

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

Centro Polar e Climático – INCT da Criosfera

NOTOS – Laboratório de Climatologia



**CLIMATOLOGIA DAS MASSAS DE AR FORMADAS SOBRE
O MAR DE WEDDELL – ANTÁRTICA, ENTRE 1949 E 2008**

Camila Bertolotti Carpenedo

Orientador:
Prof. Msc. Francisco Eliseu Aquino

Porto Alegre, dezembro de 2009.

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
GEO 01128 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO II**

Centro Polar e Climático – INCT da Criosfera
NOTOS – Laboratório de Climatologia

CLIMATOLOGIA DAS MASSAS DE AR FORMADAS SOBRE
O MAR DE WEDDELL – ANTÁRTICA, ENTRE 1949 E 2008

Camila Bertoletti Carpenedo

Monografia realizada como
requisito obrigatório para
obtenção do título de
Bacharel em Geografia
nesta Universidade

Banca Examinadora:

Prof. Msc. Fernando Pohlmann Livi (UFRGS – Depto. de Geografia)

Prof. Dr. Jefferson Cardia Simões (UFRGS – Depto. de Geografia)

Porto Alegre, dezembro de 2009.

Imagem de capa:

Vista panorâmica da Península Antártica sobre o mar de Weddell

Gregory G. e Mary Beth Dimijian
Outubro de 2007

*“Try not to become a man of success,
but rather a man of value.”*

Albert Einstein

Dedico este trabalho aos meus pais
e ao meu irmão Tiago

AGRADECIMENTOS

Primeiramente aos meus pais, pelo grande exemplo de vida e por me proporcionarem condições plenas para que eu pudesse me dedicar inteiramente na busca pelo meu grande sonho de ser uma pesquisadora/professora na área de clima/meteorologia antártica. Agradeço também ao meu irmão Tiago, pelo seu grande estímulo e torcida pelo meu sucesso profissional, me apoiando e me incentivando a seguir em frente.

Em especial ao meu orientador Francisco Eliseu Aquino pela orientação, apoio, dedicação, compreensão, pela confiança e entusiasmo durante todos esses anos. Acima de tudo, agradeço muito pela sua amizade e manifesto minha mais profunda admiração pela pessoa que ele representa.

À família NOTOS, Ricardo Burgo Braga, Ildo Parnow e Denilson Ribeiro Viana, que ao longo desses anos foi a minha segunda família. Sou eternamente grata pela amizade, companheirismo e aprendizagem que me proporcionaram.

Ao meu grande amigo Leonardo Albuquerque Heidemann pelos seus preciosos ensinamentos em física e pela sua incomparável amizade, lealdade, compreensão e companheirismo.

A todos os meus amigos da UFRGS que fizeram desta etapa mais feliz e mais cheia de vida. Em especial à Isabel Mitchell, Karolina Turcato, Murilo Parrino Amatneeks, Mariana Lisboa Pessoa e ao seu Júlio Cesar Rodrigues Lanzarini.

A todos os professores do Departamento de Geografia que contribuíram na minha formação, em especial ao prof. Fernando Pohlmann Livi e à prof^{ta}. Eliana Lima da Fonseca.

Ao professor Jefferson Cardia Simões pelo acesso aos recursos computacionais e bibliográficos do CPC.

À UFRGS e ao Departamento de Geografia.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro.

RESUMO

A Antártica possui papel importante no controle da circulação atmosférica no Hemisfério Sul. Em particular, destacam-se as massas de ar formadas sobre mar de Weddell (MW) que afetam significativamente o tempo no sudeste da América do Sul. O objetivo deste trabalho foi caracterizar as massas de ar formadas sobre o MW a partir de suas propriedades termodinâmicas, na escala sazonal (verão e inverno), entre 1949 e 2008, bem como analisar a influência do Modo Anular Sul (SAM) e a extensão do gelo marinho sobre a variabilidade das características dessas massas de ar. Utilizou-se as reanálises do NCEP/NCAR de umidade relativa (UR) e temperatura média (TM) do ar para os níveis superfície, 850, 700 e 500 hPa (1949–2008); dados de extensão de gelo marinho do NSIDC (dez/1978 a dez/2007); e o Índice SAM do *Byrd Polar Research Center* (1957–2008). A metodologia empregada neste estudo inclui a classificação de massas de ar, bem como as análises estatísticas de correlação e regressão linear. Os maiores gradientes horizontais de TM são observados no inverno, destacando-se a TM em superfície, que varia entre -42°C (na plataforma Ronne) e -2°C , no norte da Península Antártica (PA). Isto provavelmente ocorre porque esta estação do ano é a mais ativa na formação de ciclones extratropicais. Os maiores valores de TM são localizados no setor norte da PA, tanto no verão como no inverno, e em todos os níveis atmosféricos. Já, as menores médias foram encontradas sobre as plataformas de gelo Ronne e Filchner, no sul do MW. Além disso, verificou-se que, no verão, a variação sazonal de UR acompanha a TM, e que com o aumento da altitude, a TM e UR diminuem. Tanto no verão quanto no inverno, as massas de ar foram classificadas como pouco homogêneas, sendo mais heterogêneas no inverno que no verão. Existe menor variação em altitude nas propriedades das massas de ar no inverno (de $-24,4^{\circ}\text{C}$, em superfície, a $-37,6^{\circ}\text{C}$ em 500 hPa; de 65,3% de UR, em superfície, a 41,1% em 500 hPa) devido a camada de inversão térmica na baixa troposfera. Em contraste, o verão apresenta uma variação maior (de $-2,4^{\circ}\text{C}$, em superfície, a $-31,0^{\circ}\text{C}$ em 500 hPa; de 90,8% de UR, em superfície, a 51,7% em 500 hPa). No verão, entre o SAM e a TM, todas as correlações foram negativas no setor sudeste nos níveis superfície até 700 hPa. Em superfície e em 500 hPa, a correlação foi positiva no norte da PA. Entre 1949 e 2008, as massas de ar apresentaram tendência de aquecimento da superfície até 500 hPa, no verão e inverno, com exceção do verão em superfície (sem significância estatística). Destaca-se o aumento de $+0,67^{\circ}\text{C}$ década⁻¹ em superfície, no inverno, para os últimos 60 anos. Esse aumento é condizente com a intensificação das concentrações dos gases de efeito estufa e das mudanças nos padrões de circulação atmosférica, já observadas por estudos anteriores.

