



**JOSÉ MAURO DALLA ROSA**

**VARIABILIDADE DA TAXA DE ACUMULAÇÃO DE NEVE  
NO PLATÔ DETROIT, PENÍNSULA ANTÁRTICA**

**Orientador: Dr. Jefferson Cardia Simões**

**Porto Alegre, 2013.**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

JOSÉ MAURO DALLA ROSA

VARIABILIDADE DA TAXA DE ACUMULAÇÃO DE NEVE  
NO PLATÔ DETROIT, PENÍNSULA ANTÁRTICA

ORIENTADOR:

Dr. Jefferson Cardia Simões

BANCA EXAMINADORA:

Dr. Elírio Ernestino Toldo Júnior

Dr. Francisco Eliseu Aquino

Dr. Ulisses Franz Bremer

**Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em  
Geociências como requisito parcial para a obtenção do  
Título de Mestre em Geociências  
Instituto de Geociências  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul.**

Porto Alegre, 2013.

Dalla Rosa, José Mauro

Variabilidade da taxa de acumulação de neve no Platô  
Detroit, Península Antártica. / José Mauro Dalla Rosa. - Porto  
Alegre : IGEO/UFRGS, 2013.

[94f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-  
Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2013.

Orientação: Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões

1. Antártica. 2. Platô Detroit. 3. Climatologia antártica. 4.  
Acumulação de neve. 5. Peróxido de hidrogênio. Título.

---

Catálogo na Publicação  
Biblioteca Geociências - UFRGS  
Miriam Alves CRB 10/1947



Vista aérea do Platô Detroit norte da Península Antártica, verão 2007/2008.  
Fotografia: Jefferson Cardia Simões

*Dedico esta dissertação aos meus Pais.*

## *Agradecimentos*

---

Agradeço ao orientador Professor Dr. Jefferson Cardia Simões pela confiança e oportunidade de trabalhar com climatologia Antártica no Centro Polar e Climático – CPC/UFRGS. Pela orientação, recursos materiais e bibliográficos e, aprendizado.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pela bolsa de estudo (projeto nº 830364/1999-4).

Aos pesquisadores do Projeto CASA (Clima da América do Sul e Antártica), pela coleta e análise química do testemunho de gelo (DP-07-1).

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências – PPGGEO e Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.

Ao Prof. Dr. Heitor Evangelista (UERJ) pelo auxílio bibliográfico referente à química atmosférica e Prof. Dr. Francisco Aquino (UFRGS) pelo auxílio bibliográfico referente à climatologia Antártica.

Ao irmão Vitor H. Dalla Rosa Filho e aos amigos Alexandre Tedesco, Felipe Tedesco, Leandro Bartz e Eliana Grimm. Pelo apoio para revisão final e apresentação gráfica da dissertação.

A todos colegas do CPC/UFRGS, pela colaboração e incentivo, em especial a:

Juliana Costi, Franciéle Shwanck C., Kátia Kellem, Isaías Thoen, Luciano Marqueto, Vagner da Silva Duarte, Cláudio Mendes Jr., Éder Maier, Arianne Guedes, Cláudia Uchoa e Ildo Parnow.

Aos colegas do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica – CECO/UFRGS, pelo companheirismo.

E, a família pelo apoio incondicional.

## Resumo

---

Esta dissertação analisa a variabilidade da taxa de acumulação líquida anual de neve em um sítio localizado no Platô Detroit (64°05'07"S, 59°38'42"O; 1.937 m a.n.m.) no norte da Península Antártica. A partir da interpretação das variações de peróxido de hidrogênio (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) em um testemunho de gelo (DP-07-1) coletado no verão austral de 2007/2008 foi determinada a variação anual da acumulação líquida. Foi então examinada a relação das variações nessa taxa de acumulação com a variabilidade na extensão de cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen/Bellinghausen (entre 60° e 130° O) a oeste da Península Antártica, com variações do índice SAM, e dados climáticos da estação Faraday/Vernadsky (65°15'S, 64°16'O; 11 m a.n.m.) no oeste da Península Antártica. O testemunho de gelo representa 27 ± 1 anos de acumulação que correspondem ao período 1981–2007. A taxa de acumulação líquida média anual é de 2,42 m em equivalente de água e mostrou tendência de aumento no período (+0,037 m a<sup>-1</sup>). Encontramos fraca relação entre a taxa de acumulação de neve anual no Platô Detroit e a área de extensão de cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen/Bellinghausen. A variabilidade na acumulação de neve no Platô Detroit está correlacionada com as variações no índice SAM (*Southern Annular Mode*) e portanto com a variabilidade nos controladores climáticos que ela representa indiretamente, como o aumento da velocidade do vento. Essa acumulação também é relacionada à variação da temperatura média do ar (TMA) na parte ocidental da Península Antártica. Encontramos tendência de aumento da temperatura do ar na série da média anual (+0,045°C a<sup>-1</sup>). A velocidade do vento também mostrou tendência de aumento na série anual (+0,075 nós a<sup>-1</sup>) e em todas estações do ano, concomitantemente ao aumento da taxa de acumulação de neve no Platô Detroit.

## *Abstract*

---

This paper examines the variability of the snow annual net accumulation rate at a site located in Detroit Plateau (64°05'07"S, 59°38'42"W; 1937 m a.s.l.), northern part of the Antarctic Peninsula. Snow accumulation was determined from the interpretation of hydrogen peroxide (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) variations in an ice core (DP-07-1), collected in the austral summer of 2007/2008. We then examined the relationship between changes in the accumulation rate and the variability in the sea ice extent in the Amundsen/Bellinghausen seas (between 60° and 130° W) to the west of the Antarctic Peninsula, with variations in the SAM index, and with Faraday/Vernadsky (65°15'S, 64°16'W; 11 m a.s.l.) weather station data. The ice core represents  $27 \pm 1$  years of accumulation corresponding to the period 1981–2007. The net annual accumulation rate average is 2.42 m in water equivalent (w. eq.) and shows a positive trend during the period ( $+0.037 \text{ m a}^{-1}$ ). We found a weak relationship between the net accumulation rate on the Plateau Detroit and the sea ice cover extend in the Amundsen/Bellinghausen seas. The variability in the snow accumulation rate is correlated with changes in the SAM (Southern Annular Mode) index and therefore to the variability of the climate controls that this represents indirectly. This accumulation rate is also related to the mean air temperature variations in the western part of the Antarctic Peninsula. We found a positive trend for the mean annual air temperature series ( $+0.045 \text{ °C a}^{-1}$ ). Wind speed also showed an increasing trend in the annual series ( $+0.075 \text{ knots a}^{-1}$ ) and in all seasons, concomitant increase in the accumulation rate in the Detroit Plateau.



## *Lista de ilustrações*

---

Figura 1.1 –	Mapa da região Antártica mostrando as regiões continentais, o Oceano Austral e seus mares	4
Figura 1.2 –	Média anual de temperatura superficial sobre a Antártica (°C)	5
Figura 1.3 –	Carta sinóptica da Antártica e Oceano Austral	6
Figura 1.4 –	Fluxo médio dos ventos catabáticos	7
Figura 1.5 –	Tendência do SAM (dezembro-maio) no período 1979–2000	8
Figura 1.6 –	Variabilidade do índice SAM no período 1956–2007	9
Figura 1.7 –	Onda Circumpolar Antártica	11
Figura 1.8 –	Acumulação anual de neve na Antártica ( $\text{kg m}^2 \text{a}^{-1}$ )	13
Figura 1.9 –	Localização do Oceano Austral e limite da Frente Polar Antártica	14
Figura 1.10 –	Variabilidade sazonal da cobertura gelo marinho	15
Figura 1.11 –	Variabilidade da cobertura de gelo marinho no ano de 2004	17
Figura 1.12 –	Esquema mostrando o metamorfismo da neve com a profundidade	19
Figura 1.13 –	Carta imagem do norte da Península Antártica	21
Figura 1.14 –	Imagem de satélite da região da Península Antártica	23
Figura 2.1 –	Pesquisadores do Projeto CASA no Platô Detroit, Península Antártica	25
Figura 2.2 –	Perfuração do testemunho de gelo (a), testemunho de gelo cortado em secção de 1 m (b)	26
Figura 2.3 –	Relação entre $\text{H}_2\text{O}_2$ e profundidade do testemunho (DP-07-1)	27
Figura 2.4 –	Peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) no Polo Sul	29
Figura 2.5 –	Simplificação da química do $\text{H}_2\text{O}_2$ troposfera	30
Figura 2.6 –	Limites dos mares de Amundsen e Bellingshausen no Oceano Austral	32

Figura 2.7 –	Tendência do movimento do gelo marinho e concentração de gelo marinho antártico	33
Figura 2.8 –	Mapas da extensão média anual de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen nos meses de fevereiro (a) e setembro (b)	35
Figura 2.9 –	Tendência de dezembro-maio (esquerda) e a contribuição do SAM para a tendência (direita)	36
Figura 2.10 –	Estações utilizadas para compor a média zonal de PMNM (40° e 65°S)	37
Figura 2.11 –	Estação meteorológica na estação Antártica da Ucrânia Vernadsky	39
Figura 2.12 –	Média mensal da velocidade do vento Estação Faraday/Vernadsky (1950–2010)	39
Figura 2.13 –	Média mensal da temperatura na Estação F/Vernadsky (1950–2010)	40
Figura 3.1 –	Taxa de acumulação líquida anual de neve (1981–2007) no Platô Detroit	43
Figura 3.2 –	Variabilidade na extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen. Gráfico (a) média anual; (b) médias mensais; (c) média mês de fevereiro e (d) média mês de setembro	46
Figura 3.3 –	Variabilidade do índice SAM (1981–2007). Gráfico (a) índice anual; (b) índice no outono (m-a-m); (c) índice no inverno (j-j-a); (d) índice na primavera (s-o-n); (e) índice no verão (d-j-f)	48
Figura 3.4 –	Séries de temperatura média do ar na estação Faraday/Vernadsky [°C]. Gráfico (a) temperatura anual; (b) temperatura no outono (m-a-m); (c) temperatura no inverno (j-j-a); (d) temperatura na primavera (s-o-n); (e) temperatura no verão (d-j-f)	50
Figura 3.5 –	Séries de pressão atmosférica média ao nível do mar na estação Faraday/Vernadsky. Gráfico (a) pressão anual; (b) pressão no outono (m-a-m); (c) pressão no inverno (j-j-a); (d) pressão na primavera (s-o-n); (e) pressão no verão (d-j-f)	52
Figura 3.6 –	Séries de velocidade média do vento na estação Faraday/Vernadsky. Gráfico (a) vento anual; (b) vento no outono (m-a-m); (c) vento no inverno (j-j-a); (d) vento na primavera (s-o-n); (e) vento no verão (d-j-f)	53

Figura 3.7 –	Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e cobertura de gelo marinho ( $10^5$ km <sup>2</sup> )	55
Figura 3.8 –	Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e índice SAM	55
Figura 3.9 –	Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e velocidade média do vento anual (nós)	56
Figura 3.10 –	Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e pressão atmosférica anual (hPa)	56
Figura 3.11 –	Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e temperatura média anual (°C)	56
Figura 3.12 –	Composição média do vetor vento anual, Antártica (1981–2007) [m/s]. (a) em 850 mb e (b) em 925 mb	58

*Lista de tabelas*

---

Tabela 1.1.	Estatísticas da taxa de acumulação líquida anual no Platô Detroit	45
Tabela 1.2.	Estatísticas cobertura de gelo marinho (média) mares de Amundsen e Bellingshausen	47
Tabela 1.3.	Estatísticas do índice SAM	49
Tabela 1.4.	Estatísticas das variáveis meteorológicas na estação Faraday/Vernadsky	54
Tabela 1.5.	Estatísticas regressão linear entre a taxa de acumulação no Platô Detroit e variáveis analisadas	57

## *Lista de abreviaturas e siglas*

---

A	<i>Amundsen (mar)</i>
ACT	<i>Antarctic Circumpolar Trough (Baixa Circumpolar Antártica)</i>
ACW	<i>Antarctic Circumpolar Wave (Onda Circumpolar Antártica)</i>
AMRC	<i>Antarctic Meteorology Research Center, EUA</i>
a.n.m.	acima do nível do mar
a.s.l.	<i>above sea level</i>
AWS	<i>Automatic Weather Station</i>
B	<i>Bellinghausen (mar)</i>
CASA	Clima da América do Sul e Antártica
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CCI	<i>Climate Change Institute, University of Maine, EUA</i>
CE	Ciclones Extratropicais
CECs	<i>Centro de Estudios Científicos, Valdivia, Chile</i>
CPC	Centro Polar e Climático, UFRGS
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, INPE
d-j-f	dezembro-janeiro-fevereiro
DMSP	<i>Defense Meteorological Satellite Program, EUA</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecast</i>
ENOS	<i>El Niño–Oscilação Sul</i>
ESRL	<i>Earth System Research Laboratory, EUA</i>
ERA-15/40	<i>European Reanalysis</i>
FPA	Frente Polar Antártica
GSFC	<i>Goddard Space Flight Center, NASA, EUA</i>
hPa	hectopascal
HS	Hemisfério Sul

<i>ICP-MS</i>	<i>Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry</i>
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
j-j-a	junho-julho -agosto
LIMA	<i>Landsat Image Mosaic of Antarctica</i>
m-a-m	março-abril-maio
mA	massa de ar Antártico
mb	milibar
mP	massa de ar Polar
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration, EUA</i>
NCAR	<i>National Centers for Environmental Prediction, EUA</i>
NCEP	<i>National Center for Atmospheric Research, EUA</i>
NOAA	<i>National Oceanic &amp; Atmospheric Administration, EUA</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, EUA</i>
OA	Oceano Austral
OCA	Onda Circumpolar Antártica
PA	Península Antártica
PD	Platô Detroit
PMNM	Pressão Média ao Nível do Mar
TMA	Temperatura Média Anual
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
READER	<i>REference Antarctic Data for Environmental Research</i>
SAM	<i>Southern Annular Mode (Modo Anular Sul)</i>
SCAR	<i>Scientific Committee on Antarctic Research</i>
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
s-o-n	setembro-outubro-novembro
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
UFRGS	Universidade Federal do Rio Grande do Sul
WMO	<i>World Meteorological Organization</i>

*Lista de fórmulas*

---

(1)	Taxa de acumulação de neve	13
(2)	Equivalente água	27
(3)	Produção (atmosférica) do peróxido de hidrogênio (H <sub>2</sub> O <sub>2</sub> )	30
(4)	Definição empírica do SAM	38
(5)	Coeficiente de correlação linear <i>Pearson</i> ( $r$ )	41

## Sumário

---

<i>Folha de rosto</i>	<i>ii</i>
<i>Agradecimentos</i>	<i>vi</i>
<i>Resumo</i>	<i>vii</i>
<i>Abstract</i>	<i>viii</i>
<i>Lista de ilustrações</i>	<i>ix</i>
<i>Lista de tabelas</i>	<i>xii</i>
<i>Lista de abreviaturas e siglas</i>	<i>xiii</i>
<i>Lista de fórmulas</i>	<i>xv</i>
<i>Sumário</i>	<i>xvi</i>

### **1 – Introdução**

1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivos Específicos	2
1.3 O Continente Antártico e o Oceano Austral	3
1.3.1 O clima na Antártica	5
1.3.1.2 Variabilidade espacial de precipitação no continente antártico	11
1.3.2 Oceano Austral e a cobertura de gelo marinho	14
1.4 O registro dos testemunhos de neve e gelo	17
1.5 A área de trabalho: Platô Detroit	20
1.5.1 Localização	20
1.5.2 Oceanografia	20
1.5.3 Glaciologia	21
1.5.4 Climatologia	22



## **2 – Fonte de Dados e Métodos**

2.1	Introdução	25
2.2	Determinação da taxa de acumulação no Platô Detroit	25
2.2.1	Química do peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) na neve, <i>firn</i> e gelo	28
2.2.2	Medições da concentração de $H_2O_2$ no testemunho do Platô Detroit	31
2.3	Variabilidade do gelo marinho	31
2.3.1	Mares de Amundsen e Bellingshausen	32
2.3.2	Fonte dos dados e determinação da variabilidade na extensão do gelo marinho	34
2.4	O índice SAM	36
2.4.1	O índice SAM na Península Antártica	36
2.4.2	Fontes dos dados	37
2.5	Dados Meteorológicos	38
2.5.1	Estação Faraday/ Vernadsky	38
2.5.2	Fonte dos dados	40
2.6	Estatísticas Realizadas	41
2.7	Reanálises Climáticas	42

## **3 – Resultados**

3.1	Introdução	43
3.2	Variabilidade da acumulação de neve no Platô Detroit no período 1981–2007	43
3.3	Variabilidade na cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (1981–2007)	45
3.4	Variabilidade do Modo Anular Sul (SAM) [1981–2007]	47
3.5	Variabilidade climática na estação Faraday/Vernadsky (1981–2007)	49
3.5.1	Temperatura média (TMA)	49

3.5.2 Pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM)	51
3.5.3 Velocidade média do vento	51
3.6 Relação entre as diferentes variáveis	54
3.6.1 Relação da acumulação de neve anual no PD com cobertura de gelo marinho	54
3.6.2 Relação da acumulação de neve anual no PD com o índice SAM	54
3.6.3 Relação da acumulação de neve anual no PD com dados meteorológicos	55
3.7 Reanálises climáticas	57
<b>4 – Discussão</b>	
4.1 Introdução	59
4.2 Análise das séries temporais	59
4.3 Análise das regressões	62
<b>5 – Conclusões</b>	66
<b>Referências</b>	68

# 1 – Introdução

---

## 1.1 Apresentação

A Península Antártica, onde se encontra o Platô Detroit, comporta-se como uma barreira orográfica para o fluxo oceânico e atmosférico e influencia de forma importante a circulação do Hemisfério Sul (King e Turner, 1997). Também é o local do planeta que registrou o maior aquecimento nos últimos 57 anos (Marshall *et al.*, 2005; Zagorodnov *et al.*, 2012). Faraday/Vernadsky (65°15'S, 64°16'O; 11 m a.n.m.), ao oeste da Península Antártica, teve um aumento de 2,94°C entre 1951 e 2004 ou +0,56°C/década segundo Marshall *et al.* (2005) e Mayewski *et al.* (2009). Esse aumento da temperatura média está relacionado a um maior fluxo de ar quente de norte para sul proveniente do sudeste do Pacífico Sul e maior intensidade nos ventos de oeste que estão relacionados a uma fase positiva do SAM (*Southern Annular Mode*) ou (Modo Anular Sul) iniciada em meados de 1960 (Marshall *et al.*, 2005).

A variabilidade sazonal intranual e interanual da extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellinghausen (entre 60° e 130° O) a oeste da Península Antártica também é relevante para a climatologia da Península Antártica, já que a circulação predominante é de oeste para leste nessas latitudes. A variabilidade do gelo marinho pode proporcionar uma maior ou menor troca de umidade e calor entre o oceano e atmosfera, o que pode influenciar o padrão climático (e de precipitação) sobre a Península.

A barreira proporcionada pela Península Antártica separa os mares de Amundsen, Bellinghausen (oeste) e mar de Weddell (leste). Adjacente a essas duas regiões, formam-se massas de ar frio (mP e mA) que atingem o sul do Brasil, causando ondas de frio e precipitação. A variabilidade climática regional (como um maior aquecimento), apontada por Marshall *et al.* (2005) e Mayewski *et al.* (2009) influencia as características das massas de ar frio formadas na região, que posteriormente invadem o sudeste da América do Sul.

Assim, o estudo dos mecanismos (oceanográficos, atmosféricos e glaciológicos) que afetam o clima nessa região da Antártica é um fator relevante para a realização deste trabalho, pois as massas de ar formadas próximo à região de estudo, podem influenciar as condições climáticas no sudeste da América do Sul (sul do Brasil).

## 1.2 Objetivos

O objetivo dessa dissertação é investigar a variabilidade da taxa de acumulação de neve anual em um sítio localizado no norte Península Antártica e seus fatores controladores.

### 1.2.1 Objetivos específicos

i - Determinar a variabilidade da taxa de acumulação de neve líquida anual no Platô Detroit ( $64^{\circ}05'07''S$ ,  $59^{\circ}38'42''O$ ; 1.937 m a.n.m.), norte da Península Antártica, a partir de dados geoquímicos de um testemunho de gelo.

ii - Examinar a relação entre a variabilidade de precipitação de neve no Platô Detroit com a extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen/Bellinghausen, circundantes à Península Antártica.

iii - Examinar a relação da variabilidade de precipitação de neve no Platô Detroit com controles climáticos determinados a partir de dados da estação Faraday/Vernadsky ao oeste da PA, e pelo índice SAM.

A dissertação está dividida em cinco capítulos: (1) No primeiro, faz-se uma breve introdução do trabalho e discorre-se sobre os fatores que definem o clima na Antártica e as particularidades climáticas da Península Antártica e Oceano Austral. (2) Em seguida, apresentam-se as técnicas e métodos para obtenção dos dados utilizados neste trabalho: (i) testemunho de gelo de 133 metros coletado no Platô Detroit; (ii) variabilidade da extensão de cobertura de gelo marinho para os mares de Amundesen/Bellingshausen; (iii) dados do índice SAM para o período analisado; (iv) dados meteorológicos da estação meteorológica Faraday/Vernadsky a oeste da PA. (3) No capítulo subsequente, apresentamos os resultados encontrados e seus respectivos gráficos. (4) Posteriormente, discutimos os resultados com informações relevantes da revisão bibliográfica. (5) E, por fim, chegamos às conclusões mais significativas para o trabalho.

### 1.3 O Continente Antártico e o Oceano Austral

O Continente Antártico (Figura 1.1) encontra-se quase centrado sobre o Polo Sul geográfico, recebendo pouca radiação Solar durante o ano. Sua localização acarreta em um balanço médio de radiação anual negativo. Devido a esse déficit de energia calorífica, à alta latitude, ao alto albedo (proporcionado pelo manto de gelo<sup>1</sup>, neve, gelo marinho e plataformas de gelo), à alta altitude e ao efeito da continentalidade, é o mais frio dos continentes. É também o continente mais ventoso, seco, alto e isolado. Cobre uma área de  $13,8 \times 10^6 \text{ km}^2$ , aproximadamente 10% das terras emersas do Planeta. Desse total, 99,7% está coberto permanentemente por neve e gelo (SCAR, 2009).

A Região Antártica compreende a área do planeta que se encontra ao sul da Zona da Frente Polar Antártica (trata-se de uma linha oceanográfica circumpolar onde as águas frias da Antártica encontram as águas tépidas dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico). Sua posição média é  $58^\circ\text{S}$  e oscila entre  $48^\circ\text{S}$  e  $62^\circ\text{S}$  (Simões *et al.*, 2011). Inclui o continente coberto pelo manto de gelo, ilhas isoladas e o oceano Austral.

A área continental coberta pelo manto de gelo está dividida em três distintas regiões: Antártica Oriental, com uma altitude média de 2.000 metros (altitude máxima de 4.093 m no Domo A); a Antártica Ocidental, com altitude média de 850 metros (altitude máxima de 4.892 m no Maciço Vinson) [essas duas regiões são separadas pelas Montanhas Transantárticas, que afloram acima do manto de gelo]; e a Península Antártica, uma barreira de montanha com largura média de 70 km e altitude média de 1.500 metros que se estende para o norte até a latitude de  $63^\circ\text{S}$  (King e Turner, 1997; Simões *et al.*, 2011).

Devido a suas características fisiográficas, a Antártica exerce considerável controle sobre a circulação atmosférica e oceânica das altas e médias latitudes do Hemisfério Sul (HS), comportando-se como um importante regulador do clima do HS e do Planeta (King e Turner, 1997).

O Oceano Austral (OA) está localizado ao sul da Frente Polar Antártica (FPA) e circunda o continente Antártico interligando as bacias oceânicas do Pacífico, Atlântico e

---

<sup>1</sup> **Manto de Gelo** - Uma massa de neve e gelo com grande espessura e área maior que  $50.000 \text{ km}^2$ . Os mantos de podem estar apoiados sobre o embasamento rochoso (*manto de gelo interior*) ou flutuando (*plataforma de gelo*) (Simões, 2004).

Índico, permitindo trocas e teleconexões entre as três bacias oceânicas, onde anomalias e sinais climáticos podem ser transportados ao redor do planeta e influenciar o clima em distintas regiões (Simões *et al.*, 2011). O fundo oceânico no OA é composto pelas bacias Weddell–Ederby, Bellingshausen e Mornigton, que possuem profundidades maiores que 4.000 m. As plataformas continentais na Antártica são geralmente estreitas. As exceções são as plataformas dos mares de Weddell e Ross (Simões *et al.*, 2011).

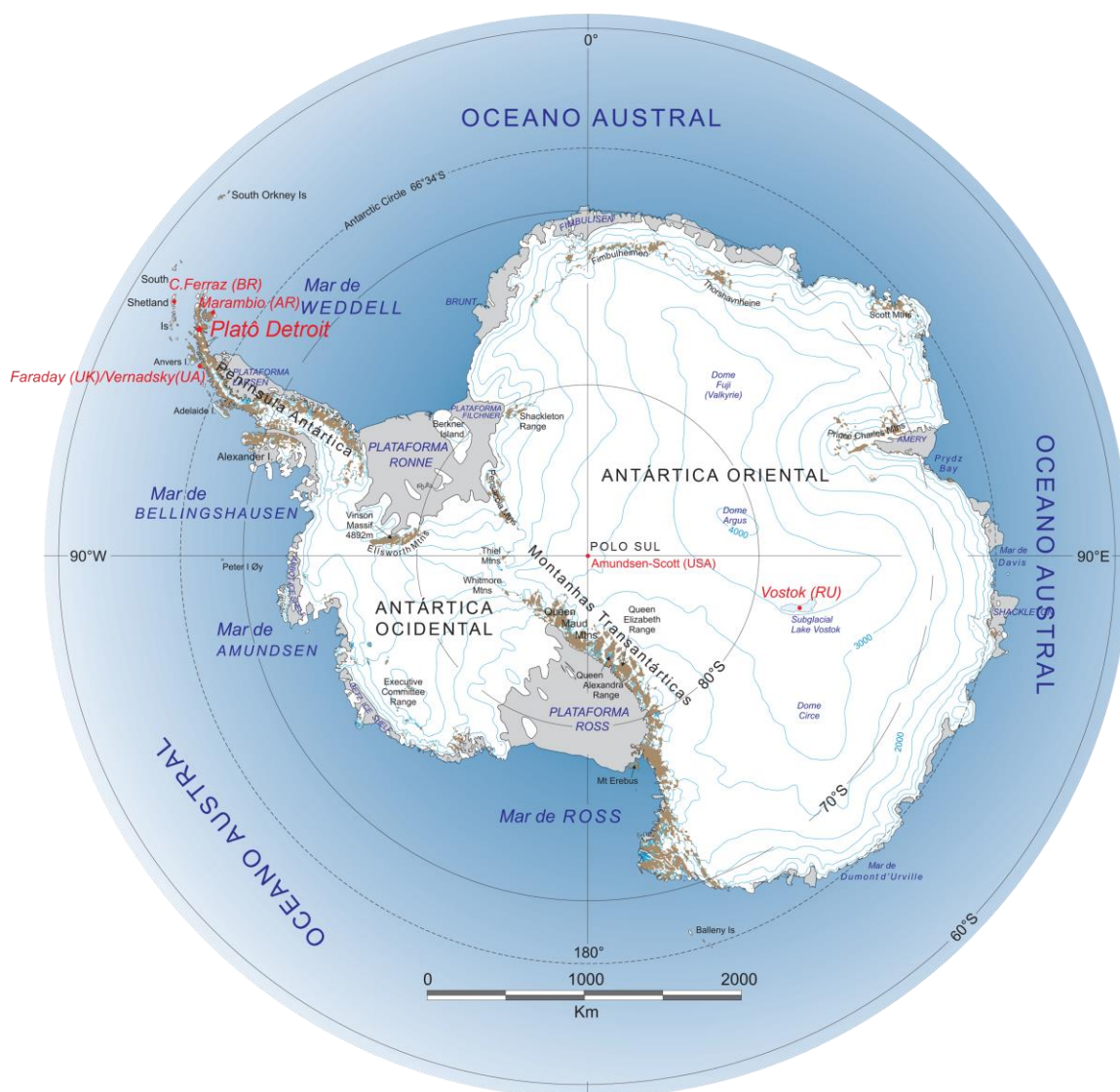


Figura 1.1 – Mapa da região Antártica mostrando as regiões continentais, o Oceano Austral e seus mares. FONTE: Modificado de LIMA (*Landsat Image Mosaic of Antarctica*) [<http://lima.usgs.gov/>].

