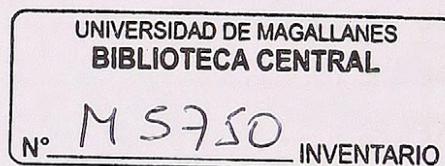




UNIVERSIDAD DE MAGALLANES



**CARACTERIZACION METEOROLOGICA AL INTERIOR DE
GLACIAR FLEMING, PENÍNSULA ANTÁRTICA, DERIVADO A
PARTIR DE DATOS RECOPIADOS IN SITU**

Trabajo de Tesis para optar al grado académico de Magíster en Ciencias Antárticas
con mención en Glaciología

Profesor Guía: Dr. Jorge Carrasco Cerda

Dirección de Programas Antárticos y Sub-Antárticos

Universidad de Magallanes

PUNTA ARENAS, JUNIO DE 2014

ÍNDICE

RESUMEN.....	14
ABSTRACT.....	16
CAPITULO I.....	18
INTRODUCCIÓN	18
1.- EL CAMBIO CLIMATICO Y LA PENÍNSULA ANTÁRTICA	18
CAPITULO II	25
MARCO TEÓRICO	25
1.- PLATAFORMAS DE HIELO	25
2.- PLATAFORMA DE HIELO DE WORDIE (WIS)	30
3.- METEOROLOGÍA ANTÁRTICA.....	34
4.- BALANCE DE ENERGÍA	37
CAPITULO III	42
HIPÓTESIS, DATOS DISPONIBLES Y METODOLOGÍA.....	42
1.- HIPÓTESIS DE TRABAJO	42
2.- INSTALACIÓN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS.....	44
3.- METODOLOGÍA	49
CAPITULO IV	51
ANÁLISIS DE RESULTADOS	51
1.- TEMPERATURA DEL AIRE.....	51
2.- PRESIÓN DEL AIRE A NIVEL DEL MAR Y VIENTOS SUPERFICIALES	60
3.- PRECIPITACIÓN Y HUMEDAD RELATIVA	66
4.- RADIACIÓN NETA Y DE ONDA CORTA	71
CAPITULO V	77
DISCUSIONES.....	77
CONCLUSIONES	82
BIBLIOGRAFIA.....	85

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar agradezco de manera especial al Dr. Jorge Carrasco por su inconmensurable aporte, profesional y personal, que me ha permitido culminar con éxito esta importante etapa de mi carrera. En particular, mis agradecimientos al Dr. Jorge Carrasco, quien me propuso este tema de tesis, la cual se desarrolló a partir de un manuscrito inicial para dar forma y término al estudio meteorológico del Proyecto Anillo.

Los aportes de la Dra. Anja Wendt y el Dr. Andrés Rivera del Centro de Estudios Científicos al manuscrito inicial y como responsables del Proyecto Anillo Conicyt-Bicentenario ARTG02-2006, son altamente reconocidos por mi parte; así como también, las valiosas conversaciones con el Dr. Gino Casassa, y Dr. Ricardo Jaña, que resultaron fundamentales para el desarrollo de este proyecto de tesis. A todos ellos, muchas gracias.

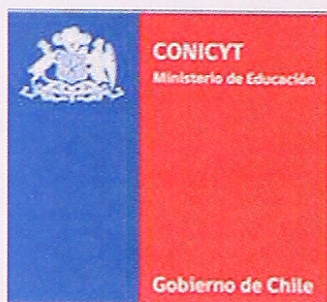
Agradezco además a todo el cuerpo docente del Programa de Magister y al personal de la Dirección de Programas Antárticos y Sub-Antárticos por su colaboración y disposición en todo momento.

Para la culminación con éxito de este proyecto de Investigación se contó con aportes de parte del Convenio de Desempeño en el ámbito de Educación Superior Regional, Gaia Antártica de la Universidad de Magallanes, por lo que extiendo mis agradecimientos a dicha instancia.

Finalmente agradecer a Marcela por su amor y apoyo en todo momento y a mis hijos, Nicolás, Agustina y Dante, por ser la inspiración de todos mis días.

Este trabajo se enmarca dentro de los objetivos del Proyecto Anillo Conicyt-Bicentenario ARTG02-2006 “Stability and recent behaviour of glaciers in Antarctic Peninsula the interactions with ice shelves”, y se desarrolló con financiamiento de dicho proyecto.

El trabajo de campo fue realizado por personal del Centro de Estudios Científicos (CECS), con el apoyo logístico de la Fuerza Aérea de Chile (FACH), el Instituto Antártico Chileno (INACH) y la Dirección Meteorológica de Chile (DMC).



DEDICATORIA

Dedicó este trabajo a Agustina, mi Antártica.

INDICE DE FIGURAS

Figura 1

Mapa de la Antártica con locaciones geográficas de lugares y regiones del continente y de los océanos australes.

Figura 2

a) Ubicación de las plataformas de hielo en la PA.

b) Mapa de isotermas (promedio anual año 2000). En rojo se muestra la isoterma -9° C. Cook & Vaughan. 2010.

Figura 3

Arriba. Representación gráfica del retroceso de la Plataforma de Wordie, Vaughan & Doake. 1996; Abajo. Pérdida del área de la plataforma, Cook & Vaughan. 2010.

Figura 4

Velocidad del hielo en los glaciares Fleming, Harriot, Airy, Rotz; Seller, Prospect y Carlson (escala de colores a la izquierda). Se muestra la posición del frente de hielo en 1974, 1979, 1996, 2000 y 2004. Los cambios en la elevación del hielo continental se muestran en la escala de la derecha. La línea blanca delimita la cuenca de drenaje (Rignot *et al.* 2005).

Figura 5

Fotografía de la EMA instalada en el glaciar Fleming (Fig. 6) en noviembre de 2007.

Figura 6

Emplazamiento de las estaciones meteorológicas consideradas en el presente estudio, cercanas al glaciar Fleming.

Figura 7

Promedio de la oscilación diaria de la temperatura del aire para verano e invierno de 2008, junto con ± 1 desviación estándar (d.s.), registrada en la estación del GF.

Figura 8

Comportamiento de la temperatura del aire (superficial) registrada en las estaciones meteorológicas ubicadas en la PA, próximas al glaciar Fleming, entre noviembre 2007 - diciembre 2008. Se filtraron los datos para permitir ver el comportamiento estacional y sinóptico.

Figura 9

a) Promedio mensual de la temperatura del aire registrada en la estación de Rothera pero ajustada a la locación de la EMA – GF utilizando la expresión $T_{EMA-GF} = 1.3114 * T_{Rothera} - 8.3952$. b) Ajuste concurrente del promedio mensual con un ± 1 de desviación estándar y los promedios mensuales observados en la EMA – GF.

Figura 10

Anomalías de la altitud de los isoterms cero grados (0°C). Arriba en azul es el número de días con temperatura del aire superficial sobre los 0°C . Al medio en negro son las anomalías de la altitud de la isoterma cero grado ($ZIA_{wd18UTC}$). Abajo en rojo es la temperatura del aire promedio en verano en Rothera. Todas junto con la curva dada por el filtro exponencial.

Figura 16

El Índice de oscilación Antártico (AAO) junto con la temperatura del aire y componentes u y v del viento. Se utilizó el filtro exponencial para suavizar los datos originales (promedios diarios).

Figura 17

Variación diaria de la distancia entre la superficie de nieve y el sensor de rango ultrasónico localizado inicialmente a 2,5 metros. Los números a lo largo de la curva identifican eventos de gran acumulación de nieve. En el eje horizontal se muestra la fecha en días Julianos comenzando desde el 01 de diciembre de 2007 (335) al 30 de agosto de 2008 (242).

Figura 18

Imágenes satelitales obtenidas del Centro de Investigación de Meteorología Antártica (AMRC) de la Universidad de Wisconsin. Corresponden a los eventos de mayor incremento en la acumulación (1, 2, 3 y 4 en la Figura 17) medidos por la EMA-GF.

Figura 19

Acumulación total diaria de radiación de onda corta incidente (SWin,) incluyendo el potencial solar de radiación al tope de la atmósfera (Pot-SWin) registrada en la EMA-GF (gráfico superior); radiación de onda corta reflejada (SWref, gráfico intermedio) y radiación neta, onda corta y larga, (SW/LWnet; gráfico inferior) entre el 01 de diciembre de 2007 al 31 de agosto de 2008. Las líneas negras muestran los datos suavizados mediante el filtrado exponencial.

Figura 20

Comportamiento medio diario del Albedo, Transmisividad, radiación solar neta y radiación de onda larga neta en el sitio de la EMA-GF, durante el verano de 2008.

Figura 21

Promedios horarios (entre diciembre-enero-febrero) de la radiación de onda corta incidente (SWin), radiación de onda corta reflejada (SWref) y radiación neta, onda corta y larga, (SW/LWnet), junto con el potencial solar de radiación al tope de la atmosfera (Pot-SWin), la temperatura superficial del aire y la velocidad del viento registrada en la locación de la EMA-GF.

Figura 22

Promedios horarios de la radiación de onda corta y el promedio diario de la humedad relativa en la EMA-GF durante el 01 de diciembre de 2007 al 29 de febrero de 2008.

INDICE DE TABLAS

Tabla 1

Tipo y característica de los sensores meteorológicos de la EMA instalada en el glaciar Fleming.

Tabla 2

Nombre y ubicación de las EMA utilizadas en este estudio (Figura 6).

Tabla 3

Correlaciones entre la temperatura diaria del aire de la EMA ubicada en el glaciar Fleming y las EMAs del Programa de la Universidad de Wisconsin y la estación de Rothera (Servicio Antártico Británico). Todas las correlaciones son significativas con un 95% de nivel de confianza.

ABREVIATURAS

ρ_{va}	Densidad de Vapor Atmosférico
T_a	Temperatura del Aire
u	Componente horizontal de velocidad del viento
v	Componente vertical de velocidad del viento
AAO	Índice de Oscilación Antártica
AMRC	Centro de Investigación de Meteorología Antártica. Universidad de Wisconsin
AWS	Automatic Weather Station
CECS	Centro de Estudios Científicos
DC	Después de Cristo
DMC	Dirección Meteorológica de Chile
DMS	Dimethylsulphide, sulfuro de dimetilo
d.s	Desviación estándar
EAIS	East Antarctic Ice Sheet (Casquete de Hielo Antártica del Este)
EMA	Estación Meteorológica Automática
EMA-GF	Estación Meteorológica Automática Glaciar Fleming
EMA-FB	Estación Meteorológica Automática Fossil Bluff
EMA-LIS	Estación Meteorológica Automática Larsen Ice Shelf
EMA-IB	Estación Meteorológica Automática Isla Buttler
FACH	Fuerza Aérea Chilena
G	Flujo de calor conductivo subsuperficial
GF	Glaciar Fleming
INACH	Instituto Chileno Antártico
IPY	International Polar Year (Año Internacional Polar)
LHF	Flujo turbulento de calor latente (latent heat fluxes)
LW↓	Radiación de onda larga incidente (incoming longwave)
LW↑	Radiación de onda larga emitida (emitted longwave)
MG&IC	Mountain Glaciers and Ice Caps (Glaciares de Montaña y Capas de Hielo)
M	Energía disponible para derretimiento (Melt)
MSA	Methanesulfonic acid; ácido metanosulfónico
NCEP/NCAR	National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (Centros Nacionales de Predicción del Medio Ambiente/Centro Nacional de Investigación Atmosférica)
PA	Península Antártica
PDDs	Positive Degree-Days (Días Grado Positivos)
Pot-SW _{in}	Radiación potencial de onda corta incidente sobre la atmosfera
READER	Reference Antarctic Data for Environmental Research (Datos Antárticos de Referencia para la Investigación del Medio Ambiente)
SHF	Flujo turbulento de calor sensible (sensible heat fluxes)
SHWin	Radiación de onda corta incidente (incoming shortwave)
SHWref	Radiación de onda corta reflejada (reflected shortwave)
WAIS	West Antarctic Ice Sheet (Casquete de Hielo Antártica del Oeste)
WIS	Wordie Ice Shelf (Plataforma de Hielo de Wordie)

wd	Warm Days (Días Cálidos)
ZIA _{wd}	Zero Isotherm Altitud warm days (Altitud Isotherma Cero días cálidos)
ZIA	Zero Isotherm Altitud (Altitud Isotherma Cero)

RESUMEN

Este estudio trata sobre las características meteorológicas que se presentan en el Glaciar Fleming (GF) ubicado en la Península Antártica. Para tal efecto se utilizaron datos obtenidos *in situ* por una estación meteorológica automática (EMA, o AWS por su sigla en inglés; automatic weather station), que recolectó y grabó los datos bajo condiciones de operación continua, entre diciembre de 2007 y octubre de 2008. La EMA fue localizada a unos 50 km del frente del glaciar, aproximadamente 233 km al sur-suroeste de la estación Rothera, y a una altitud de 1.057 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m). Estos datos fueron complementados con observaciones meteorológicas registradas por EMA circundantes que operan en la península. Se encontraron significativas correlaciones estadísticas de las variables atmosféricas entre la EMA emplazada en el GF y las EMA vecinas.

La diferencia promedio entre Rothera y la EMA-GF fue de $-9,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ lo que da un gradiente vertical de temperatura de $-0,88 \pm 0,27\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ para el periodo diciembre 2007 – octubre 2008. Este valor es cercano al gradiente adiabático seco. El promedio anual, calculado en la EMA-GF, fue de $-12,1 \pm 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ en el año 2008, mientras que, el promedio anual de la temperatura derivada a partir de los datos de Rothera ajustada para la EMA-GF fue de $-14,1 \pm 0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ para el periodo 1979-2010 y una tendencia de calentamiento anual de $0,69^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y de $\sim 0,25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en verano, para el mismo periodo. Estos datos indican que a pesar del significativo aumento de la temperatura superficial del aire en la región interior del GF, el ambiente atmosférico aún se mantiene bajo el punto de congelamiento.

En diciembre de 2008, la EMA localizada en el interior del GF fue encontrada prácticamente cubierta de nieve sobresaliendo sólo unos 25 cm sobre la superficie, el tope de la torre de la

estación, indicando una acumulación de nieve de 3,85 m, ó 1,27 m equivalentes en agua para el periodo diciembre 2007 – octubre 2008. Los vientos predominantes registrados en la EMA-GF fueron vientos del noreste (NE) con una constante direccional de 0,57; esto es viento descendiendo del glaciar sugiriendo un origen catabático de los flujos de aire. La altitud de la isoterma Cero (ZIA, Zero Isotherm Altitud) para los días con temperaturas sobre cero grados Celsius, durante el verano (Diciembre, Enero y Febrero) en el área del GF y la estación Rothera, alcanzó los 390 m.s.n.m. Esta cota es alcanzada a alrededor de 15 -17 km al interior de la línea de costa, revelando que la mayor parte del glaciar y sus alrededores están bajo las temperaturas de congelamiento durante todo el año.

ABSTRACT

A study about the meteorological characteristics that prevails upward of the Fleming Glacier (FG), Antarctic Peninsula, has been conducted using an almost one-year *in situ* data collected by an Automatic Weather Station (AWS) under continuous operation between December 2007 and October 2008. The AWS was installed at about 50 km from the glacier front, and 233 km to the south-southwest of Rothera Station, at an altitude of 1,057 m.a.s.l. These data were complemented with additional meteorological observations recorded by surrounding AWS's installed in the Antarctic Peninsula. Statistically significant correlations were found among variables between the AWS deployed at FG and the nearby AWS's.

The mean difference between Rothera and AWS-FG was $-9.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ giving a temperature vertical gradient of $-0.88 \pm 0.27\text{ }^{\circ}\text{C}/100$ for the December 2007 – October 2008 period. This value is close to the dry adiabatic gradient. The annual mean, calculated at AWS-FG was $-12.1 \pm 0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 2008, while, the temperature annual mean derived from Rothera data and adjusted to AWS-FG was $-14.1 \pm 0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ for the 1979-2010 period and a warming linear trend of $0.69^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ and of $\sim 0.25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{decade}$ for the same period. These results indicate that even though the significant increasing of the near surface air temperature in the interior of FG, the atmospheric environment still under the freezing point.

In December 2008, the top of the AWS was found at about 25 cm above the surface, indication of an annual snow accumulation of 3.85 m, or 1.27 m of water equivalent (w.eq.) per year. The prevailing near-surface wind was from the NE with constancy of 0.57, indicating the katabatic origin of the prevailing airflow. The average Zero Isotherm Altitude for days with temperature above zero degrees Celsius (ZIA_{add}) during summer (December, January, February) in the

Rothera – FG area, can reach 390 m a.s.l. This height is reached at around 15 - 17 km from the coastal line revealing that most of the FG and surrounding area are below freezing all year around.



CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

1.- EL CAMBIO CLIMATICO Y LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

La mayor parte del continente Antártico se ubica al sur de los 70°S rodeado por los océanos australes. La temperatura promedio sobre la superficie al nivel del mar alcanza los 0°C durante el verano, pero a mayores altitudes el continente está bajo de los cero grado durante todo el año. La Península Antártica (PA) es una cordillera con varias cimas que sobrepasan los 2.000 m de altitud, extendiéndose, desde la base del continente (Tierra de Ellsworth), alrededor de 1.300 km hacia el norte, alcanzando el Paso de Drake, y separando el austral océano Pacífico del Atlántico. Cerca de dos tercios de la PA se ubican al norte de los 70°S, y su dirección norte-sur es casi perpendicular a los vientos *los oestes* (westerlines) que predominan en la zona. A ambos lados de la península, existe un gran número de glaciares que bajan por las pendientes de las montañas hasta los márgenes continentales en la costa, ya sea alimentando las plataformas de hielo adyacentes, o drenando directamente en el mar.

Lo empinado de las montañas en la península y la circulación atmosférica que predomina en la región da como resultado dos ambientes climáticos distintivos a cada lado de la PA (Schwerdtfeger, 1984 [1]). El predominio de los vientos del norte-noroeste en la costa oeste, lado del Mar de Bellingshausen, define un *clima sub polar* con temperaturas medias anuales de alrededor de -3,3 a -5,6 °C. Por su parte, los vientos del sur que soplan casi permanentemente en la costa este, lado el Mar de Weddell, transportan aire frío desde el interior del continente

definiendo un *clima polar continental* con temperaturas medias anuales cercanas a los -9 a -12°C , (Schwerdtfeger, 1984; Reynolds, 1981 [2]). Smith & Stammerjohn (1996) [3] indican una diferencia de la temperatura del aire de aproximadamente 7°C entre la costa este y oeste de la PA, en sitios de latitud y altitud comparables. El contraste climático entre el lado oriental y occidental de la península, también se manifiesta en otros parámetros como la nubosidad, humedad relativa y la precipitación/acumulación los que son mayores en el lado del mar de Bellingshausen que en el lado del mar de Weddell (Vaughan *et al.* 1999) [4].

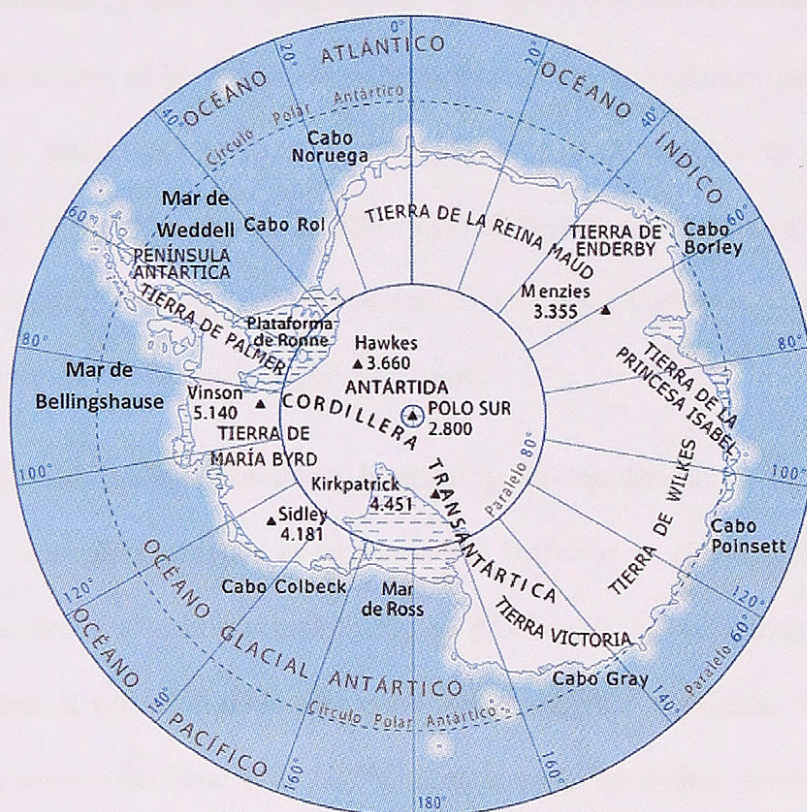


Figura 1. Mapa de la Antártica con locaciones geográficas de lugares y regiones del continente y de los océanos australes.

La PA es una de las regiones de la Tierra donde la temperatura superficial del aire ha experimentado un calentamiento sustancial, siendo mayor al promedio global (Vaughan *et al.* 2001 [5], 2003 [6], Turner *et al.* 2006 [7], Din *et al.* 2011 [8]). Con el objeto de investigar el

cambio climático que ha experimentado en el continente antártico, diversos estudios han utilizado los registros meteorológicos de diversas estaciones de investigación emplazadas en el continente, algunos de los cuales se remontan al año 1957, Año Geofísico Internacional. Estos estudios han demostrado que el lado oeste de la PA ha experimentado el mayor calentamiento superficial anual del planeta durante los últimos 50 años, alcanzando el incremento máximo de $0,55^{\circ}\text{C}$ por década en la estación Faraday/Vernadsky (Turner *et al.* 2006 [7]). Según Vaughan (2006) [9], los registros de la estación Faraday/Vernadsky para el periodo 1950 - 2000, muestran un incremento de un 74% en el número de días con temperatura $> 0^{\circ}\text{C}$ (Positive Degree-Days, PDDs¹). Además, los datos de las estaciones en la zona oeste de la península han demostrado que los cambios de la temperatura media anual, son forzados principalmente por el incremento de la temperatura invernal. Carrasco (2012) [11], utilizando datos meteorológicos de 7 estaciones ubicadas al oeste de la PA (Frei, Rothera; Faraday, Bellingshausen, Esperanza, Marambio, Orcadas), muestra un mayor calentamiento en los meses de otoño e invierno.