ABSTRACT

Antarctica plays an important role in controlling the atmospheric circulation of the Southern Hemisphere. One case in particular, shows that the air masses, generated over the Weddell Sea (WS), significantly affect the weather over southeastern South America. The objective of this work was to characterize the air masses generated over the WS based on their thermodynamic properties, at a seasonal scale (summer and winter), between 1949 and 2008, as well as to analyze the influence of the Southern Annular Mod (SAM) and sea ice extension on the variability of such air mass characteristics. This study employed NCEP/NCAR relative humidity (RH) reanalysis and average air temperature (AT) data (surface level, 850,700 and 500 hPa), from 1949 to 2008; NSIDC sea ice extension data (Dec/1978 to Dec/2007); and the SAM index from the Byrd Polar Research Center (1957–2008). The methodology used in this study includes the classification of air masses, as well as correlation and linear regression analyses. The greatest horizontal average temperature gradients are observed in winter, at which the best results are surface level average temperatures, varying between -42°C (at the Ronne Ice Shelf) and -2°C , at the Northern Antarctic Peninsula (AP). This most probably occurs because this season is the most active for extratropical cyclones generation. The largest values for AT are located in the northern sector of the AP, both for summer and winter, and at all atmospheric levels. The Ronne and Filchner Ice Shelves, south of the WS, presented the smallest temperature averages. The spatial behavior for the RH over the WS is approximately the same in both seasons of the year, and at the four observed atmospheric levels, with the largest values, in the mid-northern sector. The smallest values are found near or over the ice shelves to the south. Also, the seasonal variation of the RH in summer follows the average temperature, and that, with the increase in altitude, AT and RH decline. The air masses were classified as little homogeneous, being more heterogeneous in winter than in summer. Air mass properties vary less with the altitude in winter (from -24.4°C , at surface level, to -37.6°C at 500 hPa; 65.3% RH, at surface level and 41.1% at 500 hPa, due to the thermal inversion layer in the lower troposphere. In contrast, summer presents a larger variation, (-2.4°C at surface level, -31.0°C at 500 hPa; 90.8% RH, at surface level and 51.7% at 500 hPa). In winter, the effect of sea ice cover on air mass characteristics influences, principally, the lower troposphere, where larger (smaller) AT and RH values are associated with larger (smaller) sea ice extensions. The correlations with surface AT can reach up to -0.8 in the northeastern sector of the WS. For the southeastern sector of the WS, all the correlations between SAM and AT were negative, from the surface level to 700hPa. At surface level and at 500 hPa, correlations were positive at the northern sector of the AP. Between 1949 and 2008, air masses showed a warming trend, at surface level, in summer and winter (up to 500 hPa), with the exception of summer at surface level (with no statistical significance). Results show an increase of $+0.675^{\circ}\text{C decade}^{-1}$ at surface level, for winter during the last 60 years. This increase agrees with the intensification of greenhouse gas concentrations and the changes in atmospheric circulation patterns, as observed by previous studies.

SUMÁRIO

<i>Folha de rosto</i>	<i>ii</i>
<i>Frontispício</i>	<i>iii</i>
<i>Agradecimentos</i>	<i>iv</i>
<i>Resumo</i>	<i>v</i>
<i>Abstract</i>	<i>vi</i>
<i>Sumário</i>	<i>vii</i>
<i>Lista de figuras</i>	<i>x</i>
<i>Lista de tabelas</i>	<i>xii</i>
<i>Lista de equações</i>	<i>xiii</i>
<i>Lista de abreviaturas</i>	<i>xiv</i>
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo principal	2
1.2.2 Metas.....	2
1.3 Justificativa	3
1.4 Área de estudo	4
2. CLIMA E METEOROLOGIA ANTÁRTICA	6
2.1 O papel da Antártica no clima global	6
2.2 A variabilidade climática na Antártica	9
2.3 Mudanças climáticas e a Antártica	13
2.4 Mar de Weddell	14
3. MASSAS DE AR	16
3.1 Caracterização de massas de ar.....	16
3.1.1 Natureza das regiões de origem	17