Sobre o Oceano Austral existe um cinturão de baixa pressão atmosférica onde se deslocam ciclones sinóticos de oeste/leste (controlados pelo fluxo circumpolar de oeste). Estes são responsáveis por proporcionar mecanismos de troca de energia entre as médias e altas latitudes do Hemisfério Sul. Dessa maneira, ele tem importante papel no equilíbrio climático global (mais detalhes sobre Oceano Austral são apresentados na secção 1.3.2).

### 1.3.1 O clima Antártico

A Antártica é o mais frio dos continentes. Sua temperatura média anual no interior, em altitudes próximas aos 4.000 m, está entre  $\sim -55$  e  $-60^{\circ}\text{C}$  (Turner e Pendlebury, 2004). Varia sazonalmente entre  $-35^{\circ}\text{C}$  e  $-55^{\circ}\text{C}$  (verão/inverno). Na estação Vostok (Russia), localizada no platô (Antártica Oriental) [ $78^{\circ}50'S$ ,  $106^{\circ}90'L$ ; 3.488 m a.n.m], foi registrado o recorde de temperatura mínima absoluta na Terra,  $-89,2^{\circ}\text{C}$  no dia 21 de julho de 1983 (Turner e Pendlebury, 2004). Na região costeira, na periferia do continente, as temperaturas médias anuais variam entre  $-10$  e  $-15^{\circ}\text{C}$  (Turner e Pendlebury, 2004). Sazonalmente, variam entre  $-0^{\circ}\text{C}$  e  $-20^{\circ}\text{C}$  (verão/inverno) [Figura 1.2]. A Estação Antártica

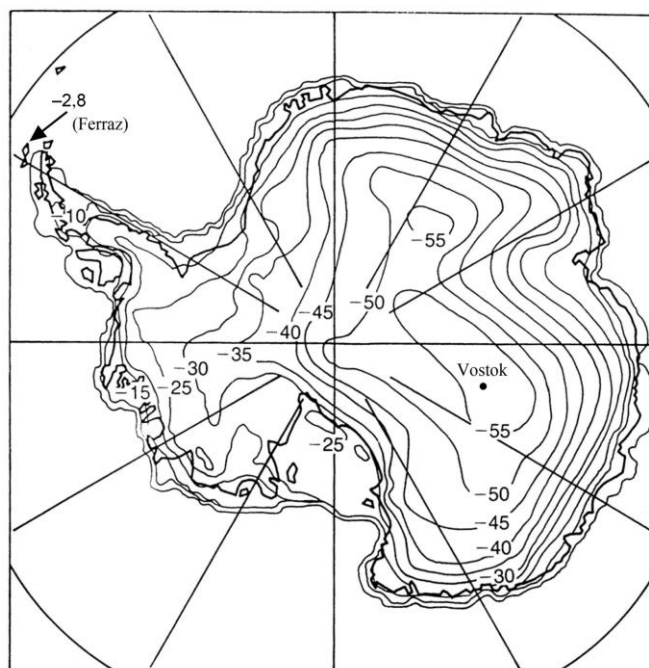


Figura 1.2 – Média anual de temperatura superficial sobre a Antártica ( $^{\circ}\text{C}$ ).  
FONTE: Simões *et al.* (2011).

Comandante Ferraz (Brasil), situada na ilha Rei George (62°05'S, 58° 23'O; 20 m a.n.m.), tem temperatura média anual de -2,8 °C (Ferron *et al.*, 2001).

Sobre o Oceano Austral está situado um cinturão de baixa pressão atmosférica (ACT)<sup>2</sup> com valores médios anuais entre 980 e 990 hPa, centrado sobre o paralelo 66°S (King e Turner, 1997) [Figura 1.3]. Encontram-se normalmente entre quatro e seis centros de baixa pressão bem destacados. Os mais importantes são os situados nos mares de Ross, Bellingshausen, Weddell e Davis. Esse campo de baixa pressão atmosférica é resultado da frequente ocorrência de ciclones extratropicais em sua fase de dissipação ou formação, em seu fluxo circumpolar de oeste (King e Turner, 1997; Rasmussen e Turner, 2003; Aquino, 2009).

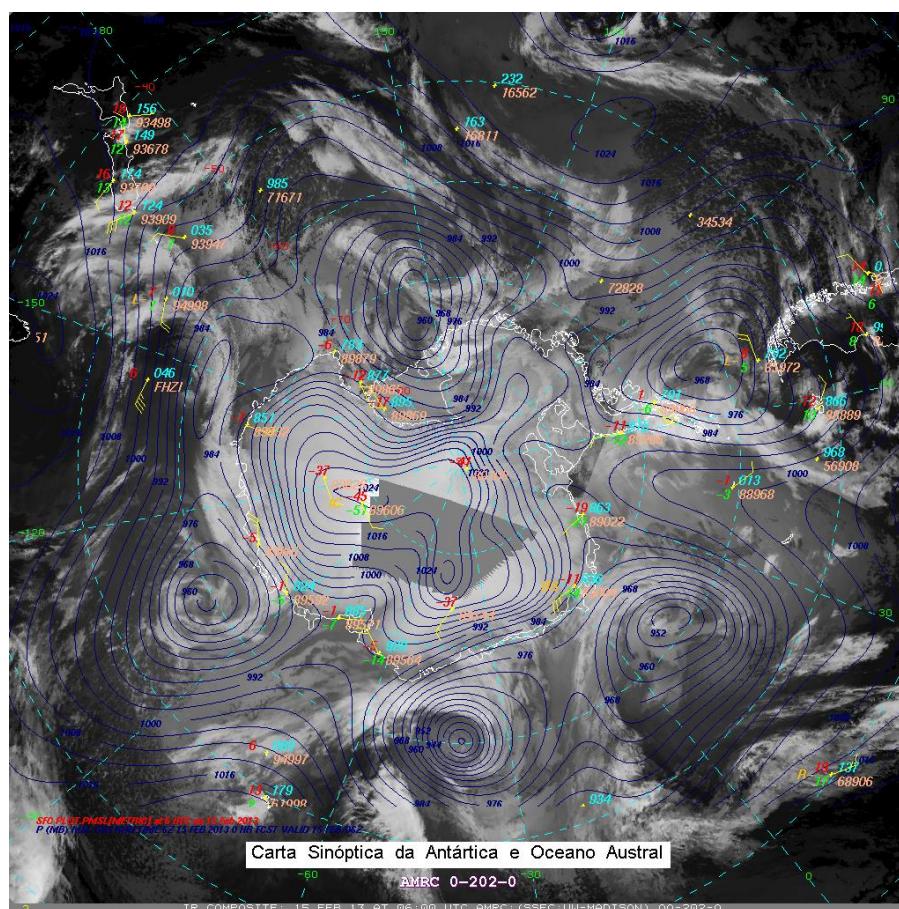


Figura 1.3 – Carta sinóptica da Antártica e OA (15/02/2013). FONTE: AMRC/AWS.

<sup>2</sup> ACT - Antarctic Circumpolar Trough (Baixa Circumpolar Antártica)



Sobre o interior do continente existe um centro de alta pressão atmosférica com valor médio de 1040 hPa. Essa alta pressão é responsável pela estabilidade atmosférica (devido a forte subsidência da atmosfera) e pela formação de ventos catabáticos (Figura 1.4) que controlam a circulação atmosférica sobre a superfície do manto de gelo e são responsáveis por transportar ar frio de sul/norte no sentido anti-horário (devido a força de Coriolis), originando próximo a região costeira os ventos de leste (King e Turner, 1997). O forte gradiente de pressão atmosférica e de altitude existente entre o platô antártico e o OA, aliado ao pouco atrito oferecido pela superfície de gelo, favorecem e fortalecem os constantes ventos catabáticos sobre a Antártica.

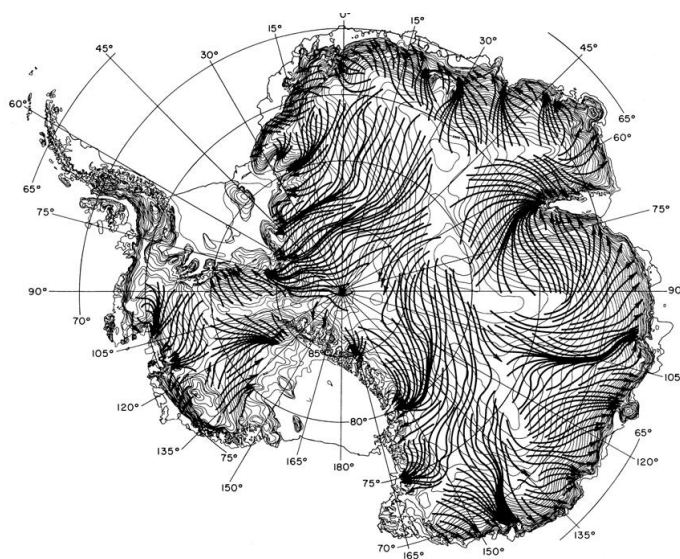


Figura 1.4 – Fluxo médio dos ventos catabáticos. FONTE: Parish (1992).

Conforme o ar frio do sul move-se em direção ao mais quente do norte, ocorre forte convecção e instabilidade baroclínica, que juntamente com o vórtice ciclônico circumpolar resultam na formação de numerosos sistemas ciclônicos de escala sinóptica e mesoescala em torno da borda do domínio antártico. Esses centros de baixa pressão atmosférica sinópticos tendem a mover-se na baixa circumpolar (ACT) em torno da região antártica e também em direção ao sul sobre a borda da célula polar (borda do platô) (Turner e Pendlebury, 2004) e são responsáveis pela precipitação na periferia do continente.

Aliado às características climáticas descritas acima, na circulação atmosférica das altas latitudes do HS, podem ser discriminados diversos modos de variabilidade e que também influenciam o comportamento climático sobre a Antártica.

O Modo Anular Sul (SAM)<sup>3</sup>, ou Oscilação Antártica (OA), é o principal modo de circulação atmosférica extratropical do HS (Figura 1.5) e reflete o deslocamento circumpolar das massas de ar em função do gradiente de pressão atmosférica entre as latitudes médias (~40°S) e a costa da Antártica (~65°S), de tal maneira que existe uma anomalia de pressão síncrona de sinal contrário nestas duas regiões (Marshall, 2003).

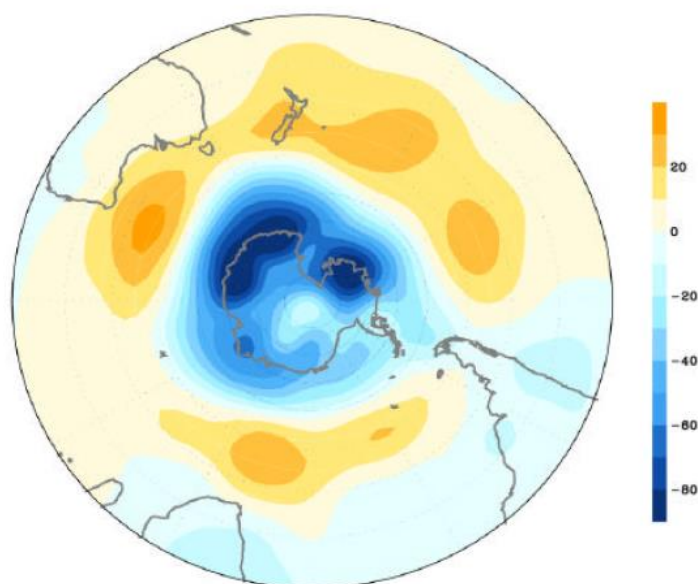


Figura 1.5 – Tendência do SAM (dezembro-maio) [no período 1979–2000] derivado de anomalia da altura geopotencial 500 hPa (a superfície de 500 hPa esta aproximadamente 5 km acima do nível médio do mar) [m gp]. FONTE: Thompson e Solomon (2002).

Nas últimas décadas o SAM tem mostrado tendência positiva (principalmente desde 1990) [Figura 1.6], particularmente durante o verão e outono austral (SCAR, 2009). Sua tendência resultou em um fortalecimento significativo de ~15% dos ventos de oeste (SCAR, 2009) e contribuiu para variabilidade das temperaturas sobre a Antártica,

<sup>3</sup> SAM (*Southern Annular Mode*)

especialmente com o aquecimento da região da Península Antártica (PA) e o resfriamento do restante do continente (SCAR, 2009). O SAM também influencia no padrão de variabilidade de precipitação sobre todo o continente. Abram *et al.* (2011) relacionam mudanças do padrão de precipitação e acumulação na PA às oscilações de fatores climáticos relacionados à variabilidade do SAM.

Segundo Marshall *et al.* (2005), mudanças do gradiente de pressão associadas com a fase positiva do SAM têm intensificado o vórtice circumpolar e fortalecido os ventos de oeste na região da PA. Análises estatísticas revelam forte correlação entre o SAM e as temperaturas na PA, sugerindo que os ventos de oeste são responsáveis pelo aumento das temperaturas sobre a região e também pela intensificação da circulação ciclônica do oeste, aumentando o fluxo de calor de norte/sul sobre a PA (Lubin *et al.*, 2008).

A PA é o local do planeta que registrou o maior aquecimento nos últimos 57 anos (Marshall *et al.*, 2005). Faraday/Vernadsky ( $65^{\circ}15'S$ ,  $64^{\circ}16'O$ ; 11 m a.n.m), ao oeste da PA, teve uma tendência de  $+2,94^{\circ}C$  entre 1951 e 2004 segundo Mayewski *et al.* (2009).

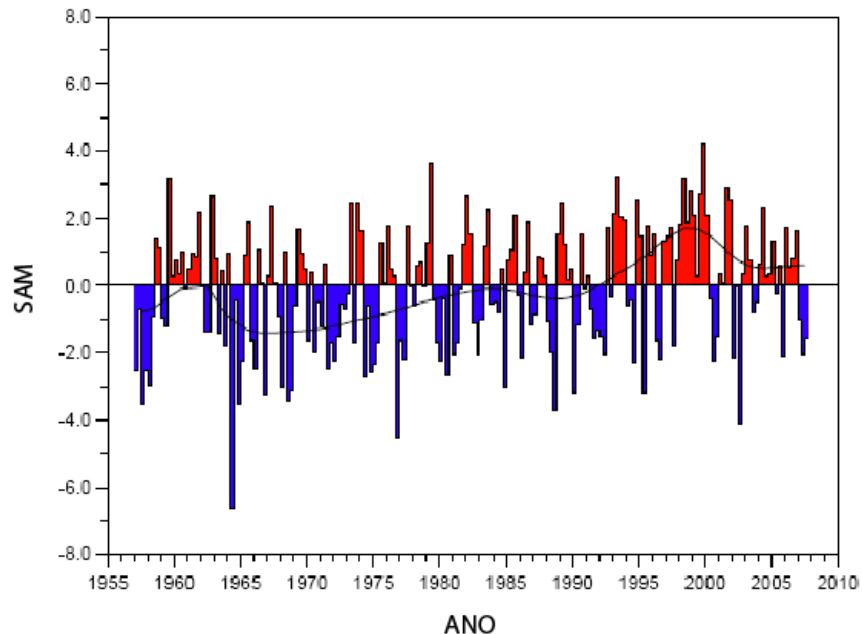


Figura 1.6 – Variabilidade do índice SAM no período 1956–2007.  
 FONTE: [<http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>].

O fenômeno ENOS (*El Niño–Oscilação Sul*), a mais pronunciada variabilidade climática interanual da Terra, com escala de tempo decadal ou sub-decadal, proporciona profundo efeito nas condições atmosféricas e oceânicas sobre a bacia do Pacífico em latitudes baixas, médias e altas (King e Turner, 1997; SCAR, 2009). Origina-se pela diferença da temperatura das camadas superiores das águas oceânicas do Pacífico equatorial, que variam entre períodos “quentes”, “frios” e intermediários, resultando num fenômeno acoplado oceano/atmosfera que causa alteração na circulação da célula de Walker. Proporciona padrões de teleconexões entre as altas e baixas latitudes, nos dois hemisférios. Estudos têm mostrado a ligação entre o fenômeno ENOS e a evolução temporal de anomalias de pressão média ao nível do mar (PMNM) sobre regiões extratropicais do HS e sua influência na variabilidade de precipitação sobre a Antártica. O oeste da PA é uma região importante (e sensível) indicadora de variabilidade climática interanual, incluindo as oscilações do fenômeno ENOS (King e Turner, 1997).

A variabilidade no sinal do ENOS na Antártica foi relatada por Savage *et al.* (1988). Utilizando dados provenientes da estação no Polo Sul geográfico e estações automáticas implantadas ao redor do continente desde 1980, ele encontrou correlação entre a fase “quente” do ENOS e a temperatura de superfície nesse polo (King e Turner, 1997). Segundo Simões *et al.* (2011), a região da estação Faraday/Vernadsky é fortemente influenciada pela variabilidade do fenômeno ENOS resultante do aquecimento (resfriamento) das águas do Pacífico equatorial-tropical.

Observações na Antártica sugerem que condições atmosféricas e oceânicas tropicais afetam o clima no continente antártico e Oceano Austral. As conexões variam com o tempo e são não-lineares (SCAR, 2009).

Outro fator de relevância para o clima da região antártica é a Onda Circumpolar Antártica (OCA) [ACW]<sup>4</sup>, que representa um modo acoplado do sistema oceano/atmosfera que circunda o continente sobre o Oceano Austral (Figura 1.7) em um período de 8/10 anos de oeste/leste (movendo-se junto com a *Corrente Circumpolar Antártica*) (SCAR, 2009). A OCA proporciona variabilidade interanual (período de 4/5 anos) na extensão de gelo marinho, na temperatura da superfície do mar (TSM), no campo de

---

<sup>4</sup> ACW - Antarctic Circumpolar Wave

pressão médio ao nível do mar (PMNM) e nos ventos no OA (SCAR, 2009; Peterson, 1996).

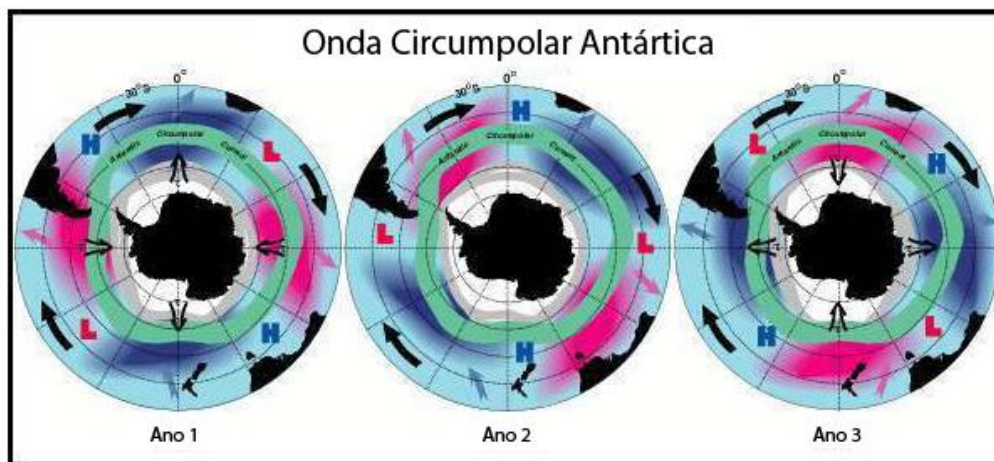


Figura 1.7 – Esquema simplificado da variação da temperatura oceânica (vermelho[quente]; azul[frio]), pressão atmosférica ao nível do mar (H [alta] e L [baixa]), e extensão gelo marinho (linha cinza), junto com o curso médio da Corrente Circumpolar Antártica (verde). Setas pretas representam anomalias do movimento geral para oeste, e as outras setas indicam a comunicação entre a corrente circumpolar e giro tropical mais ao norte. FONTE: Modificado de SCAR (2009).

### 1.3.1.2 Variabilidade espacial de precipitação no continente antártico

O conhecimento dos mecanismos de formação da precipitação, distribuição de queda de neve sobre a Antártica e origem das massas de ar que as causam, são fatores importantes para se determinar o balanço da massa de gelo sobre o continente e a variabilidade climática regional (King e Turner, 1997).

A maior parte da precipitação de neve na Antártica ocorre ao longo das costas íngremes na periferia do continente (Figura 1.8). É causada pela elevação do ar relativamente quente e úmido (devido à orografia) associado a ciclones sinópticos (ciclones extratropicais) que constantemente circundam a Antártica oriundos dos mares do OA. Segundo Turner e Pendlebury (2004), sistemas de baixa pressão atmosférica de escala sinóptica e mesoescala são responsáveis por grande parte da precipitação próximo à costa. A atividade sinóptica decresce em direção ao interior do continente e sobre as altas altitudes do platô antártico a precipitação de neve é mínima. O ar extremamente frio do interior tem

pouca capacidade de manter umidade. Dessa maneira, algumas regiões do platô recebem menos que 5 cm (equivalente água) de neve por ano (o alto platô antártico é um dos lugares mais secos do planeta). Precipitação na forma de chuva também ocorre, embora ela esteja restrita principalmente ao noroeste da Península Antártica, onde as temperaturas no verão podem subir acima de 0°C (King e Turner, 1997; SCAR, 2009).

A barreira orográfica proporcionada pela PA (sentido oeste/leste) tem profundo efeito na precipitação<sup>5</sup>. Como o lado ocidental da PA tem influência de massas de ar marítimas úmidas e o oriental de massa de ar continental seca, isto resulta em uma maior precipitação orográfica na face ocidental da PA (a barlavento). A pouca influência marítima na porção oriental da PA propicia menor precipitação neste setor (King e Turner, 1997).

As maiores precipitações na Antártica (mais de 1000 mm anuais) são encontradas ao longo das áreas costeiras a sudeste do mar de Bellingshausen, que é o destino final de grandes depressões atmosféricas oriundas do Pacífico sudeste e onde muitos sistemas sinóticos em estágio de formação ou dissipação são encontrados (Figura 1.8). A precipitação também é alimentada nessa área pela falta de gelo marinho no mar de Bellingshausen durante os meses de verão, o que aumenta o fluxo de energia e vapor d'água nas baixas camadas da atmosfera, proporcionando maiores condições de instabilidade (King e Turner, 1997).

Segundo Turner *et al.* (2002), paralelamente com mudança na temperatura na PA, o número de eventos de precipitação também tem aumentado. Na estação Faraday/Vernadsky ao oeste da península, durante o inverno o número de eventos de precipitação é quase 50% maior em comparação com a década de 1950.

De acordo com Abram *et al.* (2011), o padrão de precipitação ao longo da PA está associado à redução da força dos ventos de oeste. Eles sugerem que, quando o fluxo de ventos de oeste circumpolares está enfraquecido, o efeito bloqueador da barreira orográfica da PA pode ser reduzido, resultando em menos precipitação na região ocidental da PA.

---

<sup>5</sup> A relação entre acumulação e elevação foi investigada por vários trabalhos; Muszynki e Birchfield (1985) e Fortuine e Oerlemans (1990) encontraram através de análise de regressão linear que a inclinação da encosta, a forma da superfície e a pressão de vapor livre saturado da atmosfera, foram as variáveis mais importantes para a precipitação (King e Turner, 1997).

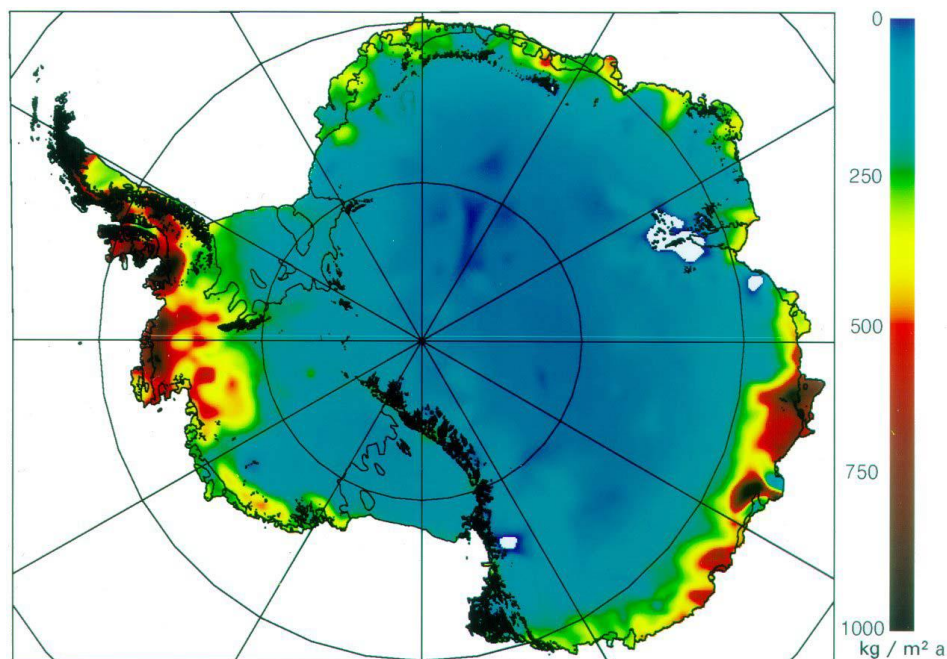


Figura 1.8 – Acumulação anual de neve na Antártica ( $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$ ). FONTE: SCAR, (2009).