La magnitud del calentamiento antártico invernal y su incidencia en el incremento de la temperatura en la troposfera antártica es expuesto por Turner *et al.* (2006) [7], concluyendo que en la atmósfera antártica el máximo incremento se produce en la tropósfera media (400 a 600 hPa). De esta forma, la variación de la temperatura invernal para el periodo 1971 - 2003, fue de $0,15^{\circ}\text{C}/\text{década}$ a nivel superficial y de $0,70^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en la tropósfera media; mientras que se registra un enfriamiento de $-0,1^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en la estratósfera (entre los 200 y 50 hPa, con el registro máximo en los 100 hPa). A pesar de estas conclusiones y análisis, las razones de este comportamiento no están del todo claras y puede deberse o cambios en las velocidades verticales

¹ Para la modelación del derretimiento es común la utilización del modelo Grado -Día basado en la relación existente entre la temperatura del aire y el derretimiento de la nieve o hielo. Así, los modelos consideran los días con temperaturas positivas, bajo el supuesto que temperaturas del aire superficial $T > 0^{\circ}\text{C}$ (PDD por su sigla en inglés) generan condiciones de derretimiento sobre la nieve o hielo (Hock, 2003 [10]).

del flujo de viento sobre la antártica. No obstante, no se observan cambios del flujo catabático y de la circulación atmosférica lo que sugiere efectos locales (cambios en la cantidad de nubosidad o del tamaño de las partículas, incrementos locales en las concentraciones de gases de efecto invernadero. Turner *et al.* 2006 [7]). Por su parte, el análisis de Carrasco (2012) [11], muestra un calentamiento estadísticamente significativo (1% de confianza) de 0,35° C por década en los 850 hPa (1000 – 1200 m) y 500 hPa (4900 – 5200 m) y un leve enfriamiento en la estratosfera de 0,17° C.

El completo estudio de Mayewski *et al.* (2009) [12], acerca del estado del sistema climático del Océano Austral y Antártico, muestran para la PA un incremento marcado de la temperatura atmosférica; el calentamiento de los océanos australes y una intensificación de los vientos del oeste. De esta forma, actualmente los glaciares están retrocediendo en la PA, en la Patagonia, en las islas subantárticas y en la Antártica Occidental, particularmente en el sector del Mar de Amundsen. La penetración de masas de aire marino se ha vuelto más pronunciada sobre la Antártica Occidental. La tropósfera antártica se ha calentado durante el invierno mientras que la estratósfera antártica se ha enfriado. En el mismo estudio, Mayewski *et al.* (2009) [12] concluye que el kilómetro superior del océano circumpolar austral se ha calentado; que las aguas profundas a lo largo de una gran parte de la Antártica Oriental se han diluido y ha disminuido su salinidad, mientras que el agua de fondo en el Mar de Weddell se ha calentado.

El comportamiento de muy largo plazo de la PA puede ser estudiado mediante testigos de hielo, los que permiten contar con registros continuo de acumulación anual de nieve hasta varios cientos de miles de años y son valiosos *proxys* para estudiar el paleo clima Antártico. Así, distintos compuestos químicos, presentes en la atmósfera antártica en la forma de aerosoles, pueden ser incorporados a la nieve mediante diversos mecanismos. Al densificarse la nieve y

posteriormente transformarse en hielo, permite que las burbujas de aire que quedan atrapadas puedan cuantificarse en muestras de hielo antártico. Esto permite reconstruir el clima de la PA más allá de las posibilidades que otorgan los registros instrumentales. Así por ejemplo, los registros de MSA (methanesulfonic acid; ácido metanosulfónico, $\text{CH}_3\text{SO}_3\text{H}$) de testigos de hielo obtenidos desde tres sitios a lo largo de la PA, muestran en el mar de Bellingshausen, un retroceso promedio hacia el sur del hielo marino en invierno de $0,7^\circ$ de latitud durante el siglo veinte (Abram *et al.*, 2010) [13]. La fuente de MSA en los testigos de hielo de la Antártica proviene de la oxidación atmosférica del sulfuro de dimetilo (Dimethylsulphide, DMS), que proviene del fitoplancton que vive en las zonas de hielo marino. Periodos de derretimiento de hielo marino promueve la floración de estas algas lo que incrementa la emisión de DMS a la atmósfera y su posterior oxidación a MSA. Las reconstrucciones del clima de Abram *et al.* (2010) [13], muestran que el mar de Bellingshausen ha experimentado una disminución progresiva del hielo marino en el largo plazo, especialmente durante el siglo veinte, con un retroceso particularmente significativo a contar de ~1958, lo que difiere de las observaciones basadas solo en registros satelitales y que muestran un leve incremento del hielo marino durante la última parte del siglo veinte.

Abram *et al.* (2013) [14] estudió testigos de hielo obtenidos en las islas de James Ross (noreste de la PA) aplicando un método de identificación de capas de derretimiento visibles, utilizadas posteriormente para calcular la intensidad del derretimiento como un porcentaje de la acumulación anual equivalente en agua, que se derrite y re-congela. Los resultados muestran un incremento del derretimiento estival a niveles sin precedentes en los últimos 1.000 años. Abram *et al.* (2013) [14] también utiliza la técnica de análisis de contenido de deuterio del hielo para determinar los cambios de la temperatura media anual del sitio de extracción del testigo para los

últimos 1.000 años. Con ambos datos, Abram *et al.* (2013) [14] muestra una respuesta no lineal del derretimiento respecto de la temperatura media anual. Así, la temperatura media anual ha mostrado fases de calentamiento progresivo a contar de ~1460 DC hasta el presente, sobreimpuesta en altos grados de variabilidad interanual a interdecadal, siendo el rango de calentamiento del último siglo inusualmente alto, sin embargo existen precedentes en el contexto de la variabilidad natural del clima. Por su parte, el derretimiento en la zona muestra una variabilidad decadal más moderada, registrándose una fuerte intensificación del derretimiento desde mediados del siglo veinte, que no tiene precedentes en los últimos 1.000 años.

Los efectos del calentamiento regional en la PA pueden ser variados y la respuesta de los principales componentes criosféricos antárticos: plataformas de hielo (ice shelf); hielo marino (sea ice); casquetes de hielo o hielos continentales (ice sheet); y glaciares (glacier); están aún por ser dilucidada. En el actual escenario de calentamiento regional, la tendencia académica generalizada (Vaughan *et al.*, 2013 [15]) apunta a considerar y estudiar cambios en la extensión del hielo marino; un retroceso sostenido de las plataformas de hielo; y una aceleración y pérdida de masa de los glaciares. Con relación a los hielos continentales, Alley & Bindshadler (2001) [16], señalan una mayor estabilidad y resiliencia del casquete oriental (East Antarctic Ice Sheet, EAIS), sin embargo consideran como probable la ocurrencia de un colapso (que de producirse sería de muy rápido desarrollo), del casquete de hielo occidental (West Antarctic Ice Sheet, WAIS). Una de las razones principales de esta posibilidad, es el hecho de que el WAIS es un casquete marino, es decir, que tiene su basamento por debajo del nivel del mar.

En todos los escenarios de calentamiento global, el estudio del aporte al incremento del nivel del mar, producto de las pérdidas de masas de hielo desde la antártica cobra relevancia mundial para prever efectos negativos sobre las comunidades y formas de vida alrededor del planeta.

Al respecto, Hock *et al.* (2009) [17] señala que la pérdida de masa superficial (sin considerar las pérdidas de masa por calving) de todos los glaciares de montaña y de las capas de hielo (MG&IC, Mountain Glaciers and Ice Caps) de la Antártica contribuye actualmente en $0,22 \pm 0,16 \text{ mm a}^{-1}$ al aumento global del nivel del mar². Todo este aporte proviene principalmente de la PA y corresponde a un 28% del total global estimado. Esto se debe principalmente al excepcional calentamiento que experimenta actualmente la PA y a su alta sensibilidad ante este incremento de temperatura; similar a la situación de Islandia, la Patagonia y Alaska. Es ampliamente reconocido que los glaciares en ambientes marítimos son más sensibles a los incrementos en temperatura que aquellos glaciares continentales (por ejemplo, Hock *et al.* 2009) [17]). Así, Cook *et al.* (2010) [18] encontró una tendencia de aceleramiento del retroceso de glaciares en Georgia del Sur durante los último 50 años. El calentamiento en la Antártica puede resultar en el aumento de especies invasoras las que pueden colonizar áreas dejadas por el retroceso de glaciares como encontró Cook *et al.* (2010) [18] y Olech & Chwedorzewsak (2011) [19].

² Se puede determinar considerando el balance de masa negativo de un glaciar, o de cualquier otro componente criosférico, multiplicado por el área del glaciar y dividido por el área del océano global.

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

1.- PLATAFORMAS DE HIELO

El estudio de la evaluación de una plataforma de hielo durante épocas recientes permite inferir las condiciones climáticas sobre dichas zonas. El conocimiento y entendimiento de la interacción entre las plataformas de hielo y los glaciares y la dinámica de dicha relación es de suma importancia para poder prever, ante distintos escenarios de cambio climático, el incremento de la descarga líquida, o agua de derretimiento desde los glaciares interiores hacia los océanos, aportando de esta manera al incremento en el aumento del nivel global del mar (Figura 2a).

El límite espacial para la existencia y mantención de las plataformas de hielo, límite de viabilidad, aparentemente corresponde con la ubicación de la isoterma 0°C en enero (Vaughan & Doake, 1996) [20]), la cual se ha desplazado hacia el sur producto del calentamiento atmosférico que ha experimentado la región de la PA. Los registros recientes de periodos de retroceso y posteriores eventos de colapso de plataformas de hielo, permiten reconocer un patrón de desplazamiento hacia el sur de dicho límite climático. Según los datos disponibles y la distribución de las plataformas de hielo, la ubicación de la isoterma 0°C en enero coincide con la ubicación de la isoterma media anual -5°C Mapeada por Reynolds [2] (Vaughan & Doake, 1996 [20]). Se concluye que una plataforma de hielo se torna inviable, cuando sufre una serie de retrocesos progresivos durante un periodo de varios años, sin registrar avances significativos. Por su parte, Cook & Vaughan (2010) [21], muestran resultados que indican que el límite de

viabilidad para las plataformas de hielo de la PA se ubica al norte de la isoterma -9°C (Mapeada para el año 2000. Figura 2 b). Su estudio muestra que de todas las plataformas analizadas, las cinco ubicadas al sur de la isoterma -9°C , no muestran cambios relevantes. Para las plataformas ubicadas al norte de dicho límite, los registros muestran que a contar de 1947 se ha perdido un área total de 28.117 km^2 de plataformas de hielo (Cook & Vaughan (2010) [21]). Analizando el fenómeno a una escala interdecadal, se evidencia una disminución sostenida del área total de las plataformas de hielo en la PA, comenzando en 1970s y prolongándose hasta el presente. De esta forma, el patrón de retroceso sostenido de las plataformas de hielo ubicadas al oeste de la PA, es un indicador del cambio climático local que está afectando dicha zona en épocas recientes.

En respuesta a este cambio climático local ocurrido durante las últimas décadas en la PA, las plataformas de hielo han experimentado un proceso sostenido de retroceso y disminución de sus áreas y varios eventos de colapso muy rápidos (Vaughan & Doake, 1996 [20]; Skvarca *et al.*, 1999 [22]; Scambos *et al.*, 2000 [23]). El retroceso y la desintegración por colapso de las plataformas de hielo afectan directamente los glaciares interiores que drenan hacia ellas, produciéndose un incremento en las aceleraciones del flujo de hielo y un adelgazamiento de dichos glaciares. De esta forma, el fenómeno es susceptible de afectar el comportamiento y estabilidad de los glaciares interiores al modificar el balance de masa, mediante adelgazamiento, retroceso y consiguiente pérdida de masa, aumentando la descarga líquida hacia los océanos, favoreciendo la reducción de la salinidad y eventuales cambios en las corrientes marinas, afectando el clima a nivel local, regional y potencialmente a nivel global, y aportando al incremento del nivel del mar.

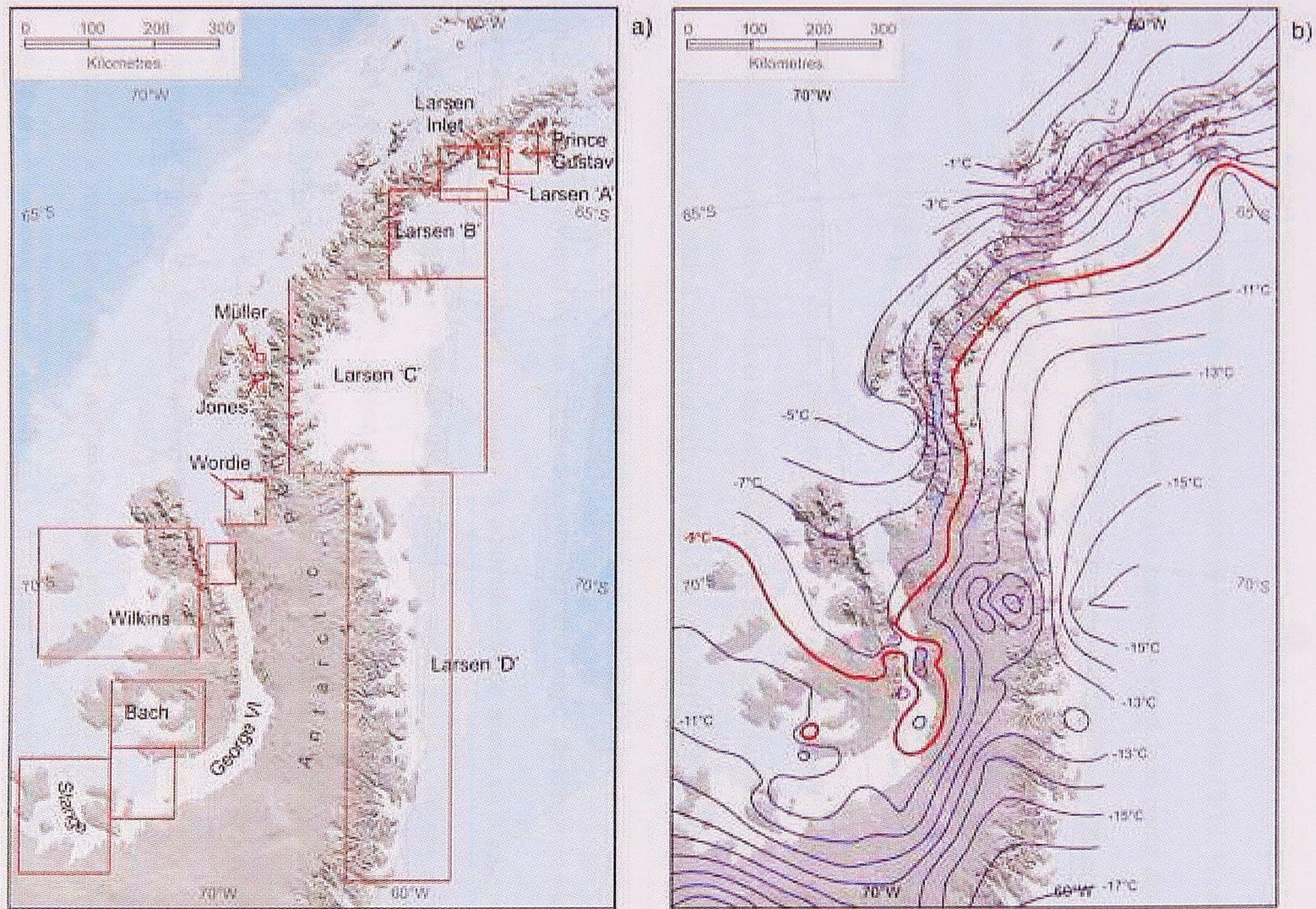


Figura 2: a) Ubicación de las plataformas de hielo en la PA; b) Mapa de isotermas (promedio anual año 2000). En rojo se muestra la isoterma -9 °C (Cook & Vaughan, 2010) [21].

Como consecuencia de este calentamiento regional, las plataformas de hielo adyacentes a la PA que han colapsado y retrocedido durante las últimas décadas son las plataformas de Muller, Jones, George VI, Wordie, Larsen A y Larsen B (Vaughan & Doake, 1996 [20] entre muchos otros). La rápida desintegración de la plataforma de hielo de Wordie (WIS, Wordie Ice Shelf), así como los cambios en el comportamiento de los glaciares en el lado oeste de la península, son evidencias de la tendencia al calentamiento en esta región (Smith & Stammerjohn, 1996 [3]). Uno de los eventos más recientes tuvo lugar en la plataforma de hielo de Wilkins, la cual experimentó el colapso del puente de hielo que conectaba la plataforma con la isla Charcot (Cook & Vaughan, 2010 [21]).

El retroceso y colapso de las plataformas de hielo no contribuye directamente de manera sustancial al incremento del nivel del mar, ya que el hielo contenido en ellas flota actualmente en un equilibrio hidrostático con los océanos (Wendt *et al.*, 2010 [24]). No obstante lo anterior, el incremento de las aceleraciones en los flujos de hielo de los glaciares interiores como consecuencia del colapso de una plataforma, provoca una mayor descarga de hielo al océano que normalmente no es equilibrada mediante la acumulación de nieve en los sectores altos de los glaciares. La desintegración de las plataformas de hielo puede cambiar la dinámica de los glaciares, que anterior a dicho colapso, drenaban hacia plataformas de hielo sólidas. La remoción del soporte que otorgaban las plataformas de hielo, aumenta la velocidad de los glaciares, drenando directamente al mar y por ende contribuyendo al aumento del nivel del mar por el incremento de los flujos de hielo hacia el océano (Rignot *et al.*, 2004 [25]).

Una mirada a muy largo plazo del comportamiento de las plataformas de hielo, puede ser revisada en Mulvaney *et al.*, (2012) [26]. Mediante la reconstrucción de las temperaturas atmosféricas utilizando como *proxy* los isotopos de deuterio/hidrógeno contenidos en un testigo

de hielo extraído en las islas de James Ross, muestra para la zona, en el temprano Holoceno un óptimo climático de $1,3 \pm 0,3$ °C más caliente que el presente (en el estudio se refieren al presente como el periodo de 1961 a 1990). Posterior a este óptimo climático, la temperatura descende y se evidencia un clima estable (anomalía de la temperatura promedio de $0,2 \pm 0,2$ °C) que persiste desde ~9200 al 2500 años BP (en el estudio se adopta la convención: 0 year BP = 1950 DC). Mulvaney *et al.*, (2012) [26], en base a las reconstrucciones climáticas y el estudio de sedimentos marinos, logra determinar que las plataformas de hielo del sector se establecen de forma permanente después del ~1500 años BP y la máxima extensión de las mismas puede haber sido alcanzada tanto muy recientemente así como en siglos recientes. Para el final del Holoceno, los registros de isotopos del testigo de hielo muestran un enfriamiento de las temperaturas que en promedio fueron $0,7 \pm 0,3$ °C más frías que en el presente, alrededor de 800 al 400 años BP (1150 – 1550 DC). Las evidencias de Mulvaney *et al.*, (2012) [26] muestran que temperaturas similares a las registradas en el presente ocurrieron en esta región (Mar de Weddell) durante gran parte del Holoceno, resultando en un régimen en el cual las plataformas de hielos fueron solo características transitorias a lo largo de la mayor parte del norte y este de la PA, y fueron retrocediendo hacia el sur. Esta perspectiva de muy largo plazo, muestra que el calentamiento atmosférico registrado actualmente es similar con el registrado en el Holoceno medio, por lo que los retrocesos y colapsos de las plataformas de hielo registrados recientemente eran esperables.

2.- PLATAFORMA DE HIELO DE WORDIE (WIS)

La WIS ha estado retrocediendo en una serie de eventos desde la década del 50s, y en 1992 sufrió la pérdida de área más dramática experimentada en todas las plataformas de hielo de la PA (Figura 3. Vaughan & Doake, 1996 [20]). La WIS se redujo desde alrededor de 1.917 km² en 1960 a 139 km² en 2008/2009, alcanzando una pérdida de 1.218 km² de hielo (Figura 3 b), c) y d), Cook & Vaughan, 2010 [21]). El GF (glaciar Fleming, 69.3°S, 66.9°W) es uno de los mayores tributarios de la WIS y junto a otros glaciares vecinos ya han experimentado cambios debido a la desintegración de la plataforma de hielo (Cook & Vaughan, 2010 [21], Wendt *et al.*, 2010 [24]). Rignot *et al.* (2005) [27] mostró que en 1996, el GF se estaba moviendo a velocidades 50% mayores que las mediciones obtenidas en tres posiciones el año 1974 (Doake, 1975 [28]), concluyendo que la aceleración se debía al colapso de la WIS a comienzos de los 70's. La aceleración que está sufriendo el GF fue confirmada por Wendt *et al.* (2010) [24], quienes compararon las mediciones de Doake en 1974 (Doake, 1975 [28]) con datos recolectados con GPS durante los veranos australes de 2007/2008 y 2008/2009, encontrando que las velocidades en los últimos tiempos son un 40 a 50% más altas.

Una comparación de la topografía superficial del hielo mapeada en 2004 y 2008, utilizando un sistema de escaneo laser aerotransportado, ha revelado un adelgazamiento general del hielo glaciar, que alcanza un máximo de 4.1 m/año, cerca del frente del glaciar a nivel del mar, y de hasta 2 m/año a una altitud aproximada de 1.100 m.s.n.m. (Wendt *et al.*, 2010 [24]). Junto con lo anterior, se ha señalado una descarga de hielo 84% mayor a la acumulación de nieve en el GF (Rignot *et al.* 2005 [27]). Todo lo anterior estaría indicando un balance de masa negativo en el GF.

