudió variaciones en la acumulación y en el $\delta^{18}\text{O}$ (‰), mediante el análisis de sales sulfatadas en un testigo de hielo realizado en el Plateau Bruce en el norte de la Península Antártica. Las series de tiempo que obtuvo lograron abarcar un periodo entre 1750-2009, y estas las comparó con datos obtenidos desde observaciones satelitales y mediciones realizadas en estaciones meteorológicas. Junto con esto, estudió posibles efectos de oscilaciones atmosféricas de gran escala como SAM y ENSO.

A partir de sus resultados, Goodwin (2013) pudo concluir que el Plateau Bruce es una zona de alta acumulación anual de nieve con un régimen climático determinado por el lado oeste de la Península. Además, identificó una estrecha relación positiva entre las variaciones del índice SAM y las variaciones en la tasa de acumulación anual en las últimas décadas (desde 1970).

CAPITULO 3

METODOLOGÍA GENERAL Y ANÁLISIS

El presente estudio se desarrolla mediante el análisis de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno contenidos en testigos de hielo extraídos en la Península Antártica, en sucesivas expediciones científicas entre los años 2008 y 2015, en los últimos años en el marco del proyecto FONDECYT N°11121551 "Reconstrucción climática de alta resolución en la zona norte de la Península Antártica". A continuación se menciona la metodología general utilizada y los tipos de estudios realizados.

3.1 Terreno

Se realizó una campaña de terreno entre los días 24 de enero y 2 de febrero de 2015, en el marco de la Expedición Científica Antártica 51 (ECA51), organizada por el Instituto Antártico Chileno (INACH), en la zona del Plateau Laclavere, Península Antártica. En esta campaña se obtuvieron 2 testigos de hielo someros, uno en el punto más elevado sobre el Plateau Laclavere (OH-10) ($63^{\circ}27'00''S$, $57^{\circ}45'36''W$) de 10,17 metros de profundidad y otro en el extremo suroeste del Plateau (OH-11) ($63^{\circ}27'22.19''S$, $57^{\circ}46'41.61''O$) de 20,44 metros de profundidad. Junto con la obtención de los testigos de hielo, se realizaron mediciones de radar con un radar de penetración terrestre (GPR) marca GSSI en las zonas donde se obtuvieron los testigos, además se realizaron mediciones meteorológicas en el Plateau Laclavere (AWS LAC) con una estación meteorológica portable marca Campbell entre los días 24 y 30 de enero de 2015.

3.2 Obtención de muestras

Para la realización de este estudio, junto con los testigos obtenidos en el contexto de la ECA51, se analizaron los testigos de hielo obtenidos en campañas de terreno anteriores lideradas por el Geólogo Francisco Fernandoy en el periodo 2008-2014 (OH-4, OH-5, OH-6, OH-9). Los lugares muestreados en aquellas ocasiones se ubican entre la costa oeste, en las cercanías de la base O'Higgins, y la divisoria este-oeste de la Península en el Plateau Laclavere (Tabla 2). Un total de 5 testigos son analizados en este trabajo.

Los testigos de hielo extraídos durante la ECA51 fueron obtenidos mediante el uso de una perforadora portátil desmontable de 5,7 cm de diámetro marca Icedrill. Una vez recuperados los testigos en superficie se realizó el descarte de la porción perforada al inicio de cada tramo (aprox. 5-

10 cm) ya que correspondía a neviza poco consolidada caída desde las paredes del pozo de perforación al bajar la herramienta (Figura 4). Los testigos de hielo fueron separados en secciones de aproximadamente 80 cm de longitud y guardados en bolsas de polietileno rotuladas previamente termoselladas para evitar la contaminación de los testigos con el entorno. Las muestras fueron almacenadas en cajas de poliestireno de 7 centímetros de grosor para ser transportadas a la Base Científica Chilena Profesor Julio Escudero en King George Island (KGI) y luego al puerto de Valparaíso, Chile; donde fueron guardadas en condiciones de temperatura controlada (-20°C) durante todo el procedimiento para evitar el derretimiento de las muestras.

Tabla 2: Información de los testigos de hielo utilizados para este trabajo.

	OH-4	OH-5	OH-6	OH-9	OH-10
Ubicación (longitud, latitud)	57,80°W, 63,36°S	57,62°W, 63,38°S	57,76°W, 63,45°S	57,76°W, 63,45°S	57,76°W, 63,45°S
Altura (m.s.n.m)	350	620	1130	1130	1130
Profundidad (m)	15,75	10,6	11,02	11,65	10,17
Fecha de perforación	01/2009	01/2009	01/2010	01/2014	01/2015
Publicación	Fernandoy <i>et al.</i> (2012)	Fernandoy <i>et al.</i> (2012)	Fernandoy <i>et al.</i> (2012)		

Los testigos de hielo realizados durante el periodo 2008-2014 fueron obtenidos mediante el uso de una perforadora mecánica de 9 cm de diámetro marca Rufli. En éstos se siguió el mismo procedimiento que en los extraídos durante la ECA51 (eliminación del descarte, rotulado, sellado y condiciones de almacenamiento y transporte). Las muestras en estos casos fueron transportadas desde la Base Chilena General Bernardo O'higgins Riquelme (OH) en la Península Antártica hacia la Base Científica Chilena Profesor Julio Escudero en la Isla Rey Jorge; luego éstas fueron transportadas al Instituto Alfred Wegener de Investigación Polar y Marina (AWI) en Bremerhaven, Alemania.



Figura 4: Porción descartada en un segmento del testigo OH-11 realizado en el Plateau Laclavere durante la ECA51

3.3 Descripción de muestras

Las secciones de los testigos de hielo fueron medidas a lo largo y pesadas en una balanza granataria de 0,1 gramos de precisión, luego cortadas en dos secciones transversales a lo largo del eje vertical del testigo para posteriormente ser sub-muestreadas con una resolución de 5 centímetros para el análisis de isótopos estables. Las secciones de los testigos fueron examinadas a contra luz para registrar la estratigrafía producto de la posible presencia de capas de fusión u otras estructuras en el hielo.

3.4 Preparación de muestras

Las muestras fueron almacenadas y fundidas dentro de un equipo de refrigeración a 4°C para evitar la evaporación de las muestras. Luego fueron separadas en cantidades 1mL dentro de viales de vidrio con tapa, para su posterior análisis isotópico.

3.5 Geoquímica de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno

Las muestras de 1mL contenidas en los viales fueron extraídas mediante el uso de una jeringuilla de 1,2μL de capacidad dispuesta en un autosampler y luego fueron inyectadas en un bloque de evaporación a 80°C

en la cual se produce la vaporización de la muestra para luego ser analizada en un equipo de análisis de isotopos estables mediante absorción laser marca Los Gatos Research (LGR), modelo T-LWIA-45-EP (Triple Liquid Water Isotope Analyzer) el cual forma parte del Laboratorio de isotopos estables de la Universidad Andrés Bello, sede Viña del Mar. El analizador fue configurado para realizar la medición de cada muestra a partir del promedio de 3 repeticiones, consistente en 6 inyecciones en cada repetición. La calibración con respecto a la escala internacional VSMOW-SLAP, se realizó por medio de estándares secundarios, debidamente calibrados contra estándares primarios. Se configuró el equipo para realizar la medición de un estándar LGR (LGR-1C, LGR-3C y LGR-5C) (Tabla 3) de manera alternada cada 18 inyecciones y la medición de 6 inyecciones de agua destilada cada 54 inyecciones de muestras (Wassenaar *et al.*, 2013). Las mediciones realizadas fueron expresadas respecto a los estándares LGR utilizados.

Tabla 3: Estándares secundarios LGR utilizados para el posterior ajuste de las mediciones respecto del VSMOW-SLAP

	δD (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)
LGR-1C	-154,00	-19,49
LGR-2C	-123,70	-16,24
LGR-3C	-97,30	-13,39

3.6 Post procesamiento de datos

Una vez obtenidos los datos del analizador LWIA, se procedió a descartar los datos de las primeras 3 inyecciones de cada repetición en cada muestra, a modo de minimizar el efecto de distorsión denominado efecto de memoria, como consecuencia de las características propias de este tipo de análisis. Posterior a este filtro, los datos restantes fueron procesados mediante el software de post-procesamiento de datos del instrumento, el cual permite filtrar los efectos como la deriva instrumental y además de ajustar las mediciones a la escala internacional VSMOW-SLAP en notación per mil (‰). Los sets de mediciones realizados en el equipo LGR-LWIA presentaron una precisión mejor que 0,8‰ para el δD y 0,1‰ para el $\delta^{18}O$.

3.7 Recopilación de datos desde bases de datos

Con el objetivo de contrastar con otros parámetros las razones isotópicas obtenidas, este trabajo incorpora datos de isotopía de precipitaciones, observaciones satelitales, reportes de estaciones meteorológicas y de radiosonda en la zona de estudio, datos de trayectorias de masas de aire, mediciones meteorológicas realizadas en el Plateau

Laclavere durante la ECA51 y mediciones de radar también en el Plateau durante la ECA51.

3.7.1 Bases de datos de isotopía de precipitaciones

Las muestras de precipitación asociadas a la serie OHPP-1 fueron obtenidas en la estación OH entre febrero de 2008 y marzo de 2009 y analizadas mediante un espectrómetro de masas Finningan Delta-S con una precisión mayor al 0,1‰ para el oxígeno y mayor a 0,8‰ para el deuterio. Los datos de precipitación fueron analizados y publicados por Fernandoy *et al.* (2012). Junto con estas muestras también fueron incorporadas al estudio las muestras asociadas a la serie OHPP-2, obtenidas entre marzo 2014 y noviembre 2014 en KGI, analizadas en el Laboratorio de isotopos estables de la Universidad Andrés Bello.

3.7.2 Bases de datos de registros meteorológicos

En un radio de 150 kilómetros desde el Plateau Laclavere, se encuentran diversas estaciones meteorológicas con registros meteorológicos a partir del año 1973. La ubicación del Plateau sobre la divisoria entre el lado oeste y este de la Península motiva el estudio de las variaciones climáticas registradas en ambos lados. En el lado oeste se analizaron los registros meteorológicos de las estaciones O'Higgins (OH) (63,32°S, 57,90°W) y Bellingshausen (BE)(62,19°S, 58,96°W) y en el lado este se analizaron los registros de las estaciones Esperanza (ES)(63,4°S, 56,98°W) y Marambio (MA)(64,24°S, 56,62°W)(Figura 5). Las 4 estaciones fueron analizadas a escala interanual en el período 1984-2014 y a escala intermensual entre los años 2006-2014.

Los reportes de las estaciones meteorológicas en la zona de estudio aportaron datos de las temperaturas del aire sobre la superficie, presión a nivel del mar y precipitaciones. Los reportes fueron obtenidos desde la base de datos del *National Climatic Data Center* (NCDC, disponible en: www.ncdc.noaa.gov) y de la base de datos del *Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) Reference Antarctic Data for Environmental Research* (READER, disponible en www.antarctica.ac.uk/met/READER/). Las bases de datos fueron descargadas en mayo de 2015.

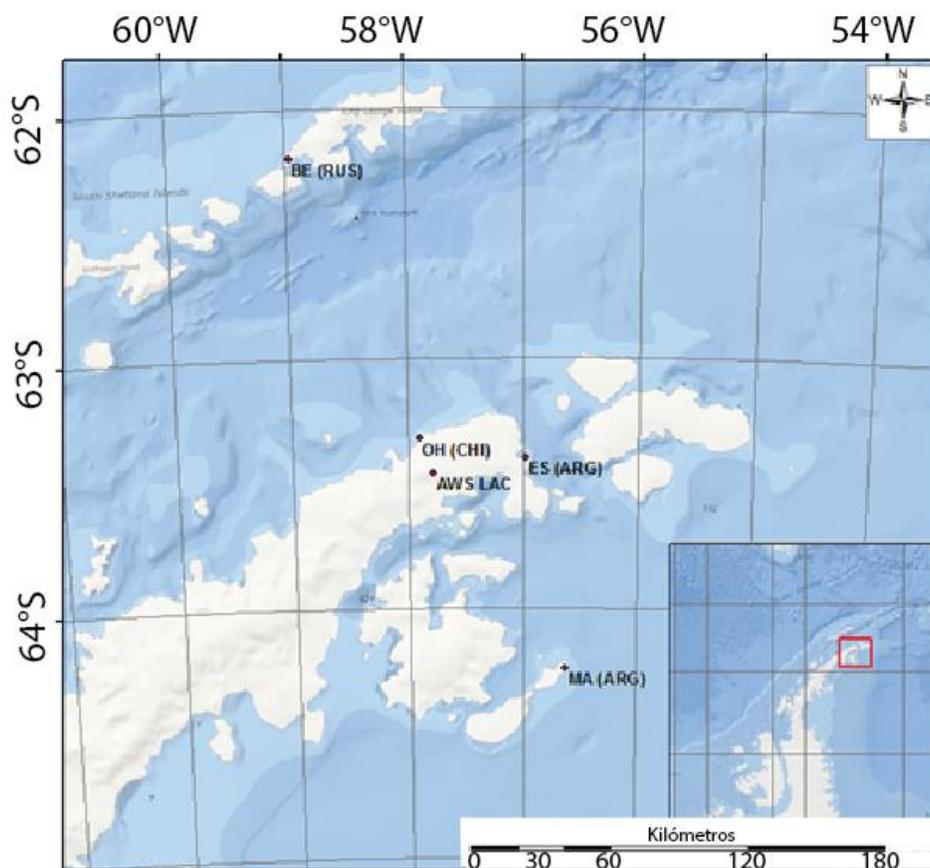


Figura 5: Ubicación de las estaciones meteorológicas cercanas al Plateau Laclavere. Estación chilena (CHI) O'Higgins (OH), estación rusa (RU) Bellingshausen (BE), estación argentina (ARG) Esperanza (ES), estación argentina Marambio (MA), estación meteorológica automática sobre el Plateau Laclavere durante la expedición 2015 (AWS LAC)

3.7.2.1 Bases de datos de temperaturas del aire sobre la superficie

Se analizaron los registros de temperaturas superficiales en las cuatro estaciones tanto a escala interanual entre los años 1984-2014, como también a escala intermensual entre 2006-2014. A partir de los datos obtenidos se calcularon promedios mensuales, estacionales y anuales para el análisis de las tendencias, su variabilidad y el grado de relación entre los registros de cada estación.

3.7.2.2 Bases de datos de presiones a nivel del mar (Sea Level Pressure - SLP)

Se analizaron los registros de las presiones promedio a nivel del mar (SLP) con una resolución anual entre los años 1984-2014 en las cuatro estaciones meteorológicas. El análisis a escala intermensual en el período

entre 2006-2014 se extendió para las estaciones que presentaron la mejor correlación entre sus presiones promedio anuales. En éste se consideraron los registros de presión durante los días de precipitación y se excluyeron del análisis los meses con escasos datos por la posibilidad de no ser una muestra representativa.

3.7.2.3 Bases de datos de precipitaciones

Se analizaron los registros de precipitación obtenidos desde las cuatro estaciones, entre estos, los registros de precipitaciones en las estaciones OH, MA y ES presentan un sesgo debido a la escasez y discontinuidad en los registros anuales lo que impidió la realización de una comparación representativa entre ellas. La estación BE muestra continuidad y consistencia en sus registros por lo que se procedió a su análisis a escala interanual entre los años 1984-2014 y a escala intermensual entre 2006-2014.

En la estación OH los discontinuos eventos de precipitación documentados entre los años 2006-2014 muestran en el 80% de los casos una ocurrencia simultánea con eventos de precipitación registrados en BE. En el 63% de los casos las precipitaciones en OH fueron mayores o iguales que las registradas en BE. La estrecha correlación entre las estaciones OH-BE en los registros de temperatura y presión a escala interanual e intermensual, junto con la escasa distancia entre las dos estaciones (aprox. 130 km) y un régimen climático similar, posibilita el ajuste del registro de precipitaciones en la estación OH a través de la interpolación del registro continuo de precipitaciones en BE. Para esto se consideró agregar al registro de precipitaciones de OH los eventos de precipitación registrados en BE y que no están registrados en OH.

El ajuste realizado entre los registros de precipitación de BE-OH presenta una correlación $R=0,83$ ($p < 0,01$) respecto del registro de BE y permitió obtener una magnitud de precipitaciones promedio anuales similar a los promedios registrados en esta estación entre los años 1961-1990. A partir de esta estimación se extendió el análisis intermensual sobre este grupo de datos en el período 2006-2014.

3.7.3 Bases de datos de temperaturas superficiales del mar (Sea Surface Temperature - SST)

Las series temporales de temperaturas superficiales del mar (SST) fueron obtenidas desde la base de datos del Hadley Center Sea Surface Temperature (HadSST, <http://hadobs.metoffice.com/hadsst3/data/download.html>) la cual tiene una resolución mensual con una superficie que abarca $5^{\circ} \times 5^{\circ}$. Los datos fueron descargados durante mayo de 2015. Los criterios de selección de los

cuadrantes de estudio a escala interanual e intermensual se encuentran en el Anexo 1.

3.7.4 Bases de datos de humedad relativa sobre la superficie del mar (HR)

Mediante el uso del modelo de retro-trayectorias del modelo de circulación Hysplit (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model, <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>) (Draxler & Rolph, 2003) configurado con la base de datos GDAS (Global Data Assimilation System) (Rodell *et al.*, 2004) la cual tiene una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ desde el año 2006, se analizaron los registros de humedad relativa sobre la superficie oceánica (HR) de las masas de aire que llegaron a la zona del LCL y OH entre enero de 2006 y enero de 2015. Con el objetivo de obtener los registros de HR cercanos a la zona de estudio, se consideraron las masas de aire que alcanzaron esta zona cada 24 horas con una resolución de una medición de HR por cada hora, a lo largo de la trayectoria de la masa de aire. Estas consideraciones permitieron obtener un 88% del total de datos de HR disponibles en el intervalo de tiempo estudiado, abarcando un cuadrante delimitado por las latitudes $46,8-76,5^\circ\text{S}$ y las longitudes $34-98^\circ\text{W}$ (Figura 6). Los datos de HR obtenidos están asociados a alturas entre 0 y 800 m.s.n.m. aproximadamente, los cuales fueron directamente obtenidos desde la base de datos. Entre estos se seleccionaron para su análisis los datos provenientes de alturas menores a 150 m.s.n.m, los cuales están más vinculados a la HR oceánica y presentan una correlación $r = 0,92$ ($p < 0,01$) respecto del set de datos que considera alturas entre 0 y 800 m.s.n.m. (Figura 7).

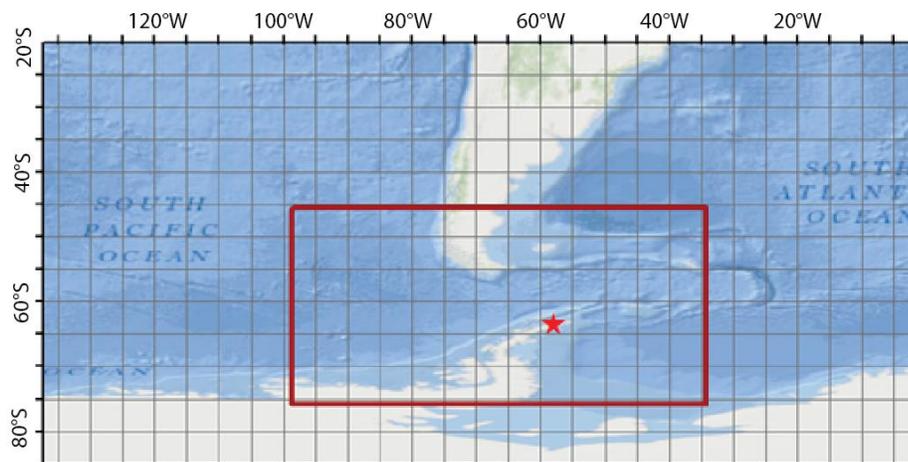


Figura 6: Cuadrante abarcado por las masas de aire que alcanzaron el Plateau Laclavere en un intervalo menor a 24 horas durante 2006-2015. La estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere.

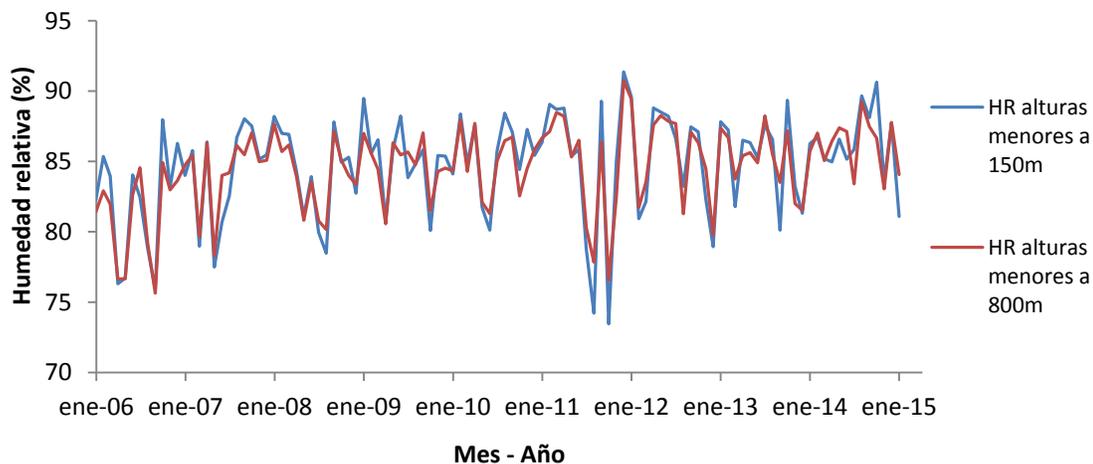


Figura 7: Serie de tiempo de promedios mensuales de HR. La línea azul representa los promedios de los datos obtenidos desde alturas menores a 150 m.s.n.m, más vinculados a los procesos que ocurren sobre la superficie oceánica. La línea roja representa los promedios de los datos obtenidos desde alturas menores a 800 m.s.n.m.

Por último, asumiendo como hipótesis de trabajo que las masas de vapor evaporadas dentro del cuadrante de la figura 6 podrían llegar a precipitar en la Península en un día, los registros de HR de días con eventos de precipitación registrados en OH y/o BE fueron analizados por separado con el objetivo de estudiar las condiciones de humedad que presentarían las eventuales fuentes de precipitación de origen oceánico ubicadas en las cercanías de las estaciones meteorológicas en estudio.

3.7.5 Bases de datos de mediciones meteorológicas sobre el Plateau Laclavere (AWS LAC)

Las mediciones meteorológicas en LCL durante enero del 2015, en el marco de la ECA51, fueron realizadas mediante el uso de una estación meteorológica automática marca Campbell la cual obtuvo datos de velocidad y dirección de viento, temperatura del aire, humedad relativa, altura de nieve y radiación solar. La estación realizó mediciones entre los días 24 de enero de 2015 y 30 de enero de 2015 con una resolución de 1 medición cada 10 minutos. Los datos obtenidos fueron procesados por la meteoróloga Dra. Ulrike Falk y luego fueron comparados con los datos obtenidos en la estación OH en el mismo intervalo de tiempo. Los datos de la estación OH utilizados para la comparación fueron obtenidos desde los registros de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC).

3.7.6 Bases de datos de radiosonda

Con el objetivo de conocer el comportamiento regional de la temperatura del aire respecto de la altura, se analizaron registros de radiosonda obtenidos en distintas estaciones meteorológicas ubicadas en el lado oeste de la Península (Figura 8). Las bases de datos fueron obtenidas desde el *Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) Reference Antarctic Data for Environmental Research (READER)*, disponible en julio 2015, en www.antarctica.ac.uk/met/READER/). Se consideraron como horizontes de interés las temperaturas superficiales obtenidas a la hora del lanzamiento de la radiosonda y la temperatura del aire que se registró a 850 (hPa) la cual representa una altura aproximada de 1.200 m.s.n.m. La temperatura fue luego ajustada a la temperatura que se tendría a 1130 m.s.n.m mediante el uso de la relación lineal de la ecuación 15.

$$\text{Temperatura a 1130 m. s. n. m } (^{\circ}\text{C}) = \frac{\text{Temperatura a 1200 m. s. n. m } (^{\circ}\text{C}) * 1130 \text{ (m)}}{1200 \text{ (m)}}$$

Ecuación 15. Conversión utilizada para transformar las temperaturas obtenidas a 850 hPa (equivalente a 1200 m.s.n.m) a sus equivalentes a 1130 m.s.n.m.

La Tabla 4 resume las características de las estaciones y los parámetros considerados para este estudio.

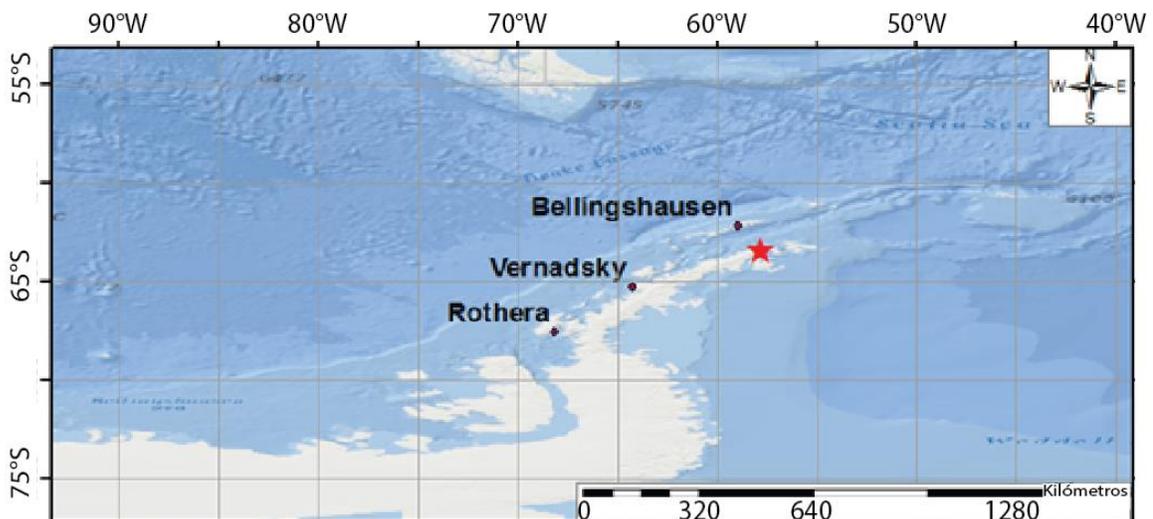


Figura 8: Ubicación de las estaciones desde donde se obtuvo registros de radiosonda. La estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere.

Tabla 4: Aspectos principales de los registros de radiosonda considerados para este estudio

	Bellingshausen (BE)	Vernadsky (VE)	Rothera (RO)
Altura de la estación (m.s.n.m)	15,8	7	10
Distancia hasta P.Laclavere (km)	150	360	650
Intervalo de medición	1970-1996	1970-1980	2008-2015
Hora de medición (GMT)	00	12	12

3.7.7 Bases de datos de retro-trayectorias de masas de aire

Con el objetivo de conocer la procedencia de las masas de aire que transportaron humedad a LCL entre 2008 y 2015, se realizó el análisis de retro-trayectorias mediante el uso del modelo de circulación Hysplit configurado con la base de datos GDAS. El modelo fue configurado para obtener trayectorias diarias bajo condiciones de presión constante (isobáricas) de 72 horas de duración, con resolución horaria y para comenzar una nueva trayectoria cada 24 horas.

El análisis de densidad de trayectorias se llevó a cabo mediante el uso de las herramientas de Análisis Espacial del software ArcGIS. El análisis de distribución las trayectorias fue realizado mediante el uso del software Dips.

Los datos de humedad relativa obtenidos a partir de las retro-trayectorias entre los años 2008 y 2015 se analizaron con el objetivo de distinguir los patrones de humedad de la región contigua a la zona de estudio, por donde también transitan las masas de aire que alcanzan el LCL. Para el análisis, fueron agrupados los datos según la cantidad de días que le faltaban a las parcelas de aire para alcanzar LCL, de estos sets de datos se obtuvieron promedios mensuales los cuales fueron comparados.

3.7.8 Perfiles de Radar

Las mediciones de radar en el Plateau durante la ECA51 fueron realizadas mediante el uso de un equipo de radar de penetración terrestre (GPR) marca GSSI, modelo SIR3000 equipado con una antena de 400 MHz. Las mediciones realizadas con el equipo de radar entregaron datos sobre la estratigrafía de la nieve y/o neviza en los puntos muestreados durante la ECA51. Los datos fueron procesados y analizados por la Ingeniera Dra. Gissella Gacitúa de la Universidad de Magallanes, Chile.

Junto con los perfiles de radar realizados durante la ECA51, se incorporaron en este trabajo los datos de radar obtenidos durante la ECA50 en el Plateau Laclavere por el Ingeniero Dr. Carlos Cárdenas de la Dirección de programas Antárticos (DPA), Universidad de Magallanes, Chile.

3.7.9 Base de datos de Índice de SAM

Los registros del Índice de SAM fueron obtenidos desde la base de datos del *British Antarctic Survey* (<http://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html>) (Marshall, 2003). Estos datos fueron estudiados mediante series de tiempo a escala anual y estacional entre 2006-2015.

3.7.10 Base de datos de extensión de hielo marino

Los registros de extensión de hielo marino mensual en las costas Antárticas entre 1978-2014 fueron obtenidos desde la base de datos de Sea Ice Index del National Sea & Ice Data Center (NSIDC)(<http://nsidc.org>). Las magnitudes de la extensión de hielo marino a escala mensual entre 2008-2013 fueron obtenidas desde la base de datos del Portal de investigaciones en ciencias de la criósfera de la NASA (Cryosphere Science Research Portal, NASA (<http://neptune.gsfc.nasa.gov/>)). Los datos descargados desde NSIDC fueron proyectados y luego procesados mediante el editor de gráficos Adobe Illustrator, con el cual se generaron mapas de extensión de hielo a escala mensual entre 2008-2014.

3.7.11 Modelos de reanálisis climáticos

Los registros de dirección y magnitud de viento fueron obtenidos mediante el uso del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>) el cual presenta una resolución de 2,5°x2,5° (latitud-longitud).

3.7.11.1 Base de datos de HR y SST

El modelo NCEP/NCAR fue configurado para obtener la climatología (1981-2010) a escala estacional de HR y SST a 1000 hPa, y entre las latitudes 30°S-80°S y las longitudes 30°W-160°W.

3.7.11.2 Base de datos de dirección y magnitud de viento

El modelo NCEP/NCAR fue configurado para obtener las anomalías y climatología (1981-2010) de viento zonal y meridional a 850 hPa, a escala

estacional entre 2008 y 2015, y entre las latitudes 50°S-80°S y las longitudes 20°W-110°W.

3.8 Metodologías para el análisis de datos

3.8.1 Isotopía y distribución de precipitaciones asociadas a las muestras de precipitación

Se realizó el análisis de las retro-trayectorias de los eventos de precipitación registrados en OH entre 2008-2009 y durante el 2014 mediante el uso del modelo de circulación Hysplit, configurado con la base de datos GDAS, esto con el objetivo de estudiar la relación entre la isotopía de las precipitaciones y las trayectorias que siguen las masas de aire que llegan a la estación OH.

Las trayectorias y su densidad por unidad de superficie fueron representadas en mapas para cada estación del año.

La información de HR y SST (ver sección 3.7.3 y 3.7.4) proveniente del cuadrante delimitado por la zona de alta densidad de trayectorias (zona con mayor probabilidad de estar representada por la señal isotópica de las precipitaciones), fue considerada para comparar entre la señal de exceso de deuterio (*d excess*) de las precipitaciones y la señal de *d excess* obtenida a partir de HR y SST de las zonas de alta densidad según la ecuación 16.

3.8.2 Metodologías utilizadas para el análisis de isotopos estables en testigos de hielo

3.8.2.1 Método de datación

Las razones isotópicas de los sets de muestras analizados en cada testigo fueron representados en un diagrama co-isotópico $\delta D/\delta^{18}O$ y comparados respecto del comportamiento de la Línea de aguas globales (Global Mean Water Line – GMWL) (Rozanski *et al.*, 1993) con el objetivo de estudiar posibles diferencias respecto del patrón global.

Las razones isotópicas medidas fueron representadas en perfiles isótopo/profundidad para el estudio de variaciones de la composición isotópica en la estratigrafía del hielo.

El estudio de las señales isotópicas se llevó a cabo mediante el análisis del Espectro de Fourier (EF) con el software NumXL, el cual fue aplicado sobre las mediciones de las razones isotópicas respecto de la profundidad.

Para determinar el número óptimo de frecuencias bajas (patrones oscilatorios representativos de la estacionalidad anual) a considerar, para así evaluar la señal isotópica eliminando el ruido generado por las altas frecuencias (patrones oscilatorios no representativos de la estacionalidad), se realizó el cálculo de las desviaciones estándar de los valores que formaban la serie de tiempo con cada frecuencia acumulada y luego éstos fueron analizados en diagramas desviación estándar/frecuencia. El número de frecuencias bajas escogidas fue aquel en el que la desviación estándar alcanza un valor constante. Una vez determinado el número de frecuencias a considerar, se realizó la Transformada de Fourier Inversa (TFI) de esas frecuencias, para así obtener una señal filtrada en la cual no se consideren las frecuencias altas y que refleja de mejor manera los modos de oscilación propios de patrones naturales a escala estacional.

A diferencia del método de "medias móviles" (promedio de valores hacia arriba y hacia abajo en torno a un valor central) utilizado por Fernandoy *et al.* (2012), el método del Espectro de Fourier de bajas frecuencias no considera fuertes variaciones puntuales en las señales. Además el método EF elimina la subjetividad respecto de la elección de la cantidad de puntos a utilizar en la implementación de las "medias móviles".

A partir de las observaciones de estacionalidad en las razones isotópicas en el Plateau Laclavere realizadas por Fernandoy *et al.* (2012), se procedió a estudiar las señales isotópicas de d excess por sobre las señales de $\delta^{18}\text{O}$, ya que las señales de $\delta^{18}\text{O}$ presentan una menor desviación estándar lo cual se traduce en una escasa oscilación de la señal (Fernandoy *et al.*, 2012).

Los registros meteorológicos de promedios mensuales de HR y SST fueron transformados a un valor de d excess teórico según la relación de la ecuación 16 obtenida por Uemura *et al.* (2008) a partir de mediciones de d excess contenido en el vapor de agua originada en la superficie del mar al sur del Océano Índico (Mar del Sur). Las series temporales de d excess calculado a partir de los datos meteorológicos fueron comparadas con perfiles de d excess/profundidad obtenidos a partir de las mediciones de las razones de isótopos estables en los testigos de hielo. La dependencia que presentan ambas señales respecto de HR y SST permite realizar, mediante la correlación en el comportamiento de las señales, el cambio de dominio de la señal de d excess isotópico desde el dominio espacial hacia el dominio temporal.

$$d_{\text{excess}} = -0,42 * HR + 0,45 * SST + 37,9$$

Ecuación 16. Relación entre d excess de vapor oceánico, HR y SST obtenida por Uemura *et al.* (2008)

Mediante la comparación entre las 2 señales se buscó identificar marcadores característicos del patrón de comportamiento en ambos dominios. Los marcadores permiten asociar puntos del dominio espacial (profundidad) con puntos del dominio temporal (meses), siendo considerados como valores ancla mediante los cuales se les puede asignar un valor de temporalidad al registro isotópico en profundidad. A los valores temporales ubicados entre 2 puntos de anclaje y que no se logran identificar directamente en la señal del testigo, se les asignó en una primera instancia, valores de profundidades distribuidas de manera equiespaciada entre los puntos de anclaje. Estos valores equiespaciados fueron luego corregidos según los patrones que presentaba la señal de *d excess* del testigo a la cual se le aplicó una media móvil de 5 puntos, para así suavizar la señal y disminuir el ruido asociado a las altas frecuencias en la señal original. Las consideraciones anteriores permitieron modelar la señal proveniente del dominio temporal al dominio espacial, mejorando así el ajuste entre ambas señales. Con este procedimiento se logró obtener un primer acercamiento a la datación de la señal compuesta por las razones isotópicas contenidas en los testigos respecto de la profundidad.

Una vez representada la señal de *d excess* de datos meteorológicos respecto de la profundidad se procedió a transformar la señal de *d excess* del testigo hacia el dominio temporal con el objetivo de poder comparar temporalmente el comportamiento isotópico respecto del comportamiento meteorológico. Para conseguir esto, se realizó la segmentación de la señal de *d excess* del testigo utilizando los puntos de referencia mensuales obtenidos de la relación entre la señal de *d excess* meteorológico y de *d excess* del testigo. Para conseguir el sub-muestreo se transformó la señal del testigo de hielo en promedios mensuales asociados a cada punto ancla mensual, esto se llevó a cabo considerando a la profundidad de cada punto ancla como un punto central del mes que representaban. El promedio mensual se calculó como el promedio entre los valores de la mitad del intervalo hacia arriba del punto ancla y la mitad del intervalo hacia abajo.

3.8.2.2 Métodos para el análisis de *d excess*

Los valores de *d excess* mensuales datados desde el testigo fueron comparados con los datos de *d excess* mensuales provenientes de los registros meteorológicos asociados al cuadrante delimitado por las masas de aire a las cuales resta menos de un día para alcanzar la Península, esto con el objetivo de estudiar relaciones entre las condiciones meteorológicas cercanas a OH y la señal isotópica de la neviza del Plateau Laclavere. Luego la comparación se extendió tanto para el cuadrante en que a las masas de aire le restan dos días para alcanzar LCL, como también para el cuadrante en el cual a las masas de aire le restan tres días para alcanzar LCL.

Las series de tiempo obtenidas a partir de las razones isotópicas en los distintos testigos fueron agrupadas en una señal única sobre la cual se calcularon los valores promedio de HR y SST mensual según las relaciones de Uemura *et al.* (2008)(Ecuación 17).

$$(a) \quad d \text{ excess} = -0,61 \text{ HR} + 55,7$$

$$(b) \quad d \text{ excess} = 0,85 \text{ SST} + 3,45$$

Ecuación 17. Relaciones entre *d excess* de vapor oceánico, HR y SST obtenidas por Uemura *et al.* (2008). (a) Relación entre *d excess* de vapor oceánico y condiciones de HR. (b) Relación *d excess* de vapor oceánico y condiciones de SST.

3.8.2.3 Métodos para el análisis de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$

A partir de la datación de la señal isotópica en los testigos de hielo se calcularon promedios mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ según la metodología expuesta en la sección 3.8.2.1 para el cálculo de promedios mensuales de *d excess*. Una vez obtenidos los promedios, estos fueron convertidos a su equivalente de temperatura según distintas relaciones lineales entre $\delta^{18}\text{O}$ -T obtenidas a partir del análisis tanto de las precipitaciones muestreadas en OH entre 2008 y 2009 y durante 2014 (OHPP-1 y OHPP-2, respectivamente), como también de las temperaturas promedio diarias durante los días de muestreo. Además se realizó una comparación de estos resultados respecto de los obtenidos mediante la conversión según la relación lineal $\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = -8 + 0,41 T (\text{°C})$, calculada por Fernandoy *et al.* (2012) en base a las muestras de precipitaciones obtenidas en OH durante el 2008-2009 y las temperaturas promedio mensuales durante eventos de precipitación en los mismos años.

Las temperaturas calculadas a partir de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (temperaturas isotópicas), fueron comparadas con los promedios mensuales de temperatura estimados sobre LCL y con los promedios mensuales de temperaturas registradas en la estación OH.

3.8.3 Perfiles de densidad

Posterior al procesamiento de muestras realizado en la sección 3.3 se procedió a la transformación de los datos a densidad a partir de los datos obtenidos de peso y volumen de las secciones de los testigos. Para el cálculo del volumen se consideró el largo medido de cada sección y además se consideró que el testigo presentaba una geometría cilíndrica con base de radio 3 centímetros. Para la conversión a densidad el peso de cada sección fue dividido en su volumen. Una vez obtenida la densidad, esta fue considerada como un valor constante a lo largo de la profundidad que

abarcaba la sección de testigo medida, esto permitió obtener perfiles densidad/profundidad los cuales reflejan el comportamiento de compactación en la nieve. Los testigos OH-10 y OH-11 fueron medidos mediante este método, el testigo OH-9 fue medido mediante la técnica de tomografía a través del uso de una microsonda de rayos X.

Con el objetivo de estudiar el comportamiento de compactación de la nieve sobre el Plateau, se generó un nuevo perfil el cual incorporó los datos aportados por cada uno de los perfiles de densidad previamente estudiados. En este nuevo perfil se identificó la existencia de dos puntos de quiebre en la curva lo que permitió segmentar la señal en tres dominios entre las profundidades 0-4.3 (m), 4.3-8.5 (m) y 8.5 (m) en adelante, según las ecuaciones lineales $0,0413x+0,322$, $0,0089x+0,4629$ y $0,0029x+0,5059$ respectivamente.

3.8.4 Tasas de acumulación

A partir de los registros de densidad (ver sección 3.8.3), se realizó la conversión de la porción del testigo de hielo a su equivalente en agua mediante la ecuación 18.

$$\frac{\rho_{hielo} * h_{hielo}}{\rho_{agua}} = h_{agua\ equivalente}$$

Ecuación 18. *Conversión desde densidad de hielo a altura de agua equivalente. P hielo equivale a la densidad del hielo (gr/cm^3). P agua equivale a la densidad del agua (gr/cm^3). h hielo equivale a la altura de la sección del testigo de hielo analizada (cm). h agua equivalente equivale a la altura de la columna de agua equivalente (cm).*

La sumatoria del agua equivalente en el intervalo de profundidad que abarca cada año, según los perfiles isotopo/profundidad datados, permitió calcular la tasa de acumulación anual sobre LCL entre los años 2008-2014. Para el cálculo de la tasa de acumulación en los testigos OH-4 y OH-5 se consideró el mismo perfil de densidad obtenido para los testigos de LCL.

Los equivalentes de agua calculados fueron corregidos mediante el modelo de adelgazamiento de hielo en profundidad propuesto por Nye (1963), en este modelo se considera una tasa de deformación vertical lineal generada por el peso de la columna hielo sobre un determinado nivel.

3.8.5 Capas de fusión y morfologías asociadas

El muestreo estratigráfico realizado en los testigos OH-10 y OH-11 se llevó a cabo mediante la identificación de discontinuidades y/o heterogeneidades en la estratigrafía del hielo. Frente a la presencia de éstas se procedió a registrar su espesor y su ubicación en profundidad. Posteriormente las distintas morfologías identificadas en el hielo (Figura 9) fueron clasificadas en las siguientes categorías propuestas para este trabajo:

Capa de hielo:	Nivel de hielo continuo con base y techo plano o rugoso.
Intercalaciones delgadas:	Sucesivos niveles de hielo macizo, de reducido espesor, alternados con niveles de neviza de espesores similares a los niveles de hielo.
Gotas de hielo:	Nivel de hielo de espesor variable con el desarrollo de una zona sobresaliente orientada hacia la superficie (techo) y una base plana. La zona abultada sobre la capa de hielo presenta un lado estrecho de alta pendiente y otro extendido de baja pendiente.
Cúmulos macizos de hielo:	Nivel de hielo de espesor continuo con desarrollo de cuerpos de hielo macizo en su interior los cuales exceden los límites de base y techo del nivel de hielo sobre el cual se forman.
Capa de hielo imbricado:	Nivel de hielo conformado por granos de hielo macizo dispuestos con una orientación preferente, distinta a la horizontal.
Cuerpo lenticular de hielo:	Nivel de hielo de base plana y techo convexo. El desarrollo de estos niveles puede ser parcial distinguiéndose, a la escala del testigo de hielo, únicamente un nivel de hielo formando una cuña.

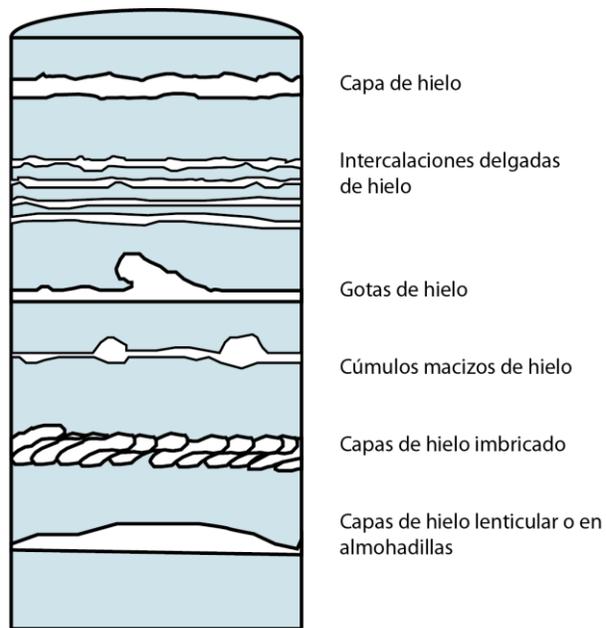


Figura 9: Representación esquemática de la clasificación que se utilizó para clasificar distintas morfologías presentes en la estratigrafía de los testigos de hielo.

A partir de la clasificación realizada se realizaron perfiles de espesor de capas de hielo versus profundidad en los cuales también se incorporó la posición de las distintas morfologías identificadas. Junto con lo anterior, se realizaron perfiles de d excess/profundidad y $\delta^{18}\text{O}$ /profundidad en los cuales se incluyó la profundidad a la que se identificaron las distintas morfologías.

CAPITULO 4

RESULTADOS

4.1. Registros meteorológicos locales en el extremo norte de la Península Antártica

4.1.1 Registros de Temperaturas

La estación Bellingshausen (BE) está ubicada a 150 km de LCL en dirección N25°W en la Península Fildes, KGI. El régimen climático de la isla Rey Jorge se caracteriza por presentar una marcada influencia marítima a lo largo del año. La estación BE registra un promedio anual de temperaturas del aire sobre la superficie (temperaturas superficiales) de $-2,18^{\circ}\text{C}$ y una tendencia al aumento de estas temperaturas de $0,0023^{\circ}\text{C/año}$ en el período 1984-2014. A lo largo del año las temperaturas más altas son registradas durante los meses de enero y febrero, las temperaturas más bajas son registradas durante julio y agosto (Figura 10). La oscilación anual promedio en las temperaturas registradas sobre la superficie es de $9,01^{\circ}\text{C}$ presentando una desviación estándar mensual de $\pm 2,8^{\circ}\text{C}$. Durante el periodo 2006-2014 las temperaturas medidas muestran una inversión en la tendencia registrada entre 1984-2014, siendo esta de $-0,11^{\circ}\text{C/año}$.

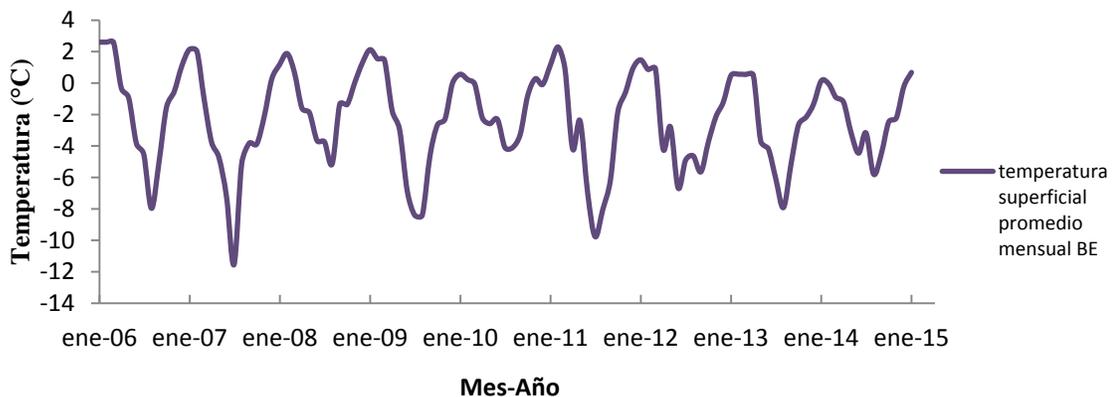


Figura 10. Serie de tiempo de promedios mensuales de temperaturas registradas sobre la superficie en BE entre los años 2006 y 2014

La estación O'Higgins (OH) está ubicada a 18 km de LCL en dirección N25°W en la costa oeste de la Península Antártica. El régimen climático en OH se caracteriza por presentar influencia marítima y en menor medida influencia continental. En OH se registra un promedio anual de temperaturas sobre la superficie de $-3,57^{\circ}\text{C}$ y una tendencia al aumento de las temperaturas de $0,011^{\circ}\text{C/año}$ entre los años 1984-2014. A lo largo del año

las temperaturas más altas son registradas durante los meses de enero y febrero, las temperaturas más bajas son registradas durante julio y agosto (Figura 11). La oscilación anual promedio en las temperaturas registradas sobre la superficie es de $9,46^{\circ}\text{C}$ presentando una desviación estándar mensual de $\pm 2,9^{\circ}\text{C}$. Durante el periodo 2006-2014 las temperaturas medidas muestran una inversión en la tendencia registrada entre 1984-2014, siendo esta de $-0,06^{\circ}\text{C/año}$.

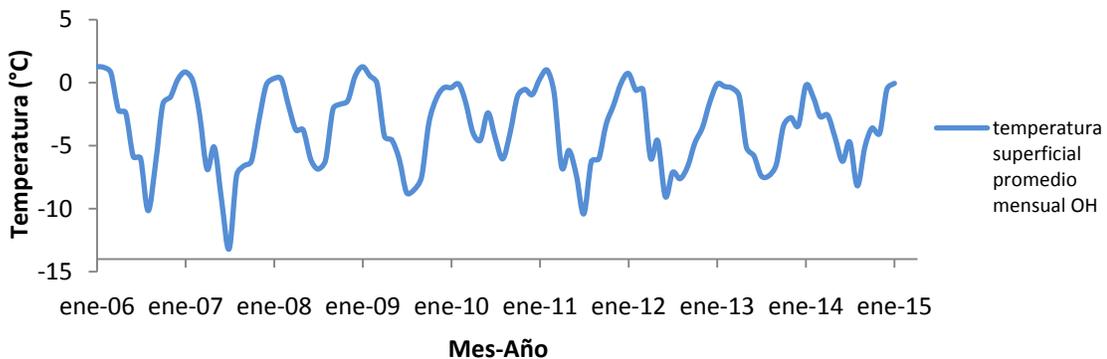


Figura 11: Serie de tiempo de promedios mensuales de temperaturas registradas sobre la superficie en OH entre los años 2006 y 2014

Las estaciones Esperanza (ES) y Marambio (MA) se encuentran ubicadas en la costa este de la Península Antártica. La estación ES se ubica a 40 kilómetros en dirección $\text{S}80^{\circ}\text{E}$ de LCL, mientras que MA se ubica a 100 kilómetros en dirección $\text{S}30^{\circ}\text{E}$. Ambas estaciones se encuentran en una zona donde el régimen climático está muy influenciado por el efecto continental predominante en el lado este de la Península. Los promedios anuales de temperaturas superficiales en ES y MA son $-4,71^{\circ}\text{C}$ y $-8,26^{\circ}\text{C}$ respectivamente. Mientras que la estación ES muestra una tendencia al aumento de las temperaturas superficiales en el período entre 1984-2014 de $0,0051^{\circ}\text{C/año}$, MA por su parte muestra una leve tendencia al enfriamiento ($-0,0009^{\circ}\text{C/año}$) en sus temperaturas superficiales anuales promedio para el mismo intervalo de tiempo. En ambas estaciones a lo largo del año las temperaturas más altas son registradas durante los meses de diciembre y enero y las temperaturas más bajas son registradas durante junio y julio (Figura 12). La oscilación anual promedio en las temperaturas superficiales registradas en la estación ES es de $15,31^{\circ}\text{C}$ presentando una desviación estándar mensual de $\pm 4,9^{\circ}\text{C}$, mientras que en la estación MA la oscilación alcanza los $17,9^{\circ}\text{C}$ y una desviación estándar mensual de $\pm 5,9^{\circ}\text{C}$. Durante el periodo 2006-2014 las temperaturas medidas muestran una inversión en la tendencia registrada entre 1984-2014 en el caso de ES, siendo estas de $-0,03^{\circ}\text{C/año}$, las tendencias en MA por su parte no presentaron inversión, alcanzando una magnitud de $-0,07^{\circ}\text{C/año}$.

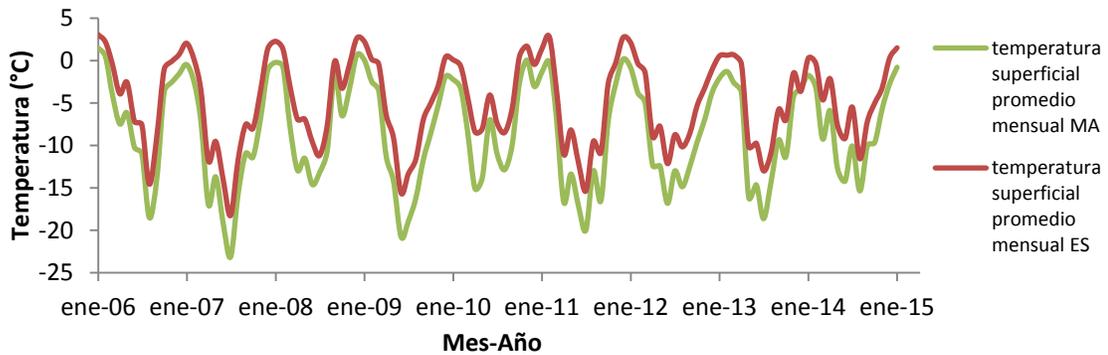


Figura 12: Serie de tiempo de promedios mensuales de temperaturas superficiales registradas en ES y MA entre los años 2006 y 2014

La comparación entre los registros de temperaturas de las 4 estaciones analizadas presenta un alto grado de correlación (R) y de significación estadística (p) entre ellas, tanto a escala interanual ($R > 0,87$) ($p < 0,001$) (Tabla 5) (Figura 13) como a escala mensual ($R > 0,9$) ($p < 0,001$) (Tabla 6) (Figura 14). Las mayores correlaciones se obtuvieron entre las estaciones OH-BE y MA-ES, tanto para el análisis interanual, como para el análisis intermensual. Por otro lado las variaciones de temperaturas superficiales promedio a escala interanual e intermensual son considerablemente mayores en MA-ES respecto de OH-BE.

El comportamiento estacional de las temperaturas medidas entre 2006-2014 muestra una tendencia al aumento en las cuatro estaciones meteorológicas durante el invierno (junio-julio-agosto (JJA)). El caso contrario se identificó durante el verano (diciembre-enero-febrero (DEF)) en el cual la tendencia observada es de disminución en las temperaturas. Durante otoño (marzo-abril-mayo (MAM)) y primavera (septiembre-octubre-noviembre (SON)) no se identificaron patrones claros de comportamiento sin embargo, los registros de SON muestran una leve tendencia a la disminución en las temperaturas (Figura 15).

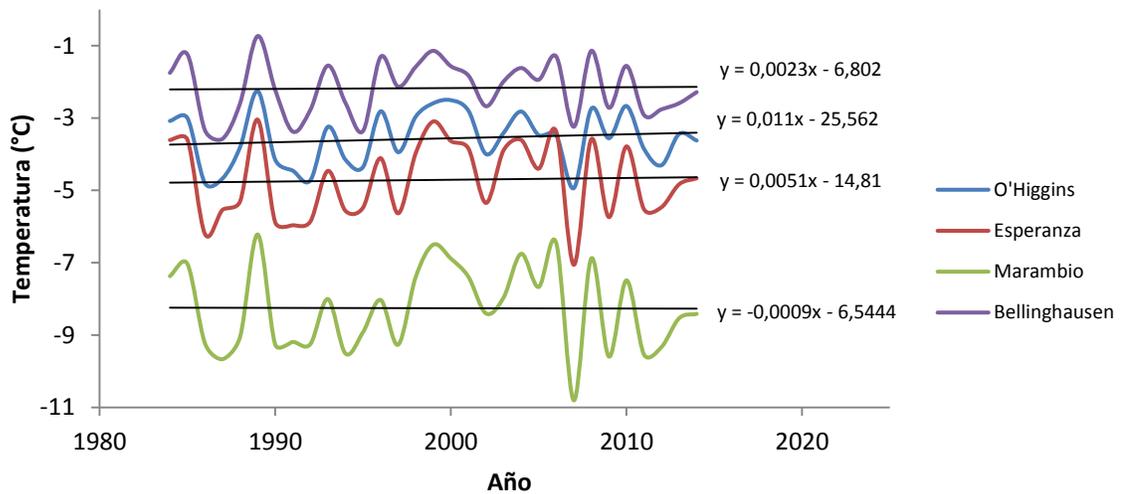


Figura 13: Evolución de los promedios anuales de temperaturas superficiales en las estaciones OH, BE, ES y MA, entre los años 1984-2014

Tabla 5: Matriz de correlación (R) entre registros de temperaturas entre los años 1984 y 2014

Estación	OH	ES	MA	BE
OH	-			
ES	0,92	-		
MA	0,87	0,97	-	
BE	0,90	0,89	0,88	-

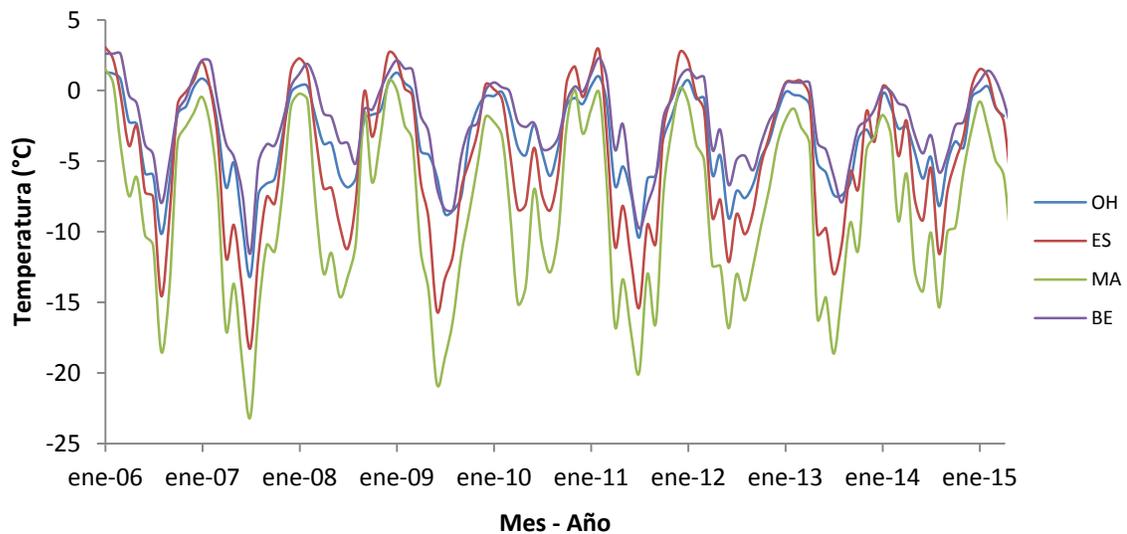


Figura 14: Serie de tiempo de los promedios mensuales de temperaturas en las estaciones OH, BE, ES, MA, entre los años 2006 y 2014.

Tabla 6: Matriz de correlación (*R*) entre registros de los promedios mensuales de temperaturas superficiales en las estaciones OH, BE, ES, MA, entre los años 2006 y 2014

Estación	OH	ES	MA	BE
OH	-			
ES	0,95	-		
MA	0,93	0,99	-	
BE	0,96	0,93	0,90	-

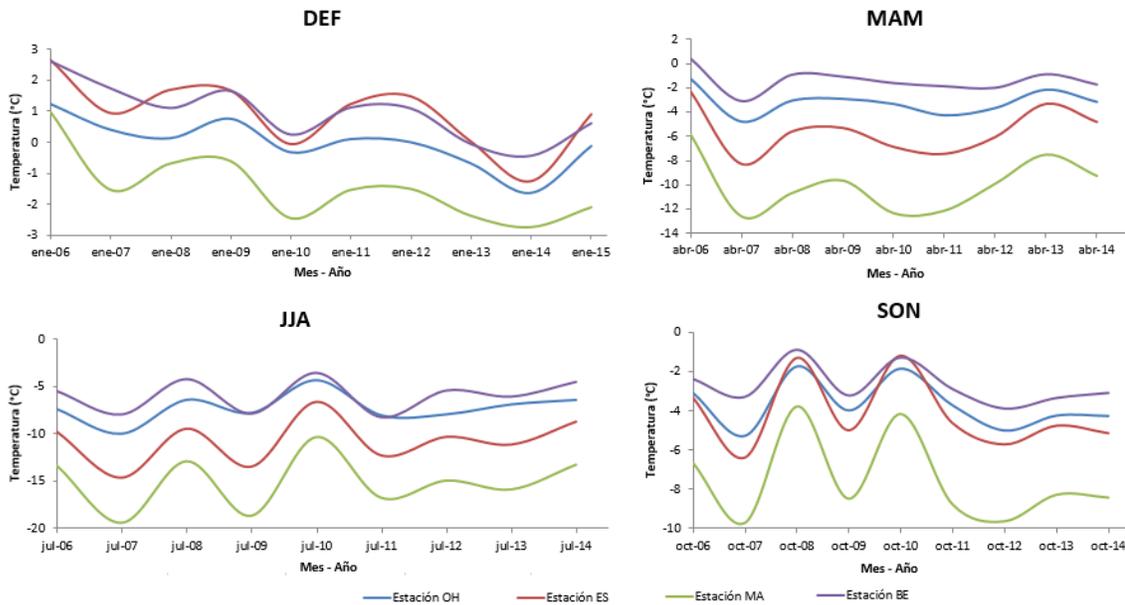


Figura 15: Series de tiempo de promedios estacionales de temperaturas superficiales en el periodo 2006-2014. DEF = diciembre, enero, febrero. MAM = marzo, abril, mayo. JJA = junio, julio, agosto. SON = septiembre, octubre, noviembre.

Los promedios anuales de temperatura en OH son 1,4°C menores que las registradas en la estación BE entre los años 1984-2014, por otro lado en la escala intermensual entre los años 2006 y 2014 no se identifica un patrón definido de diferencia en las temperaturas estacionales, sin embargo, las menores temperaturas se asocian permanentemente a la estación OH. En el caso de las estaciones ES-MA las temperaturas promedio anuales varían en 3,55°C entre ambas estaciones y las mayores variaciones de temperatura entre ellas ocurren en el mes de mayo alcanzando en promedio 5,2°C de diferencia para los mismos períodos de tiempo respectivamente; tanto en la comparación anual como en la mensual las menores temperaturas se asocian a la estación MA.

4.1.2 Registros de Presiones a nivel del mar (Sea Level Pressure - SLP)

La división climática que produce la Península Antártica entre el mar de Amundsen-Bellingshausen y el mar de Weddell, propuesta por diversos autores, motivó el estudio del comportamiento de las presiones promedio sobre el nivel del mar en las estaciones meteorológicas a ambos lados de la Península.

Las cuatro estaciones meteorológicas en estudio muestran valores promedio similares con una diferencia de 1 mb entre las estaciones en el lado oeste de la Península y una diferencia de 0,1 mb entre las estaciones del lado este.

La comparación entre los registros de presiones en las cuatro estaciones muestra un comportamiento sinusoidal de este parámetro, con periodos que fluctúan entre 2 y 4 años, y presenta un grado de correlación $R > 0,76$ ($p < 0,001$) en el período entre los años 1984-2014 (Tabla 7) (Figura 16). Las estaciones OH-BE presentaron el mayor grado de correlación ($R = 0,94$).

El análisis se extendió a escala intermensual entre 2006-2014 en las estaciones OH-BE ya que presentaron la mayor correlación en los registros anuales. A escala intermensual las presiones registradas en las estaciones OH y BE obtuvieron una correlación $R=0,7$ ($p < 0,001$). Las presiones anuales promedio en la estación BE son 3 mb mayores que las presiones anuales promedio registradas durante los eventos de precipitación; por su parte en la estación OH esta diferencia llega a los 4,26 mb. Las presiones durante los eventos de precipitación en OH son en promedio 2 mb menores que las presiones durante precipitaciones registradas en BE. Entre los años 2006-2014 las menores presiones registradas durante los eventos de precipitación en OH-BE ocurren en promedio entre los meses de octubre y diciembre; las mayores presiones se registran entre los meses de julio y septiembre (Figura 17).

Dentro de la evolución estacional de las presiones en OH y BE entre 2006-2014 se destaca una tendencia de disminución en las presiones durante el JJA (-0,8 mbar/año) y aumento sostenido de estas durante MAM (0,37 mbar/año).

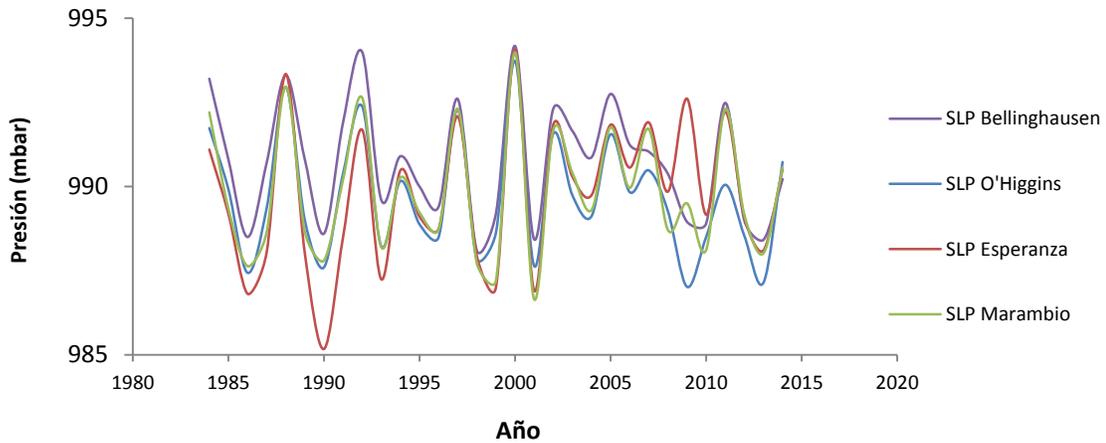


Figura 16: Serie de tiempo de promedios anuales de presiones registradas al nivel del mar en las estaciones OH, BE, ES y MA, entre los años 1984 y 2014

Tabla 7: Matriz de correlación (R) entre registros de presiones a nivel del mar entre los años 1984 y 2014

Estación	OH	BE	ES	MA
OH	-			
BE	0,94	-		
ES	0,76	0,76	-	
MA	0,91	0,92	0,90	-

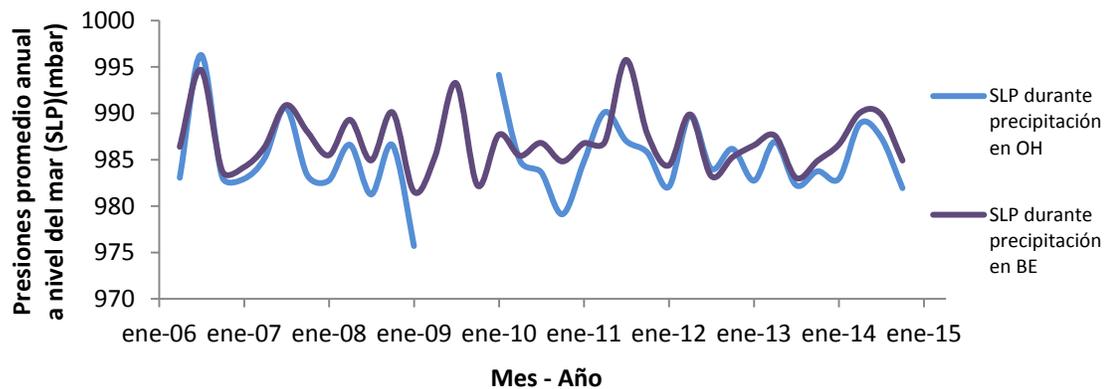


Figura 17: Serie de tiempo de promedios estacionales de SLP durante eventos de precipitación registrados en las estaciones OH y BE entre los años 2006 y 2014 ($R=0,73$, $p = 0,01$)

4.1.3 Registros de precipitaciones

La precipitación promedio anual registrada en esta BE entre los años 1984-2014 es de 700 milímetros (mm) con una tendencia al aumento de

0,34 (mm/año), sin embargo, entre los años 2006-2014 la precipitación promedio registrada es de 751 mm con una tendencia al aumento en las precipitaciones entre 2006 y 2009 de 45 (mm/año) y luego entre 2010 y 2014 una tendencia a la disminución de 46 (mm/año). Considerando una escala de tiempo mayor, en el período 2006-2014 la tendencia general es a la disminución de las precipitaciones en 9 (mm/año). El análisis intermensual entre 2006-2014 mostró un máximo en las precipitaciones durante marzo y mayo, mientras que el mínimo se registra durante noviembre y diciembre. Las temperaturas promedio registradas en BE durante eventos de precipitación, en el período 2006-2014, son 0,32°C mayores que las temperaturas promedio en días sin registros de precipitaciones y 0,1°C mayores que los promedios anuales de temperaturas.