A acumulação de neve, também referida como balanço de massa de superfície, é a principal fonte para a formação das camadas de gelo na Antártica. É o resultado líquido da precipitação (neve), sublimação/evaporação/deposição, processos de “*deriva*” da neve, e derretimento (SCAR, 2009). A queda da neve é influenciada em primeira ordem pela orografia antártica. Assim, a maior parte dessa precipitação ocorre ao longo das costas íngremes, causada por ciclones extratropicais (CE) que circundam a periferia do continente (SCAR, 2009).

Bromwich (1988) descreve a taxa de acumulação de neve ( $B$ ) através da seguinte fórmula:

$$B = P - E - \nabla \cdot Q - R \quad (1)$$

Onde  $P$  é a taxa de precipitação;  $E$  a taxa de evaporação líquida;  $Q$  é o fluxo horizontal de “flutuabilidade” da neve; e  $R$  é a taxa de escoamento da água de derretimento.

### 1.3.2 Oceano Austral e a cobertura de gelo marinho

O Oceano Austral (OA) desempenha um importante papel em elementos meteorológicos e climáticos das altas e médias latitudes do HS pelo fluxo de troca de energia e umidade que ocorrem entre a superfície do oceano e as baixas camadas da atmosfera.

O OA encontra-se na periferia do continente Antártico, onde o circunda num giro no sentido horário, formando a Corrente Circumpolar Antártica (CCA), a maior e mais rápida corrente oceânica do planeta. Interliga as bacias dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico sem nenhuma barreira geográfica (Rasmussen e Turner, 2003; Simões *et al.*, 2011). O OA cobre uma área de  $77 \times 10^6 \text{ km}^2$  ou 22% da área total dos oceanos do mundo. Seu limite sul é o próprio continente antártico e seu limite norte é a Frente Polar Antártica (FPA) [Figura 1.9], que se encontra entre as latitudes de 47/61°S (tem sua localização mais ao sul

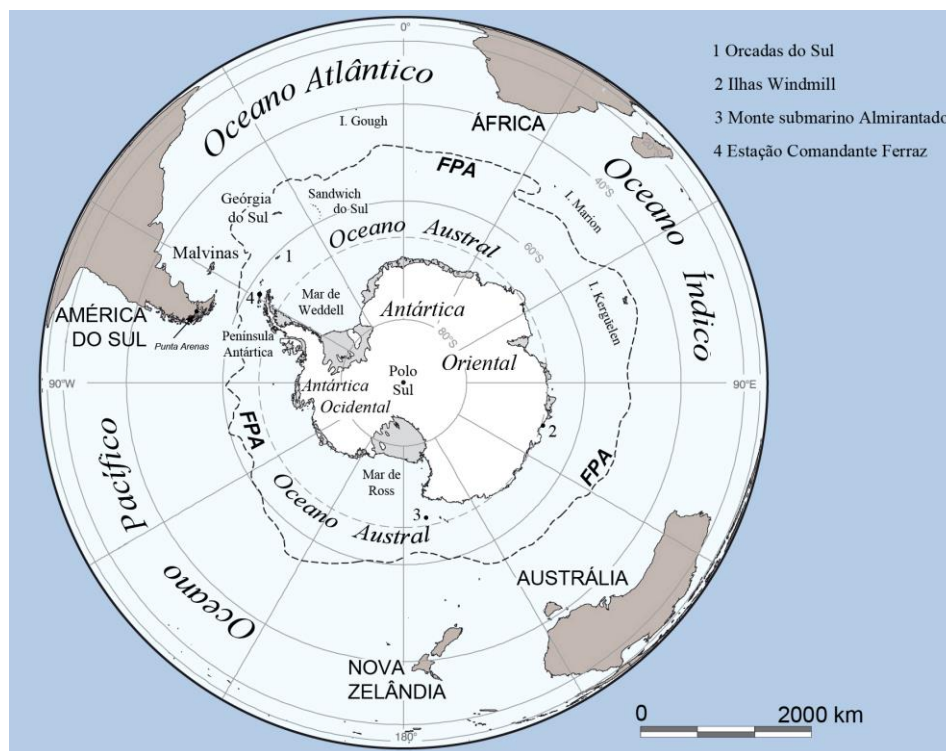


Figura 1.9 – Localização do Oceano Austral e limite da Frente Polar Antártica (FPA).  
 FONTE: Simões *et al.* (2011).



sobre o mar de Bellingshausen e estreito de Drake) e marca o encontro das águas frias circumpolares com as águas mais amenas dos mares do norte. Caracteriza-se pelos fortes gradientes de densidade, salinidade e temperatura (King e Turner, 1997).

O gelo marinho é um dos principais elementos do ambiente marinho no OA, se estendendo a partir da costa do continente até a latitude aproximada de 55°S no inverno (em alguns setores). Atinge sua extensão máxima ( $19,3 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) no final do inverno/primavera (setembro/outubro) e a extensão mínima ( $2,7 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) no final do verão (fevereiro/março) [Figura 1.10a, b] (King e Turner, 1997; NSIDC, 2012), sendo um dos elementos de maior variabilidade sazonal no Planeta.

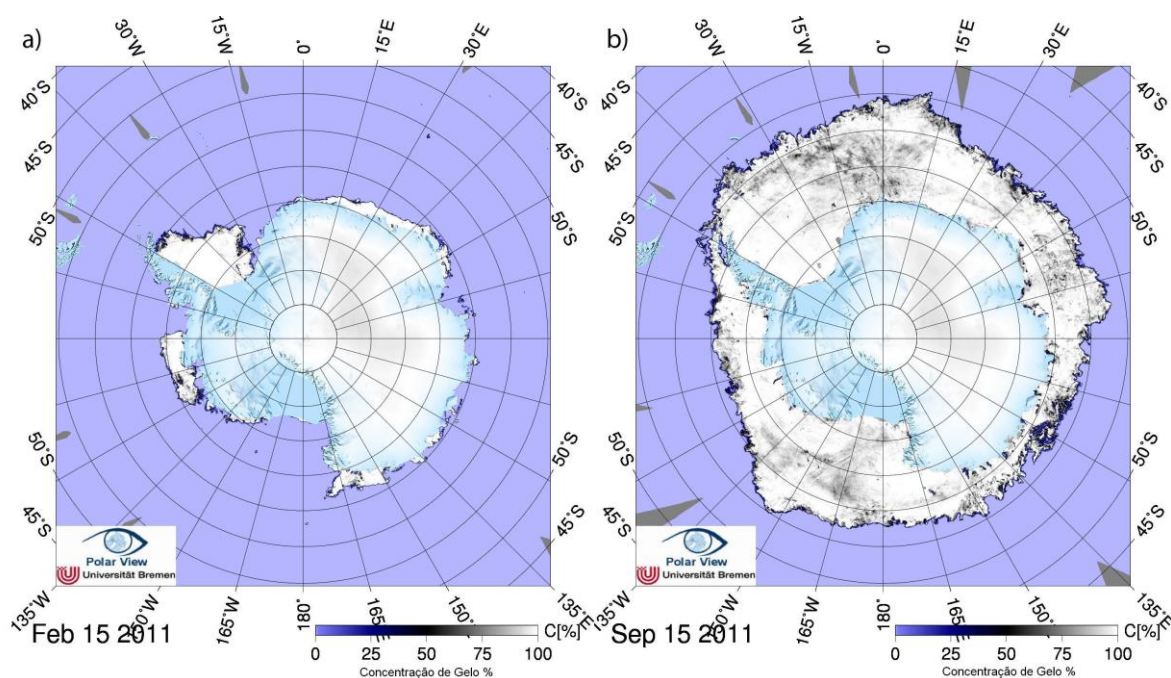


Figura 1.10 – Imagens mostrando a variabilidade sazonal da cobertura gelo marinho para ano de 2011 na Antártica, para o mês de fevereiro (a) que possui a menor extensão anual e setembro (b) que tem a maior extensão. FONTE: Spreen *et al.* (2008), *University of Bremen* [<http://www.iup.uni-bremen.de:8084/amsr2/>].

O gelo marinho forma-se a partir do congelamento da água superficial do mar com temperatura  $\sim -1,83^\circ\text{C}$  (dependendo da salinidade). Quando se forma o cristal de gelo, o sal é liberado para a água, elevando a salinidade e densidade das águas no entorno. Segundo Simões (2004), as etapas de formação do gelo marinho são: *gelo frazil*; *gelo oleoso*; *nilas* e *gelo panqueca*. Atinge uma espessura média anual de 0,5 m, pois a maioria

do gelo marinho antártico que se forma no inverno descongela no verão (gelo jovem) [exceto no mar de Weddell, onde o gelo pode permanecer sem derreter por mais de um ano], não atingindo a espessura do Ártico onde chega a 3,5 m (gelo velho), pois lá o mar pode permanecer congelado por vários anos em alguns setores (King e Turner, 1997).

A extensão e concentração da cobertura de gelo marinho dependem de muitos parâmetros atmosféricos e oceanográficos, incluindo as correntes oceânicas, a temperatura e salinidade das camadas superiores do oceano, a circulação atmosférica e a temperatura do ar. Ciclones sinóticos individuais podem causar mudanças no posicionamento do limite norte do gelo e também afetar sua concentração, assim como a variabilidade climática proporcionada pelo fenômeno ENOS, pelo SAM e pela OCA (King e Turner, 1997).

Por outro lado, o gelo marinho desempenha um importante papel no sistema climático da Antártica através da modificação no balanço de radiação, energia e processos de troca de massa entre oceano/atmosfera. Um dos seus maiores efeitos é alterar o albedo sobre a superfície do oceano, de modo que afeta a quantidade de energia solar que pode ser absorvida pela água. O albedo em um oceano sem gelo marinho é normalmente entre 10-15%, proporcionando maior absorção de radiação de ondas curtas do Sol nas camadas superficiais. Enquanto que o albedo em oceano coberto por gelo marinho pode ser de 90% (quando coberto por neve recém precipitada) (King e Turner, 1997).

Portanto, a variabilidade do gelo marinho tem um efeito adicional sobre o balanço de energia da superfície do oceano ao isolar sua camada superior e impedir a troca de energia e umidade entre oceano/atmosfera. Este fato afeta a formação de nuvens, a instabilidade da atmosfera e, conseqüentemente, a precipitação. Estudos usando modelos numéricos sugerem que a redução da extensão de gelo marinho pode produzir mudanças no clima da Antártica.

O setor oeste da PA tem sofrido significativo decréscimo da extensão de gelo marinho desde 1970 (Figura 1.11) (Massom *et al.*, 2008; SCAR, 2009), sendo dessa maneira um aspecto relevante a se considerar, pois o fluxo atmosférico predominante na região é de oeste/leste, e elementos climáticos como a precipitação e temperatura podem ser afetados por essa variabilidade (principalmente no setor a barlavento da PA).

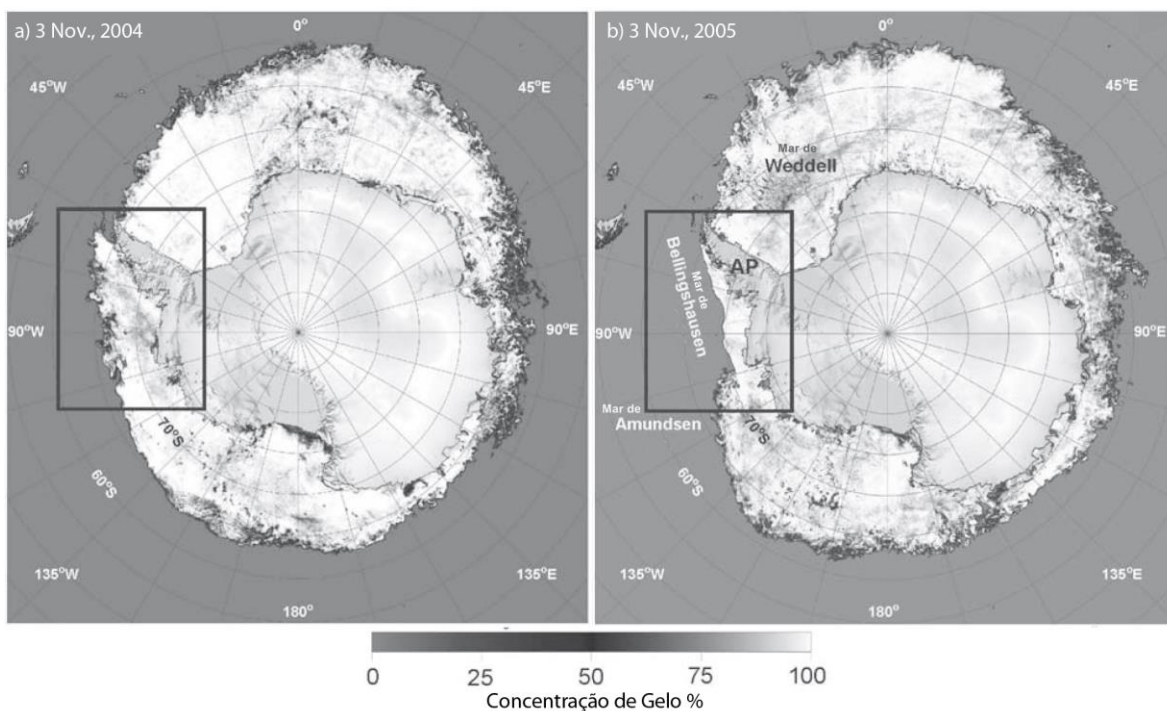


Figura 1.11 – Mapa mostrando a variabilidade da cobertura de gelo marinho na Antártica para (a) Novembro de 2004 e (b) Novembro de 2005 (Destaque para o mar de Bellingshousen). Proveniente da NASA Aqua AMSR-E. FONTE: Modificado de Massom *et al.* (2008).

#### 1.4 O registro dos testemunhos de neve e gelo

Os testemunhos de gelo (*ice cores*) retêm sinais físico/químicos na neve, *firn*<sup>6</sup> e gelo, que podem ser usados para determinar um amplo leque de condições paleoclimáticas e paleoambientais nas regiões polares (Abram *et al.*, 2011). O estudo de testemunhos de gelo prove uma gama de informações ambientais, por exemplo: *a quantidade de precipitação, temperatura do ar, composição atmosférica (incluindo a composição gasosa da atmosfera, partículas solúveis e insolúveis), ocorrência de erupções vulcânicas, variabilidade na atividade solar*, entre outras (Bradley, 1999). Segundo Simões *et al.* (2004), estudos da variabilidade de isótopos estáveis e composição iônica da neve, *firn* e

<sup>6</sup> *Firn* - Estágio intermediário entre a neve e o gelo. O limite entre a neve e o *firn* não é bem definido, geralmente é identificado por características tais como cristais soldados uns aos outros, mas onde ainda persiste a conexão dos espaços intergranulares (ou seja, ainda é permeável). O limite *firn* – gelo, por sua vez, é marcado pelo fechamento da conexão entre os poros e ocorre quando a densidade atinge  $0,83 \text{ g cm}^{-3}$  (Simões, 2004).

gelo são uma das melhores ferramentas em paleoclimatologia, fornecendo informações das condições climáticas em diferentes escalas de tempo (sazonal a centenas de milhares de anos).

A composição dos testemunhos de gelo tem ligação direta com mudanças físico-químicas atmosféricas. Eles contêm registros da variabilidade de gases (dióxido de carbono, metano, óxido nitroso) no passado recente a até 800.000 anos. São obtidos pela perfuração vertical de camadas de *neve-firn-gelo*, e sua idade dependerá da profundidade de perfuração e da taxa de acumulação anual de neve no local.

As regiões polares, em virtude de sua localização geográfica e condições climatológicas, são relevantes para vários estudos ambientais, pois elas se encontram longe dos continentes (local fonte de material biogênico, poeira e emissões antropogênicas). Dessa maneira, a Antártica e o Ártico são as regiões mais limpas de seus hemisférios (Legrand e Mayewski, 1997). Também, devido a suas condições climáticas proporcionadas pelo ciclo sazonal bem marcado pela longa noite polar, com temperaturas muito baixas, atmosfera seca, quase ausência de reações fotoquímicas e diminuição da velocidade das reações químicas, possibilitam a reconstrução da química da atmosfera e variabilidade climática do passado da Terra, de alguns milhares de anos (Legrand e Mayewski, 1997).

Durante a precipitação, os cristais de neve carregam consigo os elementos que constituem a atmosfera, incluindo os aerossóis, impurezas solúveis e insolúveis. Essas impurezas são introduzidas na atmosfera (como o sal marinho e poeira) transportadas pelo vento do mar ou superfícies continentais, ou são produzidas dentro da atmosfera durante a oxidação de gases traço (do ciclo do nitrogênio, enxofre, e carbono) (Legrand e Mayewski, 1997).

Com a deposição da neve, ano após ano, ela se transforma lentamente em gelo devido à compactação progressiva de seus poros. Esse metamorfismo ocorre na parte superior da geleira e envolve três processos: empacotamento e fixação (dos cristais de neve); processos termodinâmicos; e deformação sobre “carga” da neve. Essa transformação gradual *neve/ firn /gelo* ocorre quando o *firn* é recoberto por subseqüentes acumulações de neve, a densidade aumenta e os espaços entre os cristais são reduzidos por mecanismo de empacotamento e deformação plástica (Figura 1.12), até a densidade atingir  $0,91 \text{ g cm}^{-1}$  (gelo) (Bradley, 1999; Simões *et al.*, 2011). Essa transformação é responsável por

aprisionar no gelo bolhas de ar e também partículas sólidas, aerossóis e outras impurezas (Simões *et al.*, 2011). O processo leva entre dezenas e milhares de anos, dependendo da quantidade de neve que precipita no sítio. Conseqüentemente, a idade do ar aprisionado no gelo será mais jovem em comparação com o próprio gelo e seu conteúdo de poeira e aerossóis (Raynaud e Lorius, 2004).

Um dos maiores problemas em estudos de testemunho de gelo é sua datação. Então, o estabelecimento de cronologias confiáveis é o primeiro passo para o estudo glacioquímico. Diferentes métodos são utilizados para se determinar à escala de tempo do testemunho, dependendo da precisão requerida, do período de tempo e da localização do testemunho (taxa de acumulação anual). Esses, incluem estudo da estratigrafia do gelo, horizontes de referência, decaimento radioativo de alguns radionuclídeos e comparação

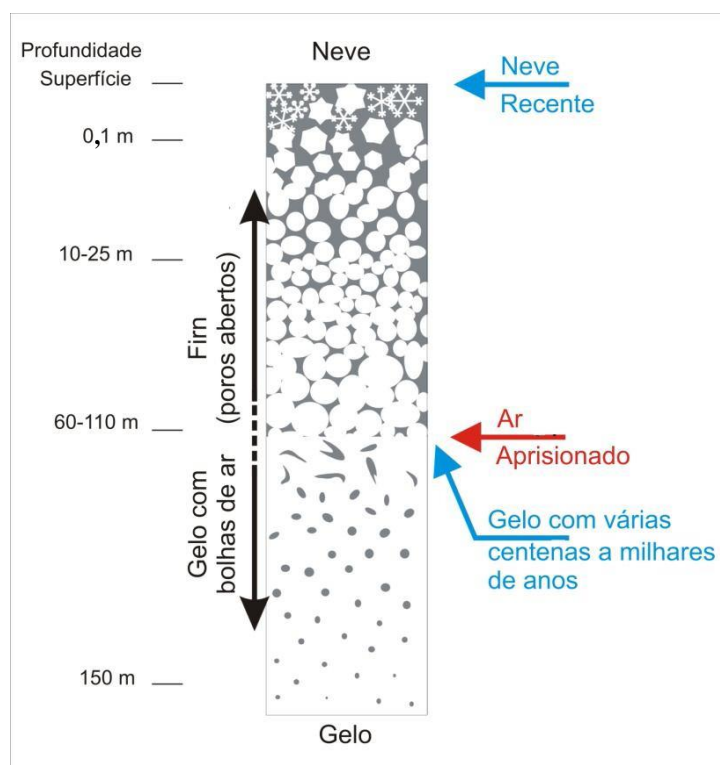


Figura 1.12 – Esquema mostrando o metamorfismo da neve com a profundidade. FONTE: Center for Ice and Climate, *University of Copenhagen* [<http://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/>].

com outros registros (Legrand e Mayewski, 1997). A datação das camadas de gelo baseada na sazonalidade do conteúdo de isótopos estáveis tem sido utilizada em vários testemunhos de gelo. As razões  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  e  $^2\text{H}/^1\text{H}$  tem destaque em estudos paleoclimáticos (Bradley, 1999).

O peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) também tem sido empregado, pois é um dos mais claros marcadores sazonais em testemunhos de gelo devido ao predomínio de fotoquímica no verão (Legrand e Mayewski, 1997). O  $\text{H}_2\text{O}_2$  é o principal oxidante na baixa atmosfera e tem um importante papel na química atmosférica (Anklin, 1997). Também é um importante radical reservatório e contribui para a capacidade de oxidação da atmosfera juntamente com o radical hidróxido (OH) e ozônio ( $\text{O}_3$ ) (Frey, 2006).

## **1.5 A área de trabalho: Platô Detroit**

### **1.5.1 Localização**

O Platô Detroit encontra-se ao norte da Península Antártica na região denominada Península Trinity ( $64^\circ 05' 07''\text{S}$ ,  $59^\circ 38' 42''\text{O}$ ; 1.937 m a.n.m.) [coordenadas do sítio de perfuração do testemunho de gelo utilizado neste trabalho] (Figura 1.13).

### **1.5.2 Oceanografia**

A Península Antártica é uma barreira para o fluxo oceânico do Oceano Austral. Em sua costa oeste encontra-se o mar de Bellingshausen, a norte a passagem de Drake e a leste o mar de Weddell. Dessa maneira, seu clima tem significativa influência marítima. A variabilidade de gelo marinho no OA tem um importante papel em muitos processos meteorológicos e causa grande impacto na climatologia marítima e costeira, (King e Turner, 1997).

Como o fluxo atmosférico e oceânico predominante na região é de oeste para leste, a variabilidade sazonal intranual e interanual da extensão de gelo marinho no setor oeste da

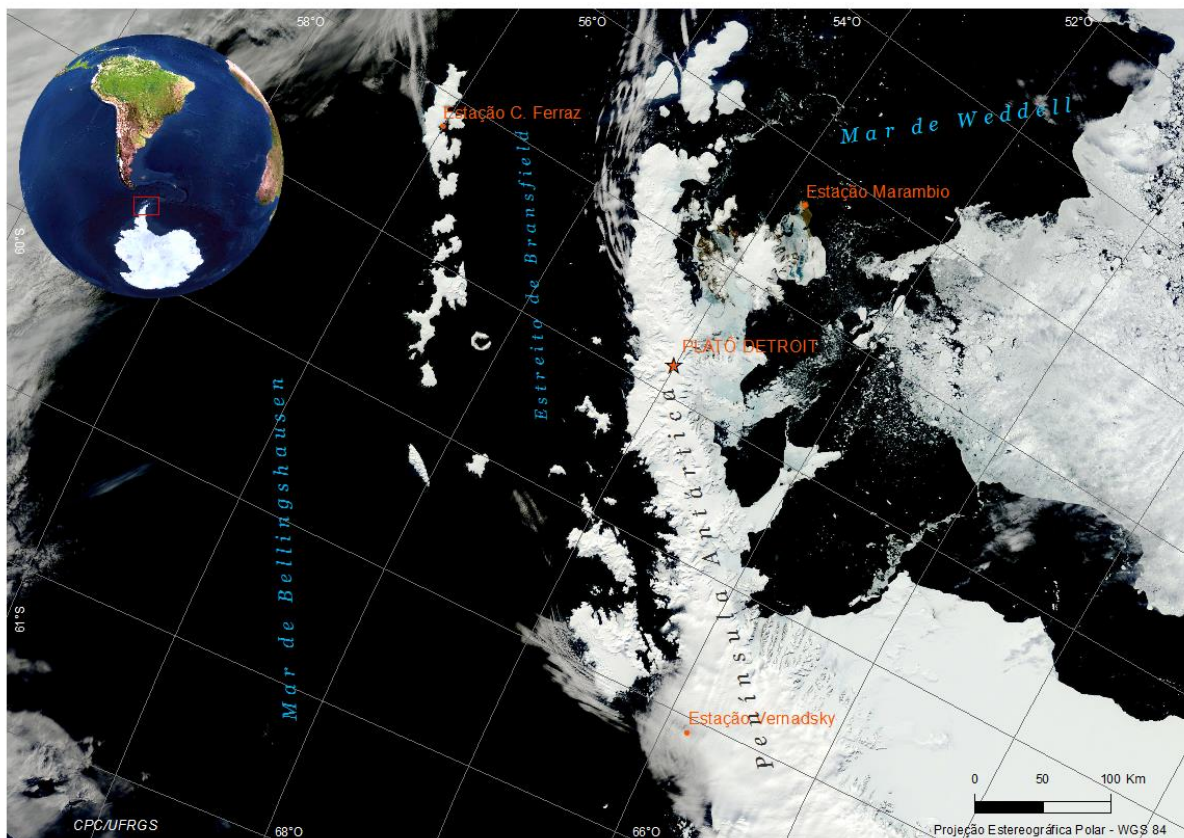


Figura 1.13 – Carta imagem do norte da Península Antártica. Imagem do Sensor Terra – MODIS (15/11/2010). FONTE: NASA.

PA pode influenciar em alguns elementos do clima sobre a PA, como a quantidade de precipitação, umidade e também na variabilidade da temperatura média do ar.

### 1.5.3 Glaciologia

O embasamento rochoso na região da PA é composto principalmente por rochas vulcânicas e plutônicas do Mesozóico (251–65 Ma) e Cenozóico (65 Ma ao presente) (Simões *et al.*, 2011) esse embasamento é coberto por gelo. Essa camada de gelo na PA diferencia-se da que cobre a Antártica Oriental e Ocidental, pois é menos espessa e mais estreita, formando geleiras do tipo alpina ou de vale (SCAR, 2009). São geleiras classificadas como do tipo “temperada” (tem sua temperatura na base próximas do ponto de fusão por pressão). Por estar localizada também mais ao norte e ter, conseqüentemente, temperaturas mais altas (principalmente no verão), tem seu escoamento e fusão acelerados

em relação às regiões continentais da Antártica (SCAR, 2009). As geleiras da PA fluem para o mar de Weddell (leste) ou para o mar de Bellingshausen (oeste).

Como toda a massa de gelo, a cobertura glacial da PA formou-se pela acumulação de neve ao longo do tempo, resultado de um balanço de massa de gelo positivo na região (balanço de massa refere-se à diferença entre a *acumulação* e *ablação* em um dado período; Simões, 2004).