Desde mediados del 2007 a fines del 2008, un proyecto Chileno enmarcado en el Año Polar Internacional (IPY; International Polar Year) fue realizado por el Centro de Estudios Científicos (CECS) en colaboración con la Dirección Meteorológica de Chile, y el apoyo logístico del Instituto Chileno Antártico (INACH) y la Fuerza Aérea Chilena (FACH)³. El objetivo del proyecto fue mejorar la comprensión de la actual dinámica glaciar en la zona del GF, una región donde actualmente se están desarrollando cambios medioambientales significativos, que han quedado en evidencia, por ejemplo, por el retroceso y colapso de la WIS. Esta tesis describe los aspectos meteorológicos del proyecto, basados en casi un año de observaciones *in situ* al interior del GF, un lugar con escasas observaciones y registros. Los aspectos glaciológicos del proyecto están descritos en Wendt *et al.* (2010) [24].

³ Proyecto Anillo Conicyt-Bicentenario ARTG02-2006 "Stability and recent behaviour of glaciers in Antarctic Peninsula the interactions with ice shelves".

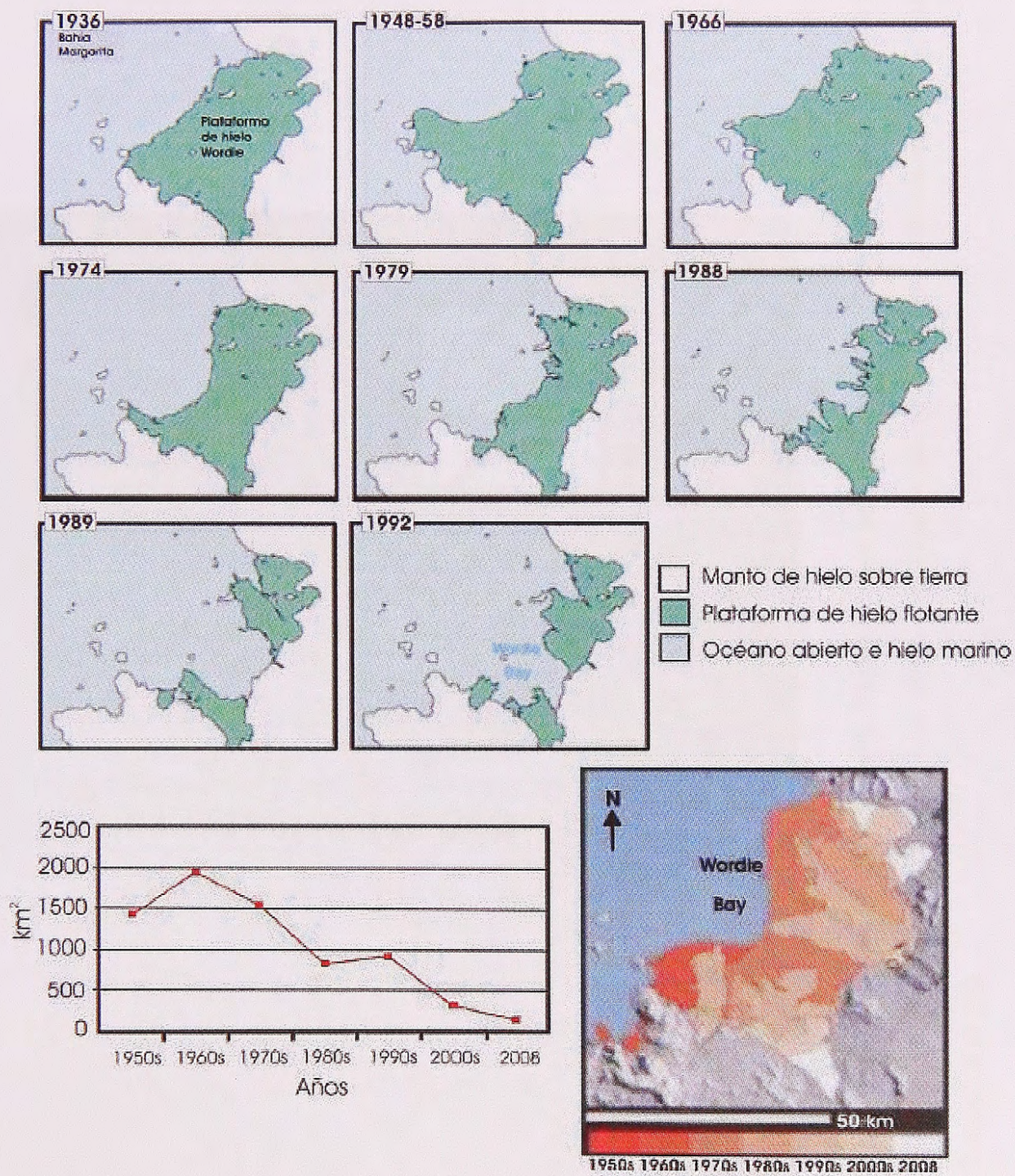


Figura 3: Arriba. Representación gráfica del retroceso de la Plataforma de Wordie, Vaughan & Doake. 1996 [20]; Abajo. Pérdida del área de la plataforma, Cook & Vaughan. 2010 [21].

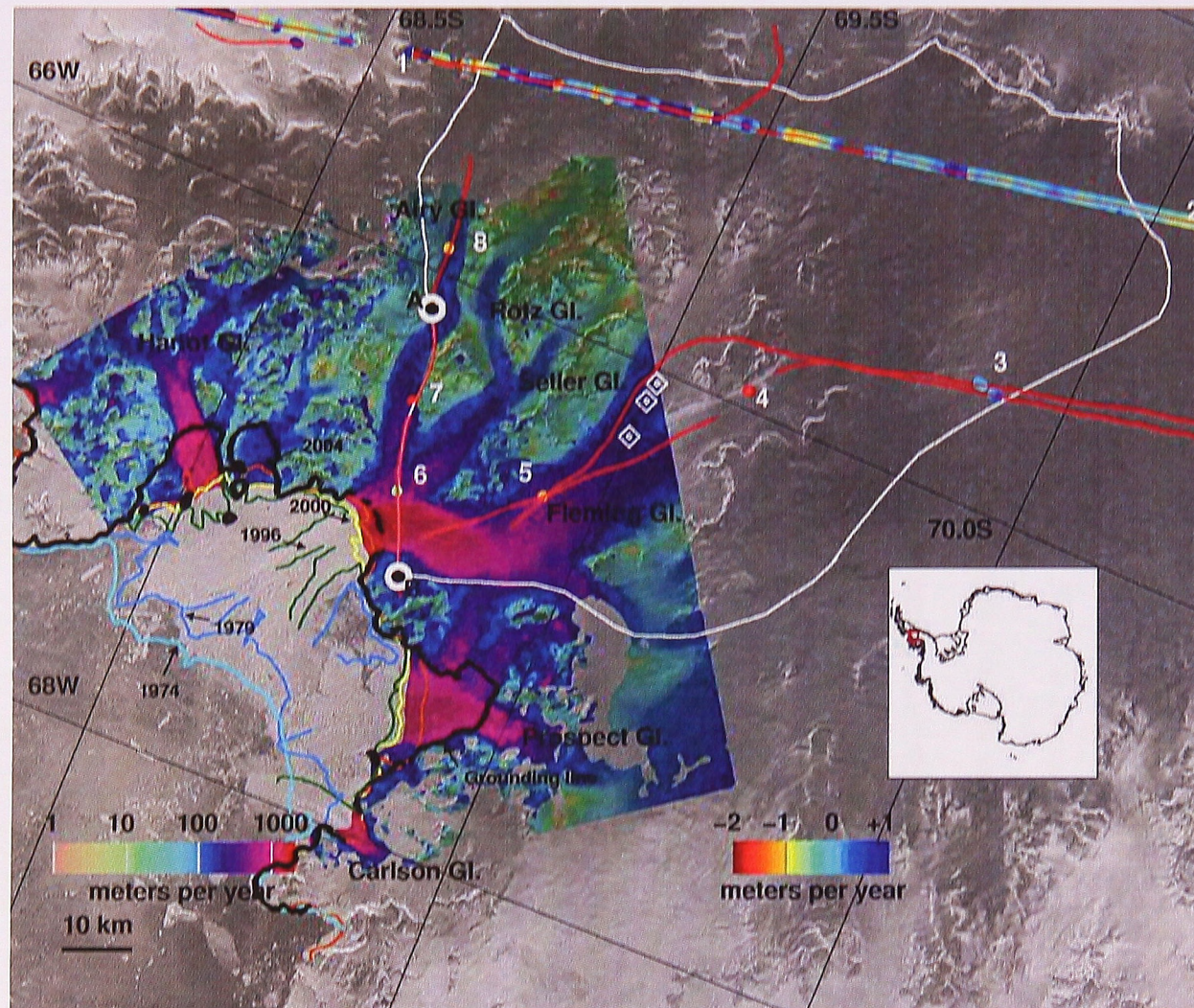


Figura 4: Velocidad del hielo en los glaciares Fleming, Hariat, Airy, Rotz; Seller, Prospect y Carlson (escala de colores a la izquierda). Se muestra la posición del frente de hielo en 1974, 1979, 1996, 2000 y 2004. Los cambios en la elevación del hielo continental se muestran en la escala de la derecha. La línea blanca delimita la cuenca de drenaje (Rignot *et al.* 2005 [27]).

3.- METEOROLOGÍA ANTÁRTICA

El clima junto con las propiedades físicas del hielo determina la extensión y comportamiento de un glaciar (Paterson, 1994 [29]). La atmosfera sobre un glaciar actúa sobre él adicionando o removiendo masa y calor lo que regula el balance de masa del glaciar. Así, la temperatura superficial de un glaciar es determinada por el clima sobre él. La influencia de la temperatura atmosférica sobre un glaciar o casquete de hielo es tan directa, que las variaciones cíclicas anuales de la temperatura atmosférica, generan una onda térmica que es percibida hasta 10 metros al interior del hielo, y de esta forma, la temperatura registrada a 10 metros de profundidad, aporta una buena estimación de la temperatura media anual del aire (Paterson, 1994 [29]).

El comportamiento termodinámico de los glaciares y de los hielos continentales es un fenómeno complejo donde se deben considerar variables de carácter multidisciplinario. Existen diversas formas y mecanismos de transferencia o generación de calor, producidos tanto en la masa interna del glaciar (conducción, convección, calor de deformación, calor latente de fusión) como por intercambios de calor y de masa entre el glaciar y el medio circundante (flujo geotérmico, intercambios energéticos con la atmósfera, acumulación por precipitaciones en forma de nieve o lluvia, ablación por fusión o sublimación, hielo sobreimpuesto, desplazamientos de masa por efecto del viento, desprendimiento de témpanos o icebergs, etc.). Existen influencias mutuas de la termodinámica de glaciares con la climatología y la meteorología (albedo, balance energético global, temperaturas medias, circulación atmosférica, presiones atmosféricas, etc.) y con la oceanografía (volumen de hielo marino, circulación oceánica, nivel medio de los océanos, corriente circumpolar, etc.).

La utilización de datos meteorológicos para evaluar el derretimiento superficial, ha permitido estudiar la relación entre el clima y la dinámica glaciar. El hecho de que la nieve se derrite a una temperatura de 0° C usualmente ha inducido a asumir que también se derrite a una temperatura del aire de 0° C. Esta afirmación desestima las complejidades del balance energético en la superficie de nieve donde los flujos de radiación y los intercambios turbulentos de calor latente operan de manera independiente de la temperatura del aire (Khun, 1987 [30]). En la región de la PA el derretimiento se produce a una temperatura umbral del aire superficial, de -2.5 °C (promedio mensual); a su vez, el área en donde se produce derretimiento superficial aumenta rápidamente con la temperatura, estimándose un incremento en la superficie de 3.5×10^6 d km² por cada grado en que se incrementa la temperatura en verano (Zwally, 1994 [31]).

En la Antártica, durante el verano existe suficiente calor para ocasionar derretimiento superficial. Al producirse derretimiento superficial, el agua percola dentro del hielo y se recongela donde la temperatura alcanza los 0 °C. Este proceso permite transportar el calor hacia el interior del hielo a un ritmo mucho mayor que por conducción térmica o difusión. El recongelamiento de 1 gr de agua produce suficiente calor para elevar la temperatura de 160 gr de nieve o neviza en 1 K. En regiones donde se registran temporadas de derretimiento superficial (derretimiento superficial - percolación – recongelamiento), la onda fría invernal (que penetra el hielo), puede ser atenuada o eliminada de forma mucho más rápida de lo que hubiera sido posible solo por conducción de calor. A su vez, al no existir derretimiento superficial, los cambios de temperatura a través del año se propagan al interior del hielo solo por conducción de calor (Paterson, 1994 [29]).

La determinación y análisis del derretimiento del hielo, puede permitir cuantificar la incidencia del agua de derretimiento en un evento de colapso de una plataforma. En un glaciar temperado, el agua puede drenar hacia la base del glaciar, provocando un eventual aumento del deslizamiento

basal. Por otra parte, si el hielo es frío, el agua de derretimiento percola y se recongela rápidamente bajo la superficie. El calor latente que se libera durante el proceso de congelamiento constituye un mecanismo efectivo de calentamiento de las capas interiores del glaciar o bien de una plataforma de hielo.

El balance energético de las superficies de hielo o nieve está determinado por la suma de los flujos de radiación solar y terrestre, de la radiación de onda larga emitida por la superficie y de la radiación de onda larga emitida por la atmósfera.

La superficie de la nieve siempre recibe menos de esta cantidad de radiación solar que la superficie de hielo. Esto se debe a que la nieve tiene un albedo más alto que el hielo. El albedo de la nieve puede variar entre 0.4 y 0.9, dependiendo de la cantidad de nieve que hay y de la cantidad de radiación solar que recibe. El albedo del hielo puede variar entre 0.2 y 0.6, dependiendo de la cantidad de hielo que hay y de la cantidad de radiación solar que recibe. La radiación solar que recibe la superficie de la nieve es menor que la radiación solar que recibe la superficie del hielo. Esto se debe a que la nieve tiene un albedo más alto que el hielo. La radiación terrestre que recibe la superficie de la nieve es mayor que la radiación terrestre que recibe la superficie del hielo. Esto se debe a que la nieve tiene una emisividad más alta que el hielo. La radiación de onda larga emitida por la superficie de la nieve es mayor que la radiación de onda larga emitida por la superficie del hielo. Esto se debe a que la nieve tiene una emisividad más alta que el hielo. La radiación de onda larga emitida por la atmósfera es mayor que la radiación de onda larga emitida por la superficie de la nieve. Esto se debe a que la atmósfera tiene una emisividad más alta que la superficie de la nieve.

El balance energético de las superficies de hielo o nieve está determinado por la suma de los flujos de radiación solar y terrestre, de la radiación de onda larga emitida por la superficie y de la radiación de onda larga emitida por la atmósfera. La radiación solar que recibe la superficie de la nieve es menor que la radiación solar que recibe la superficie del hielo. Esto se debe a que la nieve tiene un albedo más alto que el hielo. La radiación terrestre que recibe la superficie de la nieve es mayor que la radiación terrestre que recibe la superficie del hielo. Esto se debe a que la nieve tiene una emisividad más alta que el hielo. La radiación de onda larga emitida por la superficie de la nieve es mayor que la radiación de onda larga emitida por la superficie del hielo. Esto se debe a que la nieve tiene una emisividad más alta que el hielo. La radiación de onda larga emitida por la atmósfera es mayor que la radiación de onda larga emitida por la superficie de la nieve. Esto se debe a que la atmósfera tiene una emisividad más alta que la superficie de la nieve.

4.- BALANCE DE ENERGÍA

El sol es la fuente fundamental de todo el calor recibido por la superficie de la tierra. La cantidad de energía que cae a una incidencia normal fuera de la atmósfera terrestre, a una distancia promedio entre la tierra y el sol, se llama constante solar y corresponde a $1.368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (Paterson, 1994 [29]).

La superficie de la tierra siempre recibe menos de esta cantidad de energía producto de que parte de esta radiación es devuelta hacia el espacio y otra es absorbida por las nubes, vapor de agua y el ozono de la atmósfera. Adicionalmente, parte de la radiación recibida por la superficie terrestre es reflectada, cantidad que depende de la naturaleza de la superficie. La Tierra emite radiación de onda larga, parte de esta escapa hacia el espacio y parte es absorbida por la atmósfera (principalmente por vapor de agua y dióxido de carbono). Estos gases al igual que las nubes, emiten radiación de onda larga, la que en parte escapa hacia el espacio y el resto es reabsorbido por la atmósfera, devolviendo una cantidad sustancial hacia la superficie de la tierra, generando el denominado *efecto invernadero*. Debido a que la superficie de la tierra se comporta como un cuerpo negro en el espectro infrarrojo, toda la radiación de onda larga que alcanza la superficie terrestre es absorbida.

El balance energético de una superficie de hielo o nieve está determinado por variables atmosféricas como la radiación solar y radiación atmosférica de onda larga, la temperatura del aire y la humedad. La transferencia de energía desde la atmosfera libre hacia la superficie depende de la estabilidad atmosférica de la capa límite⁴, en la cual los perfiles verticales de

⁴ Se puede definir la **capa límite** como la parte de la troposfera que es directamente influenciada por la presencia de la superficie de la tierra, y responde al forzamiento superficial a una escala de tiempo de alrededor de una hora (Stull, R. B. 1950 [32]).

velocidad del viento y temperatura determinan dicha estabilidad. Por su parte, las condiciones superficiales del hielo/nieve, como la temperatura superficial, la humedad superficial, la rugosidad y el albedo, también regulan esta transferencia de energía (Khun, 1987 [30]).

Según van den Broeke *et al.* (2005) [33], el balance de energía superficial puede definirse como:

$$M = SHWin + SHWref + LW \downarrow + LW \uparrow + SHF + LHF + G$$

En donde:

- M: es la energía disponible para derretimiento ($M = 0$ si la temperatura superficial $T_s < 273,15 K$.)
- SHWin: radiación de onda corta incidente (incoming shortwave).
- SHWref: radiación de onda corta reflejada (reflected shortwave).
- $LW \downarrow$: Radiación de onda larga incidente (incoming longwave)
- $LW \uparrow$: Radiación de onda larga emitida (emitted longwave).
- SHF: flujo turbulento de calor sensible (sensible heat fluxes).
- LHF: flujo turbulento de calor latente (latent heat fluxes).
- G: Flujo de calor conductivo subsuperficial.

La radiación solar absorbida es balanceada por los flujos salientes de radiación de onda larga y el calor latente y sensible. Dentro de cortos periodos de tiempo, los términos no se balancean y la temperatura de la superficie cambia si la nieve y el hielo no se derriten o la superficie del agua se congela. Para superficies de hielo y nieve, la fracción de radiación solar incidente reflectada por la superficie es aproximadamente el 90% (Albedo). El derretimiento superficial ocurre como respuesta a un balance de energía positivo, una vez que la superficie de hielo se ha calentado hasta el punto de derretimiento. Para la PA el derretimiento se produce a una temperatura

(promedio mensual) superficial umbral de $-2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Zwally, 1994 [31]), lo que muestra en parte, la independencia de los flujos de radiación y los intercambios turbulentos de calor latente de la temperatura del aire, evidenciando la capacidad del paquete de nieve de transmitir y conservar calor, aun a expensas de la temperatura superficial del aire. Una explicación del proceso la entrega Abram *et al.* (2010) [14], quien en base a registros de testigos de hielo concluye una respuesta no lineal del derretimiento frente a cambios en la temperatura media en la zona estudiada (James Ross Island), concluyendo que se debe al umbral de temperatura atmosférica de $\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ para derretimiento, indicando que en condiciones muy frías, los registros de derretimiento de hielo pierden la capacidad de registrar la variabilidad del balance de energía superficial y por ende de las temperaturas de verano.

Problemas instrumentales e incertidumbres en las estimaciones hechas sobre la teoría de transferencia de calor por turbulencias dificultan el proceso. Además, el balance energético varía de un punto a otro, por lo que se requiere de una red de estaciones sobre el glaciar, lo que en la práctica no es factible. Por estas razones se han desarrollado métodos computacionales para determinar los componentes del balance energético a través de observaciones meteorológicas estándar. Estos métodos permiten evaluar la importancia de cada término del balance energético y se puede predecir la variación de una o más variables de superficie o atmosféricas.

Por su parte, (Khun, 1987 [30]) señala que las dificultades para aplicar el balance energético a una superficie de nieve, son tres:

- Las variables separadas elegidas para describir una situación particular no son enteramente independientes, por ejemplo, la densidad de vapor atmosférico ρ_{va} está

limitada por la temperatura del aire T_a , y el flujo de radiación de onda larga incidente

$LW \downarrow$ esta de cierta forma asociado a la T_a y a la ρ_{va} .

- Debido a la variación diurna de los flujos de energía, la estacionalidad es solo aproximada.
- La transferencia de calor a través de una capa límite turbulenta depende de parámetros externos como la velocidad del viento y la temperatura del aire y a su vez de parámetros internos como la temperatura superficial y la rugosidad.

Los flujos verticales turbulentos (eddies) conducen calor hacia la superficie si esta es más fría que el aire inmediatamente sobre ella, y a su vez la superficie pierde calor si es más cálida que el aire. Esto se denomina calor sensible (SHF). Además, la superficie gana calor latente (LHF) cuando el vapor de agua atmosférico se condensa sobre ella (gas a líquido) y pierde calor cuando la humedad se evapora de ella (líquido a gas). La cantidad de calor transferido por estos procesos se incrementa con el grado de turbulencia en la atmósfera. Se debe tener presente que la transferencia de calor, de momentum y humedad, entre la atmósfera y la superficie (en nuestro caso de un glaciar) dentro de los primeros milímetros de la capa límite atmosférica, se produce por procesos moleculares (p.e. conducción molecular de calor o transferencia de momentum por viscosidad molecular). Una vez que el calor está en el aire, los flujos turbulentos (eddies) se encargan del transporte de momentum, calor y humedad hacia las capas superiores de la atmósfera (Stull, 1950 [32]).