3.1.2	Modificações das massas de ar	18
3.1.3	A idade das massas de ar	19
3.2	Classificação de massas de ar	19
3.3	Massas de ar da Antártica	21
3.3.1	Variações anuais e sazonais de temperatura e umidade do ar.....	21
3.3.2	Interação atmosfera-gelo marinho	23
3.3.3	Regiões de origem e propriedades das massas de ar.....	23
3.3.4	Frentes e sistemas meteorológicos de escala sinótica.....	27
3.3.5	Massas de ar antárticas e o tempo e clima no sudeste da América do Sul	29
4.	MATERIAL E MÉTODOS	31
4.1	Natureza dos dados	31
4.1.1	Reanálises climáticas	31
4.1.2	Extensão de gelo marinho	33
4.1.3	Índice SAM.....	34
4.2	Metodologia	35
4.2.1	Classificação de massas de ar	35
4.2.1.1	Quanto às propriedades termodinâmicas das massas de ar..	35
4.2.1.2	Quanto à homogeneidade das massas de ar	36
4.2.2	Tratamento estatístico dos dados	37
4.2.2.1	Média climatológica e desvio padrão.....	37
4.2.2.2	Método dos mínimos quadrados	38
4.2.2.3	Análise de correlação	40
5.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
5.1	Caracterização e classificação das massas de ar	41
5.2	Tendências de longo período	51
5.2.1	Estação de verão	51
5.2.2	Estação de inverno	56
5.3	Influência do gelo marinho e do Modo Anular Sul	61

5.3.1 Gelo marinho na estação de verão	61
5.3.2 Gelo marinho na estação de inverno	62
5.3.3 SAM na estação de verão	67
5.3.4 SAM na estação de inverno	69
6. CONCLUSÕES.....	71
6.1 Conclusões	71
6.2 Sugestões para trabalhos futuros	73
REFERÊNCIAS	75

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1	Continente Antártico	5
Figura 2.1	Circulação troposférica sobre a Antártica.....	7
Figura 2.2	Campo de pressão médio sobre a Antártica.....	8
Figura 2.3	Concentração média de gelo marinho antártico.....	9
Figura 2.4	Regressão entre pressão ao nível médio do mar e fase positiva do Índice SAM.....	10
Figura 3.1	Seção transversal esquemática da troposfera no HS.....	17
Figura 3.2	Temperatura média na baixa estratosfera e troposfera de Halley	21
Figura 3.3	TCM sobre a Antártica.....	22
Figura 3.4	Regiões de origem e padrão médio das massas de ar no HS	26
Figura 4.1	Localização das estações usadas para calcular o Índice SAM.....	35
Figura 4.2	Curva de regressão	39
Figura 5.1	Perfil vertical de (a) TM e (b) UR sobre o MW, no verão e inverno.....	42
Figura 5.2	Climatologia de TM em superfície no MW.....	43
Figura 5.3	Climatologia de TM em 850 hPa no MW	44
Figura 5.4	Climatologia de TM em 700 hPa no MW	45
Figura 5.5	Climatologia de TM em 500 hPa no MW	46
Figura 5.6	Climatologia de UR em superfície no MW	47
Figura 5.7	Climatologia de UR em 850 hPa no MW	48
Figura 5.8	Climatologia de UR em 700 hPa no MW	49
Figura 5.9	Climatologia de UR em 500 hPa no MW	50
Figura 5.10	(a) Tendência de TM no verão em 500 hPa no MW; (b) significância estatística.....	52
Figura 5.11	(a) Tendência de UR no verão em 700 hPa no MW; (b) significância estatística.....	54
Figura 5.12	Extensão média de gelo marinho no verão no MW.....	55
Figura 5.13	Índice SAM no verão	56
Figura 5.14	(a) Tendência de TM no inverno em superfície no MW; (b) significância estatística.....	57

Figura 5.15	(a) Tendência de UR no inverno em 850 hPa no MW; (b) significância estatística.....	58
Figura 5.16	Extensão média de gelo marinho no inverno no MW.....	59
Figura 5.17	Índice SAM no inverno.....	60
Figura 5.18	(a) Correlação entre extensão de gelo marinho e UR em superfície no verão no MW; (b) significância estatística	61
Figura 5.19	(a) Correlação entre extensão de gelo marinho e TM em superfície no inverno no MW; (b) significância estatística	63
Figura 5.20	(a) Correlação entre extensão de gelo marinho e UR em superfície no inverno no MW; (b) significância estatística	64
Figura 5.21	Extensão média de gelo marinho no MW e (a) UR em superfície; (b) TM em superfície.....	65
Figura 5.22	Extensão média de gelo marinho no MW e (a) UR em 850 hPa; (b) TM em 850 hPa.....	66
Figura 5.23	(a) Correlação entre Índice SAM e TM em superfície no verão no MW; (b) significância estatística.....	68
Figura 5.24	(a) Correlação entre Índice SAM e UR em superfície no verão no MW; (b) significância estatística.....	69
Figura 5.25	(a) Correlação entre Índice SAM e TM em superfície no inverno no MW; (b) significância estatística.....	70

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1	Classificação de massas de ar em relação a sua posição latitudinal	20
Tabela 3.2	Classificação de massas de ar segundo o tipo de superfície	20
Tabela 4.1	Classificação de massas quanto suas propriedades termodinâmicas	36
Tabela 4.2	Classificação de massas quanto a sua homogeneidade.....	36
Tabela 5.1	Desvio padrão da TM sobre o MW.....	51
Tabela 5.2	Tendência da TM no verão sobre o MW	52
Tabela 5.3	Tendência da UR no verão sobre o MW	53
Tabela 5.4	Tendência da TM no inverno sobre o MW	56
Tabela 5.5	Tendência da UR no inverno sobre o MW	58

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 4.1	Definição numérica do Índice SAM	34
Equação 4.2	Gradiente vertical de temperatura	36
Equação 4.3	Média climatológica sazonal.....	37
Equação 4.4	Média climatológica sazonal.....	37
Equação 4.5	Desvio padrão	37
Equação 4.6	Reta de tendência	38
Equação 4.7	Coefficiente linear	38
Equação 4.8	Coefficiente angular	38
Equação 4.9	Problema geral de mínimos quadrados	38
Equação 4.10	Teste de hipótese nula.....	39
Equação 4.11	Teste de hipótese alternativa.....	39
Equação 4.12	Variável <i>t-Student</i>	39
Equação 4.13	Coefficiente de correlação linear.....	40