#### 1.5.4 Climatologia

A PA se comporta como uma barreira orográfica para o fluxo da média e baixa atmosfera, onde os ventos predominantes e ciclones extratropicais (CE) deslocam-se preferencialmente de oeste para leste (Figura 1.14) (King e Turner, 1997). Localiza-se na rota de ciclones extratropicais (oeste/leste) e é afetada durante todo ano por depressões atmosféricas do mar de Bellingshausen e da passagem de Drake (Turner e Pendlebury, 2004). Essas depressões trazem ventos fortes de norte e oeste, precipitação e mau tempo. A PA também é afetada por centros de alta pressão atmosférica associados a massas de ar frio austrais ou relativamente quente do norte (Aquino, 2009).

Devido a essa barreira física, o lado oeste da PA tem um clima marítimo e mais quente, pois está a barlavento do fluxo de oeste, que traz umidade e calor proveniente das latitudes médias do Pacífico Sudeste, e, por consequência, também está sujeito a maior precipitação do tipo orográfica.

Já a região do mar de Weddell, a leste da PA, a sotavento do fluxo de oeste, tem um clima mais continental e frio. Essa parte da PA é influenciada por massas de ar frio provenientes do sul, associadas ao centro de alta pressão existente no interior do continente. O fluxo de sul para norte é favorecido pela ocorrência de um centro de baixa pressão atmosférica semipermanente no mar de Weddell que drena ar frio do interior e por ventos catabáticos que se deslocam do Platô Antártico para a periferia do continente, originados pelo forte gradiente de pressão atmosférico e acentuada declividade existente entre o Platô Antártico e o Oceano Austral (King e Turner, 1997; Turner e Pendlebury, 2004). Além disso, está protegido da invasão de ar relativamente quente do norte e de oeste pela barreira orográfica proporcionada pela própria PA. Dessa maneira, ocorre um forte gradiente de



temperatura entre o oeste e leste da PA. As temperaturas médias em uma mesma latitude tendem a ser  $\sim 2^{\circ}\text{C}$  [ou até  $7^{\circ}\text{C}$  segundo Reynolds (1981)] mais elevadas no oeste da PA se comparadas com o seu lado leste (Marshall *et al.*, 2005).

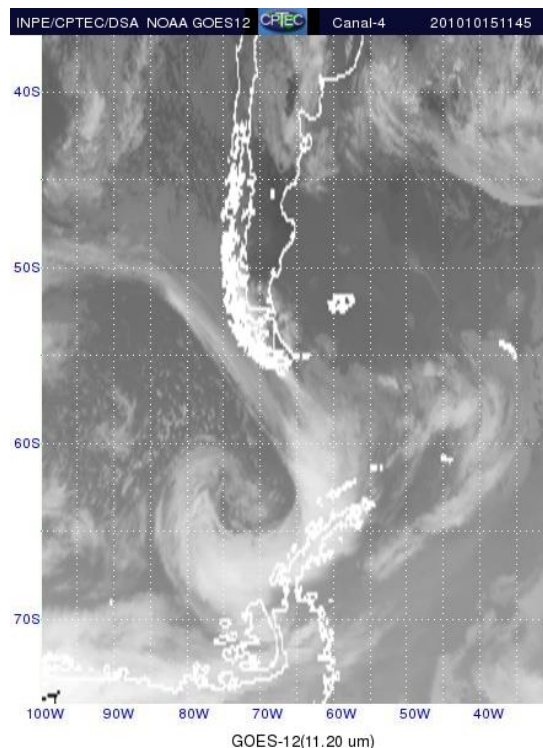


Figura 1.14 – Imagem de satélite da região da Península Antártica (15/10/2010), mostrando a passagem de um ciclone extratropical sobre a PA.  
 FONTE: INPE/CPTEC [<http://antartica.cptec.inpe.br/>].

Segundo Thompson e Solomon (2002); Kwok e Comiso (2002) *apud* Marshall *et al.* (2005), mudanças do gradiente de pressão atmosférica meridional associadas a uma fase positiva do SAM, influenciam o vórtice circumpolar e fortalecem os ventos de oeste na PA, aumentando o fluxo de calor nas partes ocidental e setentrional da PA. Esses mesmos autores sugerem que ventos mais fortes de oeste estão mais sujeitos a transpor a barreira orográfica proporcionada pela PA. Esse fluxo de oeste/leste sobre a PA causa um aquecimento pela compressão adiabática a sotavento da PA (leste) devido ao efeito *Föhn* (principalmente no verão) (Marshall *et al.*, 2005; Aquino, 2009), contribuindo também para uma maior aquecimento no lado oriental da PA.

Por outro lado, ventos de barreira no lado leste da PA, proporcionados por ventos catabáticos do interior do continente antártico, aliados à sua deflexão para o oeste (devido à influência do centro de alta pressão situado sobre o continente antártico), podem levar ar mais frio para a ponta da PA e região das ilhas Shetland do Sul (noroeste). Os ventos de barreira à leste da PA também podem propiciar o efeito *Föhn* no lado oeste da PA, ao transporem a barreira proporcionada pela península de leste/oeste (King e Turner, 1997).

O efeito bloqueador da orografia da PA, aliado ao constante fluxo atmosférico e de ciclones extratropicais na direção oeste/leste, propicia precipitação elevada no oeste e norte da PA (King e Turner, 1997; Marshall *et al.*, 2005).

## 2 – Fonte de dados e métodos

---

### 2.1 Introdução

Neste capítulo são apresentadas as técnicas, materiais e metodologias empregadas para a realização deste trabalho, utilizadas para se determinar: a taxa de acumulação de neve anual no Platô Detroit; a extensão média de cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen; a variabilidade do índice SAM; e a variabilidade meteorológica na estação Faraday/Vernadsky.

### 2.2 Determinação da taxa de acumulação de neve no Platô Detroit

A taxa de acumulação anual líquida de neve no Platô Detroit foi determinada pela análise de dados geoquímicos de um testemunho de gelo de 133 metros de profundidade coletado no verão de 2007/2008 (Figura 2.1), por uma equipe de pesquisadores, em um



Figura 2.1 – Acampamento Projeto CASA no Platô Detroit, Península Antártica (2007/2008). Fotografia do canto superior esquerdo mostra aeronave Twin-Otter da Força Aérea Chilena, usada para apoio nesse acampamento. Fotografia: Jefferson C. Simões.

projeto de colaboração internacional entre Brasil, Chile e EUA denominado CASA (*Climate of Antarctica and South América*).

Em dezembro de 2007 foi realizada expedição ao Platô Detroit ( $64^{\circ}05'07''S$ ,  $59^{\circ}38'42''O$ ; 1.937 m a.n.m.), onde foram perfurados dois testemunhos de gelo com 133 m e 22 m de profundidade (Figura 2.2a). Os resultados apresentados neste trabalho são referentes a análises realizadas no testemunho de 133 m (DP-07-1). Em campo, esse testemunho foi cortado em secções de aproximadamente 1 m cada, que tiveram determinada sua densidade (Figura 2.2b). Posteriormente, elas foram preparadas para transporte até o *Climate Change Institute* (CCI), Maine, EUA, onde foram armazenadas em câmara fria a  $-19^{\circ}C$ .

Em laboratório, as secções do testemunho passaram por um sistema limpo de derretimento contínuo, aclopado a um separador *Gilson Liquid Handler autosampler*, ambos instalados dentro de uma sala limpa classe 1000. As principais análises realizadas visaram à determinação do conteúdo iônico, elementos traços e razões de isótopos estáveis. Análises quantitativas e qualitativas dos elementos traços presentes nas secções do testemunho foram realizadas por um sistema *Thermo Electron Element ICP-MS* (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*) (Alencar, A. S. *et al.*, 2008). Os resultados dessas análises fogem ao escopo dessa dissertação e são relatados em outros trabalhos (Carlos, 2012).

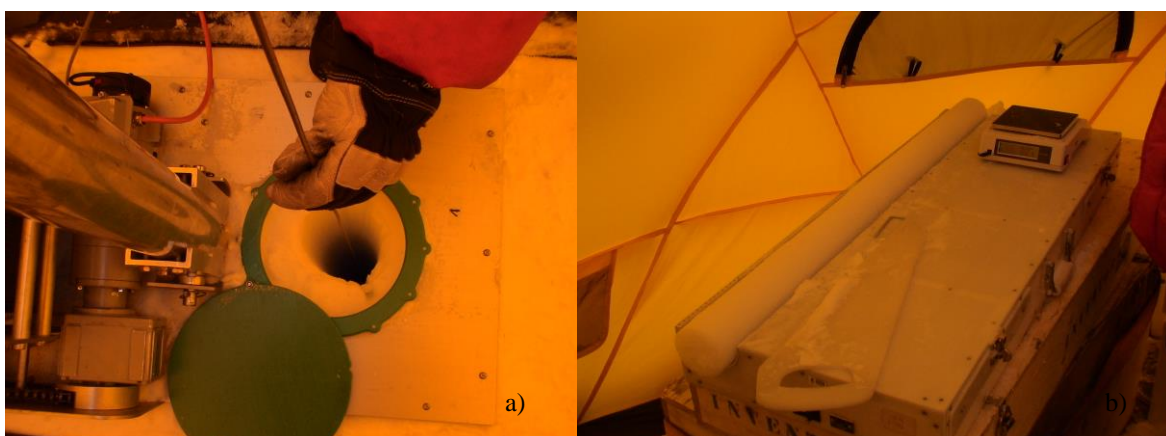


Figura 2.2 – Perfuração do testemunho de gelo (a), testemunho cortado em secção de 1 m (b).  
FONTE: Jefferson C. Simões.

Para determinação da quantidade de peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) no testemunho de gelo foi usado o método de varredura fluorescente (descrito na secção 2.2.2).

As amostras de 1 m, em laboratório, foram subdivididas em secções de aproximadamente 0,1 m, totalizando 989 amostras até a profundidade de 98 m (utilizada neste trabalho).

A partir dos dados geoquímicos (de peróxido de hidrogênio,  $H_2O_2$ ) das amostras na neve, *firn* e gelo (Figura 2.3) determinamos a variabilidade sazonal (verão-inverno) (detalhado na próxima secção) e conseqüentemente o período do testemunho.

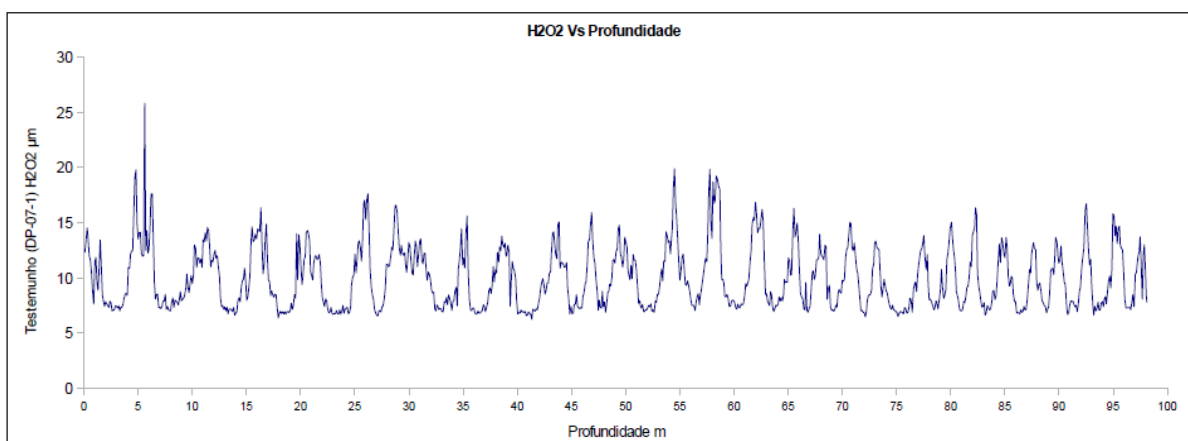


Figura 2.3 – Relação entre peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) [ $\mu M$  (micro mol/litro)] e profundidade do testemunho (DP-07-1).

Para determinarmos a taxa de acumulação líquida anual, calculamos a espessura do testemunho em equivalente água, que é a medida da quantidade de água contida no pacote de neve se ela fosse derretida, pela fórmula abaixo:

$$\text{Equivalente água} = \frac{\text{profundidade da neve ou gelo (m)} \times \text{densidade da neve ou gelo (kg m}^{-3}\text{)}}{\text{densidade da água (kg m}^{-3}\text{)}} \quad (2)$$

Depois de determinada a variabilidade sazonal, datado o testemunho de gelo com base nos dados do peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) e calculada a espessura do testemunho em equivalente d'água, chegamos à taxa de acumulação líquida anual no Platô Detroit, com auxílio do programa planilha eletrônica *Excel*.

### 2.2.1 Química do peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) na neve *firn* e gelo

O peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) ou ( $HO_2H$ ) é preservado nas regiões polares na neve, *firn* e gelo com uma amplitude de registro bem marcada, com um mínimo no inverno e um máximo no verão (Anklin e Bales, 1997; Frey *et al.*, 2005), sendo desta maneira um excelente parâmetro para datação de testemunhos de gelo (Frey *et al.*, 2005).

Os primeiros trabalhos relatando a presença de  $H_2O_2$  na atmosfera remontam ao século XIX, quando Schöne (1874) analisou água da chuva e neve e encontrou  $H_2O_2$  presente em concentrações que variavam de 1 para 30  $\mu M$  (micro mol/litro). Posteriormente, no século XX, no início dos anos de 1970, vários autores (Purcell e Cohen, 1967; Bufalini *et al.*, 1971; Demerjian *et al.*, 1974) relataram a produção de  $HO_2$  e  $H_2O_2$  como resultado de foto-oxidação de formaldeído e de hidrocarbonetos na presença de óxido e dióxido de nitrogênio ( $NO_x$ ) (Gunz e Hoffmann, 1990).

A primeira medição de  $H_2O_2$  documentada em amostras de *firn* e gelo foi proveniente de testemunhos de gelo da Antártica, perfurados nos sítios *Byrd* (1968–69) e Polo Sul geográfico (1981–82). A forte sazonalidade do  $H_2O_2$  com ocorrência máxima no verão e mínima no inverno (Figura 2.4) durante a noite polar (já que a fonte predominante do  $H_2O_2$  atmosférico é de origem fotoquímica (Frey *et al.*, 2005)), é um bom parâmetro para datação de testemunhos de gelo. Foi primeiramente documentado e datado em testemunho de gelo proveniente da *Siple Station*, oeste da Antártica, perfurado no verão de 1983–84 (Frey *et al.*, 2005).

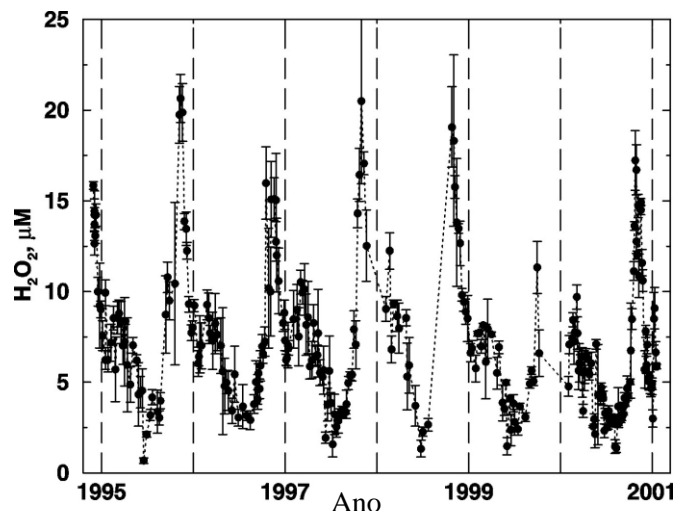


Figura 2.4 – Peróxido de hidrogênio ( $H_2O_2$ ) no Polo Sul geográfico.  
 FONTE: McConnell e Bales (2001).

O  $H_2O_2$  é o principal oxidante na baixa atmosfera e tem um importante papel na química atmosférica (Anklin e Bales, 1997). Também é um importante radical reservatório e contribui para a capacidade de oxidação da atmosfera, juntamente com o radical hidróxido (OH) e ozônio ( $O_3$ ). É o principal dissipador do radical  $HO_2$  na fase gasosa e para o dióxido de enxofre ( $SO_2$ ) na fase aquosa.

Também é um importante elemento “traço” constituinte da neve e gelo. Na zona fótica da neve, o  $H_2O_2$  realiza fotólises para formar o radical hidroxila (OH), que oxida compostos orgânicos na neve e provavelmente forma uma variedade de espécies voláteis que podem ser emitidos para a atmosfera (Hullar *et al.*, 2012).

Perdas pós-deposicionais são maiores com temperaturas elevadas e decrescem com o aumento da taxa de acumulação de neve. A captação de  $H_2O_2$  na superfície é maior em ambientes com temperaturas baixas. Na presença da luz solar, vapor de água e ozônio ( $O_3$ ), o radical OH de curta duração é produzido e convertido em radicais de peróxido através da oxidação do CO,  $CH_4$  e hidrocarbonetos de metano (Frey, 2006). Com um tempo de vida muito curto, o radical OH não é preservado na neve e gelo. O  $H_2O_2$  é um “sumidouro” do OH e, por isso, o  $H_2O_2$  é preservado na neve polar *firm* e gelo.

Os hidroperóxidos são normalmente considerados como produtos secundários fotoquímicos. A geração de hidroperóxidos na fase gasosa é afetada pelos níveis de

componentes químicos, tais como  $\text{NO}_x$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ , e hidrocarbonetos não metânicos (Figura 2.5). Parâmetros meteorológicos, como a radiação solar, a concentração de vapor d'água, temperatura e pressão atmosférica também influenciam na química do hidroperóxido em sua fase gasosa. O principal hidroperóxido na fase gasosa (peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) [ $\text{HOOH}$ ]) é produzido através da combinação bimolecular do  $\text{HO}_2$  (Lee *et al.*, 2000):



$\text{HO}_2$  são radicais primeiramente produzidos da fotólise do  $\text{O}_3$  seguido por reações com o  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}$ .

Dois fatores são relevantes na preservação do  $\text{H}_2\text{O}_2$  nas camadas de neve/*firn*: (1) espécies depositadas como  $\text{H}_2\text{O}_2$  podem mover-se entre a atmosfera e a neve/*firn* até que a matriz esteja suficientemente vedada; (2) as camadas de neve/*firn* podem ser importantes fontes ou dissipadoras de peróxido de hidrogênio, devido a processos físicos ou à fotoquímica, que influenciam concentrações locais. Quando se considera o “pacote” de

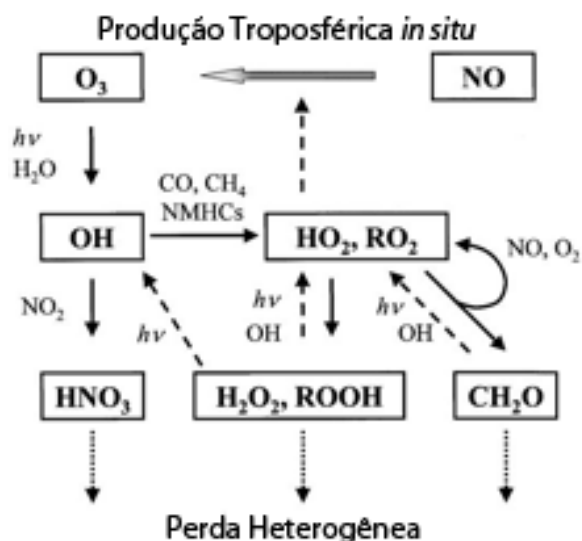


Figura 2.5 – Simplificação da química do  $\text{H}_2\text{O}_2$  troposférico. Reação de fotólise é indicada por  $h\nu$ .  
FONTE: Modificado de Lee *et al.* (2000).



neve sobrejacente à camada limite da atmosfera, a maioria do  $\text{H}_2\text{O}_2$  está presente na neve depositada. Embora o  $\text{H}_2\text{O}_2$  presente na camada de neve/*firn* possa mover-se dentro da camada e para a atmosfera, esse processo é lento, requerendo semanas para que a concentração de  $\text{H}_2\text{O}_2$  na neve/*firn* se ajuste ao  $\text{H}_2\text{O}_2$  atmosférico. Mesmo muito perto da atmosfera, o peróxido de hidrogênio não tem tempo para equilibrar-se com a concentração atmosférica antes das subsequentes deposições de neve (Hullar *et al.*, 2012).

### 2.2.2 Medições da concentração de $\text{H}_2\text{O}_2$ no testemunho do Platô Detroit

Uma grande variedade de técnicas analíticas para medição do  $\text{H}_2\text{O}_2$  e hidroperóxidos orgânico nas fases aquosa e gasosa foram desenvolvidas e testadas. Métodos químicos úmidos envolvem a formação de Ti(IV) complexo e do luminol quimiluminescência (Gunz e Hoffmann, 1990). Frey *et al.* (2005) determinaram a quantidade de  $\text{H}_2\text{O}_2$  através da detecção do sinal de fluorescência a partir do “dímero” formado após reação enzimática dos peróxidos. Hullar *et al.* (2012), determinaram a concentração de peróxido de hidrogênio através do método HPLC de derivação de fluorescência pós-coluna de Kok *et al.* (1995) *apud* Hullar *et al.* (2012).

A determinação da quantidade de peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) no testemunho (DP-07-1) do Platô Detroit, segundo o Sr. Mariusz Potocki, da Universidade do Maine, EUA (informação escrita), seguiu a metodologia descrita abaixo.

Foram utilizadas amostras de neve, *firn* e gelo derretidas através do sistema de derretimento contínuo. Posteriormente, foi usado o método de varredura fluorescente. Para isso, foram necessário dois filtros (excitação em 320 nm e emissão a 420 nm), usando o “*Fluoroskan Ascent Microplate Fluorometer*” com placas pretas. Também foi necessário um reagente/ativador (ROOH) para ativar o  $\text{H}_2\text{O}_2$  na amostra (2 partes da amostra para 1 parte de ROOH), e  $\text{H}_2\text{O}_2$  líquido padrão para comparar os níveis e calibrar as amostras.

## 2.3 Variabilidade do gelo marinho

A variabilidade sazonal intranual e interanual da extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (entre 60° e 130° longitude) a oeste da PA é um fator

relevante a considerar, já que a circulação predominante é de oeste para leste nessas latitudes (conforme já citado).

### 2.3.1 Mares de Amundsen e Bellingshausen

Os mares de Amundsen ( $100^{\circ}$  e  $130^{\circ}$ O) e Bellingshausen ( $60^{\circ}$  e  $100^{\circ}$ O) encontram-se no Oceano Austral (OA) na região adjacente ao sudeste do Pacífico Sul, ao sul dos  $65^{\circ}$ S (Figura 2.6). Os seus limites são o Monte Siple (MS) ( $130^{\circ}$ O) e a Península Antártica (PA) e, por convenção, mais uma pequena porção a leste da PA, no mar de Weddell, até atingir a longitude de  $60^{\circ}$ O (Jacobs e Comiso, 1996).

Segundo Jacobs e Comiso (1996), dados de satélite revelam uma diminuição de 20% na extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen nas duas décadas posteriores ao ano de 1973. Já as temperaturas da superfície do ar a oeste da PA, no mesmo período, tiveram um aumento de  $\sim 0,5^{\circ}\text{C}$  desde a metade da década de 1940.

Em 1993 foi registrado o maior decréscimo na extensão de gelo marinho observado no mar de Bellingshausen. Essa retração foi fortemente correlacionada com temperaturas da superfície do ar na costa oeste da Península Antártica. O declínio da extensão de gelo

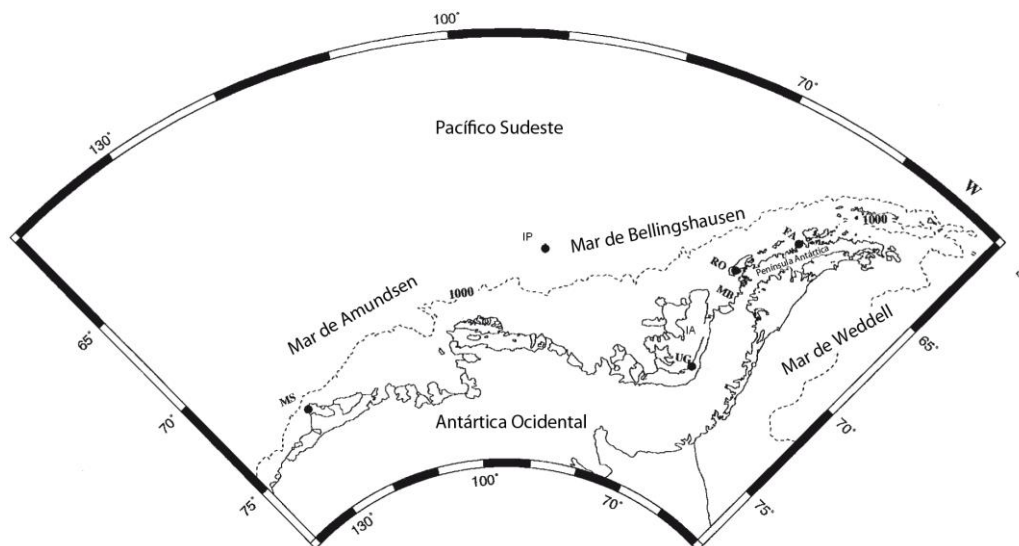


Figura 2.6 – Limites dos mares de Amundsen e Bellingshausen no Oceano Austral. Monte Siple (MS) e Península Antártica. A linha pontilhada mostra a curva batimétrica de 1000 m, (IP) é a ilha Peter I, (IA) a ilha Alexandre e (FA) a Estação Faraday. FONTE: Modificado de Jacobs e Comiso (1996).

marinho coincide também com aumento de ventos do norte (e oeste) e crescimento da atividade ciclônica no OA. O ciclo (ritmo) de decréscimo de gelo marinho no mar de Bellingshausen também corresponde à fase de “pouco gelo” da *Onda Circumpolar Antártica* (OCA), que propaga-se ao redor da Antártica num período de 8/10 anos, no sentido oeste/leste, proporcionando expansão e contração regional de gelo marinho com período de 4/5 anos (Jacobs e Comiso, 1996; White, 1996; SCAR, 2009).

A variabilidade sazonal e intranual da extensão de gelo marinho também é determinada por fatores de larga escala, padrões climatológicos da atmosfera, temperatura e circulação oceânica. Em curta escala de tempo, mudanças na localização da borda do gelo marinho são controladas por mudanças na direção do vento associadas à passagem de sistemas de tempestade (Figura 2.7) (Masson *et al.*, 2008; Kwok e Holland, 2012).