En promedio, a lo largo del año y sobre la superficie terrestre el flujo de calor sensible es negativo, es decir, la superficie de la tierra pierde o transfiere calor sensible hacia la atmósfera. Sobre el casquete de hielo de la antártica la situación es diferente: la superficie cubierta de nieve

refleja un alto porcentaje de la radiación de onda corta (efecto albedo), a la vez que pierde calor en la forma de radiación de onda larga hacia la fría y clara atmósfera predominante en el sector. Como resultado, la superficie es generalmente más fría que el aire, posibilitando que el flujo de calor sensible sea positivo, es decir se transfiera calor desde el aire hacia la superficie. A su vez, el flujo de calor latente es usualmente menor debido a que las bajas temperaturas limitan el contenido de humedad absoluta y con ello el gradiente de humedad entre la superficie y el aire. En las regiones costeras del casquete de hielo antártico, el enfriamiento de las capas de aire más superficiales genera fuertes y persistentes vientos catabáticos. Estos vientos generan esfuerzos superficiales (cizalle) que mantienen el intercambio turbulento con la capa superficial (van den Broeke *et al.*, (2005) [33]).

CAPITULO III

HIPÓTESIS, DATOS DISPONIBLES Y METODOLOGÍA

1.- HIPÓTESIS DE TRABAJO

Específicamente, el presente proyecto de tesis comprende: el análisis del comportamiento de las variables meteorológicas registradas en la EMA instalada en la zona alta del GF el año 2007, a una cota aproximada de 1.057 m s.n.m., junto con los datos de otras estaciones meteorológicas localizadas en las cercanías como son Rhotera y Fossil Bluff. Se han planteado las siguientes hipótesis:

“El comportamiento de las variables atmosféricas observadas al interior del Glaciar Fleming presenta una correlación significativa con aquellas registradas en estaciones cercanas como son Rothera, Fossil Bluff, Larsen Ice Shelf y Butler Island.”

“A partir de lo anterior, los cambios registrados en el GF pueden relacionarse con los cambios medio ambientales que ha experimentado el sector en las últimas décadas, los que pueden ser inferidos de las estaciones con registros de más de 20 años.”

El objetivo general del trabajo es:

Evaluar las condiciones atmosféricas y su comportamiento en el sector del GF, Península Antártica, utilizando datos meteorológicos registrados en terreno por la estación meteorológica automática, instalada en el marco del proyecto Anillo a una cota 1.057 m.s.n.m., y datos de estaciones meteorológicas vecinas permanentes.

Los objetivos específicos relevantes serían:

- Caracterizar meteorológicamente el área donde se encuentra el glaciar Fleming, utilizando los datos registrados In Situ por la EMA –GF, para el período 2007 - 2008.
- A partir de las correlaciones existentes con otras estaciones cercanas al GF, que cuentan con registros históricos de datos de mayor período, determinar el comportamiento climático en la zona de la Bahía de Wordie y Glaciar Fleming.

2.- INSTALACIÓN ESTACIONES METEOROLÓGICAS AUTOMÁTICAS

Un equipo del CECS realizó un total de tres campañas en la parte alta del GF (límite norte del Plateau Dyer), en noviembre/diciembre del 2007, 2008 y 2009. Durante la primera campaña se instaló una estación meteorológica automática (EMA) en el GF (identificada de aquí en adelante como EMA-GF, Estación Meteorológica Automática en Glaciar Fleming), en las coordenadas 69°32'S, 66°1'W, a una altitud de 1.057 m.s.n.m. Luego, se realizó una segunda campaña, en diciembre del 2008, permitiendo recolectar los datos grabados durante el primer año de registros y su re-instalación para un segundo año de registro. Lamentablemente, durante la tercera campaña, en diciembre del 2009, no se pudo localizar la EMA, probablemente al ser destruida por los fuertes vientos o por haber quedado cubierta totalmente por la nieve y desplazada de su ubicación ya que no fue posible localizarla en las coordenadas GPS registradas originalmente en la campaña de 2008. Por lo tanto, para este estudio se analizaron los datos meteorológicos recolectados entre la primera y segunda campaña (2007 – 2008) y se realizó la comparación con datos de otras estaciones de la PA.

La EMA instalada en el GF era del tipo Campbell científica (Figura 5), energizada por paneles solares y baterías de 12V. Los sensores fueron instalados en una torre de 6.1 m de alto y enterrada 2 m bajo la superficie de la nieve. Los sensores considerados fueron (Tabla 1): barómetro, termómetros, sensor de humedad, anemómetros y sensores de rango ultrasónicos.

Tabla 1. Tipo y característica de los sensores meteorológicos de la EMA instalada en el glaciar Fleming

Sensor	Tipo	Rango	Precisión
Presión del aire	Vaisala PTB101B	600 a 1060 hPa	4 hPa
Temperatura del aire	Vaisala HMP35AC	-80 a +56 °C	0,3 °C
Temperatura del aire	Campbell Chromel Constantz	-40 a +40 °C	0,1 °C
Humedad relativa	Vaisala HMP35AC	0 a 100%	2% (RH<90%)
			3% (RH>90%)
Velocidad del viento	Young 05103	0 a 60 ms ⁻¹	0.3 m s ⁻¹
Dirección del viento	Young 05103	0 a 360°	3°
Pyranometer shortwave radiation	Kipp en Zonen CNR1	305 a 2800 nm	2%
Pyrradiometer net short- and longwave radiation	Kipp en Zonen CNR1	5000 a 50000	15 W m ⁻²
Altura de nieve	Campbell SR50	0.5 a 10 m	0.01 m ó 0.4%



Figura 5: Fotografía de la EMA instalada en el glaciar Fleming (Fig. 6) en noviembre de 2007.

Los sensores fueron instalados en dos niveles, medidos desde la superficie de nieve: 2,5 y 1,5 m. Esta altura fue elegida dada las restricciones de la torre disponible. La instalación se efectuó el 30 de noviembre de 2007. Los datos se registraron en un data logger a intervalos de una hora. El sensor ultrasónico mide la altura de nieve gracias a un transductor electrónico que determina la distancia al objetivo al enviar un pulso ultrasónico y medir el tiempo que demora el eco en retornar. En este caso se utilizaron los datos registrados a 2,5 m debido a que se contaba con un registro más extenso hasta antes que se detuvieran las mediciones. En diciembre de 2008, durante la segunda campaña, se descargaron los datos desde la EMA y se reinstaló la estación para el año

siguiente, perdiéndose definitivamente y no siendo encontrada cuando se visitó nuevamente el área el año 2009.

Existen además datos meteorológicos disponibles registrados por otras EMA instaladas en la región de la PA. Se utilizaron datos de tres estaciones del Programa de la Universidad de Wisconsin (Figura 6 y Tabla 2): Fossil Bluff (71°33'S, 68°28'W, a 63 m.s.n.m., al oeste de la PA, EMA-FB); Plataforma de hielo de Larsen (67°01'S, 61°55'W, a 17 m.s.n.m., al este de la PA, EMA-LIS); Isla Buttler (72°21'S, 60°17'W, a 91 m.s.n.m., al este de la PA, EMA-IB). Los datos están disponibles a través de internet (<http://amrc.ssec.wisc.edu/aws.html>). Además, están disponibles los datos diarios y mensuales de la estación Rothera (67°34'S, 68°08'W, a 32 m.s.n.m., Figura 6), localizado en el lado oeste de la PA que pueden ser descargados desde el Proyecto READER (<http://antarctica.ac.uk/met/READER/>) del Servicio Antártico Británico (British Antarctic Survey). Todos estos datos adicionales fueron utilizados para realizar análisis de comparación con los datos recolectados por la EMA-GF y para caracterizar la meteorología de la región.

Tabla 2. Nombre y ubicación de las EMA utilizadas en este estudio (Figura 6).

Nombre de la estación	Ubicación		Altitud m s.n.m
	Latitud (S)	Longitud (W)	
Fleming Glacier Station (FG-AWS)	69°32'	66°01'	1057
Fossil Bluff (FB-AWS)	71°33'	68°28'	63
Larsen Ice Shelf (LIS-AWS)	67°01'	61°55'	17
Buttler Island (BI-AWS)	72°21'	60°17'	91
Rothera	67°34'	68°08'	32

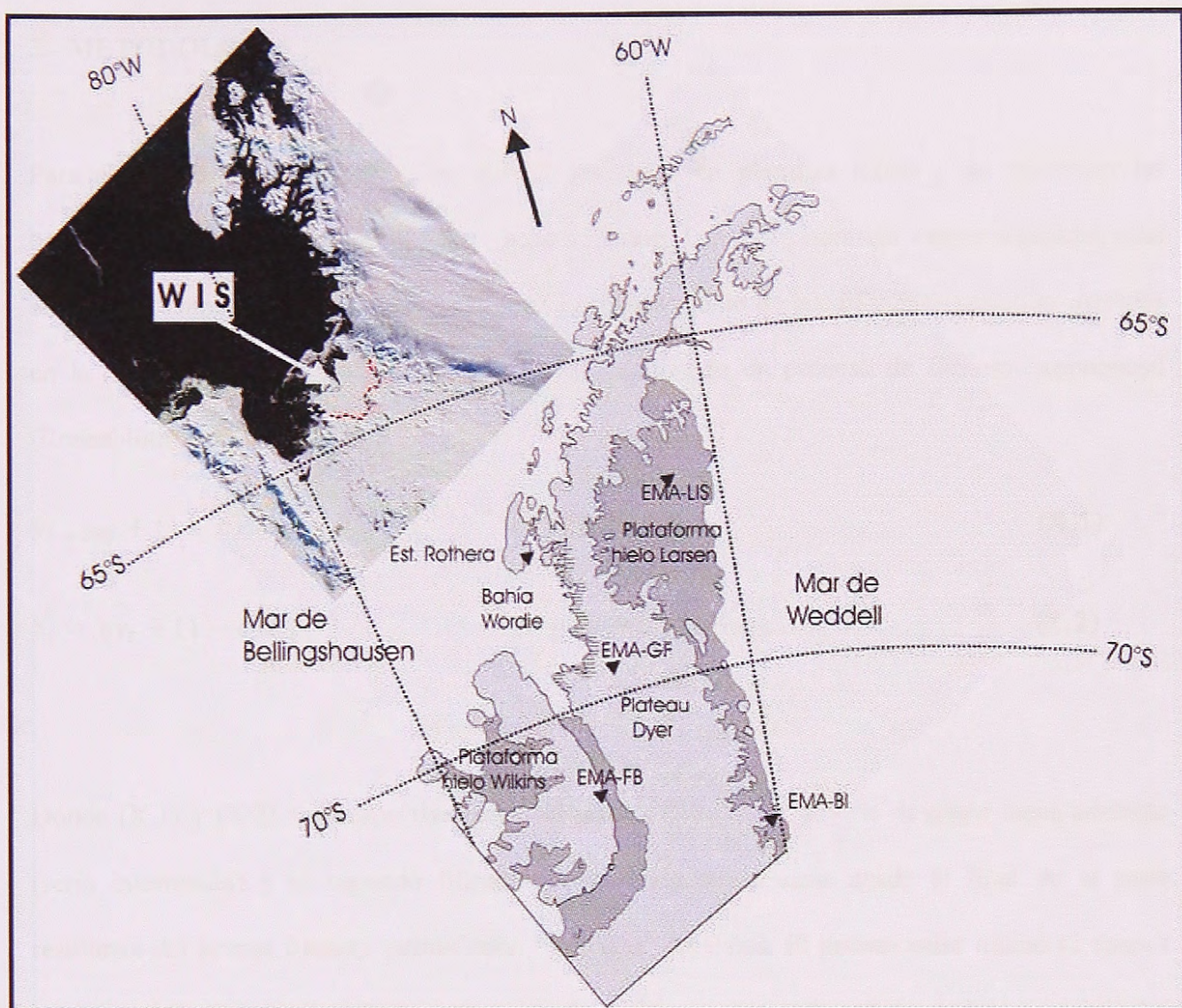


Figura 6: Emplazamiento de las estaciones meteorológicas consideradas en el presente estudio, cercanas al glaciar Fleming.

3.- METODOLOGÍA

Para el desarrollo del proyecto se trabajó los datos en planillas Excel y se utilizaron las herramientas de análisis disponibles en dicho software. Los datos horarios fueron utilizados para obtener el promedio diario y para analizar el comportamiento de las diferentes variables medidas en la EMA-GF. Los datos fueron “suavizados” aplicando un proceso de filtrado exponencial (Rosenblüth *et al.*, 1997 [34]):

$$y_t = cx_t + (1 - c)y_{t-1} \quad t = 2, 3, \dots, n \quad (X.1)$$

$$z_t = cy_t + (1 - c)z_{t+1} \quad t = (n - 1), (n - 2), \dots, 1 \quad (X.2)$$

Donde (X.1) y (X.2) son respectivamente, el primer filtrado de la serie de datos hacia adelante (serie intermedia) y el segundo filtrado (serie final), hacia atrás desde el final de la serie resultante del primer filtrado, permitiendo “suavizar” los datos. El primer valor inicial y_1 (para $t = 1$ en la serie intermedia), es el promedio de los primeros diez (10) valores de la serie original y el valor z_n (para $t = n$) corresponde al valor final del primer suavizado hacia adelante (y_n). El grado de suavizado (c) puede variar desde 1 (máximo, reproduce los datos originales) a 0 (da como resultado una línea recta). En este caso, se usó $c = 0.11$ lo que permite filtrar las frecuencias altas como la variabilidad inter-horarias e inter-diaria pero mantiene el comportamiento de largo plazo.

El filtrado exponencial (Rosenblüth *et al.*, 1997 [34]) permite la utilización de la serie de datos completa, sin eliminar registros, lo que para un período de tiempo acotado y un estudio

meteorológico que apunta a detectar condiciones del comportamiento sinóptico es mucho más adecuado.

Para caracterizar completamente la meteorología de la región, se utilizaron datos de tres estaciones del Programa de la Universidad de Wisconsin (Figura 6 y Tabla 2): Fossil Bluff (EMA-FB); Plataforma de hielo de Larsen (EMA-LIS); Isla Buttler (EMA-IB). La selección de estas estaciones se debe a tres factores principales; su ubicación próxima a la EMA-GF; su libre disponibilidad a través de internet (<http://amrc.ssec.wisc.edu/aws.html>) y el período de registro que cubren dichas estaciones automáticas, que comprende el período de registro de la EMA – GF. Además, los mismos criterios se aplicaron para utilizar los datos diarios y mensuales de la estación Rothera (Figura 6), que pueden ser descargados desde el Proyecto READER (<http://antarctica.ac.uk/met/READER/>) del Servicio Antártico Británico (British Antarctic Survey).

CAPITULO IV

ANÁLISIS DE RESULTADOS

1.- TEMPERATURA DEL AIRE

El promedio de la temperatura del aire registrada en la EMA-GF fue de $-12,1 \pm 0,3$ (error estándar) para el período diciembre 2007 – octubre 2008. Para el verano (diciembre-enero-febrero) es $-6,8 \pm 0,1$ °C y en invierno (junio-julio-agosto) $-18,3 \pm 0,1$ °C. La temperatura media mensual registrada en la EMA-GF varió entre $-6,3 \pm 0,1$ °C para enero (mes más cálido) y $-22,3 \pm 0,3$ °C para agosto (mes más frío), con un máximo diario absoluto de la temperatura de $0,7$ °C y un mínimo absoluto de $-41,3$ °C. La Figura 7 muestra la oscilación media diaria de la temperatura en verano e invierno, la cual fluctúa 4 °C ($-4,6$ y $-8,6$) y $0,9$ °C ($-18,0$ y $-18,9$) entre la máxima y mínima temperaturas, respectivamente. Durante la estación estival de 2007-2008 en la EMA-GF, sólo 9 días presentaron una temperatura máxima del aire mayor a 0°C en al menos una hora de observación, y se registraron 125 horas con temperatura igual o superior a $-2,5$ °C distribuidos en 29 días (con al menos una hora), valor considerado umbral para el derretimiento en la PA (Zwally & Fiegles, 1994 [31]). El promedio diario fue de 4 horas y el evento de mayor duración fue de 18 horas consecutivas con temperatura mayor a este umbral. Análisis compuesto de los días con temperatura $> -2,5$ muestra una circulación ciclónica centrada al oeste de la PA, en las cercanías del Mar de Amundsen, lo que da origen a un flujo relativamente más cálido afectando el noroeste en la península, mientras que el compuesto para días con temperatura $< -2,5$ la circulación ciclónica se centra en el Mar de Weddell originando un flujo del sur y sureste sobre la península, advectando aire relativamente más frío en la región.

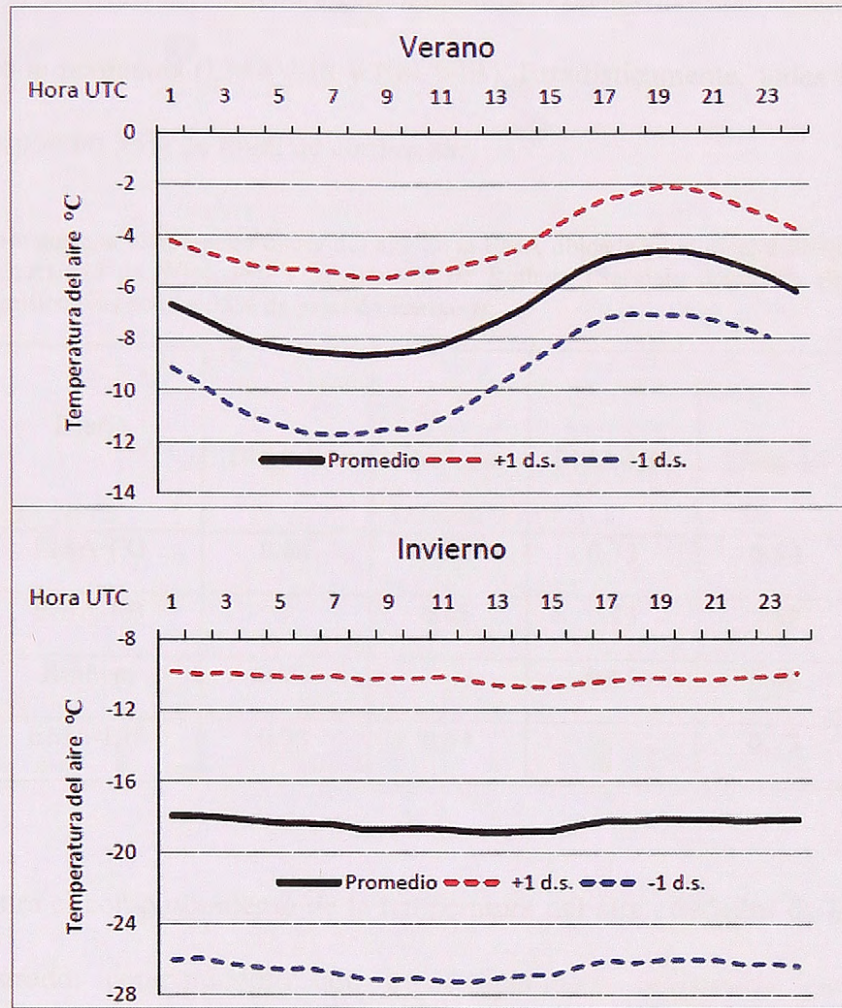


Figura 7. Promedio de la oscilación diaria de la temperatura del aire para verano e invierno de 2008, junto con ± 1 desviación estándar (d.s.), registrada en la estación del GF.

La temperatura promedio del aire registrada por la EMA-GF durante el periodo de observación (1 de diciembre de 2007 al 25 de octubre de 2008), fue comparada estadísticamente con los promedios diarios y mensuales de las estaciones meteorológicas vecinas. La Tabla 3 muestra la correlación entre las estaciones meteorológicas utilizadas en este estudio. Las mayores correlaciones se encontraron entre EMA-GF y las dos estaciones occidentales, Rothera y EMA-

FB; no obstante lo anterior, las correlaciones también son buenas con las estaciones localizadas en el lado este de la península (EMA-LIS y EMA-IB). Estadísticamente, todas las correlaciones son significativas con un 95% de nivel de confianza.

Tabla 3: Correlaciones entre la temperatura diaria del aire de la EMA ubicada en el glaciar Fleming y las EMAs del Programa de la Universidad de Wisconsin y la estación de Rothera (Servicio Antártico Británico). Todas las correlaciones son significativas con un 95% de nivel de confianza.

Diaria	EMA-FB	Rothera	EMA-LIS	EMA-BI
EMA-FG	0.85	0.92	0.72	0.53
EMA-FB		0.76	0.73	0.52
Rothera	0.76		0.64	0.42
EMA-LIS	0.73	0.64		0.73

La Figura 8 muestra el comportamiento de la temperatura del aire alrededor de la EMA-GF para el periodo registrado, comparándolo con las temperaturas registradas en las estaciones circundantes. La variación inter-diaria fue filtrada utilizando la ecuación (X.2), lo que permite ver el comportamiento estacional y sinóptico. El análisis de las series de tiempo y de las correlaciones, muestran sobretodo un comportamiento similar de la temperatura del aire a ambos lados de la PA; no obstante, un ambiente más frío es registrado en el lado este de la península, en las estaciones EMA-LIS y EMA-IB. Las variaciones inter-mensuales (eventos de aumento y disminución de la temperatura mayor a un día) son similares en todas las estaciones incluso a ambos lados de la península indicando la influencia del paso de perturbaciones de escala sinóptica en la región.