La precipitación promedio anual estimada (ver sección 3.7.2.3) en la estación OH en el período 2006-2014 es de 810 mm con una tendencia a la disminución de las precipitaciones de 4,5 (mm/año). El análisis intermensual muestra que en promedio la mayor frecuencia de precipitación se desarrolla durante los meses de SON (septiembre, octubre y noviembre) sin embargo, la mayor cantidad de milímetros de agua caídos ocurre durante MAM (marzo, abril y mayo) con un promedio de 250 mm de precipitación que corresponde en promedio al 31% de las precipitaciones estimadas en la estación OH (Figura 18). Las precipitaciones promedio estimadas para DEF (175 mm), JJA (184 mm) y SON (200 mm) corresponden al 22%, 22% y 24% del total respectivamente. Las temperaturas promedio registradas en OH durante eventos de precipitación fueron analizadas en los años 2008, 2010 y 2012, ya que estos años presentaron continuidad en sus registros. En estos años, durante los eventos de precipitación en OH, las temperaturas promedio fueron 0,6°C mayores que las temperaturas promedio en días sin registros de precipitaciones y 0,4°C mayores que los promedios anuales de temperaturas.

El análisis estacional entre 2006-2014 no mostró variaciones significativas en las precipitaciones durante MAM, JJA y SON sin embargo, se destaca una tendencia de disminución en las precipitaciones durante el DEF (-19 mm/año).

En promedio la diferencia entre las precipitaciones anuales en BE y OH alcanza aproximadamente 100 mm. La frecuencia de eventos de precipitación es mayor en OH sin embargo, en numerosos casos las precipitaciones se desarrollan en ambos puntos durante el mismo día. Las temperaturas promedio diarias registradas durante eventos de precipitación simultánea en OH y BE son en promedio 1,5°C menores en OH respecto de BE.

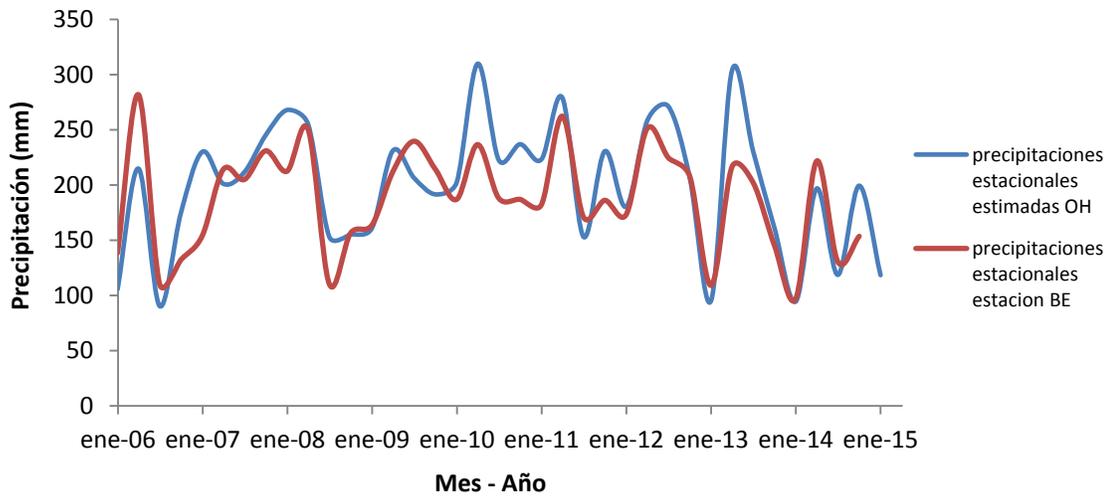


Figura 18: Serie de tiempo de precipitaciones estacionales estimadas para la estación OH y precipitaciones estacionales medidas en BE entre los años 2006 y 2014

4.1.4 Registros de temperatura superficial del mar (Sea Surface Temperature - SST)

Las SST cercanas a la zona de estudio (Anexo A) muestran una mínima tendencia al aumento (0,0063 (°C/año)) en los últimos 30 años. A partir del año 2002 se observa una pérdida de la sincronía entre ambos registros respecto de los años anteriores (Figura 19).

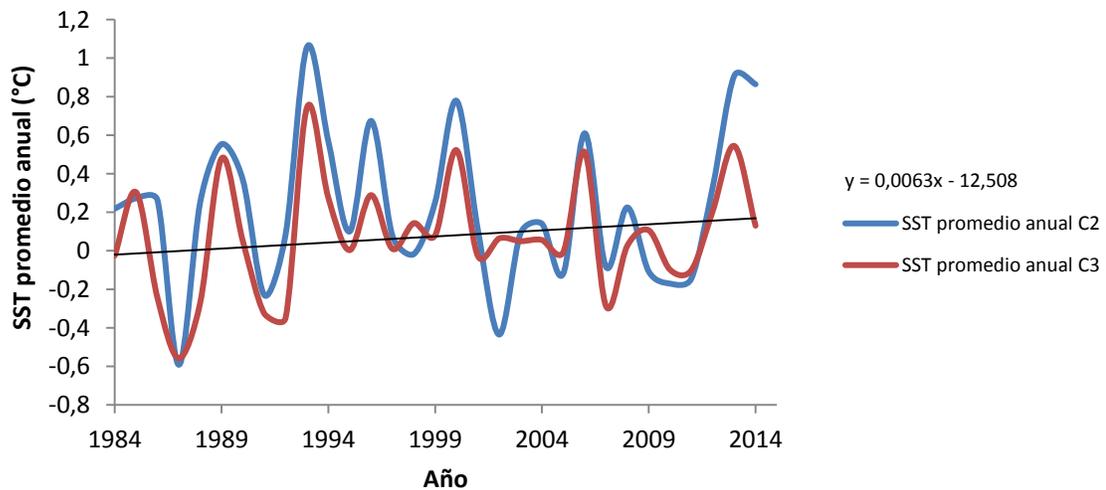


Figura 19: Evolución de los promedios anuales de SST en los cuadrantes C2 y C3 (Anexo X1)

Los registros de SST asociados al cuadrante C5 (ver Anexo A) a escala intermensual en el período 2006-2014, muestran que las mayores SST tienden a ocurrir entre los meses de octubre y diciembre, mientras que las menores SST tienden a ocurrir durante los meses de julio y agosto (Figura 20). La oscilación anual promedio en las temperaturas en C5 es de $2,1^{\circ}\text{C}$, la desviación estándar entre los valores mensuales para cada año es en promedio de $0,7^{\circ}\text{C}$. Entre 2006-2014 se observó una tendencia al aumento en las temperaturas de $0,053 (^{\circ}\text{C}/\text{año})$. Los años 2013 y 2014 se destacan como años con variaciones fuera de lo común en la escala de tiempo analizada.

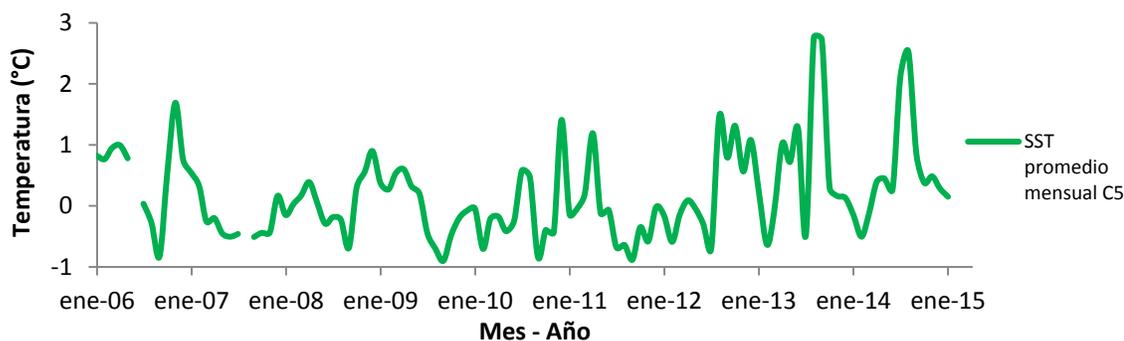


Figura 20: Serie de tiempo de promedios mensuales de SST en el cuadrante de estudio entre 2006-2014

4.1.5 Registros de humedad relativa sobre el mar (HR)

Entre 2006-2014 la HR en el cuadrante de estudio (ver sección 3.7.4) presenta una tendencia al aumento de $0,37 \text{ %}/\text{año}$. El análisis de la HR intermensual no presenta una clara estacionalidad, sin embargo, se logra distinguir una tendencia a presentar sus menores valores entre junio y agosto, mientras que los mayores valores se tienden a agrupar entre diciembre y enero. La oscilación anual de los valores de HR es en promedio $10,55\%$ y la desviación estándar de los valores mensuales es de $3,38 \text{ %}$, el año 2011 se distingue como un año fuera de lo común en la escala temporal analizada debido a lo extremo de sus valores respecto del resto (Tabla 8).

Los promedios estacionales de la HR entre los años 2006-2014 presentan los mayores valores durante DEF y los menores valores durante JJA. Mediante el análisis de la Transformada de Fourier (TF) de la señal de HR se puede destacar la pérdida de estacionalidad en los años 2012, 2013 y 2014 (Figura 21). La evolución de los valores estacionales en este periodo muestra una tendencia al aumento durante MAM y SON, alcanzando esta $0,8 \text{ %}/\text{año}$ y $0,6 \text{ %}/\text{año}$ respectivamente.

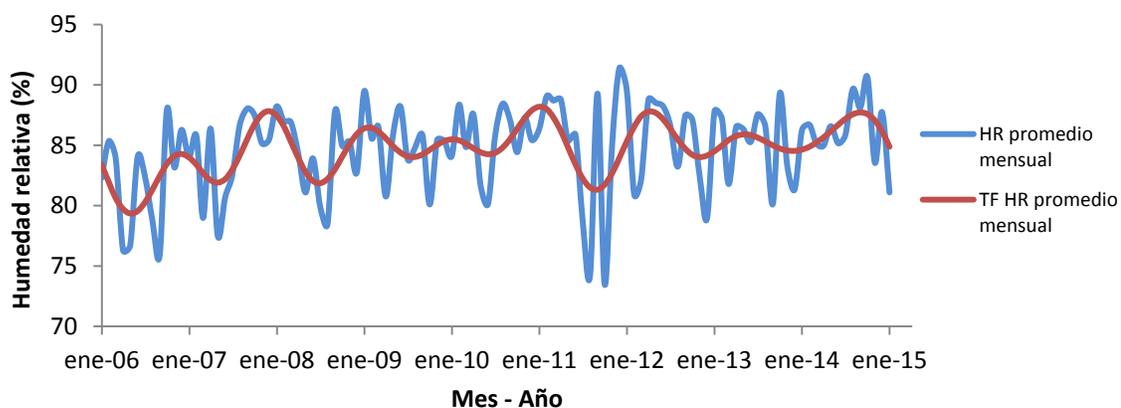


Figura 21: Evolución de la estacionalidad de la HR en la región de estudio entre 2006 y 2014

Tabla 8: Oscilación y desviación estándar anual de HR en la zona de estudio en el período 2006-2014

Año	Oscilación anual (%)	Desviación estándar (%)
2006	12,07	4,07
2007	10,54	3,42
2008	9,73	3,14
2009	9,39	2,66
2010	8,31	2,59
2011	17,91	5,98
2012	10,65	3,59
2013	9,23	2,94
2014	7,08	2,03
Promedio	10,55	3,38

Los promedios mensuales de humedad en días con precipitación registrada en OH y/o BE están vinculados a una mayor humedad en la fuente oceánica (HR promedio=86%), con una correlación de $R = 0,79$ y un comportamiento con patrones similares respecto del registro total de humedad. Al contrario de los días con precipitación, los días sin precipitaciones ($R = 0,76$), en promedio, están vinculados a una menor humedad (HR=82%). Los datos asociados a días de precipitación presentan en promedio 3,6% más de humedad que los días sin registros de precipitación.

4.1.6 Registros de reanálisis climático sobre la superficie del océano (1000 hPa).

Los registros climatológicos obtenidos a partir del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR a escala estacional entre 1981-2010 (Figura 22) muestran una segmentación latitudinal tanto en SST como en HR en la cual se puede identificar un aumento en HR y SST al disminuir la latitud. Sobre el océano Pacífico se identificaron tres zonas de comportamiento equivalente, estas zonas están limitadas por: 30°S-40°S, 40°S-60°S, 60°S-70°S. Por otro lado, en los mares adyacentes a las Islas Malvinas se identificó la deflexión del patrón latitudinal de HR y SST. La deflexión se manifiesta a través de la disminución de SST y HR en esta zona respecto de la misma latitud sobre el océano Pacífico.

4.1.7 Registros de viento en la troposfera baja (850 hPa)

Los registros obtenidos a partir del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR a escala estacional entre 1981-2010 (Figura 23) muestran la predominancia de vientos desde el oeste durante todo el año en la zona de estudio, siendo estos de mayor magnitud durante JJA y SON. Durante el verano austral, al sur de la zona de estudio, los vientos promedio presentan un cambio en su dirección aumentando su componente en dirección sur.

Se realizaron mapas de anomalías de magnitud y dirección de viento zonal (latitudinal), meridional (longitudinal) y de vector de viento, respecto de la climatología regional, con resolución estacional entre 2008-2015. Los mapas realizados se encuentran en el Anexo X2.

4.1.8 Estación meteorológica automática Laclavere (AWS LAC)

A partir de las mediciones obtenidas en la estación meteorológica instalada en LCL durante la ECA51, se realizó un filtro de los datos para seleccionar únicamente los datos que presentaron a una misma hora una medición en OH durante el intervalo de tiempo que estuvo AWS LAC en funcionamiento sobre LCL.

En total fueron comparadas 23 mediciones de temperatura superficial y HR entre la estación OH y AWS LAC, realizadas a la misma hora en ambos puntos. La comparación muestra que la HR medida en LCL es 2,8 puntos mayor que la HR en OH. Por otro lado los datos permiten calcular un gradiente de temperatura vertical promedio de $-3,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$, sin embargo, este gradiente no se mantiene constante, siendo mayor ($-5,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$) en los casos en que la HR en ambos sitios es menor, y menor (alcanzando incluso $-0,2^{\circ}\text{C}/\text{km}$) en los casos en que la HR en ambos sitios es cercana al 100%.

Climatología estacional de SST y HR

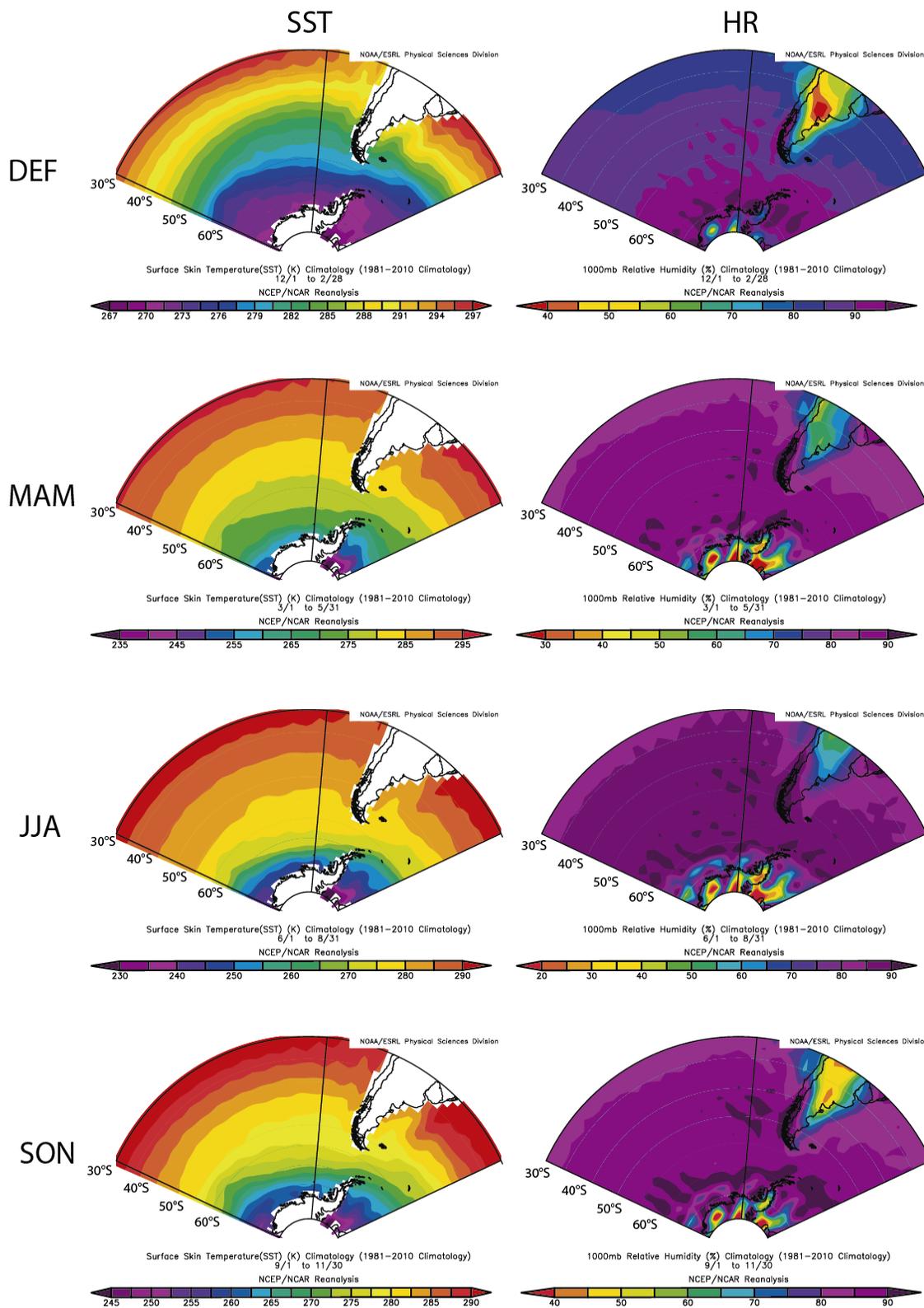


Figura 22: Mapas de climatología estacional de HR y SST (1000 hPa) promedio entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la HR (%) y SST (°K). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

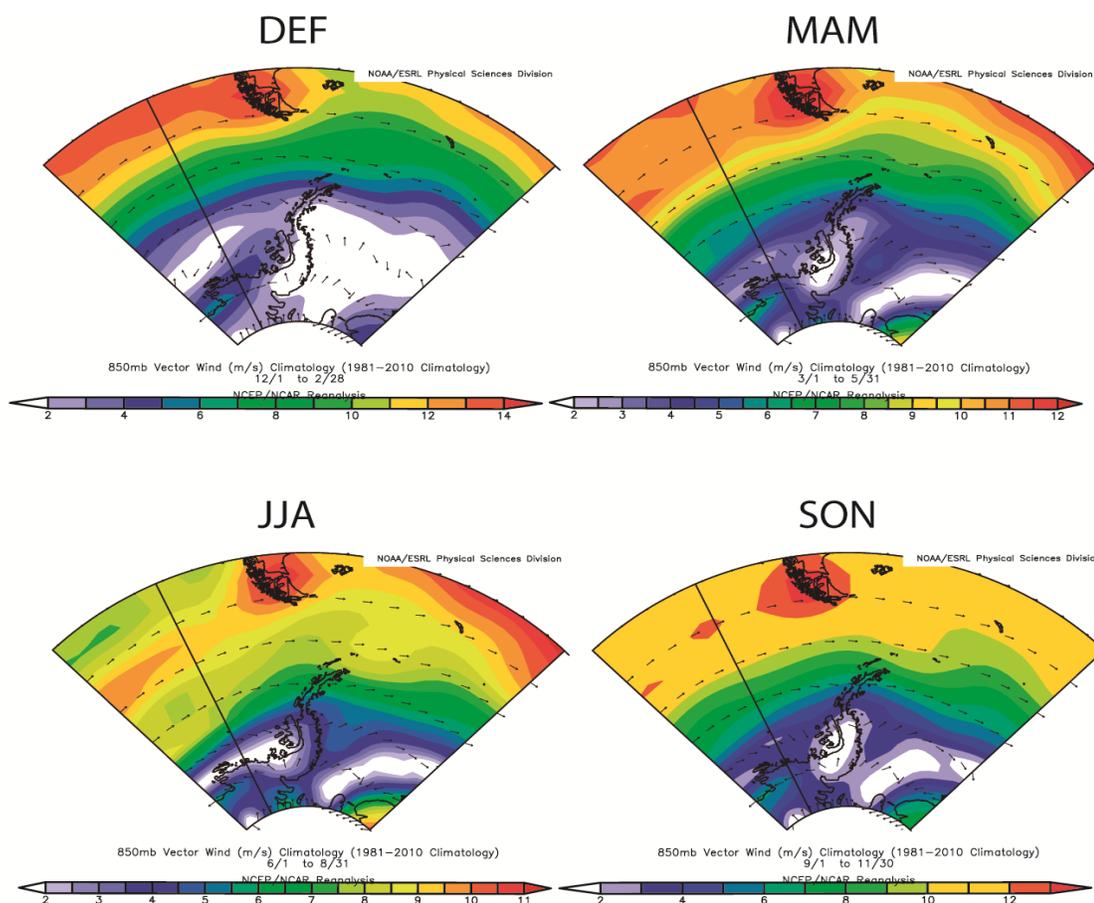


Figura 23: Mapas de viento (850 hPa) estacional promedio sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud del viento (m/s). Las flechas representan la dirección y sentido del viento. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

4.1.9 Registros de radiosonda

Los registros obtenidos en las 3 estaciones analizadas (BE, VE y RO) muestran un aumento del gradiente vertical de temperaturas entre 0 y 1130 m.s.n.m durante los meses de DEF y una disminución de éste durante JJA (Tabla 9). Los gradientes verticales estacionales en BE y VE entre los años 1970-1980 fueron comparados (Figura 24) y se obtuvo una correlación $R = 0,75$ ($p < 0.01$). Las series temporales de ambas estaciones muestran sincronía a lo largo de todo el intervalo estudiado, sin embargo, a partir de 1976 la oscilación presente en VE es mayor que la oscilación presente en BE.

El registro de radiosonda de RO entre los años 2008-2015 muestra un patrón similar al observado en las estaciones anteriores. Se distingue la sincronía en el comportamiento de ambas señales, presentándose un mayor gradiente durante DEF y un menor gradiente durante JJA. Se resalta que la señal de temperaturas a 1200 m.s.n.m muestra una menor oscilación térmica anual que la presente en RO. A partir de JJA del año 2010 se

identifica un aumento en el gradiente de JJA el cual se mantiene relativamente estable hasta JJA de 2014 (Figura 25).

Tabla 9: Promedio estacional de gradientes de temperatura en las estaciones BE, VE y RO, entre el nivel del mar y 1130 m.s.n.m. Los gradientes están expresados en (°C/km)

	BE	VE	RO
DEF	-5,31	-5,30	-6,28
MAM	-4,43	-4,32	-4,89
JJA	-2,73	-2,13	-3,44
SON	-4,06	-3,48	-4,74

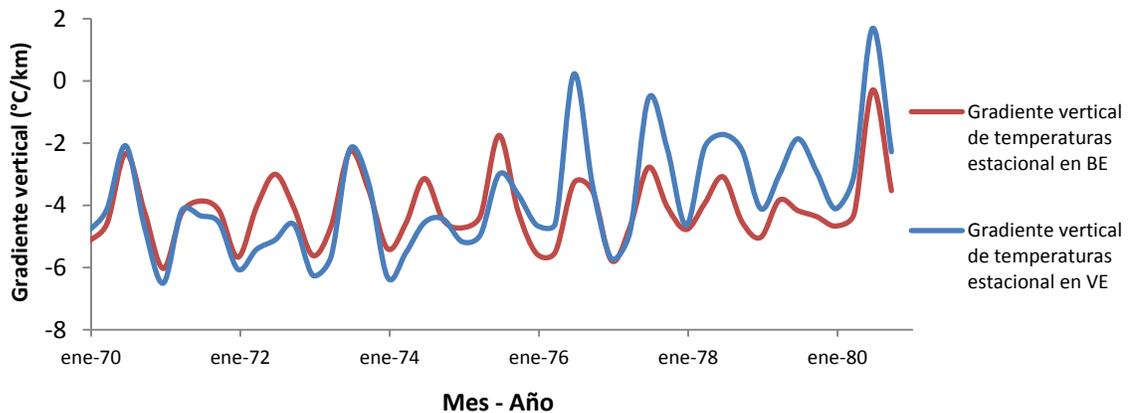


Figura 24: Evolución temporal de los promedios estacionales de gradientes verticales obtenidos mediante datos de radiosonda en las estaciones VE y BE entre 1970-1980. Los gradientes verticales de la serie de tiempo representan la variación de temperatura entre el nivel del mar y 1130 m.s.n.m.

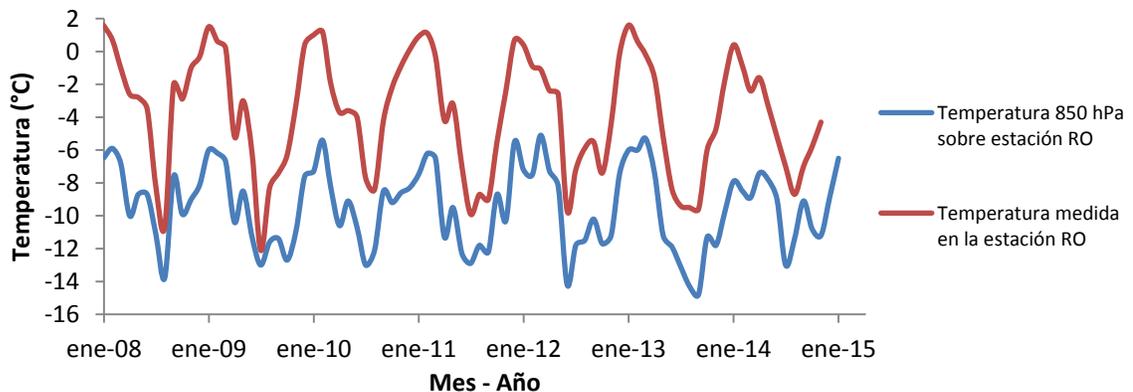


Figura 25: Registro de promedios mensuales de temperaturas obtenidos a partir de radiosondeos hasta 850 hPa, realizados entre 2008 y 2014 en la estación RO.

A partir de los registros de radiosonda de BE que se desarrollaron entre los años 1970-1996 con una resolución mensual, se estimó el gradiente de temperatura vertical promedio asociado a cada mes en las cercanías de la zona de estudio. El patrón de comportamiento anual muestra que el mayor gradiente se desarrolla durante los meses enero y diciembre, mientras que el menor gradiente está asociado a los meses julio y agosto (Figura 26)

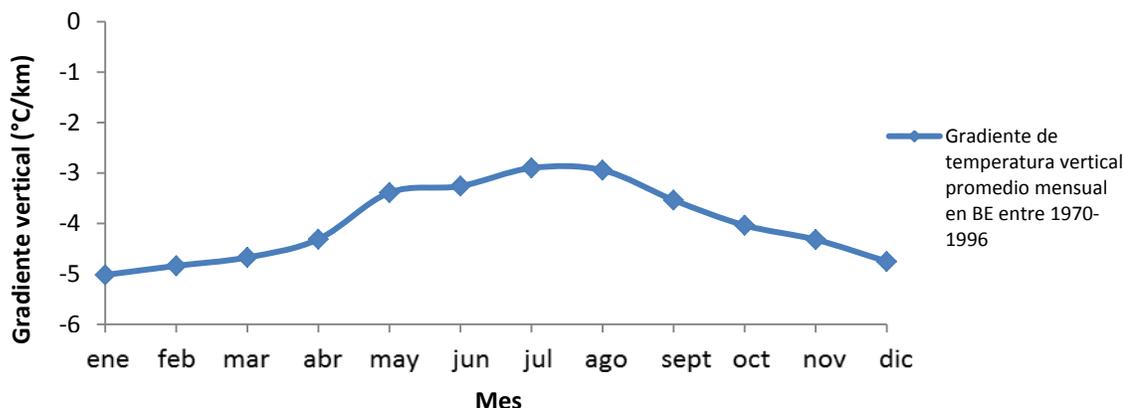


Figura 26: Promedio mensual de gradiente de temperatura vertical entre 0 y 1130 m.s.n.m en la estación BE entre 1970 y 1996.

4.1.10 Registros de extensión de hielo marino

Los registros de extensión de hielo marino entre 1978-2013 en la costa oeste de la Península Antártica, sobre el mar de Bellingshausen-Amundsen, muestran una oscilación anual regular la cual presenta los mayores valores de extensión durante los meses de agosto-septiembre y los menores valores durante febrero-marzo (Figura 27). A lo largo del año la mayor extensión se presenta durante JJA, seguida por SON, luego MAM y DEF. En el intervalo de tiempo considerado, la extensión de hielo marino en el mar de Bellingshausen-Amundsen muestra una caída en su magnitud sin embargo, entre los años 2008-2013 se logra distinguir una leve tendencia al alza (Figura 28).

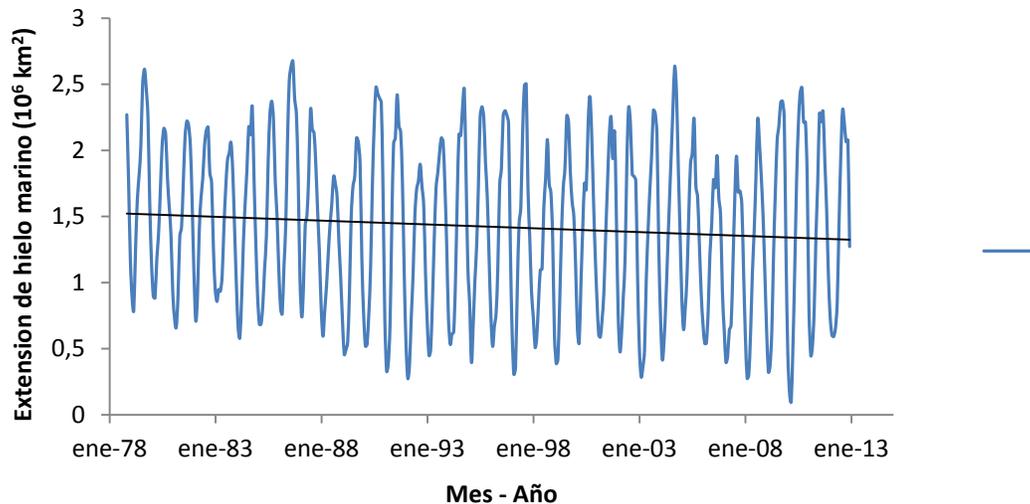


Figura 27: Extensión mensual de hielo marino en el mar de Bellingshausen-Amundensen entre 1978 y 2013. La línea negra sobre la serie de tiempo indica la tendencia a la disminución en la extensión de hielo marino.

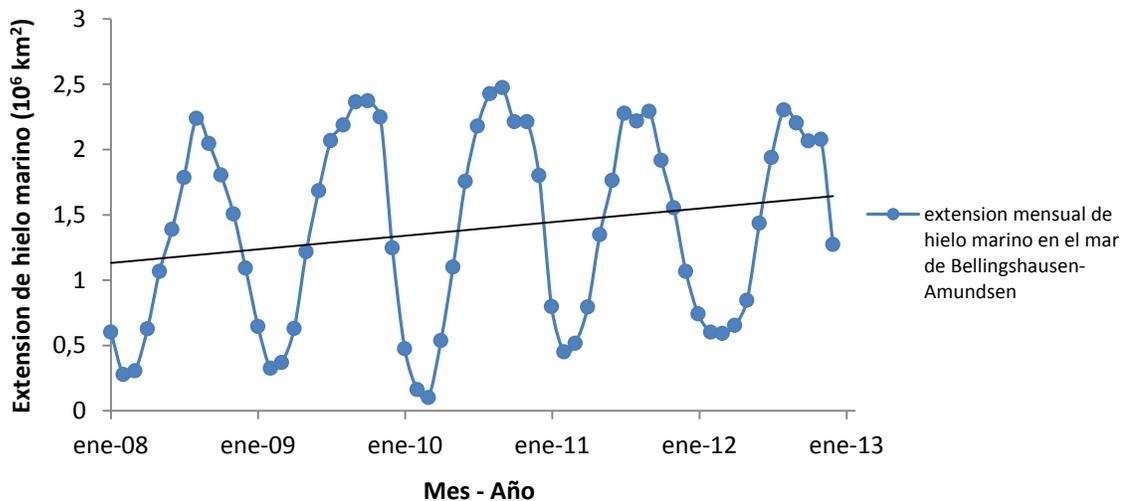


Figura 28: Extensión mensual de hielo marino en el mar de Bellingshausen-Amundensen entre 2008 y 2013. La línea negra sobre la serie de tiempo indica la tendencia al aumento en la extensión de hielo marino en este intervalo.

En la latitud donde se ubica LCL y las estaciones BE y OH, el hielo marino comienza a formarse sobre el estrecho de Bransfield a partir del mes de mayo y hasta aproximadamente octubre. La mayor extensión de hielo marino se registra durante julio, agosto y septiembre, alcanzando magnitudes de hasta 500, 625 y 525 kilómetros desde las costas de la Península Antártica respectivamente. En el intervalo 2008-2014, en esta latitud se destaca una disminución en la extensión del hielo marino respecto

de los registros obtenidos en el intervalo 1978-1996 (Figura 29). En particular los años 2009, 2011 y 2013 presentan una mayor extensión en comparación con los años 2008, 2010, 2012 y 2014 en los cuales el desarrollo de hielo marino se limitó a la extensión del estrecho de Bransfield. A modo de ejemplo la Figura 30 muestra el mapa de extensión mensual de la plataforma de hielo marino durante el año 2013, los mapas creados para el intervalo 2008-2014 se encuentran en el Anexo C.

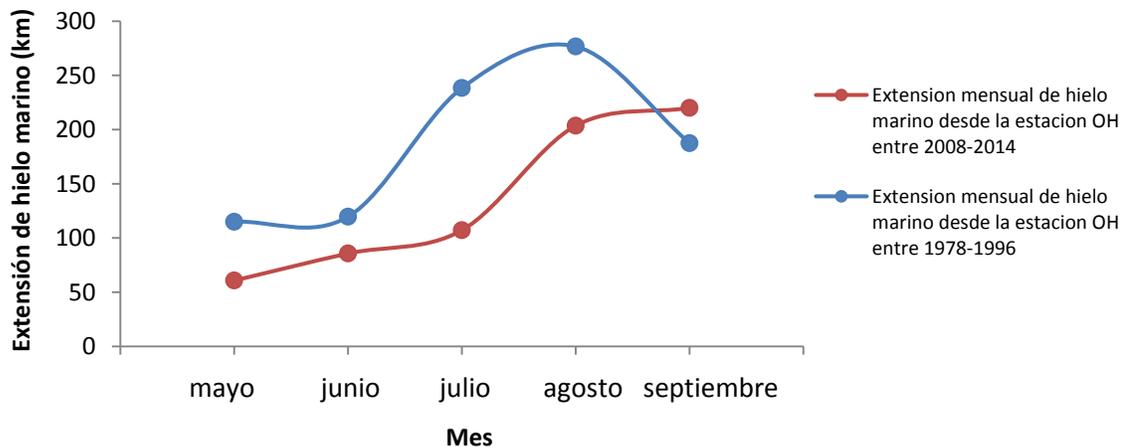


Figura 29: Evolución del promedio mensual de extensión de la plataforma de hielo marino desde la estación OH en los intervalos 1978-1996 y 2008-2014.

Durante agosto (2010 y 2014) y septiembre (2010, 2011 y 2014) se detectó la presencia de discontinuidades sobre la superficie de hielo marino a lo largo del estrecho de Bransfield, éstas se desarrollaron en forma de agujeros puntuales o prolongaciones del mar en dirección a la costa de la Península y a través de la plataforma de hielo.

4.1.11 Relación entre extensión de hielo marino y gradiente vertical de temperatura

A partir de los resultados obtenidos en las secciones 4.9 y 4.10 se estudió la relación entre ambos parámetros a escala mensual según los datos medidos respecto de la estación BE entre 1978-1996. Los patrones mensuales obtenidos muestran una relación directa entre ambas variables entre mayo y octubre. Los datos correspondientes a los meses entre mayo y septiembre presentaron correlaciones $R > 0,73$ ($p < 0,01$) (Figura 31); el set de datos de octubre presentó una correlación $R = 0,24$ ($p = 0,5$). Se destaca la presencia de variaciones en las razones entre ambas variables, siendo éstas cada vez menores al pasar de mayo a septiembre.

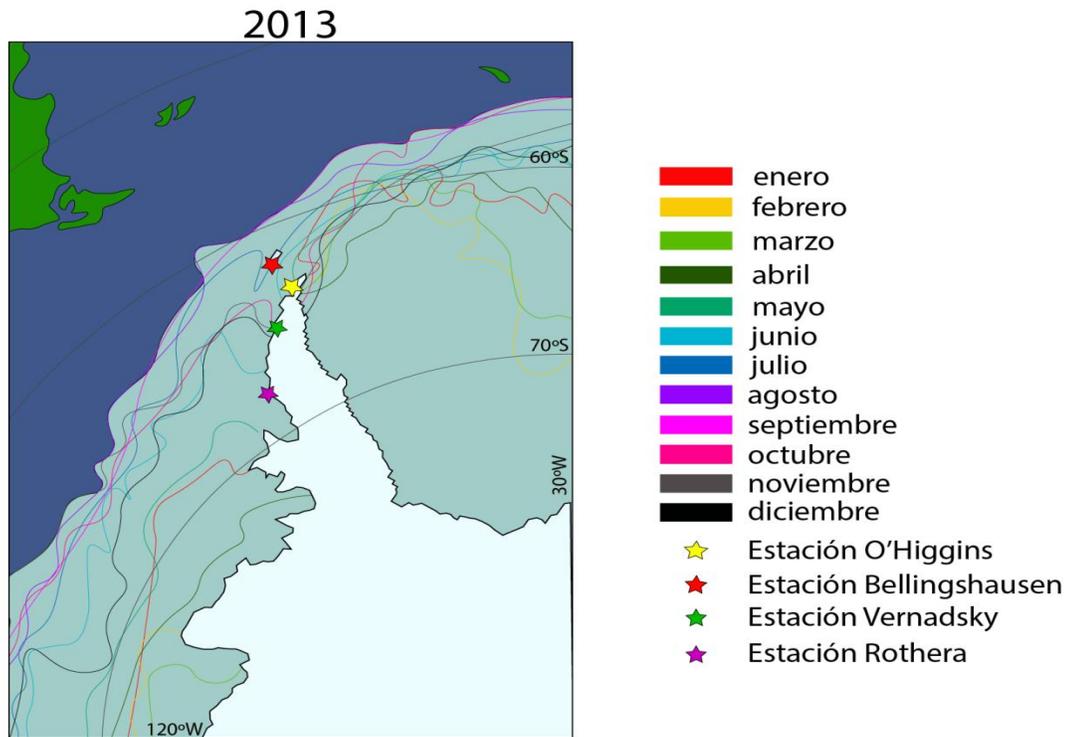


Figura 30: Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2013

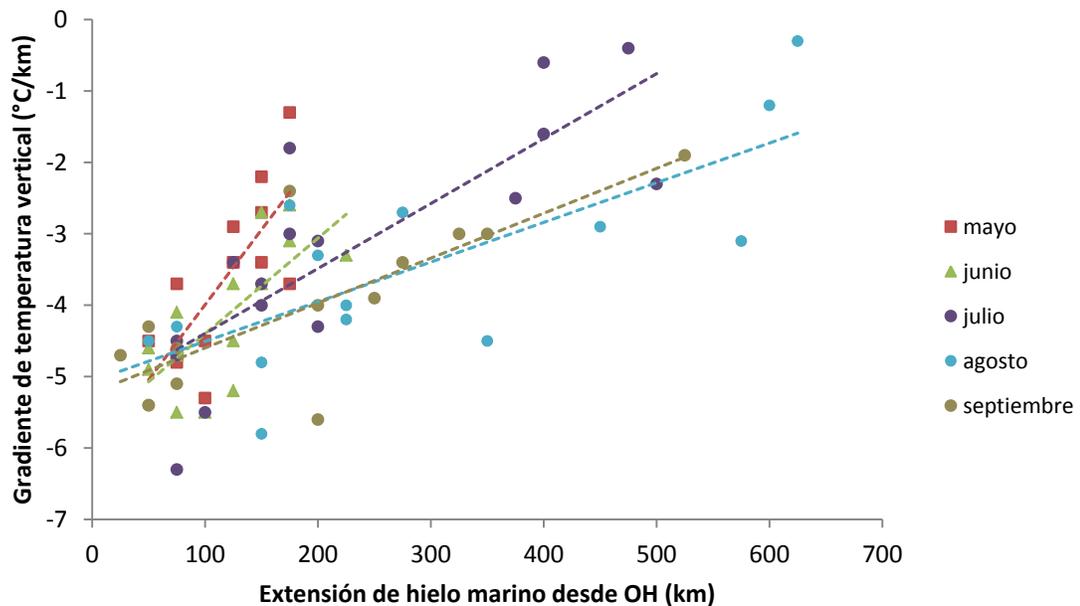


Figura 31: Relación entre la extensión mensual de la plataforma de hielo marino y el gradiente de temperatura vertical en la estación BE entre 1978-1996.

4.1.12 Condiciones climáticas estimadas sobre el LCL

A partir de los registros meteorológicos locales de radiosonda y de mediciones de temperatura superficial en OH se estimó que el promedio anual de la temperatura superficial sobre LCL, entre los años 2008-2015, es de aproximadamente $-7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ y con una tendencia a la disminución en las temperaturas de $-0,13\text{ }^{\circ}\text{C/año}$ en el periodo 2008-2014. A lo largo del año las temperaturas más altas se estima que ocurren durante enero y febrero, las temperaturas más bajas se estima que ocurren durante julio y agosto (Figura 32). La oscilación anual promedio de las temperaturas superficiales se estimó en $5,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ presentando una desviación estándar mensual de $\pm 2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Por otra parte considerando los registros de radiosonda, las temperaturas superficiales en OH y la relación entre el gradiente vertical y la extensión de hielo marino, se estimó que la temperatura superficial promedio anual en el Plateau es de aproximadamente $-7,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, con una tendencia y comportamiento anual equivalente al obtenido mediante la estimación realizada con radiosonda (Figura 32). A diferencia de la estimación anterior, en este caso la oscilación anual promedio de temperaturas superficiales es de $5,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ presentando una desviación estándar mensual promedio de $\pm 1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

La Tabla 10 resume los aspectos principales y la estadística básica anual obtenida a partir de la estimación de temperaturas sobre LCL.

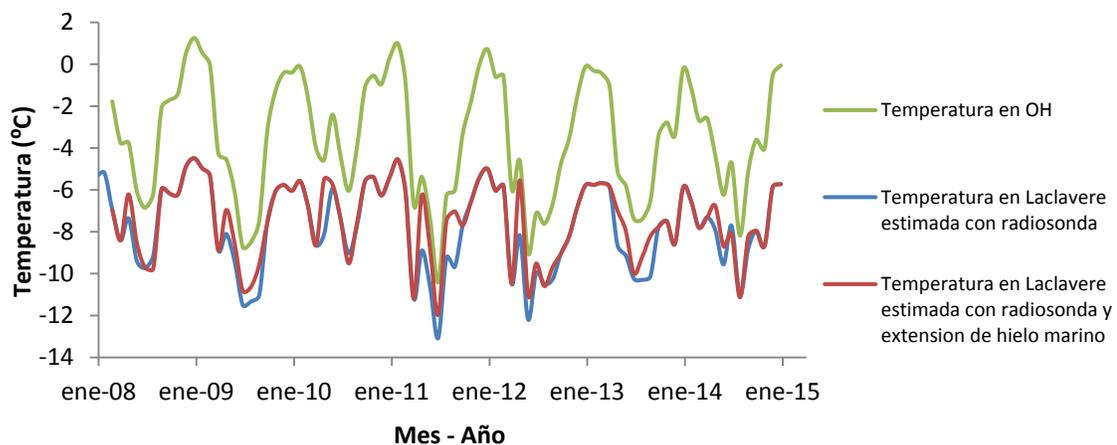


Figura 32: Serie temporal de promedios mensuales de temperatura estimados sobre LCL entre 2008-2014.

A escala estacional la serie de temperaturas estimadas en LCL muestra una tendencia a la disminución de las temperaturas durante SON y DEF de $-0,34\text{ }(^{\circ}\text{C/año})$. Durante MAM y JJA no se identificaron tendencias significativas en el intervalo 2008-2014.

Tabla 10: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la estimación de temperatura sobre LCL entre 2008 y 2014

	Temperatura estimada sobre LCL							2008-2014
	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	
Promedio	-	-	-	-	-	-	-	-
Máximo	6,95	-7,47	6,65	-7,37	-8,15	7,44	-7,75	-7,40
Mínimo	4,89	-4,49	5,39	-4,54	-4,99	5,67	-5,88	-5,12
Oscilación	9,76	10,81	9,51	11,97	11,02	9,98	11,13	-10,60
Desviación Estándar	4,87	6,33	4,13	7,43	6,03	4,31	5,26	5,48
Tendencia (°C/año)	1,72	2,21	1,35	2,29	2,20	1,45	1,45	1,81
				-0,15				

4.2. Registros de circulación atmosférica en el extremo norte de la Península Antártica

4.2.1 Trayectorias de las masas de aire

Se obtuvo un total de 254 trayectorias anuales las cuales representan el 70% del total anual. En total fueron analizadas 1800 trayectorias entre enero de 2008 y enero de 2015.

A modo de ejemplo la Figura 33 muestra los mapas de trayectorias estacionales y densidad de trayectorias obtenidas para el año 2008, los mapas creados para el intervalo 2008-2015 se encuentran en el Anexo D.

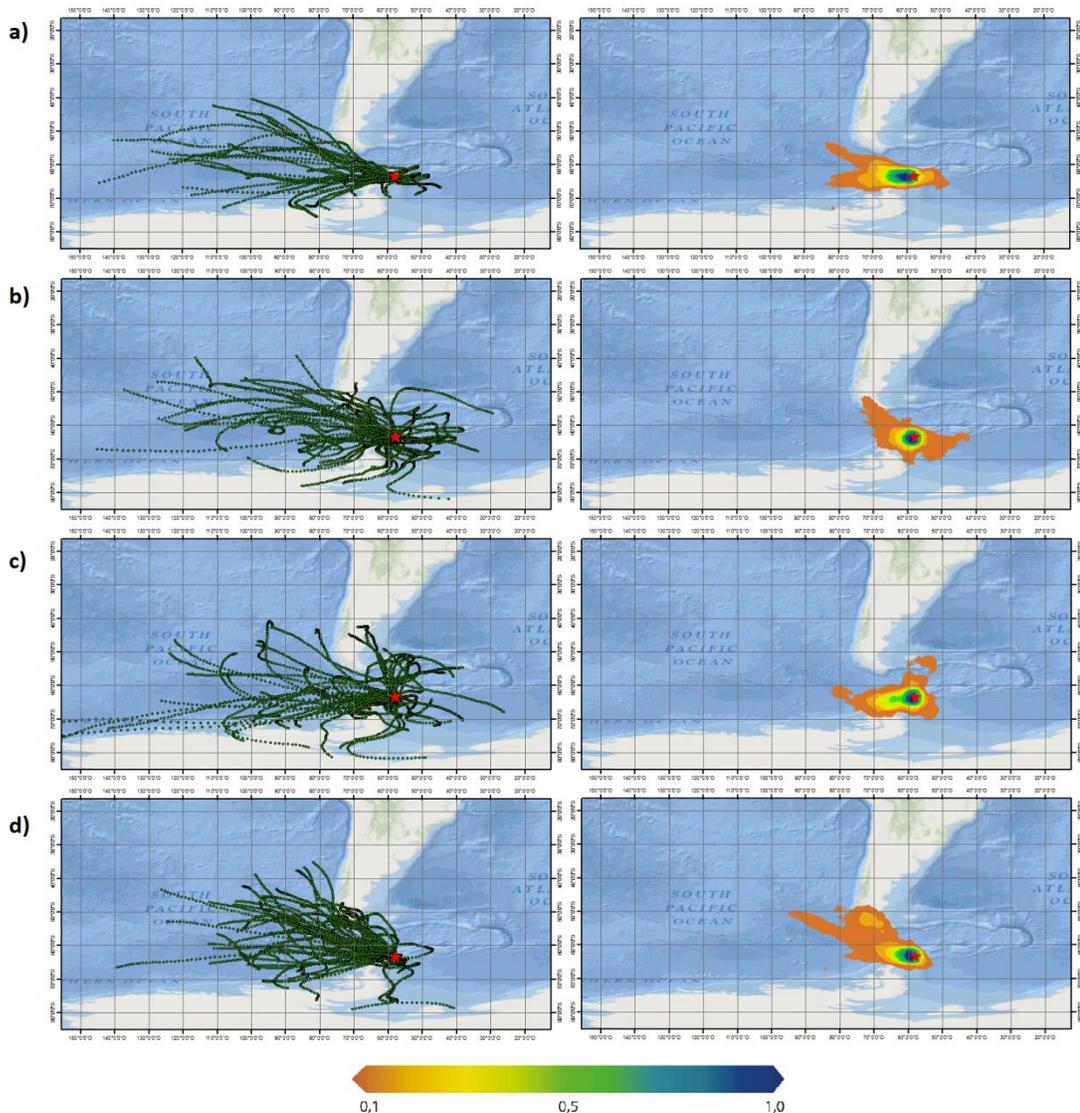


Figura 33: Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar LCL durante el año 2008 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación de LCL. (a) trayectorias durante DEF. (b) trayectorias durante MAM. (c) trayectorias durante estación de JJA. (d) trayectorias durante SON. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

En los mapas de trayectorias estacionales se pudo distinguir tanto variaciones en la dispersión de las trayectorias a lo largo del año, como también variaciones en la orientación de la dirección preferencial de las masas de aire que alcanzan LCL. Las trayectorias muestran una mayor dispersión y extensión durante JJA, alcanzando estas una mayor distancia respecto de LCL. Por otro lado, durante DEF las trayectorias tienden a

contraerse preferentemente sobre el mar de Bellingshausen entre las latitudes 55°S-65°S. Por otra parte también se logró distinguir un aumento en la llegada de masas de aire provenientes desde el este y sur-este hacia la zona cercana LCL durante MAM, JJA y en menor medida SON.

En los mapas estacionales se distinguió un giro de las trayectorias entre DEF y JJA, siendo este de aproximadamente 90° y en sentido horario. El giro produce un cambio en la orientación principal desde N80°W a NS, lo que a su vez produce un cambio en la ubicación de la zona de tránsito preferencial, desplazándose ésta desde el extremo noreste del mar de Bellingshausen hacia el mar de Scotia y el mar de Weddell. Entre JJA y DEF el giro se produce en sentido anti-horario, volviendo así a la orientación de DEF característica durante el intervalo estudiado. El patrón de comportamiento descrito corresponde a la situación promedio entre 2008-2014, individualmente se logró identificar en algunos casos periodos que no representan este patrón. La Figura 34 muestra la orientación preferencial promedio de las masas de aire, con resolución estacional entre 2008-2014.

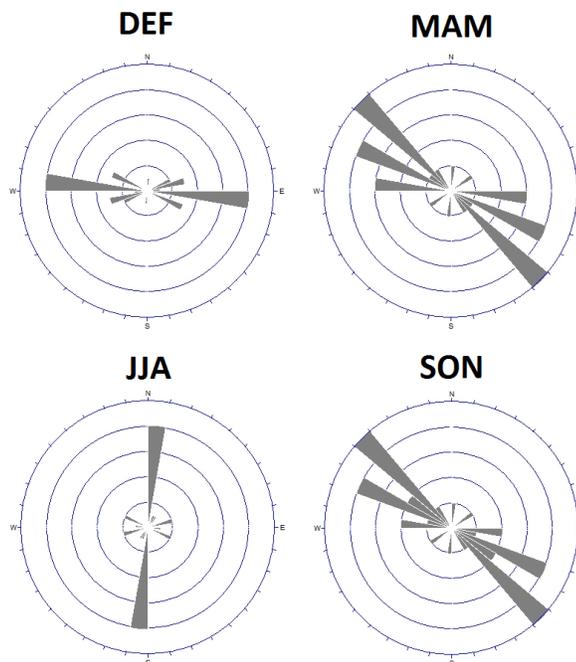


Figura 34: Orientación preferencial a escala estacional de las trayectorias que siguieron las masas de aire que alcanzaron el LCL entre 2008-2014.

Entre los 3 sets de datos de HR que fueron comparados (Fig.35)(ver sección 3.7.7) se identificó que la mayor oscilación promedio de los valores anuales y el menor promedio de HR se presenta en el sector más distante del punto de estudio (set de 3 días de distancia). El caso contrario se distingue

en el set de datos más cercano a LCL (set de 1 día de distancia), el cual presenta la menor oscilación promedio anual y el mayor valor de HR promedio (Tabla 11). Si bien se identifica una aparente sincronía entre los 3 registros, se distingue en algunas ocasiones la pérdida de la sincronía en la señal durante DEF y MAM (Figura 35).

La Tabla 12 muestra la comparación entre el comportamiento de las distintas series de HR obtenidas a partir de los intervalos de tiempo definidos mediante el análisis de retrotrayectorias.

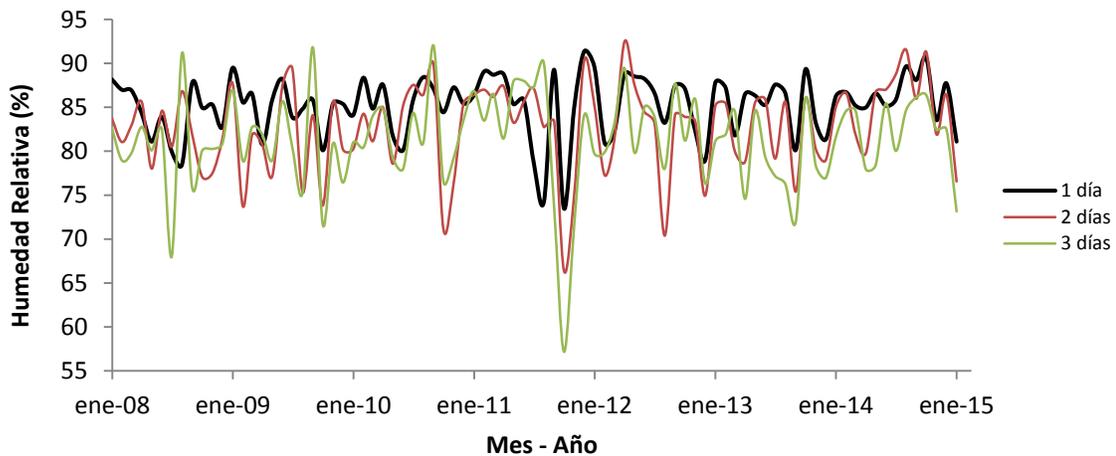


Figura 35: Evolución de los promedios mensuales de HR en las regiones por donde transitaron las masas de aire que llegaron a LCL entre 2008 y 2015.

Tabla 11: Parámetros estadísticos de los promedios de HR de las masas de aire que alcanzan LCL entre 2008-2014.

	1 día	2 días	3 días
Oscilación anual de HR (%)	10,33	16,10	18,20
Promedio de HR anual (%)	85,25	82,83	81,36
Desviación estándar	3,28	4,83	5,10

Tabla 12: Matriz de correlación entre sets datos de HR de las masas de aire que alcanzaron LCL entre 2008-2014.

	1 día	2 días	3 días	Promedio 1-2 días	Promedio 2-3 días
1 día	-				
2 días	0,55	-			
3 días	0,34	0,68	-		
Promedio 1-2 días	0,84	0,92	0,61	-	
Promedio 2-3 días	0,48	0,91	0,92	0,83	-

4.2.2 Índice SAM

Las series de tiempo obtenidas a partir de los índices mensuales de SAM muestran un comportamiento sinusoidal a escala anual entre los años 2006-2014. La oscilación presenta una frecuencia regular de 2 años y amplitud variable. La amplitud de la oscilación permanece relativamente constante entre los años 2006-2011, presentando una tendencia de aumento en los valores de 0,19 puntos/año. Entre 2011-2014 la magnitud de la oscilación disminuye, así como también lo hace la tendencia a -0,022 puntos/año (Figura 36).

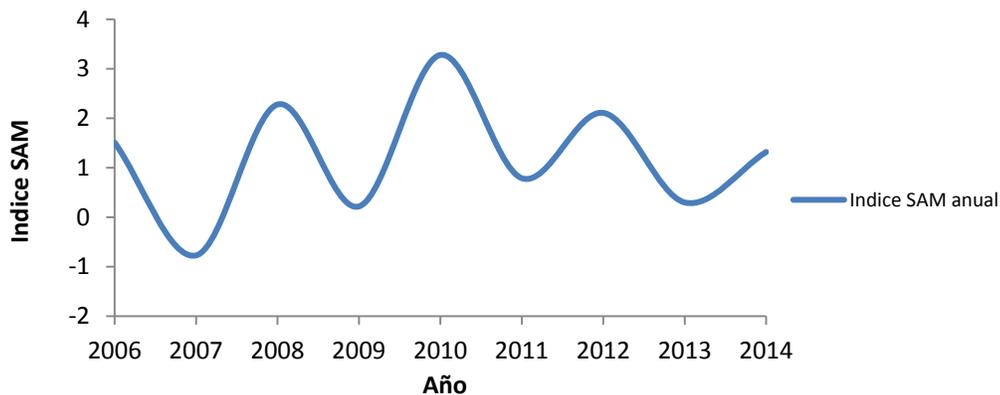


Figura 36: Comportamiento anual del índice SAM entre los años 2006-2014

A escala estacional se logran distinguir comportamientos sinusoidales regulares en las estaciones JJA y SON, con frecuencia y fase igual al patrón anual. DEF muestra una evolución semi-regular, presentando una distorsión respecto del patrón anual durante los años 2007 y 2011. MAM no muestra regularidad en su comportamiento en el intervalo estudiado (Figura 37). Los valores negativos del Índice SAM se desarrollan preferencialmente durante JJA y SON en los años en que SAM presenta sus menores valores a escala anual (cada 2 años). Se distingue que en los últimos años ha habido una tendencia al aumento en el valor de SAM durante MAM-JJA.

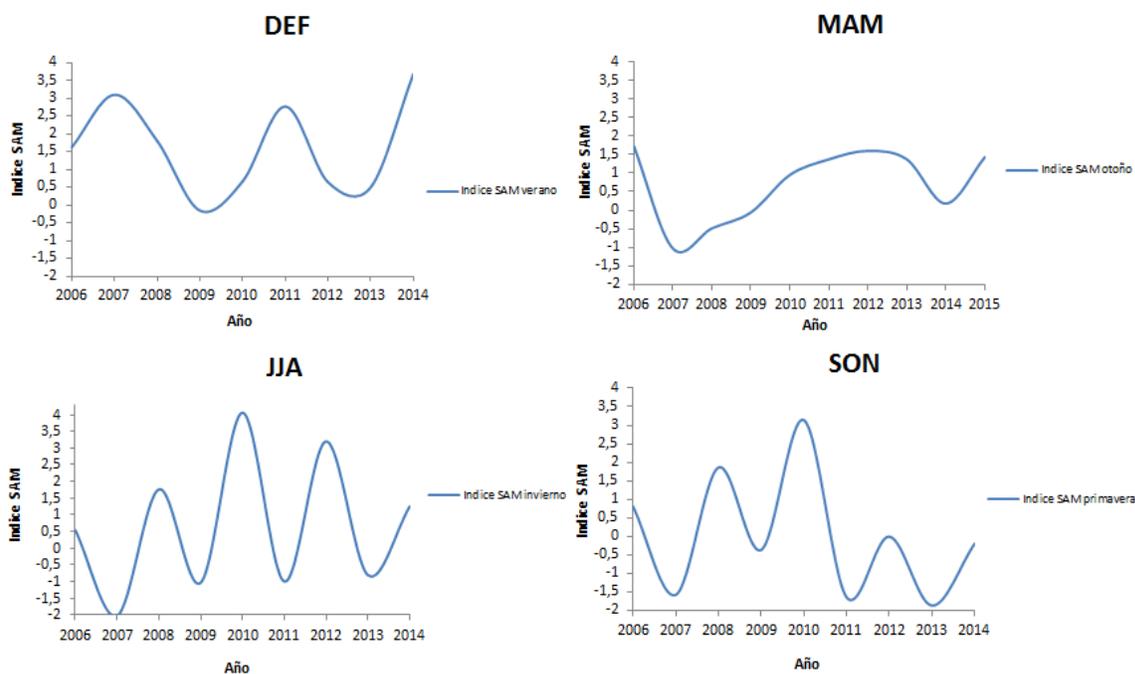


Figura 37: Comportamiento estacional del índice SAM entre los años 2006-2014

4.2.2.1 Relación entre Índice SAM y extensión de hielo marino

La extensión promedio de hielo marino sobre el mar de Bellingshausen durante JJA y en la latitud donde se encuentra LCL fue comparada con el Índice SAM estacional entre 2008-2014 (Figura 38). Se obtuvo una relación inversa $R = -0,79$ ($p < 0,04$) entre ambos registros.

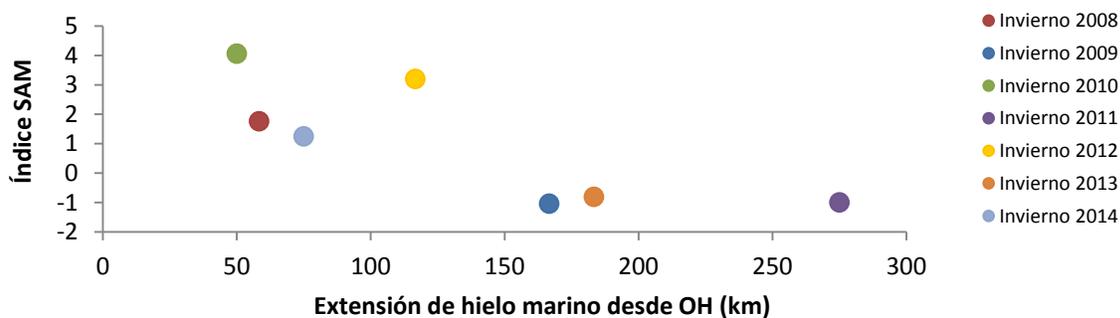


Figura 38: Relación entre Índice SAM y extensión de hielo marino en JJA entre 2008-2014.

4.3. Isótopos de hidrógeno y oxígeno

En esta sección se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno realizados, tanto en

precipitaciones, como en testigos de hielo. Todas las razones de estos isótopos estables están representadas respecto del estándar Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) en notación per mil (‰) de la forma $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{17}\text{O}$ para isótopos estables de oxígeno, y δD para isótopos estables de hidrógeno.

4.3.1 Isotopía de precipitaciones

4.3.1.1 Eventos de precipitación en OH

La Tabla 13 resume los resultados y la estadística básica de las muestras de precipitaciones obtenidas en OH.

Tabla 13: Promedios y estadística básica de la composición isotópica de las muestras de precipitación obtenidas en OH entre 2008-2009 y durante 2014.

Estación		OHPP-1	OHPP-2
Intervalo de muestreo	de	O` Higgins Febrero 2008 – Marzo 2009	O` Higgins Marzo 2014 – Noviembre 2014
Punto de muestreo		63,32°S, 57,90°W	63,32°S, 57,90°W
δD			
Promedio		-70,5	-81,86
Desviación Estándar		26,44	34,21
Mínimo		-150,6	-148,36
Máximo		-21,8	-15,99
$\delta^{18}\text{O}$			
Promedio		-9,2	-10,12
Desviación Estándar		3,33	4,39
Mínimo		-19,4	-18,43
Máximo		-3,8	-1,28
<i>d excess</i>			
Promedio		2,7	-0,90
Desviación Estándar		4,15	5,70
Mínimo		-6,6	-8,88
Máximo		22,3	13,32
Numero de muestras		139	72

A partir de las razones de δD y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas desde OHPP-1 y OHPP-2 se definió una Línea media de aguas locales (Local Mean Water Line, LMWL) la cual presentó una relación $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ con una pendiente(m) aproximada de 7,83.

Las trayectorias obtenidas y su densidad por unidad de superficie muestran patrones similares a los que se distinguen en los mapas de trayectorias totales (ver sección 4.2), tanto para OHPP-1 (Figura 39), como también para OHPP-2 (Figura 40). Se distinguió una alta densidad de trayectorias cerca del extremo norte de la Península Antártica, las cuales representan a las masas de aire que alcanzarán la Península en un intervalo de tiempo menor a 24 horas.

La comparación entre los valores promedio mensuales de *d excess* desde las muestras de precipitaciones y *d excess* calculado a partir de datos de HR y SST del cuadrante delimitado por las trayectorias de 1 día, presentó un coeficiente de correlación $R = 0,77$ ($p < 0,01$) para el caso del OHPP-1 (Figura 41) y $R = 0,79$ ($p < 0,01$) para el caso de OHPP-2 (Figura 42). El análisis conjunto de ambos sets de datos (OHPP-1 y OHPP-2) respecto del *d excess* obtenido a partir de los respectivos promedios de HR y SST para cada mes presentó una correlación $R = 0,86$ ($p < 0,01$) (Figura 43).