Por estar localizada sobre o cinturão de baixa pressão circumpolar, a região dos dois mares sofre influência da atividade ciclônica proveniente do sudeste do Pacífico Sul. Os mares de Amundsen e Bellingshausen também sofrem influência da variabilidade climática por alterações no padrão de circulação atmosférica de larga escala, como os proporcionados

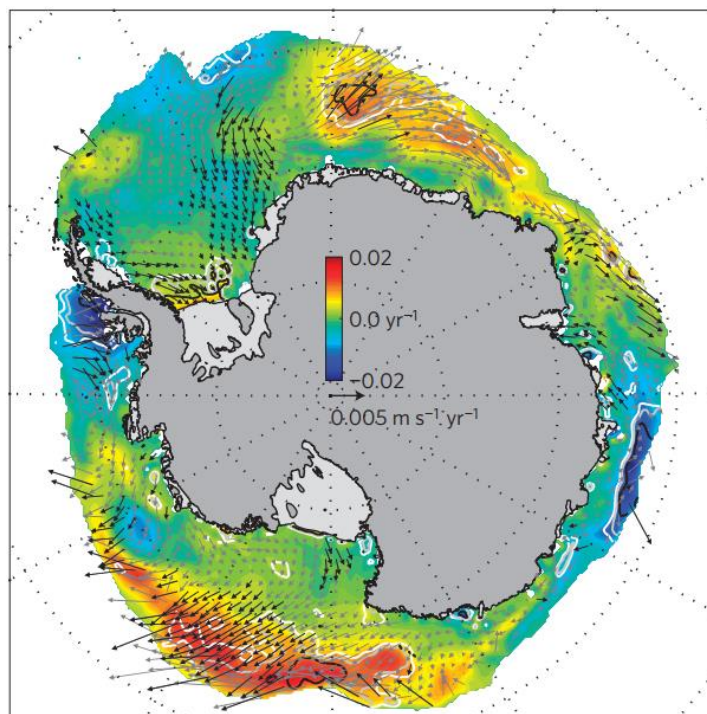


Figura 2.7 – Tendência do movimento do gelo marinho (vetor) e concentração de gelo marinho, na Antártica, Abril-Junho (1992–2010) [ $\text{m s}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ]. FONTE: Kwok e Holland (2012).

pelo fenômeno ENOS e índice SAM. A extensão de gelo marinho é um sensível indicador de variabilidade ou mudança climática na região (Masson *et al.*, 2008).

### 2.3.2 Fonte dos dados e determinação da variabilidade na extensão do gelo marinho

Os dados de cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (período 1981–2007) foram obtidos no NSIDC (*National Snow and Ice Data Center*) - EUA e no *Laboratory for Hydrospheric Processes at NASA Goddard Space Flight Center* (GSFC) [*Cryospheric Sciences*]- EUA. Esses dados são derivados dos sensores remotos da plataforma Nimbus-7 SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) [de novembro de 1978 a agosto de 1987] e da sequência de sensores do SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*) F8, F11 e F13 do DMSP (*Defense Meteorological Satellite Program*) [de agosto de 1987 em diante], ambos pertencentes à NASA–EUA. São fornecidos em malha na Projeção Estereográfica Polar com resolução espacial de 25 km x 25 km. Os dados oriundos dos sensores citados são armazenados e gerenciados no NSIDC [<http://nsidc.org>].

Esses produtos são oriundos da temperatura de brilho da superfície e são designados para prover uma série contínua da concentração de gelo marinho (fração, ou porcentagem do oceano coberto por gelo marinho). Para esse objetivo, é usado o algoritmo *NASA Team*, desenvolvido pelo GSFC (*Laboratory for Hydrospheric Processes at NASA Goddard Space Flight Center*) [<http://neptune.gsfc.nasa.gov/>].

A concentração de gelo marinho é calculada pela soma de cada elemento (pixel) da malha que tenha concentração de gelo marinho em pelo menos 15% de sua área. Esses dados incluem malhas diárias (SSM/I) e a cada dois dias (SMMR), fornecendo concentrações médias mensais do gelo marinho para as duas regiões polares (NSIDC, 2011).

Neste trabalho, para os meses de fevereiro e setembro, calculamos a extensão média de gelo marinho através de *shapefiles* (polígonos) da extensão média de gelo mensal (obtidos no NSIDC) usando o programa ArcGis 9.2. Para isso, os polígonos de extensão de gelo marinho (HS) foram primeiramente “recortados” para a área de interesse (entre 60° e 130°O), região dos mares de Amundsen e Bellingshausen. Posteriormente foi criado no

programa ArcGis 9.2 (ArcMap), um *geodatabase* onde foram “recalculadas” (com base nos polígonos obtidos no NSIDC) as áreas de extensão média de cobertura de gelo marinho nos meses de fevereiro e setembro no período (1981–2007), nos referidos mares (Figuras 2.8).

Os dados de médias anuais da extensão do gelo marinho utilizados nesta dissertação foram obtidos do próprio GSFC (*Laboratory for Hydrospheric Processes at NASA Goddard Space Flight Center*) [*Cryospheric Sciences*], que fornece em planilha a extensão e área (diária e mensal) de cobertura do mar congelado, setorizado para cada mar do oceano Austral e Ártico.

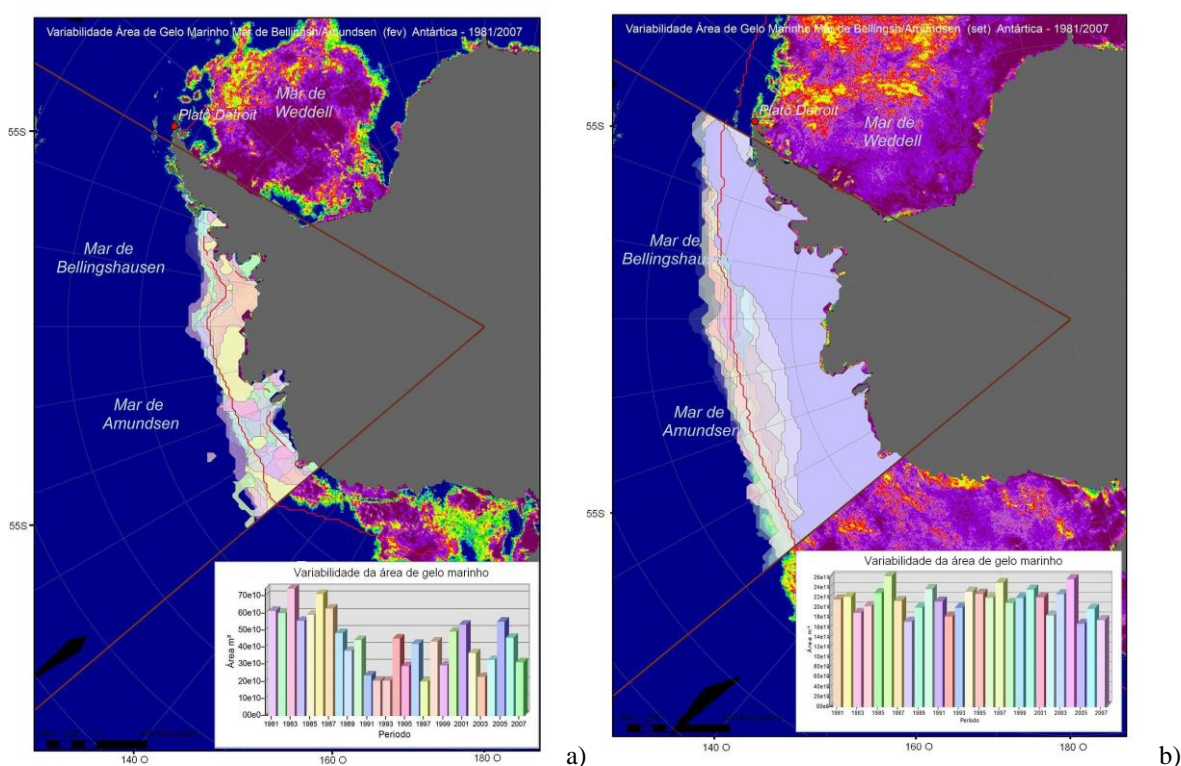


Figura 2.8 – Mapas da extensão média anual de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen no mês de fevereiro (a) e setembro (b). A linha vermelha indica a média mensal dos referidos meses (1979–2000). FONTE: Modificado a partir de imagem do Sensor Aqua AMSR-E - (Spreen *et al.*, 2008), *University of Bremen, Germany*.

## 2.4 O índice SAM

Mudanças no gradiente de pressão atmosférica no HS, associadas a uma fase positiva do SAM (principalmente no verão e outono) iniciada em meados de 1960, têm fortalecido o vórtice circumpolar e intensificado os ventos de oeste que circundam a Antártica e “colidem” sobre a PA (Figura 2.9) (Marshall *et al.*, 2005).

### 2.4.1 O índice SAM sobre a Península Antártica

Análises estatísticas realizadas por Kwok e Comiso (2002) e Thompson e Solomon (2002), revelam forte correlação entre o SAM e as temperaturas na região da Península Antártica.

Segundo Marshall *et al.* (2005), o aumento da temperatura média na PA está relacionado à intensificação do fluxo de ciclones extratropicais, um maior deslocamento de

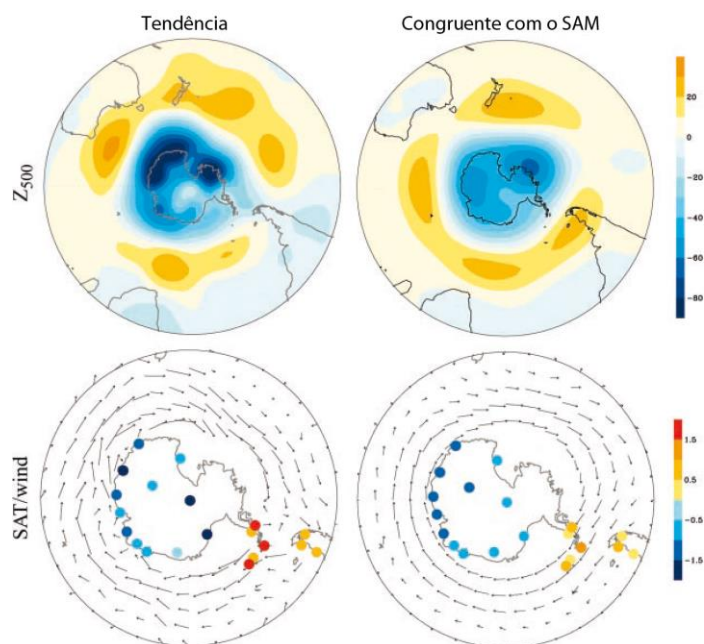


Figura 2.9 – Tendência de dezembro-maio (esquerda) e a contribuição do SAM para a tendência (direita). Topo, tendência linear em 500 hPa (1979–200). Embaixo, tendência linear na temperatura superficial (1969–2000) e tendência linear de vento em 925 hPa (1979-2000). FONTE: Thompson e Solomon (2002).

ar quente de norte para sul proveniente do sudeste do Pacífico Sul e maior intensidade nos ventos de oeste que estão relacionados a uma fase positiva do SAM. Esse aumento dos ventos de oeste nos meses de verão tem, também, contribuído para o colapso da porção norte da plataforma de gelo Larsen, a leste da PA (Marshall *et al.*, 2005).

No oeste da PA, sobre os mares de Amundsen e Bellingshausen, a força dos ventos de oeste associada com a alta do SAM no verão “força”, em direção ao sudoeste, a baixa climatológica circumpolar de  $\sim 65^{\circ}\text{S}$ ,  $83^{\circ}\text{O}$  para  $\sim 65^{\circ}\text{S}$ ,  $86^{\circ}\text{O}$ . Isso proporciona a migração para o sul da linha de tempestades (ACT) durante a intensificação do SAM no verão (Marshall *et al.*, 2005).

#### 2.4.2 Fonte dos dados

Dados de variabilidade do SAM foram obtidos a partir de observações meteorológicas de 12 estações localizadas entre  $40^{\circ}\text{S}$  e  $65^{\circ}\text{S}$  (Figura 2.10) e reanálises de dados de pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM), revisados e analisados por Marshall (2003) [<http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>].

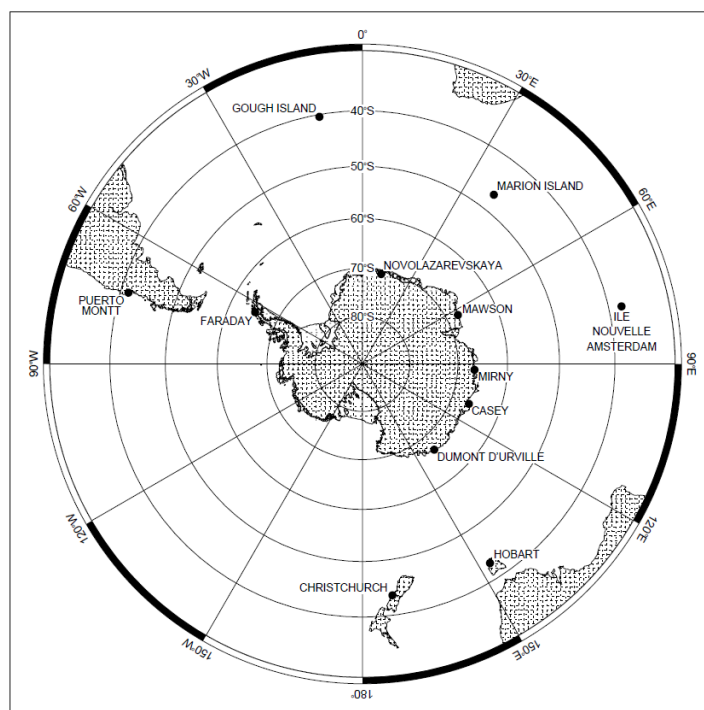


Figura 2.10 – Estações utilizadas para compor a média zonal de PMNM entre  $40^{\circ}$  e  $65^{\circ}\text{S}$ .  
FONTE: Marshall, (2003).

Para isso, Marshall (2003) utilizou a definição empírica do SAM proposta por Gong e Wang (1999), que é a seguinte:

$$SAM = P^*_{40^{\circ}S} - P^*_{65^{\circ}S} \quad (4)$$

Onde  $P^*_{40^{\circ}S}$  e  $P^*_{65^{\circ}S}$  são as médias zonais mensais de PMNM em  $40^{\circ}$  e  $65^{\circ}S$ , respectivamente. Essas duas latitudes são escolhidas baseada na magnitude ( $-0,59$ ) e significância estatística ( $<1\%$ ) do coeficiente de correlação entre elas.

Os dados das reanálises são provenientes do NCEP-NCAR (*National Centers for Environmental Prediction*) - (*National Center for Atmospheric Research*), descritos e detalhados por Kalnay *et al.* (1996) e Kistler *et al.* (2001), do projeto ERA-15, proveniente de dados meteorológicos entre 1979–1993 (Gibson *et al.*, 1996), e de reanálises do projeto ERA-40, a mais recente reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*), que inclui dados de 44 anos (1957–2001) (Marshall, 2003).

## 2.5 Dados Meteorológicos

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados meteorológicos anuais de temperatura média (TMA), pressão média ao nível do mar (PMNM) e velocidade média do vento da estação Faraday/Vernadsky ( $65^{\circ}15'S$ ,  $64^{\circ}16'O$ ; 7 m a.n.m.).

### 2.5.1 Estação Faraday/Vernadsky (id: 89063)

A estação *Akademik Vernadsky* (Ucrânia) [desde 1996], antiga estação *Faraday* (Reino Unido) [1947–1995], esta localizada nas ilhas Argentina (ilhas Galindez) a oeste da Península Antártica (PA). Um grupo de pequenas ilhas separadas da PA (7 km) pelo estrito Penola. A estação é ocupada durante todo o ano e sua série meteorológica (desde 1947) é a mais longa da PA. As observações meteorológicas são colhidas a cada três horas



(Figura 2.11) e são enviadas por rádio (HF) para o WMC (World Meteorological Centre) (Turner e Pendlebury, 2004).



Figura 2.11 – Estação meteorológica na estação Antártica da Ucrânia Vernadsky ( $65^{\circ}15'S$ ,  $64^{\circ}16'O$ ).

Nas ilhas Argentina, a velocidade média do vento é de aproximadamente  $3 \text{ m s}^{-1}$  durante o verão e sobe para  $5\text{-}6 \text{ m s}^{-1}$  no inverno (Figura 2.12). Rajadas de vento podem atingir  $20 \text{ m s}^{-1}$  nos meses de verão e mais de  $30 \text{ m s}^{-1}$  durante o inverno. Normalmente ventos fortes estão associados a profundas depressões atmosféricas (ciclones extratropicais) movendo-se rapidamente de oeste/noroeste. Climatologicamente, os ventos e as baixas pressões são provenientes do noroeste (Turner e Pendlebury, 2004).

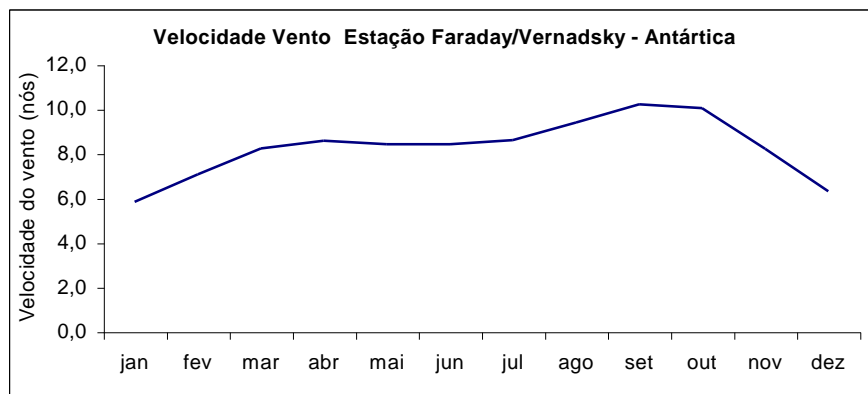


Figura 2.12 – Média mensal da velocidade do vento Estação Vernadsky (1950–2010) [nós].

Temperaturas médias nas ilhas Argentina estão geralmente entre  $-2^{\circ}\text{C}$  e  $+3^{\circ}\text{C}$  durante os meses de verão e aproximadamente  $10^{\circ}\text{C}$  menores durante o inverno (Figura 2.13). A média anual das temperaturas está entre  $-3$  e  $-5^{\circ}\text{C}$  ( $-3,7^{\circ}\text{C}$ , entre 1950 e 2010), com registro de temperatura máxima absoluta de  $+10^{\circ}\text{C}$  e mínima absoluta de  $-40^{\circ}\text{C}$  (desde 1947) (Turner e Pendlebury, 2004).

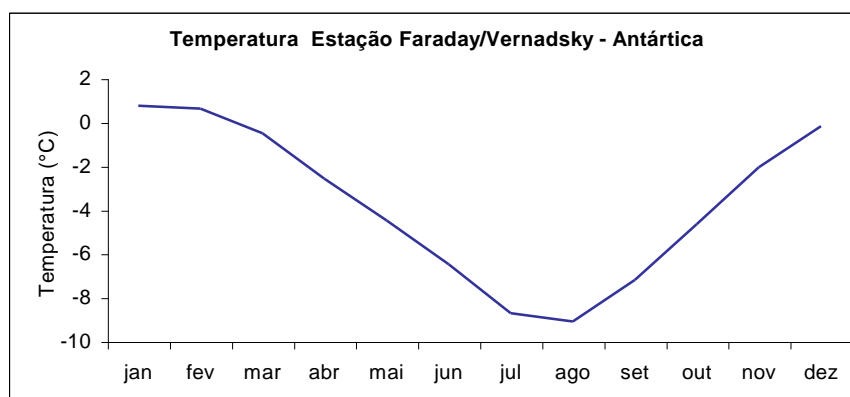


Figura 2.13 – Média mensal da temperatura na Estação Vernadsky (1950–2010) [ $^{\circ}\text{C}$ ].

Na região das ilhas Argentina, a precipitação é causada por ciclones extratropicais (depressões) provenientes de norte e noroeste (sudeste do Pacífico Sul). A média total anual varia de 200 mm a mais de 600 mm. A precipitação é normalmente em forma de neve ou “gelo”, embora precipitação em forma de chuva ocorra no verão (Turner e Pendlebury, 2004).

### 2.5.2 Fonte dos dados

Os dados meteorológicos dessa estação foram obtidos do projeto READER (*Reference Antarctic Data for Environmental Research*) gerenciado pelo SCAR (*Scientific Committee on Antarctic Research*) [<http://www.scar.org/>]. O projeto tem como objetivo criar um conjunto de dados de longo prazo de alta qualidade de medições meteorológicas em superfície e em altitude, observadas *in-situ* na Antártica. As principais fontes dos dados são as estações meteorológicas nas bases de pesquisa na Antártica e de observações meteorológicas de estações automáticas (AWS). Os dados do projeto READER são disponibilizados no endereço eletrônico <http://www.antarctica.ac.uk/>.

Neste trabalho foram utilizadas médias meteorológicas anuais das variáveis: temperatura do ar em superfície (TMA) em °C; pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM) em hPa; e velocidade média do vento em nós. As médias anuais foram calculadas a partir das médias mensais obtidas do projeto READER. A partir das médias anuais foram construídos gráficos mostrando a variabilidade e tendência dos parâmetros analisados no período (1981–2007), usando o programa *Excel*.

## 2.6 Estatísticas Realizadas

Além da estatística básica, foi realizado cálculo do coeficiente de correlação de *Pearson* ( $r$ ) e teste *t de Student* ( $p$ ), para se verificar as correlações e significância entre a taxa de acumulação líquida de neve anual no Platô Detroit, a área de extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen, o índice SAM e dados meteorológicos da estação Faraday/Vernadsky. Essas foram realizadas com o programa *Excel*.

A correlação linear é uma medida de associação bivariada que mede a força ou grau de relacionamento entre duas variáveis ( $x$ ,  $y$ ). Segundo Triola (1999), o coeficiente de correlação linear *Pearson* ( $r$ ) mede o grau de relacionamento linear entre os valores emparelhados  $x$  e  $y$  em uma amostra. Calcula-se seu valor através da fórmula a seguir:

$$r = \frac{n \sum x_i y_i - (\sum x_i)(\sum y_i)}{\sqrt{[n \sum x_i^2 - (\sum x_i)^2] * [n \sum y_i^2 - (\sum y_i)^2]}} \quad (5)$$

Onde:  $r$  é o coeficiente de *Pearson*;  $n$  o número de observações;  $x_i$  a variável independente;  $y_i$  a variável dependente.

O valor do coeficiente de correlação ( $r$ ) varia entre  $(-1$  e  $+1)$ . Quanto mais perto do valor  $(1)$  mais forte é a correlação linear e quanto mais próximo do valor  $(0)$  mais fraca é a correlação.

O teste *t de Student* é um teste de hipótese que mede a significância (confiabilidade) da correlação entre duas variáveis. O valor ( $p$ ) ou ( $p$ -valor) (cálculo do valor de uma probabilidade) expressa o grau em que o resultado é “verdadeiro” (representa a probabilidade de erro envolvida em aceitar o resultado observado) (Triola, 1999).

Mais tecnicamente, o valor ( $p$ ) representa um índice decrescente da confiabilidade de um resultado. Quanto mais alto o valor ( $p$ ), menos confiável é a relação observada entre as variáveis na amostra. Dessa maneira, resultados baixos, com valor ( $p$ ) [0,01] são comumente considerados estatisticamente significantes, valores ( $p$ ) entre (0,005) ou (0,001) são “frequentemente” considerados “altamente” significantes.

## 2.7 Reanálises Climáticas

Utilizamos reanálises climáticas neste trabalho para mostrar o panorama da direção do vento sobre a Antártica e Oceano Austral no período (1981–2007), correspondente ao testemunho de gelo do Platô Detroit.

Para isso, geramos reanálises climáticas da composição média do vetor vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para os níveis 850 e 950 mb no NCEP/NCAR (*National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research*), integrado ao ESRL/NOAA [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>].

O ESRL (*Earth System Research Laboratory*) é administrado pela NOAA–EUA e tem o objetivo de proporcionar a observação, análise e diagnóstico do tempo e processos climáticos físicos necessários para aumentar a compreensão do ambiente físico da Terra.

### 3 – Resultados

#### 3.1 Introdução

Neste capítulo apresentamos os resultados das análises desta dissertação. São apresentados os dados do testemunho de gelo de 133 metros, da variabilidade na extensão de gelo marinho, do índice SAM e dados meteorológicos da estação Faraday/Vernadsky. Todas essas variáveis são calculadas para o período coberto pelo testemunho de gelo do Platô Detroit (1981–2007).

#### 3.2 Variabilidade da acumulação de neve no Platô Detroit no período 1981–2007

O testemunho de gelo representa  $27 \pm 1$  anos de acumulação, que correspondem ao período 1981–2007. Sua taxa de acumulação líquida média anual foi de 2,42 m em equivalente de água, com um valor máximo de 4,24 m ocorrido em 2001 e um valor mínimo de 1,60 m em 1984 (Figura 3.1).

O registro glaciológico mostra uma tendência de aumento da taxa de acumulação de neve líquida para o período analisado de  $+0,037 \text{ m a}^{-1}$ .

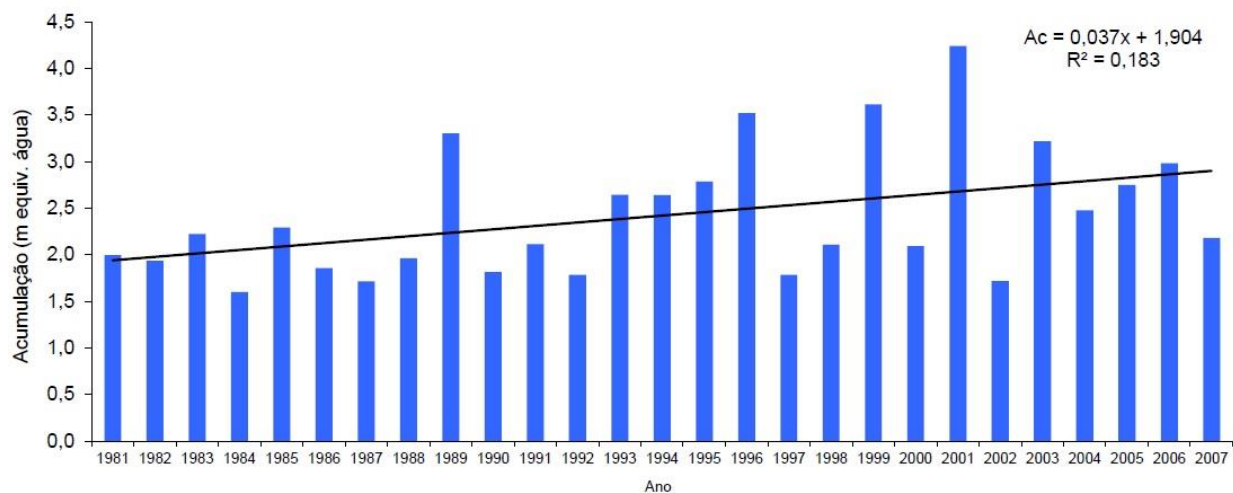


Figura 3.1 – Taxa de acumulação líquida anual de neve (1981–2007) no Platô Detroit – Antártica.