LISTA DE ABREVIATURAS

AS	América do Sul
CBP	Centros de baixas pressões semipermanentes
CCA	Corrente Circumpolar Antártica
CE	Ciclones extratropicais
EN	El Niño
ENSO	El Niño Oscilação Sul
EOF	Função Ortogonal Empírica (<i>Empirical Orthogonal Function</i>)
FPA	Frente Polar Antártica
hPa	Hectopascal
HS	Hemisfério Sul
MSLP	<i>Mean sea level pressure</i> (pressão ao nível do mar)
MW	Mar de Weddell
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OA	Oceano Austral
PA	Península Antártica
RS	Rio Grande do Sul
SAM	<i>Southern Annular Mode</i> (Modo Anular Sul)
SAM (-)	Polaridade negativa do <i>Southern Annular Mode</i> (Modo Anular Sul)
SAM (+)	Polaridade positiva do <i>Southern Annular Mode</i> (Modo Anular Sul)
SMMR	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
SSM/I	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
TCM	Total da coluna de mistura
TM	Temperatura média do ar
txt	Texto
UR	Umidade relativa do ar

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

“Human subtlety will never devise an invention more beautiful, more simple or more direct than does nature because in her inventions nothing is lacking, and nothing is superfluous.”

Leonardo da Vinci

1.1 – Apresentação

Esta monografia analisará as características termodinâmicas das massas de ar formadas sobre o mar de Weddell (MW), leste da Península Antártica (PA), e a sua variabilidade espaço-temporal nos últimos 60 anos (1949–2008).

As massas de ar são grandes porções de ar com pouca ou nenhuma variação horizontal nas suas propriedades físicas, principalmente em relação à temperatura e umidade do ar, sobre uma extensa região. Massas de ar com propriedades distintas interagem entre si afetando diretamente o tempo meteorológico em escala sinótica¹ e resultando no padrão de circulação atmosférica e o clima geral do planeta.

O trabalho está organizado em seis capítulos: no **primeiro capítulo** é apresentado o tema, os objetivos, a justificativa e a área de estudo. O **segundo capítulo** busca caracterizar o clima e a meteorologia do continente antártico, destacando o seu papel no clima global, a variabilidade e mudanças climáticas na Antártica e também traz uma caracterização climática, meteorológica e oceanográfica do MW. O **terceiro capítulo** apresenta uma síntese da literatura sobre as massas de ar da Antártica. Discute-se a classificação de massas de ar e as principais características desses fluidos. No **quarto**

¹ Escala espacial com dimensão horizontal entre 100 e 10.000 km e cujas escalas de tempo variam entre dias e semanas (Rohli e Vega, 2008).

capítulo estão especificados os materiais utilizados para elaboração do trabalho e a metodologia adotada. O **quinto capítulo** mostra os resultados, discutindo as características das massas de ar do MW, sua variabilidade espaço-temporal e a influência da cobertura de gelo marinho e do Modo Anular Sul (*Southern Annular Mode* - SAM) no comportamento das características termodinâmicas dessas massas de ar. Por fim, no **sexto capítulo** estão as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

Esse trabalho visa fornecer subsídios para que haja uma melhor compreensão do papel das massas de ar provenientes do MW e seus efeitos na variabilidade climática e tempo meteorológico no setor sudeste da América do Sul (AS) [Romão e Setzer, 2004; Setzer e Romão, 2004; Setzer e Romão, 2005; Aquino, Setzer e Simões, 2006; Carpenedo *et al.*, 2008].

1.2 – Objetivos

1.2.1 - Objetivo Principal

Caracterizar as massas de ar formadas sobre o MW quanto às suas propriedades termodinâmicas nas estações de verão e inverno, entre 1949 e 2008.

1.2.2 – Metas

- a) Caracterizar as massas de ar sobre o MW no período;
- b) Classificar as massas de ar quanto às suas propriedades termodinâmicas e quanto à sua homogeneidade;
- c) Determinar o comportamento sazonal e espacial das características das massas de ar, verificando possíveis tendências nas séries;
- d) Analisar a influência do SAM e da extensão do gelo marinho no comportamento das massas de ar.

1.3 – Justificativa

Embora a Antártica seja a região mais remota e inacessível do globo, o continente está fortemente relacionado com as condições climáticas, meteorológicas e oceanográficas principalmente do Hemisfério Sul (HS), a partir dos fluxos de calor e umidade que ocorrem entre a superfície oceânica e a baixa atmosfera (King e Turner, 1997). Isso porque o continente antártico possui características físico-geográficas peculiares. De um total de $13,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (equivalente a aprox. 1,6 vezes a área do Brasil), a Antártica possui 99,6% de sua área coberta por gelo, uma altitude média de 2.500 m e temperatura média do ar entre -20° e -60°C . Além disso, é rodeada pelo Oceano Austral (OA) e por gelo marinho, que ocupa aproximadamente 13% da área oceânica do HS (SCAR, 2009).