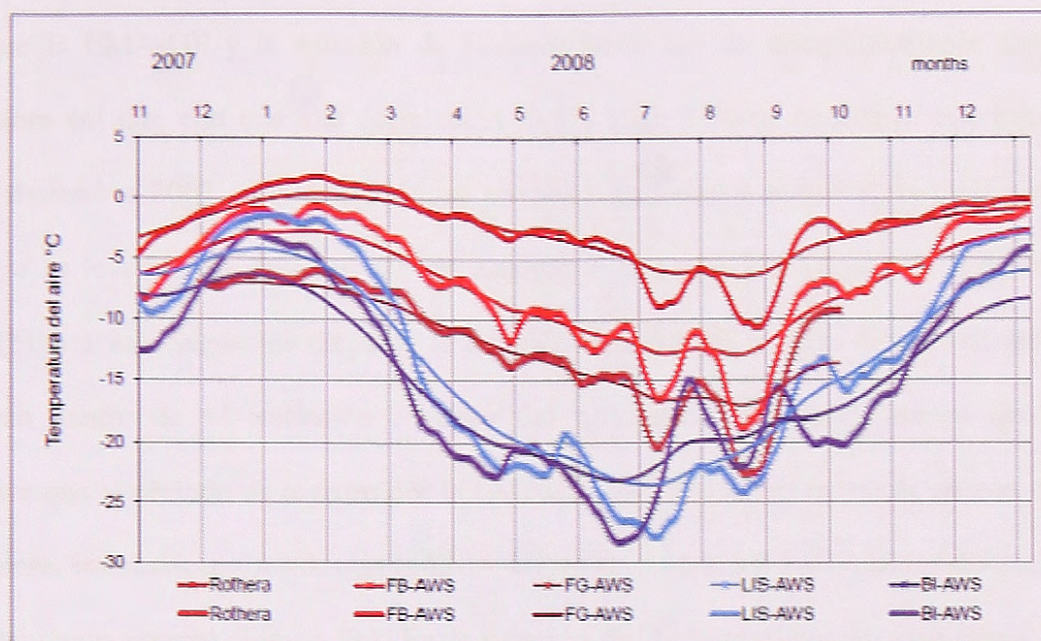


Figura 8. Comportamiento diario de la temperatura del aire (superficial) registrada en las estaciones meteorológicas ubicadas en la PA, próximas al glaciar Fleming, entre noviembre 2007 - diciembre 2008. Se filtraron los datos para permitir ver el comportamiento estacional y sinóptico.

En promedio, la temperatura registrada en la EMA-GF (1.057 m.s.n.m) fue $9,3^{\circ}\text{C}$ más fría que la registrada en Rothera (32 m.s.n.m), lo que nos da un gradiente de temperatura de $-0,88 \pm 0,27^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ para el periodo diciembre 2007 – octubre 2008. Este valor es similar al gradiente adiabático seco, cercano a $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (Turner & Pendlebury, 2004 [35]), pero mucho mayor que el gradiente altitudinal estimado por Reynolds (1981 [2]) para la península, de $-0,57^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Esto nos revela más bien un ambiente seco en la parte alta del glaciar Fleming, en el lugar donde se emplazó la EMA. Durante el periodo estival (diciembre-enero-febrero), el gradiente de temperatura fue de alrededor de $0,73 \pm 0,17^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, lo que indica un ambiente húmedo durante esa temporada.

Dado que la EMA-GF y la estación de Rothera presentan un comportamiento similar de la temperatura del aire con una alta correlación (0,92) a un 95% de confianza estadística para el período diciembre 2007 – octubre 2008, se procedió a ajustar la temperatura media mensual de Rothera a la locación de la EMA-GF de acuerdo a la expresión $T_{\text{EMA-GF}} = 1,3114 \times T_{\text{Rothera}} - 8,3952$ (Figura 9a). Según los datos de la estación Rothera, las medias mensuales del año 2008 estuvieron dentro de ± 1 variación estándar del promedio 1978-2010, por lo que se puede considerar que el periodo de registro por la EMA-GF está dentro del rango de un año normal. De esta manera, los datos registrados en la EMA-GF también pueden ser considerados dentro de un comportamiento normal (Figura 9b). En la estación de Rothera el incremento anual total de la temperatura del aire fue de 2,7 °C para el periodo desde 1978 a 2010, y para el verano de 0,8 °C (siendo sólo estadísticamente significativo con un nivel de confianza de un 95% para el valor anual). Este mismo incremento es estimado para el interior del GF. El promedio anual de la temperatura derivada a partir de los datos de Rothera para la EMA-GF es de $-14,1 \pm 0,3$ °C, siendo en verano de $-7,4 \pm 0,1$ y en invierno de $-21,1 \pm 0,3$ °C (note que los promedios obtenidos de la EMA-GF para el 2008 son más cálidos); por lo tanto, a pesar del probable aumento de la temperatura en el interior del GF, este está muy por debajo de la temperatura de congelamiento. A pesar de este incremento, en general el medio ambiente atmosférico aun muestra cifras bajo el punto de congelamiento (en promedio bajo los -5 °C durante el verano). Durante el verano austral observado, en la EMA-GF sólo 10 días registraron una temperatura del aire máxima superior a 0 °C.

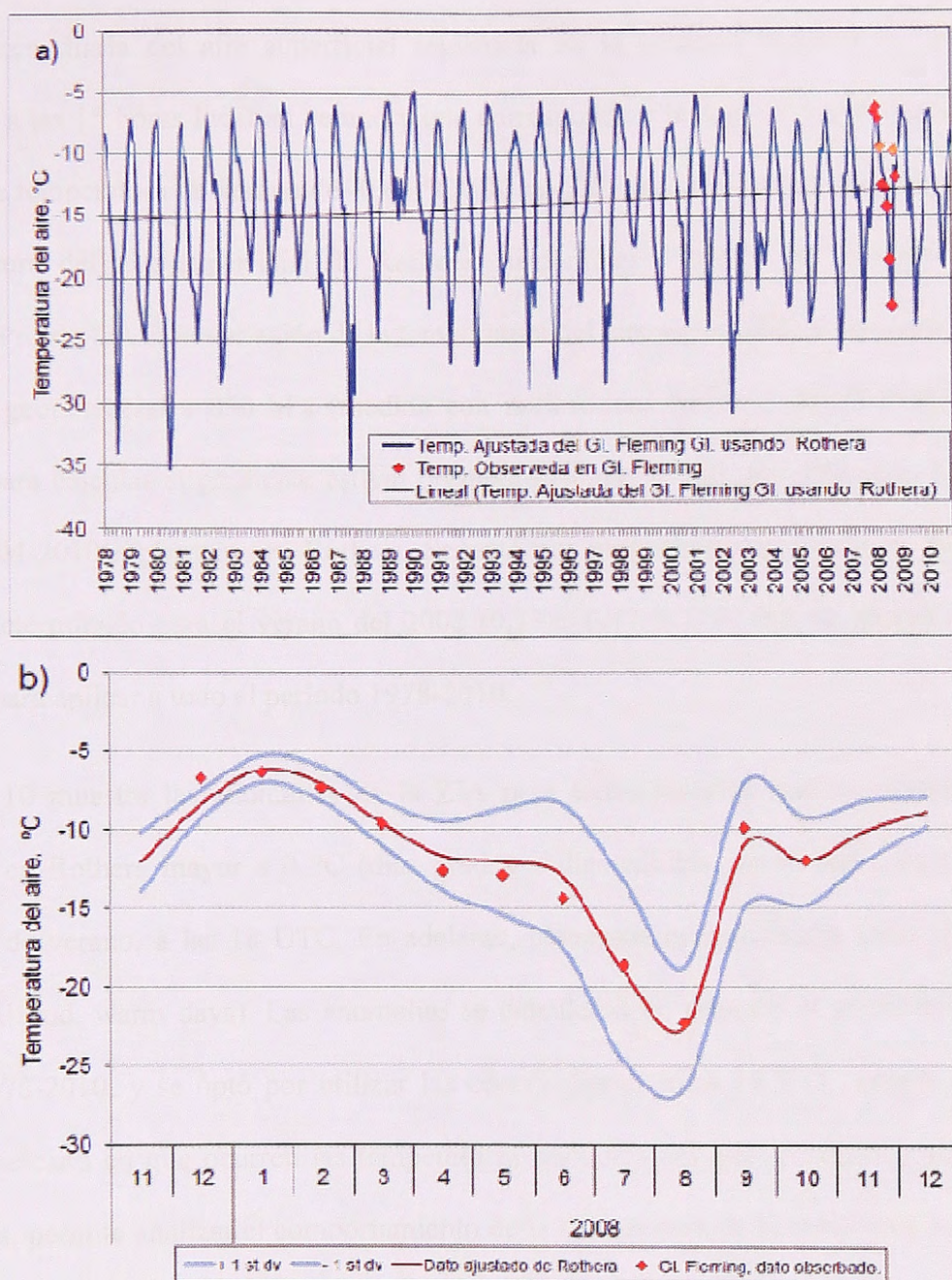


Figura 9. a) Promedio mensual de la temperatura del aire registrada en la estación de Rothera pero ajustada a la locación de la EMA – GF utilizando la expresión $T_{EMA-GF} = 1,3114 \cdot T_{Rothera} - 8,3952$. b) Ajuste concurrente del promedio mensual con un ± 1 de desviación estándar y los promedios mensuales observados en la EMA-GF.

El nivel de congelamiento en la atmósfera es la altitud a la cual la temperatura del aire es de 0 °C y representa la altitud de la isoterma cero (ZIA, Zero Isotherm Altitude). En la troposfera, bajo esta altitud la temperatura del aire es $> 0^{\circ}\text{C}$ y sobre ella es $< 0^{\circ}\text{C}$. La ZIA fue calculada utilizando

la temperatura diaria del aire superficial registrada en la estación Rothera (a las 18 UTC, equivalente a las 15 horas local en verano y que corresponde a la hora de mayor insolación) y el gradiente de temperatura de verano de $-0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Este gradiente se obtuvo con los datos de la temperatura del aire superficial de Rothera, disponibles a través del Proyecto READER (READER Project). Así, la variación de la temperatura del aire superficial, la temperatura del aire y la altura geopotencial a 850 hPa (medida con radiosondas lanzados desde Rothera), fueron utilizadas para calcular el gradiente estival promedio ($-0,64\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), utilizando los datos del periodo 2004-2010 registrados en Rothera. Se optó por utilizar éste gradiente en desmedro del gradiente determinado para el verano del 2008 ($0,73 \pm 0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), ya que es mucho más apropiado para aplicar a todo el periodo 1978-2010.

La Figura 10 muestra las anomalías de la ZIA para todos los días con temperatura del aire superficial en Rothera mayor a $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (días grados o días cálidos, warm days, wd), durante la temporada de verano, a las 18 UTC. En adelante, citaremos esta anomalía como ZIA_{wd} (Zero Isotherm Altitud, warm days). Las anomalías se calcularon en relación al promedio estival del periodo 1978-2010, y se optó por utilizar las observaciones a las 18 UTC debido a que es el momento cercano en que ocurren las temperaturas máximas del aire. Al utilizar solamente los días cálidos, permite analizar el comportamiento de la temperatura de la atmósfera más cercana a la superficie afectando el GF (la parte baja cercana a la costa) y la WIS, cuando ésta está sobre $0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

El resto de los días, la ZIA_{wd} estuvo ubicada al nivel de la superficie o por debajo de ella en la zona, ya que la temperatura del aire registrada en Rothera estuvo bajo los $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, es decir no hay probabilidad de descongelamiento. La temperatura del aire superficial en Rothera durante el verano (curva inferior en Figura 10), revela un incremento de $0,25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{década}$ que es menor al

aumento anual; los datos muestran que este incremento ocurre durante la primera parte del periodo registrado (1978-1990). En promedio, se contabilizaron $\sim 74 \pm 9$ (± 1 desviación estándar) días cálidos durante los veranos en Rothera, con una leve tendencia positiva durante el periodo 1978-2010, pero estadísticamente no significativa. Por su lado, la ZIA_{wd} en promedio se ubicó a ~ 390 m.s.n.m. a las 18 UTC. La tendencia lineal para la ZIA_{wd} revela un incremento en altura estadísticamente significativo de ~ 40 m para el periodo 1978-2010. En la Figura 11 se muestra la ubicación aproximada de la ZIA para el año 1978 (~ 360 m.s.n.m. línea roja) y para el 2010 (~ 400 m.s.n.m. línea azul), utilizando la imagen dinámica de Google Earth. De acuerdo a la estimación realizada sobre la imagen, el aumento de la altura de 40 m, para los días cálidos, afecta una longitud sobre el glaciar a nivel del suelo, que para el sector del glaciar Airy y Seller es de $\sim 1030,6 \pm 28,9$ m y en el sector del GF es de $\sim 1123,5 \pm 70,0$ m.

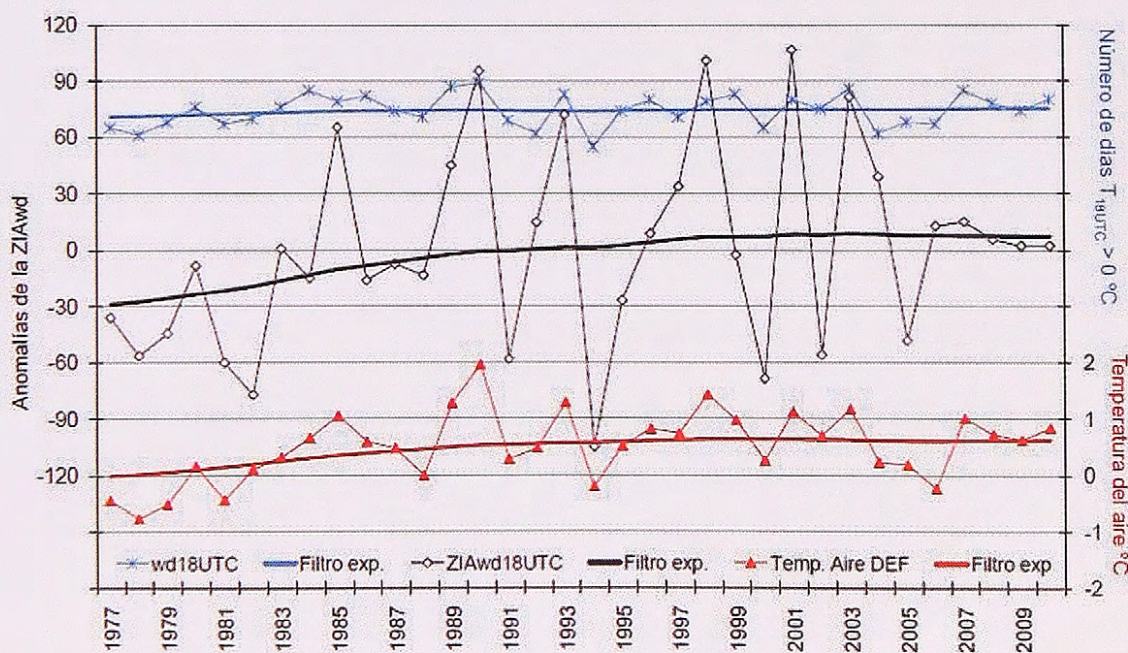


Figura 10. Anomalías de la altitud de la isoterma cero grado (0° C). Arriba en azul es el número de días con temperatura del aire superficial sobre los 0° C. Al medio en negro son las anomalías de la altitud de la isoterma cero grado ($ZIA_{wd18UTC}$). Abajo en rojo es la temperatura del aire promedio en verano en Rothera. Todas junto con la curva dada por el filtro exponencial.

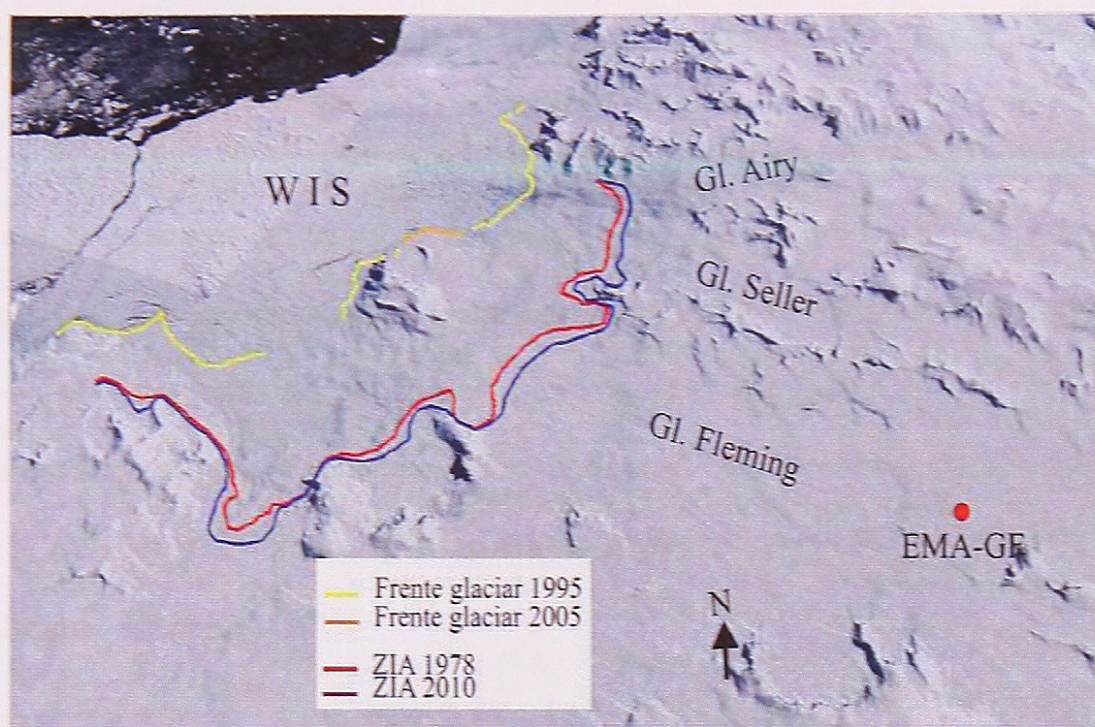


Figura 11 Imagen Google Earth indicando la posición de la ZIA para 1978 (rojo) y 2010 (azul).

2.- PRESIÓN DEL AIRE A NIVEL DEL MAR Y VIENTOS SUPERFICIALES

La Figura 12 muestra el comportamiento de la presión del aire superficial (a nivel del mar) durante el 1 de diciembre de 2007 al 25 de octubre de 2008. Según los datos originales, la presión media diaria del aire, revela una variabilidad a escala sinóptica de $4,8 \pm 2,2$ días. Por su parte, el análisis exponencial, utilizado para filtrar la variabilidad inter-diaria (Rosenblüth *et al.*, 1997 [34]), muestra frecuencias (tiempo entre dos valores mínimos/máximos de presión consecutivos) de $18,2 \pm 6,3$ días y de $43,3 \pm 8,0$ días (curvas de filtro exponencial de la Figura 12, inter-mensual e inter-estacional).

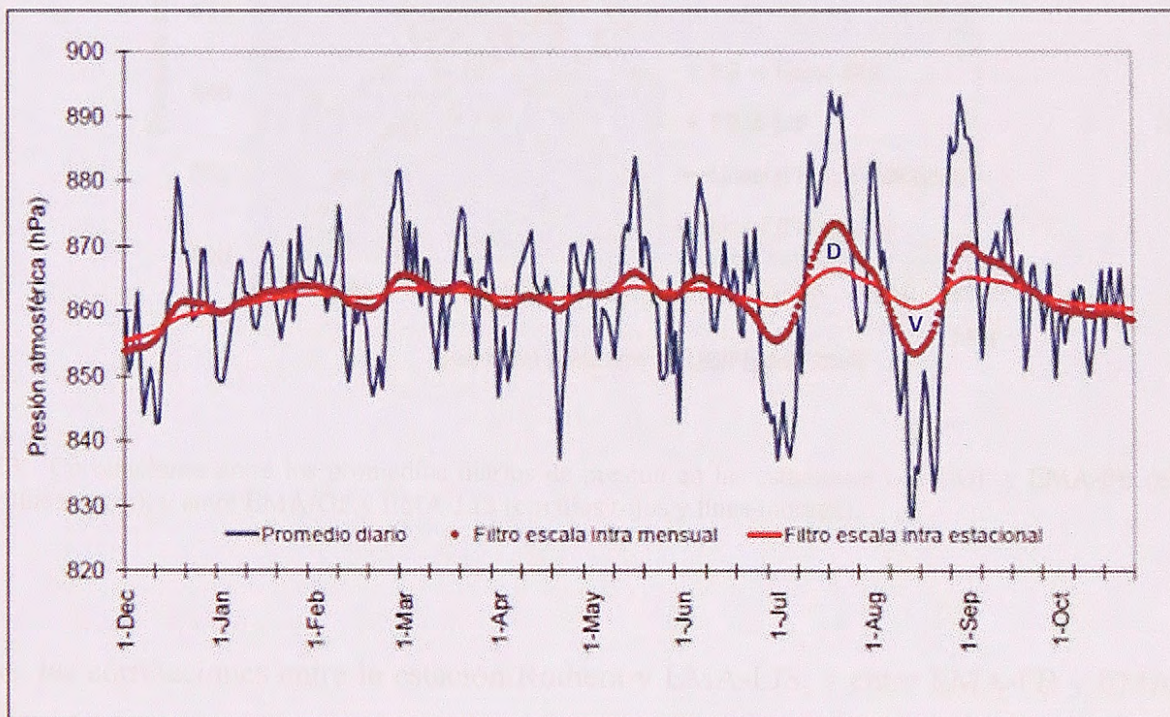


Figura 12. Comportamiento de la presión del aire en la EMA-GF desde el 01 de diciembre de 2007 al 25 de octubre de 2008. La línea azul muestra el promedio diario mientras que la curva formada por círculos rojos y la línea roja representan respectivamente la variabilidad inter-escala de $18,2 \pm 6,3$ días y de $43,3 \pm 8,0$ días, obtenidas luego de aplicar el filtro exponencial. D, representa periodo Dorsal (circulación anticiclónica) y V periodo de Vaguada (circulación ciclónica).

Para el periodo considerado, las correlaciones de las presiones medias del aire entre EMA-GF y la estación de Rothera, entre EMA-GF y EMA-FB, y entre EMA-GF y EMA-LIS, fueron de 0,95, 0,95 y 0,91; respectivamente (Figura 13).