Entre os anos de 1981 a 1992 prevalecem valores de acumulação abaixo da média (2,42 m), exceto o ano de 1989 (3,30 m). Entre os anos de 1993 a 2007 ocorreram as maiores acumulações no período (1996, 1999, 2001), embora em 1997, 1998, 2000, 2002 e 2007 a acumulação tenha ficado abaixo da média. No período (1981–2007) a amplitude máxima de acumulação foi de 2,64 m, a maior variabilidade interanual encontrada foi de 2,52 m entre 2001 e 2002.

O testemunho de gelo apresentou entre as profundidades de 28 e 35 m (ver figura 2.3) dados com ruídos que dificultaram sua interpretação. Não foi identificada à causa. Outros dados geoquímicos, Na e  $\delta^{18}\text{O}$  também não contribuíram para uma melhor definição da estratigrafia do testemunho (nesta secção). Neste intervalo da profundidade encontra-se o ano de 2001, que apresentou a maior taxa de acumulação de neve (4,24 m), a qual pode ter sido superestimada devido aos dados poucos claros nesta parte do testemunho.

A tendência de aumento da acumulação de neve no Platô Detroit (PD) corrobora com Abram *et al.* (2011), que atribuem as mudanças no padrão de acumulação sobre a Península Antártica (PA) às oscilações climáticas relacionadas à variabilidade do SAM. Eles sugerem que quando os ventos de oeste estão enfraquecidos (devido a um SAM negativo), o efeito bloqueador da PA é enfraquecido, diminuindo a precipitação a barlavento da PA. Já com uma polaridade positiva do SAM, a precipitação tende a aumentar devido ao fortalecimento nos ventos de oeste. Lubin *et al.* (2008) encontraram um maior número de ciclones no oeste da PA (no inverno e primavera) sob condições de polaridade positiva do SAM. Ciclones sinóticos geralmente produzem um maior fluxo de calor sensível do oceano para a baixa atmosfera, o que favorece maior evaporação, fato que contribui para o aumento da precipitação de neve.

O valor médio encontrado (2,42 m) está em concordância com a acumulação líquida média regional de neve registrada por Turner *et al.* (2002) [2,4 m] proveniente de medições em testemunhos de gelo no norte da Península Trinity, próximo ao PD, numa altitude de 1200 metros.

Tabela 1.1. Estatísticas da taxa de acumulação líquida anual no Platô Detroit (m equiv. água).

Variável	Média	Máximo	Mínimo	Amplitude	Tendência (Ano)	Desv. Padrão
Acumulação	2,42	4,24	1,60	2,64	+ 0,037	0,67

### 3.3 Variabilidade na cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (1981–2007)

Os mares de Amundsen (A) e Bellingshausen (B) apresentaram no período (1981–2007) uma média anual na extensão de cobertura de gelo marinho de 1.397.105 km<sup>2</sup>, com uma extensão média máxima de 1.783.348 km<sup>2</sup> ocorrida em 1986 e uma extensão média mínima de 1.119.018 km<sup>2</sup> ocorrida no ano de 2007 (tendência de  $-8.167 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ) (Figura 3.2a). No período, a amplitude interanual de cobertura de gelo marinho foi de 664.330 km<sup>2</sup>.

A série mensal de cobertura de gelo marinho (1981–2007) nos mares A e B mostrou cobertura máxima de 2.646.905 km<sup>2</sup> no mês de setembro de 1986 e cobertura mínima de 271.703 km<sup>2</sup> no mês de fevereiro de 1992 (tendência de  $-511 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ) e amplitude de 2.375.202 km<sup>2</sup> [Figura 3.2b].

As séries mensais para os meses de fevereiro (mês com menor média de cobertura de gelo) e setembro (mês com maior média de cobertura de gelo) nos mares de A e B também mostraram decréscimo ( $-10.811 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  [fev] e  $-5.202 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  [set]).

No mês de fevereiro (Figura 3.2c) a maior extensão de cobertura média de gelo marinho foi de 848.493 km<sup>2</sup> no ano de 1983. Já a menor extensão foi de 271.703 km<sup>2</sup>, no ano de 1992 (amplitude de 576.790 km<sup>2</sup>). A média no período foi de 530.894 km<sup>2</sup>. Entre os anos de 1989 e 1999 a cobertura de gelo marinho mostrou valores abaixo da média, com tendência de  $-10.811 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ .

O mês de setembro (Figura 3.2d) mostrou valor máximo médio da extensão de cobertura de gelo marinho (2.646.905 km<sup>2</sup>) no ano de 1986. A extensão mínima foi de 1.667.573 km<sup>2</sup> no ano de 2007 (amplitude de 979.332 km<sup>2</sup>). A média para o período foi de 2.147.931 km<sup>2</sup> e a tendência  $-5.202 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ .

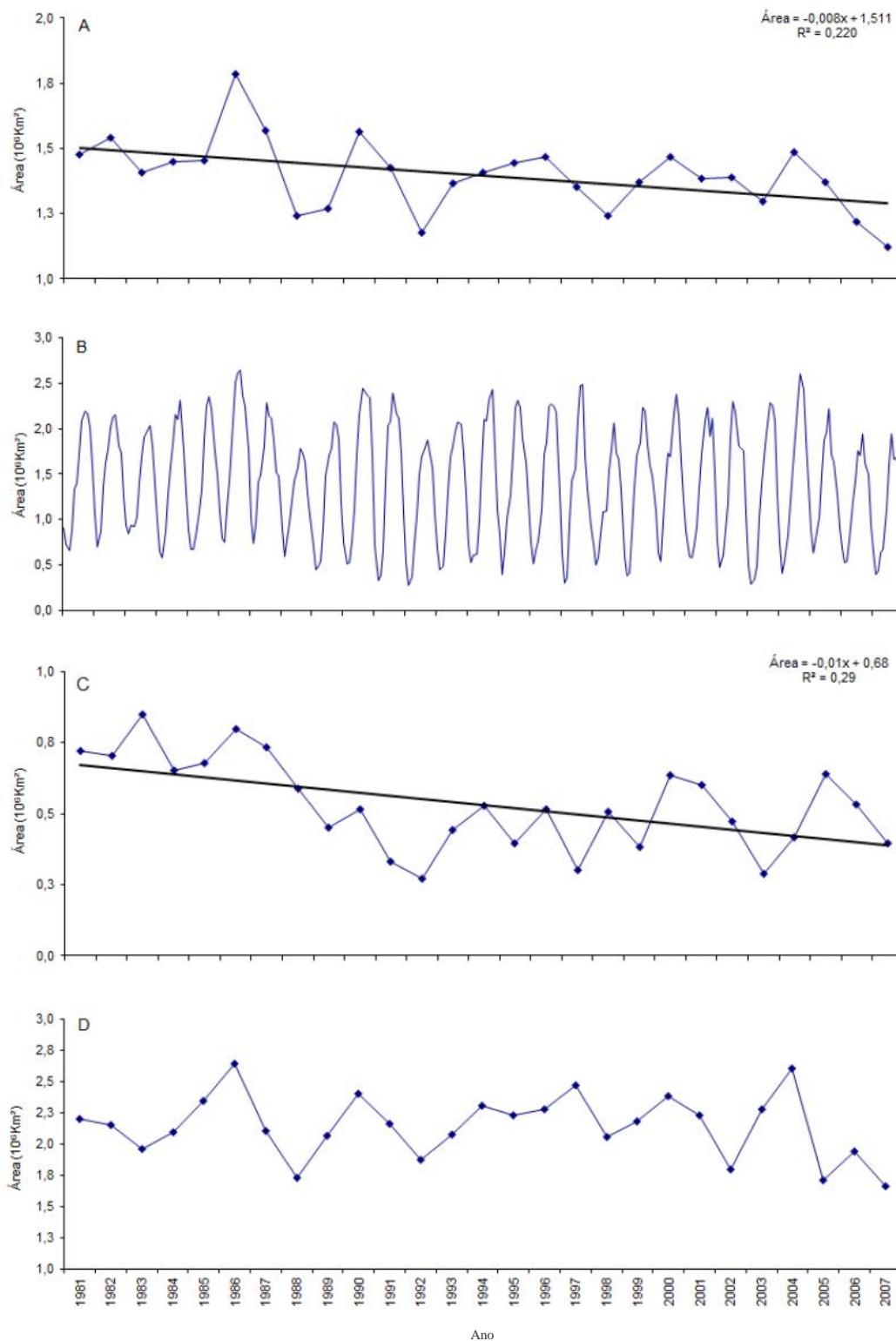


Figura 3.2 – Variabilidade na extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen e Bellingshausen (1981–2007) [10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>], e suas respectivas linhas de tendências (linha preta). Gráfico (a) média anual; (b) médias mensais; (c) média mês de fevereiro e (d) média mês de setembro.



Tabela 1.2. Estatísticas cobertura de gelo marinho (média) mares de Amundsen e Bellingshausen ( $10^6$  km<sup>2</sup>).

Variável	Média	Máximo	Mínimo	Amplitude	Tendência (Ano)	Desv.Padrão
<b>Gelo Marinho</b>						
Ano	1,39	1,78	1,12	0,66	-0,0082	0,14
Mensal(Anual)	1,39	2,65	0,27	2,38	-0,0005	0,61
Fevereiro	0,53	0,85	0,27	0,58	-0,0108	0,15
Setembro	2,15	2,65	1,67	0,98	-0,0052	0,25

### 3.4 Variabilidade do Modo Anular Sul (SAM) [1981–2007]

O índice SAM, segundo Marshal *et al.* (2005), está em uma fase positiva desde meados de 1960, o que favorece o fortalecimento dos ventos de oeste sobre a Península Antártica, um maior deslocamento de ar quente de norte para sul proveniente do sudeste do Pacífico Sul e aumento das temperaturas médias no oeste da PA.

O índice SAM no período correspondente ao testemunho (1981–2007) mostra tendência de polaridade anual positiva ( $+0,047 \text{ a}^{-1}$ ), valor máximo ( $+4,46$ ) em 1998 e mínimo de ( $-2,24$ ) em 1988 (Figura 3.3a). O outono (m-a-m) teve polaridade positiva (tendência  $+0,063 \text{ a}^{-1}$ ). No ano de 1982 foi registrado o maior índice ( $+2,65$ ) e em 1990 o menor ( $-3,18$ ) [Figura 4.3b]. No inverno encontramos condição de neutralidade do SAM, com maior valor no ano de 1993 ( $+3,23$ ) e menor valor em 1995 ( $-3,16$ ) [Figura 3.3c].

A primavera (s-o-n) teve tendência de polaridade negativa ( $-0,038 \text{ a}^{-1}$ ), com maior valor do índice ( $+2,90$ ) em 2001 e menor ( $-4,09$ ) em 2002 (Figura 3.3d). No verão (d-j-f) encontramos a maior polaridade positiva nas séries analisadas do índice SAM (tendência de  $+0,080 \text{ a}^{-1}$ ), com valor máximo do índice de ( $+4,22$ ) em 1999 e mínimo de ( $-3,04$ ) em 1984 (Figura 3.3e).

As séries por estações sazonais do SAM acompanharam a polaridade positiva encontrada na serie anual, excetuando-se a primavera (s-o-n), que mostrou “polaridade” negativa (tendência  $-0,038 \text{ a}^{-1}$ ) no período analisado (1981–2007).

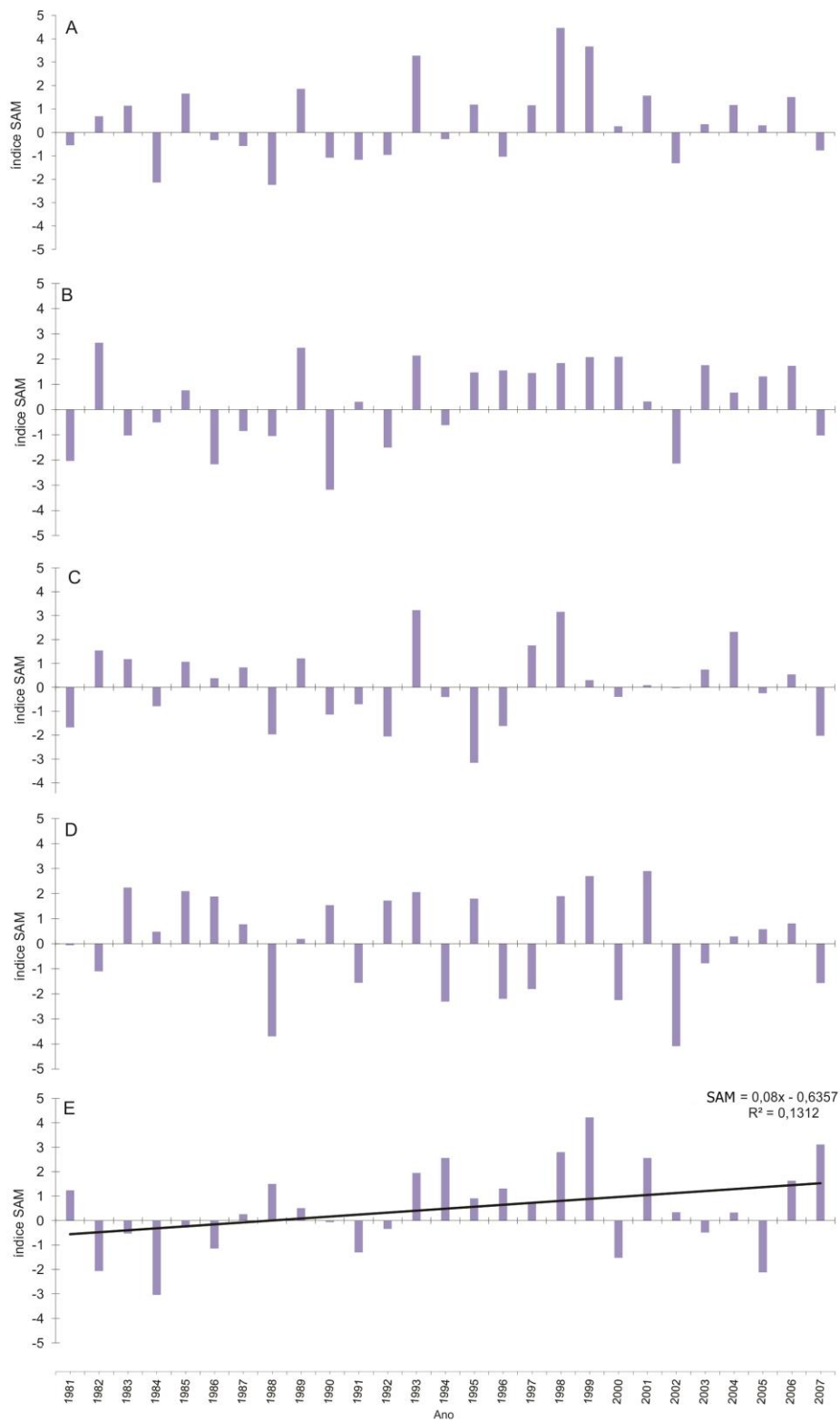


Figura 3.3 – Variabilidade do índice SAM (1981–2007) e suas linhas de tendência (linha preta). Gráfico (a) índice anual; (b) índice no outono (m-a-m); (c) índice no inverno (j-j-a); (d) índice na primavera (s-o-n); (e) índice no verão (d-j-f).

Tabela 1.3. Estatísticas do índice SAM.

Variável	Média	Maximo	Mínimo	Amplitude	Tendência (Ano)	Desv.Padrão
<b>Índice</b>						
Ano	-	4,46	-2,24	6,70	+ 0,047	-
Outono	-	2,65	-3,18	5,83	+0,063	-
Inverno	-	3,23	-3,16	6,39	+0,007	-
Primavera	-	2,90	-4,09	6,99	-0,038	-
Verão	-	4,22	-3,04	7,26	+0,080	-

### 3.5 Variabilidade meteorológica na estação Faraday/Vernadsky (1981–2007)

Como na Península Antártica o fluxo atmosférico predominante é de oeste para leste, utilizamos os dados meteorológicos da estação Faraday/Vernadsky, pois ela se encontra a barlavento do fluxo atmosférico sobre a PA e está relativamente próxima ao sítio onde foi perfurado o testemunho de gelo utilizado neste trabalho (ver figura 1.12).

#### 3.5.1 Temperatura média anual (TMA)

A temperatura média anual (TMA) na estação Faraday/Vernadsky entre 1981 e 2007 teve tendência de aquecimento ( $+0,045^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ), com maior média para o ano de 1989 ( $-1,2^{\circ}\text{C}$ ) e menor média no ano de 1987 ( $-5,8^{\circ}\text{C}$ ). A amplitude das temperaturas médias para o período foi de  $4,6^{\circ}\text{C}$  e a média ( $-3,0^{\circ}\text{C}$ ) [Figura 3.4a].

No outono (m-a-m) a temperatura média teve tendência de  $+0,025^{\circ}\text{C a}^{-1}$ , com média de  $-1,7^{\circ}\text{C}$  (Figura 3.4b). O inverno (j-j-a) apresentou tendência de  $+0,079^{\circ}\text{C a}^{-1}$  e média de  $-6,5^{\circ}\text{C}$  (Figura 3.4c). Ambas as estações climáticas acompanharam a tendência anual de aquecimento.

A primavera (s-o-n) também mostrou tendência de aquecimento ( $+0,064^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) e média de  $-4,3^{\circ}\text{C}$  na série de temperatura (Figura 3.4d). Assim como o verão (d-j-f), que teve aquecimento ( $+0,012^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) e média de  $+0,7^{\circ}\text{C}$  (Figura 4.4e).

As séries temporais de temperatura média sazonais tiveram também tendência de aquecimento, como a série anual. Nos meses de inverno (j-j-a) e primavera (s-o-n) ocorreram as maiores tendências de aquecimento no período, ( $+0,079^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) no inverno e ( $+0,064^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) na primavera.

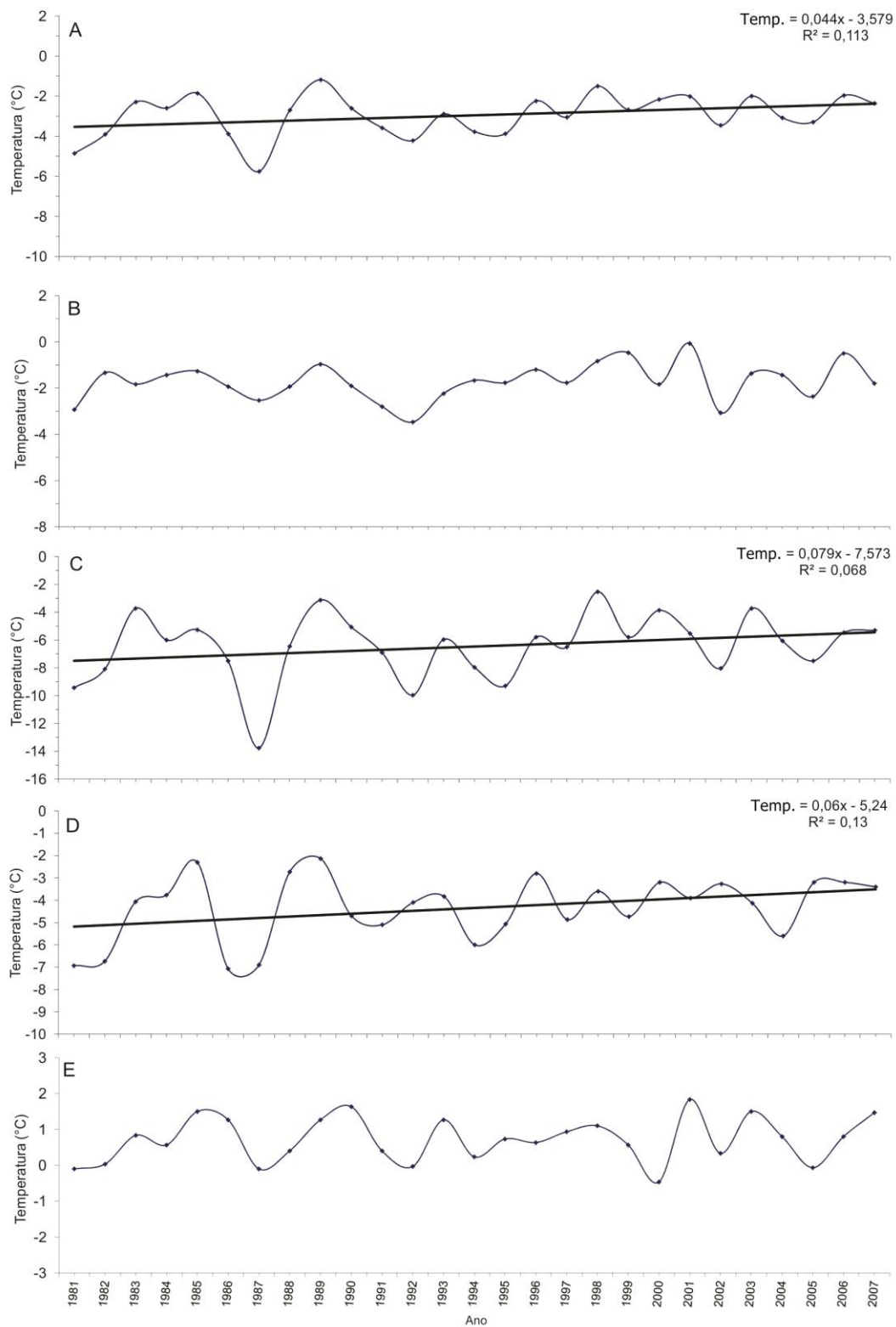


Figura 3.4 – Séries de temperatura média do ar (1981–2007) na estação Faraday/Vernadsky e suas linhas de tendência (linha preta) [°C]. Gráfico (a) temperatura anual; (b) temperatura no outono (m-a-m); (c) temperatura no inverno (j-j-a); (d) temperatura na primavera (s-o-n); (e) temperatura no verão (d-j-f).

### 3.5.2 Pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM)

No registro de pressão atmosférica anual na estação Faraday/Vernadsky entre 1981 e 2007 não existe tendência estatisticamente significativa, com média de 989 hPa. O maior valor encontrado foi de 993 hPa em 2000 e o menor de 986 hPa em 2001 (amplitude de 6,6 hPa) [Figura 3.5a].

No outono (m-a-m) existe uma leve tendência negativa ( $-0,047 \text{ hPa a}^{-1}$ ) [Figura 3.5b]. Existe uma tendência positiva ( $+0,081 \text{ hPa a}^{-1}$ ) na primavera (s-o-n) [Figura 3.5d].

As séries por estações climáticas não mostraram tendência estatisticamente significativa no período analisado (variando em torno da média). A exceção foi à primavera, que apresentou tendência de aumento ( $+0,081 \text{ hPa a}^{-1}$ ).

### 3.5.3 Velocidade média do vento

A velocidade média anual do vento na estação Faraday/Vernadsky entre 1981 e 2007 teve tendência de  $+0,075 \text{ nós a}^{-1}$ , com média de 8,9 nós. A maior média encontrada foi no ano de 2006 (11,9 nós) e a menor média em 1997 (6,4 nós) (amplitude de 5,5 nós) [Figura 3.6a].

As estações do ano apresentaram no outono (m-a-m) tendência de  $+0,11 \text{ nós a}^{-1}$  e média 9,0 nós [Figura 3.6b] e, no inverno (j-j-a), tendência positiva ( $+0,03 \text{ nós a}^{-1}$ ) e média de 9,6 nós [Figura 3.6c]. Na primavera (s-o-n) a tendência foi positiva ( $+0,06 \text{ nós a}^{-1}$ ) e a média 9,7 nós (Figura 3.6d). No verão (d-j-f) a tendência foi de  $+0,098 \text{ nós a}^{-1}$  e a média 7,4 nós (Figura 3.6e).

Dessa maneira, todas as séries por estações climáticas apresentaram aumento da velocidade média do vento, sendo que o período de maior aumento foi o outono ( $+0,11 \text{ nós a}^{-1}$ ).

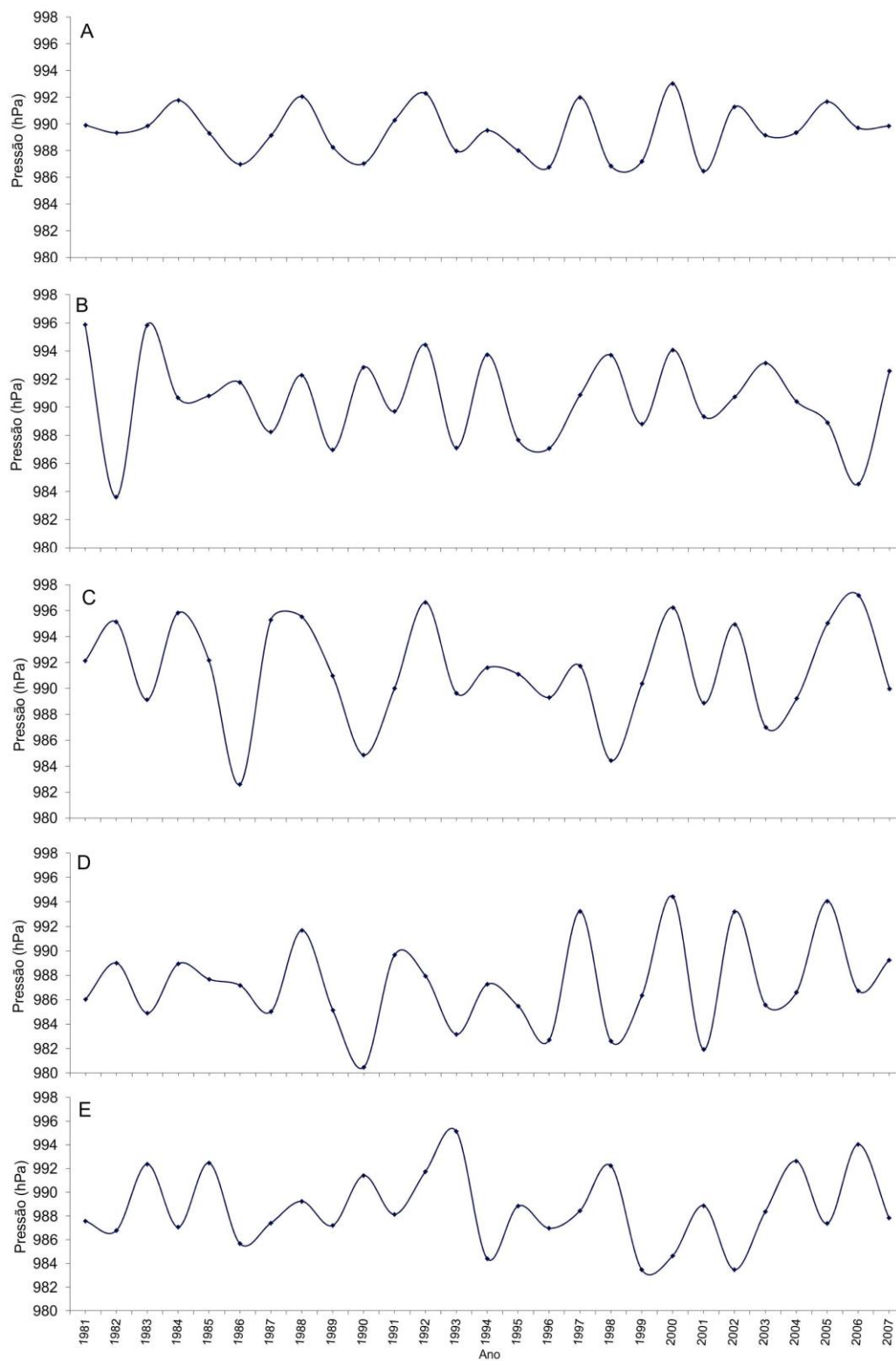


Figura 3.5 – Séries de pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM) [1981–2007] na estação Faraday/Vernadsky (hPa). Gráfico (a) pressão anual; (b) pressão no outono (m-a-m); (c) pressão no inverno (j-j-a); (d) pressão na primavera (s-o-n); (e) pressão no verão (d-j-f).