As conexões climáticas entre a Antártica e o sudeste da AS ocorrem basicamente de dois modos. No contexto do planeta, é da região antártica de onde partem as massas de ar frias que irão se propagar para as latitudes menores. Desta interação resulta o padrão de circulação atmosférica e o clima geral do planeta. Em termos regionais, são as massas de ar da região antártica e subantártica que em alguns casos afetam o tempo no sul e sudeste do Brasil (Romão e Setzer, 2004; Setzer e Romão, 2004; Aquino *et al.*, 2006; Carpenedo *et al.*, 2008). Por exemplo, Aquino *et al.* (2006) fizeram uma análise do comportamento do vento meridional na baixa troposfera entre 1970 e 2005 com a climatologia de temperatura do Rio Grande do Sul (RS) e do setor sul da costa brasileira. Observaram que quando houve circulação de sul para norte, do MW para o sul do Brasil, registrou-se anomalia negativa na temperatura média mensal de até $-3,0^\circ\text{C}$. Quando houve redução nesta circulação e/ou inversão no sentido, ocorreram anomalias positivas de até $+3,5^\circ\text{C}$.

Os ciclones extratropicais (CE) de latitudes médias são formados como resultado da interação de duas massas de ar, uma de origem polar e outra de origem subtropical (Bjerknes, 1919). Aquino e Setzer (2005) destacam a atuação dos CE na região sudeste do Atlântico Sul. Com frequência de até um CE por semana durante o inverno, propiciam a entrada de massas de ar frias que influenciam profundamente o tempo no sul e sudeste do Brasil, devido à formação de nuvens, precipitação pluvial, ventos fortes e bruscas mudanças na temperatura. Por outro lado, os CE desempenham papel central na

manutenção do clima global, atuando em grande proporção no transporte de calor, vapor d'água e momentum na atmosfera (Peixoto e Oort, 1992).

A região sul do Brasil tem uma economia altamente dependente da agricultura. A estreita ligação entre a produção agrícola e as condições do tempo faz com que anomalias de precipitação pluvial e temperatura nas regiões produtoras tenham efeitos altamente danosos. Estes efeitos se traduzem muitas vezes em perdas quase totais da produção de uma determinada região. Tendo em vista que as massas de ar formadas sobre o MW influenciam significativamente na variabilidade climática e no tempo no sul e sudeste do país, um estudo aprofundado faz-se necessário, sob o ponto de vista meteorológico, no sentido de se obter um melhor entendimento físico da circulação atmosférica. Antes disso, é indispensável conhecer as características dessas massas de ar e sua variabilidade espaço-temporal. É importante destacar que a região do planeta que tem se mostrado mais sensível às mudanças ambientais globais é o limite do continente antártico, em aproximadamente 70° S (Thompson e Solomon, 2002; Wainer, 2003; Turner *et al.*, 2006). Portanto, alterações e efeitos climáticos na Antártica implicariam em mudanças no tempo e clima do HS, em especial na AS e no Brasil.

1.4 – Área de Estudo

A região antártica compreende um conjunto de ilhas, águas e o próprio continente, situados ao sul de 60° S (definição prevista no Tratado Antártico: artigo 6°). O continente antártico, incluindo as plataformas de gelo, possui uma área de $13,6 \times 10^6$ km² e está rodeado pelo OA, formado pelos mares de Weddell, Bellingshausen, Amundsen, Ross, Dumont D'Urville, Davis e Lazarev (Figura 1.1).

O MW foi descoberto em 1823 pelo inglês James Weddell, que foi explorador, navegador e caçador de focas. Com uma área de $2,8 \times 10^6$ km² (equivalente a aproximadamente 33% da área do Brasil) e um volume de $7,6 \times 10^6$ km³, o MW está delimitado à oeste pela PA, ao norte pelo paralelo de 60° S, à leste pela Terra Coats e Terra Dronning Maud, e ao sul pelo continente antártico, que possui em suas margens a plataforma de gelo Filchner e Ronne (Riffenburgh, 2007b).