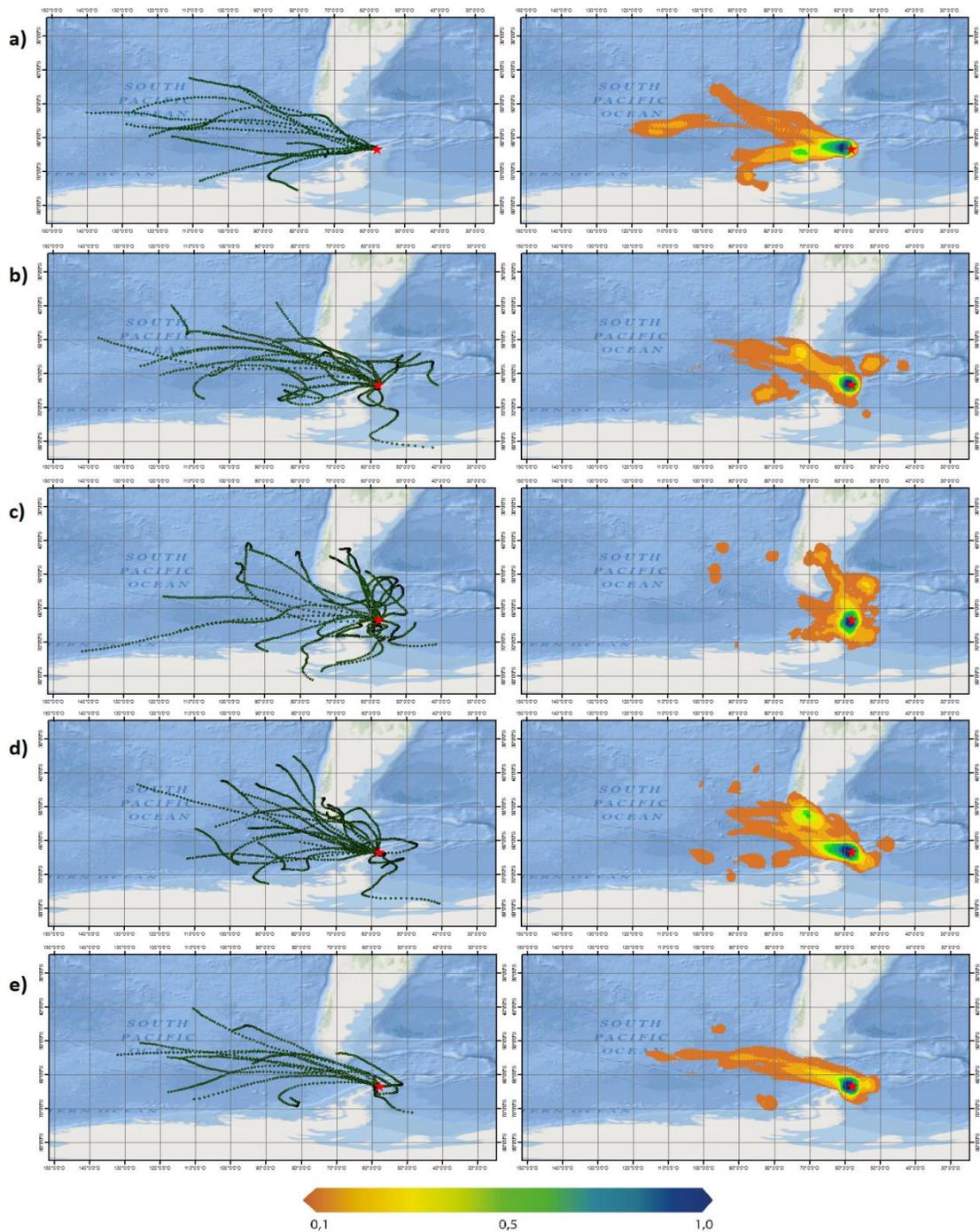


Figura 39: Trayectorias que siguieron las masas de aire a partir de las cuales se registró precipitación en OH durante los años 2008-2009 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante DEF 2008. (b) trayectorias durante MAM 2008. (c) trayectorias durante JJA 2008. (d) trayectorias durante SON 2008. (e) trayectorias durante DEF 2009. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

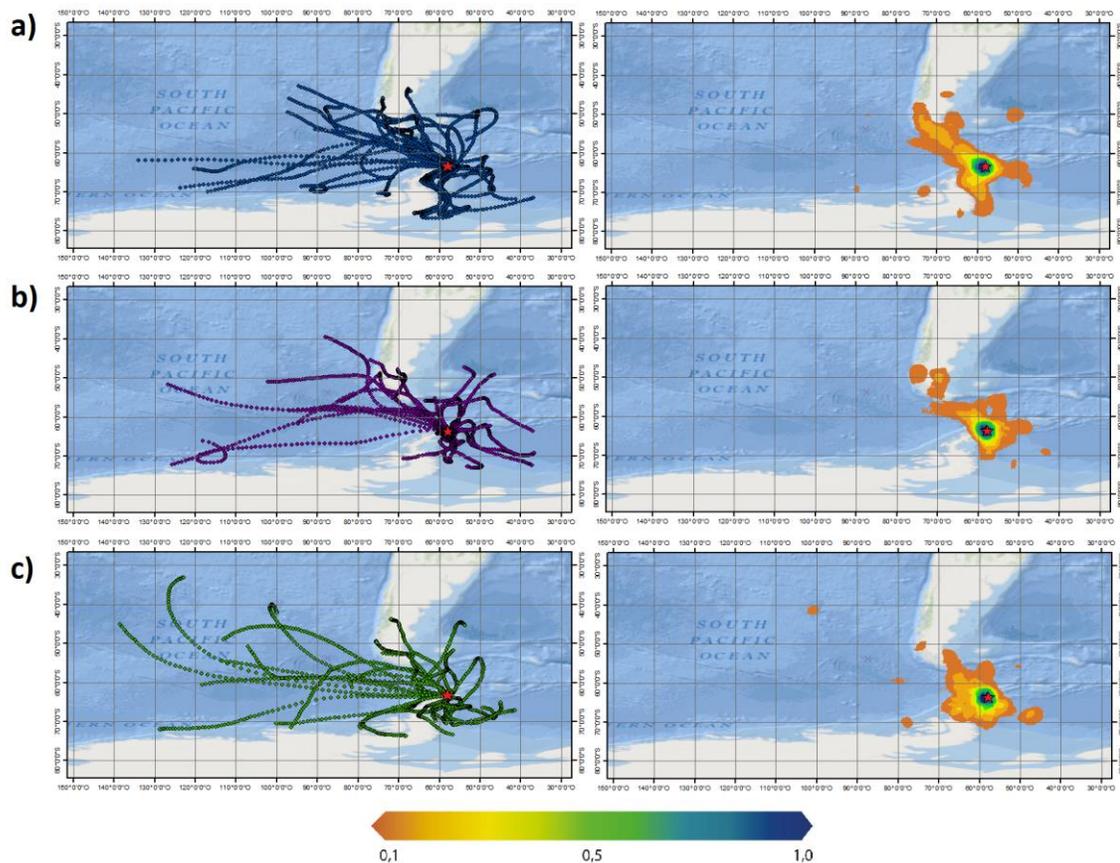


Figura 40: Trayectorias que siguieron las masas de aire a partir de las cuales se registró precipitación en OH durante el año 2014 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante MAM 2014. (b) trayectorias durante JJA 2014. (c) trayectorias durante SON 2014. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

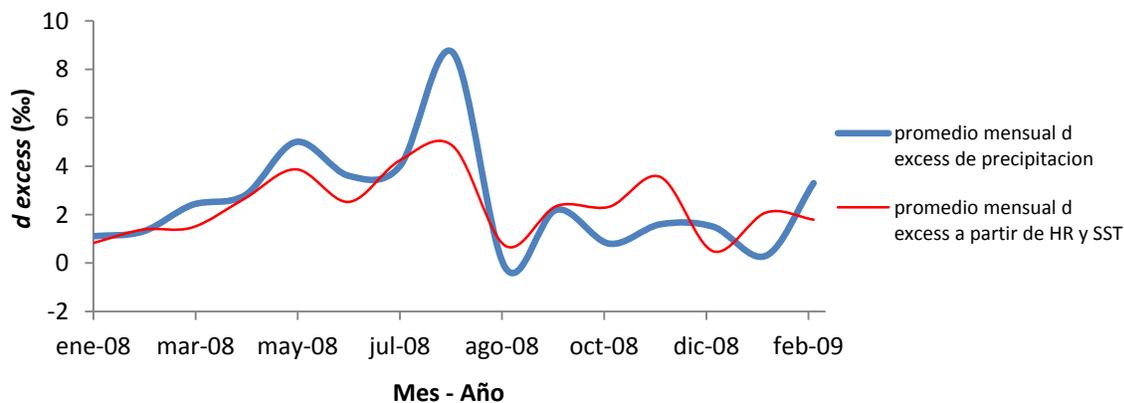


Figura 41: Comportamiento mensual de d excess a partir de registros meteorológicos (HR-SST) y de muestras de precipitaciones en OH entre el DEF 2008 y DEF 2009 (OHPP-1).

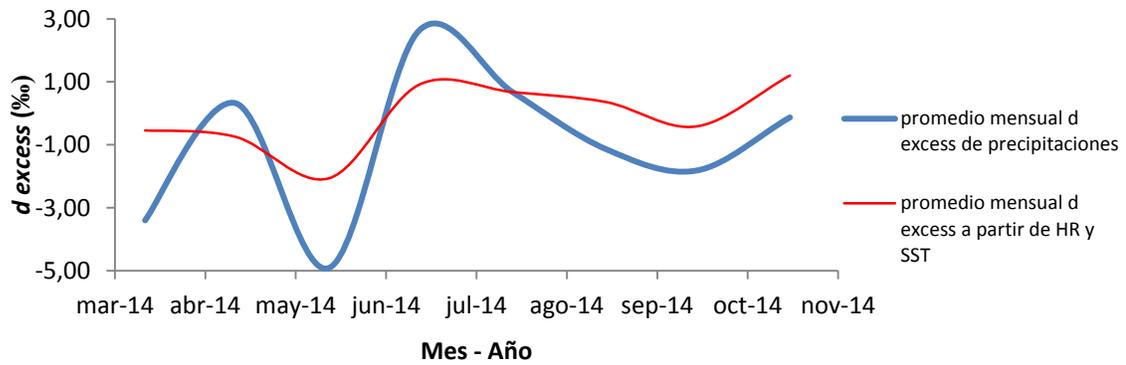


Figura 42: Comportamiento mensual de d excess a partir de registros meteorológicos (HR-SST) y de muestras de precipitaciones en OH entre el MAM 2014 y SON 2014 (OHPP-2).

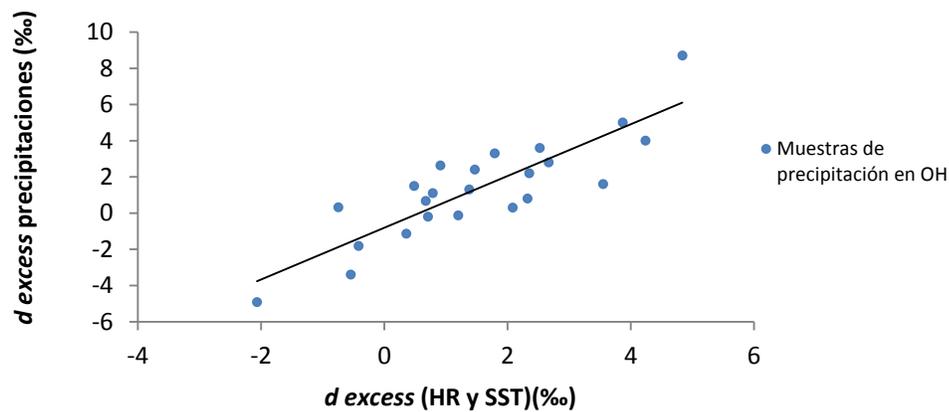


Figura 43: Relación entre promedios mensuales de d excess de muestras de precipitación en OH y d excess obtenido a partir de parámetros meteorológicos (d excess (HR y SST)) sobre el mar cercano a la estación OH.

4.3.1.2 Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y temperaturas

A partir de las razones de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas desde OHPP-1 y OHPP-2 se realizó la comparación de éstas con las temperaturas promedio diarias registradas en la estación OH los días en que se obtuvo mediciones de precipitación. Los meses que presentaron las mejores correlaciones entre ambos parámetros fueron marzo (2008 y 2009), junio (2008), octubre (2014) y diciembre (2008), siendo estos coeficientes 0,66, 0,63, 0,6 y 0,81 respectivamente (Figura 44). Se identificaron diferencias considerables entre las relaciones $\delta^{18}\text{O}/T$ a escala mensual y de estas respecto de la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenida a partir de los promedios mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ y temperaturas de OHPP-1 y OHPP-2. Se destaca la similitud en las relaciones durante marzo y octubre las cuales en conjunto presentaron un grado de correlación $R=0,74$ y una relación lineal $\delta^{18}\text{O}= 0,79*T-7,76$.

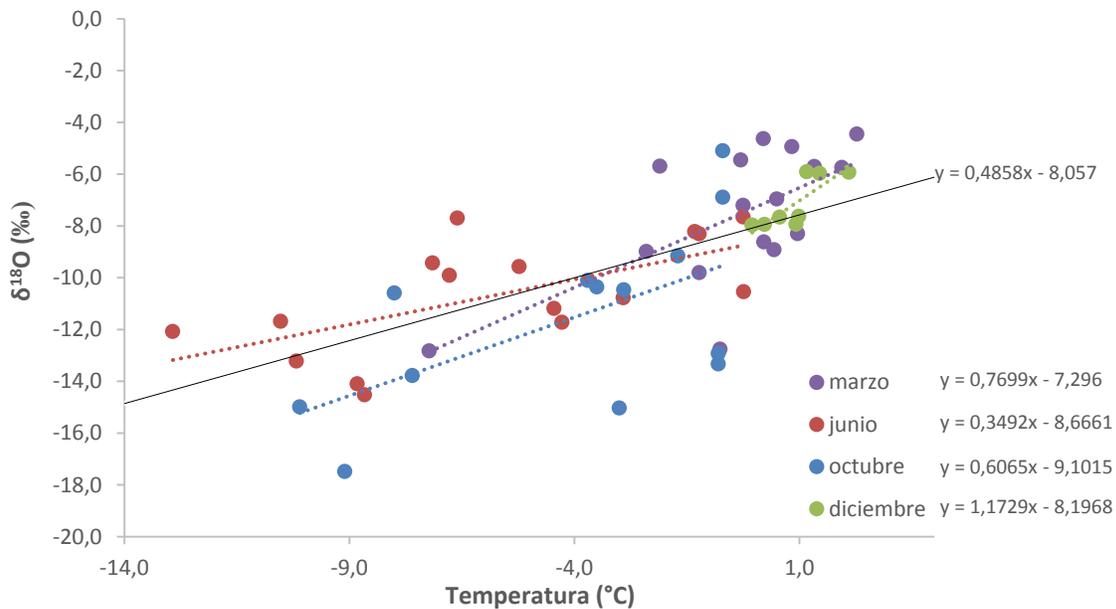


Figura 44: Relación $\delta^{18}\text{O}/T$ mensual de muestras de precipitaciones obtenidas en la estación OH. La línea color negro continua muestra la tendencia obtenida para el set completo OHPP-1 y OHPP-2.

4.3.2 Testigos de hielo

La Tabla 14 resume los aspectos principales y la estadística básica de los análisis isotópicos realizados en cada uno de los testigos de hielo estudiados.

El diagrama co-isotópico $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ (Figura 45) muestra que los 3 testigos realizados en LCL tienen un comportamiento similar a la GMWL y una paulatina disminución en el valor de exceso de deuterio a medida que la fecha de perforación se hace más reciente.

Tabla 14: Aspectos principales y estadística básica de los análisis isotópicos realizados a los testigos obtenidos desde el extremo norte de la Península Antártica.

	OH-4	OH-5	OH-6	OH-9	OH-10
Ubicación (longitud, latitud)	57,80°W, 63,36°S	57,62°W, 63,38°S	57,76°W, 63,45°S	57,76°W, 63,45°S	57,76°W, 63,45°S
Altura (m.s.n.m)	350	620	1130	1130	1130
Profundidad (m)	15,75	10,6	11,02	11,65	10,17
Fecha de perforación	01/2009	01/2009	01/2010	01/2014	01/2015
Publicación	Fernandoy <i>et al.</i> (2012)	Fernandoy <i>et al.</i> (2012)	Fernandoy <i>et al.</i> (2012)		
$\delta^{18}\text{O}$					
Media	-10,4	-10,2	-12,0	-12,80	-12,94
Desviación estándar	1,2	1,5	2,5	2,53	2,57
Mínimo	-14,1	-14,2	-19,8	-23,25	-21,88
Máximo	-7,0	-7,2	-6,5	-8,12	-7,25
$\delta^{17}\text{O}$					
Media	-	-	-	-	-6,80
Desviación estándar	-	-	-	-	1,37
Mínimo	-	-	-	-	-11,28
Máximo	-	-	-	-	-3,90
δD					
Media	-78,9	-78,1	-91,4	-97,49	-98,81
Desviación estándar	9,7	12,0	19,4	21,04	20,45
Mínimo	-108,2	-111,2	-154,9	-183,80	-166,82
Máximo	-54,0	-52,1	-53,2	-59,62	-55,80
d excess					
Media	4,0	3,9	4,4	5,11	4,72
Desviación estándar	1,5	1,7	2,8	1,90	2,66
Mínimo	0,5	-0,6	-2,6	0,00	-6,50
Máximo	8,6	8,2	15,0	10,97	11,27
Numero de muestras	318	213	208	232	190

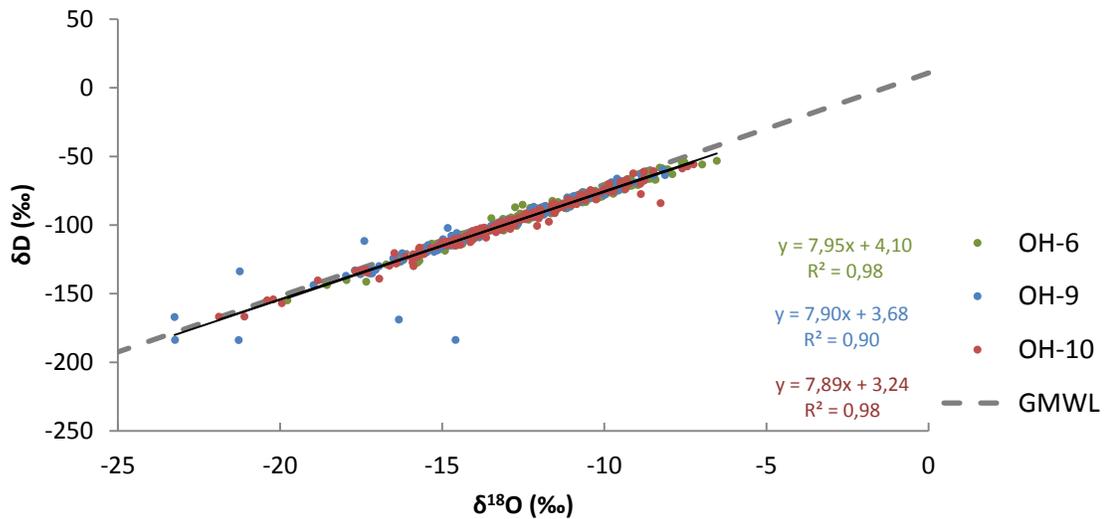


Figura 45: Diagrama co-isotópico de los testigos obtenidos en LCL y su relación respecto de la GMWL.

Los perfiles isótopo/profundidad realizados muestran variaciones de la composición isotópica en la estratigrafía del hielo. Las señales obtenidas están formadas por oscilaciones de distintas frecuencias y amplitudes, en las cuales no se observa una clara estacionalidad. Las señales fueron filtradas por medio del análisis del Espectro de Fourier y posterior aplicación de la Transformada de Fourier Inversa, lo que permitió filtrar las frecuencias altas para obtener la señal más primitiva compuesta de oscilaciones de períodos más extensos (ver sección 3.8.2). La señal isotópica de *d* excess muestra una mejor estacionalidad que la señal de $\delta^{18}\text{O}$, la cual no presenta una oscilación regular. A modo de ejemplo, la figura 46 muestra los perfiles isótopo/profundidad obtenidos para el testigo OH-6, el set completo de perfiles realizados se encuentra en el Anexo E.

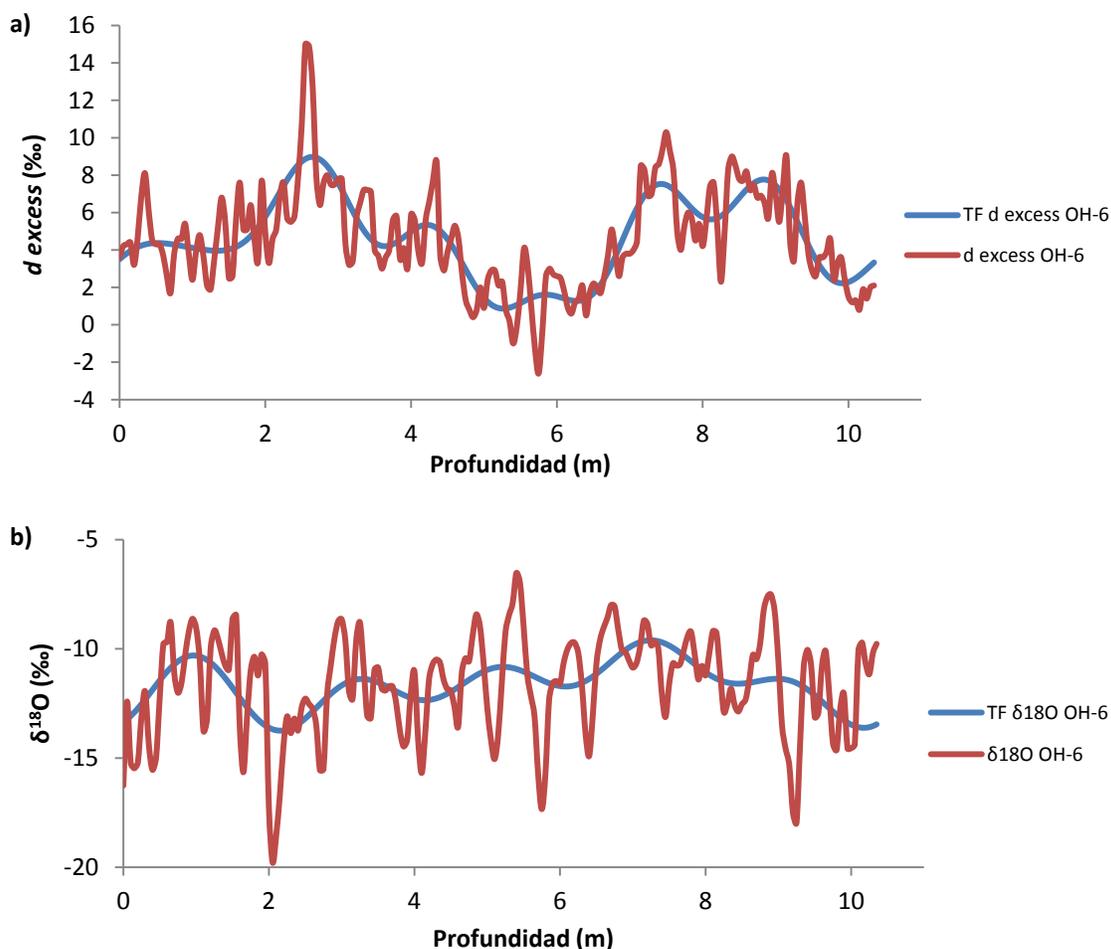


Figura 46: Perfiles isotopo/profundidad realizados sobre el testigo OH-6 junto con la señal filtrada mediante el uso de la TF. (a) Perfil d excess/profundidad. (b) Perfil $\delta^{18}\text{O}$ /profundidad

4.3.2.1 Exceso de deuterio (d excess)

4.3.2.1.1 Datación de testigos de hielo

A partir de la estrecha relación entre la señal de d excess de las precipitaciones en OH y la obtenida con los registros de HR y SST de las parcelas de aire cercanas a LCL, junto con el comportamiento similar del HR y SST en los cuadrantes que atraviesan las parcelas de aire a las cuales restan hasta 3 días para alcanzar LCL, se realizó la datación de las señales isotópicas extraídas desde de los testigos de hielo. Para la datación se utilizó la señal de d excess (ver sección 3.8.2) que presenta una mayor estacionalidad que la señal de $\delta^{18}\text{O}$.

Datación OH-4

La datación realizada al testigo OH-4 abarcó un período de tiempo entre 01/2006-01/2009. El mejor ajuste se logró mediante el uso de datos meteorológicos provenientes del cuadrante de un día. La señal de d excess del testigo presentó una correlación de $R = 0,72$ ($p < 0,01$) respecto del d excess calculado a partir de parámetros meteorológicos locales (d excess meteorológico). El comportamiento entre las señales comparadas presenta sincronía en el intervalo estudiado, sin embargo, se observa una diferenciación en la magnitud de la señal de d excess meteorológico desde julio del 2007 en adelante que en algunos casos alcanza hasta 2,5 ‰ (Figura 47). Por otro lado se observa una atenuación en la oscilación durante DEF. El intervalo entre agosto 2008 – enero 2009 no pudo ser datado debido a la ausencia de estacionalidad en la señal.

La Tabla 15 resume los aspectos principales y la estadística básica obtenida a partir de la datación de la señal isotópica contenida en el testigo OH-4.

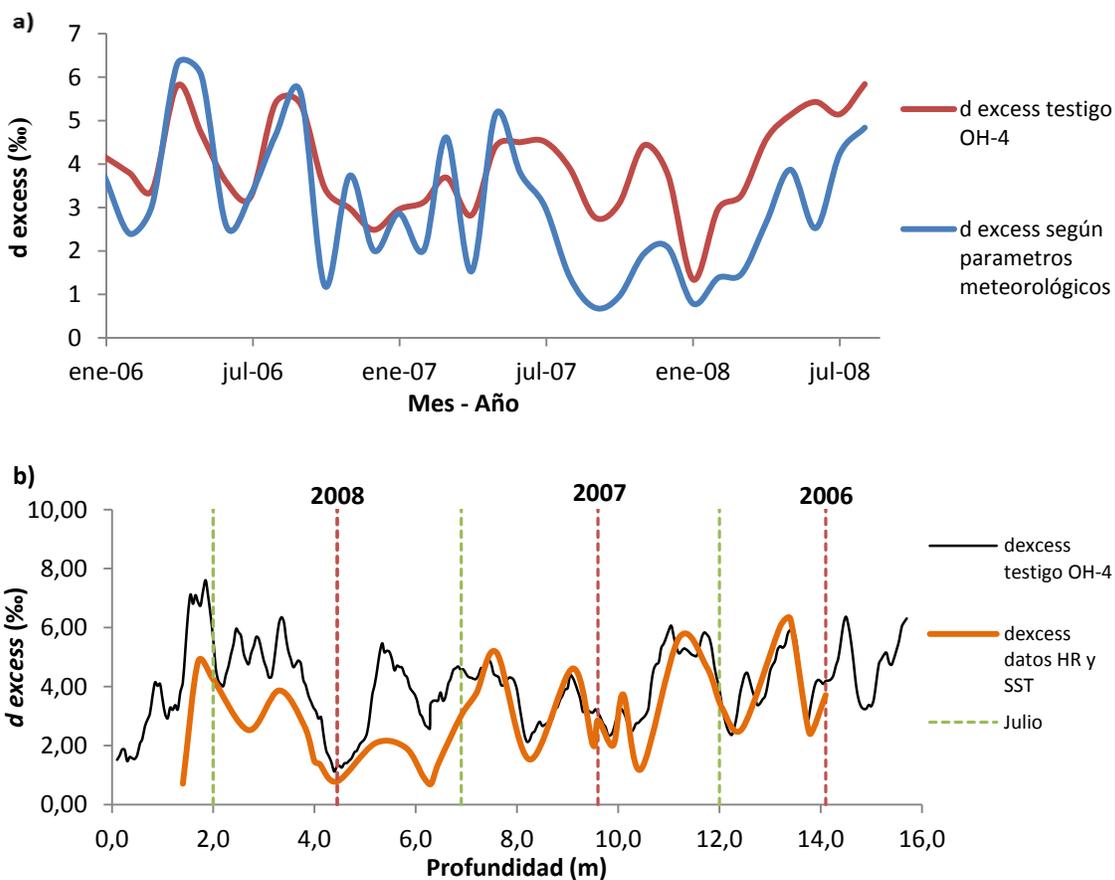


Figura 47: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-4 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.

Tabla 15: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-4

Periodo	OH-4	
	<i>d excess</i> del testigo enero 2006 – agosto 2008	<i>d excess</i> meteorológico enero 2006 – agosto 2008
Promedio	3,88	2,95
Máximo	5,80	6,30
Mínimo	1,34	0,69
Oscilación	4,46	5,61
Desviación estándar	1,04	1,56
Tendencia (‰/año)	0,11	-0,62

Datación OH-5

La datación realizada a la señal isotópica contenida en el testigo OH-5 abarcó un período de tiempo entre 03/2007-01/2009. El mejor ajuste se logró mediante el uso de datos meteorológicos provenientes del cuadrante de un día. La señal de *d excess* del testigo presentó una correlación de $R = 0,79$ ($p < 0,01$) respecto del *d excess* calculado a partir de parámetros meteorológicos locales. El comportamiento entre las señales comparadas presenta sincronía durante los meses de MAM, JJA, SON, sin embargo, se observa una pérdida de ésta durante DEF. La magnitud de ambas señales presenta una alta similitud en sus valores durante MAM y JJA, durante DEF se alcanza la mayor diferencia entre ellas de hasta 2,8 ‰ (Figura 48), presentando la señal del testigo valores de *d excess* por sobre la otra señal. Al igual que en el testigo OH-4, se distingue una atenuación de la señal del testigo OH-5 durante DEF. El intervalo entre octubre 2008 – enero 2009 no pudo ser datado debido a la ausencia de estacionalidad en la señal.

La Tabla 16 resume los aspectos principales y la estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-5.

Tabla 16: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-5

Periodo	OH-5	
	<i>d excess</i> del testigo marzo 2007 – septiembre 2009	<i>d excess</i> meteorológico marzo 2007 – enero 2009
Promedio	3,38	2,51
Máximo	5,19	5,15
Mínimo	1,57	0,69
Oscilación	3,61	4,45
Desviación estándar	1,20	1,50
Tendencia (‰/año)	0,29	-0,25

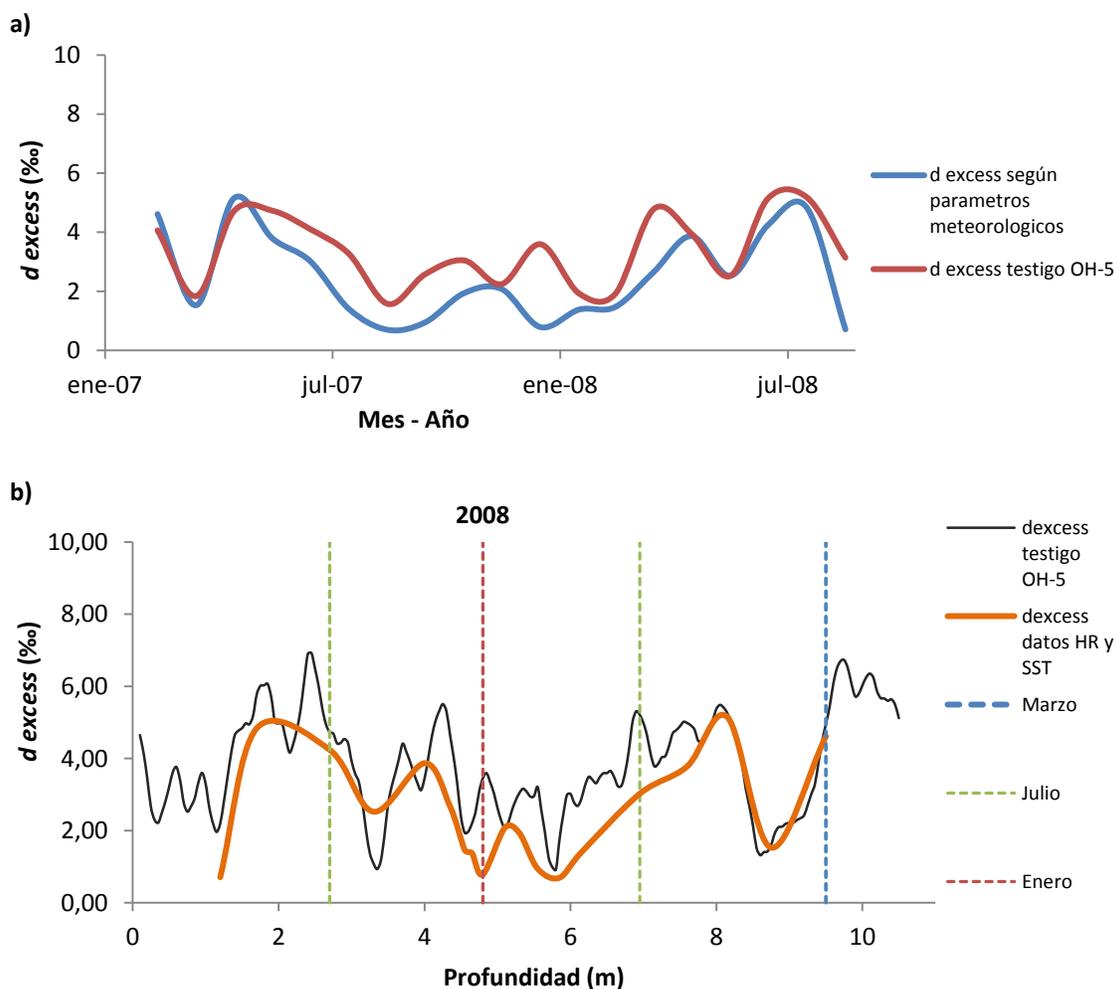


Figura 48: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-5 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.

Datación OH-6

La datación realizada a la señal isotópica contenida en el testigo OH-6 abarcó un período de tiempo entre 03/2008-01/2010. El mejor ajuste se logró mediante el uso de datos meteorológicos provenientes de los cuadrantes de uno, dos y tres días. La Tabla 17 muestra los sets de datos utilizados para datar el testigo en cada intervalo de tiempo.

La señal de d excess del testigo presentó una correlación de $R = 0,81$ ($p < 0,01$) respecto del d excess calculado a partir de parámetros meteorológicos locales. El comportamiento entre las señales comparadas presenta sincronía a lo largo de todo el intervalo estudiado, sin embargo, se observa una diferenciación en la magnitud de la señal de d excess meteorológico en algunos tramos en los cuales la señal del testigo presenta

valores hasta 3,5 ‰ mayores que la señal obtenida a partir del set de datos meteorológicos escogido. Se distingue una caída abrupta en la señal de *d excess* del testigo entre los meses de julio, agosto y septiembre del año 2008 y luego una atenuación de la oscilación durante SON 2008- DEF 2009 (Figura 49).

Tabla 17: Set de datos utilizados en la datación del testigo OH-6 según cada intervalo temporal.

	Cuadrante de 1 día	Cuadrante de 2-3 días
Marzo 2008 – Abril 2008	X	
Mayo 2008 – Julio 2008		X
Agosto 2008 – Abril 2009	X	
Mayo 2009 – Noviembre 2009		X
Diciembre 2009 – Enero 2010	X	

Por último se identificó un patrón de altos valores de *d excess* durante MAM-JJA durante el año 2008, seguidos por SON 2008 y DEF 2009 los cuales en promedio presentan valores menores de *d excess*. El patrón identificado durante el 2008 no se replica durante el 2009, el cual presenta valores cada vez mayores durante MAM, JJA, SON.

La Tabla 18 resume los aspectos principales y la estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-6.

Tabla 18: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-6

	OH-6	
	<i>d excess</i> del testigo	<i>d excess</i> meteorológico
Periodo	marzo 2008 – enero 2010	marzo 2008 – enero 2010
Promedio	4,18	3,19
Máximo	8,27	7,30
Mínimo	1,03	0,49
Oscilación	7,24	6,81
Desviación estándar	2,18	1,86
Tendencia (‰/año)	0,51	0,18

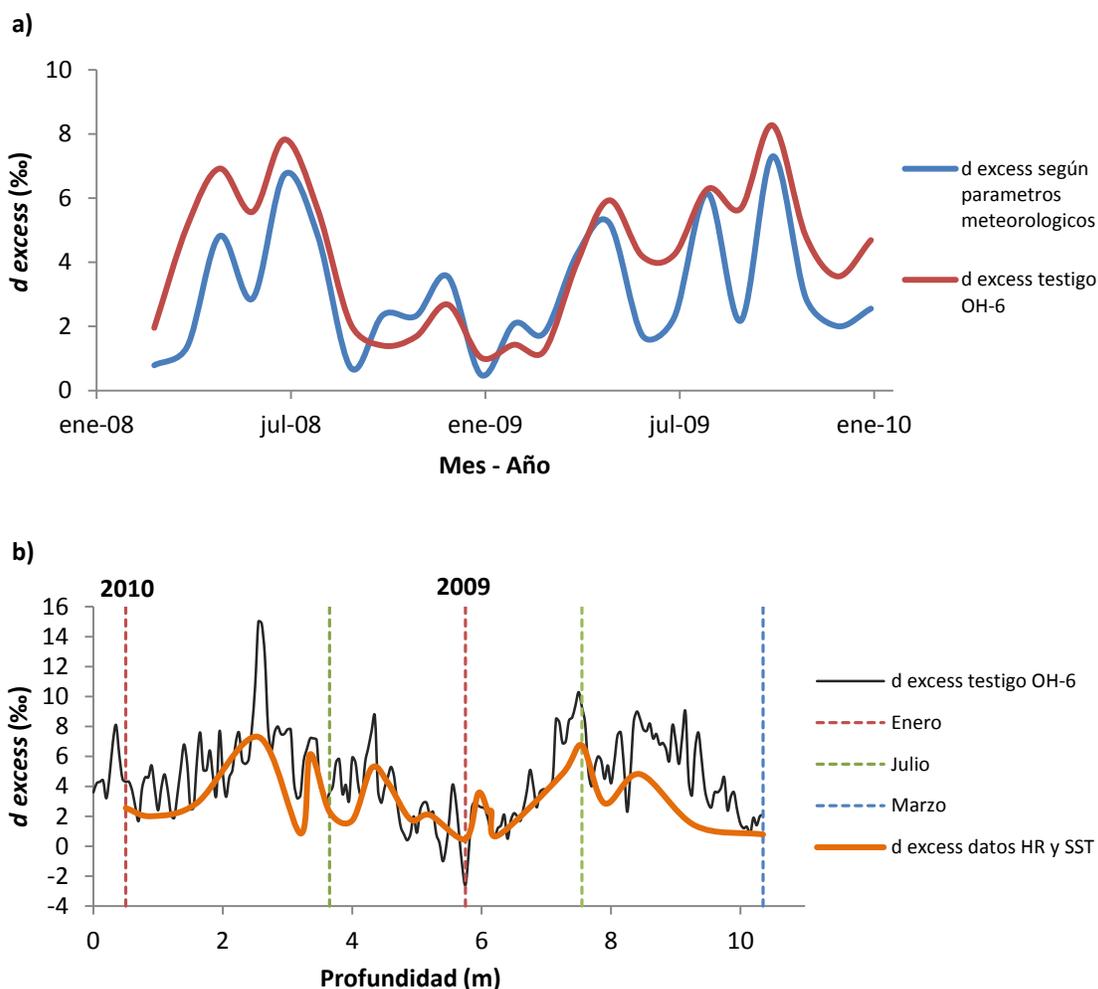


Figura 49: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-6 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.

Datación OH-9

La datación realizada a la señal isotópica contenida en el testigo OH-9 abarcó un período de tiempo entre 02/2010-01/2014. El mejor ajuste se logró mediante el uso de datos meteorológicos provenientes de los cuadrantes de 1,2 y 3 días. La Tabla 19 muestra los sets de datos utilizados para datar el testigo en cada intervalo de tiempo.

La señal de d excess del testigo presentó una correlación de $R = 0,78$ ($p < 0,01$) respecto del d excess calculado a partir de parámetros meteorológicos locales. El comportamiento entre las señales comparadas presenta sincronía a lo largo del todo el intervalo estudiado, sin embargo, se identificaron variaciones significativas entre las amplitudes de las señales en algunos tramos, estas variaciones alcanzan hasta 4,5 ‰. Entre enero 2011

y julio 2012 se distinguen valores en el d excess del testigo muy por sobre los valores de d excess obtenidos desde las bases de datos meteorológicas para todos los cuadrantes en estudio, a pesar de esta diferencia las señales mantienen su sincronía en ese intervalo (Figura 50).

Tabla 19: Set de datos utilizados en la datación del testigo OH-9 según cada intervalo temporal.

	Promedio cuadrante de 1-2 días	Promedio cuadrante de 2-3 días	Cuadrante de 2 días
Febrero 2010 – Noviembre 2011	X		
Diciembre 2011 – Abril 2013		X	
Mayo 2013 – Julio 2013			X
Agosto 2013 – Enero 2014		X	

El testigo OH-9 muestra un patrón de aumento en la señal de d excess desde enero hasta octubre del año 2011 para luego presentar una caída progresiva hasta junio del 2012. Un patrón similar se distingue también durante el año 2013 donde se distingue una fuerte caída de los valores de d excess entre marzo y junio para luego presentar un aumento de magnitud similar entre junio y septiembre.

La Tabla 20 resume los aspectos principales y la estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-9.

Tabla 20: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-9

	OH-9	
	d excess del testigo	d excess meteorológico
Periodo	febrero 2010 – enero 2014	Febrero 2010 – enero 2014
Promedio	4,94	3,12
Máximo	9,48	8,36
Mínimo	2,04	-0,37
Oscilación	7,45	8,73
Desviación estándar	1,48	1,91
Tendencia (‰/año)	0,48	0,65

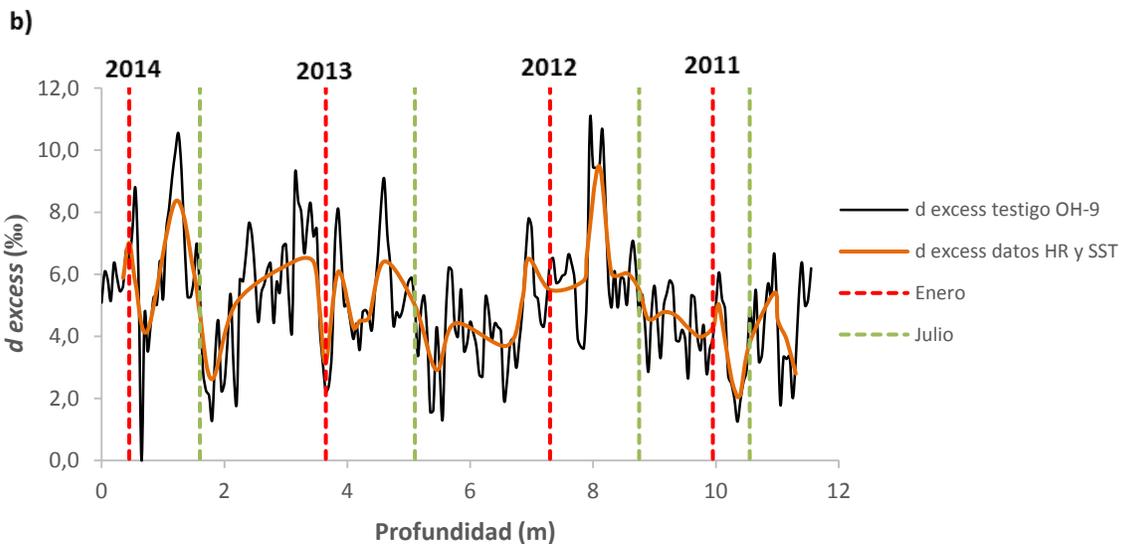
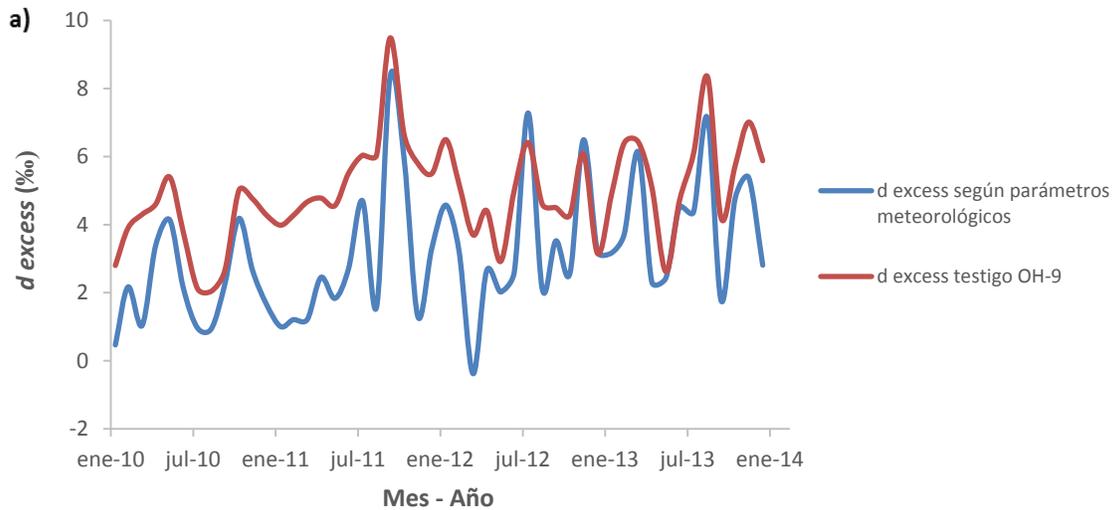


Figura 50: Señal de $d \text{ excess}$ obtenida a partir del testigo OH-9 comparada con la señal de $d \text{ excess}$ proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil $d \text{ excess}/\text{tiempo}$. (b) Perfil $d \text{ excess}/\text{profundidad}$.

Datación OH-10

La datación realizada a la señal isotópica contenida en el testigo OH-10 abarcó un período de tiempo entre 02/2012-01/2015. El mejor ajuste se logró mediante el uso de datos meteorológicos provenientes de los cuadrantes de 1 y 2 días. La Tabla 21 muestra los sets de datos utilizados para datar el testigo en cada intervalo de tiempo.

Tabla 21: Set de datos utilizados en la datación del testigo OH-10 según cada intervalo temporal.

	Cuadrante de 1 día	Cuadrante de 2 días
Febrero 2012	X	
Marzo 2012 – Abril 2012		X
Mayo 2012 – Junio 2012	X	
Julio 2012 – Mayo 2013		X
Junio 2013 – Julio 2013	X	
Agosto 2013 – Mayo 2014		X
Junio 2014 – Octubre 2014	X	
Noviembre 2014 – Enero 2015		X

La señal de *d excess* del testigo presentó una correlación de $R = 0,67$ ($p < 0,01$) respecto del *d excess* calculado a partir de parámetros meteorológicos locales. El comportamiento entre las señales comparadas presenta sincronía a lo largo del todo el intervalo estudiado. Se identificaron variaciones entre las amplitudes de las señales en algunos tramos, presentando la señal del testigo un menor grado de oscilación y alcanzando diferencias de hasta 4,3 ‰. Entre septiembre 2013 y octubre 2014 se distinguen valores en el *d excess* del testigo por sobre los valores de *d excess* obtenidos desde las bases de datos meteorológicas para todos los cuadrantes en estudio, a pesar de esta diferencia las señales mantienen su sincronía en ese intervalo (Figura 51).

El testigo OH-10 muestra un patrón de aumento en la señal de *d excess* sostenido desde febrero 2012 hasta mayo del año 2014 para luego presentar una caída hasta enero del 2015.

La Tabla 22 resume los aspectos principales y la estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-10.

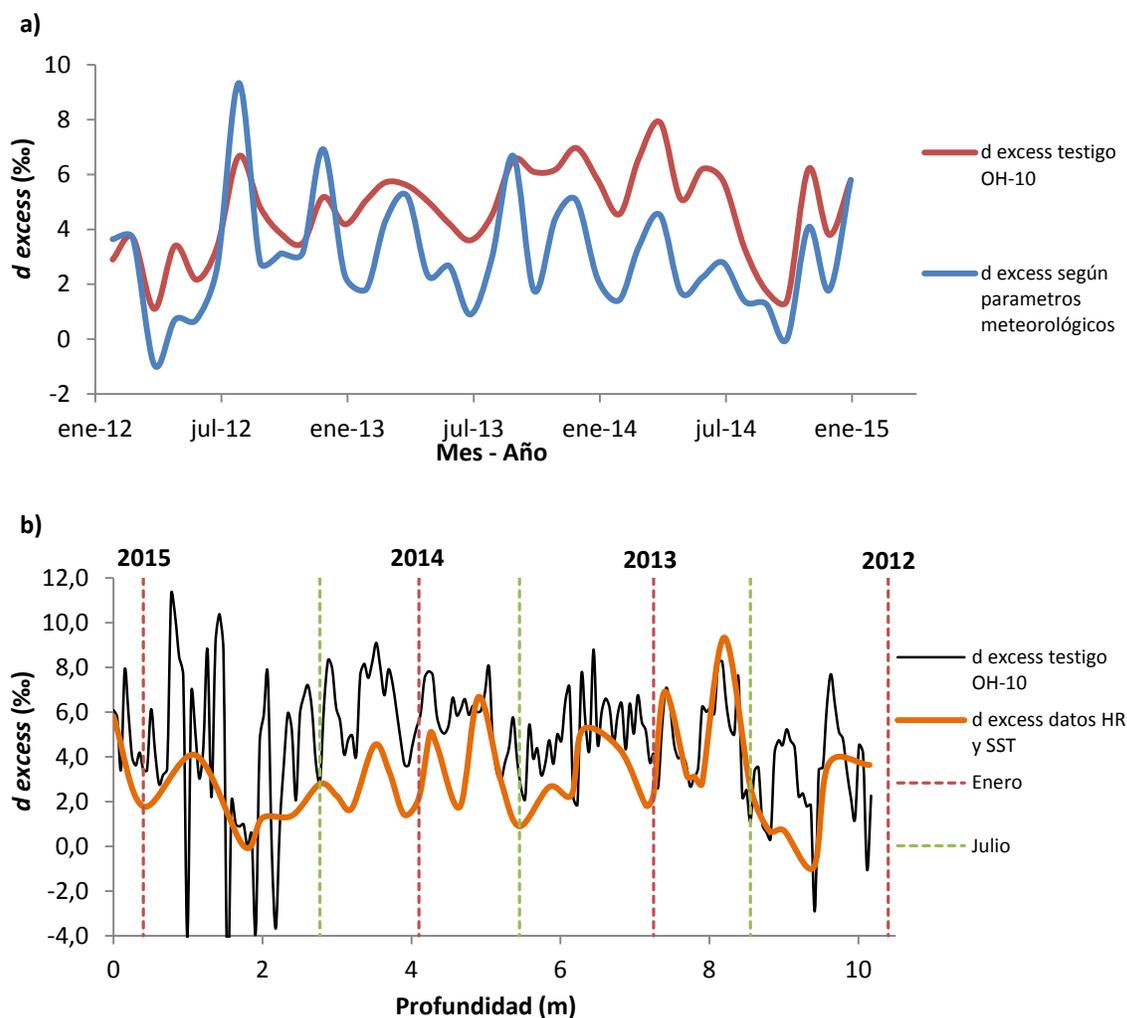


Figura 51: Señal de d excess obtenida a partir del testigo OH-10 comparada con la señal de d excess proveniente de parámetros meteorológicos. (a) Perfil d excess/tiempo. (b) Perfil d excess/profundidad.

Tabla 22: Aspectos principales y estadística básica obtenida a partir de la datación del testigo OH-10

	OH-10 d excess del testigo	d excess meteorológico
Periodo	febrero 2012 – enero 2015	Febrero 2012 – enero 2015
Promedio	4,68	3,02
Máximo	7,9	9,33
Mínimo	1,1	-0,93
Oscilación	6,8	10,27
Desviación estándar	1,64	2,07
Tendencia ($\text{‰}/\text{año}$)	0,55	-0,1

4.3.2.1.2 Serie de tiempo de *d* excess en LCL

A partir de los resultados obtenidos en la sección 4.3.2.1.1 se obtuvieron dos series de tiempo de *d* excess, LCL-01 y LCL-02. Ambas series fueron construidas a partir de los resultados de *d* excess obtenidos de los testigos OH-6, OH-9 y OH-10. Las series se diferencian por el intervalo común entre OH-9 y OH-10. En LCL-01 fue considerada la extensión total del testigo OH-9 a diferencia de la serie LCL-02 donde fue considerada la extensión total del testigo OH-10. Ambas series abarcan un intervalo de tiempo entre marzo 2008 – enero 2015.

4.3.2.1.2.1 Serie de tiempo LCL-01

La serie de tiempo LCL-01 presentó una correlación de $R = 0,75$ ($p < 0,01$) respecto de la serie de tiempo de *d* excess obtenida a partir de parámetros climáticos (Uemura *et al.*, 2008). Ambas señales muestran un comportamiento sincrónico entre marzo 2008 – enero 2015 y presentan una tendencia al aumento del *d* excess de $0,22$ (‰/año) en el caso de los testigos de hielo y de $0,07$ (‰/año) en el caso del *d* excess de parámetros meteorológicos (Figura 52).

A escala estacional la correlación entre ambas señales disminuye a $R = 0,69$ ($p < 0,01$), sin embargo, el comportamiento sincrónico y la magnitud de las tendencias anuales se mantiene.

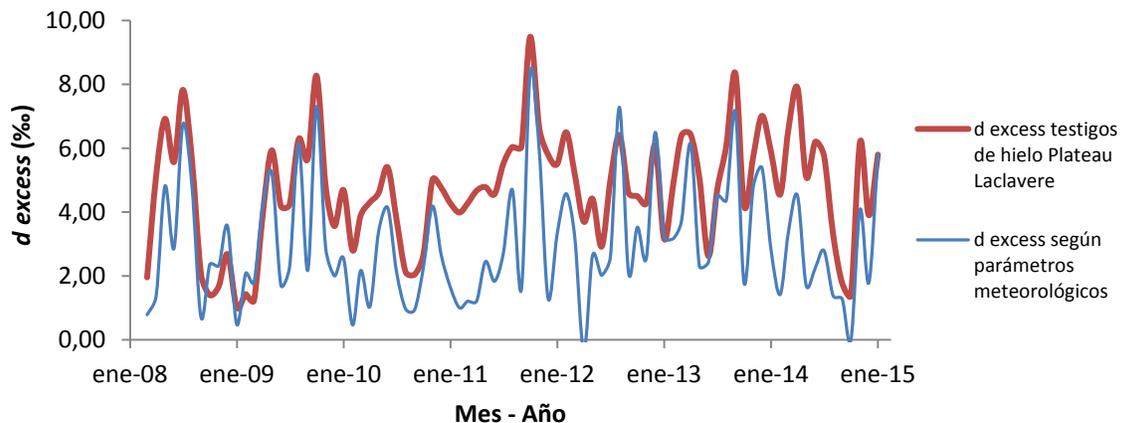


Figura 52: Serie de tiempo LCL-01. Señal de *d* excess obtenida a partir de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de *d* excess proveniente de parámetros meteorológicos (HR-SST) entre marzo 2008 y enero 2015.

Registros de HR y SST desde serie de d excess LCL-01

La serie de tiempo de HR obtenida a partir de la serie de tiempo de d excess LCL-01 muestra un comportamiento sincrónico con las señales de HR de las parcelas de aire cercanas a LCL (Figura 53). La señal de HR de los testigos de hielo presenta una correlación $R = 0,75$ ($p < 0,01$) respecto del HR de las parcelas de aire que alcanzan en un periodo de hasta tres días LCL. Para las parcelas de aire que tardan un día en llegar a LCL la correlación es de $R = 0,55$ ($p < 0,01$). Tanto para la HR del testigo como también para la HR de hasta tres días, la tendencia anual en el periodo 2008-2015 es negativa, siendo esta de $-0,36$ (%/año) y de $-0,04$ %/año respectivamente. Por otro lado la tendencia de HR en las cercanías de la Península es positiva y alcanza un valor de $0,22$ (%/año). La diferencia entre los valores invertidos y los valores provenientes de cuadrantes cercanos y lejanos muestra una alternancia en el cuadrante del cual la señal de HR invertida será representativa (Figura 54).

Dentro del análisis del comportamiento estacional de la señal no se destacó la presencia de una estacionalidad clara en el registro, por otro lado si se resaltó la existencia de una menor oscilación en los valores de HR provenientes desde el testigo de hielo. La Tabla 23 muestra las tendencias a escala estacional obtenidas para las distintas series de tiempo en estudio.

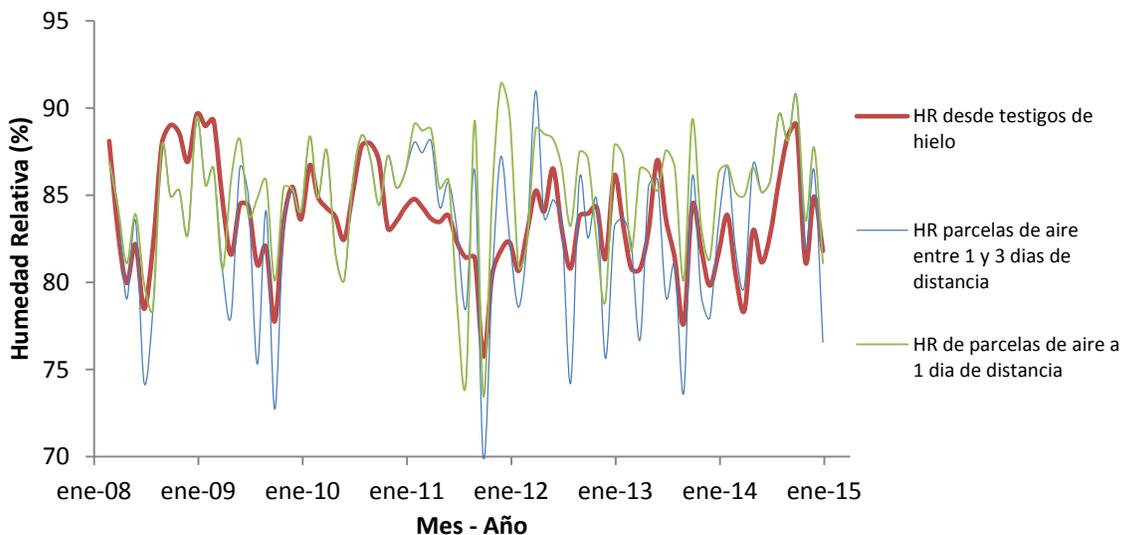


Figura 53: Serie de tiempo de promedios mensuales de HR. Señal de HR obtenida a partir de la serie de d excess LCL-01 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de HR mensual obtenida desde las masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.

La serie de tiempo de SST obtenida a partir del *d* excess de LCL-01 muestra un comportamiento diferente al que presentan las señales de SST provenientes de los mares del sur que bordean la Península Antártica (Figura 55). La señal de SST de los testigos de hielo presenta una correlación $R=-0,08$ ($p=0,61$) respecto de las SST de la superficie oceánica por donde transitan las masas de aire que alcanzan en un periodo de hasta tres días LCL. Tanto para la SST obtenida a partir del testigo como también para la SST de los mares que circundan LCL, la tendencia anual en el periodo 2008-2015 es positiva, reflejando un aumento de $0,26$ ($^{\circ}\text{C/año}$) y de $0,09$ ($^{\circ}\text{C/año}$) respectivamente.

Tabla 23: Tendencias a escala estacional obtenidas para masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL y para la HR obtenida desde la serie LCL-01

	HR aire cercano LCL	HR aire lejano LCL	HR testigos de hielo
DEF	0,26	-0,07	-0,58
MAM	0,77	0,73	0,26
JJA	0,15	0	-0,29
SON	-0,26	-1	-1,17

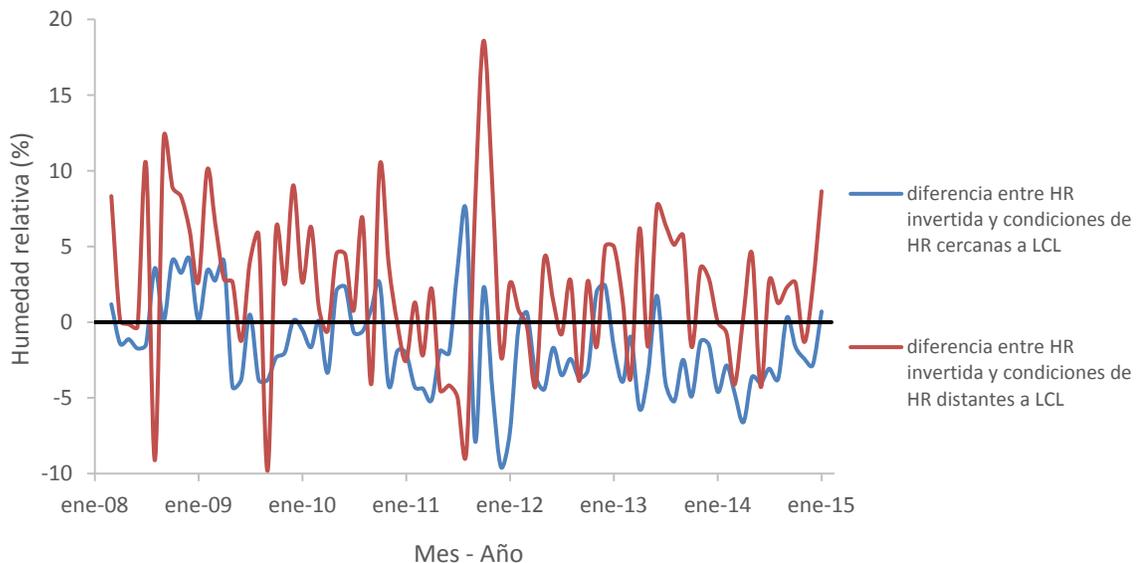


Figura 54: Serie de tiempo de diferencias mensuales entre HR invertida desde LCL-01 y condiciones de HR presentes en fuentes distantes y en fuentes cercanas entre marzo 2008 y enero 2015.

Dentro del análisis del comportamiento estacional de la señal no se destacó la presencia de una estacionalidad clara en el registro sin embargo, se resaltó la existencia de una mayor oscilación en los valores de SST provenientes desde el testigo de hielo.

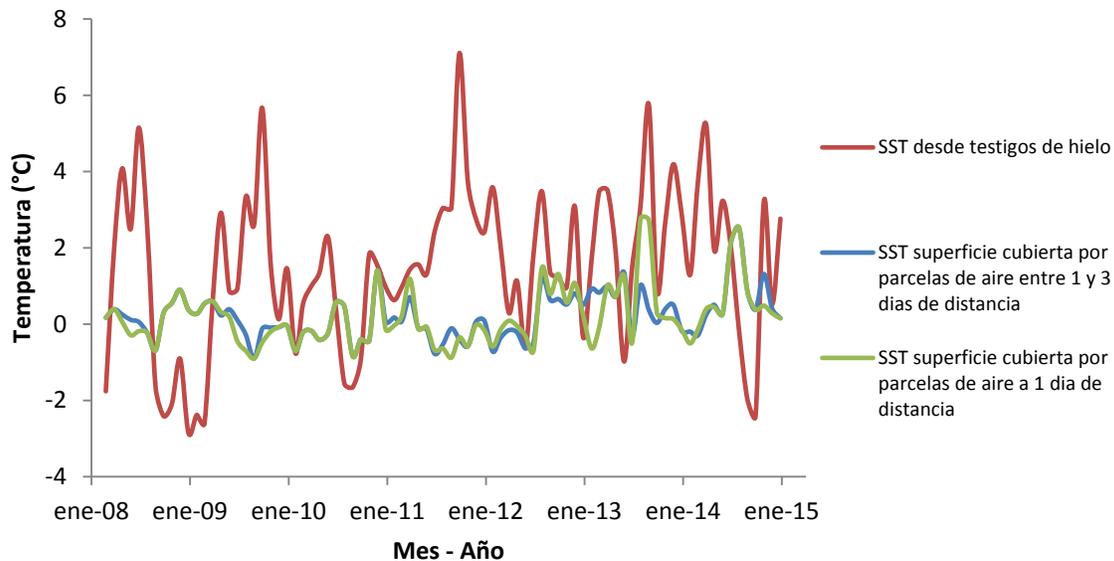


Figura 55: Serie de tiempo de promedios de SST mensuales. Señal de SST obtenida a partir de la serie de *d excess* LCL-01 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de SST mensual obtenida desde los mares alrededor de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.

4.3.2.1.2.2 Serie de tiempo LCL-02

La serie de tiempo LCL-02 presentó una correlación de $R = 0,71$ ($p < 0,01$) respecto de la serie de tiempo de *d excess* obtenida partir de parámetros meteorológicos (Uemura *et al.*, 2008). Ambas señales muestra un comportamiento sincrónico entre marzo 2008 – enero 2015 y presentan una tendencia al aumento del *d excess* de $0,18$ (‰/año) en el caso de los testigos de hielo y de $0,01$ (‰/año) en el caso del *d excess* de parámetros meteorológicos (Figura 56).

A escala estacional se mantuvo el grado de correlación entre ambas señales $R = 0,71$ ($p < 0,01$), el comportamiento sincrónico y la magnitud de las tendencias anuales.

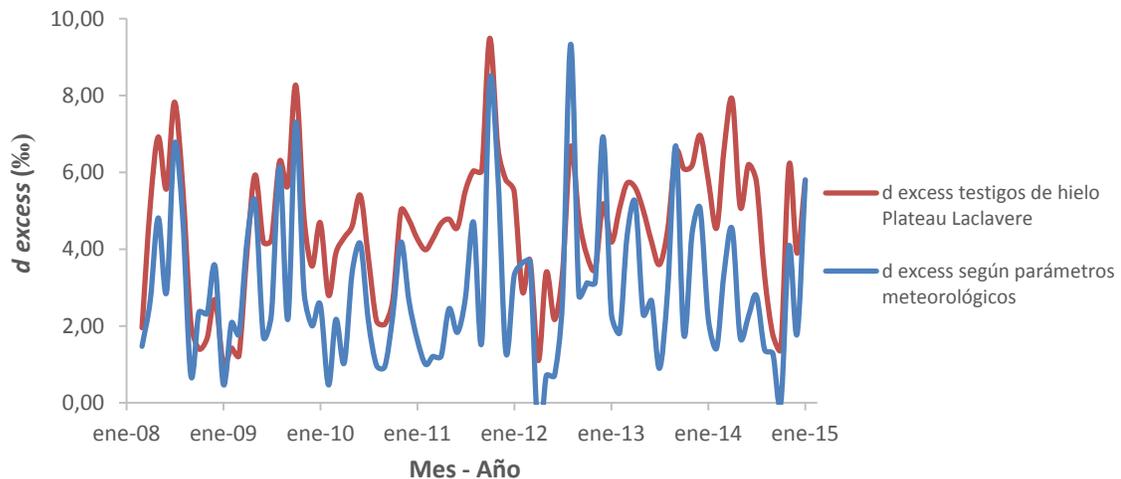


Figura 56: Serie de tiempo LCL-02. Señal de *d* excess obtenida a partir de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de *d* excess proveniente de parámetros meteorológicos (HR-SST) entre marzo 2008 y enero 2015.

Registros de HR y SST desde serie de *d* excess LCL-02

La serie de tiempo de HR obtenida a partir de la serie de tiempo de *d* excess LCL-02 muestra un comportamiento sincrónico con las señales de HR de las parcelas de aire cercanas a LCL (Figura 57). La señal de HR de los testigos de hielo presenta una correlación $R = 0,71$ ($p < 0,01$) respecto del HR de las parcelas de aire que alcanzaran en un periodo de hasta tres días LCL. Para las parcelas de aire que tardan un día en llegar a LCL la correlación es de $R = 0,49$ ($p < 0,01$). Tanto para HR en las cercanías de la Península como también para HR de hasta tres días, la tendencia anual en el periodo 2008-2015 es positiva, siendo esta de $0,22$ (%/año) y de $0,07$ %/año respectivamente. Por otro lado la tendencia de HR obtenida desde los testigos de hielo es negativa y alcanza un valor de $-0,29$ (%/año). La diferencia entre los valores invertidos y los valores provenientes de cuadrantes cercanos y lejanos muestra una alternancia en el cuadrante del cual la señal de HR invertida será representativa (Figura 58).

Dentro del análisis del comportamiento estacional de la señal no se destacó la presencia de una estacionalidad clara en el registro, por otro lado si se resaltó la existencia de una menor oscilación en los valores de HR provenientes desde el testigo de hielo. La Tabla 24 muestra las tendencias a escala estacional obtenidas para las distintas series de tiempo en estudio.