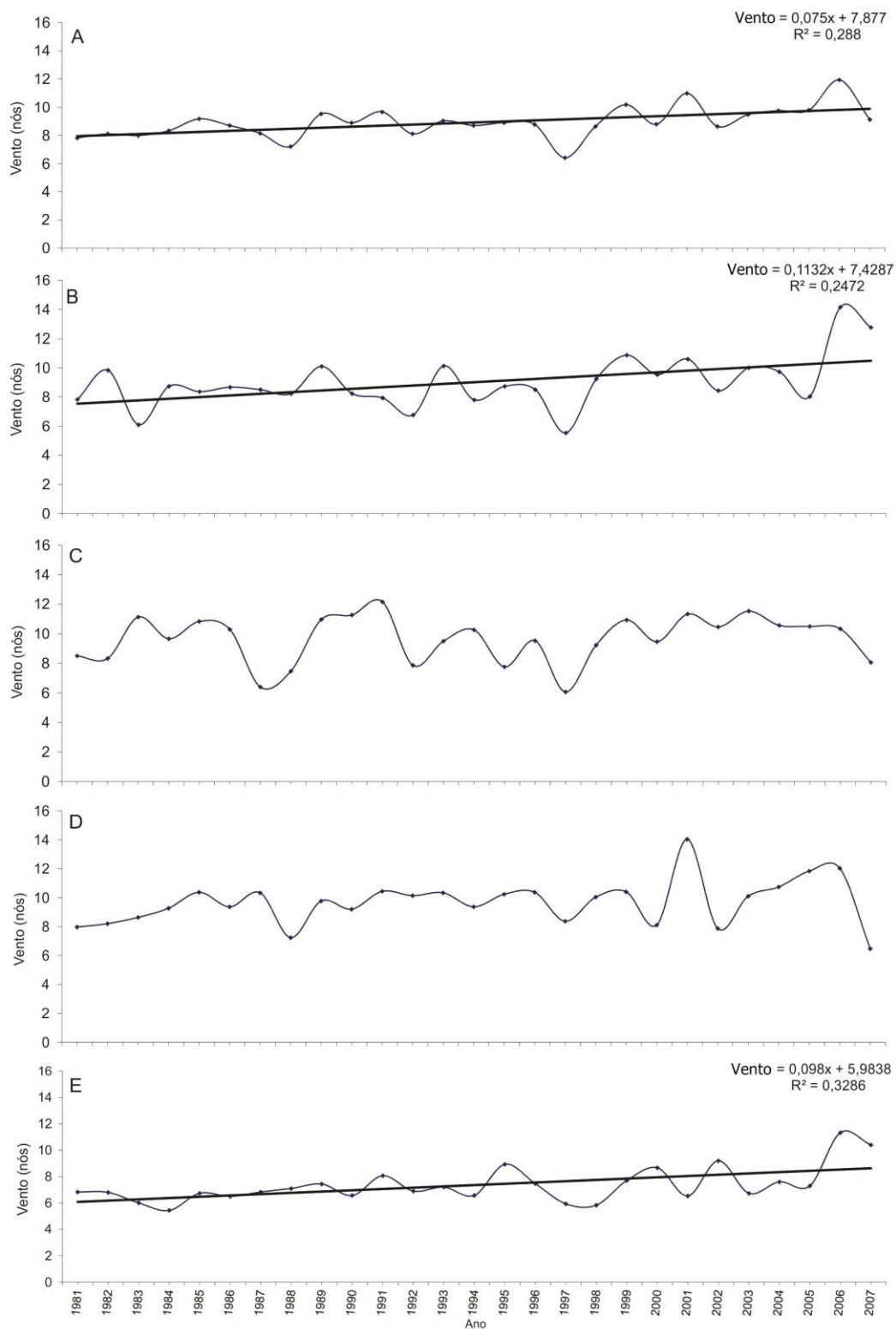


Figura 3.6 – Séries de velocidade média do vento (1981–2007) na estação Faraday/Vernadsky e suas linhas de tendência (linha preta) [nós]. Gráfico (a) vento anual; (b) vento no outono (m-a-m); (c) vento no inverno (j-j-a); (d) vento na primavera (s-o-n); (e) vento no verão (d-j-f).

Tabela 1.4. Estatísticas das variáveis meteorológicas na estação Faraday/Vernadsky (médias) [1981–2007].

Variável	Média	Máximo (média)	Mínimo (média)	Amplitude	Tendência (Ano)	Desv. Padrão
<b>Temperatura (°C)</b>						
Ano	-3,0	-1,2	-5,8	4,6	+0,045	1,03
Outono	-1,7	-0,1	-3,5	3,4	+0,025	0,79
Inverno	-6,5	-2,5	-13,8	11,2	+0,079	2,34
Primavera	-4,3	-2,1	-7,1	4,9	+0,064	1,41
Verão	0,7	1,8	-0,5	2,3	+0,012	0,60
<b>Pressão (hPa)</b>						
Ano	989,4	993,0	986,5	6,6	+0,005	1,87
Outono	990,6	995,9	983,6	12,3	-0,047	3,14
Inverno	991,4	997,2	982,6	14,6	-0,004	3,81
Primavera	987,3	994,4	980,5	14,0	+0,081	3,66
Verão	988,7	995,1	983,5	11,7	-0,007	3,09
<b>Vento (nós)</b>						
Ano	8,9	11,9	6,4	5,5	+0,075	1,08
Outono	9,0	14,2	5,5	8,6	+0,113	1,77
Inverno	9,6	12,2	6,1	6,1	+0,030	1,57
Primavera	9,7	14,0	6,5	7,6	+0,057	1,54
Verão	7,4	11,3	5,4	5,9	+0,098	1,33

### 3.6 Relação entre as diferentes variáveis

#### 3.6.1 Relação da acumulação de neve anual no PD com a cobertura de gelo marinho

O resultado da regressão linear entre a taxa de acumulação de neve anual no PD e a área de extensão de gelo marinho nos mares de Amundsen (A) e Bellingshausen (B) mostrou um valor de  $r = 0,221$  ( $p < 0,001$ ) para a média anual (Figura 3.7);  $r = 0,225$  ( $p < 0,001$ ) para a média do mês de fevereiro (verão); e  $r = 0,053$  ( $p < 0,001$ ) para a média do mês de setembro (inverno/primavera).

#### 3.6.2 Relação da acumulação de neve anual no PD com o índice SAM

A regressão com o índice SAM apresentou um valor  $r = 0,445$  ( $p < 0,001$ ) [Figura 3.8] para valores anuais do índice;  $r = 0,472$  ( $p < 0,001$ ) para valores do verão do SAM; e  $r = 0,027$  ( $p < 0,001$ ) para valores de inverno do SAM.



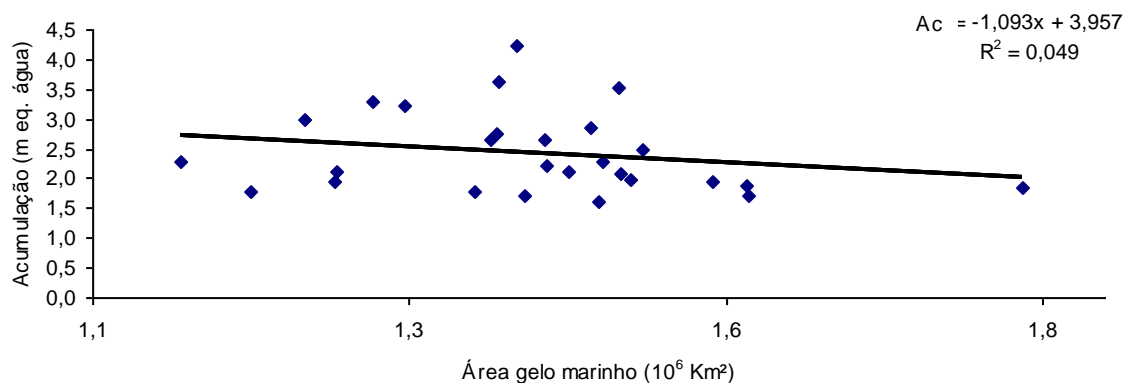


Figura 3.7 – Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e cobertura de gelo marinho ( $10^6 \text{ km}^2$ ).

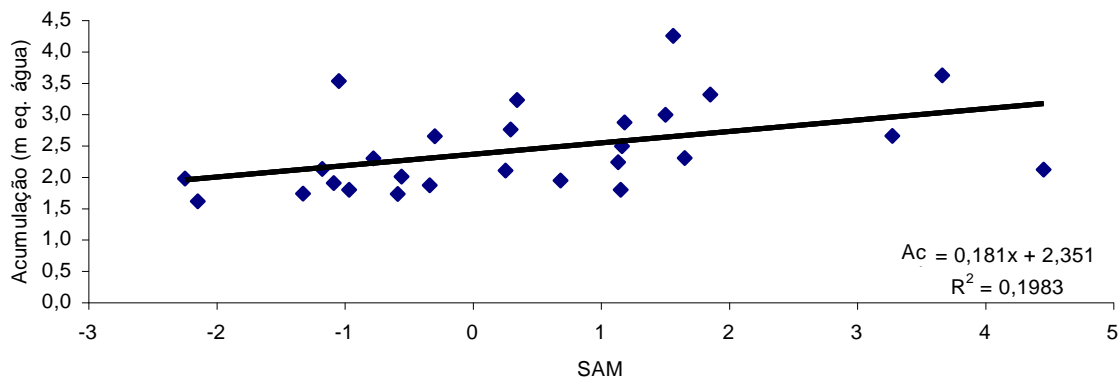


Figura 3.8 – Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e índice SAM.

### 3.6.3 Relação da acumulação de neve anual no PD com dados meteorológicos

Para a regressão com os dados meteorológicos da estação Faraday/Vernadsky encontramos valor de  $r = 0,675$  ( $p < 0,001$ ) entre a acumulação de neve e a velocidade média de vento anual (Figura 3.9). Um valor  $r = 0,537$  ( $p < 0,001$ ) entre a acumulação de neve e a pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM) [Figura 3.10]. Obteve-se valor da regressão linear  $r = 0,458$  ( $p < 0,001$ ) entre a acumulação de neve e a temperatura média anual (TMA) na estação Faraday/Vernadsky (Figura 3.11).

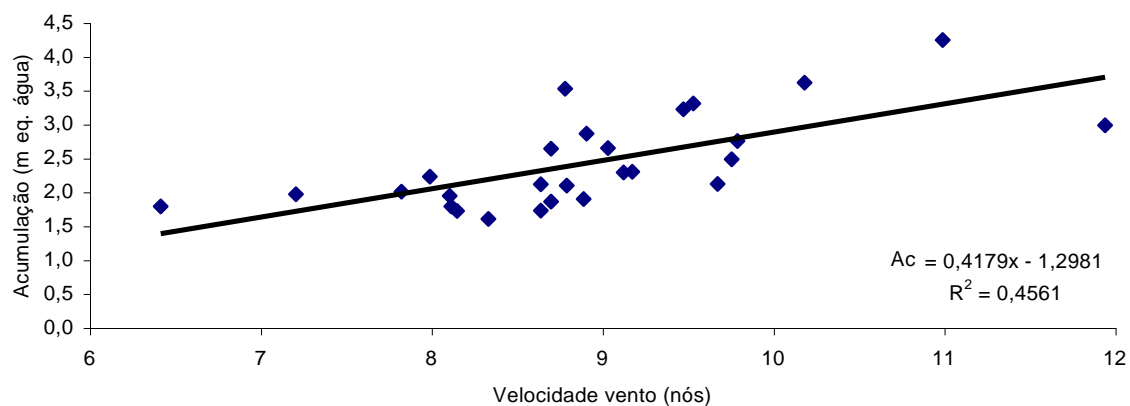


Figura 3.9 – Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e velocidade média do vento anual (nós).

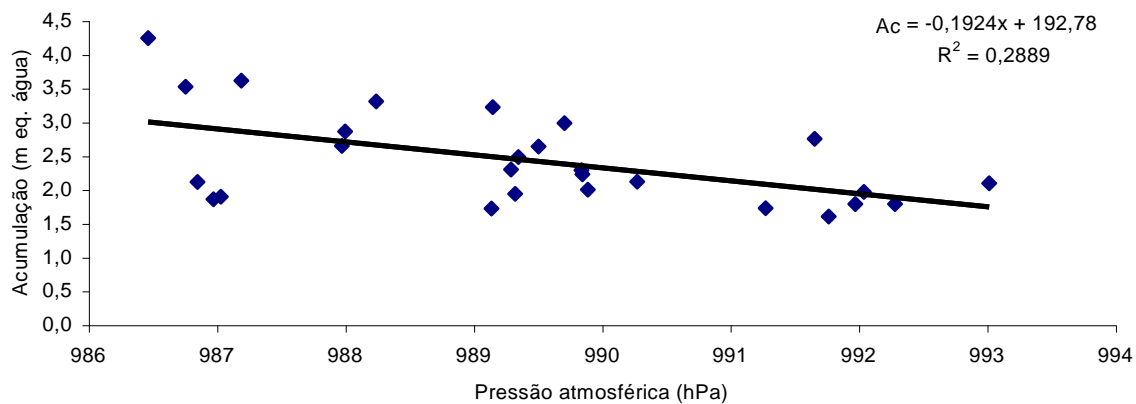


Figura 3.10 – Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e pressão atmosférica anual (hPa).

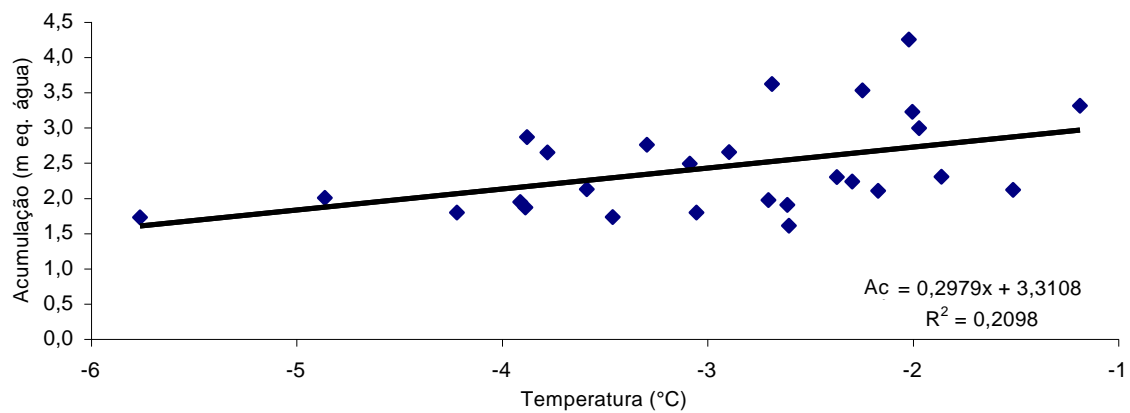


Figura 3.11 – Relação entre acumulação anual de neve Platô Detroit e temperatura média anual (°C).

Em suma, as regressões entre acumulação de neve e as variáveis meteorológicas (médias anuais) apresentaram fortes correlações (principalmente com a velocidade do vento). A regressão da acumulação com a pressão atmosférica mostrou correlação linear negativa no período analisado.

A intensificação da velocidade média do vento (+0,075 nós a<sup>-1</sup>) e aumento da temperatura média anual (TMA) [+0,045°C a<sup>-1</sup>] são fatores que contribuem para maior precipitação sobre a PA, o que corrobora a boa correlação encontrada.

Tabela 1.5. Estatísticas regressão linear entre a taxa de acumulação no Platô Detroit e variáveis analisadas.

Variável	<i>r</i>	<i>r</i> quadrado	<i>t</i> -student
<b>Gelo marinho</b>			
Ano	0,221	0,049	<i>p</i> < 0,001
Fevereiro	0,225	0,050	<i>p</i> < 0,001
Setembro	0,053	0,000	<i>p</i> < 0,001
<b>Índice SAM</b>			
Ano	0,445	0,198	<i>p</i> < 0,001
Verão	0,472	0,223	<i>p</i> < 0,001
Inverno	0,027	0,000	<i>p</i> < 0,001
<b>Meteorológicas</b>			
Velocidade Vento	0,675	0,456	<i>p</i> < 0,001
Pressão	0,537	0,288	<i>p</i> < 0,001
Temperatura	0,458	0,209	<i>p</i> < 0,001

### 3.7 Reanálises climáticas

Os mapas de reanálises climáticas da composição média do vetor vento no nível de 850 mb e 925 mb, apresentados a seguir, são importantes para o trabalho, pois correspondem aproximadamente a altitude do Platô Detroit (1.937 m), [850 mb]. Segundo King e Turner (1997), os ventos de superfície são fortemente afetados pela topografia local na Antártica. Dessa maneira, medições provenientes de estações meteorológicas, por si só, podem não representar bem a direção dos campos de ventos em um contexto geral. Assim, as reanálises climáticas a seguir mostram um panorama da direção do vento no período correspondente ao trabalho (1981–2007).

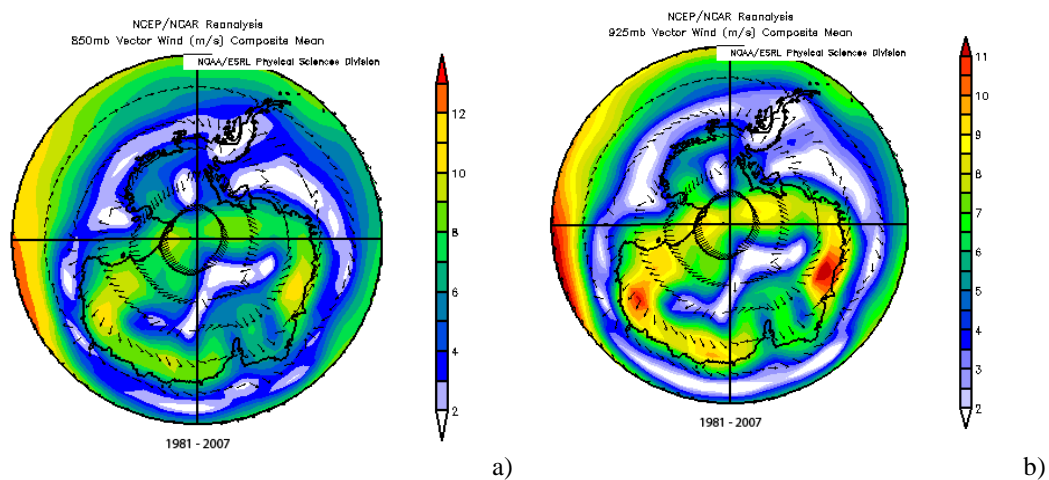


Figura 3.12 – Composição média do vetor vento anual, Antártica (1981–2007) [ $\text{m s}^{-1}$ ]. (a) em 850 mb e (b) em 925 mb. FONTE: ESRL/NOAA

Esses mapas de reanálises climáticas mostram que entre 1981–2007 o vetor vento anual (850 mb e 925 mb) predominou de oeste/leste sobre o norte da Península Antártica.

## 4 – Discussão

---

### 4.1 Introdução

Nesse capítulo interpretamos o registro climático e da acumulação de neve no Platô Detroit (PD) no contexto da variabilidade climática da Península Antártica (PA) e do Oceano Austral (OA).

### 4.2 Análise das séries temporais

A extensão de cobertura de gelo marinho é um sensível indicador de variabilidade climática. Segundo Massom *et al.* (2008) e Parkinson e Cavalieri (2012), o oeste da PA (mares de Amundsen (A) e Bellingshausen (B)) é o único setor da Antártica que tem experimentado decréscimo significativo na extensão de gelo marinho desde 1970, principalmente no período primavera/verão/outono. As variações encontradas no período 1981–2007 são de  $-8.167 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  (média anual);  $-10.811 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  (fevereiro);  $-5202,7 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  em setembro (Figuras 3.2a, c, d) e estão de acordo com aquelas apontadas por Massom *et al.* (2008). O auge do verão (fevereiro) mostrou decréscimo expressivo da cobertura de gelo marinho, destacando-se o ano de 1992 ( $271.703 \text{ km}^2$ ), ou seja,  $259.191 \text{ km}^2$  menor que a média do período. Essa estação mostrou maior variabilidade intranual da cobertura de gelo em comparação com o inverno/primavera (setembro).

A diminuição da extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de A e B, a oeste da PA, é uma observação importante encontrada. Uma menor área de cobertura de gelo marinho pode aumentar o fluxo de energia e umidade entre o oceano-atmosfera, o que contribui para aumentar a instabilidade atmosférica.

No entanto, no ano de 2007, quando foi registrada a menor extensão de cobertura de gelo marinho (anual) [ $1.119.018 \text{ km}^2$ ] e do inverno (setembro) [ $1.667.573 \text{ km}^2$ ], a taxa de acumulação de neve no PD ficou abaixo da média (2,18 m). No ano de 1992, quando encontramos a menor média de cobertura da extensão de gelo marinho no verão (fevereiro) [ $271.703 \text{ km}^2$ ], a taxa de acumulação no PD também ficou abaixo da média (1,79 m).

A temperatura média na estação Faraday/Vernadsky registra aumento em todas as estações do ano e na média anual, com maior tendência de aquecimento no inverno (j-j-a) [ $+0,08^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ] (Figura 3.4c) e menor no verão (d-j-f), [ $+0,01^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ] (Figura 3.4e).

Houve maior aquecimento no inverno, estação que mostrou neutralidade no índice SAM (Figura 3.3c), e uma leve tendência de aquecimento no verão, estação com maior polaridade positiva do SAM ( $+0,08 \text{ a}^{-1}$ ) [Figura 3.3e], o que sugere que outros modos de variabilidade climática (como o evento ENOS) podem estar influenciando o aumento das temperaturas no inverno/verão no oeste da PA, na estação Faraday/Vernadsky. Segundo Marshal *et al.* (2005), no oeste da PA, em Faraday/Vernadsky, e ao sul de  $65^{\circ}\text{S}$ , a contribuição do SAM para o aquecimento no verão é negativa.

Nas séries de pressão atmosférica (PMNM) a primavera (Figura 3.5d) foi à única estação que apresentou tendência de aumento da pressão no período analisado ( $+0,081 \text{ hPa a}^{-1}$ ). A primavera foi também à estação do ano que mostrou tendência de polaridade negativa ( $-0,037 \text{ a}^{-1}$ ) do índice SAM (Figura 3.3d). Essa observação corrobora os autores citados acima, que apontam uma redução da pressão atmosférica na faixa latitudinal ao redor dos  $65^{\circ}\text{S}$ , quando de uma polaridade positiva do SAM, e uma tendência de aumento da pressão atmosférica na mesma faixa, em situação de polaridade negativa do índice. A tendência de neutralidade da pressão atmosférica na série anual pode ser atribuída ao curto período de análise (1981–2007).

O aumento da velocidade média do vento em Faraday/Vernadsky, entre 1981–2007, também corrobora com Marshall (2003) e Marshal *et al.* (2005), que apontam a intensificação dos ventos de oeste nos últimos anos sobre a PA, em decorrência de uma fase positiva do índice SAM. As duas estações climáticas que apresentaram maiores tendências de aumento da velocidade média do vento, o outono ( $+0,11 \text{ nós a}^{-1}$ ) [Figura 3.6b] e o verão ( $+0,098 \text{ nós a}^{-1}$ ) [Figura 3.6e], foram também, as estações que mostraram as maiores tendências positivas do SAM, no outono ( $+0,06 \text{ a}^{-1}$ ) [Figura 3.3b] e no verão ( $+0,08 \text{ a}^{-1}$ ) [Figura 3.3e].

A maior tendência positiva do índice SAM ( $+0,08 \text{ a}^{-1}$ ) ocorreu no verão (d-j-f), estação que também mostrou aumento na velocidade do vento ( $+0,098 \text{ nós a}^{-1}$ ) e no fluxo de vento de norte/sul nas reanálises climáticas. Contudo, o verão mostrou menor tendência

de aquecimento ( $+0,012^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) [Figura 3.4e], sugerindo que outros fatores climáticos (como o evento ENOS e circulação local) podem estar controlando a variabilidade da temperatura em Faraday/Vernadsky, como já mencionado.

Segundo Abram *et al.* (2011), o padrão de precipitação ao longo da PA está associado à redução da força dos ventos de oeste. Eles sugerem que, quando o fluxo de ventos circumpolares de oeste são enfraquecidos, o efeito bloqueador da barreira orográfica da PA pode ser reduzido, resultando em menos precipitação na região ocidental da PA. De acordo com Lubin *et al.* (2008), existe forte correlação entre o SAM e as temperaturas na PA, sugerindo que a intensificação da circulação ciclônica e dos ventos de oeste são responsáveis pelo aumento das temperaturas sobre a região (principalmente no inverno e primavera). A atividade ciclônica geralmente produz aumento do fluxo de energia e umidade entre oceano-atmosfera, o que contribui para maior instabilidade atmosférica e precipitação. Segundo Turner *et al.* (2002), paralelamente com a mudança na temperatura na PA o número de eventos de precipitação também tem aumentado na estação Faraday/Vernadsky, ao oeste da península. Durante o inverno o número de eventos de precipitações é quase 50% maior em comparação com a década de 1950. Gillett *et al.* (2006) apontam o deslocamento para o sul da faixa de tempestades circumpolar (ACT) [quando de polaridade positiva do SAM], favorecendo o fluxo de ciclones extratropicais sobre a PA e, conseqüentemente, maior precipitação no PD.

### 4.3 Análise das regressões

Existe uma fraca relação entre a taxa de acumulação de neve anual no PD e a área de extensão de cobertura de gelo marinho nos mares de A e B, mostrando um valor de  $r = 0,221$  ( $p < 0,001$ ) para a média anual e  $r = 0,225$  ( $p < 0,001$ ) para a média do mês de fevereiro (verão).