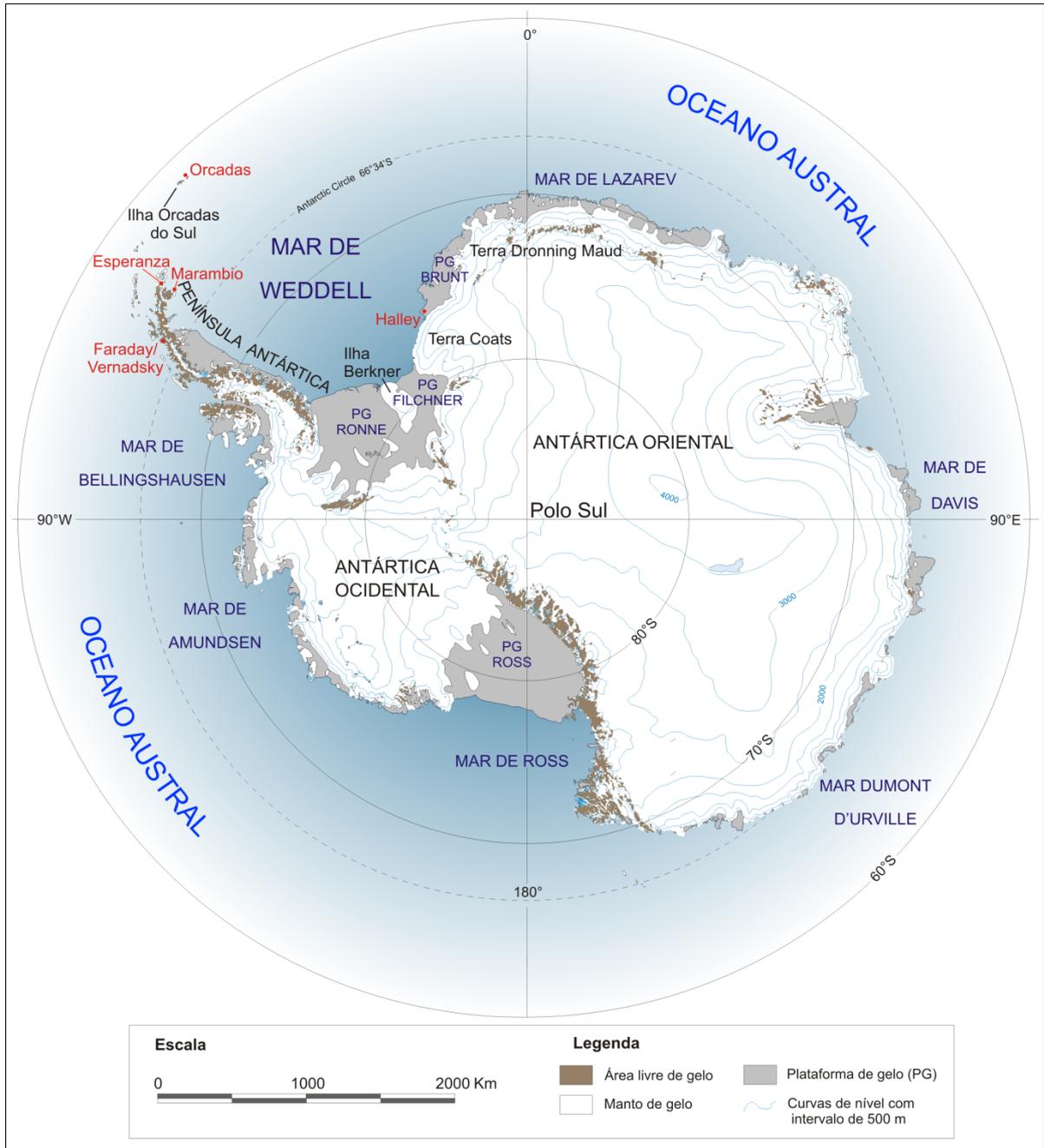


Figura 1.1: Mapa da Antártica enfatizando os mares que a circundam, suas principais regiões e sua posição geográfica centrada no polo sul geográfico da Terra (modificado de LIMA, 2009).

CAPÍTULO 2: CLIMA E METEOROLOGIA ANTÁRTICA

"Great God, this is an awful place."

Robert Falcon Scott

2.1 - O papel da Antártica no clima global

A atmosfera terrestre atua como uma grande máquina de calor impulsionada pela diferença de energia entre o equador e os polos, e a circulação atmosférica organiza-se de modo a distribuir esta energia pelo globo. A Antártica e o Ártico são os dois sorvedouros de calor terrestre, sendo o papel do continente antártico mais significativo devido às suas características físico-geográficas. A Antártica é o continente mais elevado do globo, com altitude média de 2.500 m, superando 4.000 m no platô antártico. Além disso, possui um volume aproximado de $25 \times 10^6 \text{ km}^3$ de gelo glacial (90% do gelo do planeta), concentrados em uma área de $13,6 \times 10^6 \text{ km}^2$ (SCAR, 2009). Esse grande volume de gelo e altitudes elevadas, aliados à temperatura média do ar entre -20°C e -60°C , possui papel importante no controle da circulação atmosférica e oceânica nas médias e altas latitudes do HS (Flohn, 1987; Barrett, 1991).

A Antártica possui características físico-geográficas que propiciam a formação de um centro de alta pressão sobre o continente, que geram uma circulação na baixa atmosfera sobre toda a Antártica denominada de ventos catabáticos. O sistema de ventos catabáticos está entre os regimes de fluxos em superfície mais persistentes do globo (Radok, 1973), com velocidades variando entre 5–10 m/s no interior do continente, contribuindo com o transporte de massa e ar frio para o norte (Riffenburgh, 2007a). A intensidade dos ventos catabáticos é proporcional à inclinação do terreno subjacente e, portanto, os ventos mais intensos são encontrados próximos às regiões íngremes, como é o caso da Antártica

Oriental. A natureza unidirecional dos ventos catabáticos possui uma resultante orientada para a esquerda, em quase todos os casos, consistente com a deflexão de Coriolis (Figura 2.1) [King e Turner, 1997; Bromwich e Parish, 1998].