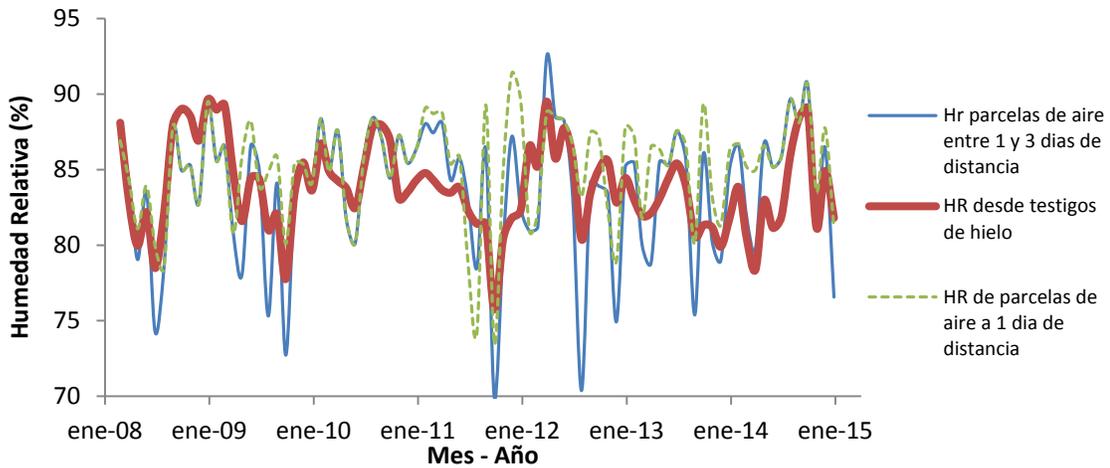


Figura 57: Serie de tiempo de promedios de HR mensuales. Señal de HR obtenida a partir de la serie de d excess LCL-02 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de HR mensual obtenida desde las masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.

Tabla 24: Tendencias a escala estacional obtenidas para masas de aire que se desplazan en los alrededores de LCL y para la HR obtenida desde la serie LCL-02

	HR aire cercano LCL	HR aire lejano LCL	HR testigos de hielo
DEF	0,26	0	-0,44
MAM	0,77	0,99	0,29
JJA	0,15	0,04	-0,29
SON	-0,26	-0,77	-1,13

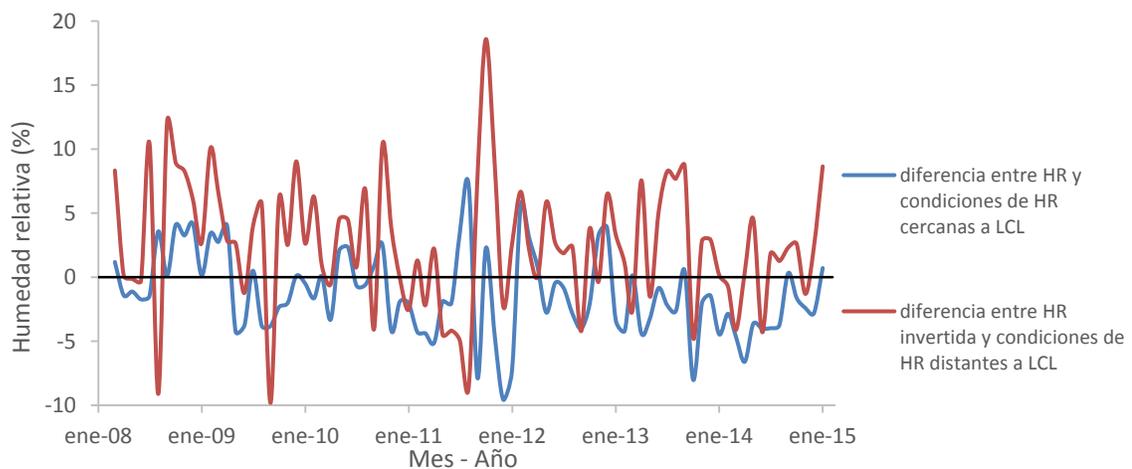


Figura 58: Serie de tiempo de diferencias mensuales entre HR invertida desde LCL-02 y condiciones de HR presentes en fuentes distantes y en fuentes cercanas entre marzo 2008 y enero 2015.

La serie de tiempo de SST obtenida a partir del *d excess* de LCL-02 muestra un comportamiento diferente al que presentan las señales de SST provenientes de los mares del sur que bordean la Península Antártica (Figura 59). La señal de SST de los testigos de hielo presenta una correlación $R=0,09$ ($p=0,59$) respecto de las SST de la superficie oceánica por donde transitan las masas de aire que alcanzan en un periodo de hasta tres días LCL. Tanto para la SST obtenida a partir del testigo como también para la SST de los mares que circundan LCL, la tendencia anual en el periodo 2008-2015 es positiva, reflejando un aumento de $0,22$ ($^{\circ}\text{C}/\text{año}$) y de $0,11$ ($^{\circ}\text{C}/\text{año}$) respectivamente.

Dentro del análisis del comportamiento estacional de la señal no se destacó la presencia de una estacionalidad clara en el registro sin embargo, se resaltó la existencia de una mayor oscilación en los valores de SST provenientes desde el testigo de hielo.

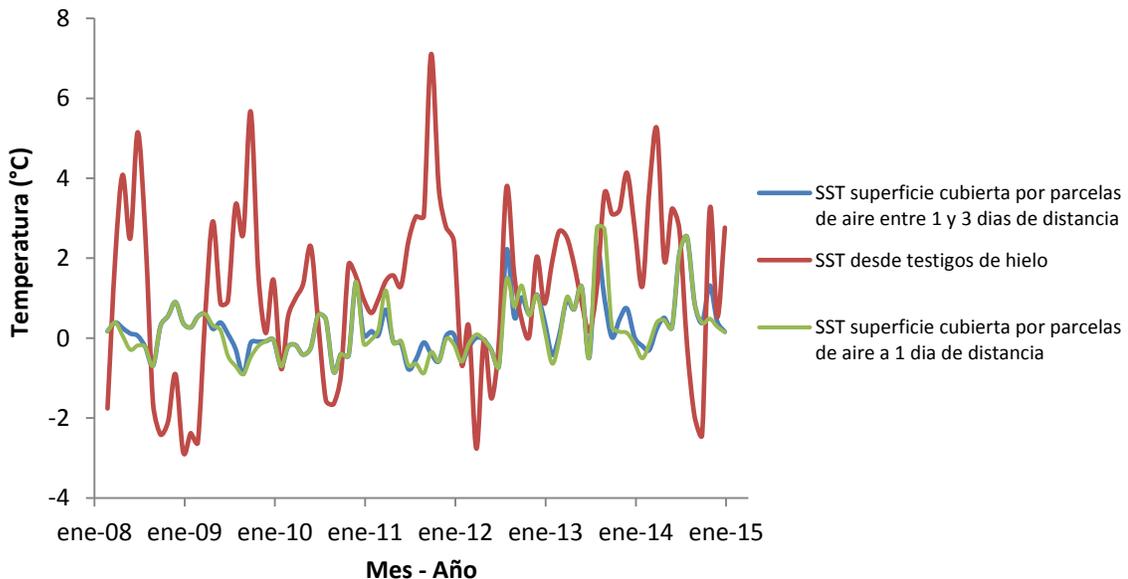


Figura 59: Serie de tiempo de promedios de SST mensuales. Señal de SST obtenida a partir de la serie de *d excess* LCL-02 de los testigos realizados sobre LCL, comparada con la señal de SST mensual obtenida desde los mares alrededor de LCL entre marzo 2008 y enero 2015.

4.3.2.1.3 Gradiente vertical de *d excess*

El intervalo de tiempo entre marzo de 2008 y julio de 2008, común entre los testigos OH-4, OH-5 y OH-6, permitió realizar un perfil de promedios mensuales y estacionales de *d excess* a lo largo del lado oeste de la Península Antártica en esta latitud.

El perfil vertical de d excess (Figura 60) muestra diferencias entre los valores promedio de d excess al aumentar la elevación. Para el gradiente vertical durante MAM se obtuvo un valor de $1,2 \text{ ‰/km}$, en el cual se observa un cambio en la tendencia del d excess a 350 m.s.n.m. Para el gradiente vertical durante JJA se obtuvo un valor de $0,6 \text{ ‰/km}$. En el perfil de JJA se observa una zona de inversión en el comportamiento del gradiente entre 350 y 620 m.s.n.m.

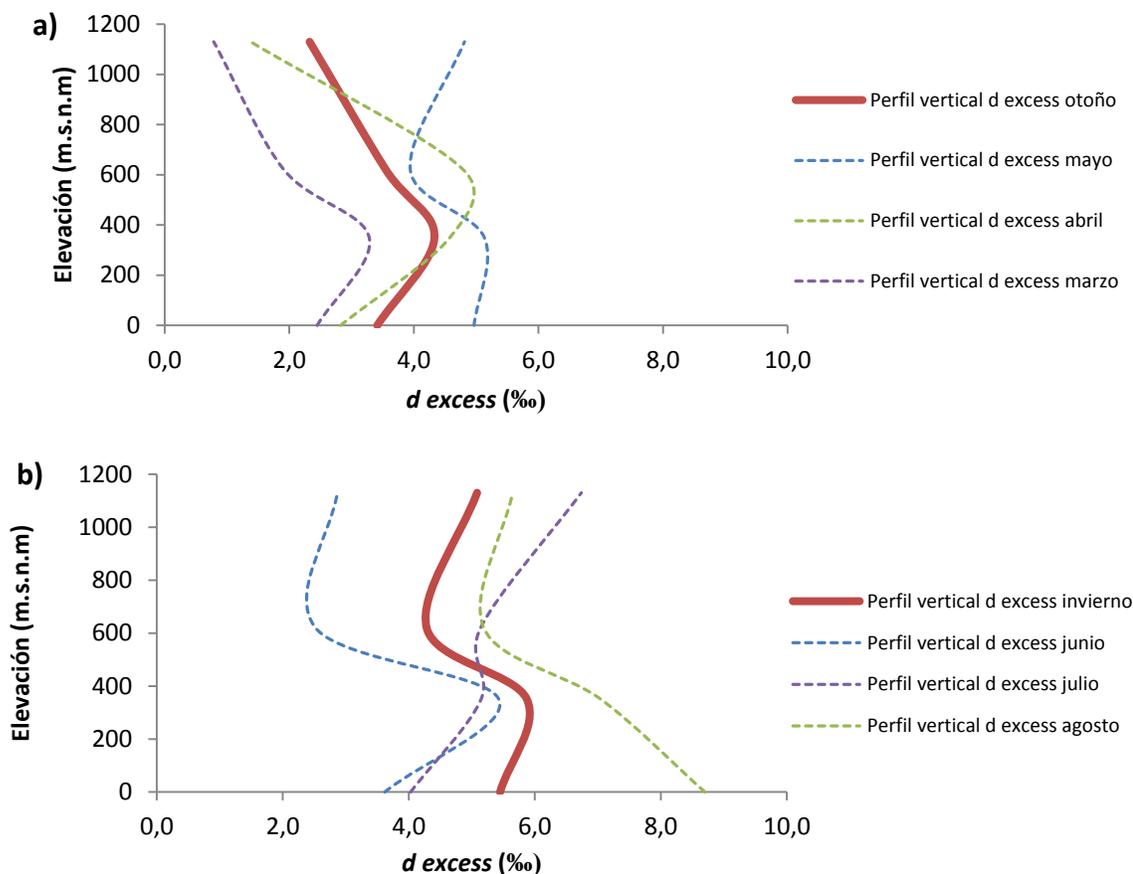


Figura 60: Gradiente vertical de d excess en el lado oeste de la Península Antártica. a) gradiente de d excess durante MAM y promedio estacional. b) gradiente de d excess durante los meses de JJA y promedio estacional.

4.3.2.2 Isotopía de $\delta^{18}\text{O}$

4.3.2.2.1 Series de tiempo

Las series de tiempo de promedios de $\delta^{18}\text{O}$ mensual obtenidas a partir de la datación de la señal de d excess (ver sección 3.8.2.2) muestran un

patrón característico con un desfase intermensual de seis meses respecto del patrón de temperaturas en OH. El periodo del patrón oscilatorio de $\delta^{18}\text{O}$ mensual es de dos años y se caracteriza por el desarrollo de una señal de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente constante, con valores sobre el promedio, entre mayo y noviembre en los años pares (2008, 2010, 2012, 2014), a diferencia de los años impares donde se distinguen dos peaks altos en torno a un peak bajo caracterizado por junio y julio (2009, 2011, 2013)(Figura 61).

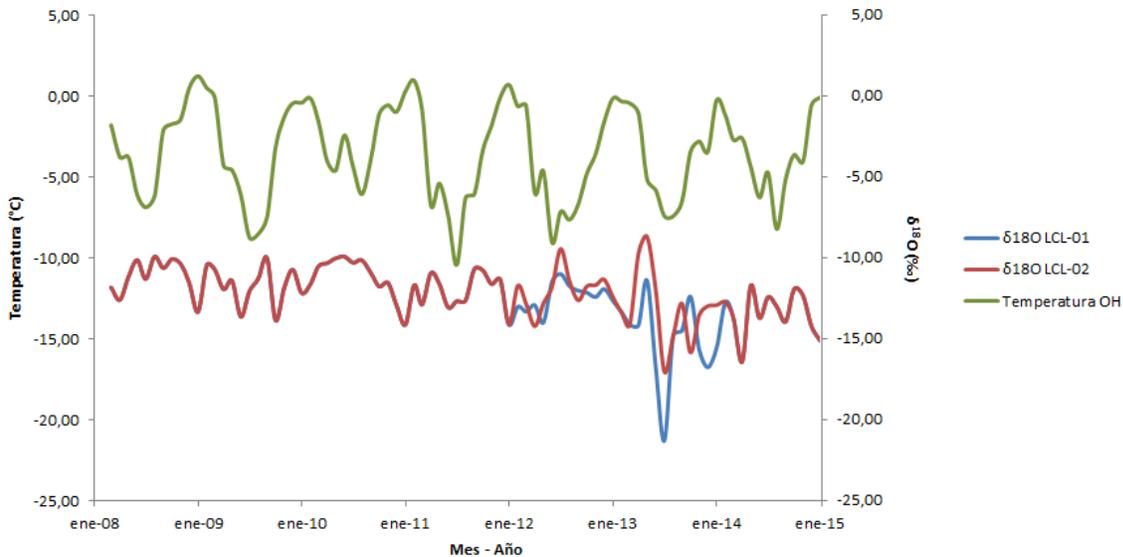


Figura 61: Serie de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$. Señal de $\delta^{18}\text{O}$ obtenida a partir de las series LCL-01 y LCL-02, comparada con los promedios mensuales de temperatura medidos en OH entre marzo 2008 y enero 2015.

Los promedios mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ en ambas series fueron transformados a temperatura mediante las relaciones $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenidas en la sección 4.3.1.2 y mediante la relación lineal obtenida por Fernandoy *et al.* (2012). Para las transformaciones a temperatura según el comportamiento estacional se consideraron las relaciones $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenidas en marzo-octubre, junio y diciembre como representantes del comportamiento de otoño-primavera, invierno (junio, julio, agosto, septiembre) y verano respectivamente ($\delta^{18}\text{O}/T$ estacional). Los equivalentes de temperatura obtenidos (temperatura isotópica) para cada una de las series de tiempo de $\delta^{18}\text{O}$, fueron comparados con las temperaturas estimadas sobre LCL (ver sección 4.1.12). La Tabla 25 muestra el grado de correlación obtenido para cada una de las series respecto de cada relación $\delta^{18}\text{O}/T$.

El mejor ajuste para ambas señales ($\delta^{18}\text{O}$ LCL-01 y $\delta^{18}\text{O}$ LCL-02) respecto de la temperatura estimada sobre LCL se logró mediante la extensión o el acortamiento del comportamiento estacional (obtenido

mediante la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ estacional) en algunos intervalos (Figura 62). LCL-01-AE corresponde al ajuste estacional sobre la serie de tiempo $\delta^{18}\text{O}$ LCL-01 y presenta un coeficiente de correlación $R = 0,7$ ($p < 0,01$). LCL-02-AE corresponde al ajuste sobre la serie de tiempo $\delta^{18}\text{O}$ LCL-02 y presenta un coeficiente de correlación $R = 0,63$ ($p < 0,01$). Ambas series temporales presentan sincronía respecto de la temperatura estimada sobre LCL y respecto de las temperaturas en OH (Figura 63) sin embargo, se identificó una diferencia entre la temperatura estimada y la temperatura obtenida mediante la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ durante otoño e invierno del año 2010 (Figura 64). La Tabla 26 muestra la estadística básica anual obtenida a partir de la señal LCL-01-AE y LCL-02-AE.

Tabla 25: Matriz de correlación entre las series de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas desde LCL, convertidas a temperaturas según las relaciones de $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenidas desde Fernandoy et al. (2012), $\delta^{18}\text{O}/T$ OHPP-01 y OHPP-02, $\delta^{18}\text{O}/T$ estacional, y comparadas respecto de las temperaturas estimadas sobre LCL.

	$\delta^{18}\text{O}/T$ Fernandoy et al. (2012)	$\delta^{18}\text{O}/T$ OHPP-1 y OHPP-2	$\delta^{18}\text{O}/T$ estacional
$\delta^{18}\text{O}$ LCL-01	0,04	0,04	0,42
$\delta^{18}\text{O}$ LCL-02	0,05	0,05	0,5

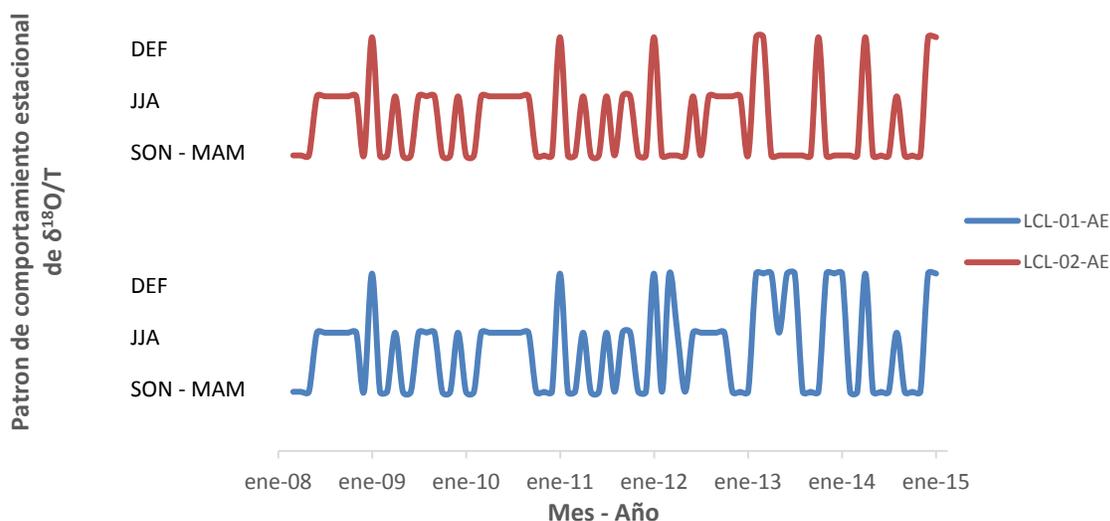


Figura 62: Ajuste de comportamiento estacional de la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ en las series LCL-01-AE y LCL-02-AE entre marzo de 2008 y enero 2015

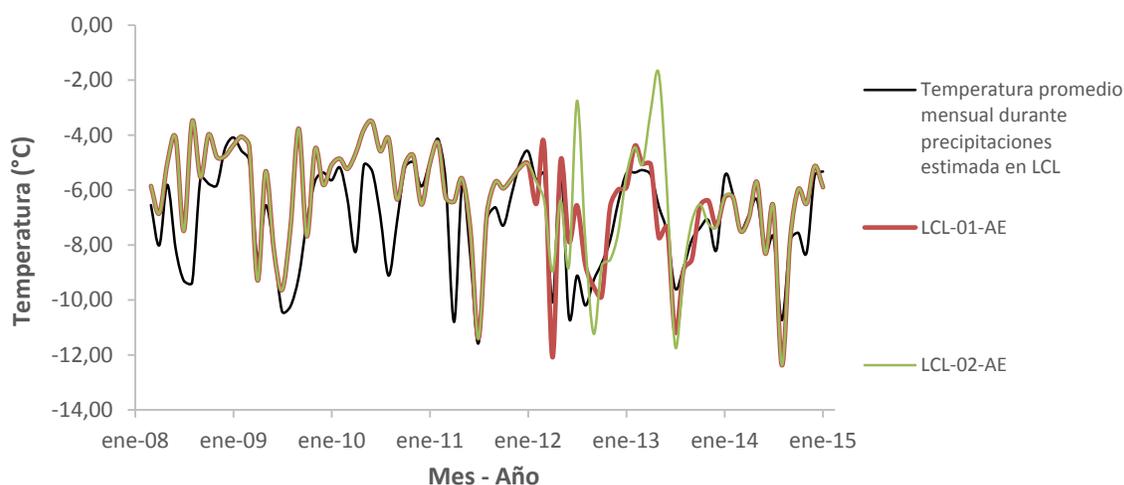


Figura 63: Serie de tiempo de temperaturas sobre LCL. Comparación entre las temperaturas obtenidas a partir de las series LCL-01-AE y LCL-02, con las temperaturas estimadas sobre LCL.

Tabla 26: Estadística básica anual obtenida a partir de las señales de temperatura LCL-01-AE y LCL-02-AE. (*) el año 2008 no fue incluido en el cálculo de valores anuales 2009-2014 ya que los registros el año 2008 se extiende hasta marzo.

	2008*	2009	2010	LCL-01-AE				2009-2014
				2011	2012	2013	2014	
Promedio	-	-6,46	4,92	-6,31	-7,34	-7,03	-7,12	-6,93
Máximo	-3,49	-3,77	3,51	-4,28	-4,35	-4,39	-5,13	-4,64
Mínimo	-7,49	-9,63	6,53	-11,40	12,09	11,18	-12,37	-10,93
Oscilación	-3,99	-5,87	3,01	-7,12	-7,73	-6,79	-7,24	-6,29
Desviación Estándar	1,27	2,03	0,98	1,80	2,42	1,84	2,03	1,85
Tendencia (°C/año)				-0,35				
	2008*	2009	2010	LCL-02-AE				2009-2014
				2011	2012	2013	2014	
Promedio	-	-6,20	-4,88	-6,31	-7,33	-6,23	-7,12	-6,75
Máximo	-3,49	-3,77	-3,51	-4,28	-2,75	-1,76	-5,13	-3,93
Mínimo	-7,49	-9,63	-6,53	11,40	11,23	11,70	-12,37	-10,88
Oscilación	-3,99	-5,87	-3,01	-7,12	-8,48	-9,93	-7,24	-6,94
Desviación Estándar	1,27	2,12	0,98	1,80	2,24	2,80	2,03	2,00
Tendencia (°C/año)				-0,29				

Las señales LCL-01-AE y LCL-02-AE con resolución estacional mostraron, durante SON y DEF, tendencias equivalentes a las obtenidas en la señal de temperatura estimada sobre LCL para el mismo periodo (-0,37 °C/año tanto para SON como para DEF). A diferencia de SON y DEF, JJA y MAM mostraron diferencias significativas entre las señales y las temperaturas estimadas sobre LCL.

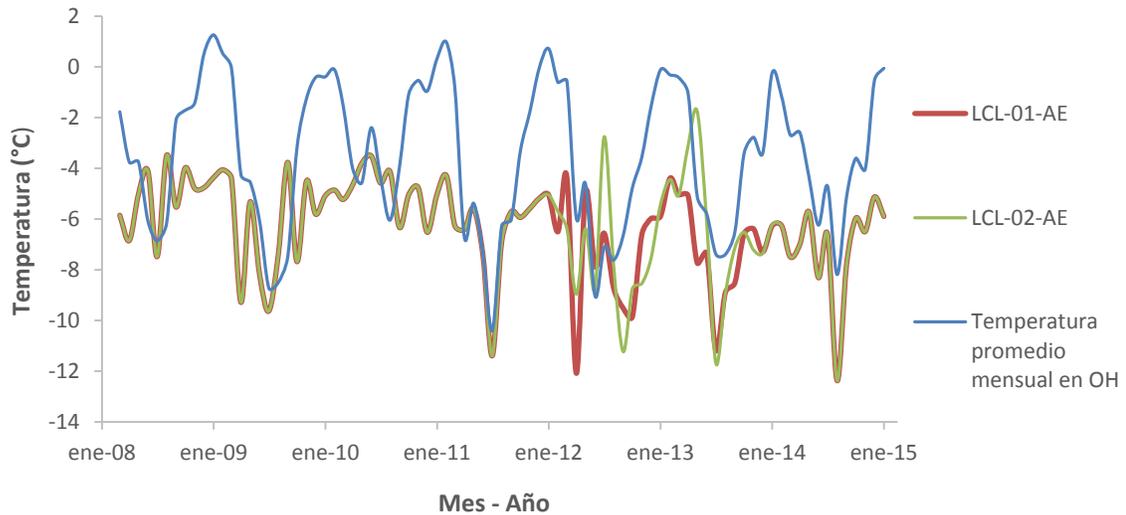


Figura 64: Serie de tiempo de temperaturas isotópicas sobre LCL y promedios mensuales de temperatura en OH

La Tabla 27 muestra la matriz de correlación obtenida a partir de la comparación entre las señales de promedios mensuales de temperatura en OH (OH'), LCL-01-AE, LCL-02-AE, promedios mensuales de temperatura en RO (RO'), promedios mensuales de temperatura en VE (VE') y promedios mensuales de temperatura a 1130 m.s.n.m sobre la estación RO (RO'') obtenidas mediante radiosondeos. A partir de las correlaciones obtenidas en la Tabla 27 se puede distinguir que la serie LCL-01-AE presenta una mayor correlación que la serie LCL-02-AE respecto de las señales provenientes desde mediciones meteorológicas directas en la Península Antártica. Además, a pesar de la sincronía, en la señal RO'' se reconoce una mayor oscilación térmica anual que la presente en las series obtenidas desde LCL (Figura 65).

Tabla 27: Matriz de correlación entre promedios de temperaturas a escala mensual y estacional, medidas en estaciones meteorológicas (OH', RO' y VE'), mediante radiosondeos (RO'') y estimadas mediante razones de $\delta^{18}\text{O}$ en testigos de hielo (LCL-01-AE y LCL-02-AE) entre 2008-2015

	Escala mensual					
	OH'	RO'	RO''	VE'	LCL-01-AE	LCL-02-AE
OH'	-					
RO'	0,90	-				
RO''	0,78	0,90	-			
VE'	0,86	0,96	0,88	-		
LCL-01-AE	0,60	0,51	0,43	0,53	-	
LCL-02-AE	0,52	0,44	0,36	0,48	0,87	-

	Escala estacional					
	OH'	RO'	RO''	VE'	LCL-01-AE	LCL-02-AE
OH'	-					
RO'	0,94	-				
RO''	0,86	0,95	-			
VE'	0,90	0,97	0,94	-		
LCL-01-AE	0,70	0,60	0,52	0,61	-	
LCL-02-AE	0,62	0,54	0,48	0,57	0,93	-

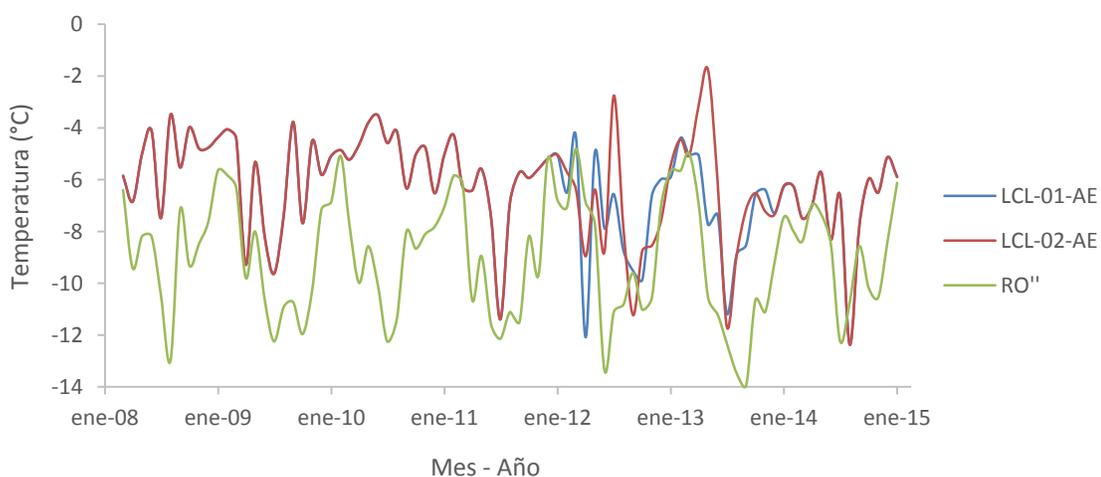


Figura 65: Serie de tiempo de promedios mensuales de temperatura de las series LCL-01-AE, LCL-02-AE y RO'' entre 2008-2015.

4.3.2.2 Gradiente vertical de temperatura isotópica

El intervalo de tiempo entre marzo de 2008 y agosto de 2008, común entre los testigos OH-4, OH-5 y OH-6, permitió realizar perfiles a lo largo del lado oeste de la Península Antártica en esta latitud.

El perfil vertical de temperatura (Figura 66), generado a partir de las razones mensuales de $\delta^{18}\text{O}$, muestra diferencias en el perfil vertical de temperaturas. Para el gradiente vertical durante el MAM se obtuvo un valor de $-3,1$ ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$), con una zona entre los 350 y 620 m.s.n.m donde el gradiente es nulo. El gradiente vertical de temperaturas que se obtuvo para JJA es de apenas -1 ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$), presentando un patrón complejo donde se produce un cambio en el comportamiento a 350 y 620 m.s.n.m.

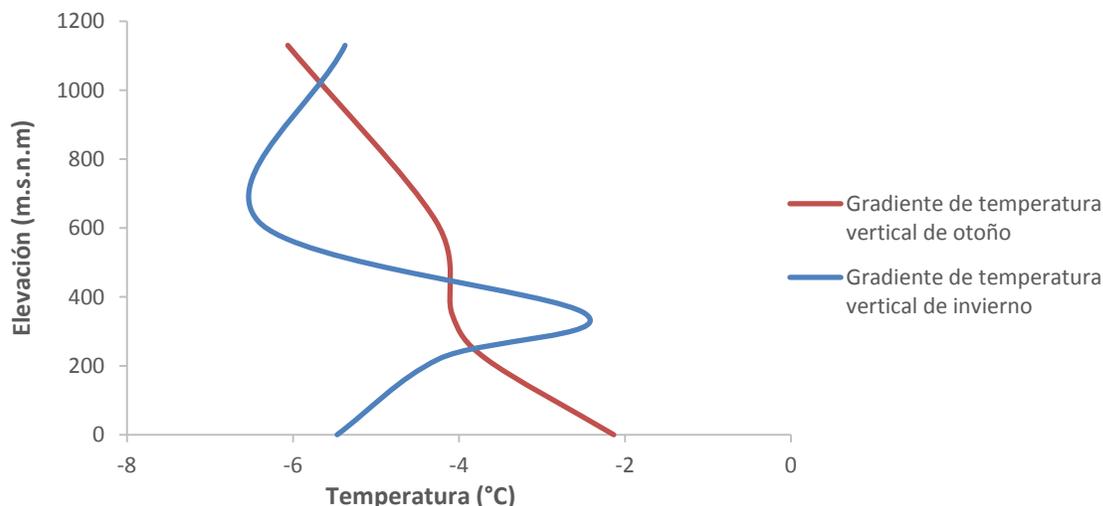


Figura 66: Gradiente vertical de temperaturas en el lado oeste de la Península Antártica obtenido a partir de la conversión de la señal de $\delta^{18}\text{O}$ según las relaciones estacionales de $\delta^{18}\text{O}/T$ de MAM y JJA.

4.3.2.2.3 Gradiente longitudinal de $\delta^{18}\text{O}$

El perfil $\delta^{18}\text{O}/\text{distancia}$ (Figura 67), generado a partir del promedio de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ durante MAM-JJA 2008, muestra una disminución de la razón de $\delta^{18}\text{O}$ al aumentar la distancia desde la línea de borde costero presente durante el DEF en esta latitud. Se calculó un gradiente longitudinal de $-0,8$ ($\text{‰}/10\text{km}$) entre la estación OH y la ubicación del testigo OH-6 en LCL.

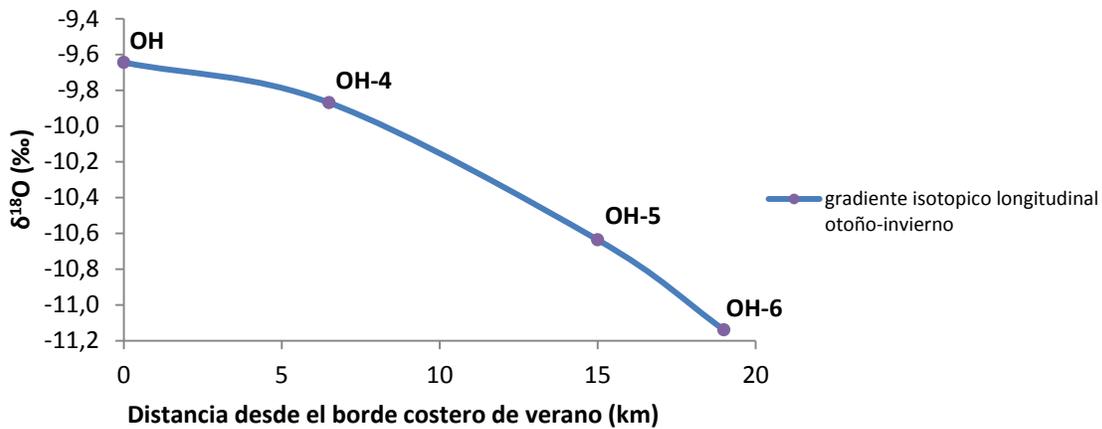


Figura 67: Gradiente longitudinal de $\delta^{18}\text{O}$ en el lado oeste de la Península Antártica entre la estación OH y LCL durante MAM-JJA 2008

4.3.2.3 Co-isotopía estacional

El estudio de diagramas co-isotópicos $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ permitió identificar variaciones estacionales interanuales en las relaciones entre δD y $\delta^{18}\text{O}$ tanto en LCL, como también en la estación OH respecto de la LMWL ($m = 7,91$). La Tabla 28 muestra los resultados de pendiente (m) e intersección (n) obtenidos a partir de la relación lineal entre δD y $\delta^{18}\text{O}$.

A partir de los resultados contenidos en la Tabla 28 se logró identificar que las relaciones $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ en general fluctúan entre $m = 8,3$ y $m = 7,41$ respecto de la LMWL ($m = 7,83$). Se destaca la ocurrencia de algunas estaciones del año con valores de pendientes por sobre y por debajo de los valores normales en la zona. Entre las estaciones fuera de la norma se encuentran otoño (2010 y 2012), invierno (2010 y 2013) y primavera (2012 y 2013)(Figura 68). El análisis estacional desarrollado muestra que la primavera presenta la mayor diferencia respecto de la LMWL, presentándose en esta las menores pendientes.

En los segmentos con intervalos de tiempo común se identificaron diferencias de hasta 1,86 (invierno 2013). A diferencia del intervalo común entre OH-OH-6 y OH-OH-10, en los cuales en general se presentan variaciones mínimas, el intervalo de tiempo común entre OH-9 y OH-10 presenta variaciones considerables en otoño 2012, primavera (2012 y 2013), invierno 2013 y verano 2014.

Tabla 28: Valores de pendiente (m) e intersección (n) obtenidos a partir de las relaciones lineales de δD y $\delta^{18}O$ con resolución estacional entre otoño 2008 y primavera 2014.

	OH-6		OH-9		OH-10		Estación OH	
	m	n	m	n	m	n	m	n
Otoño 2008	8,13	6,5					8,02	3,4
Invierno 2008	7,65	2,52					7,81	3,29
Primavera 2008	8,3	5,15					8	0,9
Verano 2009	8,06	2,16					7,88	0,23
Otoño 2009	7,71	0,28						
Invierno 2009	8,08	5,78						
Primavera 2009	7,96	6						
Verano 2010	7,76	1,25						
Otoño 2010			8,6	9,87				
Invierno 2010			8,65	10,6				
Primavera 2010			8,05	3,98				
Verano 2011			8,24	7,31				
Otoño 2011			8,03	4,91				
Invierno 2011			8,35	9,75				
Primavera 2011			7,95	6,58				
Verano 2012			7,94	5,1				
Otoño 2012			8,06	5,2	8,52	10,11		
Invierno 2012			7,86	3,3	7,62	0		
Primavera 2012			7,77	1,7	7,13	6,32		
Verano 2013			8,27	8,56	8,02	5,38		
Otoño 2013			7,97	5,59	7,88	4,11		
Invierno 2013			6,37	26,63	8,23	7,51		
Primavera 2013			7,4	1,45	7,99	6,06		
Verano 2014			7,8	3,28	8,36	10,22		
Otoño 2014					7,75	3,16	7,74	-4,1
Invierno 2014					7,63	0,43	7,7	-3,1
Primavera 2014					7,92	2,74	7,73	-4,09
Desviación Estándar								
	0,23		0,53		0,47		0,13	
Estacional								
Verano	7,88	1,58	7,91	4,36	7,99	5,02	7,88	0,23
Otoño	8,03	4,83	7,99	4,83	7,91	4,13	8,02	3,41
Invierno	8,25	8,41	7,86	2,15	7,91	3,45	7,81	3,29
Primavera	7,78	2,65	7,70	2,08	7,77	1,62	8,00	0,90
Registro completo								
	7,95	4,1	7,9	3,68	7,88	3,25	7,83	-0,12

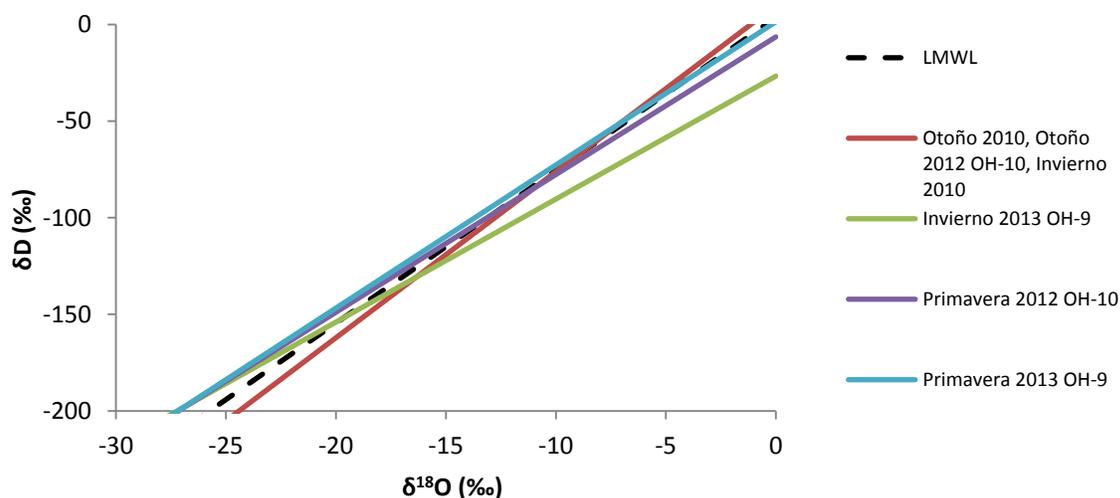


Figura 68: Diagrama co-isotópico $\delta D/\delta^{18}O$. Las pendientes (m) representadas corresponden a las estaciones con valores fuera del rango de variación respecto de LMWL.

Las desviaciones estándar anuales de los registros de δD y $\delta^{18}O$ en los intervalos de tiempo comunes entre OH-9 y OH-10 (2012 y 2013) muestran una disminución de aproximadamente el 16% al transcurrir un año luego de la deposición. Entre dos y tres años luego de la deposición la disminución en la desviación estándar es de 18% respecto de los valores obtenidos en el año anterior. Lo anterior evidencia una atenuación en δD y $\delta^{18}O$ al aumentar el tiempo desde la deposición inicial y la profundidad respecto de la superficie.

4.3.2.4 Perfiles de densidad

Los perfiles de densidad obtenidos a partir de los datos recopilados durante la etapa de descripción de muestras (ver sección 3.3) muestran un aumento sostenido en la densidad de la nieve conforme aumenta la profundidad. El perfil obtenido del testigo OH-9 muestra 3 puntos que sobresalen del patrón regular de aumento de densidad. Estos puntos se asocian a las profundidades 2.7, 3.9, 5.05 y 5.55 metros (Figura 69).

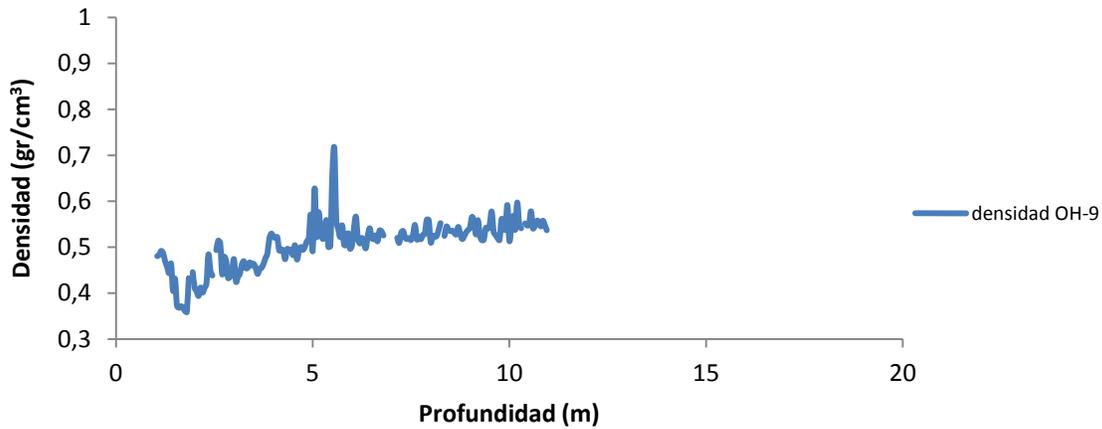


Figura 69: Perfil densidad/profundidad obtenido a partir del testigo OH-9

El perfil de densidad obtenido a partir de las secciones del testigo OH-10 y OH-11 muestra un patrón de aumento de la densidad sostenido conforme aumenta la profundidad. Dentro de este perfil se destaca la presencia de un punto que sobre sale del patrón regular. Este peak de densidad se encuentra a 12,2 metros de profundidad (Figura 70).

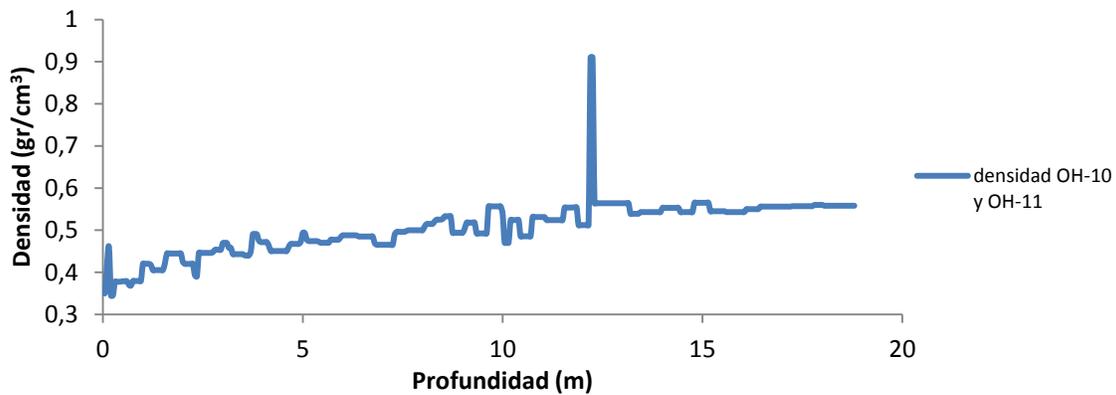


Figura 70: Perfil densidad/profundidad obtenido a partir de los datos de los testigos OH-10 y OH-11

El perfil generado a partir del comportamiento de los 2 perfiles anteriores muestra que el patrón local de compactación presente en LCL presenta una paulatina disminución en el gradiente de aumento de densidad respecto de la profundidad. El ajuste lineal realizado muestra 2 puntos de quiebre en el patrón de aumento de densidad, estos puntos se ubican a las profundidades 4,3 y 8,5 metros (Figura 71). Mediante el patrón lineal obtenido del perfil se pudo estimar que a una profundidad de 111 metros se

puede obtener hielo de densidad $0,83 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$ y a 135 metros se puede obtener hielo de densidad $0,9 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$.

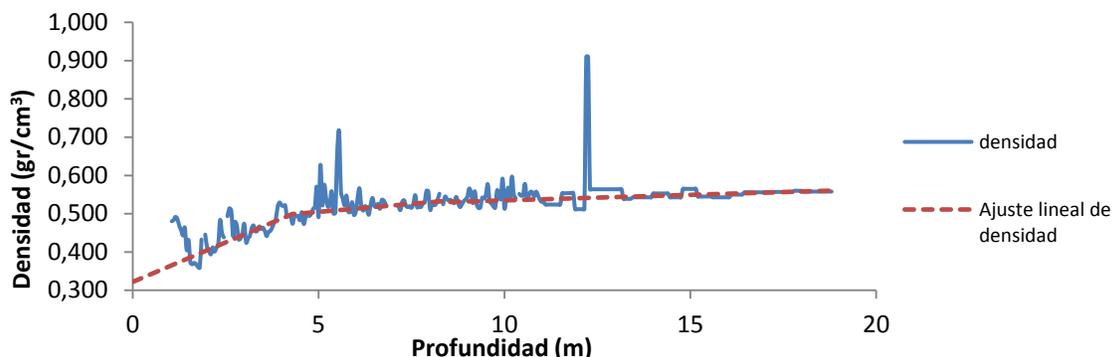


Figura 71: Perfil densidad/profundidad en LCL. La línea roja intermitente muestra la aproximación lineal mediante la cual se ajustó la señal del perfil de densidad.

4.3.2.5 Tasas de acumulación

La Tabla 29 muestra los resultados de acumulación tanto a escala semestral como a escala anual en los testigos estudiados, abarcando período entre 2006-2014. En promedio la acumulación anual en LCL es de aproximadamente $1,77 \text{ maeq/año}$, con un máximo mayor a $2,47 \text{ maeq/año}$ durante el 2008 y un mínimo de $1,06 \text{ maeq/año}$ durante el 2010.

Las tasas de acumulación de los testigos realizados en LCL muestran un descenso en su magnitud durante el período 2008-2014, siendo la tasa de descenso mayor durante los meses de JJA y SON. En general se destaca una mayor tasa de acumulación durante MAM y SON.

Las tasas de acumulación estimadas a partir del testigo OH-9 y OH-10 en el intervalo común 2012-2013 muestran diferencias porcentuales mínimas sin embargo, se destaca el segundo semestre del año 2013 por su gran variación en la tasa de acumulación estimada, la cual alcanza a $0,19 \text{ (maeq)}$ los cuales equivalen a una columna de 20 centímetros aproximadamente.

La comparación entre las precipitaciones estimadas en OH y las tasas de acumulación obtenidas durante el año 2008 en los testigos OH-4, OH-5 y OH-6, permitieron estimar, a grandes rasgos, un gradiente vertical local de acumulación a lo largo del lado oeste de la Península Antártica. El gradiente estimado muestra un aumento en la acumulación al aumentar la altura del terreno. A escala anual éste fue estimado en $1,5 \text{ metros de agua equivalente (maeq)}$ por cada kilómetro de ascenso en el intervalo de tiempo estudiado. El valor presenta variaciones a lo largo del año, pasando desde $0,9 \text{ (maeq/km)}$ durante el primer semestre hasta $0,7 \text{ (maeq/km)}$ durante el segundo semestre.

Tabla 29: Acumulación anual y semestral en el lado oeste de la Península Antártica obtenida a partir de los testigos OH-4, OH-5, OH-6, OH-9 y OH-10. (*) la acumulación durante el 2008 solo pudo ser extendida hasta marzo 2008.

	DEF-MAM (maeq/año)	JJA-SON (maeq/ año)	Total anual (maeq/año)
OH-4			
2006	1,21	1,3	2,51
2007	1,65	1,3	2,95
2008	1,13	0,77	1,9
OH-5			
2007	>1,38	1,15	>2,53
2008	1,02	1,05	2,07
Plateau Laclavere			
OH-6			
2008	>1,53	0,94	>2,47*
2009	1,09	1,34	2,43
OH-9			
2010	0,7	0,36	1,06
2011	0,68	0,77	1,45
2012	1,17	0,73	1,9
2013	0,89	0,5	1,39
OH-10			
2012	1,08	0,69	1,77
2013	0,93	0,69	1,62
2014	0,63	1,05	1,68

Los perfiles de elevación/acumulación muestran una disminución en la tasa de acumulación entre 400 y 650 m.s.n.m (Figura 72).

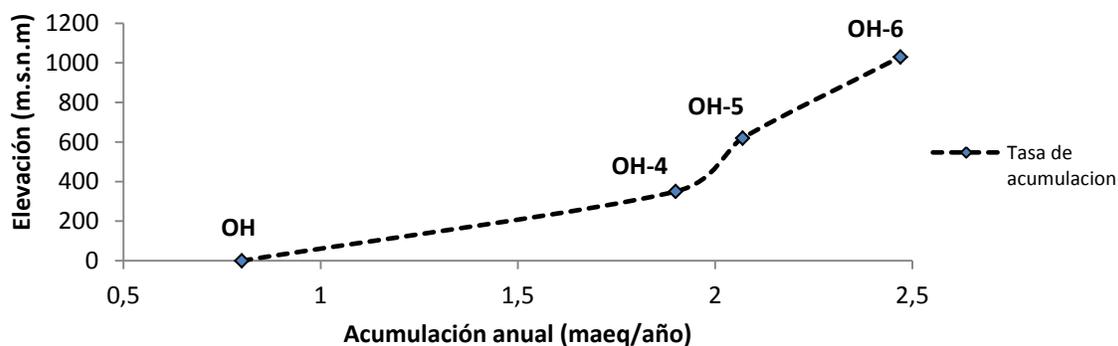


Figura 72: Perfil elevación/acumulación anual en el lado oeste de la Península Antártica durante el año 2008.

4.4. Estratigrafía del hielo superficial en LCL

4.4.1 Capas de hielo

A partir del análisis estratigráfico que se llevó a cabo en los testigos de hielo (ver sección 3.3), se realizaron perfiles que representan la presencia de capas de hielo y de sus morfologías asociadas respecto de la profundidad (Figura 73).

El perfil obtenido a partir del testigo OH-10 no presentó un patrón claro en la distribución de capas de hielo respecto de la profundidad. Las capas de hielo identificadas se observaron en distintas magnitudes a lo largo del año, sin estar asociadas a una estación en particular y sin desarrollo de infiltración bajo ellas. Durante el año 2012 se distinguió una alta frecuencia de capas de hielo, en especial durante JJA y SON, donde se desarrollaron las capas de hielo de mayor espesor del testigo OH-10.

Entre las morfologías que se identificaron durante el análisis estratigráfico se distinguió que algunas de ellas se concentran durante estaciones específicas. Las capas de hielo intercaladas con neviza de grano grueso se observaron exclusivamente durante los meses de JJA 2012, por otro lado las capas de hielo imbricado y los cuerpos lenticulares tienden a agruparse durante DEF.

Se identificaron zonas con diferencias granulométricas en los cristales de neviza que forman el testigo. Las zonas identificadas con neviza de grano grueso correspondieron a JJA y SON, mientras que las zonas de grano fino correspondieron a DEF y MAM.

La distribución de las capas de hielo respecto de la señal de $\delta^{18}\text{O}$ en profundidad (Figura 74) no mostró una tendencia clara ya que se identificó el desarrollo de capas de hielo tanto en *peaks* positivos como en *peaks* negativos (respecto de su entorno). Se resalta la presencia de tres niveles los cuales son *peaks* positivos respecto de su entorno y son coincidentes con niveles donde se identificó hielo. Estos niveles corresponden a los desarrollados a 3,1, 6,2 y 8,4 metros de profundidad en los cuales se distinguen gotas de hielo, cúmulos de hielo e intercalaciones delgadas de hielo junto con cúmulos de hielo, respectivamente.

La distribución de las capas de hielo respecto de la señal de *d excess* en profundidad (Figura 75) no mostró una tendencia clara ya que no se identificó el desarrollo preferente de capas de hielo asociado a algún *peak* en la señal de *d excess*.

Durante la campaña de terreno se logró distinguir el desarrollo de dos tipos de morfologías sobre la superficie del Plateau (1) plataformas de nieve, de alturas menores a cinco centímetros cada una y longitudes variables de escala métrica, cubiertas por finas capas de hielo y orientadas perpendiculares a la dirección del viento (Figura 76); (2) fragmentos de hielo

de forma elipsoidal sobresalientes de la superficie, de dimensiones centimétricas y orientados en la dirección del viento (Figura 77).

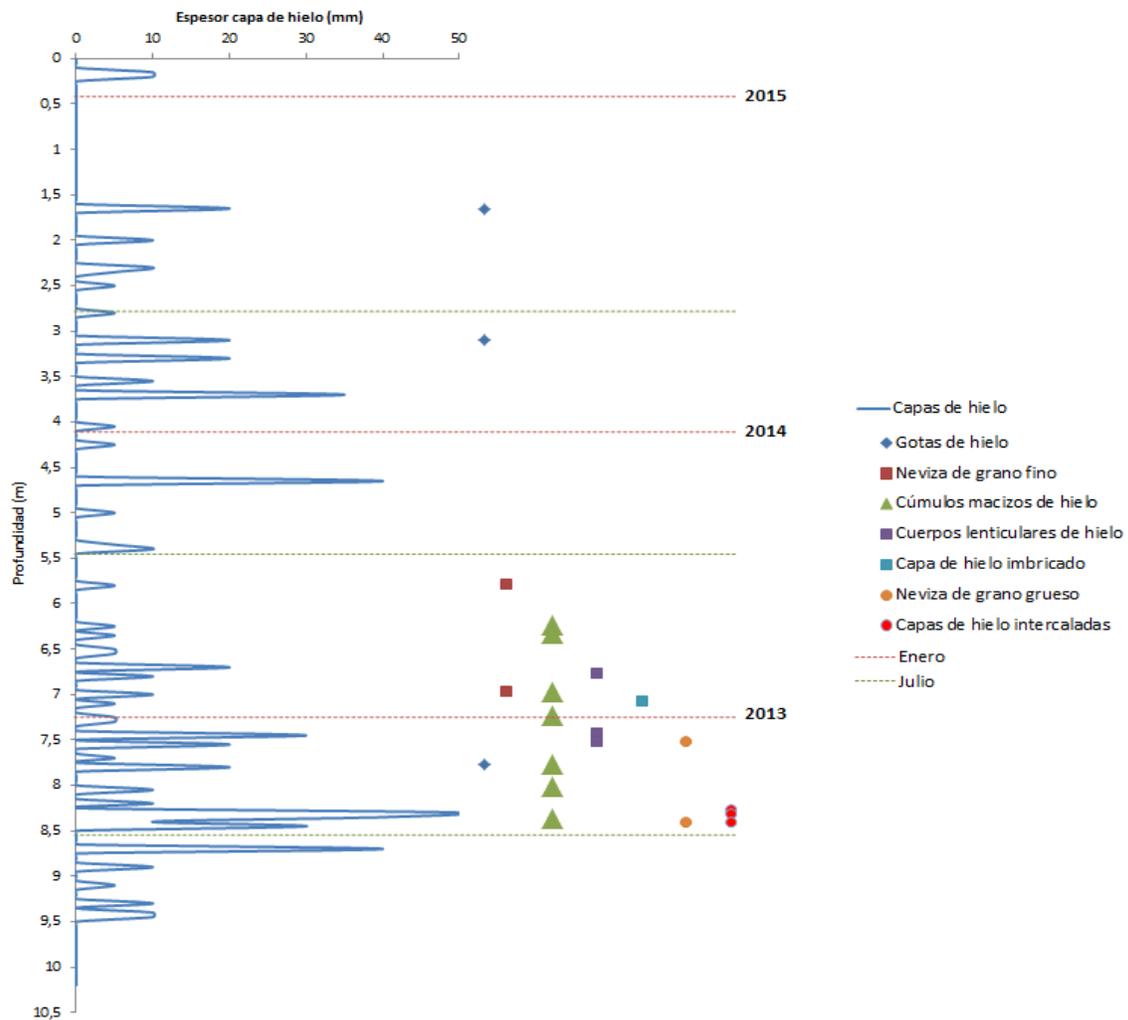


Figura 73: Distribución y espesor de morfologías de hielo respecto de la profundidad identificadas mediante el estudio estratigráfico del testigo OH-10.

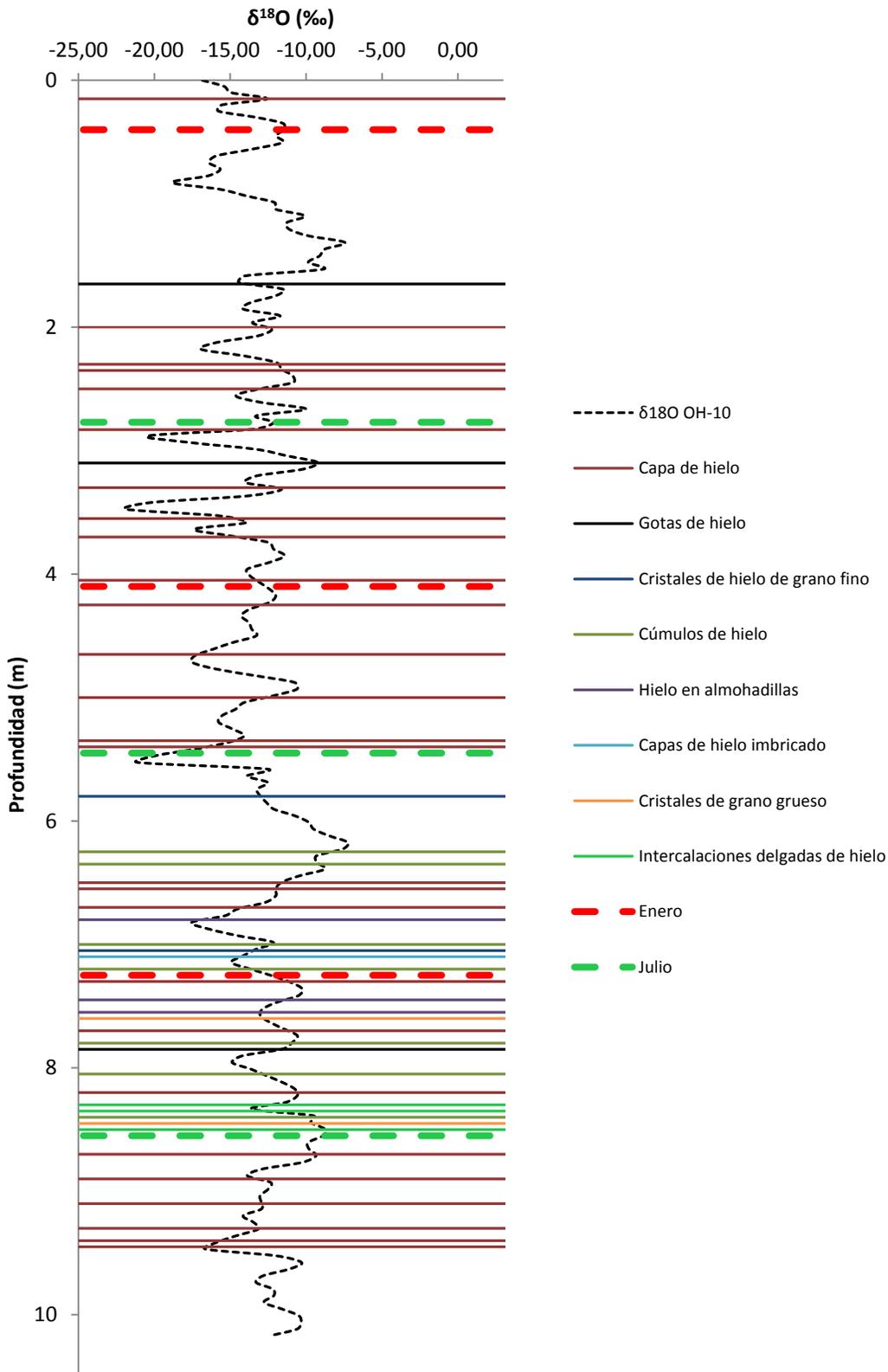


Figura 74: Perfil $\delta^{18}\text{O}$ / profundidad del testigo OH-10. Las líneas de colores sobre el perfil muestran la posición estratigráfica de las distintas morfologías identificadas en el análisis estratigráfico del testigo OH-10

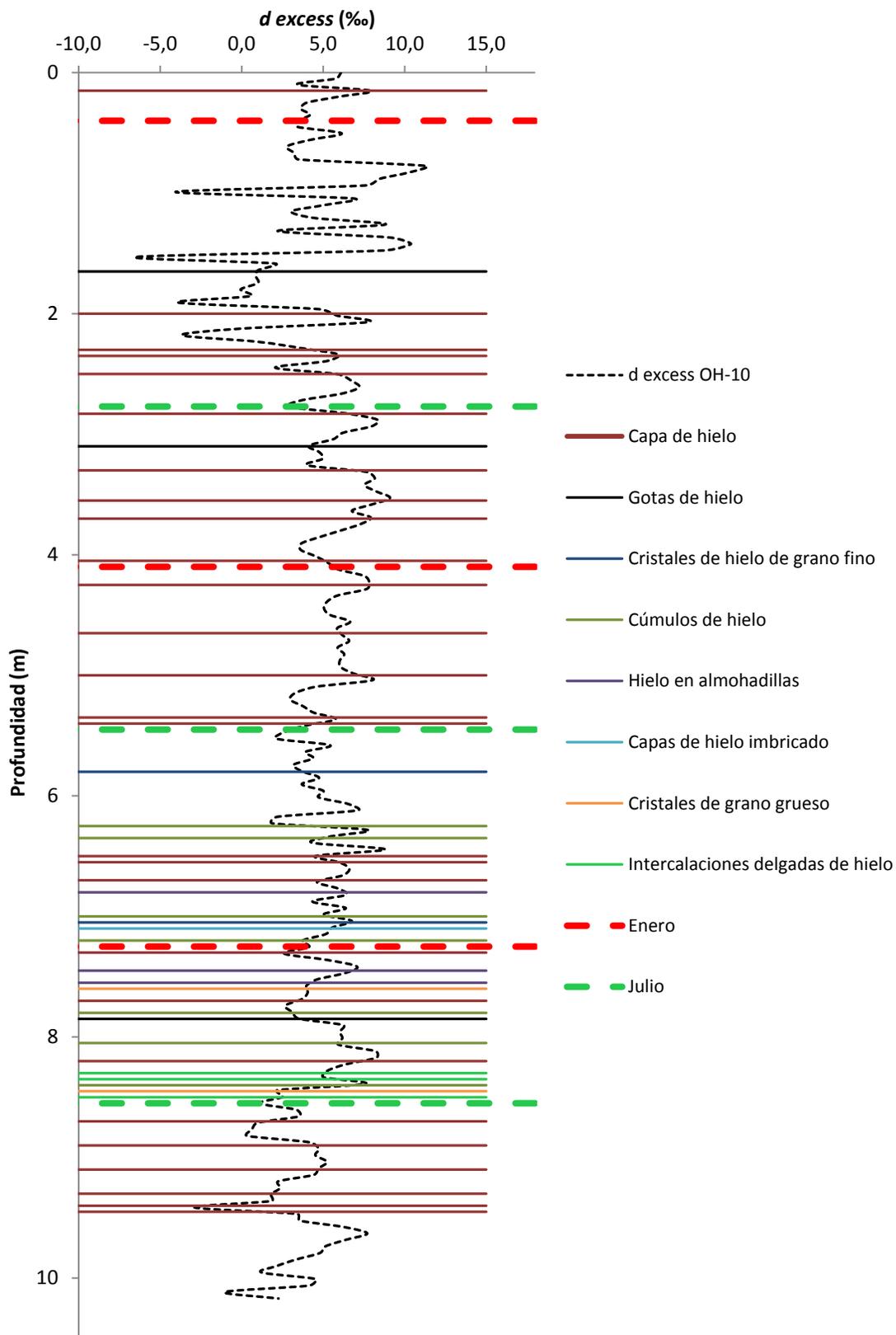


Figura 75: Perfil $d\ excess$ / profundidad del testigo OH-10. Las líneas de colores sobre el perfil muestran la posición estratigráfica de las distintas morfologías identificadas en el análisis estratigráfico del testigo OH-10

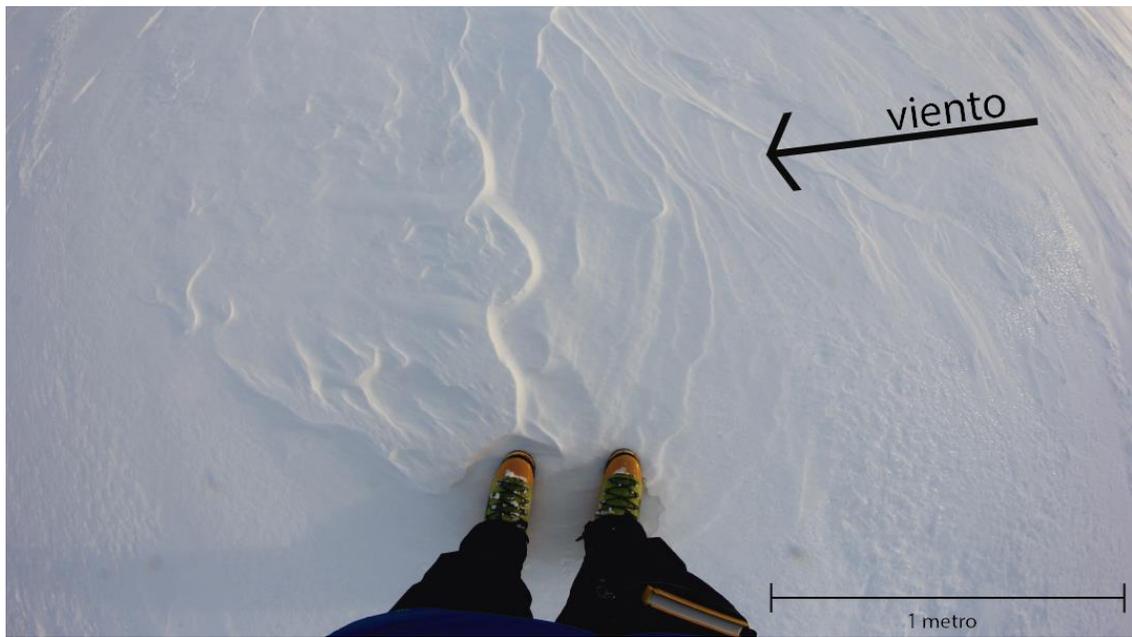


Figura 76: Plataformas de nieve desarrolladas en la superficie de LCL.