O mês de fevereiro do ano de maior acumulação (2001) mostrou cobertura média de gelo de  $599.186 \text{ km}^2$  (próximo à média) [ $530.894 \text{ km}^2$ ]. Já o ano de menor acumulação (1984) mostrou média de cobertura de gelo de  $651.044 \text{ km}^2$ ,  $120.150 \text{ km}^2$  a mais que a média do mês no período 1987–2007.

Em setembro do ano de maior acumulação de neve (2001), a extensão de cobertura de gelo foi de 2.231.117 km<sup>2</sup>, valor próximo da média anual do período para o mês (2.147.931 km<sup>2</sup>). Em 1984 (ano de menor acumulação) a extensão de gelo marinho foi de 2.098.566 km<sup>2</sup>, (-49.364 km<sup>2</sup> de cobertura de gelo no ano), valor também próximo à média.

Não encontramos correlações estatisticamente significantes entre acumulação de neve no Platô Detroit e a variabilidade da cobertura de gelo marinho nos mares a oeste da PA, tanto para a série anual, como para o verão (fevereiro) e inverno/primavera (setembro).

Observa-se, portanto, que a variabilidade na extensão da cobertura de gelo marinho nos mares de A e B não influencia significativamente a quantidade de acumulação de neve no PD. Isso pode ser atribuído à área de formação dos ciclones sinópticos que atingem o oeste da PA, que se encontra, algumas vezes, no sudeste do Pacífico Sul, fora da região do OA que é sazonalmente coberta por gelo marinho. Outro fator relevante é que a extensão de gelo marinho sofreu retração significativa (e maior variabilidade), principalmente no verão. Segundo King e Turner (1997), a maior parte da precipitação na região da Península Antártica ocorre na primavera e outono. O verão foi a estação que teve maior polaridade positiva do índice SAM (+0,080 a<sup>-1</sup>), o que pode ter influenciado a maior retração de gelo marinho nesse setor da Antártica.

A regressão entre a acumulação de neve e o índice SAM apresentou um valor de  $r = 0,445$  ( $p < 0,001$ ) para valores anuais do índice;  $r = 0,472$  ( $p < 0,001$ ) para valores do verão do SAM; e  $r = 0,027$  ( $p < 0,001$ ) para valores do SAM no inverno (Secção 3.6.2).

A relação entre a acumulação de neve e o índice SAM é, portanto, forte, principalmente para a série anual e de verão. Essas séries mostraram polaridade positiva do SAM (+0,047 a<sup>-1</sup>) na série anual e (+0,080 a<sup>-1</sup>) no verão. A relação mais fraca ocorreu no inverno, período que mostrou neutralidade do SAM. Segundo Abram *et al.* (2011), o padrão de precipitação ao longo da PA está associado, também, à força dos ventos de oeste. Quando o fluxo destes ventos circumpolares é fortalecido (SAM positivo) o efeito bloqueador da barreira orográfica da PA pode ser reforçado, resultando em mais precipitação na região ocidental da PA. Essa observação corrobora a maior correlação encontrada entre a acumulação no PD e a variabilidade do SAM.



Na regressão com os dados meteorológicos da estação Faraday/Vernadsky, encontramos valor de  $r = 0,661$  ( $p < 0,001$ ) entre a acumulação de neve e a velocidade média de vento anual e  $r = 0,544$  ( $p < 0,001$ ) entre a acumulação de neve e a pressão atmosférica média ao nível do mar (PMNM). Obteve-se valor da regressão linear  $r = 0,428$  ( $p < 0,001$ ) entre a acumulação de neve e a temperatura média anual (TMA) [Secção 3.6.3].

Gillett *et al.* (2006) apontam o deslocamento para o sul da faixa de tempestades circumpolar (quando de polaridade positiva do SAM), o que favorece o fluxo de ciclones extratropicais sobre a PA. Lubin *et al.* (2008) encontraram um maior número de ciclones extratropicais no oeste da PA sobre condições de polaridade positiva do SAM (inverno/primavera), em comparação com períodos de polaridade negativa. O maior fluxo de ciclones sobre a PA, a intensificação do fluxo de calor do sudeste do Pacífico Sul para a PA, o fortalecimento do vórtice circumpolar e ventos de oeste sobre condições de polaridade positiva do SAM influenciam as condições meteorológicas na região da estação Faraday/Vernadsky.

O efeito bloqueador da PA é intensificado com o fortalecimento da velocidade dos ventos de oeste, o que proporciona maior precipitação orográfica sobre o oeste da PA. O ano de 2001 (maior taxa de acumulação) e, principalmente, 1999 (segunda maior taxa de acumulação), mostraram intensificação do fluxo atmosférico de norte/sul e oeste/leste sobre a PA, pela observação de reanálises climáticas.

O aumento da TMA favorece maior troca de energia e umidade entre oceano-atmosfera, o que contribui para aumento de precipitação de neve a barlavento da PA. O ano de maior acumulação de neve no PD (2001) coincide com o aumento da TMA na região da PA, fato que proporciona maior instabilidade atmosférica. Já em 2002, ano com baixa taxa de acumulação no PD, a TMA teve valores abaixo da média na região ocidental da PA.

Entre os anos de 2001 e 2002 ocorreu a maior amplitude interanual de acumulação de neve (2,50 m). O ano de maior acumulação (2001) coincide com a anomalia negativa da pressão atmosférica nos mares de A e B. Em 2002, ano com a segunda menor taxa de acumulação de neve, a pressão atmosférica mostrou anomalia positiva na região dos mares de A e B. Anomalia positiva da pressão atmosférica na PA também ocorreu no ano de 1984,

quando encontramos a menor taxa de acumulação. Essas observações estão de acordo com a variabilidade do SAM, positivo (negativo) na região subantártica.

Encontramos uma boa correlação entre a taxa de acumulação no PD com o índice SAM e as variáveis meteorológicas (principalmente velocidade do vento). Segundo os autores citados nesta dissertação, o índice SAM encontra-se em uma fase positiva. O SAM em fase (polaridade) positiva favorece maior atividade ciclônica (no oeste da PA), aumento do fluxo de calor de norte/sul, da velocidade do vento, diminuição da pressão atmosférica e aumento da temperatura média na região oeste da PA.

Todos esses fatores climáticos contribuem para uma maior precipitação, seja pelo maior fluxo de ciclones extratropicais sobre a PA (que são os maiores responsáveis pela ocorrência de precipitação na Antártica) ou pelo aumento da temperatura do ar (que propicia maior evaporação oceano-atmosfera). O efeito bloqueador da PA pode ser fortalecido ou enfraquecido, conforme a velocidade do vento. Desta maneira, a intensificação da velocidade do vento favorece a ocorrência de precipitação orográfica a barlavento da PA.

O índice SAM representa o controle da circulação atmosférica do HS. Elementos meteorológicos como velocidade do vento, pressão atmosférica e temperatura do ar respondem a sua variabilidade em latitudes altas do HS (como descrito anteriormente).

Esses elementos, por sua vez, propiciam alterações importantes no comportamento meteorológico e climático na Península Antártica. Dessa maneira, a oscilação do índice SAM entre períodos de polaridade positiva e negativa denota alterações significativas no comportamento climático na PA. Assim, a precipitação e acumulação de neve no PD são suscetíveis à sua oscilação.

O evento ENOS também influencia as condições climáticas na PA e, segundo King e Turner (1997) e Mayewski (2009), o oeste da PA é sensível indicador da variabilidade do ENOS. Assim, fases positivas e negativas de seu ciclo podem afetar elementos meteorológicos na PA, como a precipitação, uma informação importante a considerar.

Outro aspecto importante a destacar é a localização da estação Faraday/Vernadsky ( $65^{\circ}15'S$ ,  $64^{\circ}16'O$ ; 11 m a.n.m.), enquanto o PD está a ( $64^{\circ}05'07''S$ ,  $59^{\circ}38'42''O$ ; 1.937 m a.n.m.). Portanto, a estação Faraday/Vernadsky está ~240 km a sudoeste do PD e existem 1.930 m de diferença altimétrica entre a estação e o PD. Elementos meteorológicos

analisados (temperatura, pressão atmosférica e velocidade do vento) podem ter resultados diferentes em distintas latitudes e altitudes. A direção e intensidade do vento pode sofrer alterações, seja pelo efeito da orografia ou de ventos locais (como vento tipo *Föhn*). A passagem de sistemas sinópticos e de mesoescala podem afetar diferentemente os dois locais da PA. Assim como a temperatura e pressão atmosférica, que diminuem com o aumento da altitude.

## 5 – Conclusão

---

Os 133 m do testemunho de gelo (DP-07-1) coletado no Platô Detroit ( $64^{\circ}05'07''\text{S}$ ,  $59^{\circ}38'42''\text{O}$ ; 1.937 m a.n.m.) representam  $27 \pm 1$  anos de acumulação, o que corresponde ao período 1981–2007. Nesse período, a taxa de acumulação líquida média anual foi de 2,42 m em equivalente de água e apresentou tendência de aumento ( $+0,037 \text{ m a}^{-1}$ ).

A utilização do peróxido de hidrogênio ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) para datação do testemunho e determinação da taxa de acumulação foi uma ferramenta eficaz e confiável. Ou seja, o  $\text{H}_2\text{O}_2$  é um claro marcador sazonal nas regiões polares.

A tendência positiva de acumulação de neve ( $+0,037 \text{ m a}^{-1}$ ) é resultado glaciológico e climático importante, pois o Platô Detroit está na linha divisora de drenagem da Península Antártica. Assim, se essa tendência de aumento perdurar, o fluxo de descarga das geleiras alimentadas pelo Platô Detroit tende a aumentar também, tanto para os mares de Amundsen/Bellinghausen (oeste) da PA como para o mar de Weddell (leste) da PA.

Existe uma fraca relação entre a taxa de acumulação de neve anual no Platô Detroit e a área de extensão de cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen/Bellinghausen [ $r = 0,221$  ( $p < 0,001$ ) média anual]. Portanto, a variabilidade na cobertura de gelo marinho não afeta significativamente a taxa de acumulação na região do Platô Detroit, tanto na média anual, como no verão (fevereiro) e inverno/primavera (setembro).

No período do estudo, a cobertura de gelo marinho nos mares de Amundsen/Bellinghausen reduziu tanto na média anual ( $-8.167 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ), no verão ( $-10.811 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ) e no inverno ( $-5.202 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ ), confirmando estudos anteriores.

Já a temperatura média do ar (TMA) na estação Faraday/Vernadsky teve aumento na média anual ( $+0,045^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ), no outono ( $+0,025^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ), inverno ( $+0,079^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ), primavera ( $+0,064^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ) e verão ( $+0,012^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ). Portanto, em todas as séries analisadas. A velocidade do vento também mostrou tendência de aumento na série anual ( $+0,075 \text{ nós a}^{-1}$ ) e em todas estações do ano [outono ( $+0,11 \text{ nós a}^{-1}$ ), inverno ( $+0,03 \text{ nós a}^{-1}$ ), primavera ( $+0,06 \text{ nós a}^{-1}$ ) e verão ( $+0,098 \text{ nós a}^{-1}$ )]. O índice SAM mostrou tendência positiva na série anual ( $+0,047 \text{ a}^{-1}$ ), no outono ( $+0,060 \text{ a}^{-1}$ ) e verão ( $+0,080 \text{ a}^{-1}$ ). A exceção foi a primavera, que teve tendência negativa ( $-0,038 \text{ a}^{-1}$ ).

Nossos resultados indicam que a variabilidade da taxa de acumulação de neve no Platô Detroit está correlacionada a variações no índice SAM [ $r = 0,445$  ( $p < 0,001$ ) valor anual], com a velocidade média do vento anual,  $r = 0,675$  ( $p < 0,001$ ), com a pressão atmosférica média anual,  $r = 0,537$  ( $p < 0,001$ ) e temperatura média anual do ar,  $r = 0,458$  ( $p < 0,001$ ).

Assim, a acumulação de neve no Platô Detroit é condicionada a variabilidade de elementos climáticos indicados pelo índice SAM. Anomalias positivas no SAM indicam uma maior intensidade dos ventos de oeste sobre a Península Antártica, maior fluxo de ar quente proveniente do sudeste do Pacífico Sul (e elevação da temperatura média no oeste da Península) e intensificação do fluxo de ciclones extratropicais sobre a Península. Desta maneira, esses elementos climáticos apresentam maior controle da precipitação na Península Antártica.

Trabalhos futuros poderão analisar a relação do evento ENOS sobre a climatologia do oeste da Península Antártica e sua influência na precipitação de neve na região do Platô Detroit. O exame das variações do índice SAM com o número e intensidade de ciclones sinóticos e de mesoescala que atingem o oeste da Península Antártica é também importante.

## Referências

---

- ABRAM, N. J. *et al.* (2010). Ice core evidence for a 20th century decline of sea ice in the Bellingshausen Sea, Antarctica. **Journal Geophysical Research**, v. 115, D23101, p. 9, doi:10.1029/2010JD014644.
- ABRAM, N. J.; MULVANET, R. e ARROWSMITH, C. (2011). Environmental signals in a highly resolved ice core from James Ross Island, Antarctica. **Journal Geophysical Research**, v. 116, D20116, doi:10.1029/2011JD016147.
- ALENCAR, A. S. *et al.* (2008). Resultados preliminares da análise de um testemunho de gelo coletado no Platô Detroit, Península Antártica. **XVI Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica**. Universidade de São Paulo – São Paulo, p. 24-26.
- ANKLIN, M. e BALES, R. C. (1997). Recent increase in H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> concentration at summit, Greenland. **Journal Geophysical Research**, v. 102, no. D15, p. 99-104.
- ANKLIN, M. e BALES, R. C. (1998). Annual accumulation at two sites in northwest Greenland during recent centuries. **Journal Geophysical Research**, v. 103, no. D22, p. 775-783.
- AQUINO, F. E. (2009). **A influência da Antártica no sistema climático do Hemisfério Sul**. Monografia – Projeto Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 38 f.
- BRADLEY, S. R. (1999). **Paleoclimatology** reconstructing climates of the quaternary. 2 ed. Academic Press. San Diego, 614 p.
- BROEKE, M.; BERG, W. e MEIJGAARD. (2006). Snowfall in coastal West Antártica much greater than previously assumed. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L02505, doi:10.1029/2005GL025239.
- BUFALINI, J. J.; GAY, B. W. e KOPEZYNSKYI, S. L. (1971). Oxidation of n-butane by photolysis of NO<sub>2</sub>. **Environmental Science & Technology**, v. 5, p. 333-336.

- CARLOS, F. S. (2012). **Determinação de elementos traços em testemunhos de *firn* Antártico usando espectrometria de massa**. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 134 f.
- CARPENEDO, C. B. (2009). **Climatologia das massas de ar formadas sobre o mar de Weddell – Antártica, entre 1949 e 2008**. Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, Curso de Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 95 f.
- CLAUSEN, N. H. B.; DANSGAARD, W.; GUNDESTRUP, N.; HAMMER, C. U. e JOHNSEN, S. J. (1978). Secular trends of accumulation rates at three Greenland stations. **Journal of Glaciology**, v. 20, no. 82, p. 27-30.
- DAANSGARD, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. **Tellus**, v. 6, p. 436-468.
- DEMERJIAN, K. L.; KERR, J. A. e CALVERT, J. G. (1974). The mechanism of photochemical smog formation. **Environmental Science & Technology**, v. 4, p. 1-162.
- FERRON, F. A.; SIMÕES, J. C. e AQUINO, F. E. (2001). **Série temporal de temperatura atmosférica para a ilha Rei George, Antártica**. Revista do Departamento de Geografia, no. 14, p. 25-32.
- FOGT, R. L.; BROMWICH, D. H. e HINES, K. M. (2010). Understanding the SAM influence on the South Pacific ENSO teleconnection. **Springer-Verlag**, doi:10.1007/s00382-010-0905-0.
- FREY, M. M.; STEWART, R. W.; McCONNELL, J. R. e BALES, R. C. (2005). Atmospheric hydroperoxides in West Antarctica: Links to stratospheric ozone and atmospheric oxidation capacity. **Journal Geophysical Research**, v. 110, D23301, doi:10.1029/2005JD006110.
- FREY, M. M.; BALES, R. C. e McCONNELL, J. R. (2006). Climate sensitivity of the century-scale hydrogen peroxide (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) record preserved in 23 ice cores from West Antarctica. **Journal Geophysical Research**, v. 111, D21301, doi:10.1029/2005JD006816.

- GILLET, R. W.; OMMEN, T. D.; JACKSON, A. V. e AYERS, G. P. (2002). Formaldehyde and peroxide concentrations in Law Dome (Antarctica) firn and ice cores. **Journal of Glaciology**, v. 46, no. 152, p. 15-19.
- GILLET, N. P.; KELL, T. D. e JONES, P. D. (2006). Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L23704, doi:10.1029/2006GL027721.
- GSFC - Goddard Space Flight Center. **Laboratory for Hydrospheric Processes at NASA** (*Cryospheric Sciences*). Disponível em: <<http://neptune.gsfc.nasa.gov/csb/>>. Acesso em: 15 out. 2011.
- GUNZ, W. D. e HOFFMAN, M. R. (1990). Atmospheric chemistry of peroxides: A review **Atmospheric Environment**, v. 24A, no. 7, p. 1601-1633.
- HOLLAND, P. R.; JENKIN, A. e HOLLAND, D. M. (2010). Ice and ocean processes in the Bellingshausen Sea, Antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, C0520, doi:10.1029/2008JC005219.
- HOLLAND, P. R. e KWOK, R. (2012). Wind-driven trends in Antarctic sea-ice drift. **Nature Geosciences**, v. 5, p. 872-875, doi:10.1038/NCEO1627.
- HULLAR, T.; KELLEY, P. e ANASTASIO, C. (2012). Formation of hydrogen peroxide from illuminated polar snows and frozen solutions of model compounds. **Atmospheric Environment**, v. 55, p. 127-134.
- HUTTERLI, M. A.; McCONNELL, J. R.; BALES, R. C. e STEWART, R. W. (2003). Sensivity of hydrogen peroxide (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) and formaldehyde (HCHO) preservation in snow to changing environmental conditions: Implications for ice core records. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, no. d1, 4023, doi:10.1029/2002JD002528.
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisa Espacial. **Projeto de Meteorologia Antártica**. Disponível em: <<http://antartica.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 15 out. 2010.
- JACOBS, S. S. e COMISO, J. C. (1997). Climate variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. **Journal Climate**, v. 10, p. 697-709.



- KAYANO, M. T.; SANSÍGOLO, C. e SETZER, A. (2009). Tendências na temperatura do ar ao norte da Península Antártica no período de 1949-2008. In: **Simpósio Intenacional de Climatologia**, Canela, RS, CD-ROM.
- KING, J. C. e TURNER, J. (1997). **Antarctic Meteorology and Climatology**. 5ed. Cambridge, University Press, 409 p.
- LIMA - Landsat Image Mosaic of Antarctica. U.S. Geological Survey. **Antarctic overview map**. Disponível em: <<http://lima.usgs.gov/>>. Acesso em: 25 jan. 2013.
- LEE, M.; HEIKES, B. G. e O'SULLIVAN, D. W. (2000). Hydrogen peroxide and organic hydroperoxide in the troposphere: a review. **Atmospheric Environment**, v. 34, p. 3475-3494.
- LENGRADE, M. e MAYEWSKI, P. (1997). Glaciochemistry of polar cores: A review. **Reviews of Geophysics**, v. 35, p. 219-243.
- LUBIN, D.; WITTENMYER, R. A.; BROMWICH, D. H. e MARSHALL, G. J. (2008). Antarctic peninsula mesoscale cyclone variability and climatic impacts influenced by SAM. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L02808, doi:10.1029/2007GL032170.
- MASSOM, R. A. *et al.* (2008). West Antarctic Peninsula sea ice in 2005: Extreme ice compaction and ice edge retreat due to strong anomaly with respect to climate. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, C02S20, doi:10.1029/2007JC004239.
- MARSHALL, G. J. (2002). Analysis of recent circulation and thermal advection change in the Northern Antarctic Peninsula. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1557-1567.
- MARSHALL, G. J. (2003). Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, p. 4134-4143.
- MARSHALL, G. J.; ORR, A.; van LIPZIG, N. P. M. e KING, J. C. (2006). The impact of a changing Southern Hemisphere Annular mode on Antarctic Peninsula Summer temperatures. **Journal of Climate**, v. 19, p. 5388-5404.
- MAYEWSKI, P. A. *et al.* (2009). State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. **Reviews of Geophysics**, v. 47, doi:10.1029/2007RG000231.

- McCONNELL, J. R. e BALES, C. R. (2001). **Investigation of chemical transfer processes between atmosphere and snow at South Pole**. NOAA/Climate Monitoring and Diagnostics Laboratory, Relatório 2000-2001, Boulder.
- MONAGHAN, A. J.; BROMWICH, D. H.; CHAPMAN, W. e COMISO, J. (2008). Recent variability and trends of Antarctic near-surface temperature. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, doi:10.1029/2007JD009094.
- NSIDC - National Snow and Ice Data Center. Disponível em:< <http://nsidc.org/>. >. Acesso em: 15 set. 2011.
- PARKINSON, C. L. (2002). Trends in length of the southern ocean sea-ice season, 1979-99. **Annals of Glaciology**, v. 34, p. 435-440.
- PARKINSON, C. L. e CAVALIERI, D. J. (2012). Antarctic sea ice variability and trends, 1978–2010. **The Cryosphere**, v. 6, p. 871-880.
- PARISH, T. (1992). On the interaction between Antarctic katabatic winds and tropospheric motions in the high southern latitudes. **Australian Meteorological Magazine**, v. 40, p. 149-67.
- PURCELL, T. C. e COHEN, I. R. (1967). Photooxidation of formaldehyde at low partial pressure of aldehyde. **Environmental Science & Technology**, v. 1, p. 845-846.
- RAYNAUD, D. e LOURIUS, C. (2004). Climat et atmosphère: la mémoire des glacês. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 336, p. 647-656.
- RASMUSSEN, E. A. e TURNER J. (2003) (ed.). **Polar Lows**. Mesoscale weather systems in the polar regions. Cambridge, Cambridge University Press, 612 p.
- READER - Project. REference Antarctic Data for Environmental Research. Project of the Scientific Committee on Antarctic Research, Cambridge, UK. Disponível em: <<http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/>>. Acesso em: 20 maio 2011.
- REYNOLDS, J. (1981). The distribution of mean temperatures in the Antarctic Peninsula. **British Antarctic Survey Bulletin**, v. 54, p. 123-133.

- RUSSELL, A. e MCGREGOR, G. R. (2010). **Southern Hemisphere atmospheric circulation: impacts on Antarctic climate and reconstructions from Antarctic ice core data**. *Climatic Change*, v. 99, p. 155-192, doi:10.1007/s10584-009-9673-4.
- SCAR, (2009). **Antarctic Climate Change and The Environment**. Scientific Committee on Antarctic Research, British Antarctic Survey, v. 1.1, 526 p.
- SCHNEIDER, D. P.; STEIG, E. e COMISO, J. C. (2004). Recent climate variability in Antarctica from satellite-derived temperature data. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1570-1583.
- SCHOLOSSER, E. e OERTER, H. (2002). Seasonal variations of accumulation and the isotope record in ice cores: a study with surface snow samples and firn cores from Neumayer station, Antarctica. **Annals of Glaciology**, v. 35, p. 97-101.
- SHÖNE, E. (1874). Ueber das atmosphärische Wasserstoffhy-peroxyd. **Berichte der Deutschen Chemischen Gesellschaft**, v. 7, p. 1693-1708.
- SINGH, V. P.; SINGH, P. e HARITASHYA, U. K. (eds.). (2011). **Encyclopedia of snow, ice and glaciers**. Amsterdam, Springer, 1253 p.
- SIMÕES, J. C. (2004). Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 119-154.
- SIMÕES, J. C. *et al.* (2004). Ice core study from King George Island, South Shetlands, Antarctica. **Pesquisa Antártica Brasileira**, v. 4, p. 9-23.
- SIMÕES, J. C. (2011). O papel do gelo antártico no sistema climático. In: SIMÕES, J. C.; GARCIA, C. A. E.; EVANGELISTA, H.; CAMPOS, L. S.; MATA, M. M. e BREMER, U. F. (eds). **Antártica e as Mudanças Globais: um desafio para a humanidade**. São Paulo, Edgard Blucher, p. 69-101.
- SPREEN, G.; KALESCHKE, L. e HEYGSTER, G. (2008). Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, doi:10.1029/2005JC003384.

- STORCH, H. V. e ZWIERS, F. W. (1999). **Statistical Analysis in Climate Research**. Cambridge, Cambridge University Press, 484 p.
- THOMAS, E. R.; MARSHALL, G. J. e McCONNELL, J. R. (2008). A doubling in snow accumulation in the western Antarctic Peninsula since 1850. **Geophysical Research Letters**, v. 35, L01706, doi:10.1029/2007GL032529.
- THOMPSON, D. W. J. e WALLACE, J. M. (2000). Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1000-1016.
- THOMPSON, D. W. J. e SOLOMON S. (2002). Interpretation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 296, p. 895-899.
- TRIOLA, M. F. (1999). **Introdução à estatística**. 7ed., Rio de Janeiro, LTC – Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 410 p.
- TURNER, J. *et al.* (2002). Spatial variability of Antarctic Peninsula net surface mass balance. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, no. d13.4173, p. 4-18.
- TURNER, J. (2004). The El Niño–Southern Oscillation and Antarctica. **International Journal of Climatology**, v. 24, p. 1-31, doi:10.1002/joc.965.
- TURNER, J. e PENDLEBURY, S. (eds) (2004). **The International Antarctic Weather Forecasting Handbook**. Cambridge, British Antarctic Survey, 663 p.
- TURNER, J. *et al.* (2005). Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 279-294, doi:10.1002/joc.1130.
- TURNER, J.; AQUINO, F. E.; CONNOLLEY, W. M. e LACHLAN-COPE T. A. (2005). Links between ENSO and the climates of Antarctica and southern South America. In: **XIII Simpósio Brasileiro Sobre Pesquisa Antártica – Programa e Resumos**. Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 79-80.
- WADHAMS, Peter. (2000). **Ice In The Ocean**. Amsterdam, Gordon and Breach Science Publishers, 351 p.

WALLACE, J. M. e HOBBS, P. V. (2006). **Atmospheric Science**: An Introduction Survey. 2. ed., Washington, Academic Press, 483 p.

WHITE, W. B. e PETERSON, R. G. (1996). An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. **Nature**, v. 380, p. 699-702, doi:10.1038/380699a0.

ZAGORODNOV, V. *et al.* (2012). Borehole temperatures reveal details of 20th century warming at Bruce Plateau, Antarctic Peninsula. **The Cryosphere**, v. 6, p. 675-686.