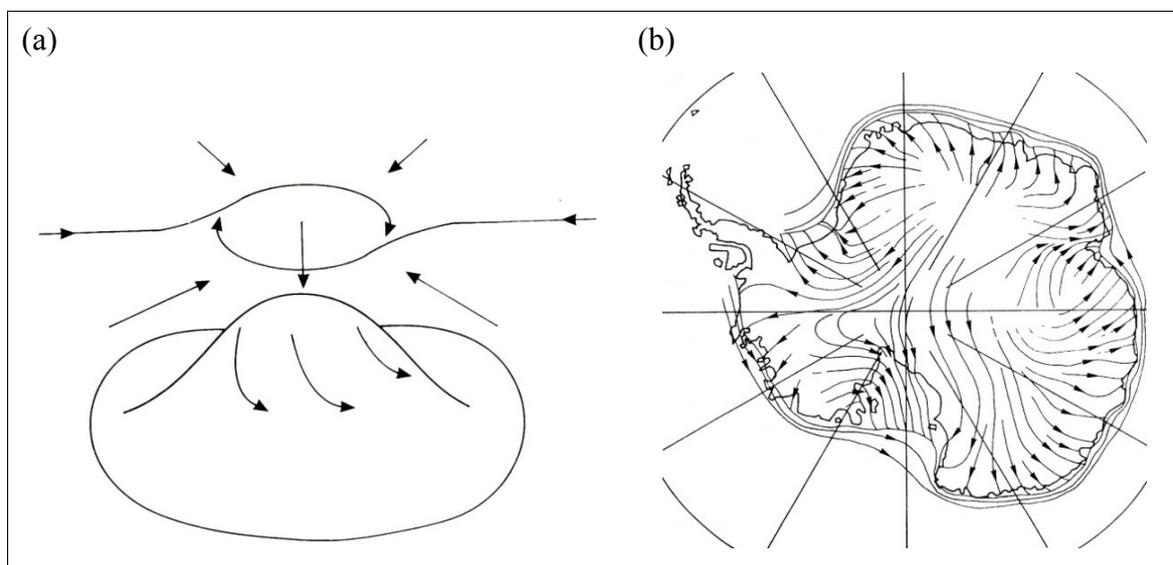


Figura 2.1: (a) Modelo conceitual da circulação troposférica sobre a Antártica. Ventos catabáticos em superfície estão em equilíbrio com a convergência em altitude e a subsidência sobre o continente, que sustenta uma circulação ciclônica na média troposfera (King e Turner, 1997, p.163). (b) Divergência em superfície resulta em ventos catabáticos que adquirem forte componente de leste próximo à costa (King e Turner, 1997, p.94).

A orografia assimétrica do continente em relação ao Polo Sul geográfico propicia a formação das ondas de Rossby, também conhecidas como ondas planetárias, as quais modificam a estrutura dos fluxos em altos níveis, modulam as características dos sistemas sinóticos e, por consequência, afetam a circulação nas médias latitudes ao propagarem-se para o norte. Esta ondulação origina-se em uma zona de contato entre o ar frio polar e o ar quente tropical, modulada pela corrente de jato polar, promovendo a troca de massas de ar subtropicais e polares a partir do transporte dos ciclones e anticiclones extratropicais migratórios, que se formam ao redor do continente. Esta região corresponde a um cinturão de centros de baixas pressões semipermanentes (CBP), centrado em 65° S, com valores médios anuais entre 985 e 995 hPa (Figura 2.2), onde encontram-se sempre de quatro a seis centros bem destacados (Strahler e Strahler, 1994; King e Turner, 1997).

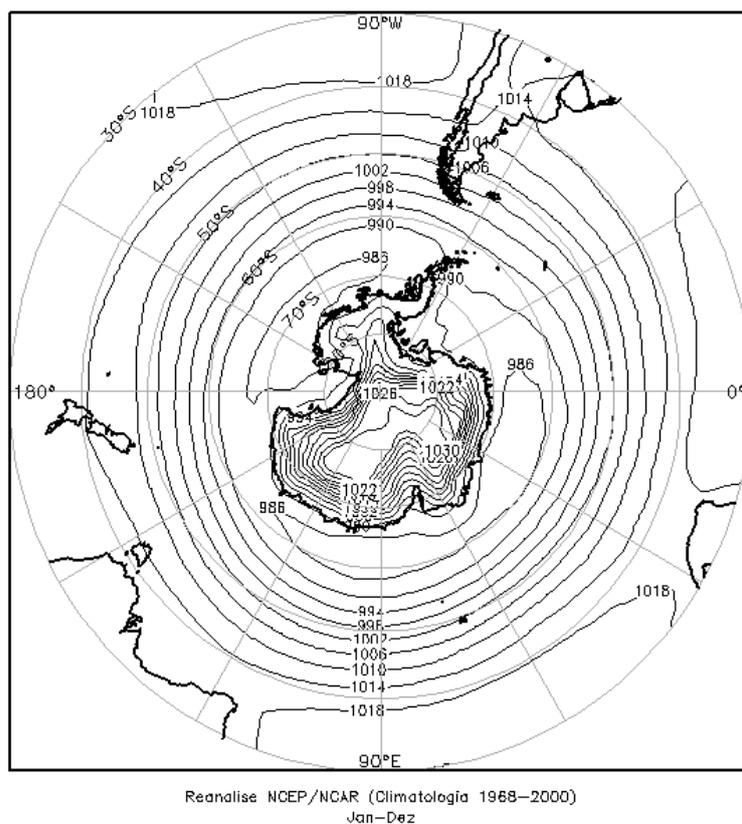


Figura 2.2: Climatologia anual do campo de pressão médio reduzido ao nível médio do mar entre 1968 e 2000 (Aquino, 2009).

A Antártica recebe menor quantidade de radiação solar na superfície durante o ano do que nos trópicos, mas a presença de neve e gelo nas regiões polares origina um *feedback* (retroalimentação) fortemente positivo. Isso porque superfícies com neve ou gelo possuem alto albedo (80–90%), aumentando o resfriamento nas altas latitudes por refletir mais radiação solar do que em superfície com rocha exposta (4–15%) ou oceânica (10%) [King e Turner, 1997; Wadhams, 2000]. A variabilidade sazonal da temperatura antártica está relacionada principalmente com a variação da cobertura de gelo glacial (King e Turner, 1997).

O gelo marinho é um dos parâmetros mais variáveis e sensíveis do sistema climático. Ele ocupa grandes extensões oceânicas transformando profundamente a natureza destes (Squire, 1984). Wallace e Hobbs (2006) verificaram que a cobertura de gelo marinho antártico abrange uma área de 4% da superfície terrestre no seu máximo sazonal que é em setembro ($20 \times 10^6 \text{ km}^2$), superior à área de gelo continental (2,7% da área total do planeta), e de $3 \times 10^6 \text{ km}^2$ em fevereiro, mínimo sazonal (Figura 2.3).