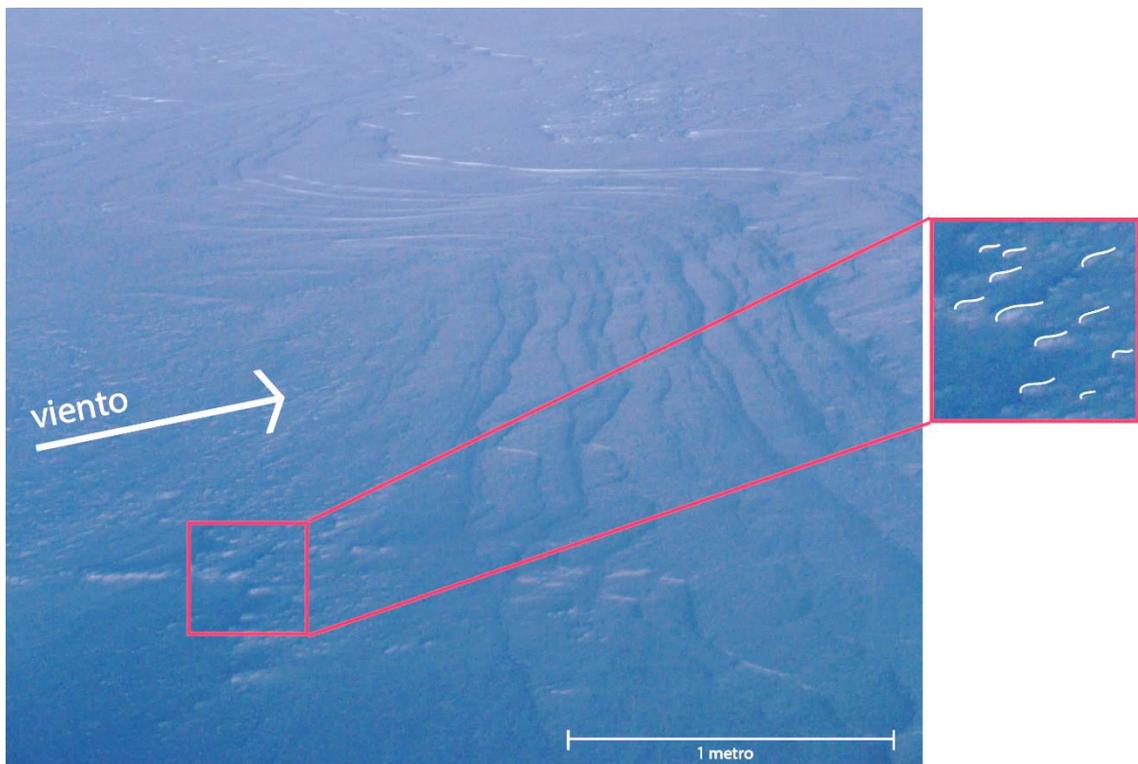


Figura 77: Fragmentos de hielo de forma elipsoidal desarrollados sobre la superficie de LCL

4.4.2 Perfiles de radar

Los perfiles de radar realizados durante las campañas a terreno de 2014 y 2015 muestran tanto la distribución somera de reflectores en profundidad (Figura 78) como también la topografía del basamento subglacial bajo LCL (Figura 79). La Figura 78 muestra la presencia de reflectores dispuestos de manera subhorizontal cerca de la superficie de LCL, al aumentar la profundidad se distingue un aumento en el grado de convexidad de éstos. Los reflectores se encuentran a distintas profundidades bajo la superficie de LCL, sin mostrar un patrón claro en su distribución en profundidad.

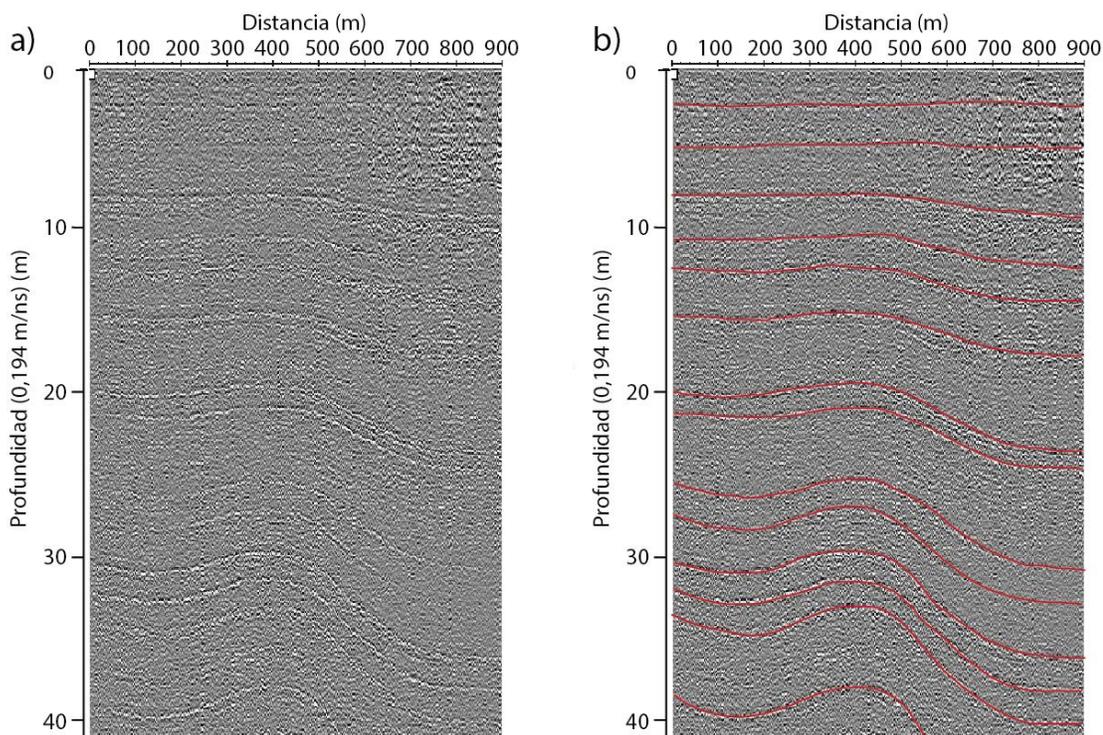


Figura 78: Perfil de radar en torno al punto de perforación del testigo OH-10 durante la campaña de terreno 2015. a) Perfil de radar en bruto. b) Perfil de radar con reflectores identificados, las líneas rojas indican los principales reflectores identificados.

El perfil de radar en profundidad (Figura 79) logró identificar la topografía del basamento de roca sobre el cual se encuentra posicionado LCL. Bajo el punto más alto de LCL (1130 m.s.n.m) se identificó que la capa de hielo alcanza su espesor máximo de 350 metros.

Mediante el uso del modelo de Nye (1963) se estimó el rango de tiempo que podría estar contenido en el hielo de LCL. Las variaciones

obtenidas en la estimación de la tasa de acumulación (ver sección 4.3.2.5) hicieron necesario el cálculo de tres posibles escenarios: (1) Escenario promedio (tasa de acumulación promedio 2008-2014 (1,77 maeq/año)); (2) Escenario de alta acumulación (tasa de acumulación promedio 2009-2014 más una desviación estándar (2,3 maeq/año)) y (3) Escenario de baja acumulación (tasa de acumulación promedio 2009-2014 menos una desviación estándar (1,24 maeq/año)). La estimación realizada obtuvo los rangos de tiempo 1419-2015, 1556-2015 y 1164-2015 para los casos (1), (2) y (3) respectivamente.

Junto con la estimación de rango de tiempo de la columna total, se estimó (para los tres casos antes especificados) el periodo en el cual podría existir conservación de burbujas en el testigo ($0,83 \text{ g/cm}^3$ (Legrand & Mayewski, 1997)). Los periodos estimados fueron 1419-1821, 1556-1864, 1164-1743 para (1), (2) y (3) respectivamente.

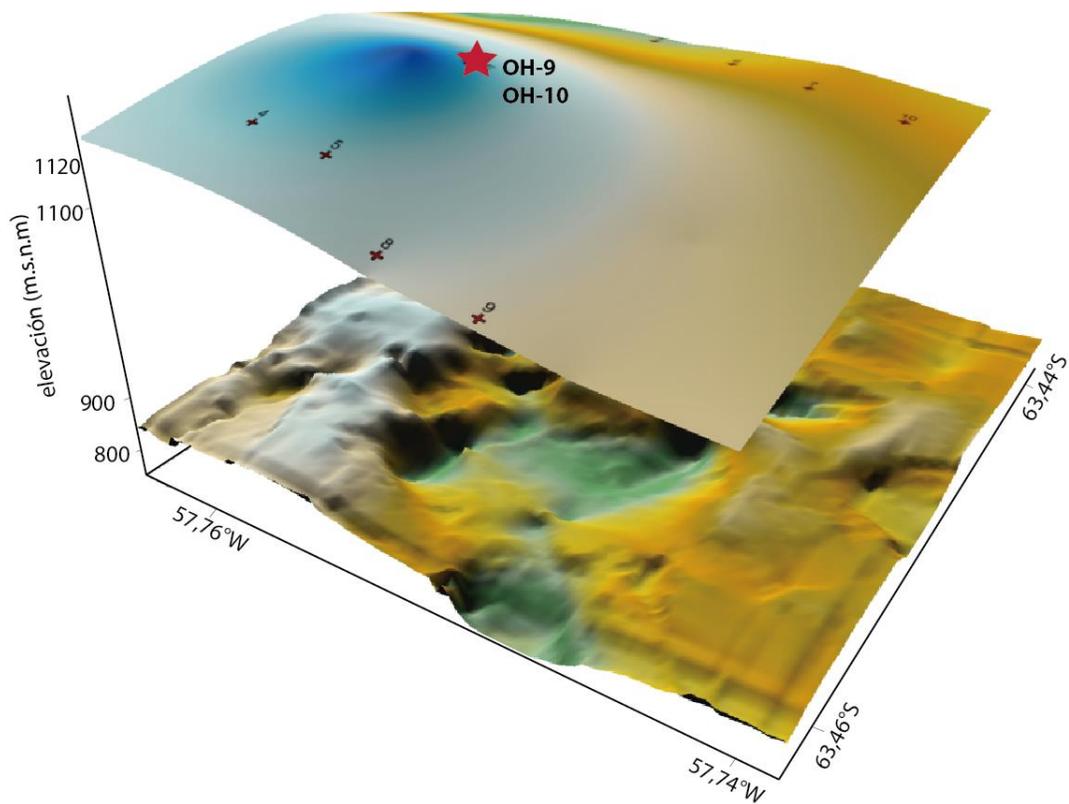


Figura 79: Topografía superficial y subglacial obtenida a partir de perfiles de radar realizados por C. Cardenas (Dirección de programas Antárticos (DPA), Universidad de Magallanes, Chile) en torno al punto de perforación del testigo OH-9 durante la campaña de terreno 2014. La estrella roja indica la ubicación de OH-9 y OH-10. Imagen modificada de Cardenas et al., (en preparación).

CAPITULO 5

DISCUSIONES

La señal isotópica obtenida a partir del análisis de isótopos estables contenidos en el hielo del Plateau Laclavere ha mostrado ser capaz de recrear las condiciones climáticas locales actuales en el extremo norte de la Península Antártica.

Precipitaciones en OH

Las razones isotópicas obtenidas a partir de las muestras de precipitación de OH muestran una alta similitud entre ambos sets de datos. Además, se identificó una alta similitud de éstos respecto de los resultados obtenidos por Simoes *et al.* (2004) para muestras de precipitaciones obtenidas en la estación Frei, KGI. Si bien se identificaron sutiles variaciones entre OHPP-1 y OHPP-2, éstas se pueden asociar al hecho de que los intervalos de tiempo muestreados abarcan distintos períodos de tiempo y distintas estaciones del año.

La LMWL que se obtuvo a partir de las muestras de precipitación en OH ($m=7,83$) difiere tanto de la GMWL propuesta por Craig (1961) ($m=8,0$), como también de la obtenida por Simoes *et al.* (2004) ($m=7,1$) a partir de precipitaciones en KGI y de la obtenida por Rozanski *et al.* (1993) ($m=8,17$) a partir de precipitaciones a escala global, sin embargo, es similar a la obtenida por Masson-Delmotte *et al.* (2008) ($m=7,75$) a partir de muestras de múltiples fuentes en Antártica. La LMWL obtenida en este trabajo no difiere considerablemente de la GMWL lo que indica que no existirían procesos de fraccionamiento en condiciones fuera del equilibrio termodinámico durante la condensación (Moser & Stichler, 1980). La condición anterior permite suponer que en las masas de aire que llegan a la estación OH coexisten las fases sólidas, líquidas y gaseosas como parte de un sistema cerrado en las cuales la precipitación se formaría a partir de cristales de hielo y de gotas sobre enfriadas (Simoes *et al.*, 2004).

La comparación realizada entre las series de tiempo de *d excess* obtenidas tanto desde las precipitaciones en OH, como también de parámetros meteorológicos desde el mar que rodea la estación OH muestra un alto grado de correlación entre ambas ($R=0,86$). Junto con esto, el análisis de retrotrayectorias mostró que generalmente todas las masas de aire que alcanzan el extremo norte de la Península Antártica tienden a concentrarse en un cuadrante común al NE del mar de Bellingshausen. Ambos indicadores en conjunto evidencian que la signature isotópica de las precipitaciones que caen en OH tendría una fuerte relación con las

condiciones de HR y SST sobre el mar cercano a OH, resultados concordantes con los obtenidos por diversos autores en KGI (Simoes *et al.*, 2004; Wen *et al.*, 1998).

Los valores de SST y HR provenientes desde cuadrantes más distantes a la estación OH, muestran variaciones respecto de las condiciones obtenidas en las cercanías de OH. A escala anual estas variaciones en HR y SST pueden ser identificadas como un aumento en la magnitud de la oscilación y la desviación estándar y como una disminución en los valores anuales promedio conforme aumenta la distancia respecto de OH. Las diferencias entre las condiciones de las fuentes oceánicas junto con la estrecha relación observada entre el d excess de las precipitaciones en OH y el d excess del mar cercano a OH (Figura 43), permiten proponer al mar que circunda el extremo norte de la Península como una importante fuente de vapor de agua para las masas de aire que luego producen precipitación en OH. La mayor variabilidad presente en algunos tramos de la señal de d excess de las precipitaciones en OH podría estar vinculada con un aumento en la participación de masas de aire con una fuente de vapor de origen más distante.

Testigos de hielo en LCL

Las razones isotópicas promedio obtenidas a partir de los testigos de hielo en estudio mostraron una disminución tanto en δD como en $\delta^{18}O$ al aumentar la altura respecto del nivel del mar. Al comparar las razones isotópicas de los testigos de LCL y los testigos del lado oeste de la Península se distingue una menor desviación estándar y una alta similitud entre las razones isotópicas de los testigos bajo 700 m.s.n.m (OH-4 y OH-5), evidenciando un claro efecto altitudinal similar al identificado por Fernandoy *et al.* (2012). A pesar de las variaciones respecto de la altura, las razones $\delta D/\delta^{18}O$ de todos los testigos en estudio muestran una alta similitud con la LMWL obtenida a partir de precipitaciones en OH. Lo anterior, por un lado muestra uniformidad en la zona de estudio en las condiciones de fraccionamiento durante el proceso de condensación, mientras que por otro lado refleja que no hay desarrollo de un fraccionamiento post-deposicional (fusión, sublimación e infiltración) significativo.

El estudio estratigráfico del testigo OH-10 evidenció la presencia en profundidad de distintos niveles con desarrollo de hielo sin una distribución clara y con espesores promedio de 1 centímetro. La nula evidencia de infiltración de agua en estos niveles junto con las observaciones realizadas en terreno, permiten proponer que en gran parte de estos niveles se originarían a causa del viento sobre LCL. Por otro lado, los perfiles de densidad de los testigos OH-9 y OH-10 muestran un paulatino aumento en la densidad del hielo conforme aumenta la profundidad, comportamiento

normal asociado al proceso de metamorfismo, mediante el cual la nieve se transforma en hielo naturalmente. A lo largo de este proceso gradual, solo fueron identificadas algunas zonas de aumento significativo en la densidad (*peaks*) las cuales podrían estar relacionadas a la presencia de hielo macizo en profundidad. La comparación entre los *peaks* de densidad identificados y las señales de *d excess* y $\delta^{18}\text{O}$ solo mostraron una relación positiva entre el *peak* de densidad identificado a 5,5 metros de profundidad en OH-9 y una anomalía positiva en $\delta^{18}\text{O}$ a la misma profundidad. La validez de esta anomalía de $\delta^{18}\text{O}$ por causa de efectos post-deposicionales (fusión, sublimación e infiltración) y sus implicancias serán discutidas más adelante.

La mínima relación entre la profundidad de los *peaks* identificados y las anomalías en las razones de *d excess* y $\delta^{18}\text{O}$ en profundidad demuestran la escasa relevancia de los efectos post-deposicionales como causantes de distorsiones sobre la señal isotópica preservada en el hielo de LCL. Las observaciones estratigráficas realizadas sobre los testigos de LCL son concordantes con las observaciones realizadas por Fernandoy *et al.* (2012) sobre el testigo OH-6 y por Aristarain *et al.* (1990) sobre el testigo realizado sobre el domo Dalinger en la Isla James Ross. A diferencia de los resultados obtenidos en los testigos de LCL, diversos autores (Fernandoy *et al.*, 2012; Simoes *et al.*, 2004; Travassos & Simoes, 2004; Wen *et al.*, 1998) han identificado el desarrollo significativo de capas de hielo tanto en KGI (capas de hasta 12 centímetros de espesor) como también en el lado oeste de la Península Antártica a alturas menores a 700 m.s.n.m, lo que sustenta la ocurrencia de variaciones debido a efectos altitudinales en esta zona (Figura 80).

La mínima participación de eventos post-deposicionales en LCL demuestra que las variaciones identificadas en profundidad en las razones isotópicas de los testigos de hielo de LCL se deberían principalmente al fraccionamiento durante el proceso de condensación y a las condiciones de la fuente (HR y SST) desde donde se originó el vapor que posteriormente precipitó; no debido a procesos posteriores a la deposición. La falta de regularidad en la estacionalidad y la escasa oscilación tanto en las señales isotópicas (Figura 46) como también en algunos elementos climáticos (Figura 21), constituyeron un impedimento para la datación de la señal isotópica contenida en los testigos de hielo mediante el método convencional de identificación de ciclos estacionales en las razones isotópicas medidas (Legrand & Mayewski, 1997). A raíz de esto, el comportamiento del parámetro *d excess* se proyectó como un indicador temporal más robusto que el comportamiento de $\delta^{18}\text{O}$, ya que en este sitio el *d excess* presenta un patrón oscilatorio de mayor amplitud y consistencia en su periodicidad anual (Figura 46). Además, la dependencia de *d excess* respecto de HR y SST lo proyectan como un indicador capaz de reflejar variabilidad en parámetros climáticos a una escala mayor debido a las extensas bandas de comportamiento homogéneo de HR y SST en los océanos (Figura 22).

Diversos autores (Delmotte *et al.*, 2000; Kavanaugh & Cuffey, 2002) han resaltado el uso del d excess como indicador de variabilidad climática en Antártica.

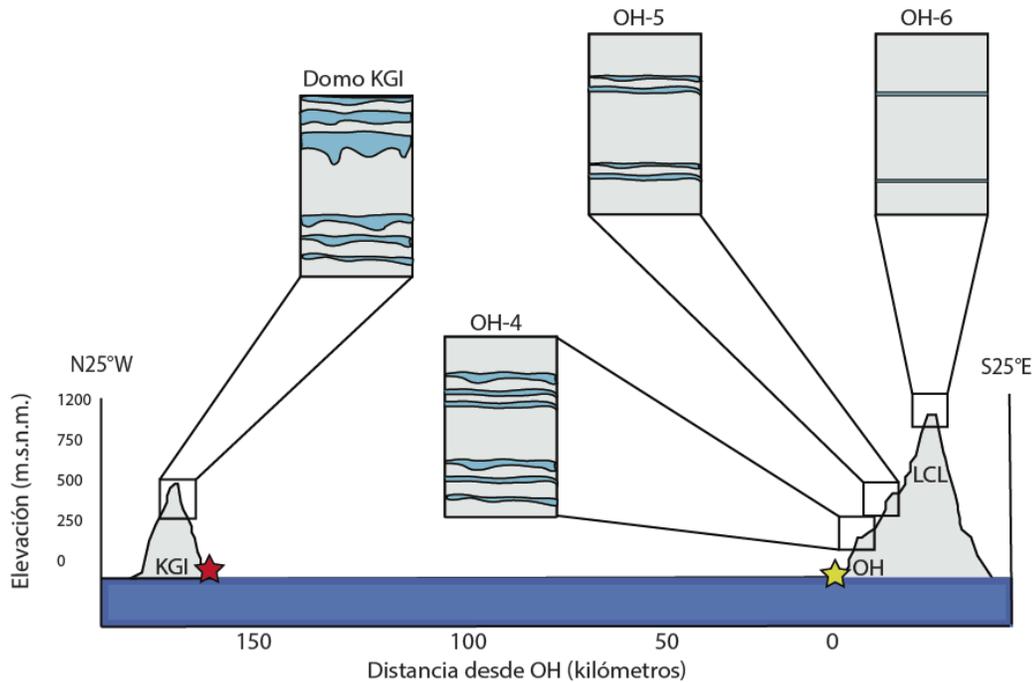


Figura 80: Representación esquemática de la distribución de capas de hielo a partir de distintos testigos extraídos desde KGI, lado oeste de la Península Antártica y en LCL. La información del Domo KGI se extrajo desde Simoes *et al.* (2004) y Wen *et al.* (1998). La estrella roja en la imagen representa la ubicación de BE. La estrella amarilla en la imagen representa la ubicación de OH.

El alto grado de correlación y bajo nivel de significancia obtenido entre el parámetro d excess de la señal isotópica de los testigos de hielo (d excess isotópico) y el parámetro d excess calculado a partir de la relación de Uemura *et al.* (2008) (d excess meteorológico), validó el método de datación utilizado como un método efectivo para datar la señal isotópica contenida en los testigos de hielo a escala mensual en esta zona.

Las series de tiempo de d excess isotópico obtenidas (LCL-01 y LCL-02) presentaron un alto grado de correlación respecto de las series de tiempo de d excess meteorológico, sin embargo, la atenuación de la señal isotópica observada en profundidad en el testigo OH-10 disminuye el grado de representatividad que tiene la serie LCL-02 respecto de la señal originalmente depositada sobre LCL (Schlosser *et al.*, 2008). Lo anterior permite proponer que la serie de tiempo LCL-01 es más robusta para reflejar las condiciones sobre LCL, descartando así el uso de la serie LCL-02.

Si bien el patrón de comportamiento entre la serie LCL-01 y la serie de *d excess* meteorológico a lo largo del tiempo es sincrónico, se observaron leves diferencias de magnitud en algunos períodos, sin éstas afectar la sincronía ni la correlación entre ambas señales. Éstas variaciones se podrían atribuir a (1) las condiciones de HR y SST utilizadas para el cálculo de los promedios mensuales de *d excess* meteorológico, no necesariamente corresponden a las de las parcelas de aire que luego desarrollaron precipitaciones sobre el Plateau o a fuentes que incorporaron vapor oceánico a la atmosfera por lo que el promedio podría incluir algunos valores no representativos; (2) la expresión propuesta por Uemura *et al.* (2008), utilizada para el cálculo de *d excess* meteorológico, es capaz de explicar hasta el 73% de la variabilidad de *d excess*, a partir del comportamiento de HR y SST, evidenciando la posibilidad de existir variaciones en el *d excess* debido a otros parámetros; (3) la participación activa de masas de aire con origen en el Pacífico sur subtropical (35°S-40°S), Atlántico sur subtropical (35°S-40°S) o en el lado este de la Península Antártica (mar de Weddell), las cuales luego interactúan con masas de aire al sur de las latitudes medias para finalmente precipitar sobre LCL.

Para estudiar las causas de las variaciones en LCL-01, primero fue necesario estudiar las posibles fuentes de vapor que luego forman las precipitaciones. El análisis co-isotópico estacional entregó valores consistentes con las condiciones de fraccionamiento isotópico presentes en la superficie del océano (Clark & Fritz, 1997; Rozanski *et al.*, 1993), presentándose solo una anomalía significativa durante el invierno de 2013. En este caso, el valor obtenido a partir de la razón $\delta D/\delta^{18}O$ ($m=6,37$) (Figura 68) es considerablemente menor al valor asociado a la GMWL ($m=8,0$), evidenciando un proceso de mezcla entre dos masas de aire con fuentes de vapor de condiciones distintas. Al analizar los campos de retrotrayectorias y de anomalías del vector de viento se pudo notar que durante esta estación ocurrieron las anomalías de mayor intensidad registradas en JJA entre 2008 y 2014 sobre el mar de Drake y en el norte de la Península Antártica. Los fuertes vientos anómalos desde el norte durante invierno de 2013 podrían haber favorecido la migración de masas de aire con influencia continental desde el Atlántico Sur y Sudamérica hacia la Península Antártida (Figura 81). Se descarta la opción de mezcla con masas de aire subsidentes de origen continental Antártico ya que este fenómeno se asocia a zonas continentales y su ocurrencia no presenta precedentes en la Península (Turner *et al.*, 2005).

En general las condiciones sobre el mar Antártico, al sur del océano Pacífico (55°S -65°S), tienen un comportamiento sincrónico y se mantienen relativamente constantes presentando valores medios en torno a una HR de 85% y a una SST de 0°C. La sutil variación de estos parámetros latitudinalmente convierte al océano en las latitudes medias en una fuente de condiciones homogéneas. A partir del estudio climatológico se pudo identificar que las condiciones meteorológicas presentes sobre los mares

Antárticos los convierten a ellos en una permanente y continua fuente de vapor para las masas de aire que circulan en estas latitudes. La eventualidad de la anomalía identificada junto con el extenso tránsito de masas de aire sobre las latitudes medias del océano Pacífico sur, permite proponer a la superficie del océano como la principal fuente que entrega vapor de agua a las masas de aire que luego precipitan en LCL. La homogeneidad de esta zona junto con la consideración de promedios mensuales de los parámetros climáticos sería capaz de minimizar cualquier eventual sesgo en las bases de datos.

Las comparaciones realizadas entre los sets de datos de HR muestran que las condiciones medidas en los mares cercanos a OH pueden ser extendidas solamente hasta la distancia que abarcan las parcelas de aire a las cuales restan dos días para alcanzar LCL, siendo el cuadrante de dos días una zona transicional entre las condiciones cercanas asociadas a los mares que rodean OH y las condiciones lejanas asociadas a latitudes menores a 50°S o mayores a 70°S. Lo anterior permite identificar que las parcelas de aire originadas a una mayor distancia que la definida por este cuadrante presentarían una signatura de *d excess* distinta a la de las parcelas de aire originadas en las cercanías a OH debido a la segmentación latitudinal identificada en el comportamiento de HR y SST estacional (Figura 22).

A partir de las condiciones expuestas, los promedios mensuales de HR y SST obtenidos para los cuadrantes de 1 y 2 días de distancia son un buen reflejo de las fuentes oceánicas al sur de las latitudes medias. Desde los cuadrantes lejanos podría existir una continua incorporación de masas de aire con vapor de origen oceánico, las cuales aparentemente no serían determinantes en la definición de la signatura isotópica de las precipitaciones finales debido al estrecho nexo con las precipitaciones cercanas. Debido a las condiciones relativamente constantes en los mares cerca de la Península, se identificó que no sería tan determinante la ubicación del punto desde donde se genere la importante incorporación de vapor, sino que más importante sería si se encuentra en el dominio de condiciones lejanas o en el de condiciones cercanas a OH (Figura 82). Lo anterior evidencia una disminución en la relevancia de (1) como posible fuente de las variaciones identificadas en la serie LCL-01. Por otro lado, el grado de representatividad de la ecuación de Uemura *et al.* (2008) ejerce un control sobre la sincronía entre las dos señales, por lo que no sería el causante principal del aumento sistemático de los valores durante un período continuo (2011 y 2014), sin afectar a la sincronía entre ambas señales. Se propone que las distorsiones observadas en estos años tendrían una mayor relación con un sesgo en la base de datos de la señal de *d excess* meteorológico, a partir de la cual se comparó el *d excess* isotópico.

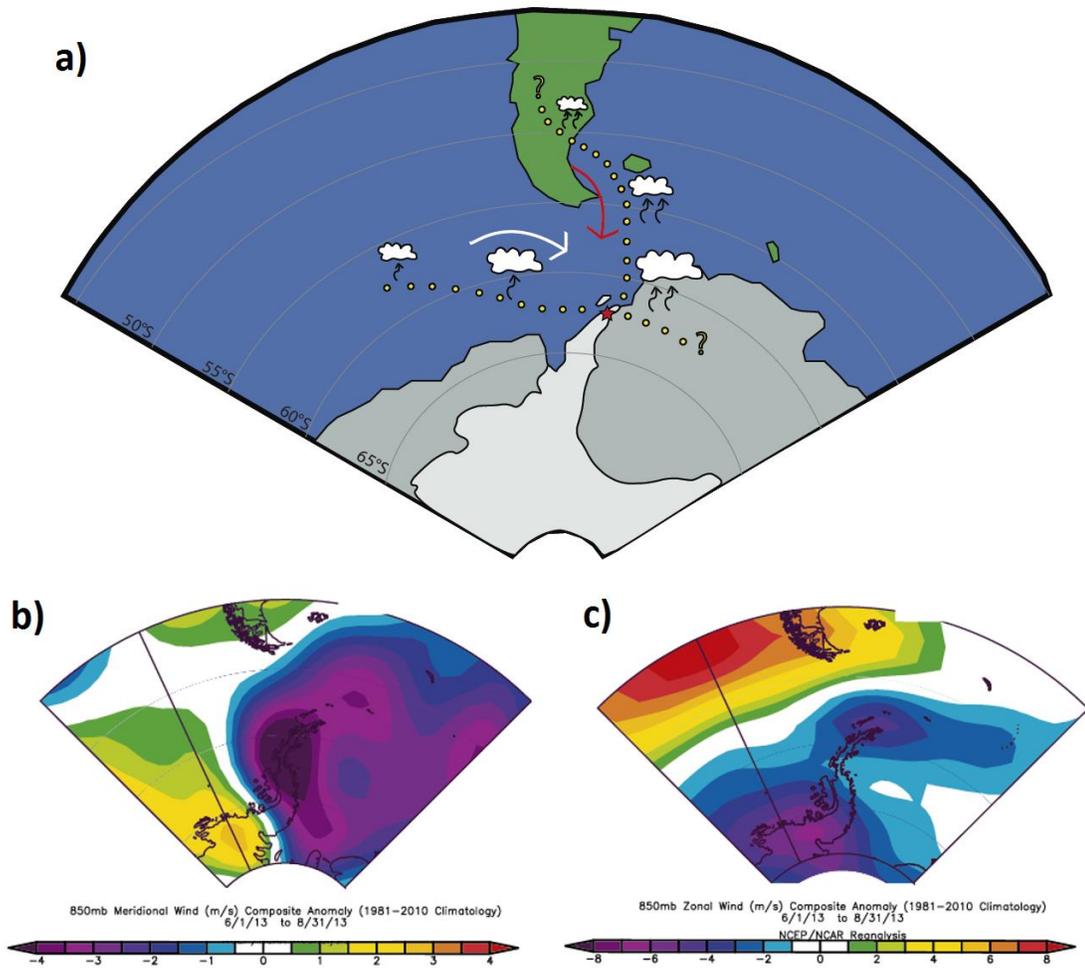


Figura 81: Mapas de vientos y trayectorias durante invierno 2013. (a) Representación esquemática de la proveniencia de masas de aire durante invierno 2013. La flecha blanca representa la proveniencia normal entre 1981-2010 de masas de aire durante invierno a esta zona. La flecha roja representa la proveniencia anómala identificada durante este período. (b) Anomalías de viento meridional durante invierno 2013. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR. (c) Anomalía de viento zonal durante invierno 2013. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

El análisis de anomalías de viento zonal (u) y meridional (v), durante los periodos con diferencias significativas entre las señales de d excess meteorológico y d excess isotópico, permitió identificar estacionalmente condiciones de anomalías a partir de las cuales se presentan variaciones entre las dos señales. Las condiciones de verano ($u < 0$, $v < +0,5$) se asocian a las variaciones durante 2010, 2011 y 2014; las de otoño ($u < -1$, $v < -3$) se asocian a las variaciones durante 2011 y 2014; las de invierno ($u > -1$, $v < -1$) se asocian a las variaciones durante 2009, 2011 y 2014; las de primavera ($u < 0$, $v < -0,5$) se asocian a las variaciones durante 2009, 2011 y 2014. Los casos que no se ajustan a estos rangos son verano y otoño de 2012. El caso

de otoño de 2012 se ubica dentro del rango en el viento zonal, sin embargo en el meridional la anomalía presenta valores menores al rango definido ($u=-2,5$, $v=-1,5$). En este caso se propone que la fuerte anomalía zonal podría ser capaz de dar explicación a la diferencia entre las señales de d excess. Por otro lado, el caso de verano 2012 no presenta relación con los rangos definidos por las anomalías. Se propone que la diferencia observada durante el verano 2012 podría tener una mayor relación con el punto (2).

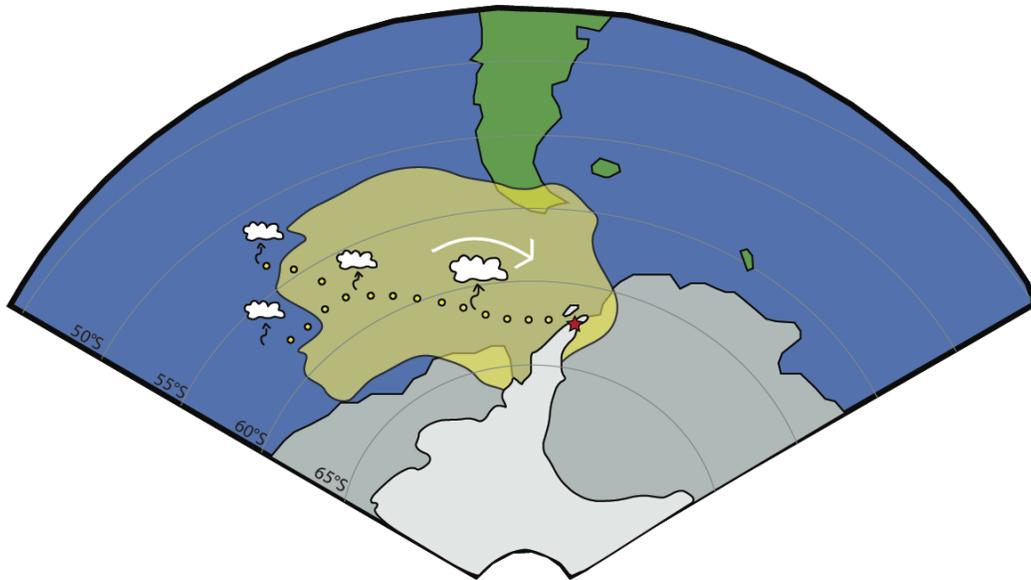


Figura 82: Superficie abarcada por el dominio de condiciones cercanas. El polígono amarillo en la figura representa la zona sobre la cual se pueden extrapolar condiciones similares a las del mar contiguo a la estación OH.

El análisis de los vectores de anomalía de viento en el extremo norte de la Península y en el paso de Drake, en períodos con variaciones entre las señales de d excess, indica una permanente anomalía desde el oeste y desde el norte (Figura 83). En particular, durante el verano de 2010 y 2011 se identificó un patrón anómalo de aumento en los vientos provenientes desde el Atlántico Sur y durante el verano de 2010 y 2014, un patrón anómalo que generó un fuerte debilitamiento del flujo oeste-este que domina en esta latitud. Durante otoño de 2011 y 2014 se identificaron las mayores anomalías en el intervalo 2008-2014, las cuales presentaron una dirección desde el NE hacia el SW. Durante invierno de 2009, 2011 y 2014 se identificó un patrón anómalo de circulación este-oeste en el extremo norte de la Península.

Mediante el análisis de retrotrayectorias y de anomalías en los vectores de viento se puede identificar un aumento en el transporte de masas de aire

desde el océano Atlántico sur y desde el mar de Weddell durante los períodos donde se observaron variaciones significativas entre las señales. Según la climatología en la Península Antártica (Figura 22), las anomalías identificadas favorecen la llegada de masas de aire originadas en entornos de menor HR y mayor SST las cuales presentan mayores valores de d excess. El sesgo propuesto en el cálculo del d excess meteorológico tendría relación con la acotada extensión temporal considerada al formar la base de datos de HR y SST utilizada para el cálculo de d excess meteorológico. Evidencia de esto sería un aparente aumento en la participación de parcelas de aire originadas en zonas oceánicas más distantes a OH y LCL, con condiciones de HR y SST distintas a las fuentes de vapor presentes en las latitudes medias al oeste de la Península Antártica. Si bien la opción (3) es la que presenta la mayor representatividad, no se descarta el efecto de distorsión que puede generar el uso de la regresión lineal de Uemura *et al.* (2008) sobre la estimación del d excess meteorológico.

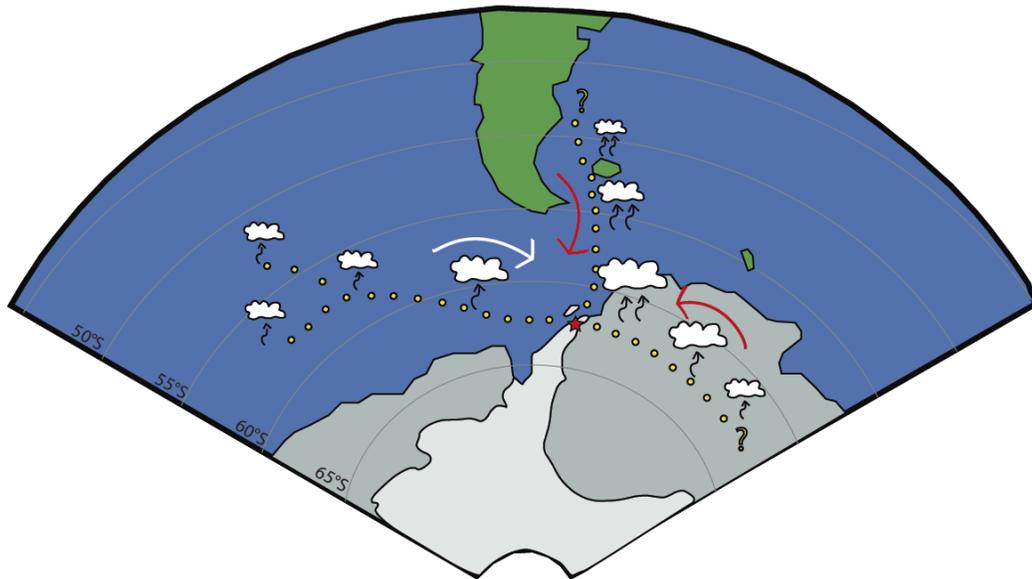


Figura 83: Mapa esquemático de proveniencia de masas de aire durante periodos con variaciones en las señales de d excess. La flecha blanca representa la proveniencia normal entre 1981-2010 de masas de aire en esta zona. La flecha roja representa la proveniencia anómala identificada durante los períodos con diferencia en las señales de d excess.

A pesar de las evidencias que muestran una activa participación de parcelas de aire con origen distante a LCL, la fluctuación de los valores de la serie LCL-01 entre 3‰ y 6‰ es concordante con el intervalo de valores de d excess definido por Petit *et al.* (1991) como característico de zonas con alta influencia costera en Antártica (alturas menores a 2500 m.s.n.m). En estas zonas Saigne & Legrand (1987) identificaron que las condiciones de humedad presentes en los mares cercanos a la costa tendrían un importante

efecto sobre la señal isotópica de d excess en las precipitaciones desarrolladas en sitios bajo 2000 m.s.n.m.

El estudio de las condiciones de HR y SST en las fuentes se llevó a cabo mediante la inversión de la señal de d excess de la serie LCL-01. La inversión de HR desde LCL-01 (Figura 53) mostró alta sincronía y menor oscilación respecto de los valores de HR presentes en los mares cercanos a la Península. La estrecha relación entre ambas señales evidencia una probable dependencia respecto de los mismos factores, sin embargo la atenuación de la señal de HR invertida desde LCL-01 refleja una diferencia sistemática respecto de las condiciones meteorológicas locales. El cambio en la afinidad de la señal de HR invertida respecto de las condiciones de HR cercanas a la Península durante 2011, 2012 y 2014 (Figura 54), muestra el desarrollo de períodos con una aparente mayor influencia de fuentes de vapor con condiciones similares a las que presentan los cuadrantes más distantes a la zona de estudio.

A diferencia de la inversión de HR, la inversión de SST (Figura 55) presentó considerables variaciones en su magnitud respecto de los promedios mensuales de SST en los mares cercanos. A pesar de las diferencias observadas entre los parámetros invertidos y los parámetros meteorológicos, estos son concordantes con el patrón de comportamiento observado por Petit *et al.* (1991) en zonas con alta influencia costera en Antártica. En estas zonas, Petit *et al.* (1991) identificó la modificación de los valores de SST durante los eventos de precipitación, duplicándose éstos en la señal isotópica al invertirla. Por otro lado identificó que el HR en zonas costeras no presenta variaciones considerables respecto de su fuente, sin embargo, al aumentar la distancia y la altura respecto de la costa, hacia el interior del continente, si se logra distinguir una atenuación en los valores.

Los antecedentes expuestos muestran que las precipitaciones en LCL tendrían una alta relación con las condiciones de HR y SST presentes en los mares cercanos a LCL, con mayor influencia en la signatura isotópica por parte de las condiciones del lado oeste de la Península y con permanentes aportes de magnitudes variables por parte de fuentes de vapor más lejanas. Los resultados obtenidos en esta región son coincidentes con el modelo propuesto por Petit *et al.* (1991) para el transporte de vapor hacia Antártica. En éste, las parcelas de aire que llegan a las costas Antárticas tienen su origen en las latitudes medias e incorporan vapor desde la superficie del océano a lo largo de toda su trayectoria hasta alcanzar el continente. Este esquema a su vez es concordante con el modelo propuesto por Peel & Clausen (1982) donde proponen que la fuente de origen de las precipitaciones en la Península tendrían una SST aproximada de 10°C, lo cual corresponde a 45°S-55°S según la climatología obtenida (Figura 22). Dado que el modelo de Petit *et al.* (1991) contempla el comportamiento observado a lo largo de toda la costa Antártica, se propone que en la zona de estudio podría desarrollarse un patrón local en el cual aumenta la participación de

vapor de agua desde los mares cercanos debido a la menor latitud respecto de las costas continentales y al efecto "barrera" que produce la presencia de la Península Antártica (Figura 84).

Dado que las parcelas de aire que transitan sobre el océano constituyen un sistema abierto en el cual se incorpora vapor continuamente desde distintas fuentes, la vinculación de los datos invertidos con una fuente concreta es mínima (Kavanaugh & Cuffey, 2002). Los promedios mensuales de *d excess* isotópico representarían la suma de los aportes de vapor desde distintas fuentes, donde aparentemente los mares cercanos a LCL presentarían una mayor ponderación en la señal isotópica final. Debido a las condiciones relativamente constantes sobre el mar a lo largo del tiempo, los cambios en el *d excess* deberían ser el reflejo de cambios en los aportes que generan fuentes ubicadas en distintos lugares a lo largo del trayecto de la masa de aire. La extensa superficie que puede llegar a abarcar este proceso permite proponer al indicador *d excess* isotópico en un indicador de variación en las condiciones de circulación debido al aporte de vapor desde fuentes lejanas o cercanas.

A partir de los antecedentes recopilados se puede extraer que las diferencias observadas en las tendencias lineales obtenidas desde los parámetros invertidos para el período 2008-2015 se deberían a que la signatura isotópica de *d excess*, a partir de la cual se invirtió HR y SST, contiene información tanto de las fuentes de vapor cercanas a LCL como también de las fuentes lejanas. La tendencia obtenida desde la HR invertida reflejaría principalmente los cambios en la magnitud de los aportes de vapor oceánico desde las distintas fuentes en el trayecto de las masas de aire hacia la Península. En una menor medida podría eventualmente reflejar cambios en las condiciones de vapor y temperatura desde distintas fuentes oceánicas, sin embargo puede que esta interpretación no sea significativa principalmente porque estos cambios no son significativos a la escala de tiempo analizada, por lo tanto no generan fuertes variaciones en cortos periodos de tiempo (Willett et al., 2012).

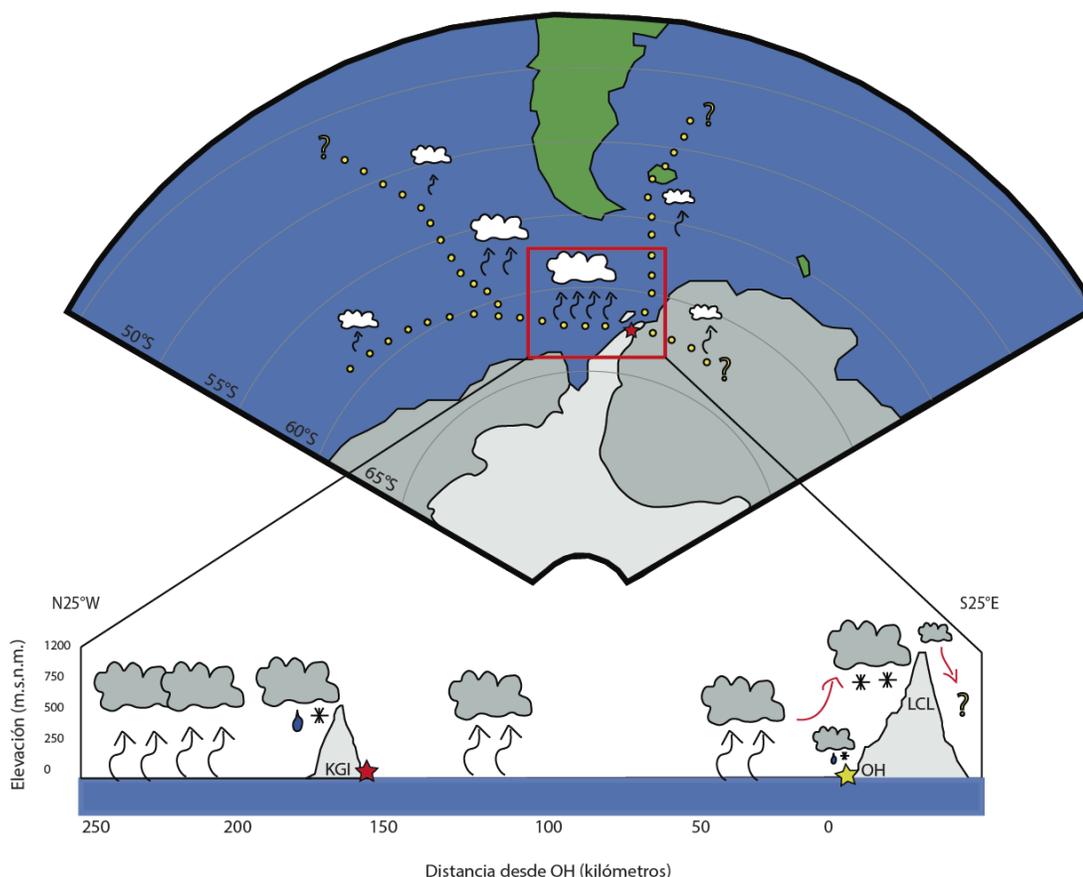


Figura 84: Mapa esquemático de proveniencia y participación de las masas de aire que llegaron a LCL entre 2008-2014. El perfil esquemático desplegado muestra el comportamiento propuesto sobre el estrecho de Bransfield en el período estudiado. La estrella amarilla indica la ubicación de la estación OH. La estrella roja indica la ubicación de la estación BE.

Isótopos $\delta^{18}\text{O}$

La escasa oscilación anual y la falta de un patrón estacional claro son rasgos característicos de las señales de $\delta^{18}\text{O}$ contenidas en el hielo de LCL los cuales estarían relacionados con una fuerte influencia costera en esta zona (Clark & Fritz, 1997) (Figura 46). Al igual que las señales de d excess, las señales de $\delta^{18}\text{O}$ presentan un aumento en su desviación estándar al aumentar la altura respecto del nivel del mar, evidenciando un aumento significativo en la oscilación a partir de los 700 m.s.n.m.

Bajo 700 m.s.n.m. la señal de $\delta^{18}\text{O}$ se vuelve relativamente plana (Anexo E, Figura 1.b), dificultando la identificación de un comportamiento estacional a lo largo del año. La fuerte atenuación de la señal podría tener relación con la abundante presencia de capas de fusión identificadas por Fernandoy *et al.* (2012) sobre los testigos OH-4 y OH-5. El desarrollo de capas de fusión, junto con potencialmente producir alteraciones puntuales en

la señal isotópica, también pueden generar infiltración del agua fusionada en superficie, lo cual podría eventualmente homogenizar la señal isotópica de distintos tramos en profundidad (Koerner, 1997). Los principales tramos donde se identificó una atenuación significativa fueron los meses de verano, lo que podría estar directamente relacionado con el desarrollo de capas de fusión y percolación local.

A pesar de los indicadores estadísticos favorables obtenidos a partir de la datación de la señal isotópica en los testigos OH-4 y OH-5, la aparente atenuación de la señal isotópica durante los meses de verano a causa de eventos de fusión disminuyen el grado de confianza sobre estos registros, acotando el rango de confianza a las estaciones de otoño e invierno, los cuales aparentemente no estarían afectados por procesos post-deposicionales significativos.

El *peak* de densidad identificado a 5,5 metros de profundidad en el testigo OH-9 corresponde al *peak* identificado a 8,4 metros de profundidad en OH-10 y equivale a invierno de 2012. Durante invierno de 2012 se identificó la participación de fuertes vientos anómalos desde el norte y días en OH con temperaturas promedio de $-0,7^{\circ}\text{C}$. El bajo gradiente vertical estimado en la región durante el invierno podría haber generado temperaturas anómalamente altas para esta estación en LCL, aún más considerando la alta similitud entre la temperatura isotópica estimada en LCL y la temperatura promedio medida en OH durante invierno 2012. Si bien no se descarta el posible desarrollo de una capa de fusión asociada a temperaturas puntuales anómalamente altas para esta región y estación del año, se propone que el mayor aporte de intensos vientos cálidos desde el norte podría haber contribuido a generar un efecto de fusión por fricción en la capa superficial de LCL. Este efecto podría haber generado un fraccionamiento de escasa significancia en este nivel, sin producir infiltración ni pérdida considerable de agua por fusión en la superficie.

La escasa relevancia de efectos post-deposicionales (fusión, sublimación e infiltración) identificada sobre LCL permite determinar que las variaciones presentes en la señal de $\delta^{18}\text{O}$ serán debido al fraccionamiento durante el proceso de condensación. Dado que la señal $\delta^{18}\text{O}$ contenida en las precipitaciones es dependiente de la temperatura a la cual condensa el vapor de agua dentro de las nubes (Clark & Fritz, 1997; Rozanski *et al.*, 1993), la falta de estacionalidad y la baja oscilación observada en el $\delta^{18}\text{O}$ del hielo de LCL tendría relación con las condiciones presentes durante los procesos de condensación a lo largo del año. La baja oscilación en $\delta^{18}\text{O}$ indicaría que la temperatura de rocío es relativamente constante durante el año. A partir de esto se puede extraer que la condensación a lo largo del año ocurre a una altura similar en la cual la temperatura no varía fuertemente durante el año. Lo anterior evidencia el rol moderador que ejercería localmente el gradiente vertical de temperaturas sobre la señal de $\delta^{18}\text{O}$.

Las relaciones $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenidas desde las precipitaciones en OH en distintas estaciones del año muestran que el comportamiento de la temperatura del aire en superficie respecto de la temperatura de condensación varía en la zona de estudio a lo largo del año. La similitud entre la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ durante otoño y primavera evidencian la presencia de condiciones similares en la relación entre temperatura de condensación y temperatura sobre la superficie durante estas estaciones, a diferencia de las condiciones de verano e invierno las cuales presentan comportamientos diametralmente distintos. La diferencia estacional observada en los comportamientos disminuye la representatividad de un valor único para estudiar las temperaturas superficiales a partir de la razón $\delta^{18}\text{O}$ en esta zona. Los valores obtenidos para otoño y primavera ($0,77\text{‰}/^\circ\text{C}$ y $0,61\text{‰}/^\circ\text{C}$ respectivamente) son similares a los publicados por Aristarain *et al.* (1986) en la Isla James Ross ($0,59\text{‰}/^\circ\text{C}$), Peel *et al.* (1988) en la Península Antártica ($0,6\text{‰}/^\circ\text{C}$), Schlosser *et al.* (2004) en Antártica Oriental ($0,57\text{‰}/^\circ\text{C}$), Stenni *et al.* (2010) en Antártica Oriental ($0,76\text{‰}/^\circ\text{C}$), Rozanski *et al.* (1993) para Antártica Oriental ($0,76\text{‰}/^\circ\text{C}$) y la Península Antártica ($0,9\text{‰}/^\circ\text{C}$). El valor obtenido durante invierno es equivalente al publicado por Peel *et al.* (1988) en el sur de la Península Antártica ($0,33\text{‰}/^\circ\text{C}$). Las diferencias en la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ estacional en la zona de estudio sugieren la existencia de procesos que distorsionan la vinculación directa entre la temperatura de condensación y la temperatura en superficie.

La sutil relación inversa observada entre el $\delta^{18}\text{O}$ de los testigos de hielo en LCL y las temperaturas en OH durante el año (Figura 61) contrasta con el comportamiento estacional habitual de $\delta^{18}\text{O}$ en el cual las razones isotópicas presentan un mínimo durante el invierno a causa de las bajas temperaturas. Los patrones anuales observados no tienen relación con los patrones estacionales identificados por Clark & Fritz (1997) en el hemisferio norte. Este comportamiento singular identificado en la zona de estudio podría tener relación con una fuerte variación en la relación entre las condiciones de OH y LCL durante el año. La similitud en la periodicidad de las variaciones y la sincronía entre señales permite proponer que el mecanismo que produzca las variaciones, entre LCL y OH, podría tener relación con la variabilidad de SAM y la variabilidad en la extensión de hielo marino en la costa cercana a OH.

La inversión de datos desde la serie $\delta^{18}\text{O}$ LCL-01 a temperaturas del aire sobre LCL, a partir de las relaciones de $\delta^{18}\text{O}/T$ obtenidas en OH, mostró un aumento en la correlación al tomar en consideración las variaciones estacionales de $\delta^{18}\text{O}/T$ observadas en OH, sin embargo, la mejor correlación se logró acortando o extendiendo en algunos casos los efectos estacionales. El supuesto utilizado es concordante con la variabilidad natural del comportamiento estacional, en el cual es admisible que los efectos de una estación en particular se extiendan más allá de su extensión natural, mermando durante ese año la extensión del efecto de otras estaciones. La extensa representatividad de las condiciones de primavera-otoño se explica

debido al carácter transicional de estas estaciones, diferente de invierno y verano las cuales representan condiciones extremas.

El ajuste estacional muestra que sobre LCL prevalecen condiciones similares a las presentes en otoño, invierno y primavera en OH (Figura 62). La mínima relación de LCL con las condiciones de verano en OH muestra una conducta distinta entre ambos puntos.

La alta representatividad de condiciones de verano durante el 2013 en LCL evidencia el desarrollo de un comportamiento anómalo durante este año. Junto con esto, durante el invierno de 2013, se identificaron razones de $\delta^{18}\text{O}$ significativamente menores a las obtenidas entre 2008-2015. La validez de las condiciones anómalas durante el 2013 será discutida más adelante.

Acumulación

El desarrollo de efectos post-deposicionales sobre la nieve acumulada puede alterar tanto la señal isotópica conservada en la nieve como también la cantidad de nieve acumulada. La escasa relevancia de efectos post-deposicionales (fusión, sublimación e infiltración), junto con la topografía plana sobre LCL, indican que la estimación de nieve acumulada a partir de los testigos de hielo es representativa de la cantidad originalmente depositada. Las cantidades estimadas permiten clasificar a LCL como un punto de alta acumulación anual de nieve, esta clasificación permite deducir que los efectos de difusión y de remoción o incorporación de nieve a causa del viento (*snow drift*) serán marginales respecto de la cantidad total de nieve depositada anualmente (Griffith & Anderson, 1989; Legrand & Mayewski, 1997).

En los testigos de hielo en el lado oeste de la Península (OH-4 y OH-5), a pesar de ser zonas de alta acumulación anual, el aparentemente extenso desarrollo de capas de fusión (ver sección 2.5) durante los meses de verano impide determinar si la columna de nieve anual estimada fue efectivamente la depositada. En el caso del testigo OH-4, a pesar del posible desarrollo de capas de fusión, se puede garantizar que la acumulación estimada constituye un mínimo debido a la falta de procesos que incorporen nieve desde otras fuentes que no sean la precipitación. A diferencia de OH-4, en OH-5 si bien el desarrollo de capas de fusión debería ser menor por el aumento en la altura, no se descarta la posible remoción o adición de nieve producto de los fuertes vientos en esta zona y de la cercanía con altos topográficos los cuales podrían ser posibles fuentes de nieve removida (Turner *et al.*, 2005). A partir de estos antecedentes se recomienda tener cautela en la interpretación de las señales provenientes desde estos testigos, sin embargo, la alta acumulación estimada en OH y LCL permite estimar que los posibles efectos post-deposicionales en OH-4 y OH-5 no serían de extrema relevancia en la acumulación estimada debido a la alta cantidad de nieve acumulada.

Las variaciones identificadas entre la acumulación obtenida a partir del testigo OH-9 y la obtenida a partir del testigo OH-10 representan un pequeño porcentaje del total estimado de nieve acumulada anualmente (aproximadamente 5 centímetros de nieve). La única distorsión significativa está asociada a un aparente desnivel de aproximadamente 20 centímetros de nieve durante el segundo semestre del año 2013. Como posible causa de esta variación se propone que entre los puntos donde se hicieron los testigos OH-9 y OH-10 podría haberse desarrollado una serie de plataformas de hielo (Figura 76) las cuales podrían haber contribuido a generar un desnivel equivalente a la diferencia entre ambos puntos, quedando el nivel registrado en el testigo OH-9 en una altura menor respecto de OH-10 (Figura 85). Evidencia de esto podría ser el desarrollo de un peak de densidad a 1,8 metros de profundidad en OH-9 y el desarrollo de una capa de hielo en OH-10 durante este período (aproximadamente 4,5 metros de profundidad) la cual debido a la ausencia de altas temperaturas, infiltración y debido a la presencia de vientos cercanos a 8 m/s durante SON 2013, se podría asociar a la acción del viento labrando activamente la superficie, pero sin la capacidad de generar extensas remociones de nieve desde la superficie por falta de vientos más fuertes (Legrand & Mayewski, 1997; Turner *et al.*, 2005). Para corroborar esta hipótesis se propone realizar un estudio de correlación de horizontes estratigráficos, entre OH-9 y OH-10, y en los estratos por sobre el nivel a partir del cual se habrían formado las eventuales plataformas de hielo.

Si bien las tasas de acumulación anual estimadas en LCL difieren de las tasas de acumulación obtenidas por Simoes *et al.* (2004) (0,6 maeq/año) y Han *et al.* (1994) (0,6 maeq/año) sobre el domo de KGI (aproximadamente 690 m.s.n.m.), son concordantes con las tasas estimadas por Wen *et al.* (1998) (2,5 maeq/año), Bintanja (1995) (2,0 maeq/año), Zamoruyev (1972) (2,0 maeq/año) sobre el domo de KGI, y por Van Wessem *et al.* (2015) (2,0-2,5 maeq/año) en el extremo norte de la Península Antártica. Las diferencias identificadas podrían deberse en parte a la menor elevación que presenta el domo de KGI respecto de LCL y al régimen marítimo dominante sobre KGI, sin embargo, los resultados de diversos autores (Wen *et al.*, 1998; Bintanja, 1995; Zamoruyev, 1972) en KGI sugieren una subestimación en la tasa de acumulación obtenida por Simoes *et al.* (2004) y Han *et al.* (1994).

En el contexto de la Península Antártica, la tasa de acumulación promedio anual obtenida en LCL es mayor a la obtenida por Thomas *et al.* (2008) (1,1 maeq/año) y comparable con las obtenidas por Goodwin (2013) (2,0-2,5 maeq/año) en el Plateau Bruce (66°S, 64°W, 1980 m.s.n.m.) y por Dalla Rosa (2013) (2,4 maeq/año) en el Plateau Detroit (64°S, 69°W, 1940 m.s.n.m.).

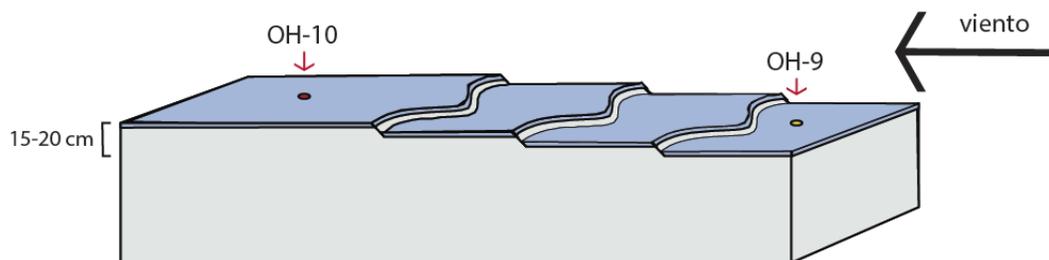


Figura 85: Modelo de formación de plataformas propuesto para la variación de acumulación entre OH-10 y OH-9 observada durante 2013.

El comportamiento de la acumulación a escala estacional es concordante con los resultados obtenidos por Van Wessem *et al.* (2015) y King & Turner (2007) en el lado oeste de la Península, en los cuales se identificó que la mayor precipitación se desarrolla durante otoño y primavera. A partir de la estimación de la acumulación anual, se pudo distinguir que esta no era constante durante el tiempo, sino que presentaba variaciones considerables en el intervalo de tiempo estudiado. Las variaciones identificadas en la acumulación a escala estacional y anual se contraponen al supuesto de acumulación constante considerada por Fernandoy *et al.* (2012).

El aumento observado en la acumulación al aumentar la altura en el lado oeste de la Península es concordante con el modelo de precipitación orográfica propuesto por Martin & Peel (1978), King *et al.* (2004) y Van Lipzig *et al.* (2004), y con la topografía presente en este lado de la Península. El significativo aumento de la acumulación entre OH y OH-4 estaría relacionado con el fuerte desnivel entre esos puntos y además sugiere la presencia de condiciones favorables para el desarrollo de precipitaciones en este tramo. El aumento de la acumulación en el tramo entre OH-5 y OH-6 también tendría relación con el fuerte desnivel entre ambos puntos mediante el cual las parcelas de aire son forzadas a ascender, favoreciendo el enfriamiento de éstas (Figura 86).

Por otro lado, el gradiente de variación longitudinal de $\delta^{18}\text{O}$ responde al patrón normal de comportamiento debido al efecto continental y altitudinal descrito por Clark & Fritz (1997), donde se distingue una caída en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ al aumentar la altura y la distancia respecto de la costa. La magnitud del gradiente obtenido (-0,073‰/km) es mayor a los publicados por Masson-Delmotte *et al.* (2008) sobre Antártica (-0,0034‰/km), Rozanski *et al.* (1993) sobre Europa del norte (55°N) (-0,002‰/km), y Yonge *et al.* (1989) sobre las *Rocky Mountains* (52°N) (-0,05‰/km). El notable empobrecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ identificado en el extremo norte de la Península

tendría relación con el fuerte efecto de bloqueo causado por la Península Antártica, el cual fuerza a las masas de vapor a ascender, precipitar su contenido y generar una alta acumulación, llevándose a cabo este proceso en una corta distancia y en un entorno de bajas temperaturas.

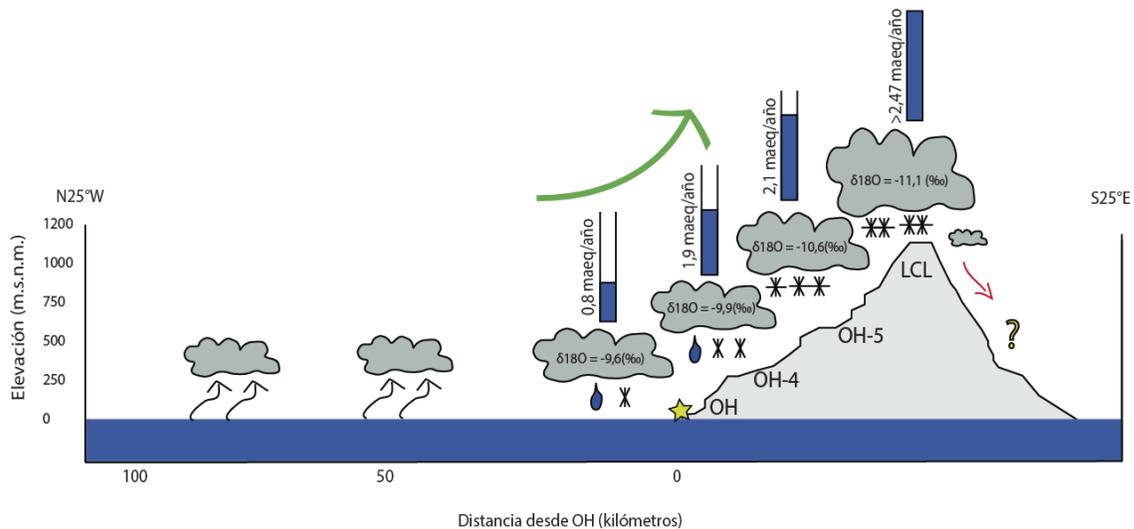


Figura 86: Perfil esquemático de variaciones en la acumulación y en las razones de $\delta^{18}O$ durante el proceso de precipitación en el lado oeste de la Península Antártica y sobre LCL. La estrella amarilla indica la ubicación de la estación OH

La relación inversa obtenida entre las precipitaciones estimadas en OH y la acumulación estimada LCL en el intervalo entre 2008 y 2014 será discutida en más adelante.

Modelo de estratificación atmosférica

Los perfiles de d excess realizados en el lado oeste de la Península Antártica muestran considerables variaciones al aumentar la altura respecto de OH. Tanto para otoño como para invierno se identifica en general un cambio en el comportamiento a partir de 350 m.s.n.m. el cual se ve reflejado en un aumento en los valores de d excess seguido por una caída de estos al aumentar la altura (Figura 60).

A partir de la fuerte dependencia que presenta el d excess respecto de las condiciones de HR presente en su fuente de origen, se puede interpretar de los perfiles que las variaciones con la altura identificadas tendrían relación con una participación de masas de aire de orígenes distintos los cuales precipitan en distintos niveles. El paulatino aumento en los valores de d excess en OH muestra que las masas de aire que producen precipitación en este nivel son originadas en entornos de HR cada vez menores al pasar de

otoño a invierno. Al aumentar la elevación respecto de OH y hasta llegar a la ubicación de OH-4 (350 m.s.n.m.), se distingue una disminución aún mayor en las condiciones de HR de las fuentes de origen. Por sobre la ubicación de OH-4 se distingue una progresiva disminución en los valores de *d* excess, evidenciando una fuente de origen con condiciones de HR mayor a las de las masas de aire que precipitan en los niveles inferiores.

Las diferencias en las condiciones de origen de las masas de aire a distintos niveles muestran la existencia de una fuerte segmentación, la cual impide el ascenso de masas de aire de orígenes distintos. Se propone que la segmentación identificada durante otoño e invierno debe ser parte de un proceso que afecta a la estratificación en la troposfera baja en el lado oeste de la Península. Los procesos que llevan al desarrollo de esta segmentación serán discutidos más adelante.

Al igual que en los perfiles verticales de *d* excess, se identificaron variaciones en los perfiles verticales de temperatura isotópica, obtenidos a partir de las razones de $\delta^{18}\text{O}$ en LCL. En estos se distinguió la transición desde un comportamiento de inestabilidad atmosférica (disminución en la temperatura al aumentar la altura) durante otoño, a un comportamiento durante invierno el cual se divide entre una zona de estabilidad (aumento de la temperatura al aumentar la altura) en superficie la cual a partir de 350 m.s.n.m cambia a un régimen de inestabilidad.