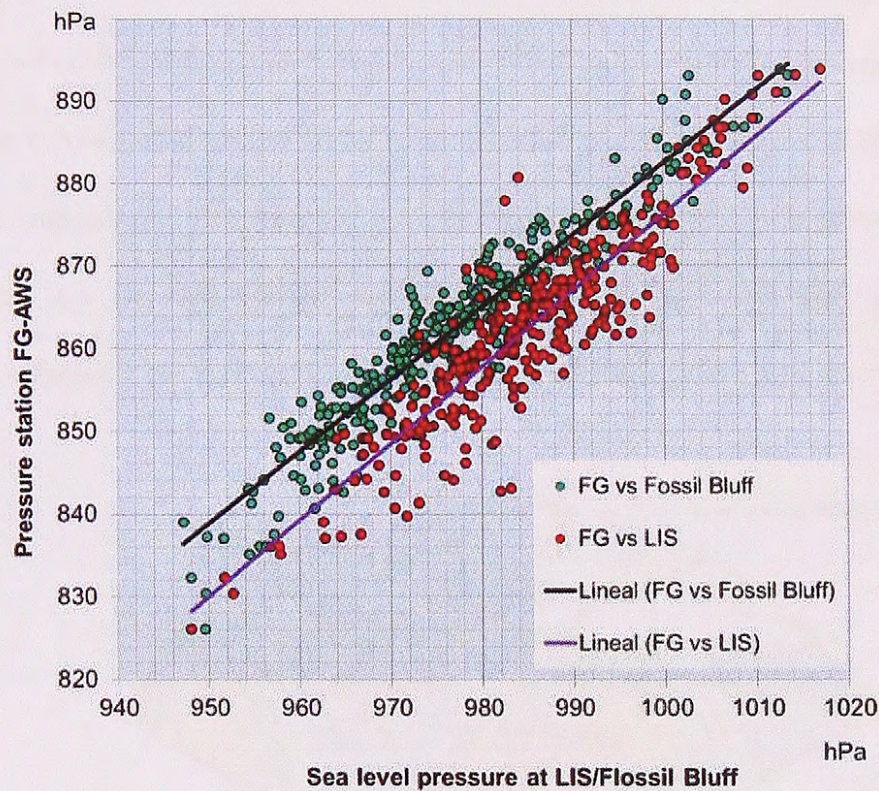
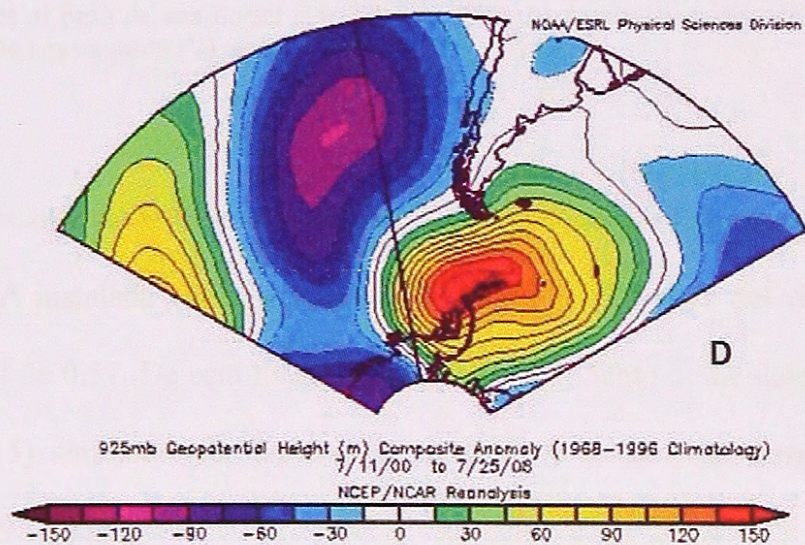


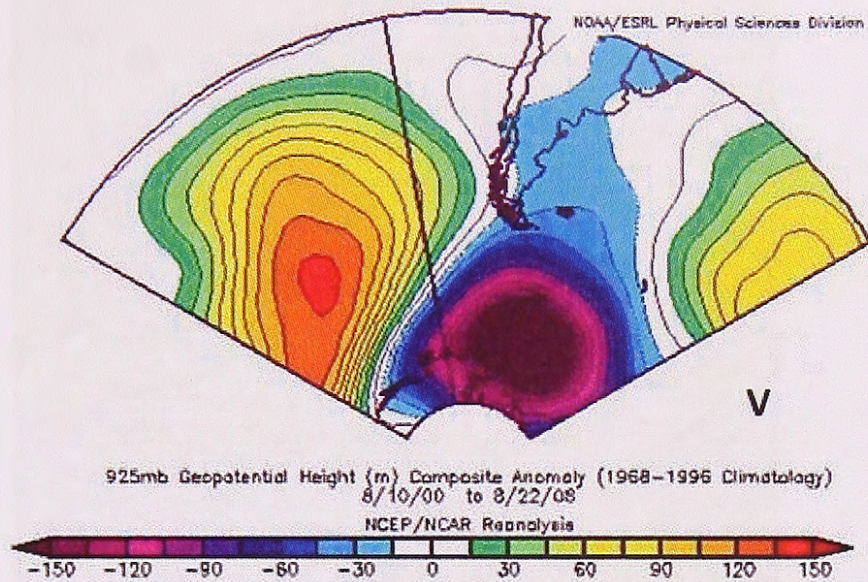
Figura 13. Correlaciones entre los promedios diarios de presión en las estaciones EMA-GF y EMA-FB (círculos verdes y línea negra), y entre EMA-GF y EMA-LIS (círculos rojos y línea morada).

Además, las correlaciones entre la estación Rothera y EMA-LIS, y entre EMA-FB y EMA-LIS, fueron 0,90 y 0,88; respectivamente. Estos resultados indican que aunque la PA posee ambientes climáticos distintos a ambos lados (este y oeste), toda la región es afectada principalmente por actividades a una escala sinóptica. La Figura 12 nos muestra un pick que corresponde a un evento ocurrido desde mediados de julio hasta fines de agosto. Las cartas de los re-análisis NCEP/NCAR fueron revisados para este periodo (julio-agosto), mostrando una anomalía positiva sobre la

península (Figura 14a) durante el periodo del 11 al 25 de julio de 2008, y una anomalía negativa (Figura 14b), desde el 10 al 22 de agosto de 2008. En la serie correspondiente al filtrado exponencial inter-mensual; letras D y V representan respectivamente un período en que la estación estuvo afectada por el paso de una dorsal (circulación anticiclónica), y afectada por el paso de una vaguada (circulación ciclónica). La parte trasera de una dorsal (delantera de vaguada) el predominio de viento nor-noroeste advecta aire relativamente más cálido y por el contrario, la parte trasera de vaguada (o delantera de dorsal) el predominio de flujo suroeste advecta aire relativamente más frío. La variación de la temperatura en las estaciones (Figura 8) durante este evento revela la influencia de la circulación de escala sinóptica sobre la península.



a)



b)

Figura 14. Mapas NCEP/NCAR con la anomalía del geopotencial 925 hPa. a) Anomalía positiva (D) sobre la península correspondiente al paso de una dorsal (D), julio de 2008. b) Anomalía negativa (V) sobre la península correspondiente al paso de una vaguada (V), agosto 2008.

Los resultados del análisis de la dirección del viento revelan un predominio de vientos desde el noreste sobre la EMA instalada en el interior del GF, con una dirección del viento de 42° y una constante direccional de 0,57. De esta forma, la dirección del viento coincide con el flujo de aire catabático (Figura 15) simulado por un modelo de alta resolución (20 km), desarrollado por Parish & Wraight (1987) [36].

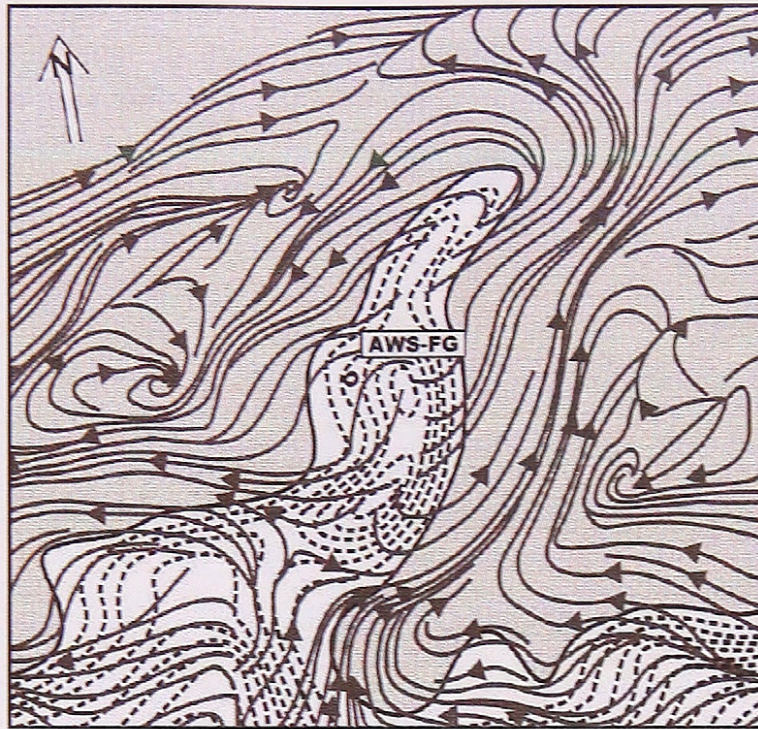


Figura 15. Reproducción parcial del campo de líneas de flujo (flechas) simuladas para un modelo regional de 20 km desarrollado por Thomas T. Parish [36]. La línea negra representa la costa y las líneas discontinuas son elevaciones cada 250 metros. En blanco se muestra la PA y en gris el océano.

La Figura 16 muestra la velocidad del viento y las velocidades descompuestas en sus componentes u y v del viento observado en la EMA-GF, donde la dirección del viento está alineada con el flujo de aire que baja del glaciar, por lo que u y v son respectivamente, paralela y perpendicular al eje longitudinal del glaciar. Tal como se muestra en la Figura 16, en donde los datos originales de los promedios diarios fueron “suavizados” utilizando la expresión exponencial (ecuación X.2) para filtrar la variabilidad inter-diaria. Una importante correlación estadística de 0,63 con un 95% de nivel de confianza, se encontró entre el índice de Oscilación Antártica (AAO) y la componente u del viento. La correlación para la componente v con la AAO, fue solo de 0,28, aunque también estadísticamente es significativa.

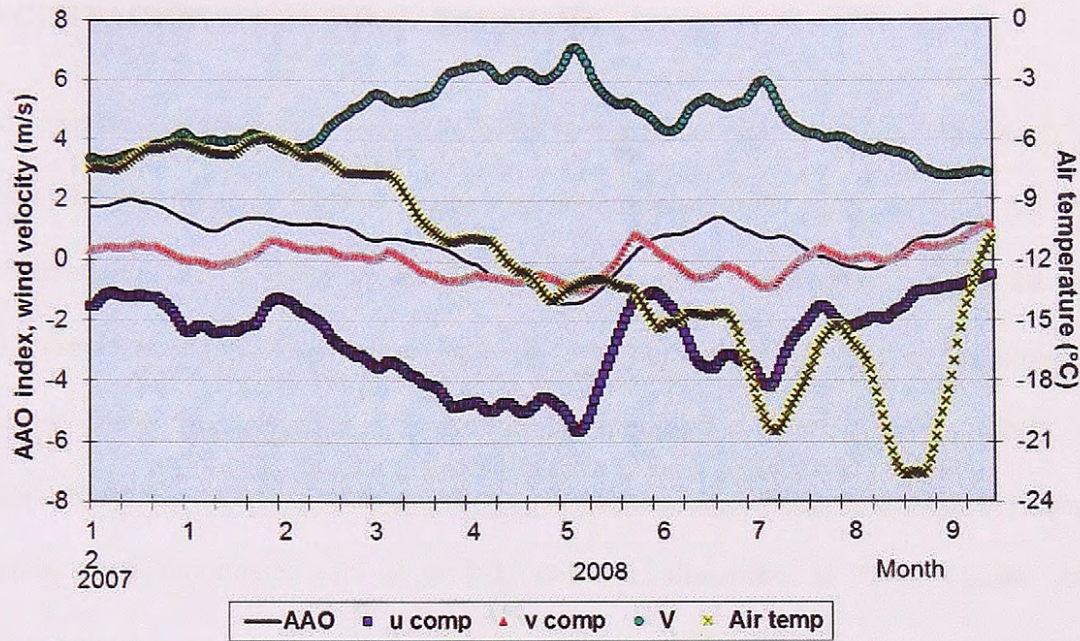


Figura 16. El Índice de oscilación Antártico (AAO) junto con la temperatura del aire y componentes u y v del viento. Se utilizó el filtro exponencial para suavizar los datos originales (promedios diarios).

Ambas correlaciones (u y v con la AAO) se incrementan a 0,91 y 0,86 respectivamente, para el periodo diciembre-abril. Además, se encontraron importantes correlaciones estadísticas entre la AAO y la temperatura del aire, principalmente para el periodo diciembre-abril (0,52 utilizando los datos sin filtrar y de 0,93 una vez que se aplicó el filtro exponencial). La curva de la temperatura diaria muestra un importante ascenso, aproximadamente entre el 11 al 25 de julio, seguido por un descenso ocurrido entre el 10 al 22 de agosto, coincidente con el alza y baja de la curva de la presión atmosférica en la Figura 12. Como se indicó, este comportamiento de la temperatura del aire y la presión se debe a que en la parte delantera de una vaguada (aproximación de una baja frontal) hay flujo del noroeste y norte advectando aire relativamente más cálido aumentando la temperatura del aire en la EMA-GF, en cambio, en la parte trasera de la vaguada (o delantera de dorsal) el flujo se torna del suroeste advectando aire relativamente más frío provocando un descenso de la temperatura en la EMA-GF.

3.- PRECIPITACIÓN Y HUMEDAD RELATIVA

El sensor ultrasónico instalado a más bajo nivel (a 1,5 m sobre la superficie de nieve), registró datos hasta el 22 de mayo de 2008, fecha en que fue cubierto por la nieve, mientras que el sensor superior, instalado a 2,5 m sobre la superficie de nieve, obtuvo mediciones hasta el 30 de agosto de 2008, cuando la superficie de nieve estaba 0,45 m por debajo del sensor. La acumulación y remoción de nieve fue calculada sustrayendo las mediciones horarias consecutivas y luego adicionando todas las contribuciones negativas y positivas, obteniéndose el total de acumulación y remoción, respectivamente, para el periodo del 1 de diciembre al 30 de agosto. Antes de realizar los cálculos, se ajustaron todas las diferencias registradas bajo la precisión del sensor (medidas fuera de rango), y para los pequeños cambios de profundidad de nieve (en relación al sensor) producidos por ruido de fondo, que pueden ser inducidos por cambios en la velocidad de sonido por diferencias de temperatura; así, el registro original de datos fue filtrado utilizando la ecuación X.2, aplicando en este caso $c = 0,2$. De esta forma, la precipitación de nieve medida por el sensor superior (2,5 m), durante el periodo de registro (Figura 17), fue de 6,98 m (espesor de nieve). Considerando que la densidad de la nieve era de 330 kg/m^3 para el metro superior de la capa de nieve (densidad medida en terreno el 30 de noviembre de 2007), la precipitación de nieve convertida a su equivalente en agua por año, alcanza el valor de 2,30 m.

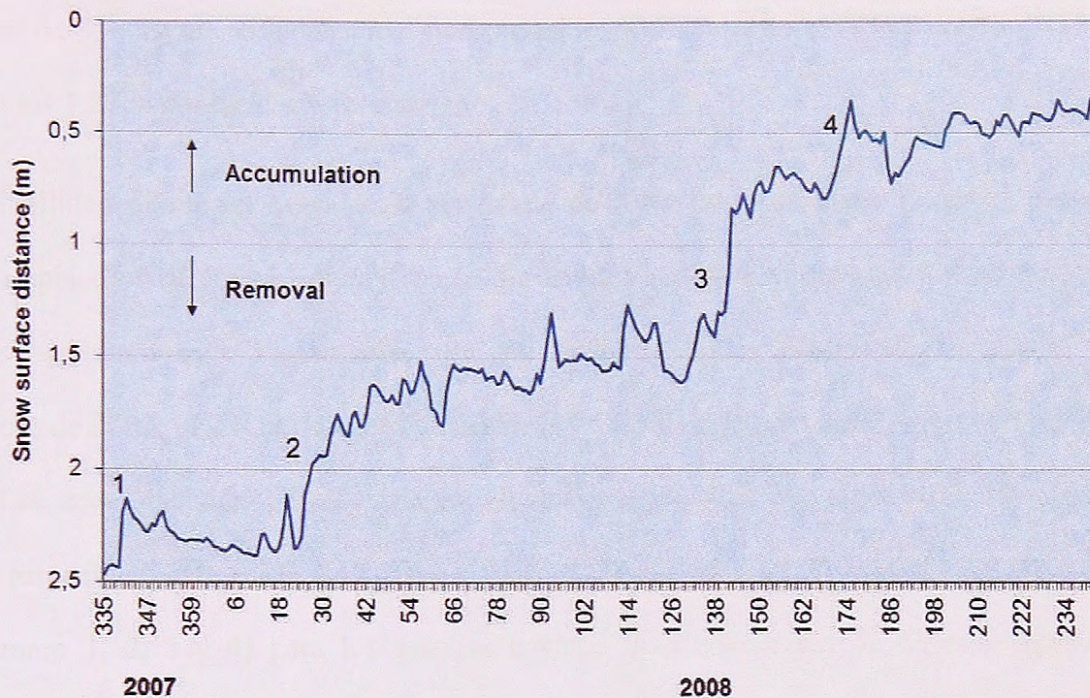
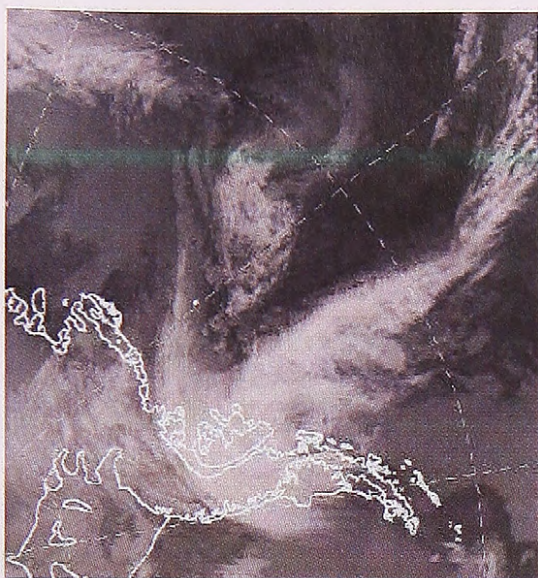


Figura 17. Variación diaria de la distancia entre la superficie de nieve y el sensor de rango ultrasónico localizado inicialmente a 2,5 metros. Los números a lo largo de la curva identifican eventos de gran acumulación de nieve. En el eje horizontal se muestra la fecha en días Julianos comenzando desde el 01 de diciembre de 2007 (335) al 30 de agosto de 2008 (242).

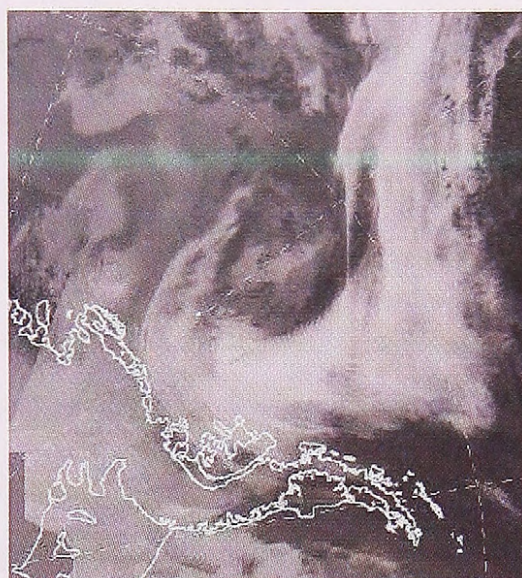
Durante el mismo periodo (1 de diciembre de 2007 al 30 de agosto de 2008), el sensor ultrasónico superior midió un total de nieve removida de 4,87 m (la remoción puede deberse a la deriva de nieve, así como a la compactación o sublimación de la nieve), de esta forma, la acumulación neta de nieve durante el periodo fue de 2,11 m. En diciembre de 2008, el tope de la EMA fue encontrado sobresaliendo 0,25 m sobre la superficie. Dado que la torre tenía una altura de 4,10 m sobre la superficie cuando se instaló, la acumulación total de nieve durante diciembre 2007 – diciembre 2008 alcanzó los 3,85 m. Esto además significa que desde el 30 de agosto de 2008 (fecha en que el sensor paró de registrar) hasta el 1 de diciembre de 2008, la cantidad de nieve acumulada fue de 1,74 m, correspondiente a 0,57 m equivalentes en agua. Considerando la

densidad de 330 kg/m^3 , el balance de masa anual, específicamente para la locación (EMA-GF), alcanzó los 1,27 m equivalentes en agua/año.

La variabilidad diaria del nivel de la superficie de nieve registrada por el sensor ultrasónico, muestra episodios de acumulación y remoción. Entre los días que registran acumulación, cuatro eventos son claramente identificables en los registros. Estos ocurrieron durante el 6-7 de diciembre de 2007, el 23-29 de enero de 2008, el 20-23 de mayo de 2008 y el 19-25 de junio de 2008. Las acumulaciones de nieve de cada evento, registradas por el instrumento ultrasónico, fueron respectivamente 0,31; 0,42; 0,47 y 0,44 m. Analizando las imágenes satelitales (Figuras 16, número 1, 2, 3 y 4) para los grandes eventos de acumulación de nieve (disponibles en <ftp://amrc.ssec.wisc.edu/archive/>), nos muestran que dichos eventos están asociados con el paso de bandas frontales (Figura 18). Un análisis compuesto de estos eventos de acumulación, construido con las base de datos del re-análisis NCAR/NCEP, muestra un patrón de circulación ciclónica (área de baja presión), con un centro al suroeste de la PA, alrededor de los 70°S y 95°W , resultando en una dirección del viento sinóptico del noroeste sobre el área del GF. Para los eventos de remoción de nieve, las imágenes satelitales no permitieron detectar patrones ciclónicos claros en las nubes. El análisis de la composición sinóptica para eventos de remoción de nieve también muestra una circulación ciclónica, pero centrada al noroeste de la península, alrededor de los 62°S y 90°W , resultando en vientos norte-noroeste sobre la zona del GF.