En ambos perfiles verticales se observó la presencia de un punto de inflexión causado por el registro isotópico del testigo OH-5. La posible distorsión que puede haber causado la adición de material desde otras fuentes que no sean la precipitación permite proponer la marginación de este punto como indicador del comportamiento en altura. La escasa diferencia de altura entre OH-4 y OH-5 permite considerar el registro de OH-4 como punto de control único entre las razones isotópicas obtenidas en OH desde muestras frescas y las razones isotópicas de los testigos de hielo en LCL sin aparentes distorsiones post-deposicionales significativas.

Junto con los antecedentes expuestos anteriormente y a partir de las variaciones en los gradientes verticales de temperatura a escala mensual, obtenidos desde datos de radiosondas en el lado oeste de la Península Antártica, se distingue la existencia de un proceso el cual produce una alteración en el comportamiento de la troposfera baja a lo largo del año. La estrecha relación identificada entre la magnitud del gradiente vertical de temperaturas y la extensión del hielo marino, indican que este último sería un factor importante en el desarrollo de estas variaciones entre mayo y septiembre.

Las evidencias permiten interpretar que el fenómeno causante de estos comportamientos sería el desarrollo de una capa de inversión en la troposfera baja en el lado oeste de la Península entre los meses de mayo y

septiembre. El desarrollo de ésta estaría asociado al fuerte desbalance radiativo que existe en esta latitud principalmente durante otoño e invierno, en los cuales la radiación solar disminuye paulatinamente hasta alcanzar un mínimo durante el solsticio de invierno. La escasa radiación produce un enfriamiento considerable en la región el cual favorece la formación de hielo marino. La escasa radiación produce a su vez el enfriamiento diferenciado entre la superficie de hielo marino y el aire ubicado sobre ella. La superficie de hielo logra enfriarse más rápido que el aire sobre ella produciendo un patrón de aumento en la temperatura al ascender (Figura 87). La formación de esta capa genera un nivel de estabilidad atmosférica local la cual limita los movimientos verticales y el intercambio con capas superiores. Por otro lado, la ausencia de hielo marino desincentiva la formación de la capa de inversión y sustenta el patrón de inestabilidad atmosférica característico durante los meses de verano el cual presenta un gradiente de temperaturas de aproximadamente $-5,0$ ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$) según las estimaciones realizadas con radiosonda. La estimación realizada es equivalente al gradiente medido por AWS LAC ($-5,9^{\circ}\text{C}/\text{km}$) durante la ECA51 y al estimado por Reynolds (1981) ($-5,7^{\circ}\text{C}/\text{km}$) y Martin & Peel (1978) ($-6,8^{\circ}\text{C}/\text{km}$) en la Península Antártica, sin embargo, difiere del obtenido por Masson-Delmotte *et al.* (2008) ($-9^{\circ}\text{C}/\text{km}$) en las costas continentales Antárticas.

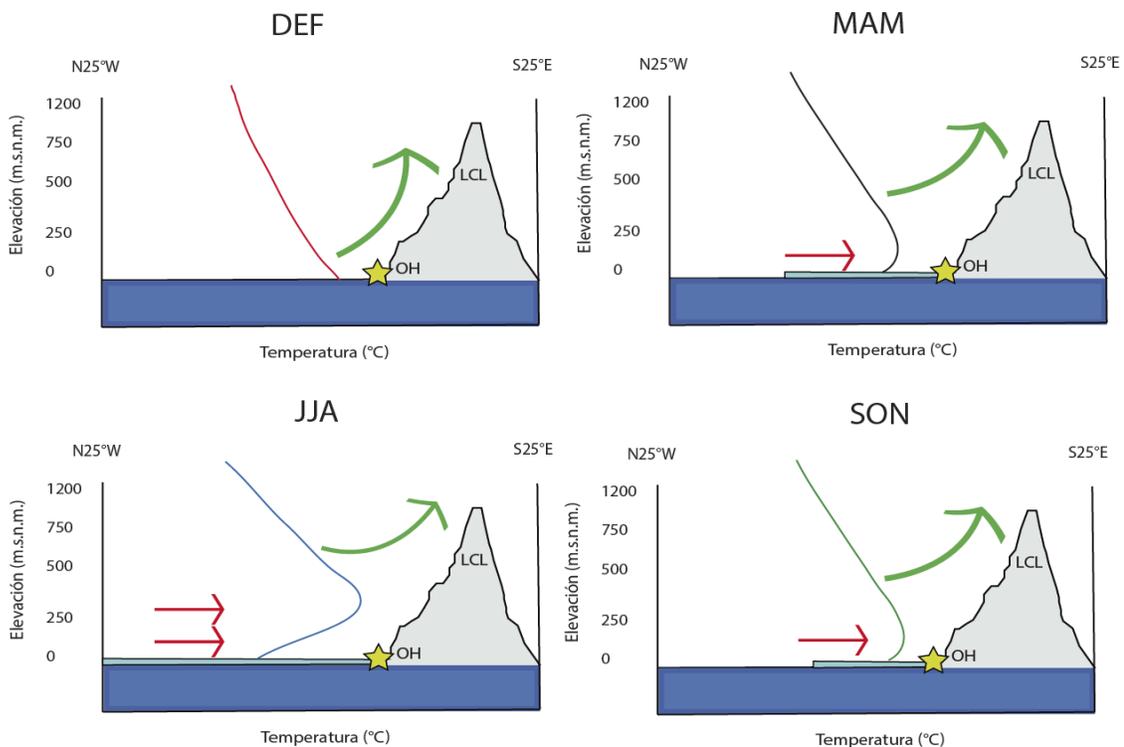


Figura 87: Modelo esquemático de capa de inversión a escala estacional propuesto en las cercanías a la estación OH. Las flechas rojas indican vientos en zona estable. La flecha verde indica flujos convectivos y ascenso de masas de aire en zona inestable.

El desarrollo de una capa de inversión produce un efecto de distorsión en la relación directa entre las temperaturas en altura y las temperaturas en superficie. En este caso, a partir de las temperaturas isotópicas estimadas sobre LCL, se pudo identificar que la presencia de la inversión produce una disminución en la oscilación anual de las temperaturas de condensación promedio sobre LCL (Figura 88). Bajo el supuesto que sobre LCL la condensación se desarrolla en niveles cercanos a la superficie (Peel & Clausen, 1982), la estrecha relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura de condensación, y de la temperatura de condensación con la temperatura en superficie, explicaría la escasa desviación estándar presente en las señales de $\delta^{18}\text{O}$ conservadas en LCL.

La relación inversa ($r = -0,79$) entre el índice SAM y la extensión de hielo marino permite verificar que la intensificación de los vientos desde el oeste y el aumento en el transporte de masas de aire templado y húmedo durante la fase positiva de SAM tienen como consecuencia el aumento en la cantidad de calor advectado a la zona de estudio, repercutiendo en la extensión del hielo marino en el lado oeste de la Península. Lo anterior tiene a su vez un efecto directo sobre el gradiente de temperatura vertical ya que atenúa el desarrollo de la capa de inversión y por tanto tiene incidencia en las temperaturas medias sobre LCL. En particular, los años en que SAM presenta *peaks* en la fase positiva (2008, 2010, 2012, 2014) se distinguen como años con temperaturas promedio mayores y de menor oscilación térmica anual en las estaciones OH, BE, MA, ES. Los resultados obtenidos son concordantes con las variaciones de temperatura sobre la superficie obtenidas por Reynolds (1981) a partir del origen de los vientos en la Península Antártica. La relación entre SAM y la extensión de hielo marino se ajusta bien con las observaciones realizadas por Domack *et al.* (2003).

A diferencia de los años con *peaks* positivos de SAM (SAM+), los años sin *peaks* positivos presentan condiciones que favorecen el desarrollo de una cobertura de hielo marino más extensa. La relación a escala mensual entre la extensión de hielo marino y el gradiente vertical de temperaturas evidencia que el aumento en la extensión del hielo marino generaría un reforzamiento en la capa de inversión, intensificando su efecto. El aumento del hielo marino disminuye la influencia directa de las condiciones marítimas y aumenta el grado de influencia de las condiciones continentales, produciendo una disminución en las temperaturas medias y aumentando la oscilación térmica anual (Reynolds, 1981). Esto se refleja en temperaturas menores durante estos años (2009, 2011, 2013) en OH, BE, MA, ES.

El patrón de oscilación observado en la serie $\delta^{18}\text{O}$ LCL-01 (Figura 61) presenta un comportamiento relativamente periódico, el cual puede ser vinculado al comportamiento periódico observado en SAM y en la extensión de hielo marino. En particular se distingue que los años con SAM+ presentan el desarrollo de una capa de hielo marino que no se extiende más allá del estrecho de Bransfield. Durante estos años, en algunos casos se presentan

segmentos donde la capa de hielo formada al este de la Península no logra juntarse con la capa desde el oeste, generando zonas costeras donde se tiene la presencia de mar durante todo el año (costas cercanas a OH). Estas discontinuidades inciden sobre la magnitud del régimen continental o del régimen marítimo que prevalecerá durante el invierno, y por ende inciden sobre la oscilación térmica anual y sobre la potencia de la capa de inversión en superficie.

A partir de la relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura de condensación descrita por Dansgaard (1964), los valores relativamente constantes observados en la serie $\delta^{18}\text{O}$ LCL-01 durante otoño, invierno y primavera de los años con SAM+ evidencian que la condensación en estos casos se desarrolló a una temperatura similar. La menor extensión de hielo marino durante estos años permite interpretar una mayor influencia marítima, la cual favorece el desarrollo de una baja oscilación térmica anual y la formación de una capa de inversión más débil durante el invierno. El cambio en el perfil vertical de temperaturas durante el año junto con la baja oscilación térmica en OH permiten explicar la presencia de una temperatura de condensación (superficial en LCL (Peel & Clausen, 1982)) constante durante esas estaciones y no muy distinta de la presente durante el verano.

Por otro lado, los años sin SAM+ (SAM-), presentan extensas coberturas de hielo marino sobre el estrecho de Bransfield e incluso más allá. El extenso desarrollo de hielo marino aísla la zona costera de las influencias marítimas, aumenta el grado de continentalidad lo que produce un aumento en la oscilación térmica anual y también favorece la formación de una capa de inversión más fuerte. La mayor oscilación térmica en OH y la fuerte capa de inversión serían los responsables de la disminución en las temperaturas de condensación-superficiales en LCL (Peel & Clausen, 1982) durante el invierno en estos años.

Junto con lo anterior, el desarrollo de una capa de inversión en superficie permite explicar las variaciones estacionales identificadas en $\delta^{18}\text{O}/T$. La distorsión que genera la inversión en la relación directa entre temperatura de condensación y temperatura superficial hace necesario separar en distintas relaciones $\delta^{18}\text{O}/T$ según la evolución del perfil vertical de temperaturas durante el año. En particular otoño y primavera fueron identificados como períodos transicionales en la formación de la capa de inversión, esto debido principalmente al proceso de formación y derretimiento del hielo marino en las costas de OH. La dependencia que presenta la relación $\delta^{18}\text{O}/T$ respecto de la capa de inversión explica la necesidad de aplicar ajustes estacionales sobre la serie LCL-01-AE para la transformación a su equivalente de temperatura en superficie. El ajuste estacional debe ser aplicado principalmente porque la extensión de hielo marino presenta una variabilidad interanual tanto en su duración como en su extensión, lo que produce que la capa de inversión sea variable interanualmente en su duración y en su magnitud.

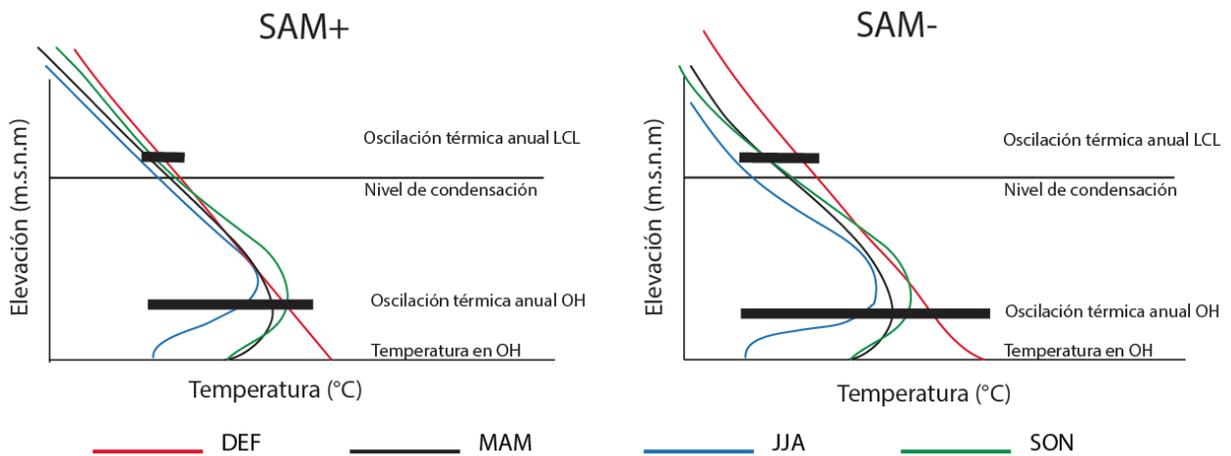


Figura 88: Perfiles esquemáticos de gradiente vertical de temperatura durante SAM+ y SAM-. Las barras negras muestran comparativamente las diferencias entre la oscilación térmica en OH y LCL para los años SAM+ y los SAM-.

La conversión de la señal $\delta^{18}\text{O}$ LCL-01 a su equivalente de temperatura del aire sobre la superficie de LCL, posterior a la aplicación del ajuste estacional para obtener la señal LCL-01-AE, muestra que este ajuste presenta un patrón relativamente periódico. En este patrón se distingue a grandes rasgos que sobre LCL, durante los meses de verano, se desarrolla un comportamiento similar al observado en OH durante el verano. Durante otoño, invierno y primavera en LCL predomina un comportamiento similar al de invierno en OH, con participaciones puntuales y esporádicas de comportamiento similar a los de primavera y otoño. En particular se identificó que durante los años de SAM+ predomina el comportamiento de invierno, mientras que en los otros años aumenta la participación del comportamiento de primavera-otoño. Se propone que el patrón observado tendría relación con el desarrollo de una pequeña capa de inversión sobre la superficie de LCL, la cual se desarrollaría con mayor relevancia durante los años SAM+ debido a las condiciones de viento templados permanente desde el oeste sobre mares libres de hielo marino, las cuales permiten generar condiciones de enfriamiento diferenciado sobre LCL. En el caso contrario, la presencia de vientos más fríos o de menor intensidad favorece la formación de una columna de aire frío sobre LCL sobre la cual no se generaría una capa de inversión significativa.

Se destaca en LCL-01-AE el comportamiento anómalo observado durante 2013. En éste, entre febrero y julio se identificó una gran afinidad entre el comportamiento del aire sobre LCL y el comportamiento en OH durante los veranos. El comportamiento observado podría explicarse por el incipiente desarrollo de hielo marino durante este período junto con el

desarrollo de fuertes vientos desde el oeste (7-7,5 m/s), anómalos durante el otoño en años SAM-, los cuales podrían transportar aire templado desde el mar de Bellingshausen hacia LCL, generando un perfil lineal de descenso de temperaturas al aumentar la altura. El escenario propuesto generaría un gradiente de temperaturas sobre la superficie del mar descubierto de hielo similar al desarrollado durante la estación de verano. La fuerte disminución del viento oeste durante invierno 2013 habría disminuido el efecto del calentamiento desde esta dirección, sin embargo la anomalía de vientos fríos desde el norte y el este habría favorecido el desarrollo de un perfil de temperaturas similar al de primavera-otoño sobre OH. La aparente ausencia de la pequeña capa de inversión sobre LCL durante este año debido a las condiciones existentes durante este período, sería concordante con las bajas razones de $\delta^{18}\text{O}$ las cuales indican una baja temperatura de condensación.

La serie de temperaturas LCL-01-AE demostró ajustarse bien al comportamiento meteorológico interpretado sobre LCL (Figura 63). El alto grado de correlación obtenido a escala estacional entre LCL-01-AE y los promedios estacionales de temperatura en OH demuestran la alta representatividad que presenta la señal contenida en LCL respecto de las condiciones medidas en la costa oeste del extremo norte de la Península. El alto grado de correlación obtenido entre las temperaturas medidas en OH y las estaciones BE, MA, ES, evidencia que la señal de $\delta^{18}\text{O}$ preservada en LCL sería un buen indicador del comportamiento y la variabilidad de las temperaturas a escala estacional en todo el extremo norte de la Península Antártica.

Si bien el comportamiento es relativamente sincrónico entre LCL-01-AE y los promedios de temperaturas en OH, la magnitud de las tendencias anuales es diferente. El enfriamiento obtenido sobre LCL resultó ser tres veces mayor al enfriamiento registrado en OH durante el mismo período. Estos valores son concordantes con los resultados obtenidos por Marshall (2002) y Orr *et al.* (2004), los cuales muestran que las variaciones de temperaturas a nivel del mar son mayores que las identificadas en altura, sobre la barrera que produce la Península Antártica. El mayor calentamiento en los niveles bajos en el extremo norte de la Península se debería al aumento en los vientos desde el oeste en las últimas décadas asociado a la fase positiva de SAM. El aumento de los vientos oeste aumentaría el efecto de bloqueo causado por la Península en los niveles cercanos al mar, como consecuencia del bloqueo se genera un redireccionamiento de los flujos de aire a nivel del mar generando advección de calor a lo largo de la costa oeste de la Península.

La representatividad de la señal isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ como indicadora del comportamiento y de las tendencias en la temperatura en la Península puede ser extendida hacia el sur de la Península (estaciones RO y VE) con una disminución poco significativa en el grado de correlación a escala estacional. La serie LCL-01-AE incluso fue capaz de representar las variaciones en el

gradiente vertical de invierno entre RO' y RO'' durante el 2013 y 2014. A pesar del grado de correlación obtenido se sugiere que la extrapolación de la señal no sería representativa de puntos tan distantes como RO ya que latitudinalmente la Península Antártica presenta fuertes variaciones debido a los procesos que la afectan. En particular se sugiere que la representatividad de la señal de $\delta^{18}\text{O}$ en LCL no debería extenderse más allá de 64°S-65°S, principalmente por los cambios en el comportamiento anual de extensión de hielo marino y por la presencia del cinturón circumpolar de bajas presiones a lo largo de los 65°S.

El comportamiento observado en los perfiles verticales de *d excess* muestra el desarrollo de una fuerte segmentación en las condiciones de origen de las masas de aire que precipitan en distintos niveles en el lado oeste de la Península. El desarrollo de una capa de inversión genera una fuerte estratificación atmosférica lo que favorece la estabilidad dentro de esta capa, limitando el desarrollo de movimientos verticales entre capas e impidiendo que las masas de aire que se desplazan cerca de la superficie puedan ascender libremente.

Se propone que el desarrollo de la capa de inversión sería el responsable de la segmentación observada (Figura 89). En los niveles superficiales la inversión impediría el ascenso de las masas de aire originadas en los mares cercanos a OH (de menor HR durante JJA y con cobertura de hielo marino), produciendo precipitaciones con signatura isotópica característica de los mares cercanos hasta alturas entre 350 y 600 m.s.n.m. Sobre esta altura hasta alcanzar LCL, se identifican evidencias de precipitaciones con una signatura isotópica característica de una fuente con condiciones de HR mayores. Las masas de aire que producen estas precipitaciones tendrían su origen en zonas distantes a la Península, con condiciones de HR en su fuente mayores, las cuales ascienden y luego se aproximan a la Península en niveles por sobre la capa de inversión. Al aproximarse estas parcelas de aire de origen distante pueden ascender, enfriarse y precipitar. En caso de no desarrollarse la capa de inversión, la inestabilidad atmosférica permitiría la mezcla del vapor originado en distintas fuentes y la precipitación tendría una señal relativamente homogénea, sin observarse una clara segmentación.

La fuerte caída en la acumulación estimada sobre LCL durante el segundo semestre del año 2010 junto con la escasa oscilación térmica medida en las estaciones del extremo norte de la Península Antártica, hacen del año 2010 un año anómalo en el cual es necesario verificar si las condiciones estimadas son realmente reflejo de las condiciones presentes sobre LCL durante ese año. El año 2010 presentó el mayor índice SAM en el intervalo de tiempo estudiado, este generó fuertes vientos desde el oeste durante todo el año y la menor extensión de hielo marino entre 2008-2014.

A partir de estas condiciones se interpreta un mayor efecto del régimen marino lo cual disminuye la oscilación térmica anual medida en OH. Durante el primer semestre las condiciones meteorológicas observadas y estimadas son similares a las presentes durante el 2008 y no presentan mayores variaciones respecto del comportamiento propuesto anteriormente.

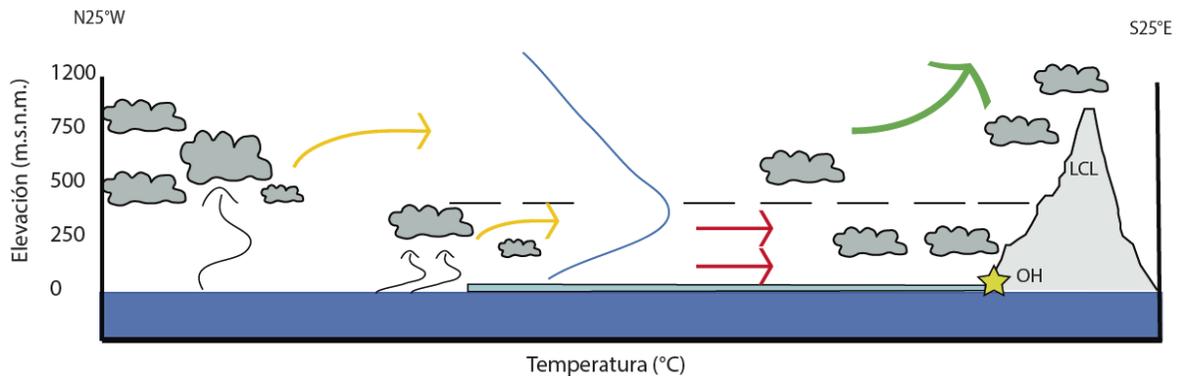


Figura 89: Perfil esquemático de origen de las masas de aire que precipitan a distintas alturas en el lado oeste de la Península Antártica durante JJA. La línea azul representa el comportamiento de la temperatura al aumentar la elevación. Las flechas rojas indican vientos en una zona de estabilidad atmosférica. La flecha verde indica desarrollo de movimientos verticales que favorecen el ascenso de masas de aire. Las flecha amarillas indican el origen propuesto para las masas que precipitan en distintos niveles.

Durante el segundo semestre se identificaron fuertes variaciones en la acumulación y en la temperatura estimada sobre LCL. Se propone que los fuertes vientos (en promedio 10 m/s) desde el oeste podrían haber contribuido a la formación de una capa de inversión de mayor espesor, pero menor intensidad, por el efecto de los vientos templados y marítimos que llegaron a la Península durante primavera. El enfriamiento diferenciado en OH entre la superficie más fría y la troposfera baja calentada por los vientos oestes podría haber formado un perfil subvertical de temperatura en el lado oeste de la Península, dificultando el enfriamiento efectivo de las parcelas de aire y permitiendo su paso sobre LCL hacia el lado este de la Península, disminuyendo el efecto barrera (Figura 90). Lo anterior es evidenciado por la mínima incursión de parcelas de aire provenientes desde el lado este de la Península, probablemente por los fuertes vientos desde el oeste durante este año, y además por el aumento en las temperaturas registradas en MA y ES durante el 2010, posiblemente a causa de vientos de tipo foehn descendentes desde LCL (Marshall *et al.*, 2006). Las variaciones obtenidas entre las temperaturas superficiales y las temperaturas isotópicas estimadas sobre LCL se podrían deber a un sesgo en la estimación de la temperatura

superficial en LCL al no considerar el efecto de los intensos vientos cálidos que llegan a la región.

Por otro lado, el desarrollo permanente de fuertes vientos desde el oeste durante este período podría haber generado una mayor remoción de nieve en superficie por efecto de *snow drift* (Turner *et al.*, 2005) el cual podría haber aportado a disminuir la acumulación estimada a partir del testigo. La nula identificación de *peaks* de densidad o anomalías en el registro isotópico durante este período indica que el desarrollo de capas de hielo a causa del fuerte viento no habría generado distorsión significativa en la señal isotópica. A pesar de estas evidencias, no se descarta durante este período un aumento en la remoción de nieve desde LCL a causa de vientos oestes mayores a 10 m/s (Legrand & Mayewski, 1997).

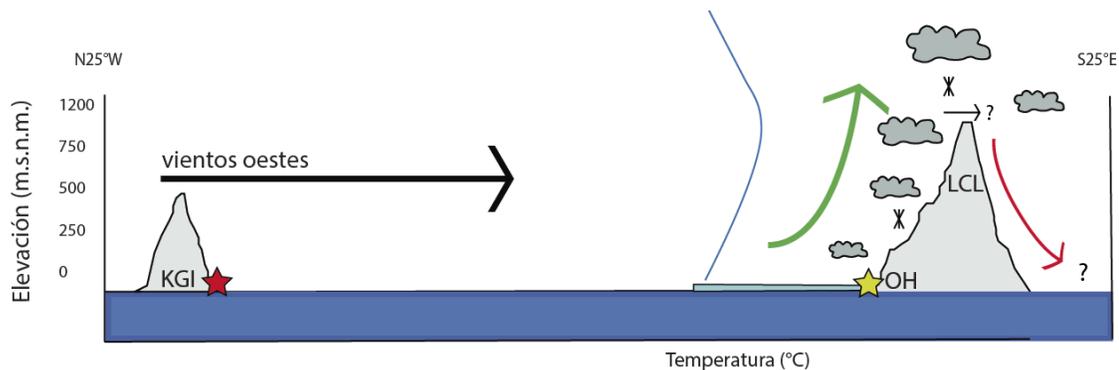


Figura 90: Perfil esquemático del escenario propuesto para las variaciones observadas en la acumulación durante SON 2010. La línea azul representa el comportamiento de la temperatura al aumentar la elevación. La flecha verde indica el ascenso de masas de aire en el lado oeste. La flecha roja indica el descenso de masas de aire en el lado este.

Los resultados obtenidos a partir de la señal isotópica asociada al año 2010 permiten corroborar la idea de diversos autores los cuales proponen un debilitamiento del efecto de la barrera climática que ejerce la Península Antártica principalmente debido al aumento en los vientos oestes asociados a la fase positiva de SAM (Marshall, 2002; Domack *et al.*, 2003; King *et al.*, 2004; Orr *et al.*, 2004; Marshall *et al.*, 2006; Orr *et al.*, 2008; Thomas *et al.*, 2009b) el cual favorecería la llegada de parcelas de aire desde el lado oeste hacia el lado este en la zona norte de la Península Antártica (Aristarain *et al.*, 1986; Thomas & Bracegirdle, 2009).

La relación directa identificada entre SAM y la tasa de acumulación en el Plateau Detroit (Dalla Rosa, 2013) se contrapone a las observaciones

obtenidas en LCL. La relación directa entre SAM y las precipitaciones en OH junto con la relación inversa entre SAM y la acumulación en LCL muestran un cambio en el comportamiento de la relación respecto de la altura. Se propone que la variación en el comportamiento entre estos puntos podría deberse a la diferencia de 800 metros de altura entre ambos. La menor altura de LCL podría permitir el paso de masas de aire desde el oeste hacia el este durante las fases positivas de SAM mientras que la mayor altura y la menor temperatura del Plateau Detroit tendrían la posibilidad de bloquear aquellas masas de aire forzándolas a precipitar (Martin & Peel, 1978). Si bien el mecanismo propuesto podría tener relación con la causa de la diferenciación, no se descarta la posible influencia que podría tener la Oscilación Decadal del Pacífico (Pacific Decadal Oscillation (PDO)) propuesta por Goodwin (2013) en el Plateau Detroit (Goodwin, 2013). Dada la periodicidad de los modos de circulación propuestos, se sugiere evaluar estas variaciones en un horizonte temporal más extenso al abarcado en este estudio por los testigos de hielo en LCL.

El modelo de capa de inversión propuesto es concordante con las observaciones realizadas por Yaorong *et al.* (2003) en KGI a partir de las cuales identifica el desarrollo de capas de inversión que se extienden hasta 400 m.s.n.m. e incluso hasta 2000 m.s.n.m. Por otro lado, diversos autores han identificado los efectos del índice SAM sobre la extensión del hielo marino (Marshall, 2002; Domack *et al.*, 2003; King *et al.*, 2004; Marshall *et al.*, 2006) y a su vez la extensión del hielo marino como regulador climático por su efecto sobre el albedo (King & Harangozo, 1998; Smith & Stammerjohn, 2001).

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo se pudo distinguir la estrecha relación que presenta la señal de $\delta^{18}\text{O}$ y de *d excess* contenida en el hielo de LCL, respecto de parámetros meteorológicos locales en el extremo norte de la Península Antártica. El comportamiento de $\delta^{18}\text{O}$ mostró una estrecha relación por un lado con los patrones de extensión de hielo marino y con el índice SAM, mientras que por otro con las temperaturas sobre la superficie, ambas mediante el desarrollo de un modelo de capa de inversión. Por otro lado, el comportamiento de *d excess* mostró una estrecha relación con el comportamiento mensual de HR en los mares que circundan OH. Lo anterior permite proponer de manera preliminar a las razones de $\delta^{18}\text{O}$ como proxie de variaciones en las temperaturas superficiales y de extensión de hielo marino, mientras que los valores de *d excess* se proponen de manera preliminar como proxie de variaciones en la circulación atmosférica al ser capaces de reflejar variaciones en el aporte de vapor desde los mares cercanos a OH. El carácter de proxie preliminar con que se cataloga al *d excess* y al $\delta^{18}\text{O}$ tiene relación con que son capaces de ser indicadores climáticos indirectos de condiciones climáticas actuales sobre LCL bajo los supuestos y aproximaciones consideradas para este trabajo. La escases de muestras frescas en OH limitan la óptima calibración local entre isotopía y

meteorología. Si bien las muestras disponibles son capaces de reflejar el comportamiento local a grandes rasgos, se enfatiza en la necesidad de extender el set de muestras y de datos a partir del cual se trabajó en este estudio. Junto con lo anterior, la cuantificación y ponderación de cada factor en las relaciones isotopo-meteorología, se propone debe ser llevada a cabo con un mayor set de datos y con una cobertura temporal más extensa a modo de abarcar la mayor cantidad de escenarios posibles y así aumentar la representatividad.

Los resultados obtenidos en este trabajo contradicen las conclusiones obtenidas por Peel & Clausen (1982) y King & Comiso (2003) sobre la escasa representatividad de la señal isotópica conservada en el hielo de la Península Antártica en latitudes menores a 73°S debido a la limitada oscilación de las señales isotópicas y a significativos eventos de fusión. Si bien la oscilación y la estacionalidad de las señales isotópicas no son las óptimas, las señales isotópicas contenidas en los testigos de hielo en LCL y en el lado oeste de la Península son efectivamente capaces de reflejar localmente las condiciones climáticas actuales en el extremo norte de la Península bajo los supuestos y aproximaciones consideradas en este trabajo. La alta acumulación estimada concuerda con las estimaciones de Turner *et al.* (2005) para los plateaus del norte de la Península Antártica (aproximadamente 2 maeq/año) y junto con la temperatura promedio en LCL bajo 0°C y la mínima distorsión en la señal isotópica por parte de efectos post-deposicionales, convierten a LCL en un lugar óptimo para la realización de estudios paleoclimáticos de alta resolución.

Limitaciones e incertidumbres

Durante la realización de este trabajo se identificaron diversas limitaciones, entre las más importantes se destaca la incapacidad de las señales de $\delta^{18}\text{O}$ y *d* excess de reflejar temporalidad por sí solas. Esta limitante se debería principalmente a la mínima oscilación que presenta la señal de $\delta^{18}\text{O}$ y a la falta de una estacionalidad constante por parte del *d* excess. Si bien los indicadores isotópicos han demostrado ser capaces de reflejar las condiciones actuales sobre LCL, si se realizara el estudio de un testigo de hielo profundo mediante un análisis basado en las mismas especies isotópicas analizadas en este trabajo, las limitaciones asociadas a la representatividad de la señal isotópica solo permitirían extender el análisis hasta el tiempo en el cual se tienen registros meteorológicos en la zona. A partir de esto se hace necesario extender los análisis a otras especies, ya sea isotópica o química, las cuales presenten una estacionalidad mayor y más consistente.

Otra fuente de posibles incertidumbres se asocia a la falta de rigurosidad, continuidad o ausencia de registros tanto en la base de datos

HadSST como también en las mediciones meteorológicas obtenidas directamente desde LCL y desde las estaciones meteorológicas MA, BE, OH, ES, RO, VE. En particular se destaca el discontinuo registro de precipitaciones y de SLP en OH, la ausencia de mediciones de SST durante algunos períodos y la ausencia de radiosondajes en los últimos años cerca de LCL.

El estudio remoto de esta zona mediante imágenes satelitales (MODIS) sería de gran ayuda para complementar los datos provenientes desde mediciones directas en estaciones meteorológicas, sin embargo la permanente y extensa cobertura nubosa sobre la Península Antártica limita el uso efectivo de estas técnicas. El uso de modelos de reanálisis climáticos también podrían ser una fuente de información válida y consistente sin embargo, la compleja y escarpada topografía de la Península Antártica no es completamente considerada por los modelos climáticos, los cuales suavizan la superficie de ésta reduciendo su relevancia de los efectos orográficos y disminuyendo la representatividad del modelo (King *et al.*, 2004; Vaughan *et al.*, 2003).

Junto con los puntos anteriores, se identificó una probable fuente de sesgo en los datos de HR. La posible distorsión no estaría asociada al modelo isobárico considerado (Peel & Clausen, 1982), sino que más bien se podría deber a la arbitraria extensión temporal considerada para la obtención de datos. Lo anterior limitó la obtención de datos desde fuentes más lejanas, sin embargo el uso de promedios mensuales disminuye la significancia de esto como fuente de distorsión. De mayor relevancia es (1) el desconocimiento de la ubicación de la mayor fuente de vapor la cual incide directamente sobre la señal isotópica conservada en la precipitación final, (2) el desconocimiento de los días con desarrollo efectivo de precipitaciones sobre LCL. El desconocimiento de ambos parámetros dificulta la interpretación del *d excess* como indicador de variaciones en la circulación atmosférica y de la evolución de las masas de aire en su trayecto hacia la Península y su posterior precipitación.

El efecto altitudinal observado en el lado oeste de la Península limita el uso los testigos bajo los 700 m.s.n.m. debido a la permanente ocurrencia de capas de fusión las cuales pueden producir atenuación en las señales isotópicas, como fue observado en OH-4 y OH-5.

Por último se destaca que la continua extrapolación e interpolación de datos desde OH hacia LCL podría generar un error sistemático debido a posibles variaciones puntuales las cuales no serían representadas por una extrapolación o por una interpolación lineal entre los dos puntos. Se destaca la falta de una cantidad significativa de muestras de precipitación las cuales son una pieza fundamental de la calibración entre la isotopía y los parámetros meteorológicos.

Recomendaciones

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo, con el objetivo de mejorar la precisión de los resultados y la comprensión de los procesos en la zona de estudio, se recomienda:

- Instalar una estación meteorológica automática (Automatic Weather Station (AWS)) sobre LCL que realice mediciones continuas durante un intervalo de tiempo no menor a dos años. Las mediciones obtenidas desde la AWS permitirían tener un control de las condiciones meteorológicas de manera continua sobre LCL y permitiría obtener perfiles altitudinales diarios entre OH y LCL. La existencia de mediciones continuas en ambos puntos reduciría el error asociado a la extrapolación de datos desde OH hacia LCL. El período de dos años se propone principalmente para captar las condiciones meteorológicas tanto en años de SAM+ como en años SAM-.
- Realizar una campaña de muestreo de precipitaciones sobre LCL. El análisis de muestras frescas de precipitación sobre LCL permitiría conocer directamente las condiciones de $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura al momento de la precipitación lo que permitiría aumentar la precisión y la representatividad de la relación $\delta^{18}\text{O}/T$. Junto con esto, permitiría obtener una LMWL directamente sobre LCL y conocer la fecha en la cual se desarrolló precipitación efectiva sobre LCL. Conocer el momento en el cual se desarrolló precipitación en LCL permitiría estudiar la evolución de las trayectorias de las masas de aire que efectivamente precipitaron, esta información posibilitaría el desarrollo de una caracterización del *d* excess aumentando su valor y su potencial como indicador climático de circulación atmosférica. La dificultad técnica de realizar campañas periódicas de muestreo sobre LCL disminuye la factibilidad de esta recomendación, sin embargo, de no ser posible la realización de este punto se recomienda aumentar el set de muestras de precipitación en OH, intentando abarcar años SAM-. Se resalta la importancia de aumentar la cantidad de muestras de precipitación a modo de mejorar la calibración local entre la señal isotópica y los parámetros meteorológicos.
- Realizar radiosondajes en OH y/o en LCL. Los datos aportados por los radiosondeos permitirán conocer los perfiles de temperatura en las distintas estaciones del año y en distintos años. Estos datos permitirían verificar la presencia y el rol que cumple la capa de inversión sobre la señal isotópica, además de su efecto sobre la segmentación en el origen de las masas de aire que precipitan en distintos niveles en el lado oeste de la Península.

- Extender el análisis de isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) a otras especies isotópicas estables ($\delta^{17}\text{O}$), a especies químicas (Sales sulfatadas no marinas (non sea sulfates(nsS)), Acido metilsulphonico (Metasulphonic Acid (MSA)), peróxidos de hidrogeno) y a perfiles de radioactividad β . La baja oscilación identificada en $\delta^{18}\text{O}$ y la pérdida en la estacionalidad del parámetro *d excess*, hacen necesario incorporar otras especies, las cuales presenten una mejor estacionalidad que las especies isotópicas estudiadas en este trabajo. Se enfatiza en la necesidad de extender el análisis más allá de los isótopos estables estudiados en este trabajo ya que ellos por sí solos no son capaces de indicar una estacionalidad clara.
- Extender los puntos de medición hacia el este de LCL y hacia el Plateau Luis Felipe (40 kilómetros en dirección S60°W de LCL). El aumento de los puntos de muestreo permitirá determinar si la señal contenida en LCL se encuentra fuertemente influenciada por efectos locales o presenta una representatividad de escala regional. Además la incorporación de testigos desde el lado este permitiría comprobar los efectos y la ocurrencia de eventos con traspaso de masas de aire desde el oeste hacia el este.
- Realizar mediciones continuas de densidad mediante la técnica de tomografía a través del uso de una microsonda de rayos X. Esta técnica permite determinar de manera efectiva la presencia de zonas con aumentos considerables en la densidad las cuales pueden estar asociadas a capas de fusión. El método que se utilizó en la medición de densidad del testigo OH-10 solo es útil para determinar el patrón de aumento de densidad al aumentar la profundidad, pero no presenta la precisión necesaria para el análisis de aumento de densidad debido a la posible presencia de capas de fusión.
- Realizar mediciones de vapor desde la superficie oceánica en los puntos identificados como posibles fuentes de vapor para las masas de aire que posteriormente precipitan en la Península. La incorporación de estos datos permitiría estudiar la evolución de la parcela de aire desde que se origina a partir de una fuente de vapor oceánica hasta su precipitación sobre LCL. Esto permitiría realizar una caracterización de la evolución y la variabilidad de *d excess* en su trayecto hacia la Península lo cual contribuiría a comprender de mejor manera la distribución de este parámetro permitiendo su uso futuro como indicador de cambios en la circulación atmosférica. Se propone seguir la metodología utilizada por Uemura *et al.* (2008).
- Realizar estudios de secciones transparentes obtenidas desde los testigos. El estudio micrográfico de secciones de hielo puede entregar información del tipo de grano presente en distintos niveles el cual

puede ser un indicador de estacionalidad (Limbert, 1974; Legrand & Mayewski, 1997). Para el desarrollo de este punto se propone seguir la metodología expuesta por Langway (1970).

- En caso de programar una perforación de un testigo de hielo profundo (mayor a 40 metros de profundidad), se sugiere extender los estudios de la cobertura de hielo mediante el uso de equipos de radar debido a la aparente presencia de pliegues en profundidad. La presencia de pliegues evidencia un proceso de deformación interna en la cobertura de hielo la cual puede inducir a la distorsión en la estratigrafía de los niveles depositados.

Alcances

A partir de los resultados obtenidos en este trabajo se pudo verificar que el Plateau Laclavere es un lugar de alta acumulación anual, temperaturas promedio sobre la superficie bajo el punto de fusión, sin un desarrollo de efectos post-deposicionales significativos y con una espesa cobertura de hielo lo cual garantiza una buena conservación de la señal isotópica contenida en la nieve depositada sobre LCL. Sin embargo, la presencia de una topografía basal rugosa y de aparentes deformaciones internas en el hielo hacen necesaria una cuidadosa elección del lugar de perforación.

Los antecedentes expuestos evidencian el alto potencial del Plateau Laclavere como un sitio para realizar un testigo de hielo profundo el cual cerca de su base, según estimaciones mediante el modelo de Nye (1963), podría alcanzar a abarcar entre 500 y 900 años hacia el pasado. La optima conservación de la señal isotópica y la eventual existencia de burbujas contenidas en el hielo a profundidades mayores a 100 metros, proyecta a este sitio como un sitio apto para realizar estudios paleoclimaticos tanto en el campo de la glaciología, como en el campo de las ciencias atmosféricas.

El intervalo de tiempo que podría alcanzar un testigo de hielo profundo en LCL permitiría estudiar el efecto de fenómenos climáticos de escala mundial bien documentados en el hemisferio norte pero de los cuales existen pocas evidencias en altas latitudes en el hemisferio sur. Algunos fenómenos de interés climatológico que podrían ser estudiados en la señal conservada en el Plateau Laclavere podrían ser La pequeña era de hielo (1300-1850 D.C), el período frío en la Península Antártica (1760-1780 D.C) identificado por Peel *et al.* (1996), el inicio de la época industrial y su evolución (1712 D.C- presente) y diversas erupciones las cuales por un lado podrían servir como marcadores temporales mediante técnicas tefrocronológicas (Isla Decepción (1967-1970), Isla Pingüino (1905)). Además, por otro lado se

podrían estudiar los efectos en la Península Antártica de las erupciones que han generado repercusiones en el clima a escala global como Krafla (1179 D.C), Samalas (1257 D.C), Kuwae (1452 D.C), Huaynaputina (1600 D.C), Laki (1783 D.C), Tambora (1815 D.C), Krakatoa (1883 D.C), Katmai (1912 D.C), Quizapu (1932 D.C), Pinatubo (1991 D.C) y Chaiten (2008 D.C).

La consistencia alcanzada por la señal isotópica a escala mensual analizada en este trabajo permite proyectar al Plateau Laclavere como un punto de interés para la realización de estudios paleo-climáticos de alta resolución en los cuales se podría estudiar las variaciones en las temperaturas promedio, tasas de acumulación, circulación atmosférica y extensión de hielo marino en el extremo norte de la Península Antártica.

La realización de un testigo profundo sobre el Plateau Laclavere permitiría estudiar la consistencia de esta señal respecto de los datos obtenidos a partir de señales preservadas en otros testigos realizados al norte de la Península Antártica, pero más al sur como el Plateau Detroit (Dalla Rosa, 2013) y el Plateau Bruce (Goodwin, 2013), y hacia el este como el domo Dalinger en la Isla James Ross ((Aristarain *et al.*, 1986; 1990), Mulvaney *et al.*, 2012).

Por último, la información obtenida a partir de los testigos realizados en LCL puede ser un aporte considerable para mejorar la precisión de los modelos climáticos actuales en esta zona, ya que la escasa información disponible en altura junto con la compleja y estrecha topografía de la Península ha demostrado subestimar la magnitud de las distintas variables meteorológicas (Vaughan *et al.*, 2003). Además, la realización y estudio de un testigo de hielo profundo en LCL permitiría dar condiciones de borde a los modelos paleoclimáticos durante el último milenio, permitiendo mejorar la comprensión de la variabilidad del pasado lo que a su vez permite mejorar la predicción de los posibles cambios climáticos que se podría esperar en el futuro.

CAPITULO 6

CONCLUSIONES

- Los parámetros meteorológicos (temperatura, presión, vientos, humedad relativa y precipitación) en el extremo norte de la Península Antártica presentan considerables variaciones tanto en su magnitud, como en su periodicidad a escala interanual. La compleja interacción entre los parámetros climáticos y sus efectos se logra distinguir en la zona de estudio a través del índice SAM (Southern Annular Mode), la extensión de hielo marino y el gradiente vertical de temperatura, los cuales presentan una periodicidad relativamente estable en la zona de estudio. En la zona de estudio existe una fuerte dependencia del gradiente vertical de temperatura a partir de la extensión de hielo marino ($R > 0,73$). A su vez, la extensión de hielo marino presenta una fuerte dependencia a partir del índice SAM ($R = -0,79$).
- Las parcelas de aire que alcanzan el extremo norte de la Península Antártica y en particular el Plateau Laclavere, son originadas y/o provienen en su mayoría desde el mar de Bellingshausen al oeste de la Península o desde el sur del océano Pacífico. El tránsito de estas parcelas por los mares cercanos y las zonas costeras de la Península genera un gran aporte de humedad, la cual se ve reflejada en su composición isotópica de las precipitaciones. En la zona de estudio existen incursiones de parcelas de aire desde el lado este de la Península y desde el lado oeste los cuales evidencian una atenuación del efecto de barrera climática identificado más al sur en la Península.
- El Plateau Laclavere y el lado oeste de la Península Antártica en su extremo norte son zonas de alta acumulación (1,77 maeq/año) de nieve a partir de las cuales se puede generar estudios isotópicos de alta resolución temporal (escala mensual). La acumulación aumenta al ascender en el lado oeste de la Península, principalmente debido al efecto barrera que ésta ejerce sobre las masas de aire provenientes desde el oeste.
- La señal isotópica contenida en los testigos del Plateau Laclavere no presenta distorsiones significativas a causa de efectos post-deposicionales. Las capas de hielo y morfologías asociadas identificadas en el estudio estratigráfico no presentan indicios de

percolación ni mayores vínculos con fusión a causa de altas temperaturas. El origen de éstas se relaciona con los intensos vientos desde el oeste que actúan permanentemente en la zona de estudio.

El Plateau Laclavere presenta condiciones meteorológicas óptimas para la conservación de la señal isotópica de la nieve precipitada, esto se debe principalmente a que las temperaturas promedio estimadas son menores al punto de fusión durante todo el año ($-7,4^{\circ}\text{C}$), la alta acumulación estimada y los efectos post-deposicionales no generan variaciones significativas en el registro isotópico.

A partir de estas condiciones se puede establecer que la acumulación estimada sobre el Plateau Laclavere constituye un proxy de las precipitaciones en este lugar.

- La señal de *d* excess contenida tanto en las precipitaciones en OH, como en los testigos de hielo del Plateau Laclavere, presenta una estrecha relación con las condiciones de humedad en la superficie de los mares cercanos a OH. Esta relación permite en esta zona conocer el comportamiento de la humedad en la superficie del mar a través del estudio de el parámetro *d* excess. Los períodos con variaciones entre ambas señales se relacionan con parcelas de aire originadas en un entorno de condiciones diferentes al de los mares cercanos a la Península, las cuales logran alcanzar la Península debido a anomalías estacionales en los vientos.
- La reconstrucción de parámetros climáticos a partir de la señal isotópica se puede llevar a cabo en la zona mediante la consideración de un modelo de capa de inversión con su mayor desarrollo durante invierno. La capa de inversión por su parte presenta una fuerte dependencia respecto de SAM y de la extensión de hielo marino. La formación de la capa de inversión es la causa de la segmentación isotópica vertical observada tanto en $\delta^{18}\text{O}$, como en el *d* excess.

La señal de $\delta^{18}\text{O}$ contenida en los testigos de hielo del Plateau Laclavere presenta un fuerte efecto costero evidenciado por una leve estacionalidad y amplitud de las razones isotópicas. Este efecto es debido a la permanente llegada de masas de aire desde las costas oeste de la Península y por la influencia de la capa de inversión sobre la temperatura de condensación.

- Las señales isotópicas contenidas en la nieve del Plateau Laclavere pueden ser un proxie de variabilidad climática en el extremo norte de la Península Antártica, sin embargo se enfatiza en la necesidad de obtener más muestras de precipitación, ya sea en OH o en LCL. Esto permitiría mejorar por un lado la calibración entre la razón de $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones y las temperaturas superficiales, mientras que por otro lado mejorar el conocimiento de la proveniencia y evolución de las masas de aire que finalmente precipitarán en el Plateau.

- A partir de los resultados obtenidos en este trabajo se puede establecer que el Plateau Laclavere se encuentra en una zona de alta variabilidad climática, la cual presenta un gran potencial para el desarrollo de estudios paleoclimáticos. El potencial de esta zona se debe principalmente al óptimo grado de conservación de la señal isotópica contenida en la nieve precipitada y a un basamento profundo, el cual permite estimar una extensión temporal considerable. A su vez, la señal isotópica es capaz de reflejar condiciones climáticas actuales en el extremo norte de la Península, sin embargo es necesario extender el análisis de este trabajo considerando una mayor cantidad de muestras. La extensión de este estudio mediante un grupo de muestras mayor permitiría definir mejor los patrones de comportamiento, de tal manera de definir concretamente proxies en esta zona.

BIBLIOGRAFÍA

Abram, N. J., Thomas, E. R., McConnell, J. R., Mulvaney, R., Bracegirdle, T. J., Sime, L. C., & Aristarain, A. J. (2010). Ice core evidence for a 20th century decline of sea ice in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 115(D23).

Anckorn, J.F. (1979). The physiography of part of north-eastern Palmer Land. *British Antarctic Survey Bulletin*, 49, 157-166.

Angert, A., Cappa, C. D., & DePaolo, D. J. (2004). Kinetic ^{17}O effects in the hydrologic cycle: Indirect evidence and implications. *Geochimica et cosmochimica acta*, 68(17), 3487-3495.

Aristarain, A. J., Jouzel, J., & Pourchet, M. (1986). Past Antarctic Peninsula climate (1850–1980) deduced from an ice core isotope record. *Climatic Change*, 8(1), 69-89.

Aristarain, A. J., Jouzel, J., & Lorius, C. (1990). A 400 years isotope record of the Antarctic Peninsula climate. *Geophysical Research Letters*, 17.

Barkan, E., & Luz, B. (2005). High precision measurements of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in H_2O . *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 19(24), 3737-3742.

Barkan, E., & Luz, B. (2007). Diffusivity fractionations of $\text{H } ^{216}\text{O}/\text{H } ^{217}\text{O}$ and $\text{H } ^{216}\text{O}/\text{H } ^{218}\text{O}$ in air and their implications for isotope hydrology. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 21(18), 2999-3005.

Bentley, M. J., Hodgson, D. A., Smith, J. A., Cofaigh, C. Ó., Domack, E. W., Hillenbrand, C. D. (2009). Mechanisms of Holocene palaeoenvironmental change in the Antarctic Peninsula region. *The Holocene*, 19(1), 51-69.

Bintanja, R. (1995). The local surface energy balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling. *Antarct. Sci.*, 7(3), 315-325.

Birkenmajer, K. (1991). Tertiary glaciation in the South Shetland Islands, West Antarctica: evaluation of data. *Geological Evolution of Antarctica*. Cambridge University Press, Cambridge, 629-632.

Bradley, R. S. (1999). *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary* (Vol. 68). Academic Press.

Clapperton, C. M. (1990). Quaternary glaciations in the Southern Ocean and Antarctic Peninsula area. *Quaternary Science Reviews*, 9(2), 229-252.

Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). Environmental isotopes in hydrogeology. CRC press.

Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.

Craig, H., & Gordon, L. I. (1965). Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere.

Dalla Rosa, J. M. (2013). Variabilidade da taxa de acumulação de neve no Platô Detroit, Península Antártica.

Dansgaard, W. (1953). The abundance of O 18 in atmospheric water and water vapour. *Tellus A*, 5(4).

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus A*, 16(4).

Dansgaard, W. (1973). Stable isotope glaciology. Reitzel.

Delmotte, M., Masson, V., Jouzel, J., & Morgan, V. I. (2000). A seasonal deuterium excess signal at Law Dome, coastal eastern Antarctica: a southern ocean signature. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 105(D6), 7187-7197.

Domack, E. W., Burnett, A., & Leventer, A. (2003). Environmental setting of the Antarctic Peninsula. *Antarctic Research Series*, 79, 1-13.

Draxler, R., and G. D. Rolph. (2003). "HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) model access via NOAA ARL READY website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring." (2003).

Fernandoy, F., Meyer, H., & Tonelli, M. (2012). Stable water isotopes of precipitation and firn cores from the northern Antarctic Peninsula region as a proxy for climate reconstruction. *The Cryosphere*, 6(2), 313-330.

Fisher, D. A., Koerner, R. M., Paterson, W. S. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., & Reeh, N. (1983). Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles. *Nature*, 301, 205-209.

Friedman, I., & O'Neil, J. R. (1977). Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest (Vol. 440). USGPO.

Griffith, T. W., & Anderson, J. B. (1989). Climatic control of sedimentation in bays and fjords of the northern Antarctic Peninsula. *Marine Geology*, 85(2), 181-204.

Goodwin, B. P. (2013). Recent Environmental Changes on the Antarctic Peninsula as Recorded in an ice core from the Bruce Plateau (Doctoral dissertation, The Ohio State University).

Hall, B. L. (2009). Holocene glacial history of Antarctica and the sub-Antarctic islands. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2213-2230.

Han, J., Kang, J., Wen, J., Lluberas, A. & Rodriguez, F. (1994). General characteristics in stratigraphy and density for ice cores from Collins Ice Cap, King George Island, Antarctica (in Chinese with English abstract). *Antarctic Res.* 6, 40-46.

Hansen, J., Ruedy, R., Glascoe, J., & Sato, M. (1999). GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 104(D24), 30997-31022.

Heroy, D. C., & Anderson, J. B. (2005). Ice-sheet extent of the Antarctic Peninsula region during the Last Glacial Maximum (LGM)—Insights from glacial geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), 1497-1512.

Houghton, J. T., Ding, Y. D. J. G., Griggs, D. J., Noguera, M., van der Linden, P. J., Dai, X., ... & Johnson, C. A. (2001). *Climate change 2001: the scientific basis.*

IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Johansen, O. (1977). Frost penetration and ice accumulation in soils. *AJP77*, 1, 102-111.

Jouzel, J., Brichet, N., Thalmann, B., & Fédérer, B. (1980). A numerical cloud model to interpret the isotope content of hailstones. CEA Centre d'Etudes Nucleaires de Saclay, 91-Gif-sur-Yvette (France). Dept. de Recherche et Analyse.

Jouzel, J., & Merlivat, L. (1982). Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, 299, 688-691.

Jouzel, J., Merlivat, L., Petit, J. R., & Lorius, C. (1983). Climatic information over the last century deduced from a detailed isotopic record in the South Pole snow. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 88(C4), 2693-2703.

- Jouzel, J., & Merlivat, L. (1984).** Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Modeling of the isotopic effects during snow formation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 89(D7), 11749-11757.
- Jouzel, J., Genthon, C., Lorius, C., Petit, J. R., & Barkov, N. I. (1987).** Vostok ice core-A continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, 329, 403-408.
- Jouzel, J., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Bender, M., Chappellaz, J., Genthon, C. & Raynaud, D. (1993).** Extending the Vostok ice-core record of palaeoclimate to the penultimate glacial period.
- Jouzel, J., Waelbroeck, C., Malaize, B., Bender, M., Petit, J. R., Stievenard, M. & Lipenkov, V. (1996).** Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Climate Dynamics*, 12(8), 513-521.
- Kavanaugh, J. L., & Cuffey, K. M. (2002).** Generalized view of source-region effects on δ D and deuterium excess of ice-sheet precipitation. *Annals of Glaciology*, 35(1), 111-117.
- King, J. C. (1994).** Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *International journal of climatology*, 14(4), 357-369.
- King, J. C., & Harangozo, S. A. (1998).** Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes. *Annals of Glaciology*, 27, 571-575.
- King, J. C., & Comiso, J. C. (2003).** The spatial coherence of interannual temperature variations in the Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 30(2).
- King, J. C., Turner, J., Marshall, G. J., Connolley, W. M., & Lachlan-Cope, T. A. (2004).** Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records (pp. 17-30). American Geophysical Union.
- King, J. C., & Turner, J. (2007).** *Antarctic meteorology and climatology*. Cambridge University Press.
- Koerner, R. M. (1997).** Some comments on climatic reconstructions from ice cores drilled in areas of high melt. *Journal of Glaciology*, 43(143), 90-97.
- Langway, Chester C. (1970).** Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland. Vol. 125. Geological Society of America, 1970.
- Legrand, M., & Mayewski, P. A. (1997).** Glaciochemistry of polar ice cores: a review. *Reviews of geophysics*, 35(3), 219.

- Limbert, D. W. S. (1974).** Variations in the mean annual temperature for the Antarctic peninsula, 1904–72. *Polar Record*, 17(108), 303-306.
- Lorius, C., Lambert, G., Hagemann, R., Merlivat, L., Ravoire, J., Ardouin, B. & Ricou, G. (1970).** Dating of firn layers in Antarctica: application to the determination of the rate of snow accumulation. *Antarctic Glaciological Exploration*, 3-15.
- Luz, B., & Barkan, E. (2000).** Assessment of oceanic productivity with the triple-isotope composition of dissolved oxygen. *Science*, 288(5473), 2028-2031.
- Luz, B., & Barkan, E. (2010).** Variations of $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in meteoric waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(22), 6276-6286.
- Marshall, G. J., & King, J. C. (1998).** Southern Hemisphere circulation anomalies associated with extreme Antarctic Peninsula winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, 25(13), 2437-2440.
- Marshall, G. J. (2002).** Trends in Antarctic geopotential height and temperature: A comparison between radiosonde and NCEP-NCAR reanalysis data. *Journal of Climate*, 15(6), 659-674.
- Marshall, G. J. (2003).** Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16(24), 4134-4143.
- Marshall, G. J., Orr, A., Van Lipzig, N. P., & King, J. C. (2006).** The impact of a changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula summer temperatures. *Journal of Climate*, 19(20), 5388-5404.
- Martin, P. J., & Peel, D. A. (1978).** The spatial distribution of 10 m temperatures in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 20, 311-317.
- Masson-Delmotte, V., Hou, S., Ekaykin, A., Jouzel, J., Aristarain, A., Bernardo, R. T. Frezzotti, M. (2008).** A review of Antarctic surface snow isotopic composition: Observations, atmospheric circulation, and isotopic modeling*. *Journal of Climate*, 21(13), 3359-3387.
- Meredith, M. P., & King, J. C. (2005).** Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 32(19).
- Merlivat, L., & Jouzel, J. (1979).** Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 84(C8), 5029-5033.
- Miller, M. F. (2002).** Isotopic fractionation and the quantification of ^{17}O anomalies in the oxygen three-isotope system: an appraisal and

geochemical significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66(11), 1881-1889.

Moser, H., & Stichler, W. (1980). Environmental isotopes in ice and snow. In *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Vol. 1.

Mosley-Thompson, E., & Thompson, L. G. (2003). Ice Core Paleoclimate Histories from the Antarctic Peninsula: Where Do We Go From Here?. *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*, 115-127.

Mulvaney, R., Pasteur, E. C., Peel, D. A., Saltzman, E. S., & WHUNG, P. Y. (1992). The ratio of MSA to non-sea-salt sulphate in Antarctic Peninsula ice cores. *Tellus B*, 44(4), 295-303.

Mulvaney, R., Oerter, H., Peel, D. A., Graf, W., Arrowsmith, C., Pasteur, E. C. & Miners, W. D. (2002). 1000 year ice-core records from Berkner Island, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 35(1), 45-51.

Mulvaney, R., Abram, N. J., Hindmarsh, R. C., Arrowsmith, C., Fleet, L., Triest, J. & Foord, S. (2012). Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice-shelf history. *Nature*, 489(7414), 141-144.

Nye, J. F. (1963, August). The response of a glacier to changes in the rate of nourishment and wastage. In *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* (Vol. 275, No. 1360, pp. 87-112). The Royal Society.

Ommen, T. D., & Morgan, V. (1997). Calibrating the ice core paleothermometer using seasonality. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 102(D8), 9351-9357.

Orr, Andrew, et al. (2004). "A 'low-level' explanation for the recent large warming trend over the western Antarctic Peninsula involving blocked winds and changes in zonal circulation." *Geophysical research letters* 31.6 (2004).

Orr, Andrew, et al. (2008). "Characteristics of summer airflow over the Antarctic Peninsula in response to recent strengthening of westerly circumpolar winds." *Journal of the Atmospheric Sciences* 65.4 (2008): 1396-1413.

Opel, T., Fritzsche, D., Meyer, H., Schütt, R., Weiler, K., Ruth, U. & Fischer, H. (2009). 115 year ice-core data from Akademii Nauk ice cap, Severnaya Zemlya: high-resolution record of Eurasian Arctic climate change. *Journal of Glaciology*, 55(189), 21-31.

Peel, D. A., & Clausen, H. B. (1982). Oxygen-isotope and total beta-radioactivity measurements on 10 m ice cores from the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 28, 43-55.

Peel, D. A., Mulvaney, R., & Davison, B. M. (1988). Stable-isotope/air-temperature relationships in ice cores from Dolleman Island and the Palmer Land plateau, Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol*, 10, 130-136.

Peel, D. A., Mulvaney, R., Pasteur, E. C., & Chenery, C. (1996). Climate changes in the Atlantic sector of Antarctica over the past 500 years from ice-core and other evidence. In *Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years* (pp. 243-262). Springer Berlin Heidelberg.

Petit, J. R., White, J. W. C., Young, N. W., Jouzel, J., & Korotkevich, Y. S. (1991). Deuterium excess in recent Antarctic snow. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 96(D3), 5113-5122.

Pudsey, C. J., Barker, P. F., & Larter, R. D. (1994). Ice sheet retreat from the Antarctic Peninsula shelf. *Continental Shelf Research*, 14(15), 1647-1675.

Reynolds, J. M. (1981). The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54(1), 123-133.

Rodell, M., Houser, P. R., Jambor, U. E. A., Gottschalck, J., Mitchell, K., Meng, C. & Entin*, J. K. (2004). The global land data assimilation system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394.

Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1992). Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 258(5084), 981-985.

Ruddiman, W. F. (2008). *Earth's Climate: Past and Future*, 2nd edition, New York: W. H. Freeman.

Saigne, C., & Legrand, M. (1987). Measurements of methanesulphonic acid in Antarctic ice.

SCAR. (2009). Turner, J. , Bindschadler, R. , Convey, P. , di Prisco, G. , Fahrbach, E. , Gutt, J. Hodgson, D. , Mayewski, P. and Summerhayes, C. (2009): SCAR's Antarctic Climate Change and the Environment (ACCE) Review Report , XXXII Antarctic Treaty Consultative Meeting, Baltimore USA, (IP 5), pp. 1-13.

Schlosser, E., Oerter, H., Masson-Delmotte, V., & Reijmer, C. (2008). Atmospheric influence on the deuterium excess signal in polar

firn: implications for ice-core interpretation. *Journal of glaciology*, 54(184), 117-124.

Schneider, D. P., Steig, E. J., & Van Ommen, T. (2005). High-resolution ice-core stable-isotopic records from Antarctica: towards interannual climate reconstruction. *Annals of Glaciology*, 41(1), 63-70.

Schwerdtfeger, W. (1974). The Antarctic Peninsula and the temperature regime of the Weddell Sea. *Antarctic Journal of the United States*, 9(5): 213-214.

Schwerdtfeger, W. (1975). The effect of the Antarctic Peninsula on the temperature regime of the Weddell Sea. *Monthly Weather Review*, 103(1), 45-51.

Schwerdtfeger, W. (1976). Changes of temperature field and ice conditions in the area of the Antarctic Peninsula. *Monthly Weather Review*, 104(11), 1441-1443.

Simmonds, I. (2003). Regional and Large-Scale Influences on Antarctic Peninsula Climate. *Antarctic Peninsula climate variability: historical and paleoenvironmental perspectives*, 31-42.

SIMÕES, J. C., FERRON, F. A., BERNARDO, R. T., ARISTARAIN, A. J., STIÉVENARD, M. I. C. H. E. L., POURCHET, M., & DELMAS, R. J. (2004). Ice core study from the king george island, south shetlands, antarctica. *Pesquisa Antártica Brasileira*, 4, 9-23.

Sinclair, K. E., Bertler, N. A., Trompeter, W. J., & Baisden, W. T. (2013). Seasonality of airmass pathways to coastal Antarctica: ramifications for interpreting high-resolution ice core records. *Journal of Climate*, 26(6), 2065-2076.

Smith, R. C., & Stammerjohn, S. E. (2001). Variations of surface air temperature and sea-ice extent in the western Antarctic Peninsula region. *Annals of Glaciology*, 33(1), 493-500.

Stenni, B., et al. (2010). "The deuterium excess records of EPICA Dome C and Dronning Maud Land ice cores (East Antarctica)." *Quaternary Science Reviews* 29.1 (2010): 146-159.

Thomas, E. R., Marshall, G. J., & McConnell, J. R. (2008). A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical research letters*, 35(1).

Thomas, E. R., Dennis, P. F., Bracegirdle, T. J., & Franzke, C. (2009). Ice core evidence for significant 100-year regional warming on the Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 36(20).

Thomas, E. R., & Bracegirdle, T. J. (2009). Improving ice core interpretation using in situ and reanalysis data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 114(D20).

Thompson, L. G., Peel, D. A., Mosley-Thompson, E., Mulvaney, R., Dal, J., Lin, P. N. & Raymond, C. F. (1994). Climate since AD 1510 on Dyer Plateau, Antarctic Peninsula: Evidence for recent climate change. *Annals of Glaciology*, 20(1), 420-426.

TRAVASSOS, J. M., & SIMÕES, J. C. (2004). High-resolution radar mapping of internal layers of a subpolar ice cap, King George Island, Antarctica. *Pesq Antart Bras*, 4, 57-65.

Turner, J., Harangozo, S. A., Marshall, G. J., King, J. C., & Colwell, S. R. (2002). Anomalous atmospheric circulation over the Weddell Sea, Antarctica during the Austral summer of 2001/02 resulting in extreme sea ice conditions. *Geophysical Research Letters*, 29(24), 13-1.

Turner, J. (2004). The El Niño–Southern Oscillation and Antarctica. *International Journal of Climatology*, 24(1), 1-31.

Turner, J., Colwell, S. R., Marshall, G. J., Lachlan-Cope, T. A., Carleton, A. M., Jones, P. D. & Iagovkina, S. (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. *International journal of Climatology*, 25(3), 279-294.

Uemura, R., Matsui, Y., Yoshimura, K., Motoyama, H., & Yoshida, N. (2008). Evidence of deuterium excess in water vapor as an indicator of ocean surface conditions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 113(D19).

Uemura, R., Barkan, E., Abe, O., & Luz, B. (2010). Triple isotope composition of oxygen in atmospheric water vapor. *Geophysical Research Letters*, 37(4).

Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562-581.

Van Lipzig, N. P., Meijgaard, E. V., & Oerlemans, J. (2002). The spatial and temporal variability of the surface mass balance in Antarctica: results from a regional atmospheric climate model. *International journal of climatology*, 22(10), 1197-1217.

Van Wessem, J. M., et al. (2015). "The modelled surface mass balance of the Antarctic Peninsula at 5.5 km horizontal resolution." *The Cryosphere Discussions* 9.5 (2015): 5097-5136.

Vaughan, D. G., Marshall, G. J., Connolley, W. M., Parkinson, C., Mulvaney, R., Hodgson, D. A. & Turner, J. (2003). Recent rapid

regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic change*, 60(3), 243-274.

Wen, J., Kang, J., Han, J., Xie, Z., Liu, L., & Wang, D. (1998). Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 27, 105-109.