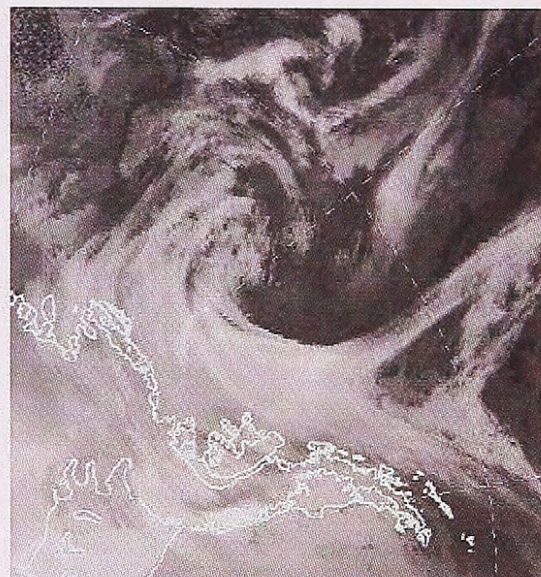
(1) 00 UTC 6 December 2007



(2) 12 UTC 24 January 2008



(3) 06 UTC 20 May 2008



(4) 12 UTC 21 June 2008

Figura 18. Imágenes satelitales obtenidas del Centro de Investigación de Meteorología Antártica (AMRC) de la Universidad de Wisconsin. Corresponden a los eventos de mayor incremento en la acumulación (1, 2, 3 y 4 en la Figura 17) medidos por la EMA-GF.

La velocidad promedio del viento para eventos de remoción fue de $5,3 \pm 3,3 \text{ m s}^{-1}$, valor que supera el umbral de velocidad que produce deriva de nieve determinado por Knuth *et al.* (2010) [37], con la salvedad de que este último cálculo se determinó para la región de la plataforma de hielo de Ross. Considerando sólo los eventos significativos, cuando dentro de una hora la profundidad de la nieve (medida desde el sensor) varia en $\geq 0,02 \text{ m}$ (esto es el doble del valor considerado por Knuth *et al.* (2010) [37], quien utiliza variaciones $\geq 0,01 \text{ m}$ para intervalos de tiempo de 30 minutos), la velocidad promedio del viento para causar neviza fue de $8,38 \pm 0,49 \text{ m s}^{-1}$ (utilizando una velocidad friccional de $u^* = 0,32 \text{ m s}^{-1}$ y $U_z = 7,7 \text{ m s}^{-1}$, Knuth *et al.* (2010) [37]). Por su parte, con relación a la deriva de nieve, la velocidad promedio del viento para ocasionarla fue de $4,35 \pm 0,26 \text{ m s}^{-1}$ (utilizando $u^* = 0,26 \text{ m s}^{-1}$ y $U_z = 4 \text{ m s}^{-1}$). De igual manera, ambos valores son respectivamente mayores a los umbrales de velocidad para neviza y deriva de nieve seca determinados por Knuth *et al.* (2010) [37] para un ambiente frío como lo es la Plataforma de hielo de Ross, el que puede ser similar al encontrado en el lugar de emplazamiento de la EMA-GF.

4.- RADIACIÓN NETA Y DE ONDA CORTA

El comportamiento de la acumulación total diaria de la radiación de onda corta incidente (SW_{in} , Shortwave Incoming), la radiación de onda corta reflejada (SW_{ref} , Shortwave reflected) y la radiación neta de onda corta + onda larga (SW/LW_{net}) registrada por la EMA-GF, se despliega en la Figura 19, la que además incluye la radiación potencial de onda corta incidente sobre la atmosfera ($Pot-SW_{in}$). Al momento de instalar la estación, la radiación incidente y reflejada había alcanzado valores de acumulación diaria cercano a los 7.500 W m^2 . El filtro exponencial aplicado a los datos diarios (ecuación X.2) nos muestra que el máximo de incidencia ocurre próximo al solsticio de verano. Este máximo coincide con la $Pot-SW_{in}$. Entre mediados de mayo a fines de julio, ambos flujos radiativos son menores a 200 W m^2 , alcanzando valores mínimos en junio (menor a 5 W m^2) cuando apenas se registran 4 a 5 horas de acumulación débil, debido a la máxima inclinación del haz de luz solar. Comparando la $Pot-SW_{in}$ con la SW_{in} registrada en la EMA, se puede ver que casi un tercio de la radiación de onda corta incidente no alcanza a llegar a la superficie durante diciembre-junio. Esta atenuación se incrementa con la llegada de los días invernales, alcanzando un 50% a fines de mayo, mientras que la radiación de onda corta es prácticamente cero en junio. La radiación neta también muestra una variabilidad diaria, alcanzando valores positivos solo durante los meses de verano, posterior a febrero la radiación total neta es negativa.

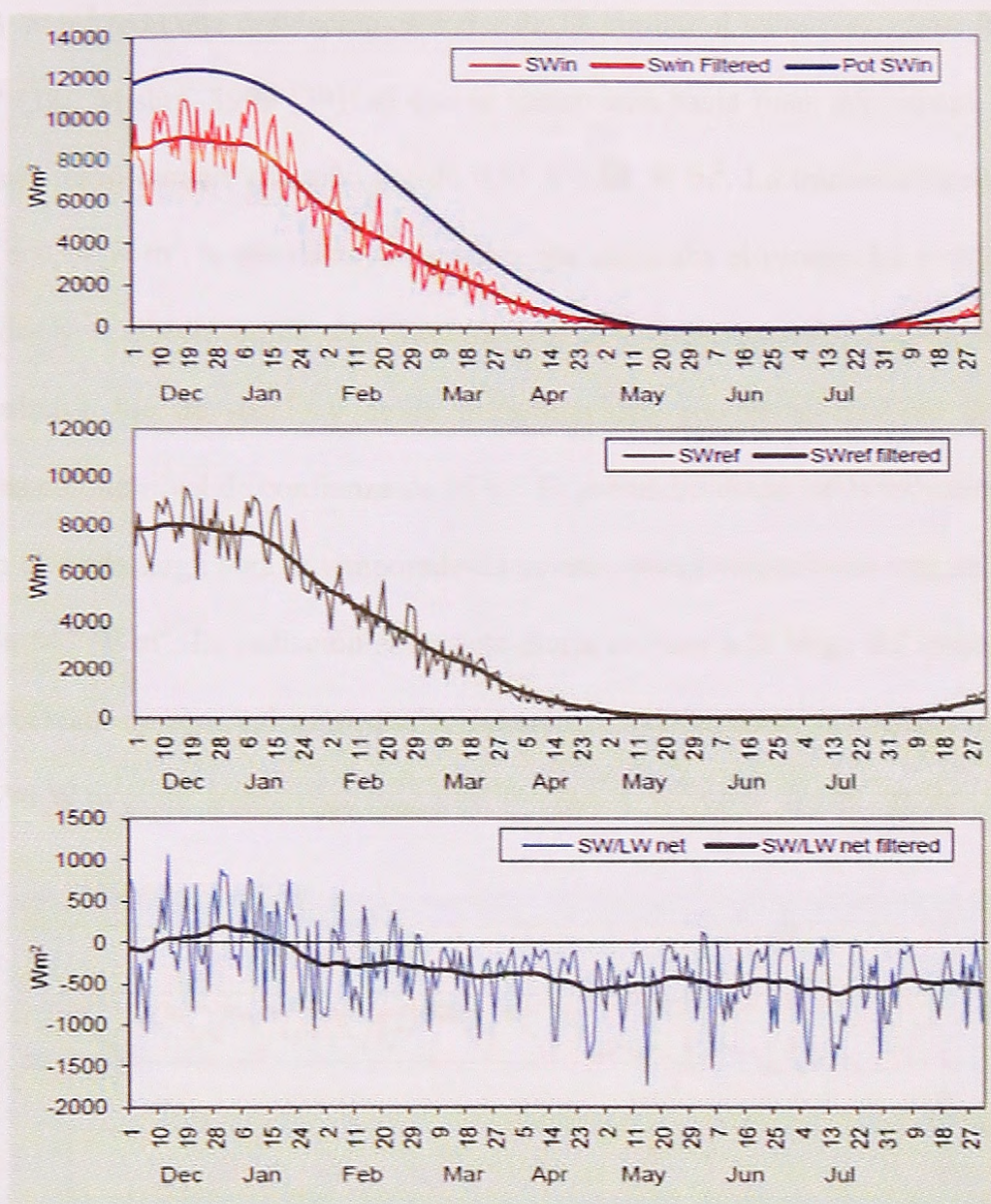


Figura 19. Acumulación total diaria de radiación de onda corta incidente (SWin.) incluyendo el potencial solar de radiación al tope de la atmosfera (Pot-SWin) registrada en la EMA-GF (gráfico superior); radiación de onda corta reflejada (SWref, grafico intermedio) y radiación neta, onda corta y larga, (SW/LWnet; grafico inferior) entre el 01 de diciembre de 2007 al 31 de agosto de 2008. Las líneas negras muestran los datos suavizados mediante el filtrado exponencial.

La Figura 20 muestra el comportamiento del albedo superficial, la transmisividad atmosférica, la radiación solar neta y radiación de onda larga neta para el verano de 2008 (diciembre-enero-febrero), derivado de los datos de radiación medida en la EMA-GF. El albedo medio diario fue de

$0.89 \pm 0,03 \text{ W m}^2$ (con una desviación estándar de 1), similar al valor para nieve fresca o nueva (Oke, 1987 [38]; Mishra, 1999 [39]) el que se incrementa hacia fines del verano. En efecto, el albedo medio diario durante el otoño fue de $0,91 \pm 0,10 \text{ W m}^2$. La transmisividad media diaria fue de $0,67 \pm 0,14 \text{ W m}^2$, la que decrece a medida que avanzaba el verano. La correlación entre la transmisividad y el albedo fue de -0,6, mientras que la correlación entre la transmisibilidad y la humedad relativa fue de -0,71, y de la transmisividad con el albedo fue de 0,67 (todas significativas con un nivel de confianza de 95%). El promedio diario de la radiación solar neta y la radiación de onda larga para la temporada de verano fueron respectivamente de $703 \pm 608 \text{ W m}^2$ y $-766 \pm 547 \text{ W m}^2$. La radiación solar neta diaria decrece a lo largo del invierno donde los valores son cercanos a cero, mientras que la radiación media diaria de onda larga alcanza valores de $-456 \pm 396 \text{ W m}^2$.

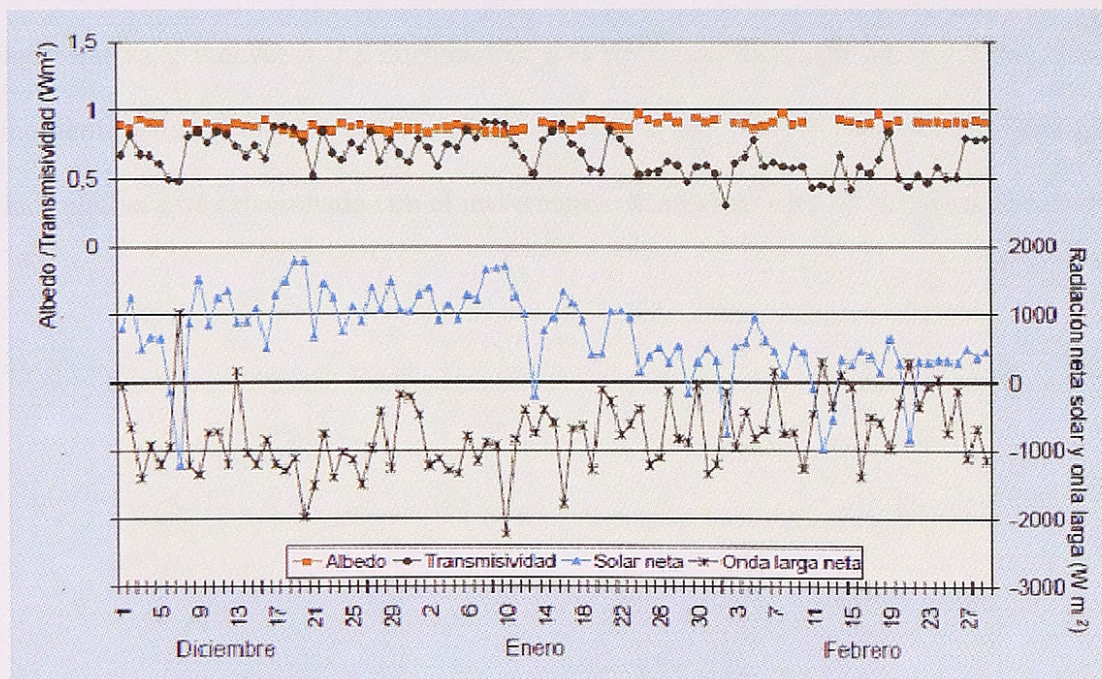


Figura 20. Comportamiento medio diario del Albedo, Transmisividad, radiación solar neta y radiación de onda larga neta en el sitio de la EMA-GF, durante el verano de 2008.

El promedio horario de la oscilación diaria de la radiación de onda corta incidente, reflejada y radiación neta durante el verano, se ilustra en la Figura 21, junto con la temperatura del aire y el comportamiento diurno de la velocidad del viento. La $Pot-SW_{in}$ diaria ha sido desplazada en 5 horas, para coincidir el mediodía solar con el tiempo máximo local. La temperatura máxima del aire ocurre una hora después del máximo de incidencia de radiación (y reflejada), mientras que la velocidad del viento es mayor (menor) cuando la radiación es mínima (máxima). La correlación entre la radiación solar incidente y la humedad relativa durante el periodo del 1 de diciembre de 2007 al 29 de febrero de 2008, es de -0,62 y durante diciembre-abril es de -0,41, ambas estadísticamente significativas a un 95% de nivel de confianza. La Figura 22 muestra el comportamiento diario de la radiación incidente de onda corta y la humedad relativa. La humedad relativa ha sido ajustada según se indica en Anderson (1994) [40] y van den Broeke *et al.* (2004) [41]. Generalmente, el pick máximo de incidencia de radiación solar coincide con el mínimo de humedad relativa y viceversa. La correlación y el comportamiento desfasado entre la radiación solar incidente y la humedad relativa puede deberse a que incrementos (decrecimientos) de la humedad relativa está relacionada con el incremento (decremento) de la nubosidad en el área.

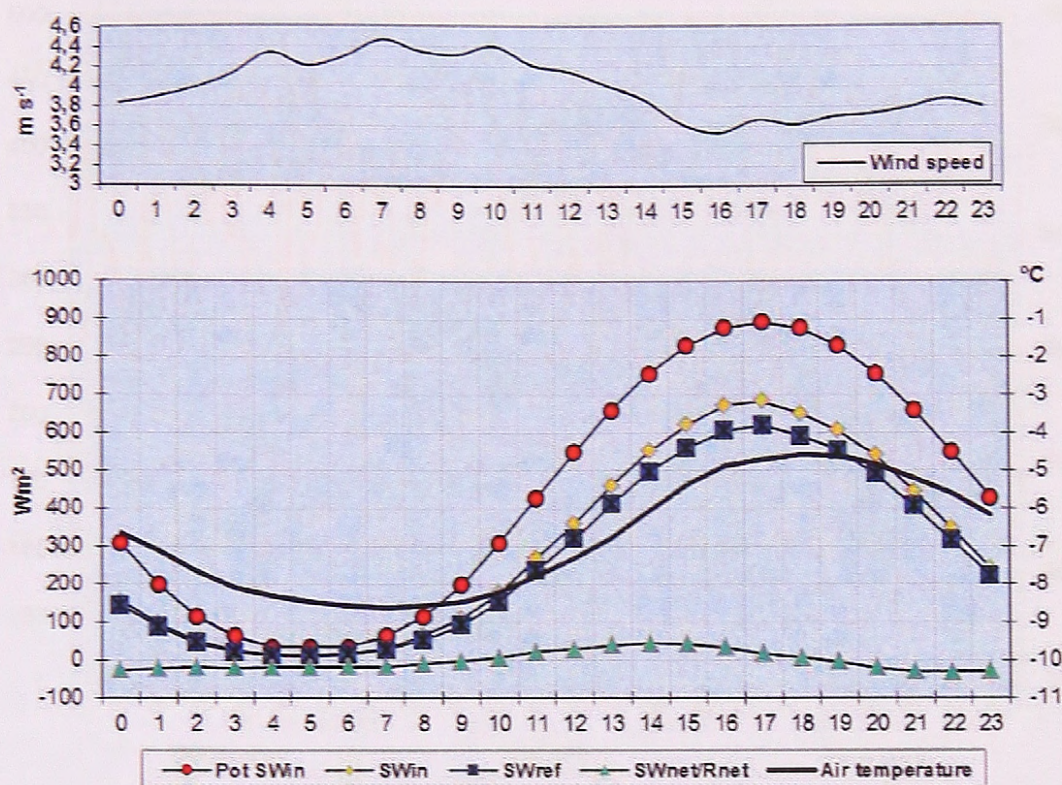


Figura 21. Promedios horarios (entre diciembre-enero-febrero) de la radiación de onda corta incidente (SWin), radiación de onda corta reflejada (SWref) y radiación neta, onda corta y larga, (SW/LWnet), junto con el potencial solar de radiación al tope de la atmosfera (Pot-SWin), la temperatura superficial del aire y la velocidad del viento registrada en la locación de la EMA-GF.

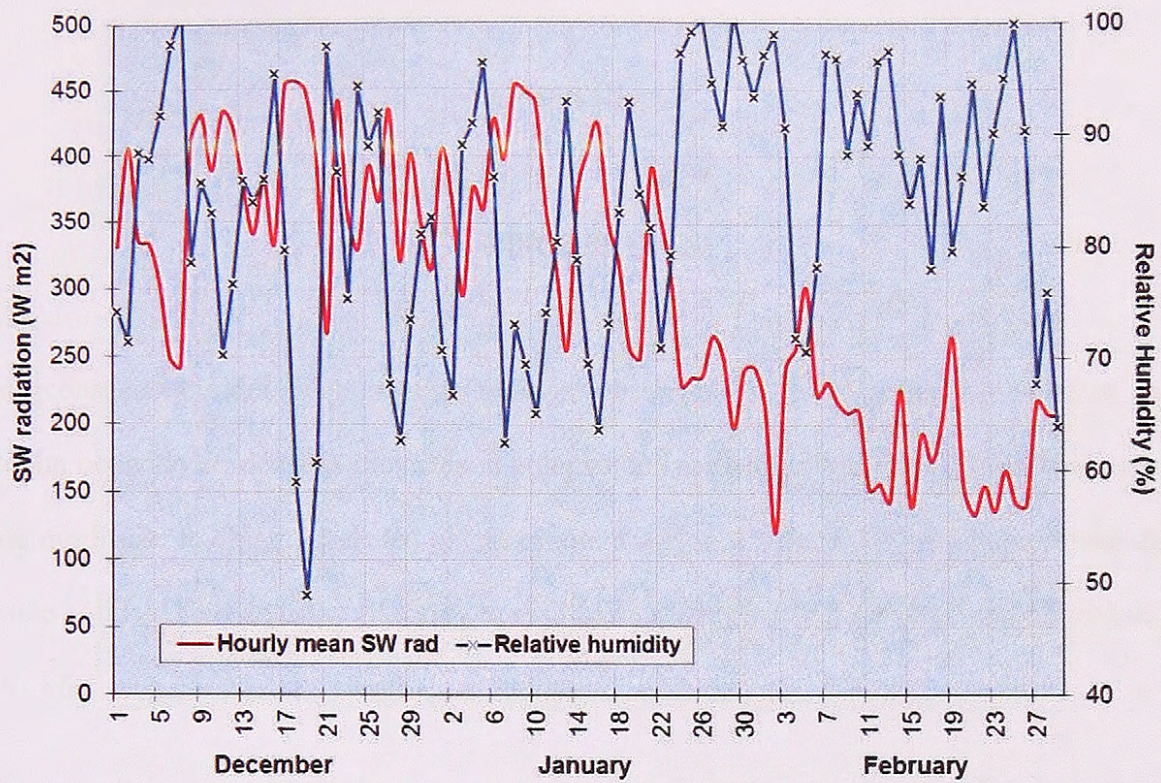


Figura 22. Promedios horarios de la radiación de onda corta y el promedio diario de la humedad relativa en la EMA-GF durante el 01 de diciembre de 2007 al 29 de febrero de 2008.

CAPITULO V

DISCUSIONES

Como consecuencia del calentamiento regional observado en la PA, principalmente en su lado oeste, ha ocurrido en décadas recientes el colapso de las plataformas de hielo. Su desintegración puede modificar la dinámica de los glaciares que anterior al colapso drenaban hacia plataformas de hielo sólidas. Uno de estos glaciares es el Glaciar Fleming, tributario de la plataforma de hielo de Wordie.

Las características meteorológicas que prevalecen en la parte superior del GF (cerca del límite norte del Plateau Dyer) entre diciembre del 2007 y octubre del 2008, han sido descritas utilizando los datos recolectados *in situ* por una EMA instalada en noviembre de 2007, aproximadamente a 50 km del frente del glaciar. Los datos registrados *in situ* fueron comparados con datos meteorológicos adicionales registrados por EMA vecinas, instaladas por el Programa Norteamericano de la Universidad de Wisconsin y datos de la estación inglesa Rothera, operada por el Servicio Antártico Británico (British Antarctic Survey).

Como el ciclo anual de la temperatura del aire próximo a la superficie en la estación Rothera indica que los promedios mensuales solo superan los 0 °C durante el verano; para el análisis de posibles cambios en la altitud a la que se alcanzan los cero grados, se utilizaron sólo los datos diarios de temperatura superficial del aire > 0°C (ZIA_{wd}) a las 18 UTC, y sólo para el periodo de verano de la estación Rothera.

Los resultados generales mostrados en la Figura 10 no revelan una tendencia importante, para la temporada de verano durante los últimos 20 años alrededor de Rothera y la parte baja del área del GF (incluyendo la plataforma de Wordie). La tendencia linear de invierno muestra un calentamiento estadísticamente importante de $1,2^{\circ}\text{C}$ por década para el periodo 1978-2010, utilizando las observaciones de las 12 UTC de Rothera; las tendencias positivas más importantes se identifican en las primeras dos décadas. Turner *et al.* (2006) [7] señalan un calentamiento anual, invernal y estival, de $1,01 \pm 1,42$; $0,36 \pm 0,57$ and $1,73 \pm 2,79$ $^{\circ}\text{C}$ por década, respectivamente, para el periodo 1978-2000, pero utilizando promedios diarios. Estos valores son comparables con la tendencia linear indicada en este estudio, pero menor debido a que el periodo de análisis es hasta el 2010. De hecho, Carrasco (2012, 2013 [11] y [42]) encontró una tendencia positiva anual, invernal y estival de $0,69 \pm 1,31$; $0,18 \pm 0,56$ y $1,09 \pm 2,87$ $^{\circ}\text{C}/\text{década}$, respectivamente, en Rothera para el periodo 1978-2010.

Se evidencia una importante correlación entre estaciones ubicadas a ambos lados de la PA. La importante correlación entre estaciones automáticas en la PA puede ser revisada además en Carrasco (2012, 2013 [11] y [42]).

Según los datos de la estación Rothera ajustados a la EMA-GF, el año 2008 puede ser considerado un año dentro del rango normal, ya que los promedios mensuales están dentro de ± 1 variación estándar del promedio 1978-2010. Esto nos indicaría que la región interior del GF, al menos en la cota 1.057 m.s.n.m., durante los veranos ocurren eventos de horas de duración con temperatura superior a $-2,5^{\circ}\text{C}$; es decir, sobre el umbral de descongelamiento para PA (Zwally & Fiegles, 1994 [31]), que para el verano de 2008 sumaron 125 horas. Sin embargo, estos eventos son de duración menor a un día, por lo tanto, la ocurrencia de ablación sobre los 390 m.s.n.m. durante el verano es muy poco probable.

Las observaciones *in situ* muestran que la precipitación de nieve fue de 2,3 m equivalentes en agua/año (1° de diciembre de 2007 al 30 de agosto de 2008). En diciembre de 2008, el extremo superior de la torre de la EMA fue encontrado sobresaliendo 0,25 m de la superficie de nieve, indicando una acumulación neta de nieve de 3,85 m. esto equivale a 1,27 m equivalentes en agua/año, considerando una densidad de nieve de 330 kg/m^3 , valor obtenido de mediciones en terreno el 2007 en el metro superior del paquete de nieve alrededor del emplazamiento de la FG-AWS. A esta altitud, el promedio de la temperatura del aire está bajo el nivel de congelamiento; por lo que probablemente, la remoción de nieve se deba al viento, dado que la velocidad del viento para eventos de remoción es en promedio $5,3 \pm 3,3 \text{ m s}^{-1}$. Este valor es mayor al umbral de velocidades para deriva de nieve descrito por Knuth *et al.* (2010) [37], pero para la región de la plataforma de hielo de Ross. Aun si consideramos sólo los eventos en que la profundidad de la nieve (con respecto al sensor) cambia dentro de una hora en $\geq 0,02 \text{ m}$, la velocidad promedio del viento para neviza es de $8,38 \pm 0,49 \text{ m s}^{-1}$, y para deriva de nieve es de $4,35 \pm 0,26 \text{ m s}^{-1}$. Estos valores son superiores a las velocidades umbrales para neviza o deriva de nieve determinados por Knuth *et al.* (2010) [37] para un ambiente frío como la región de la plataforma de hielo de Ross, región que puede ser similar a la región de emplazamiento de la EMA-GF.

Monaghan *et al.* (2006) [43] señalan en promedio, una acumulación anual de nieve caída de 0,6 – 0,8 mm/año (equivalente en agua) para el periodo 1955-2004. Esto nos indica que la acumulación anual neta de 1,27 m equivalentes en agua/año, medidos el 2008, está por sobre dicho promedio. Este valor (superior al promedio), concuerda con el incremento generalizado de nieve caída registrado en el Plateau Gómez (73.6°S/70.4°W, a 1.400 m.s.n.m), donde datos de un testigo de hielo muestran un incremento al doble de la nieve caída desde 1850 (Thomas *et al.*, 2008) [44]).

Los análisis compuestos de los eventos de acumulación, muestran una dirección del viento sinóptica, predominantemente norte-oeste en el área del GF, mientras que para los eventos de pérdida de nieve (remoción) el patrón sinóptico poseía una dirección norte-noroeste.

Cuando se instaló la estación a fines de noviembre, la radiación solar incidente y reflejada había alcanzado acumulaciones diarias sobre 7.500 W m^2 . Los máximos diarios de radiación de onda corta incidente ocurren próximos al solsticio de verano, donde coincide con la radiación potencial de onda corta incidente en lo alto de la atmósfera. La radiación neta muestra una variación diaria, alcanzado valores positivos solo durante los meses de verano, con posterioridad a febrero, la radiación total neta es negativa.

El albedo promedio diario en verano fue de $0,89 \pm 0,03 \text{ W m}^2$, el que es un valor típico de albedo para nieve nueva o fresca. La transmisividad media diaria fue de $0,67 \pm 0,14 \text{ W m}^2$, la que decrece hacia el fin de la temporada. La correlación (en verano) entre la transmisibilidad y albedo fue de $-0,6$, mientras que la correlación entre transmisividad y humedad relativa fue de $-0,71$, y entre transmisividad y albedo fue de $0,67$ (todas estadísticamente importantes con un 95% de nivel de confianza).

La temperatura máxima del aire ocurre una hora después del máximo de radiación incidente (reflejada), mientras que la velocidad del viento es mayor (menor) cuando la radiación es mínima (máxima). La correlación entre la radiación solar incidente y la humedad relativa, para el periodo 1 de diciembre 2007 al 29 de febrero de 2008, es de $-0,62$ y durante diciembre-abril es de $-0,41$, ambas estadísticamente significativas a un 95% de nivel de confianza.

La ubicación de la altitud de la isoterma cero durante el período de verano, cuyos límites de emplazamiento llegan a los 390 metros de altura y los 15 kilómetros desde la costa hacia el

interior del GF, indican a nivel atmosférico condiciones permanentes de congelamiento en la zona. Los estudios de Wendt *et al.* (2010) [24] y Rignot *et al.* (2005) [27], muestran que las velocidades del GF se han incrementado hasta un 50% (1974-2009). A su vez, Wendt *et al.* (2010) [24] indica un adelgazamiento del glaciar (4.1 m/año, cerca del frente del glaciar a nivel del mar, y de hasta 2 m/año a una altitud aproximada de 1100 m.s.n.m.). Ambos registros son indicios del balance de masa negativo que experimenta la parte alta del GF.

Si consideramos la última y más severa pérdida de área de la WIS del año 1992, podemos ver que la respuesta del GF a la remoción casi total de la plataforma de hielo, se registra hasta dos décadas de ocurrido el colapso, indicando el alcance y la escala temporal del fenómeno. A su vez, y en base a los resultados del estudio que muestran condiciones meteorológicas estables al interior del GF, podemos prever que de no mediar un proceso de recuperación del efecto de anclaje que brinda la WIS al GF (independiente de las causas de dicha recuperación), y por ende, la restauración de las propiedades dinámicas del glaciar hasta las condiciones registradas previo al colapso de la WIS, el balance de masa negativo se mantendrá.

CONCLUSIONES

La temperatura media mensual del aire registrado en la EMA-GF varió entre $-6,3 \pm 0,1$ y $-22,3 \pm 0,3$ °C para el mes más cálido y frío, respectivamente. Se encontraron importantes correlaciones estadísticas entre las variables registradas en la EMA-GF y las EMA circundantes en la zona. En particular, la alta correlación diaria (0,92) de la temperatura del aire que existe entre EMA-GF y Rothera, durante diciembre de 2007 y octubre de 2008, permite explorar la variabilidad de larga data que puede estar afectando el interior del GF, la Bahía de Wordie y el Plateau Dyer. Ajustando la temperatura del aire en el sitio de la EMA-GF, utilizando los datos de promedios mensuales de Rothera sugiere una tendencia de calentamiento anual de $0,69^{\circ}\text{C}/\text{década}$ y una tendencia de calentamiento estival de $\sim 0,25$ °C/década, para el periodo 1978–2010. La diferencia promedio entre Rothera y la EMA-GF fue de $-9,3$ °C. El promedio anual, calculado con la media de verano e invierno de 2008 en la EMA-GF, fue de $-12,1 \pm 0,3$ °C, mientras que, el promedio anual de la temperatura derivada a partir de los datos de Rothera para la EMA-GF fue de $-14,1 \pm 0,3$ °C para el periodo 1979-2010. Estos datos indican que el incremento anual de la temperatura del aire en la región interior del GF, aún se mantiene bajo el punto de congelamiento.

La altitud media de la ZIA_{wd} durante el verano, en esta localidad fue de ~ 390 m.s.n.m. Esta altura se alcanza a una distancia de alrededor de 15-17 km al interior del frente estimado del glaciar (Figura 11), revelando que la mayor parte del GF y sus áreas circundantes están bajo condiciones de congelamiento durante todo el año, y muy probablemente sin cambios significativos durante el periodo 1978-2010.

Futuros estudios glaciológicos en dicha área (parte baja del GF y la Bahía de Wordie, bajo los ~ 390 m.s.n.m.), permitirían estudiar de que forma los cambios ambientales experimentados en el

sector (el estudio muestra que las condiciones atmosféricas de calentamiento en la PA y los respectivos cambios ambientales detectados, afectan principalmente la parte baja del GF y la Bahía de Wordie), afectan la dinámica del GF en la zona de emplazamiento de la EMA; al respecto modelos de derretimiento y de recongelamiento tienen en este trabajo un importante punto de partida, aportando, por ejemplo, valores concretos de gradientes de temperatura y de conteo de días grados que son fundamentales para el desarrollo de dichos modelos.

El comportamiento de la temperatura del aire y también de la presión atmosférica, registrados en la EMA-GF y las estaciones vecinas, muestran una importante correlación estadística entre las estaciones. Esto se debe a la influencia de la escala sinóptica sobre la PA, lo que influye y define la meteorología y el clima de la región.

El viento superficial predominante es del NE, con una constante direccional de 0,57. Esto corresponde a una corriente de viento descendente y casi paralela a la dirección del glaciar, lo que sugiere el origen catabáticos del flujo de aire. El comportamiento diurno indica que la velocidad del viento es mayor (menor) cuando la radiación solar es mínima (máxima). Esto refuerza la idea de un flujo de aire catabáticos en el área.

En general, el pick máximo de radiación solar incidente coincide con el mínimo de humedad relativa y viceversa. La correlación y el comportamiento desfasado entre la radiación solar incidente y la humedad relativa se puede deber a que el incremento (descenso) de la humedad relativa está relacionada con el incremento (descenso) de la nubosidad en el área. Las buenas correlaciones entre humedad relativa y albedo y entre humedad relativa y transmisividad también pueden explicar la aparente relación entre humedad relativa y nubosidad, especialmente para nubes bajas.

Esta hipótesis puede ser resuelta mediante estudios de correlación en distintas zonas, de la relación entre humedad relativa, nubosidad y radiación, con el objeto de definir si las fuentes de humedad están asociadas a nubosidad y de qué forma afectan la radiación incidente.

Este estudio, permite inferir que las condiciones meteorológicas registradas en la parte alta del GF, junto con el análisis del comportamiento climático de larga data, no son forzantes principales del balance de masa negativo registrado en la zona de emplazamiento de la EMA, y muestra que la modificación de la dinámica glaciar producto de la remoción de la plataforma de Wordie, ocasionó consecuencias que no han podido ser compensadas por los períodos invernales de acumulación de nieve que se producen de manera constante en la parte alta del glaciar, y que para el año 2008 registro una acumulación anual neta de 1,27 m equivalentes en agua/año, superior al promedio del lugar.

Esto probablemente está indicando que el balance de masa negativo se debe a la modificación de la dinámica glaciar y no a los efectos de un calentamiento atmosférico en dicha zona.

BIBLIOGRAFIA

- [1] SCHWERDTFEGER, W. 1984. Weather and Climate of the Antarctic, 261 pp. *Elsevier*, New York.
- [2] REYNOLDS, J.M. 1981. The distribution of mean annual temperatures in the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 54, 123-133.
- [3] SMITH, R.C. & S.E. STAMMERJOHN. 1996. Surface air temperature variations in the western Antarctic Peninsula region. *Antarctic Research Series*, 70, 105-121.
- [4] VAUGHAN, D.G., J.L. BAMBER, M. GIOVINETTO, J. RUSSELL & A.P. COOPER. 1999. Reassessment of net surface mass balance in Antarctica. *Journal of climate*, Vol. 12. American Meteorological Society.
- [5] VAUGHAN, D.G., G.J. MARSHALL, W.M. CONNOLLEY, J.C. KING & R. MULVANEY. 2001. Climate change: devil in the detail. *Science*, 293 (5536), 1777-1779.
- [6] VAUGHAN, D.G., G.J. MARSHALL, W.M. CONNOLLEY, C. PARKINSON, R. MULVANEY, D.A. HODGSON, J.C. KING, C.J. PUDSEY & J. TURNER. 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 60(3), 243-274.
- [7] TURNER, J., T.A. LACHLAN-COPE, S. COLWELL, G.J. MARSHALL & W.M. CONNOLLEY. 2006. Significant warming of the Antarctic winter troposphere. *Science*, 311, 1914-1917.
- [8] DIN, Q., D.S. BATISTI & M. KUTTEL. 2011. Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming. *Nature Geoscience*, 4, 398-403, doi: 10.1038/ngeo1129.
- [9] VAUGHAN, D. G. 2006. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. *Artic, Antarctic, and Alpine Research*, Vol. 38, N° 1, 147-152.
- [10] HOCK, R. 2003. Temperature index melt modeling in mountain areas. *Journal of Hydrology*. 282. 104-115.
- [11] CARRASCO, J.F. 2012. Red de estaciones de observación atmosférica en La Antártica, una colaboración internacional para la investigación del cambio climático. *Anales Instituto Patagonia*. 2012. 40(1). 57-63.
- [12] P. A. MAYEWSKI, M. P. MEREDITH, C. P. SUMMERHAYES, J. TURNER, A. WORBY, P.F. BARRETT, G. CASASSA, N. A. BERTLER, T. BRACEGIRDLE, A. C. NAVEIRA GARABATO, D. BROMWICH, H. CAMPBELL, G. S. HAMILTON, W. B. LYONS, K. A. MAASCH, S. AOKI, C. XIAO & TAS VAN OMMEN. 2009. State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. *Reviews of Geophysics*, 47, RG1003, doi: 10.1029/2007RG000231.
- [13] ABRAM, N.J., E.R. THOMAS, J.R. McCONNELL, R. MULVANEY, T.J. BRACEGIRDLE, L.C. SIME, A.J. ARISTARAIN. 2010. Ice core evidence for a 20th century decline in sea ice in the

Bellingshausen Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research*, 115 (D23), D23101. 9, pp. [10.1029/2010JD014644](https://doi.org/10.1029/2010JD014644).

[14] ABRAM, N.J., R. MULVANEY, E.W. WOLFF, J. TRIEST, S. KIPFSTUHL, L.D. TRUSEL, F. VIMEUX, L. FLEET & C. ARROWSMITH. 2013 Acceleration of snow melt in an Antarctic Peninsula ice core during the twentieth century. *Nature Geoscience*, 6 (5). 404-411. [10.1038/ngeo1787](https://doi.org/10.1038/ngeo1787).

[15] VAUGHAN, D.G., J.C. COMISO, I. ALLISON, J. CARRASCO, G. KASER, R. KNOK, P. MOTE, T. MURRAY, F. PAUL, J. REN, E. RIGNOT, O. SOLOMINA, K. STEFFEN & T. ZHANG. 2013. Observations: Cryosphere. In *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.

[16] ALLEY, R.B. & R.A. BINDSCHADLER. 2001. The West Antarctic ice sheet and sea level change. *Behavior and environment Antarctic research series*, Vol. 77, 1-11.

[17] HOCK, R., M. DE WOUL, V. RADIC & M. DYURGEROV. 2009. Mountain glaciers and ice caps around Antarctica make a large sea-level rise contribution. *Geophysical Research Letters*, Vol. 36, L07501, doi:10.1029/2008GL0307020.

[18] COOK, A.J., S. POU CET, A.P.R. COOPER, D.J. HERBERT & D. CHRISTIE. 2010. Glacier retreat on South Georgia and implications for the spread of rats. *Antarctic Science*, 22(3), 255-263.

[19] OLECH, M & K.J. CHWEDORZEWSKA. 2011. Short Note: The first appearance and establishment of an alien vascular plant in natural habitats on the forefield of a retreating glacier in Antarctica. *Antarctic Science*, 23(02), 153-154.

[20] VAUGHAN, D.G. & C.S.M. DOAKE. 1996. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature*, 379(6563), 328-331.

[21] COOK, A. J. & D.G. VAUGHAN. 2010. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *The Cryosphere*, 4, 77-98, doi:10.5194/tc-4-77-2010.

[22] SKVARCA, P., W. RACK, H. ROTT & T. DONANGELO. 1999. Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: An overview. *Polar Research* 18(2), 151-157.

[23] SCAMBOS, T. A., C. HULBE, M. FAHNESTOCK & J. BOHLANDER. 2000. The link between climate warming and break up of ice shelves in the Antarctic Peninsula. *Journal of Glaciology*, 46, 516-530.

[24] WENDT, J., A. RIVERA, F. BOWN, A. WENDT, R. ZAMORA, G. CASASSA & C.BRAVO. 2010. Recent ice elevation changes of Fleming glacier in response to the removal of Wordie ice shelf, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*. 51(55), 97-102.

[25] RIGNOT, E., G. CASASSA, P. GOGINENI, W. KRABILL, A. RIVERA & R. THOMAS. 2004. Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf. *Geophysical Research Letters*, 31(18), L18401. ([10.1029/2004GL020697](https://doi.org/10.1029/2004GL020697).)

- [26] MULVANEY, R., N.J. ABRAM, R.C.A. HINDMARSH, C. ARROWSMITH, L. FLEET, J. TRIEST, JACK, L.C. SIME, O. ALEMANY, S. FOORD. 2012. Recent Antarctic Peninsula warming relative to Holocene climate and ice shelf history. *Nature*, 489 (7414). 141-144. 10.1038/nature11391.
- [27] RIGNOT, E., G. CASASSA, S. GOGINENI, P. KANAGARATNAM, W. KRABILL, H. PRITCHARD, A. RIVERA, R. THOMAS, J. TURNER, & D. VAUGHAN. 2005. Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula. *Geophysical Research Letters*, 32, L07502, doi:10.1029/2004GL021947.
- [28] DOAKE, C. S. M. 1975. Bottom sliding of a glacier measured from the surface. *Nature*, 257, 780-782.
- [29] PATERSON, W. S. B. 1994. The physics of Glaciers, 3rd edition. *Pergamon, Oxford*.
- [30] KHUN, M. 1987. Micro – Meteorological conditions for snow melt. *Journal of Glaciology*, Vol. 33, N°. 113.
- [31] ZWALLY, J. J. & S. FIEGLES. 1994. Extent and duration of Antarctic surface Melting. *Journal of Glaciology*, Vol. 40, N°. 136, 463-476.
- [32] STULL, R. B. 1988. An introduction to Boundary Layer Meteorology. *Kluwer Academic Publishers*.
- [33] VAN DEN BROEKE, M., D. VAN AS, C. REIJMER & R. VAN DE WAL. 2005. Sensible heat exchange at the Antarctic snow surface: a study with automatic weather stations. *International Journal of Climatology*. 25, 1081-1101.
- [34] ROSENBLÜTH, B., H.A. FUENZALIDA & P. ACEITUNO, 1997. Recent temperatures variations in southern South America. *International Journal of Climatology*, 17, 67-85.
- [35] TURNER, J. & S. PENDLEBURY. 2004. The International Antarctic weather forecast handbook, 663pp. Publish by *British Antarctic Survey*.
- [36] PARISH, T.R. & K.T. WAIGHT. 1987. The forcing of Antarctic katabatic winds. *Monthly Weather Review*, 115, 2214-2226
- [37] KNUTH, S.L., G.J. TRIPOLI, J.E. THOM & G.A. WEIDNER. 2010. The influence of blowing snow and precipitation on snow depth change across the Ross Ice Shelf and Ross Sea regions of Antarctica. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49, 1306-1321.
- [38] OKE, T.R. 1987. Boundary Layer Climate, 435 pp. *University Press, Cambridge*.
- [39] MISHRA, V.D. 1999. Albedo variations and surface energy balance in different snow-ice media in Antarctica. *Defence Science Journal*, 49, 347-362.
- [40] ANDERSON, P.S. 1994. A method for rescaling humidity sensors at temperatures well below freezing. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, 11, 1388-1391.

- [41] VAN DEN BROEKE, M.R., C.H. REIJMER & R.S.W. VAN DE WAL. 2004. A study of the surface mass balance in Dronning Maud Land, Antarctica, using automatic weather stations. *Journal of Glaciology*, 50(171), 565-582.
- [42] CARRASCO, J.F. 2013. Decadal changes in the Near-Surface air temperature in the western side of the Antarctic Peninsula. *Atmospheric and Climate Sciences*. 3, 275-281.
- [43] MONAGHAN, A. J., D. H. BROMWICH, R. L. FOGT, S.-H. WANG, P. A. MAYEWSKI, D. A. DIXON, A. A. EKAYKIN, M. FREZZOTTI, I. D. GOODWIN, E. ISAKSSON, S. D. KASPARI, V. I. MORGAN, H. OERTER, T. D. VAN OMMEN, C. J. VAN DER VEEN & J. WEN. 2006. Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year. *Science*, 313, 827-831.
- [44] THOMAS, E.R., G.J. MARSHAL & J.R. MCCONNELL. 2008. A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. *Geophysical Research Letters*, 35(1), L01706. (10.1029/2007GL032529.).