Willett, Katharine M., and Steven Sherwood. (2012). "Exceedance of heat index thresholds for 15 regions under a warming climate using the wet-bulb globe temperature." *International Journal of Climatology* 32.2 (2012): 161-177.

White, W. M. (2013). *Geochemistry*. John Wiley & Sons.

Yaorong, Huang, Xue Zhenhe, and Xu Cong. (2003). "A Study on Snowstorm W estern Antarctic." (2003).

Yonge, Charles J., Lior Goldenberg, and H. Roy Krouse. (1989). "An isotope study of water bodies along a traverse of southwestern Canada." *Journal of Hydrology* 106.3 (1989): 245-255.

Zamoruyev, V. V. (1972). "Results of glaciological observations at Bellingshausen station in 1968." *Proceedings of SAE* 55 (1972): 135-144.

ANEXOS

ANEXO A: CUADRANTE DE DATOS DE SST

Fernandoy *et al.* (2012) en su trabajo propuso que las precipitaciones registradas en la estación OH tendrían su origen en el mar cercano a las costas del oeste de la Península Antártica. A partir de los resultados obtenidos por Fernandoy *et al.*, (2012) se analizaron las temperaturas superficiales del mar (SST) en 4 cuadrantes en torno a la ubicación del Plateau Laclavere (Figura 1) entre los años 1984-2014. Entre los 4 cuadrantes estudiados para este periodo, los dos extremos (C1 y C4) presentan una ausencia de datos significativa (48% y 43% del total respectivamente), mientras que los cuadrantes centrales (C2 y C3) presentan una mayor cantidad de datos en sus registros (68% y 70% del total respectivamente). Para estudiar la evolución de las SST en la región se consideraron los cuadrantes C2 y C3 debido a que entre ellos se identificó el mayor grado correlación a escala anual ($R = 0,67$) ($p < 0,001$) (Tabla A.1) y la mayor continuidad en los registros en el periodo 1984-2014.

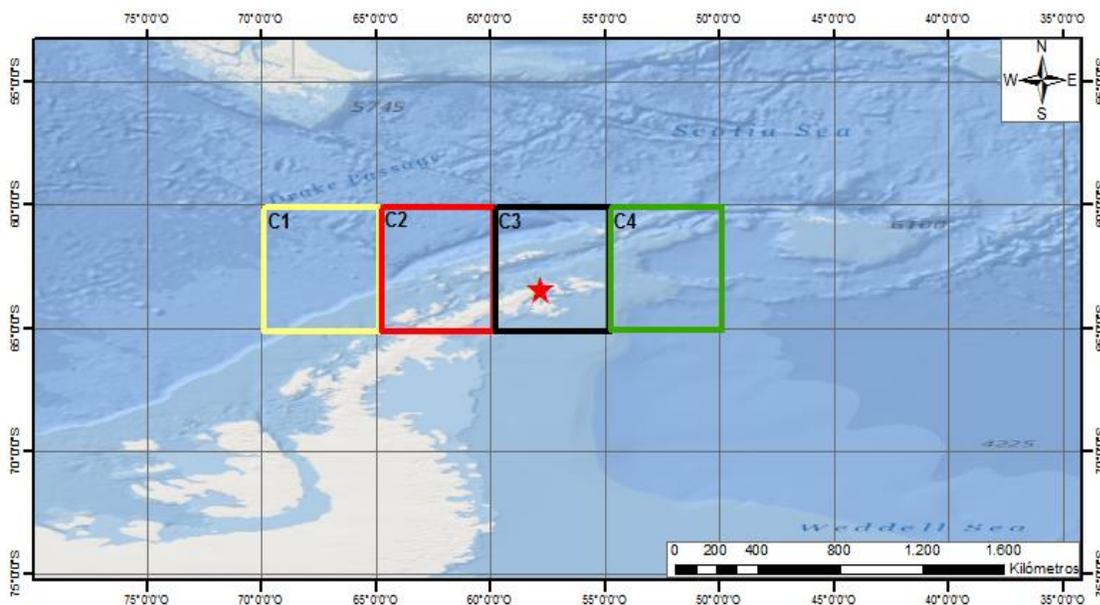


Figura 1. Cuadrantes de estudio de las condiciones de SST entre 1984-2014

Cuadrantes	C1	C2	C3	C4
C1	-			
C2	0,29	-		
C3	0,23	0,67	-	
C4	0,05	0,01	0,43	-

Tabla A.1. Correlación entre las SST registradas en los distintos cuadrantes en estudio

Para el análisis intermensual de las SST entre los años 2006-2014, la resolución de los registros mejoró en los 4 cuadrantes en estudio alcanzando ésta en promedio el 71% en los cuadrantes de los extremos (C1 y C4) y el 90% en los cuadrantes centrales (C2 y C3). El mayor grado de correlación entre registros de SST en este periodo se identificó entre los cuadrantes centrales ($R=0,78$) ($p < 0,001$) (Tabla A.2). La estrecha relación entre ambos cuadrantes (Figura 2) permitió completar los registros faltantes mediante el promedio de las SST registradas en ambos cuadrantes generándose así un nuevo cuadrante C5 (60° - 65° S y 65° - 55° W) que abarca un 95% del total de los meses en estudio (Figura 3). El nuevo cuadrante C5 no considera únicamente los registros correspondientes a los meses de septiembre y octubre de 2008, agosto de 2010 y 2007, y junio de 2006, debido a la ausencia de datos para estos meses en ambos cuadrantes (C2 y C3). Además se identificó una anomalía significativa en la SST promedio durante noviembre 2010 y 2011 los cuales registraban valores hasta 6°C mayores que los cuadrantes de su entorno. En estos casos, tanto las ausencias de datos como las anomalías fueron reemplazadas por el promedio de SST provenientes de los cuadrantes C1 y C4.

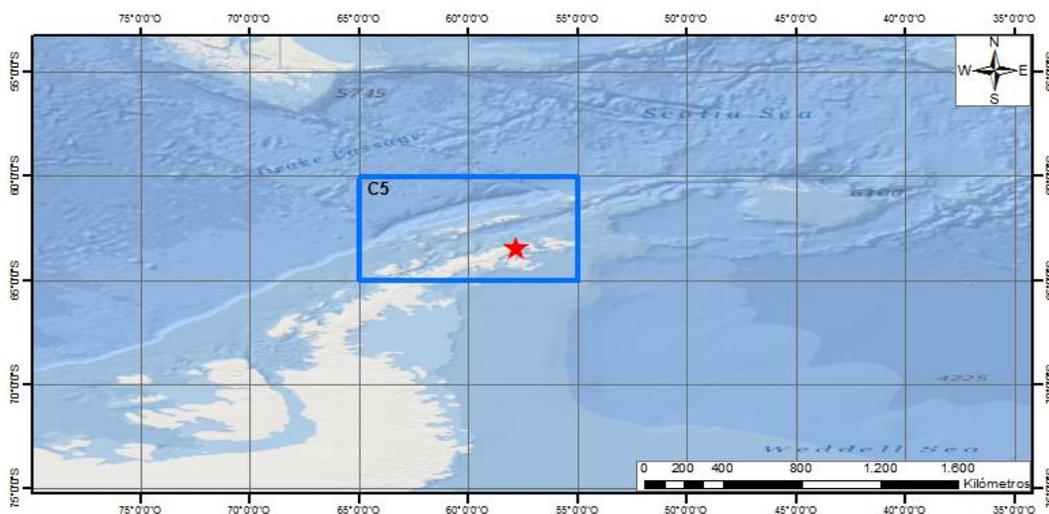


Figura 2. Cuadrante considerado para la obtención de las condiciones de SST entre los años 2006-2014

2008-2014	C1	C2	C3	C4
C1	-			
C2	0,19	-		
C3	0,26	0,78	-	
C4	-0,07	-0,01	0,37	-

Tabla A.2. Matriz de correlación entre las SST promedio mensuales registradas en los distintos cuadrantes en estudio entre los años 2006-2014

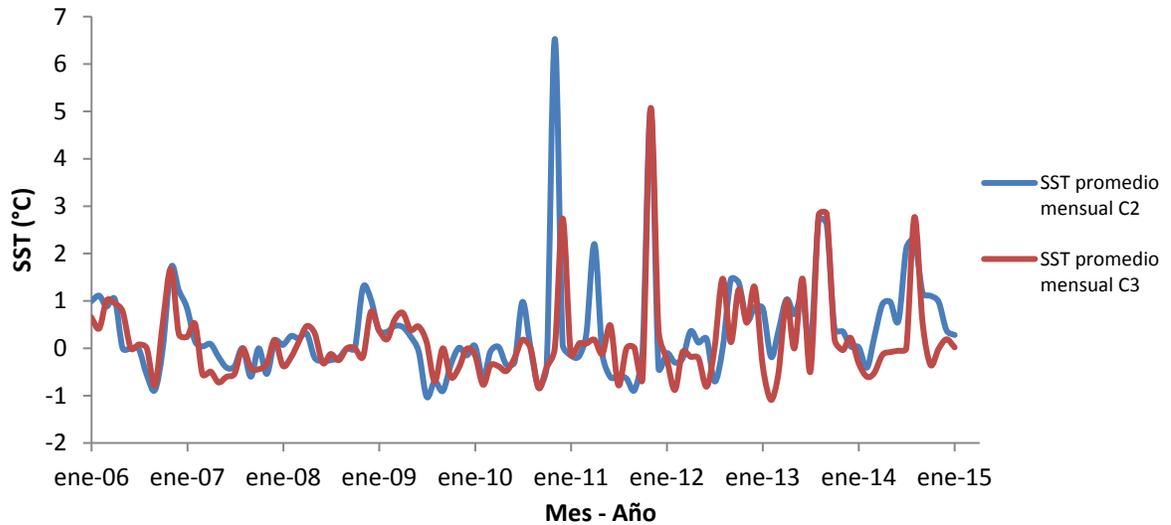


Figura 3. Serie de tiempo mensual de SST promedio para los cuadrantes C2 y C3

ANEXO B: ANOMALIAS DE VIENTO MERIDIONAL, ZONAL Y VECTOR VIENTO

Anomalía de viento meridional DEF

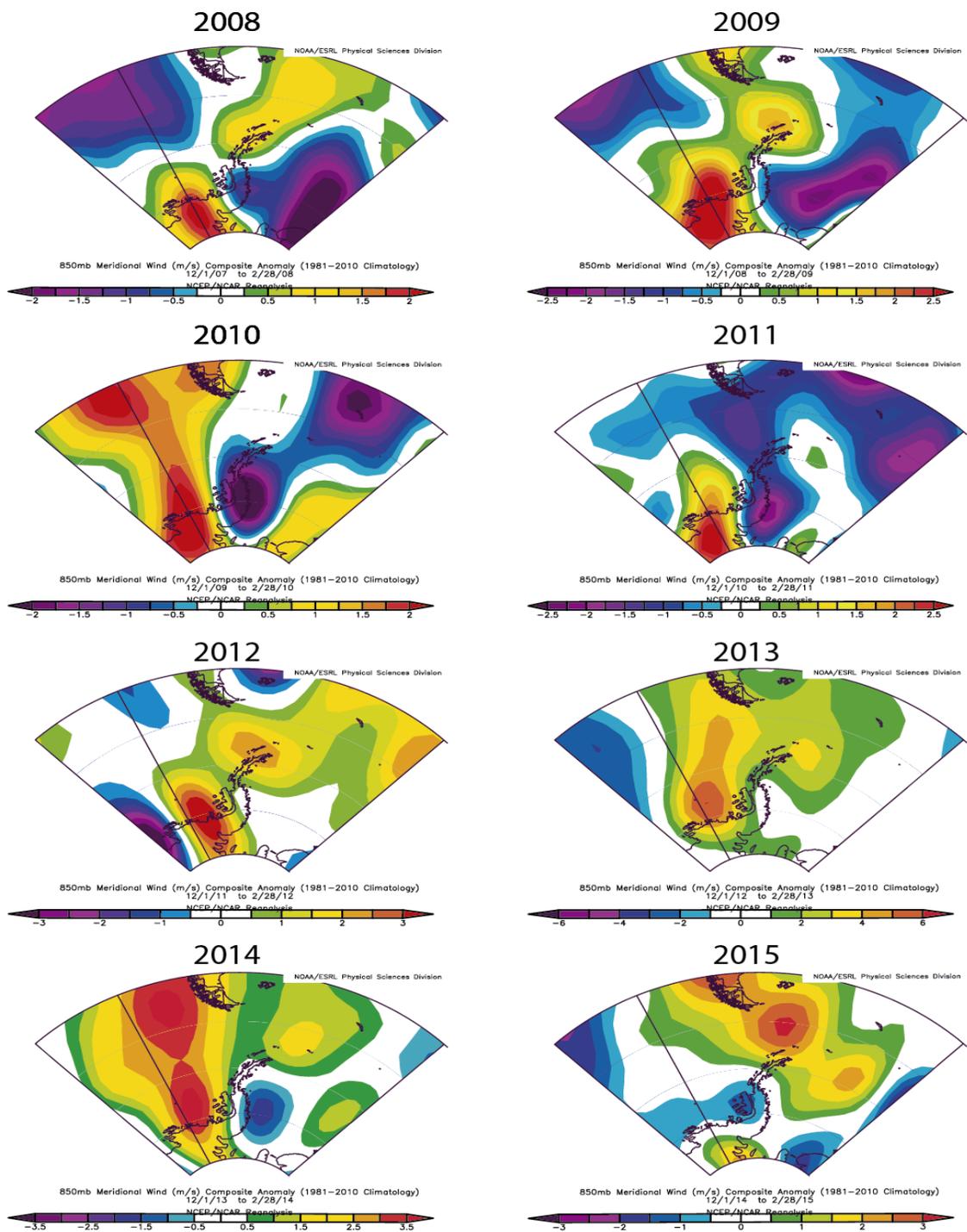


Figura 1. Mapas anomalía de viento meridional (850 hPa) durante DEF, entre 2008-2015, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de viento meridional MAM

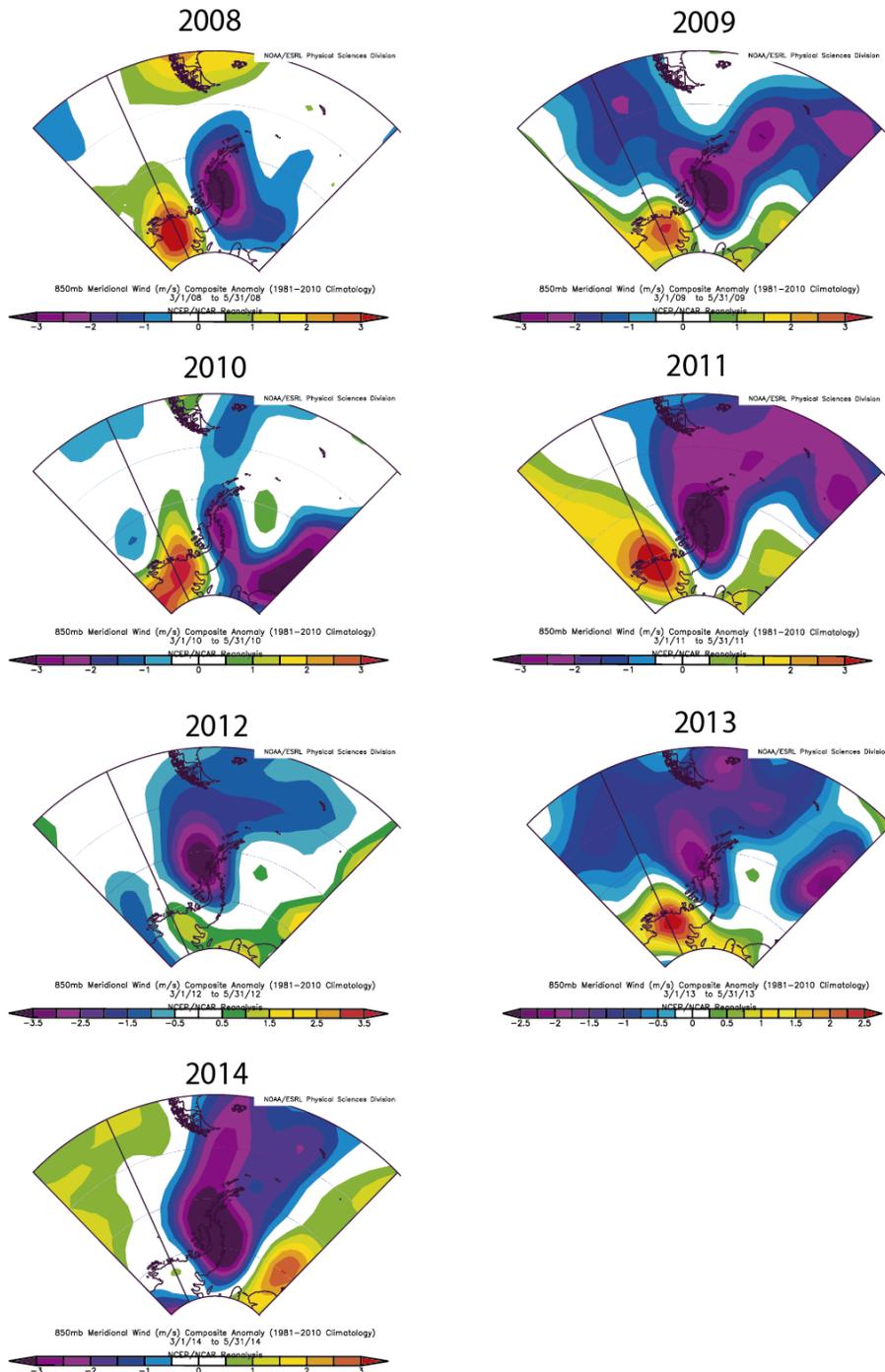


Figura 2. Mapas de anomalía de viento meridional (850 hPa) durante MAM, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalia de viento meridional JJA

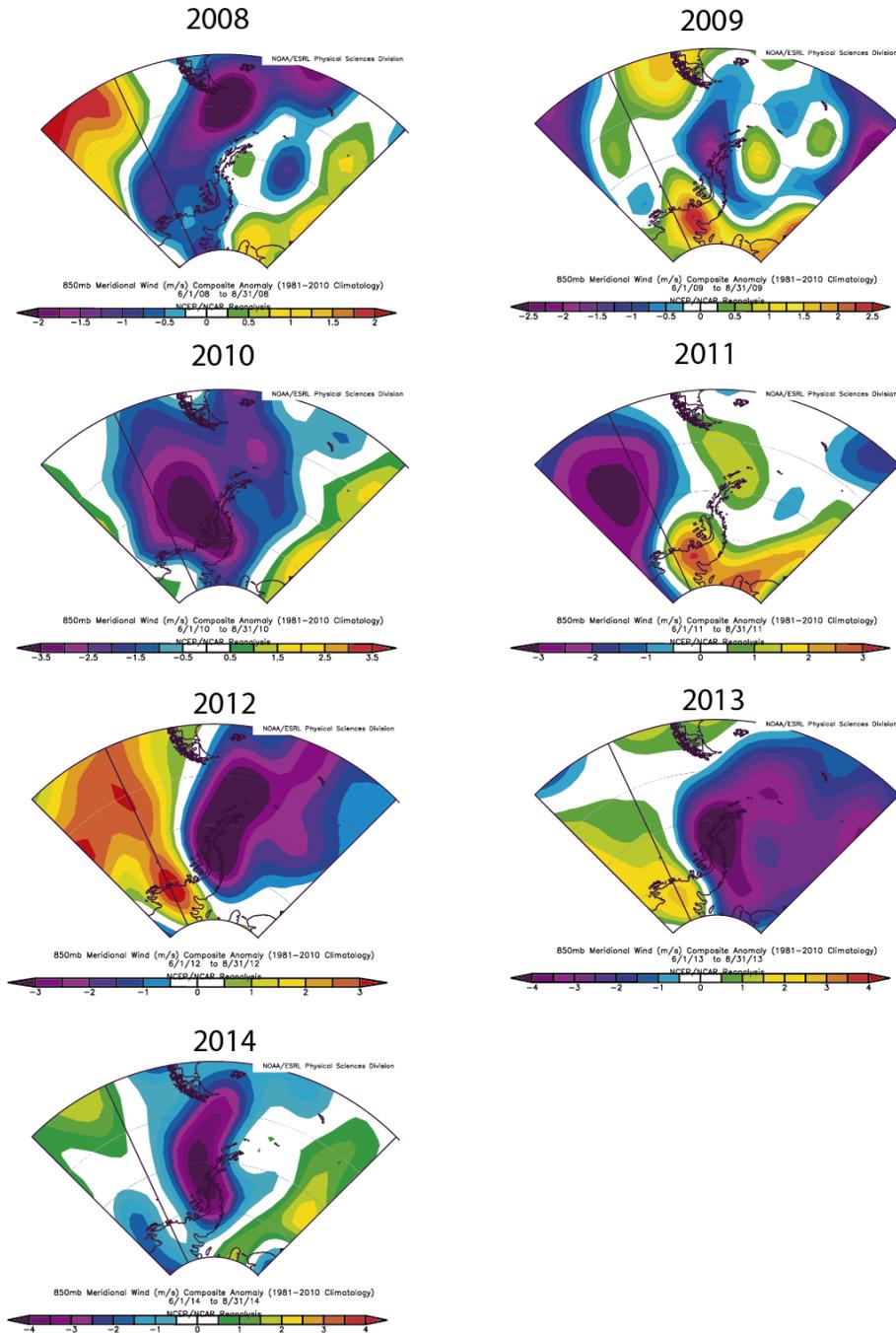


Figura 3. Mapas de anomalía de viento meridional (850 hPa) durante JJA, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de viento meridional SON

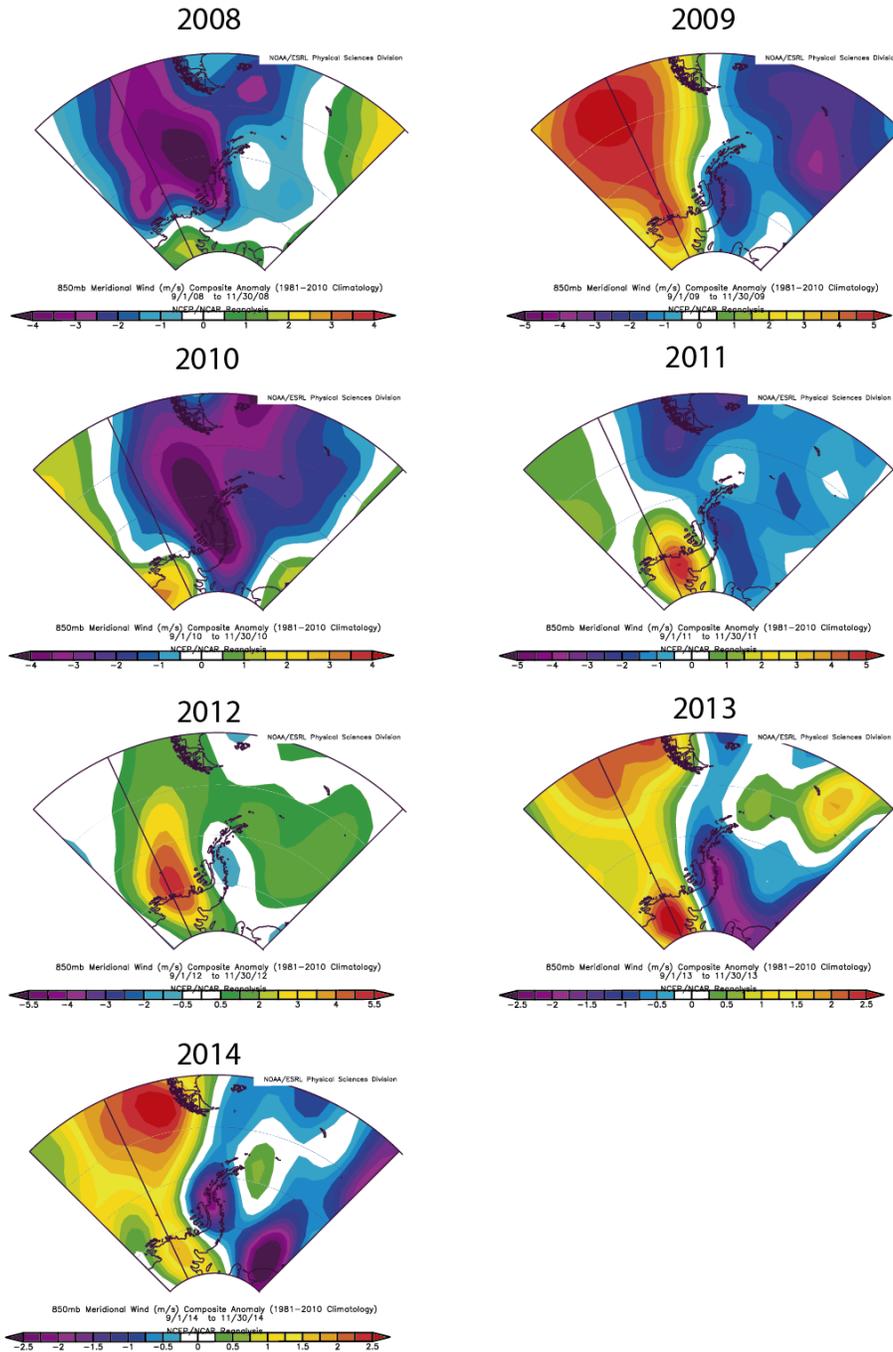


Figura 4. Mapas de anomalía de viento meridional (850 hPa) durante SON, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Climatología de vientos meridionales

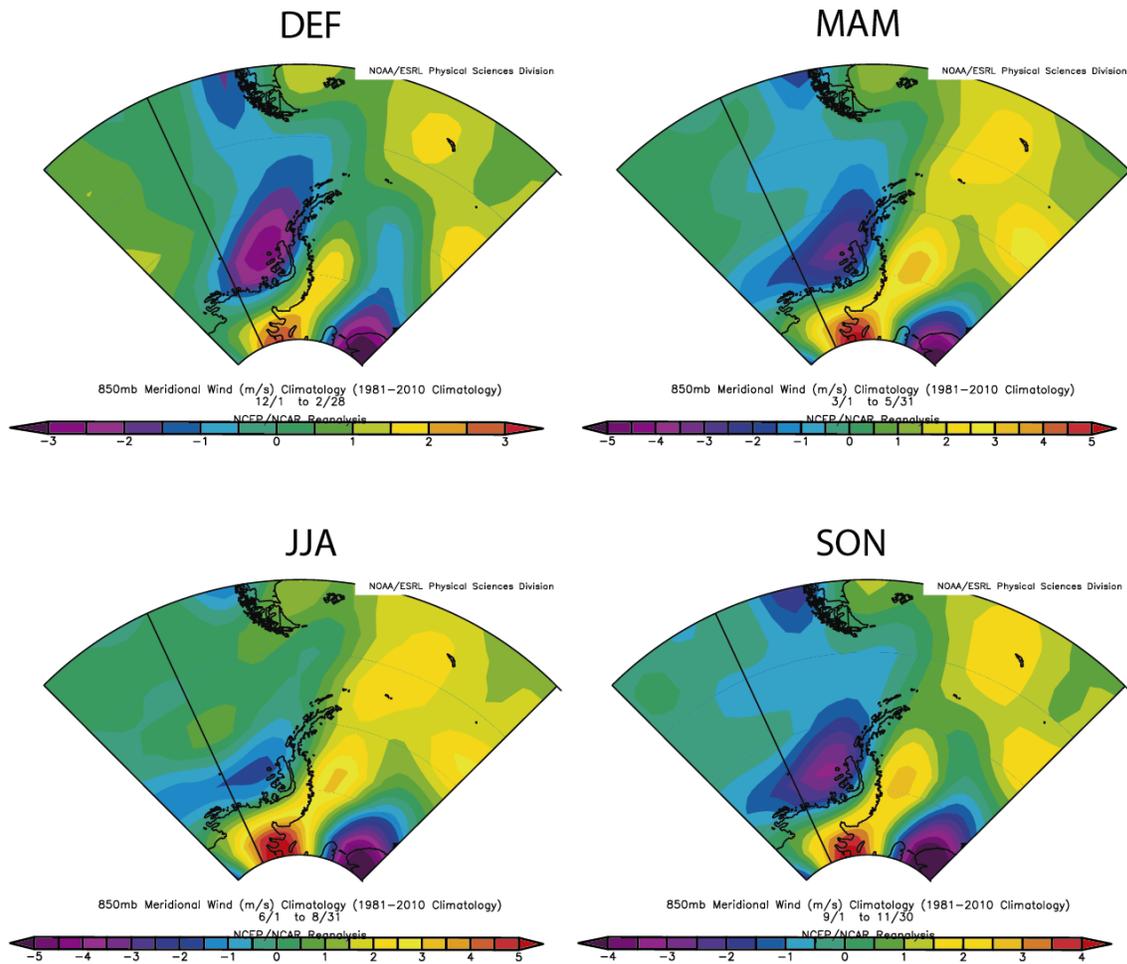


Figura 5. Mapas de climatología del de viento meridional (850 hPa) entre 1981-2010, sobre la Península Antártica. Las escalas de colores representan la magnitud del viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de viento zonal DEF

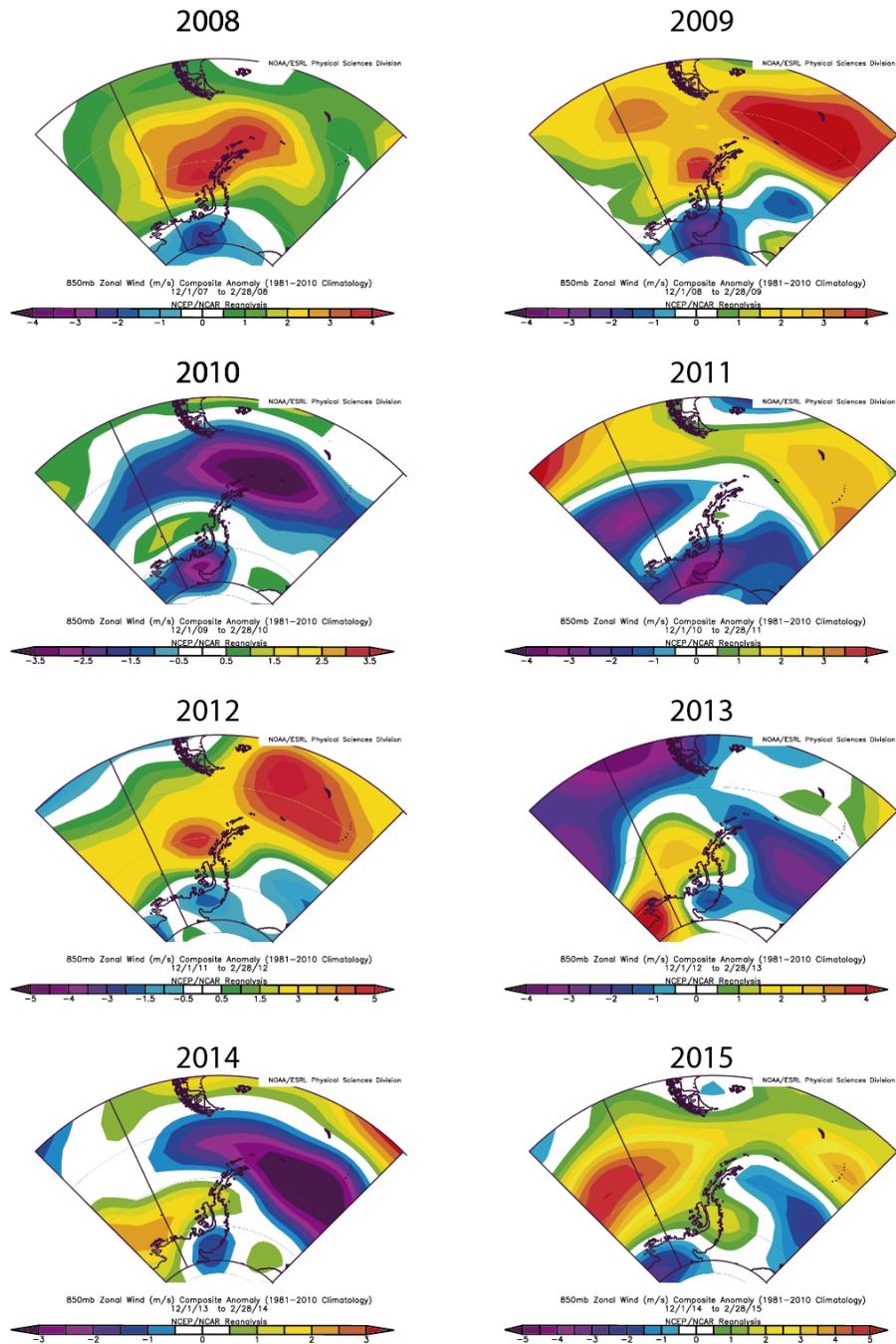


Figura 6. Mapas de anomalía de viento zonal (850 hPa) durante DEF, entre 2008-2015, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de viento zonal MAM

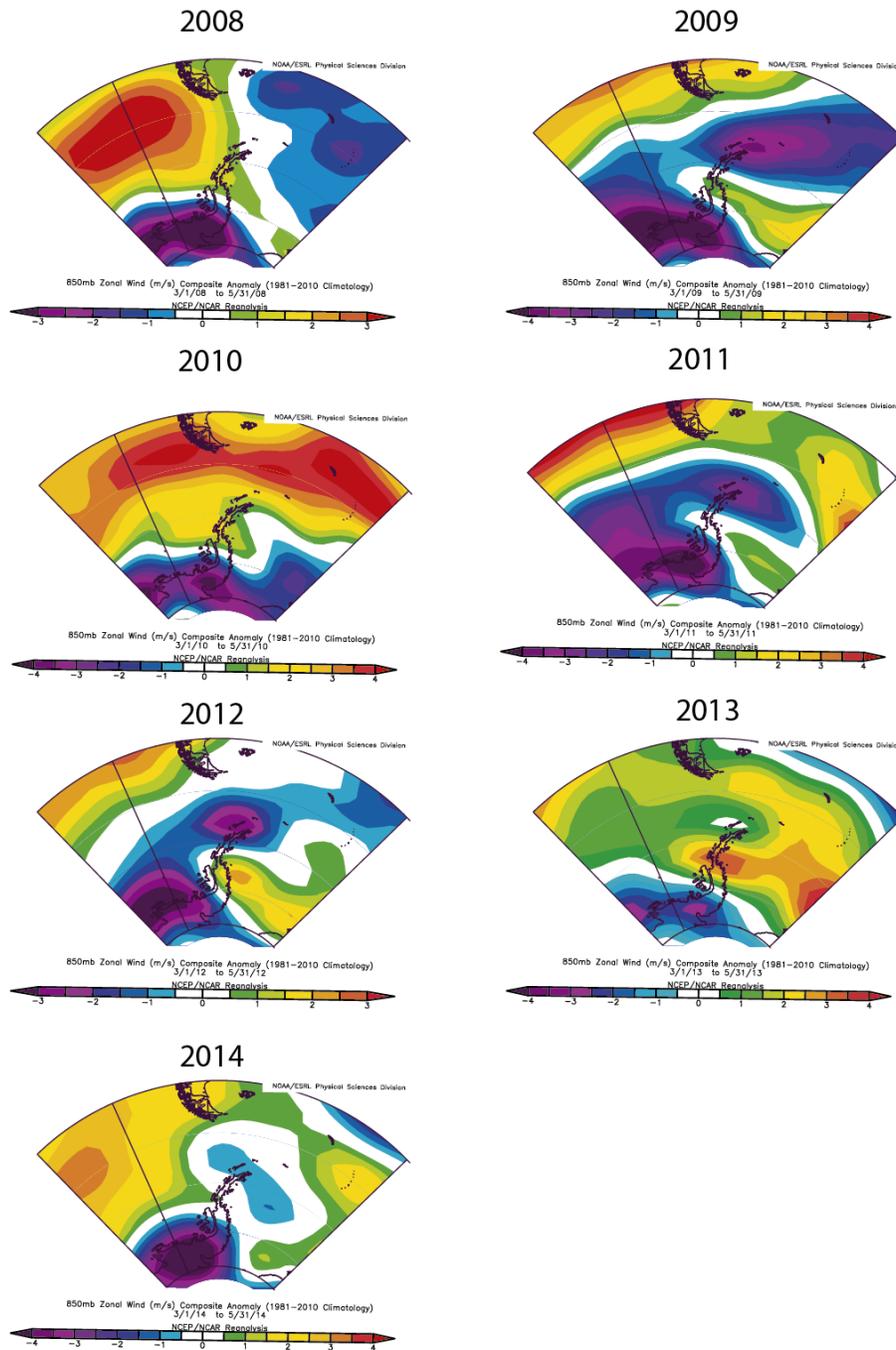


Figura 7. Mapas de anomalía de viento zonal (850 hPa) durante MAM, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de viento zonal JJA

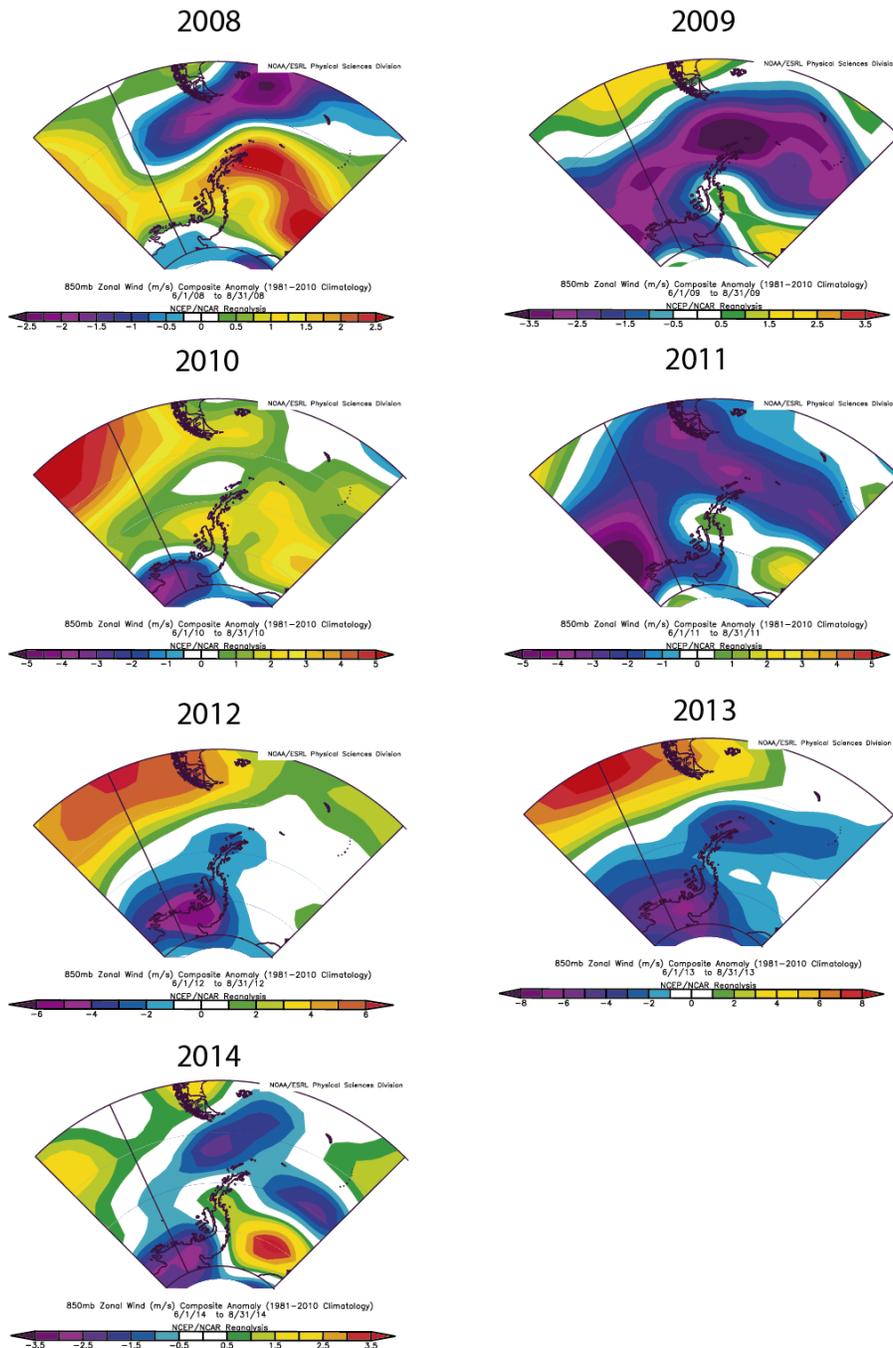


Figura 8. Mapas de anomalía de viento zonal (850 hPa) durante JJA, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de viento zonal SON

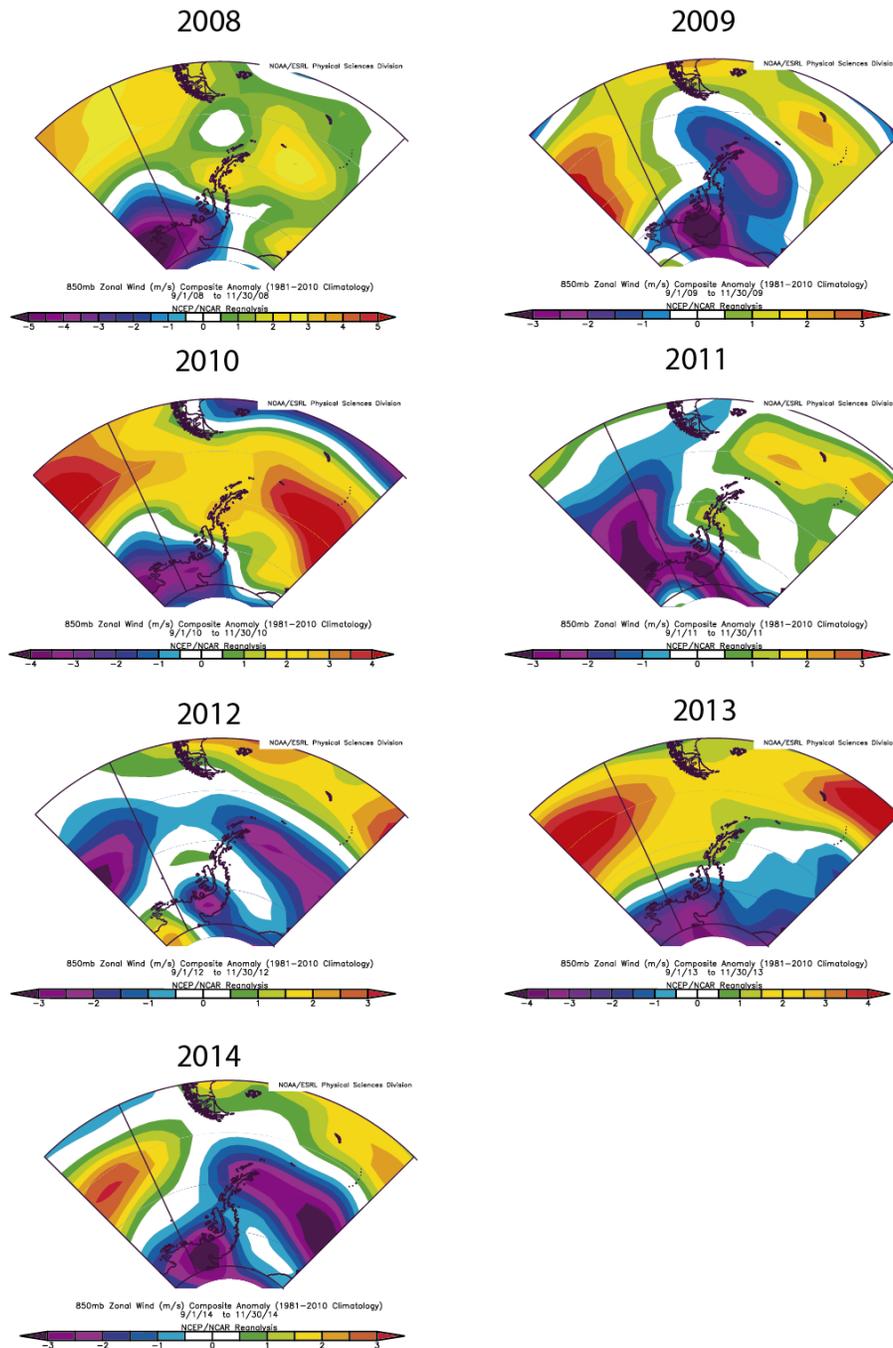


Figura 9. Mapas de anomalía de viento zonal (850 hPa) durante SON, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981 y 2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Climatología de vientos zonales

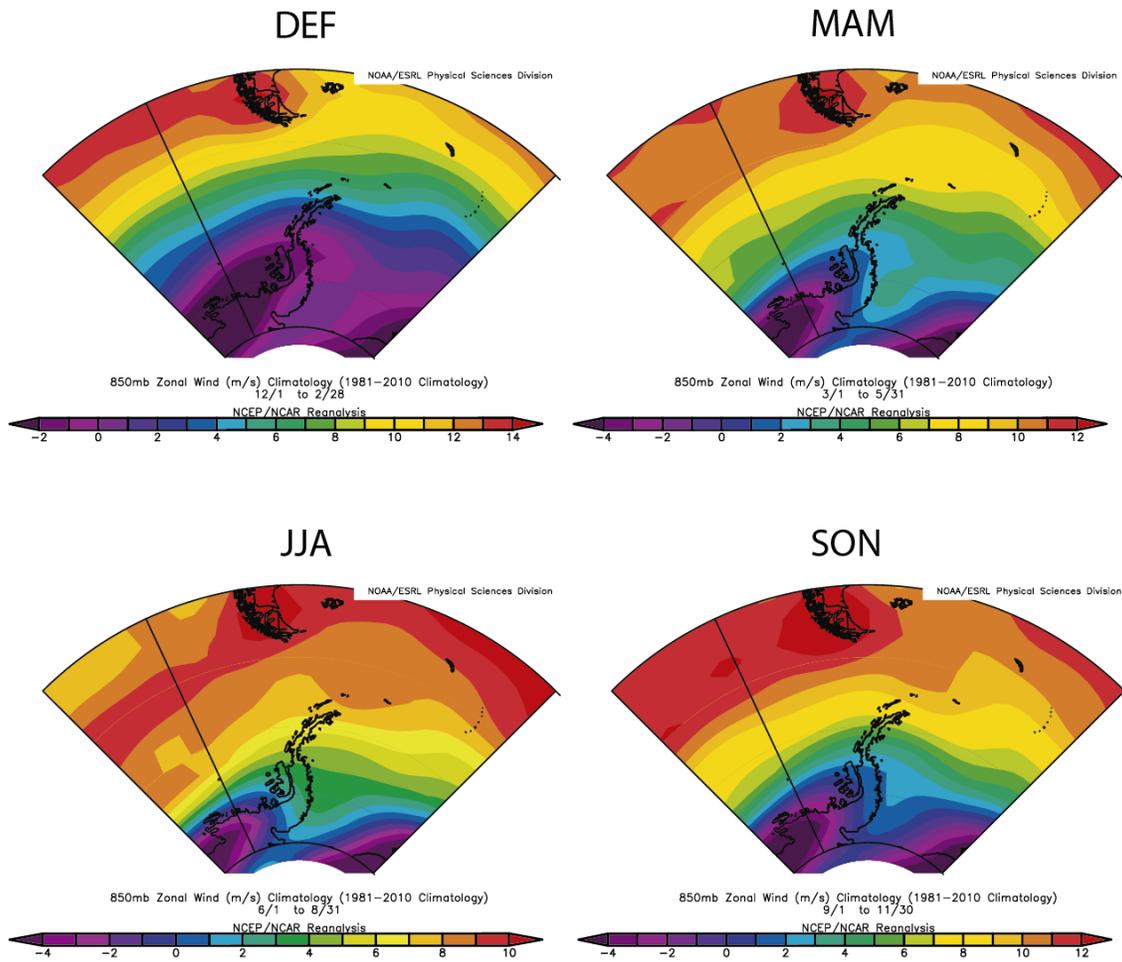


Figura 10. Mapas de climatología del de viento zonal (850 hPa) entre 1981-2010, sobre la Península Antártica. Las escalas de colores representan la magnitud del viento (m/s). Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de vector de viento DEF

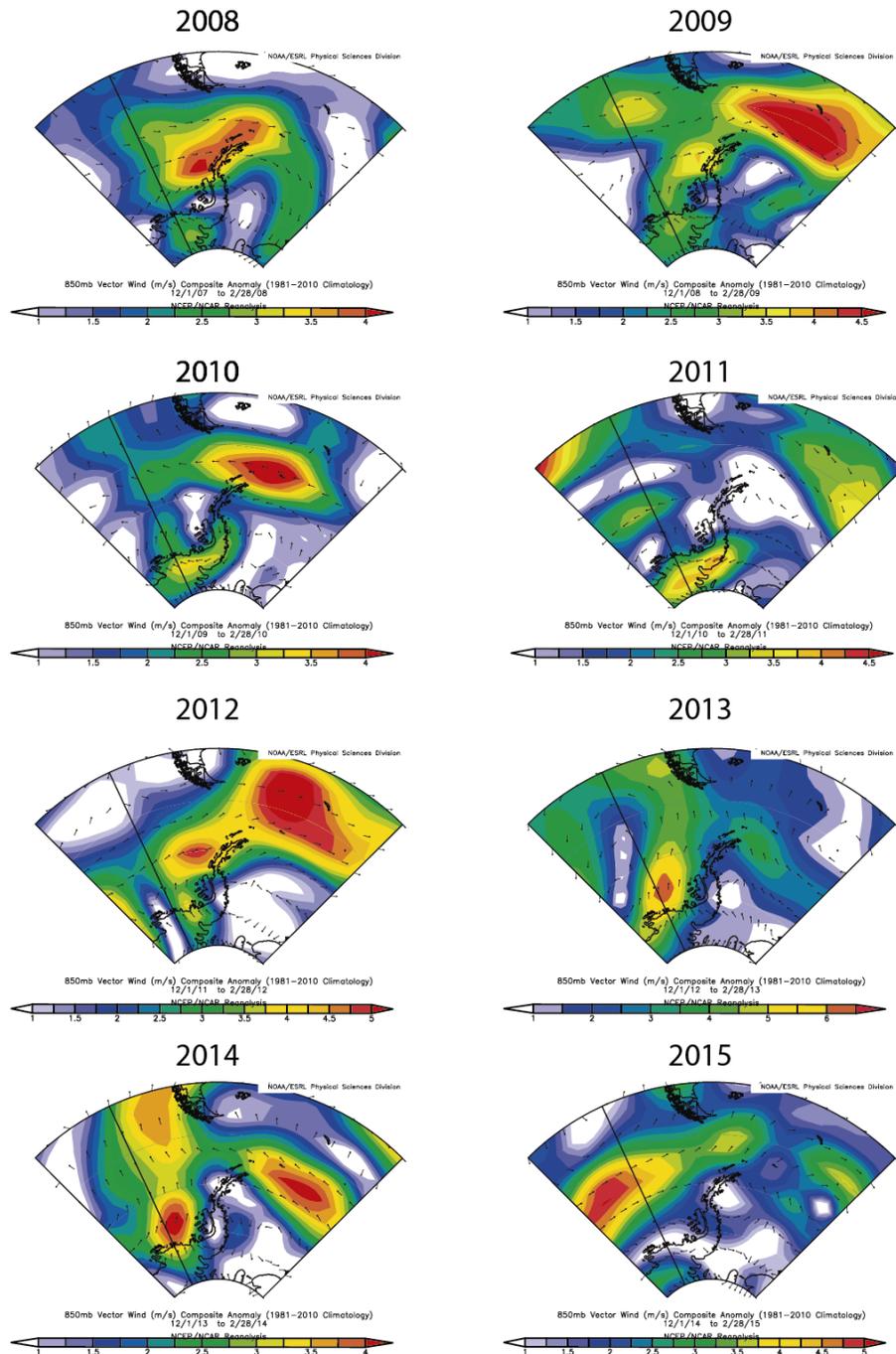


Figura 11. Mapas de vector anomalía de viento (850 hPa) durante DEF, entre 2008-2015, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981-2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Las flechas representan la dirección y sentido de la anomalía de viento. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de vector de viento MAM

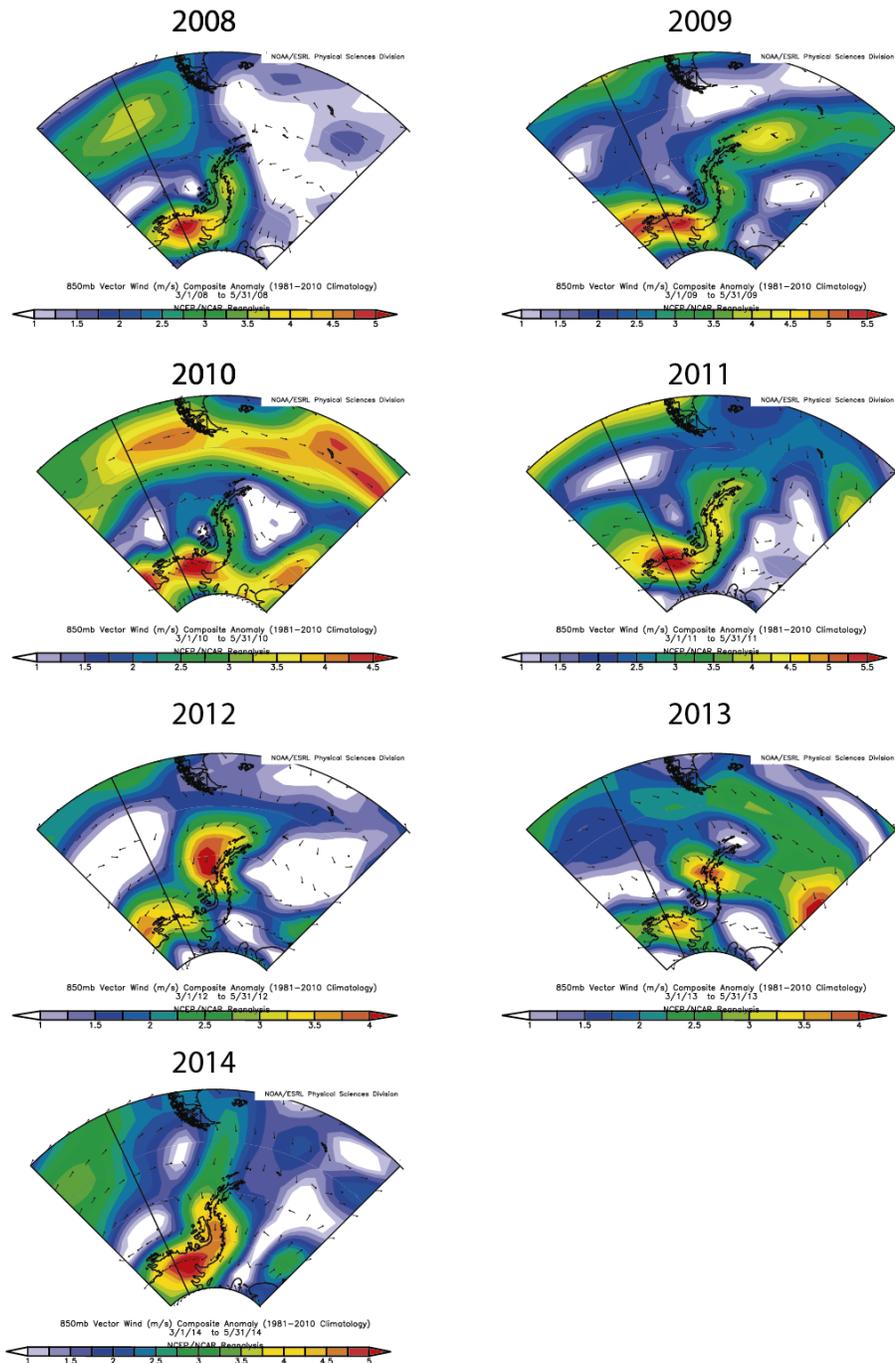


Figura 12. Mapas de vector anomalía de viento (850 hPa) durante MAM, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981-2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Las flechas representan la dirección y sentido de la anomalía de viento. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalía de vector de viento JJA

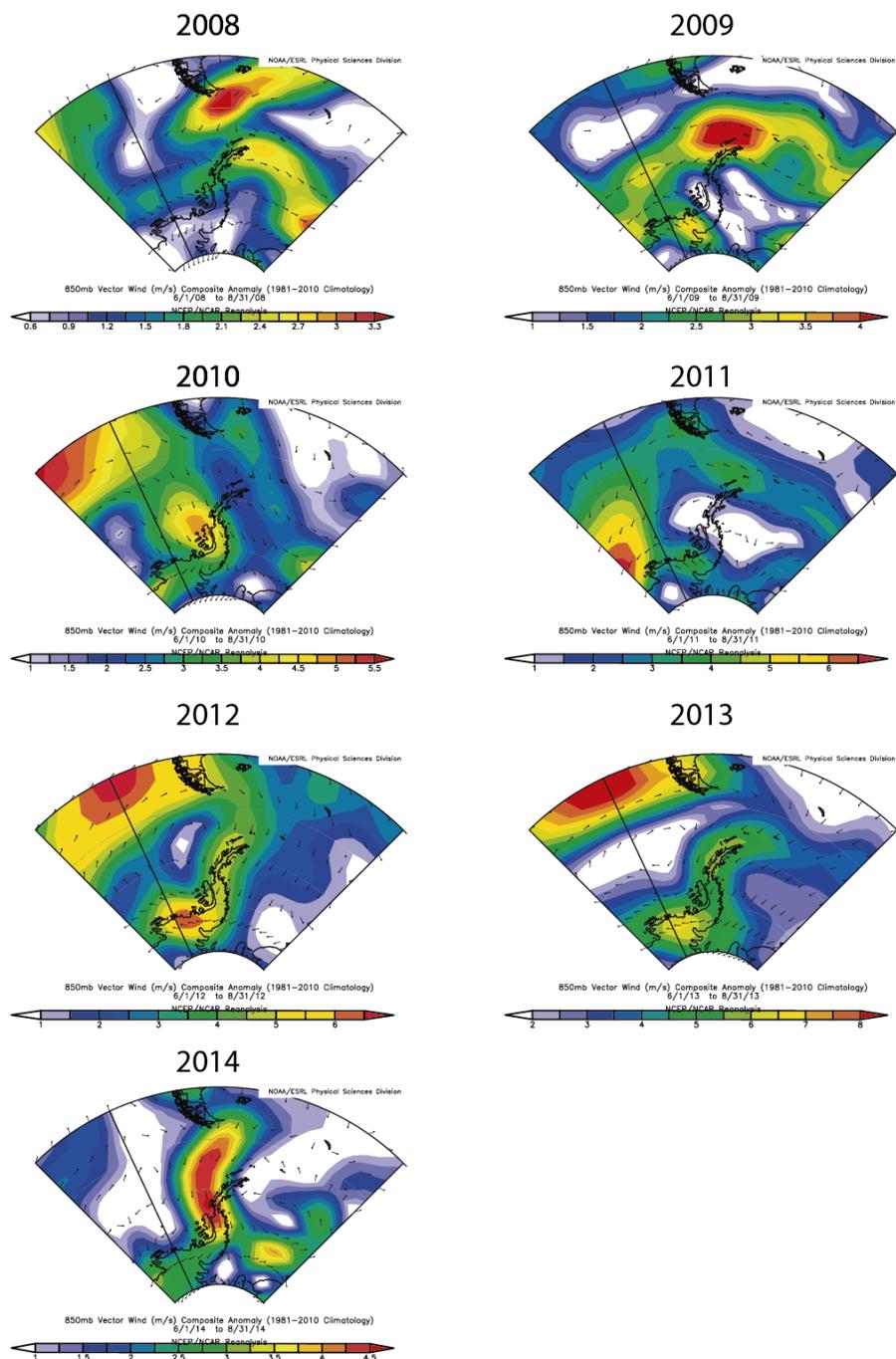


Figura 13. Mapas de vector anomalía de viento (850 hPa) durante JJA, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981-2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Las flechas representan la dirección y sentido de la anomalía de viento. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

Anomalia de vector de viento SON

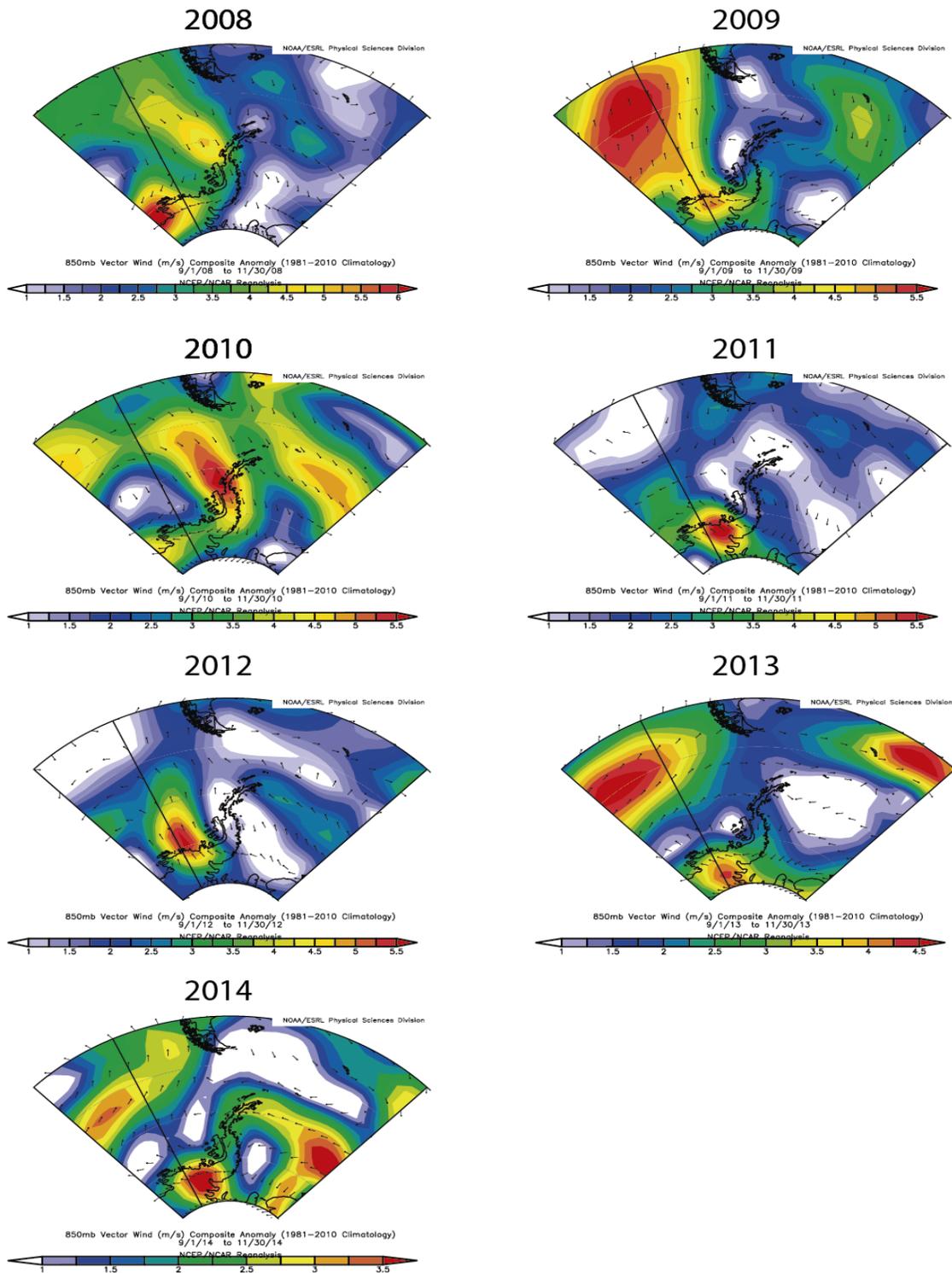


Figura 14. Mapas de vector anomalía de viento (850 hPa) durante SON, entre 2008-2014, respecto de la climatología sobre la Península Antártica entre 1981-2010. Las escalas de colores representan la magnitud de la anomalía de viento (m/s). Las flechas representan la dirección y sentido de la anomalía de viento. Imagen obtenida del modelo de reanálisis climático NCEP/NCAR.

ANEXO C: EXTENSIÓN DE HIELO MARINO

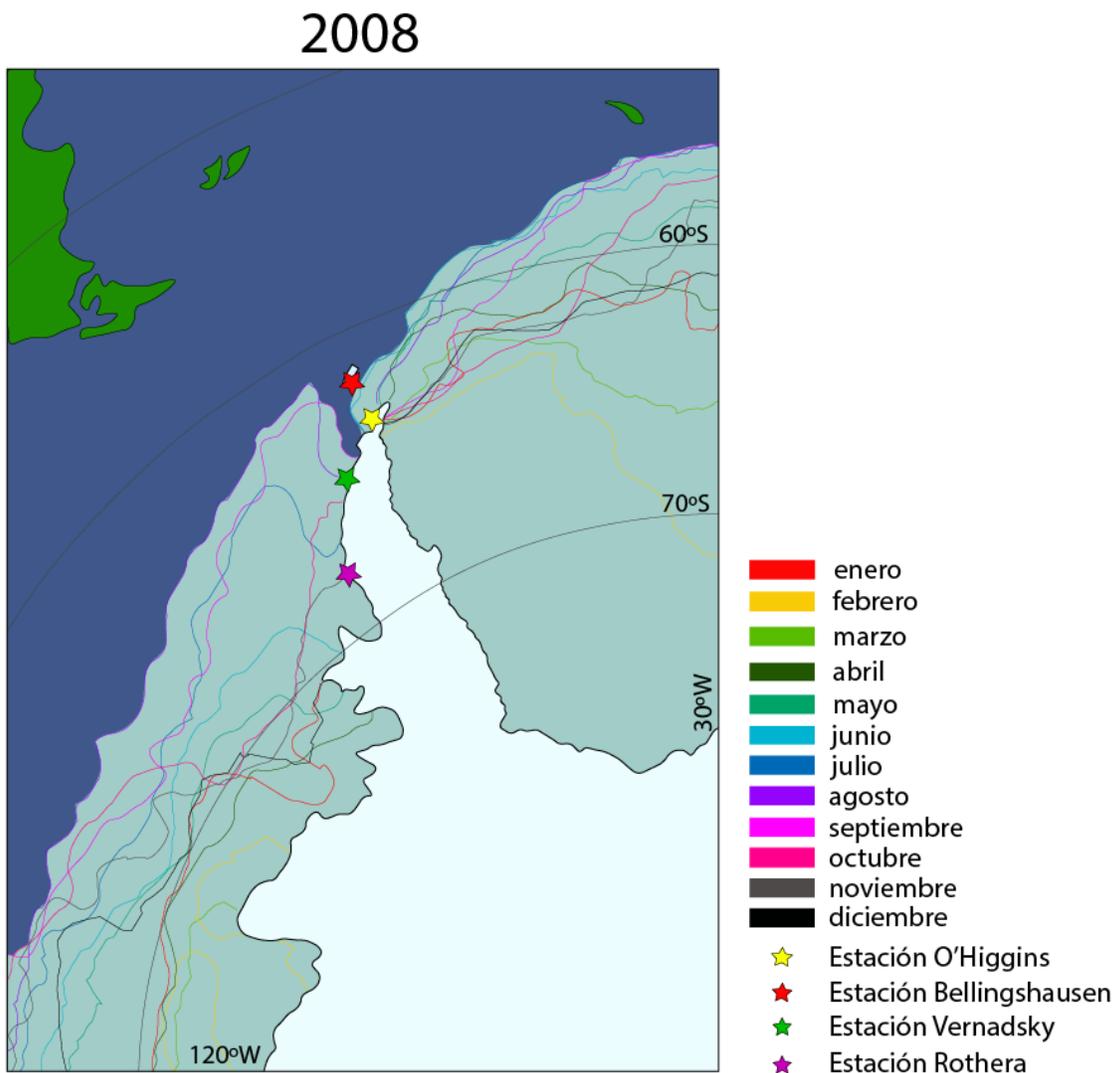


Figura 1. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2008.

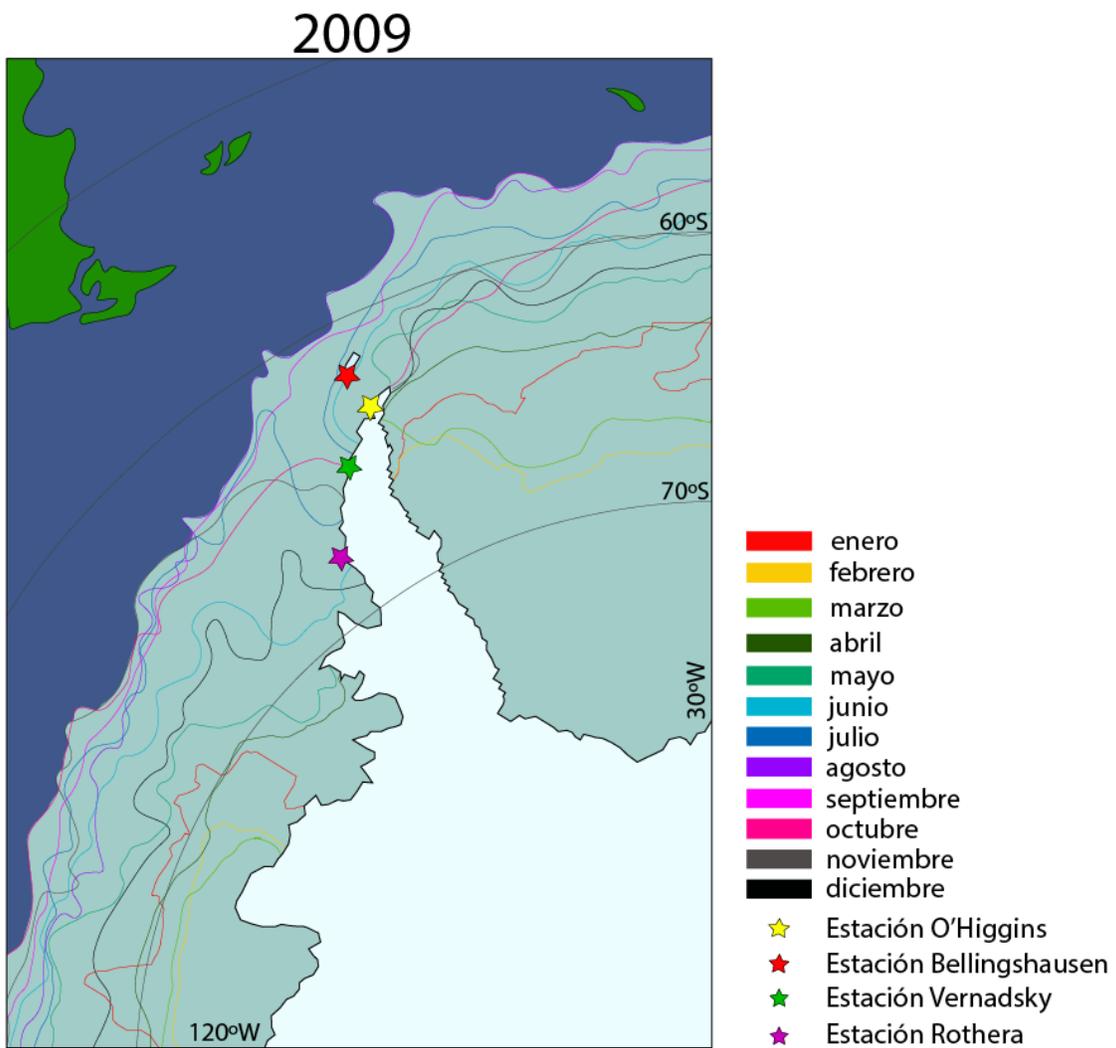


Figura 2. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2009

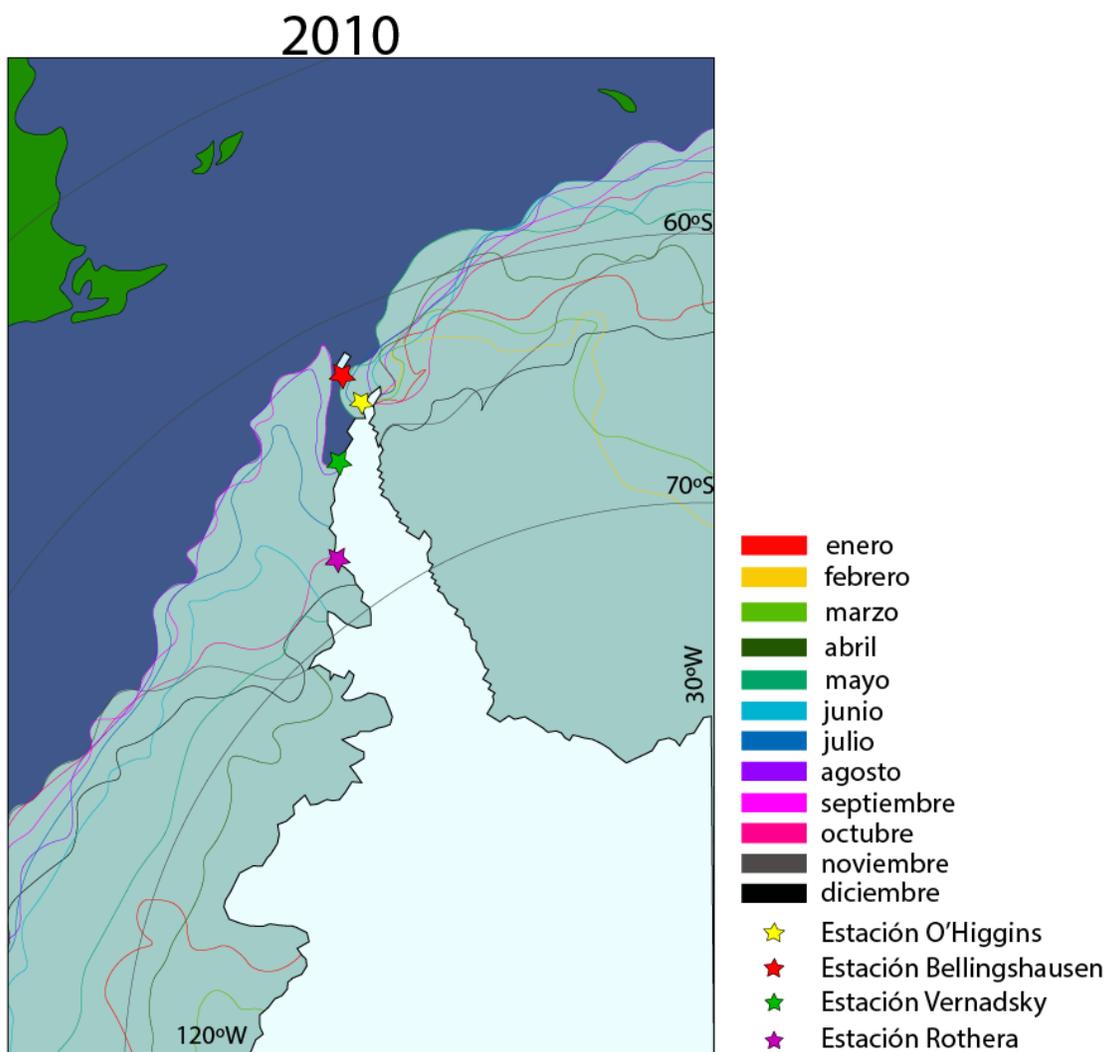


Figura 3. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2010

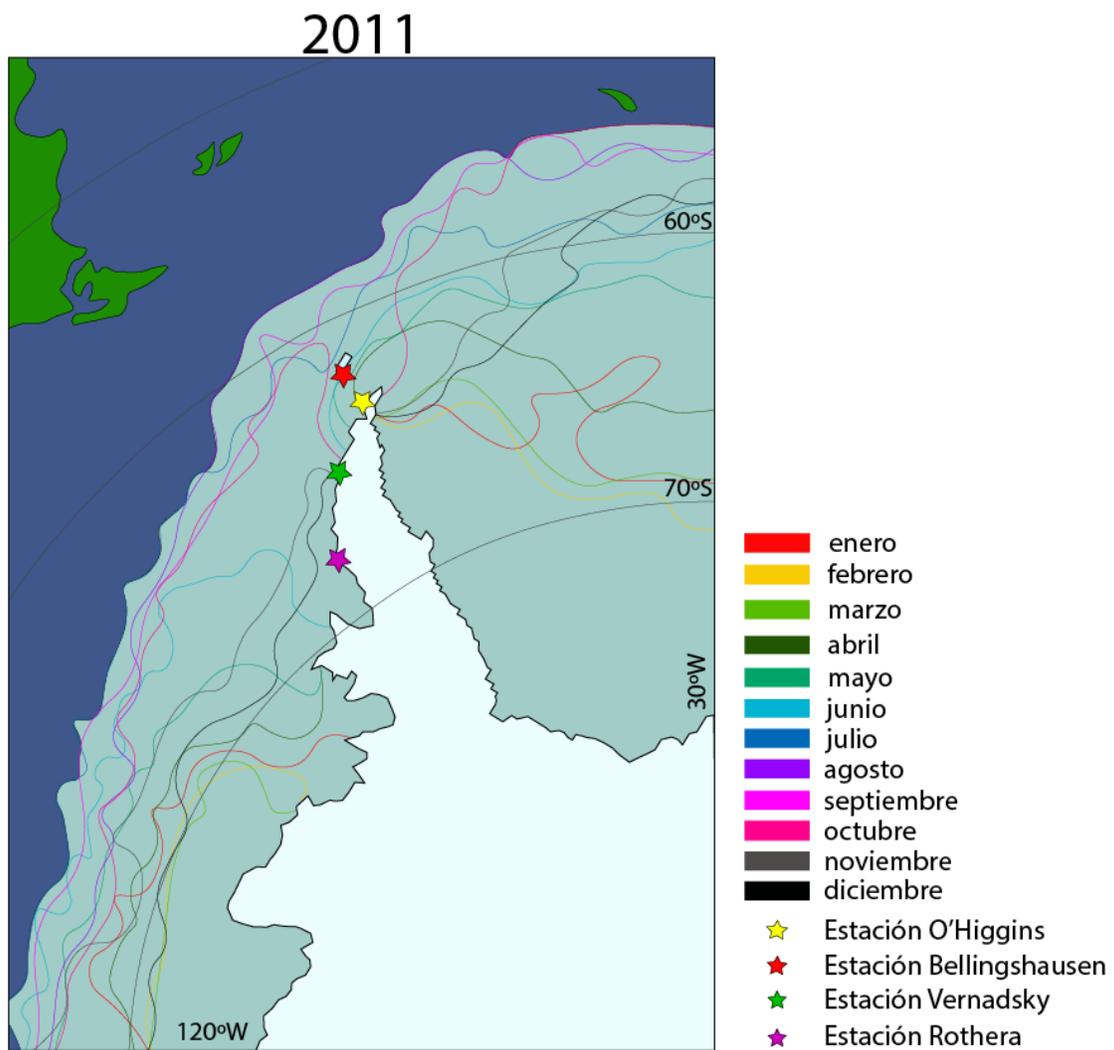


Figura 4. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2011

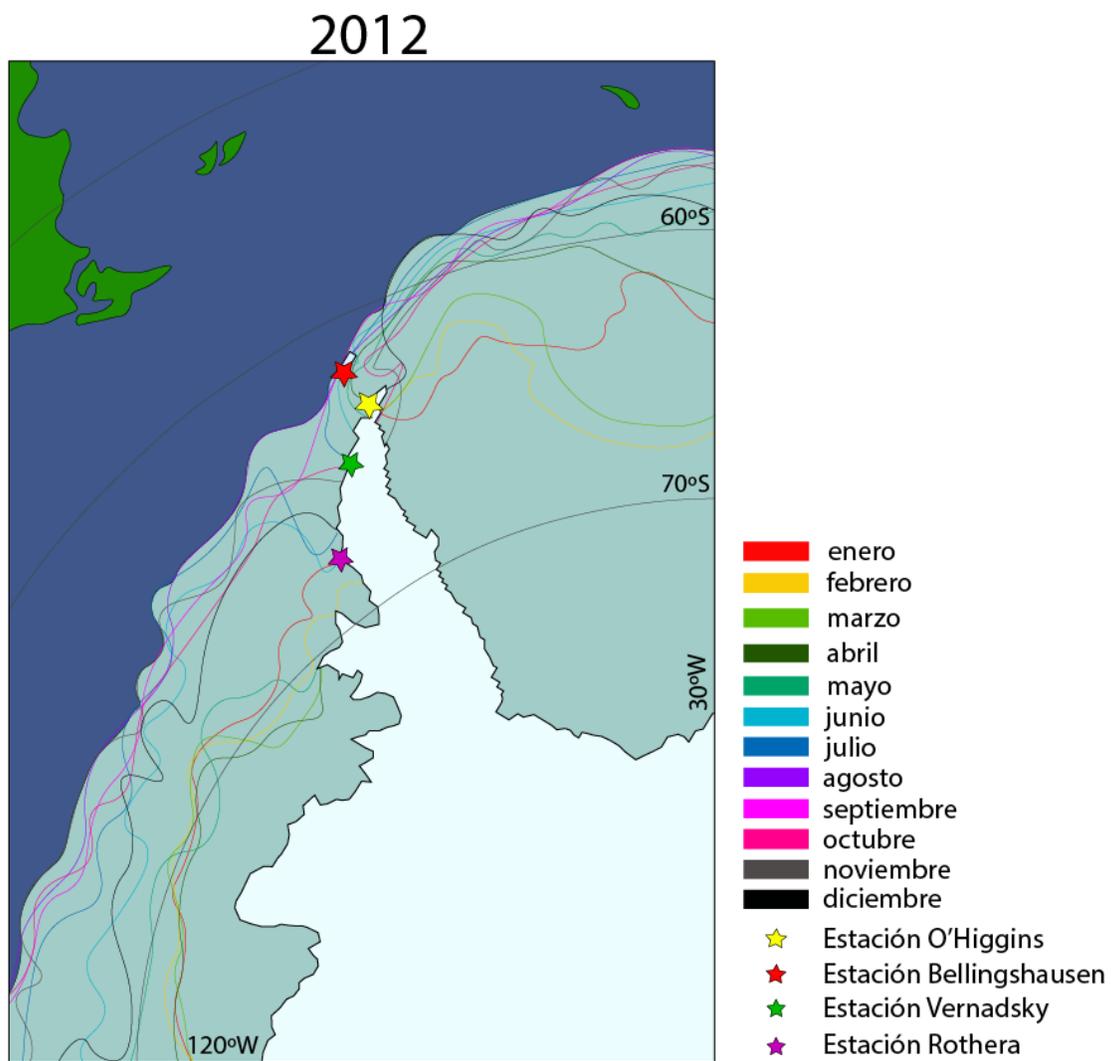


Figura 5. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2012

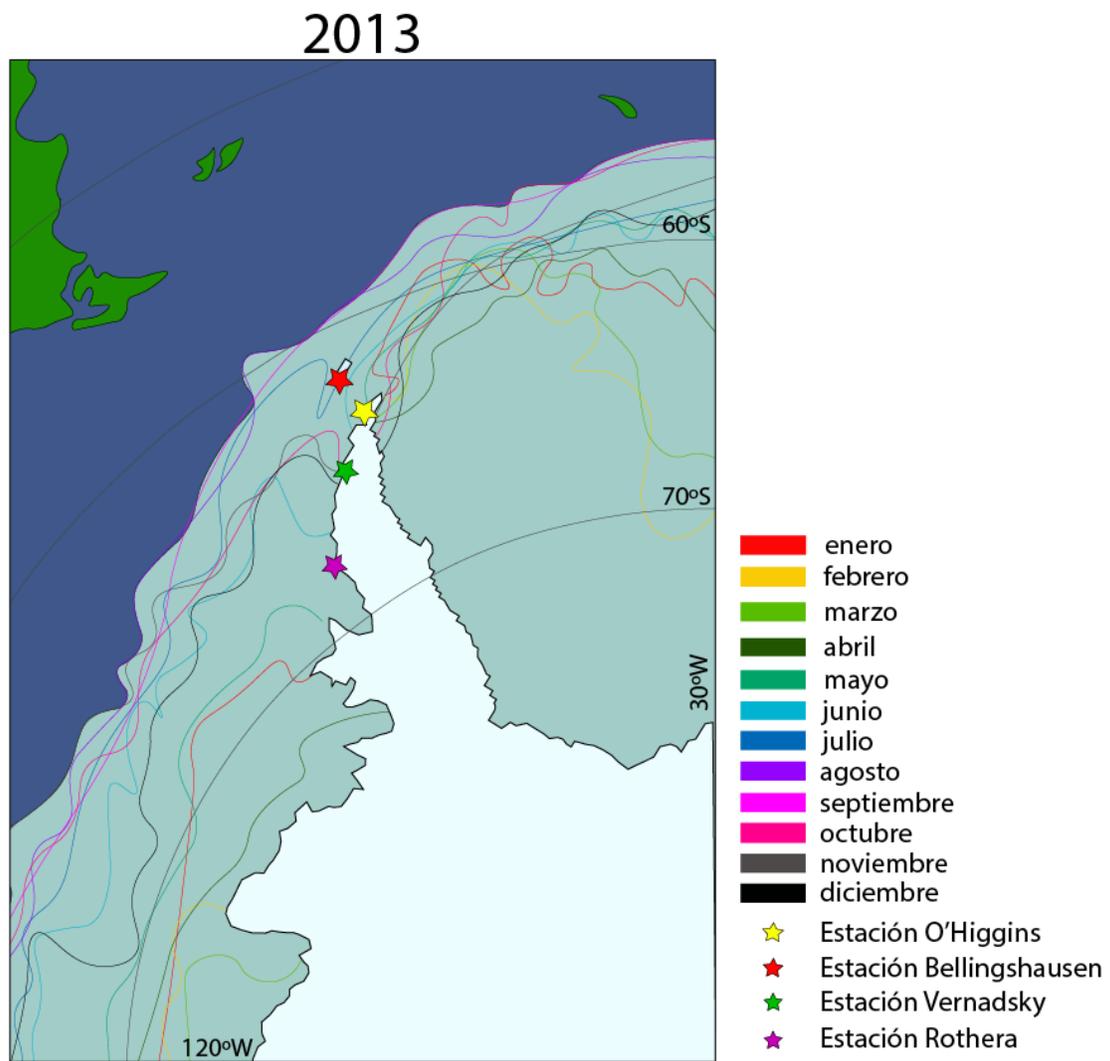


Figura 6. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2013

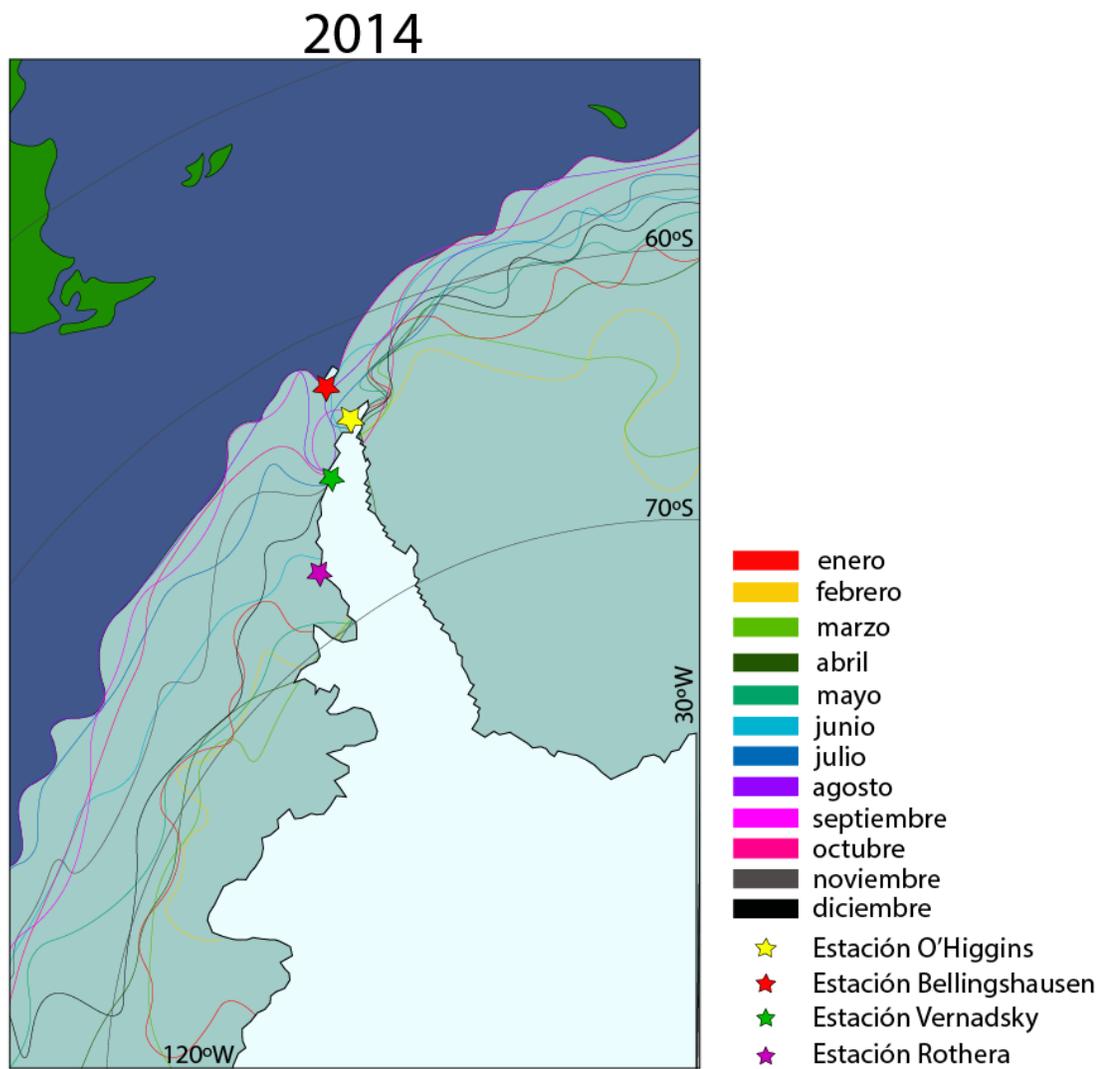


Figura 7. Extensión de la plataforma de hielo marino con resolución mensual en las costas de la Península Antártica durante el año 2014

ANEXO D: RETROTRAYECTORIAS DE PARCELAS DE AIRE QUE LLEGARON AL PLATEAU LACLAVERE

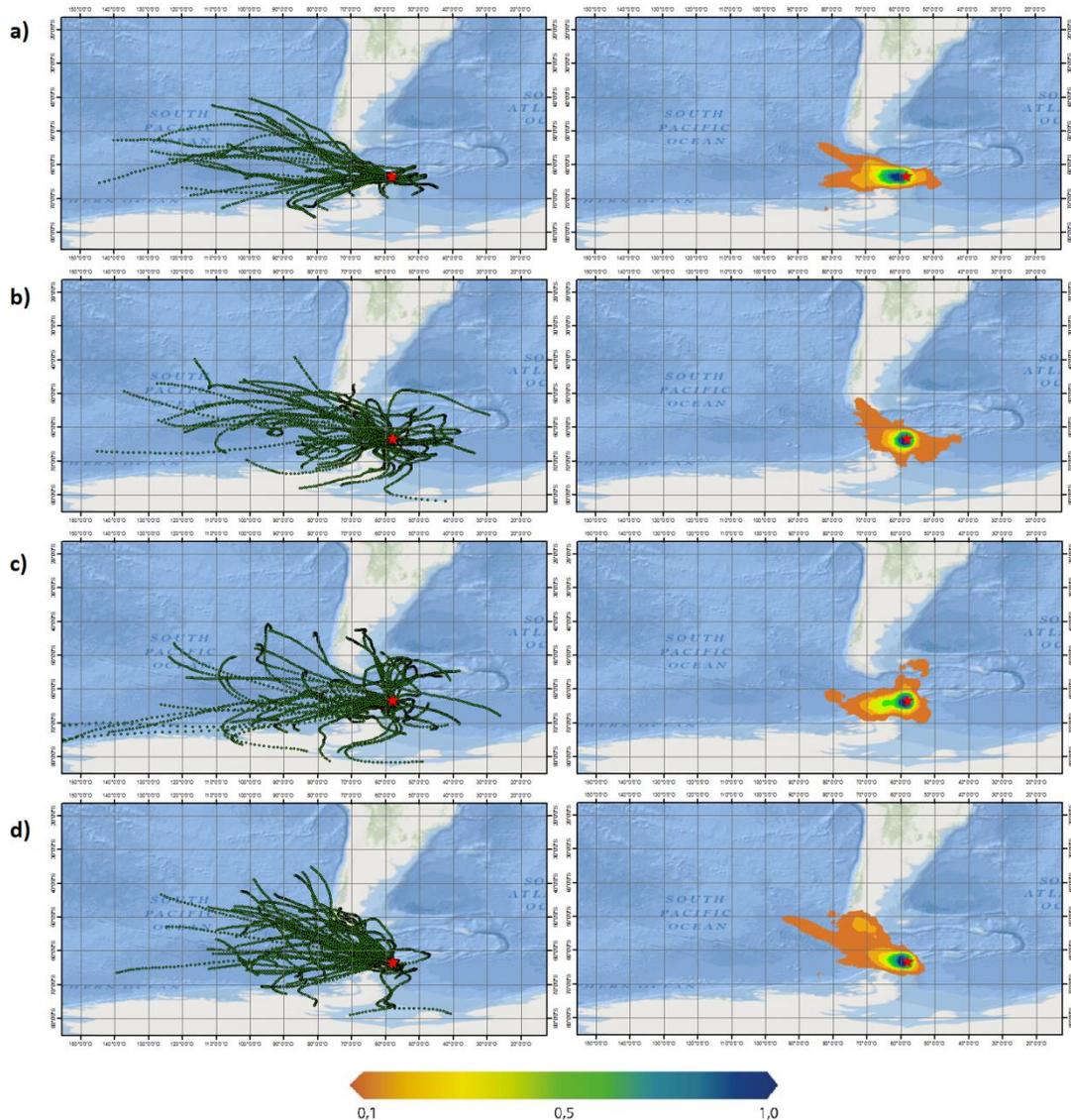


Figura 1. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2008 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

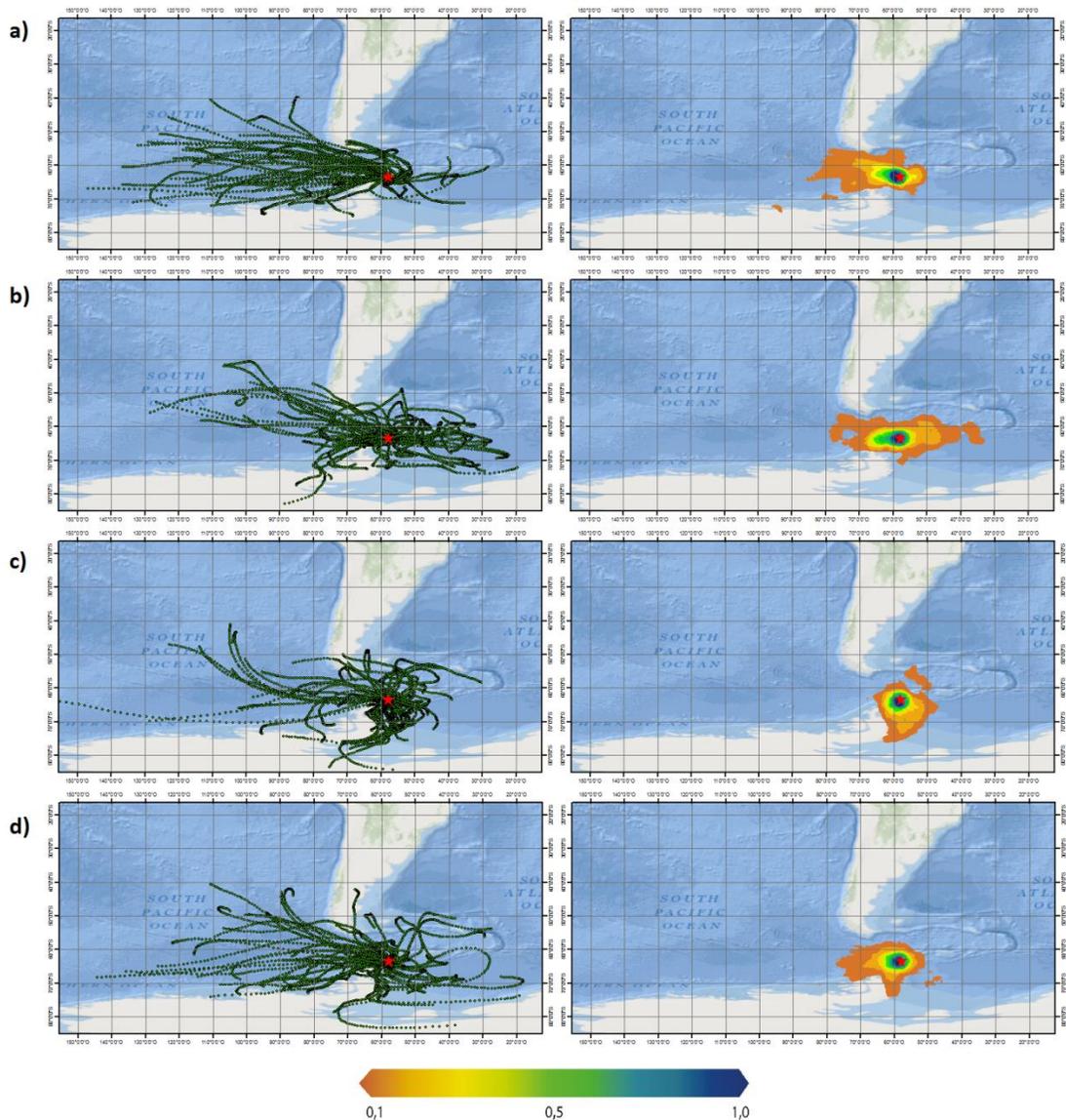


Figura 2. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2009 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

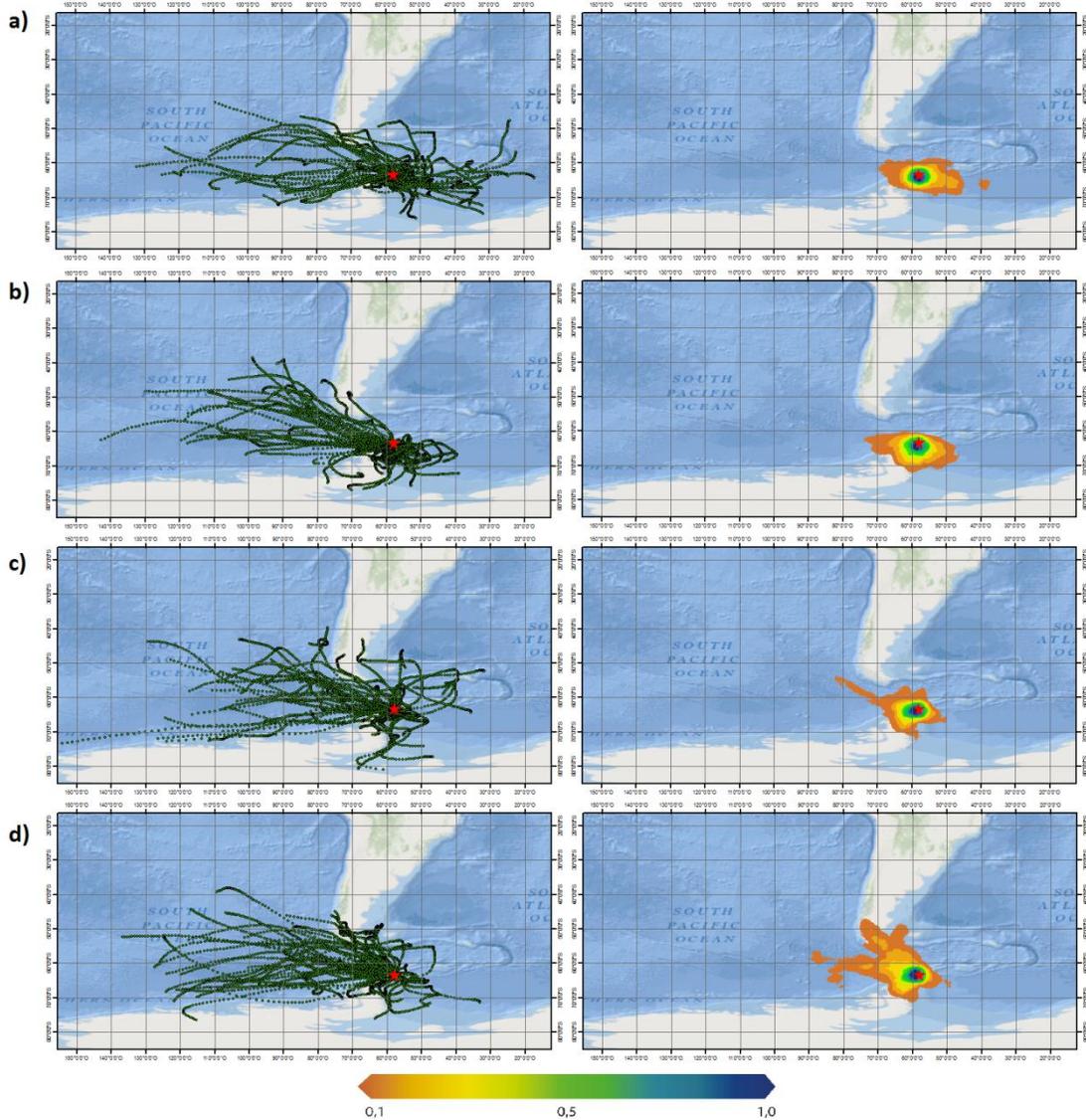


Figura 3. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2010 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

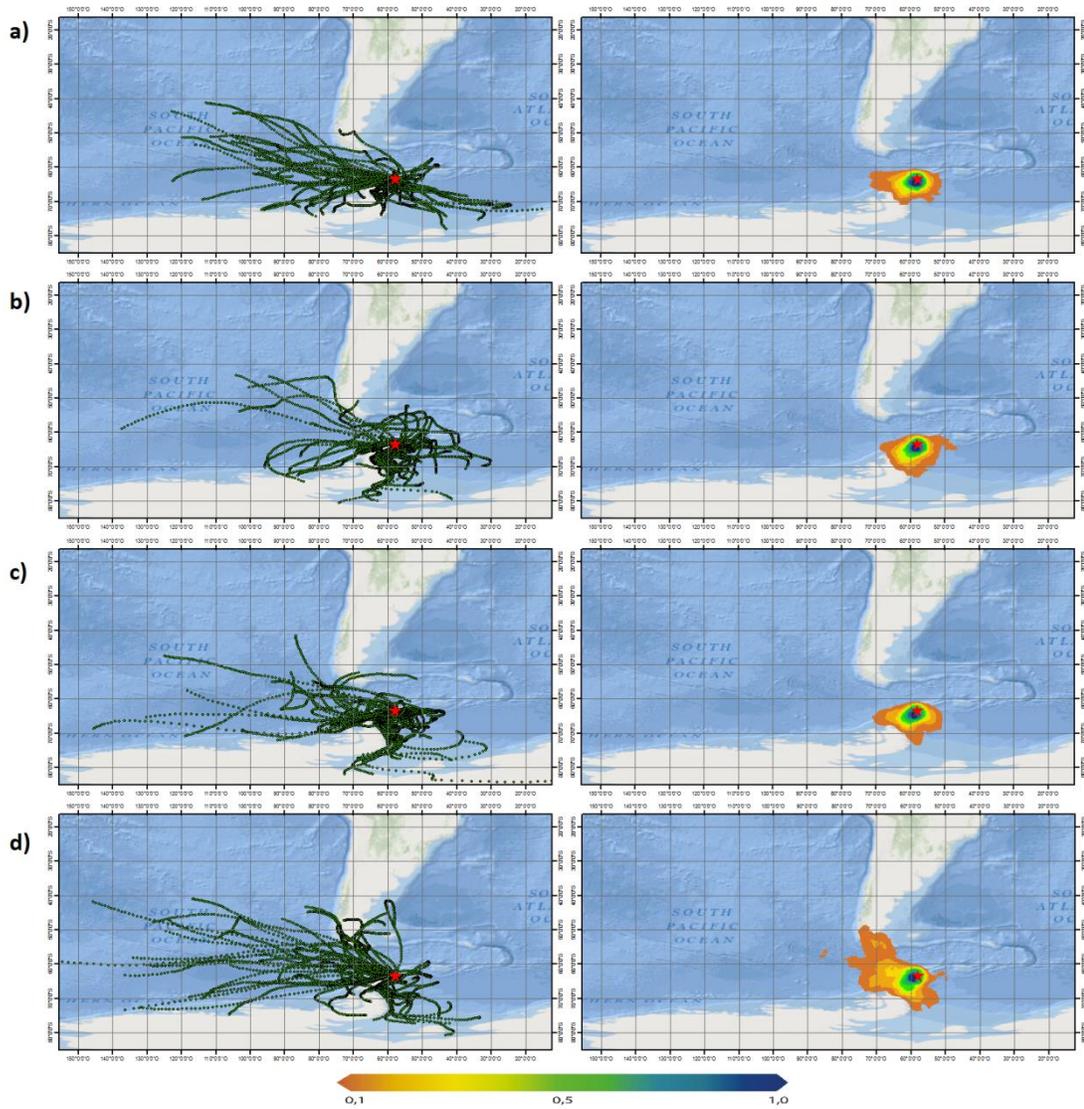


Figura 4. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2011 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

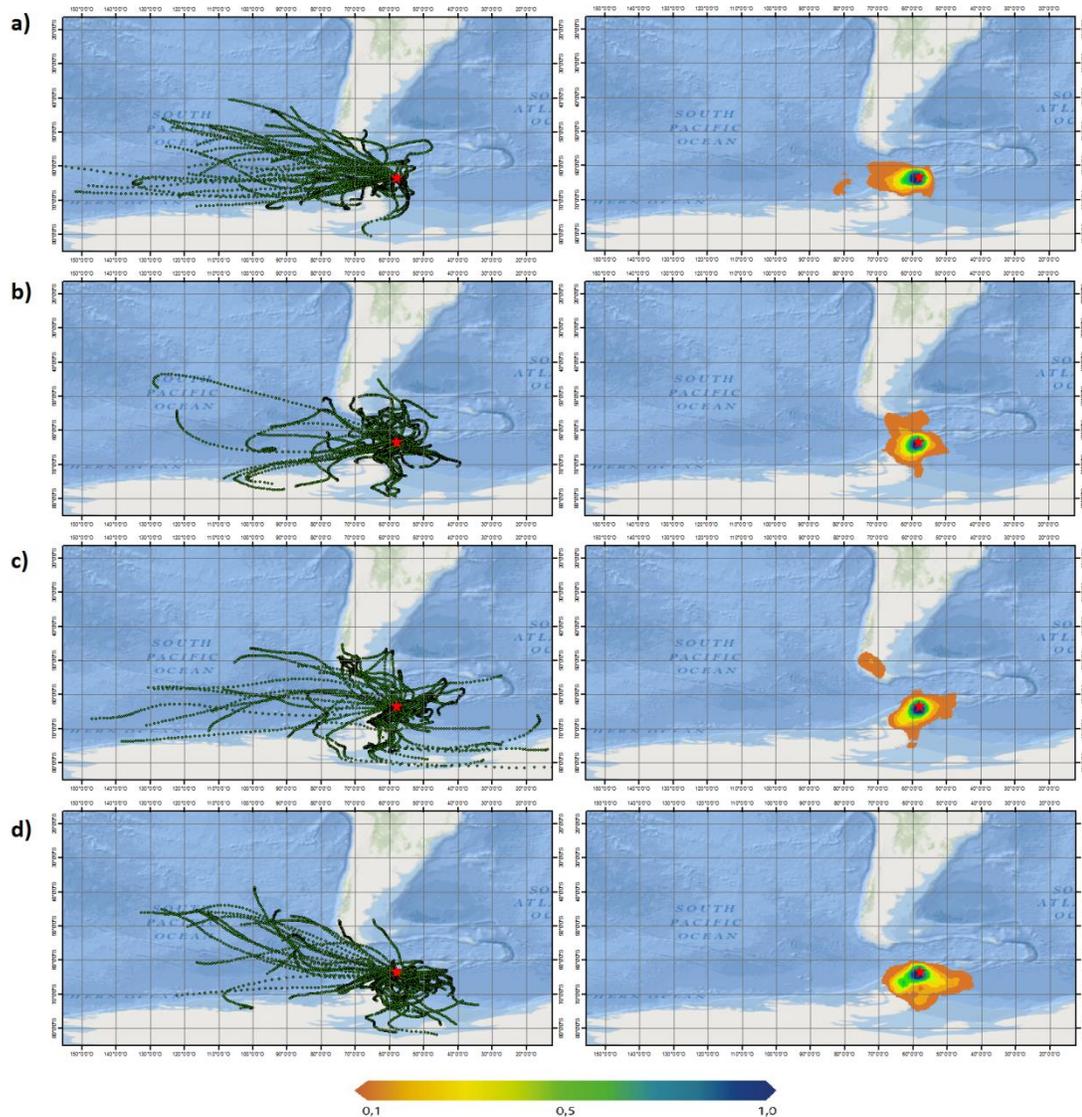


Figura 5. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2012 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

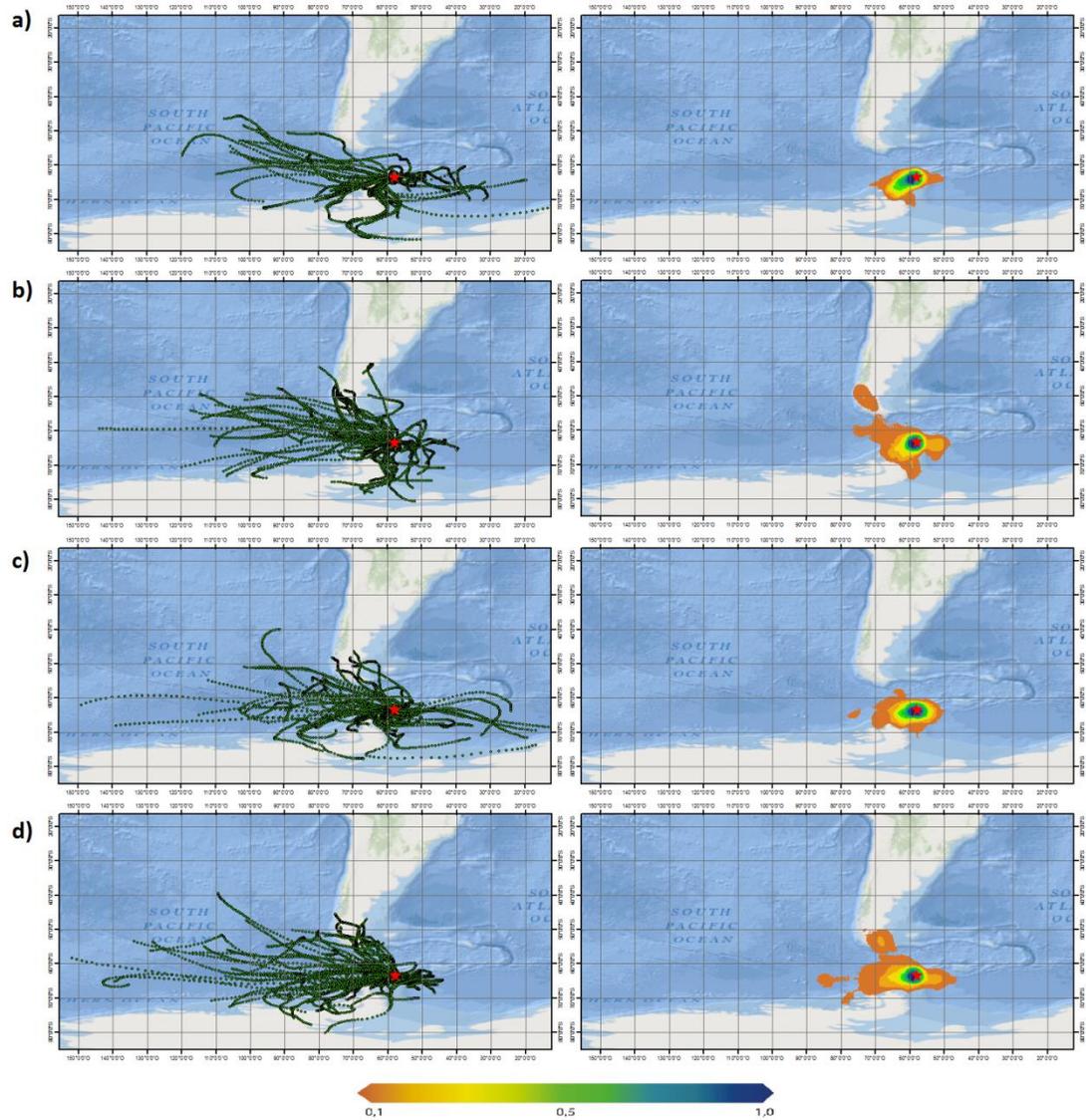


Figura 6. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2013 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

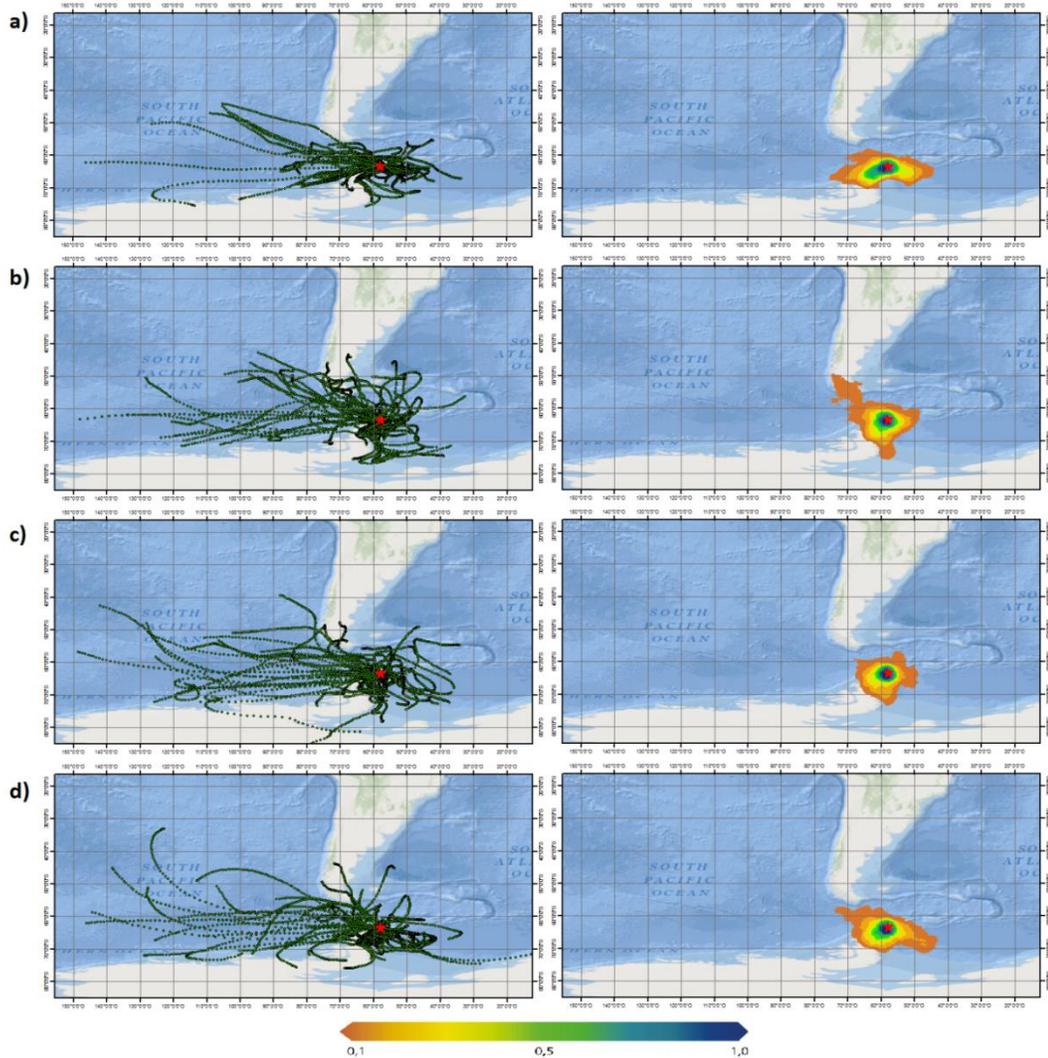


Figura 7. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el año 2014 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. (a) trayectorias durante estación de verano. (b) trayectorias durante estación de otoño. (c) trayectorias durante estación de invierno. (d) trayectorias durante estación de primavera. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

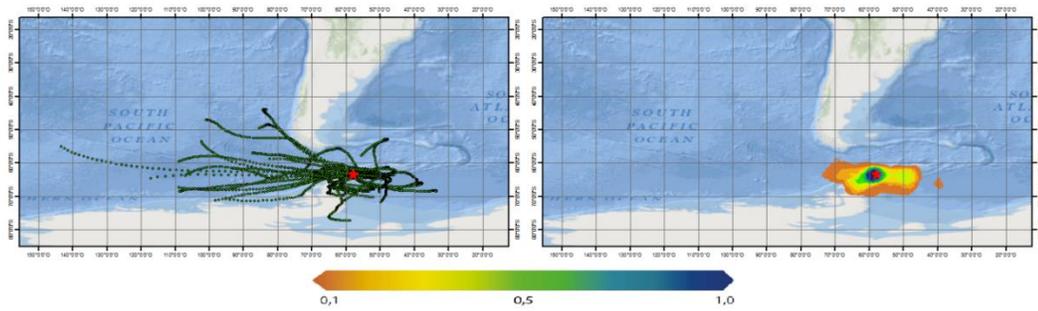


Figura 8. Trayectorias que siguieron las masas de aire antes de alcanzar el Plateau Laclavere durante el verano del año 2015 (imágenes columna izquierda) y densidad de trayectorias (imágenes columna derecha), la estrella roja indica la ubicación del Plateau Laclavere. El color asociado al valor 0,1 representa una baja densidad de trayectorias por unidad de superficie, el color asociado al valor 1 representa una alta densidad de trayectorias por unidad de superficie.

ANEXO E: PERFILES ISÓTOPO/PROFUNDIDAD FILTRADOS

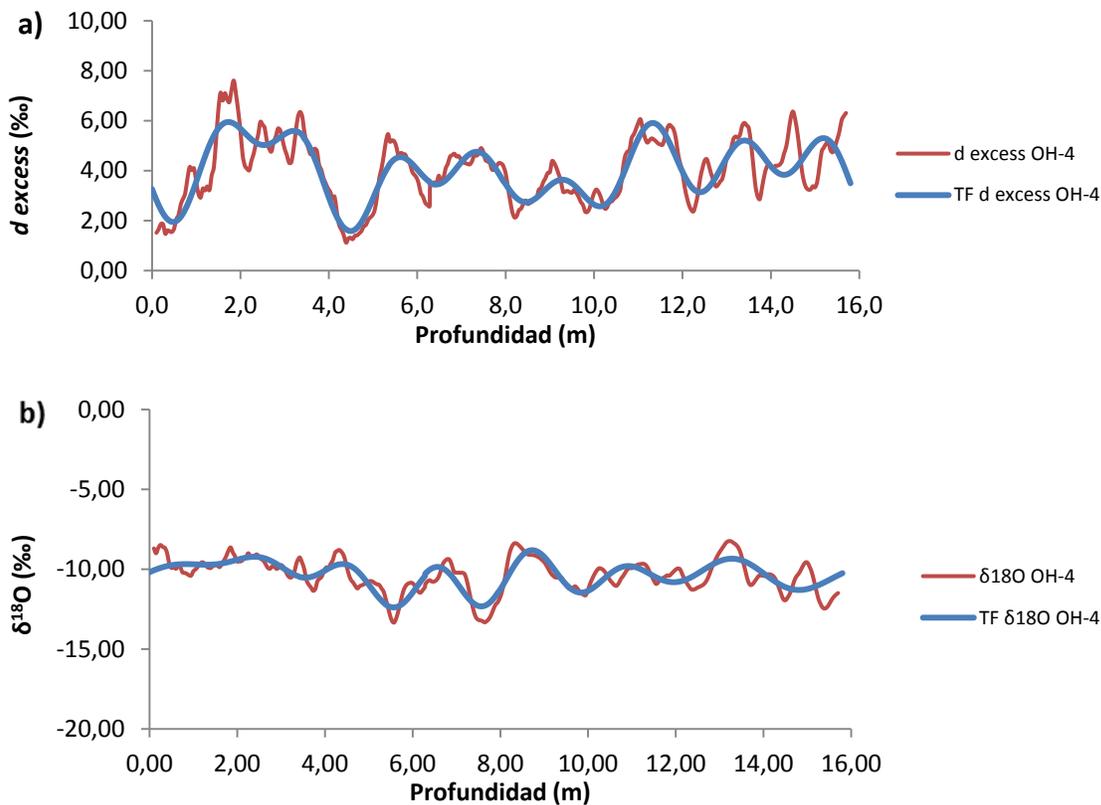


Figura 1. Perfiles de razón isotópica/profundidad realizados a partir de los datos obtenidos desde el testigo OH-4. La señal de color naranja muestra las razones isotópicas obtenidas con resolución de aproximadamente 5 cm, la señal de color azul corresponde al filtro de frecuencias altas aplicado mediante el uso de la Transformada de Fourier (TF) sobre la señal de color rojo. a) perfil d excess/profundidad filtrado mediante el uso de las primeras 10 frecuencias fundamentales. b) perfil $\delta^{18}\text{O}$ /profundidad filtrado mediante el uso de las 10 primeras frecuencias fundamentales.

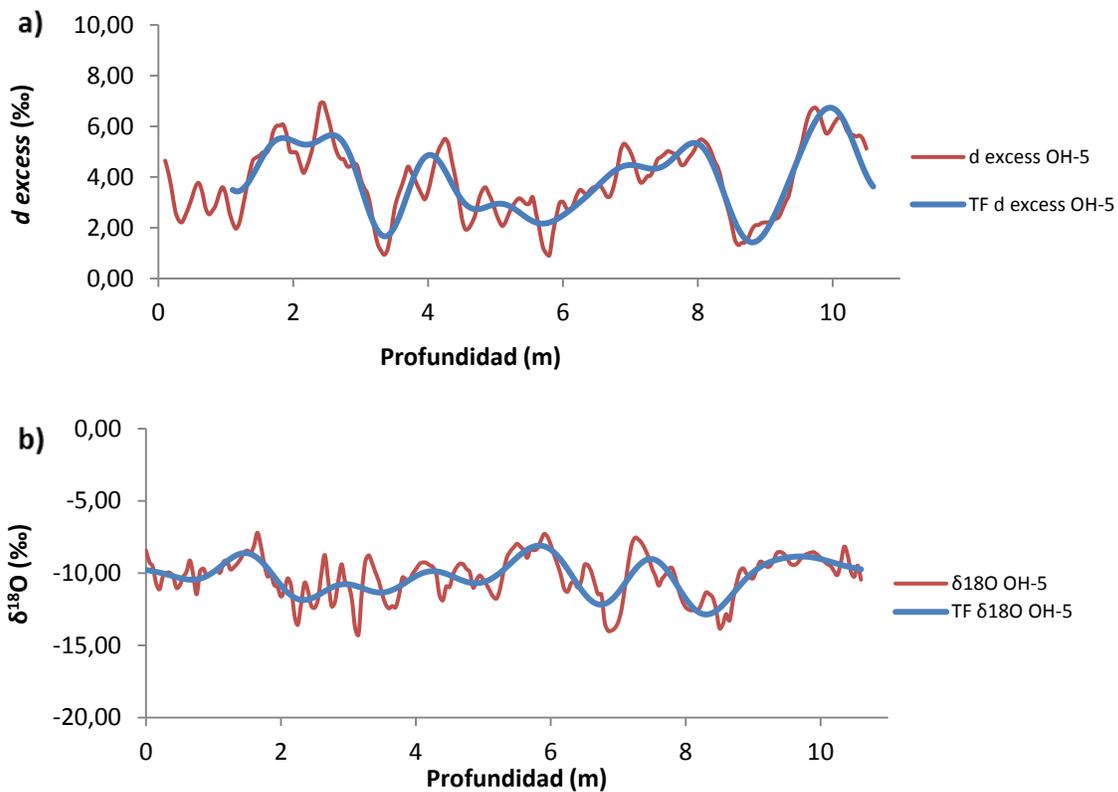


Figura 2. Perfiles de razón isotópica/profundidad realizados a partir de los datos obtenidos desde el testigo OH-5. La señal de color naranja muestra las razones isotópicas obtenidas con resolución de aproximadamente 5 cm, la señal de color azul corresponde al filtro de frecuencias altas aplicado mediante el uso de la Transformada de Fourier (TF) sobre la señal de color rojo. a) perfil d excess/profundidad filtrado mediante el uso de las primeras 10 frecuencias fundamentales. b) perfil $\delta^{18}\text{O}$ / profundidad filtrado mediante el uso de las 10 primeras frecuencias fundamentales.

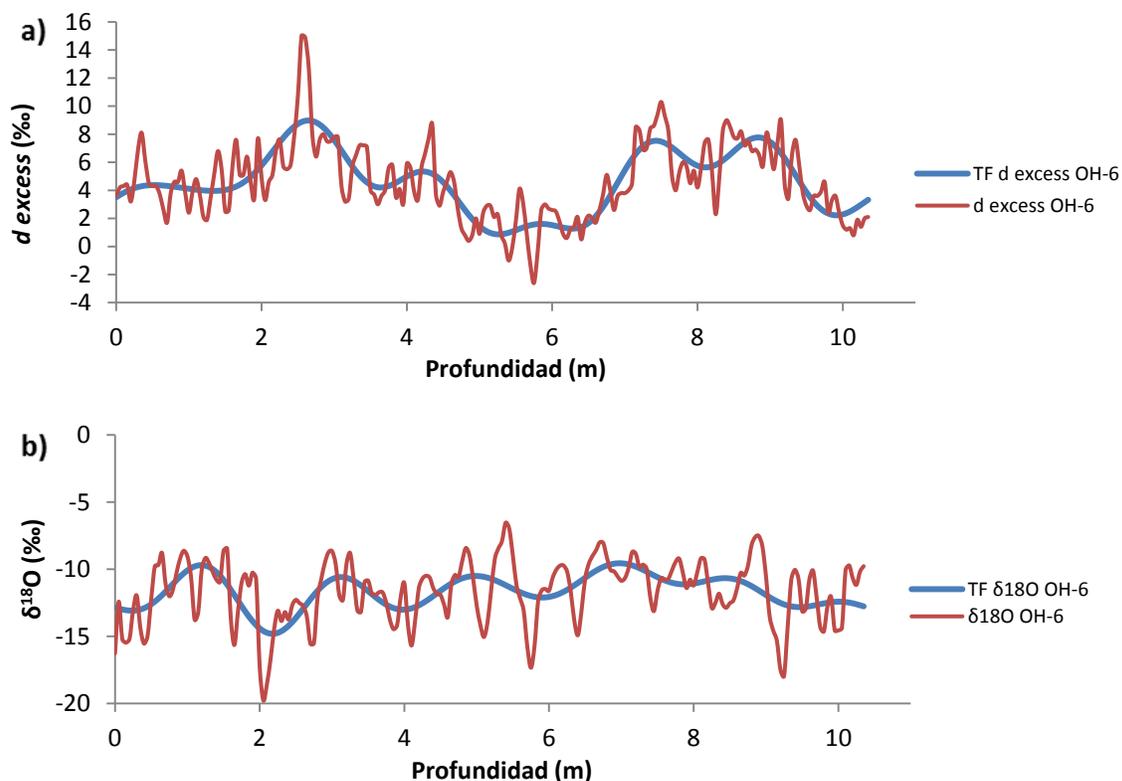


Figura 3. Perfiles de razón isotópica/profundidad realizados a partir de los datos obtenidos desde el testigo OH-6. La señal de color naranja muestra las razones isotópicas obtenidas con resolución de aproximadamente 5 cm, la señal de color azul corresponde al filtro de frecuencias altas aplicado mediante el uso de la Transformada de Fourier (TF) sobre la señal de color rojo. a) perfil d excess/profundidad filtrado mediante el uso de las primeras 8 frecuencias fundamentales. b) perfil $\delta^{18}\text{O}$ / profundidad filtrado mediante el uso de las 8 primeras frecuencias fundamentales.

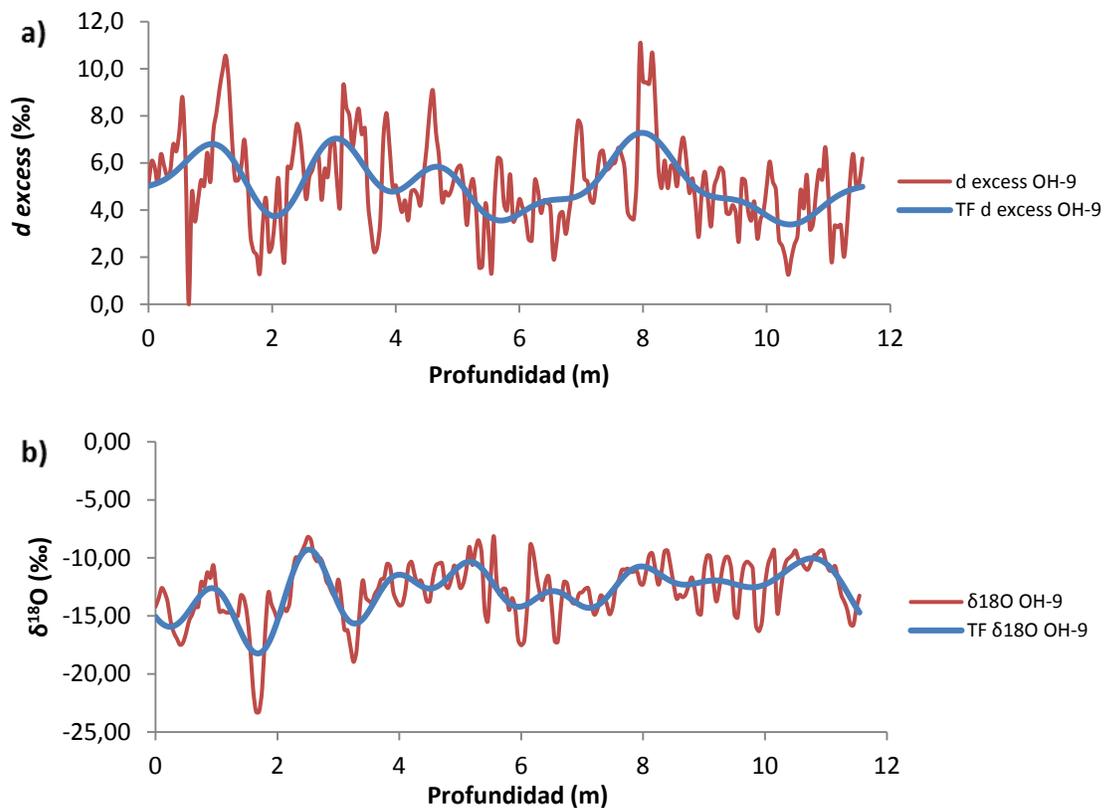


Figura 4. Perfiles de razón isotópica/profundidad realizados a partir de los datos obtenidos desde el testigo OH-9. La señal de color naranjo muestra las razones isotópicas obtenidas con resolución de aproximadamente 5 cm, la señal de color azul corresponde al filtro de frecuencias altas aplicado mediante el uso de la Transformada de Fourier (TF) sobre la señal de color rojo. a) perfil d excess/profundidad filtrado mediante el uso de las primeras 8 frecuencias fundamentales. b) perfil $\delta^{18}\text{O}$ / profundidad filtrado mediante el uso de las 10 primeras frecuencias fundamentales.

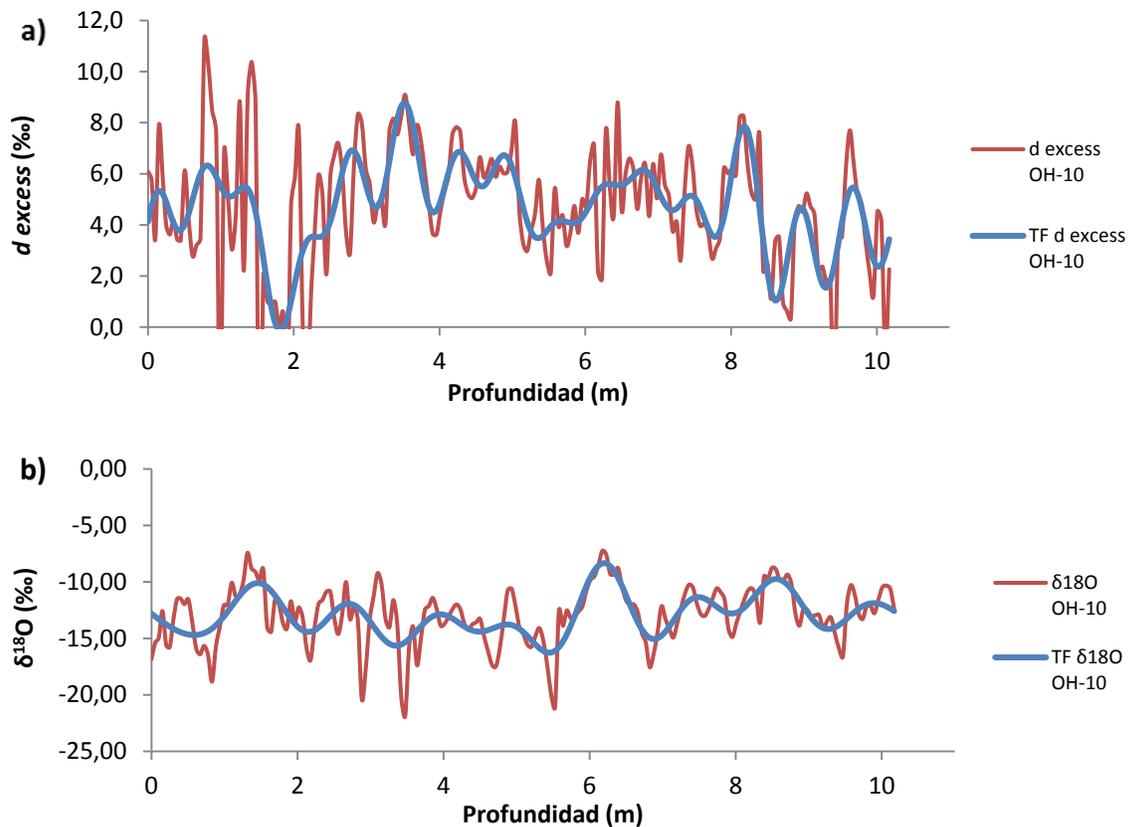


Figura 5. Perfiles de razón isotópica/profundidad realizados a partir de los datos obtenidos desde el testigo OH-10. La señal de color naranja muestra las razones isotópicas obtenidas con resolución de aproximadamente 5 cm, la señal de color azul corresponde al filtro de frecuencias altas aplicado mediante el uso de la Transformada de Fourier (TF) sobre la señal de color rojo. a) perfil d excess/profundidad filtrado mediante el uso de las primeras 15 frecuencias fundamentales. b) perfil $\delta^{18}\text{O}$ / profundidad filtrado mediante el uso de las 10 primeras frecuencias fundamentales.