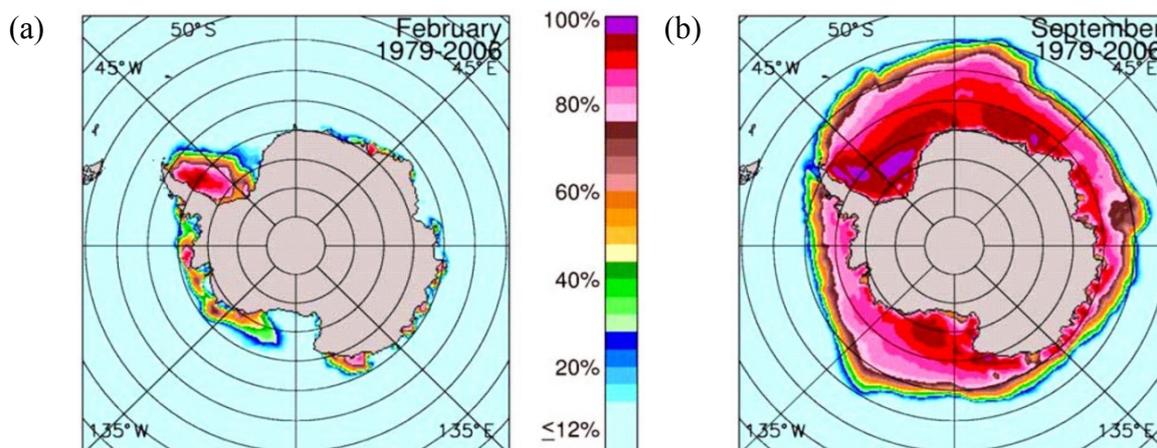


Figura 2.3: Concentração média entre 1979 e 2006 do gelo marinho antártico para (a) fevereiro e (b) setembro, meses com mínima e máxima extensão (Cavaliere e Parkinson, 2008).

2.2 – A variabilidade climática na Antártica

O estado médio do sistema climático é controlado por complexas interações entre forçantes internas (circulação atmosférica, oceanos e criosfera) e externas (variabilidade solar, efeitos astronômicos, atividades tectônicas e erupções vulcânicas) [Barry e Chorley, 2003]. Segundo Wallace e Hobbs (2006), o termo *variabilidade climática* refere-se a uma variação ou mudança em longo prazo no estado médio da atmosfera, *i.e.*,

- a) *variabilidade climática intrasazonal*: variação mensal sobre a variação sazonal da média climatológica ocorrida dentro da mesma estação do ano;
- b) *variabilidade interanual*: variação anual das médias anuais ou sazonais;
- c) *variabilidade em escala decadal, secular, etc.*: variações de escala decadal, secular, etc.

Um dos mais importantes modos de variabilidade nas médias e altas latitudes do HS é a Oscilação Antártica, também conhecida como Modo Anular Sul (*South Annular Mode* - SAM) [L'Ecuyer e Thompson, 2009]. É um modo marcado por anomalias de pressão zonalmente simétricas (ou anulares) e fora de fase entre as latitudes médias e altas (Figura 2.4), sendo a principal Componente Principal ou Função Ortogonal Empírica (*Empirical Orthogonal Function* - EOF) em muitos campos atmosféricos, *e.g.*, pressão e

temperatura em superfície, altura geopotencial e vento zonal (Marshall, 2003). Os maiores valores de SAM estão centrados em aproximadamente 45° S e em 57,5° S na baixa troposfera, com inclinação em direção ao polo em aproximadamente 65° S na alta troposfera e baixa estratosfera (Thompson e Solomon, 2002).

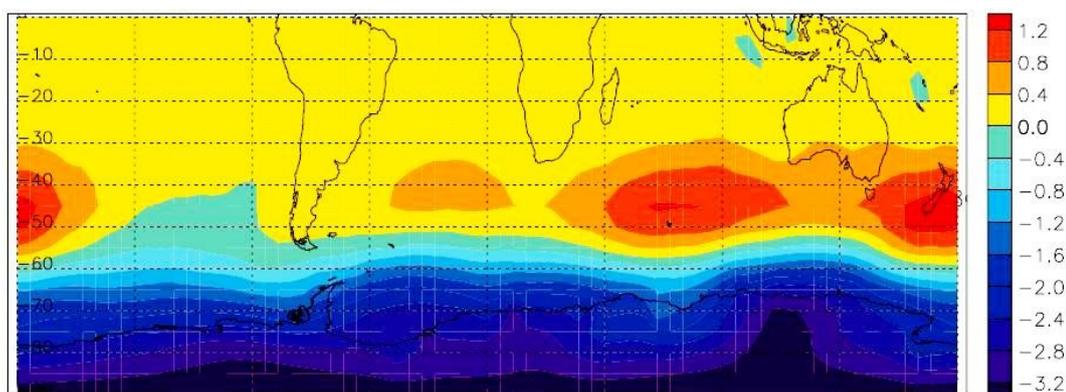


Figura 2.4: Regressão mensal entre as anomalias de pressão ao nível médio do mar e a fase positiva do Índice SAM de Marshall (Gillett, Kell e Jones, 2006).

O padrão SAM é estável durante todo o ano. Contudo a estação ativa se dá no final da primavera, quando o SAM parece modular a intensidade da circulação na baixa troposfera, o total da coluna de ozônio, a altura da tropopausa nas médias e altas latitudes, bem como a intensidade dos ventos alísios (Gong e Wang, 1999; Thompson e Wallace, 2000). A polaridade positiva do SAM, ou SAM (+), está associada com anomalias negativas na temperatura e altura geopotencial sobre o continente antártico e anomalias positivas nas latitudes médias, aumento de temperatura na PA, intensificação dos ciclones sobre o OA e dos ventos de oeste em aproximadamente 60° S. Meses correspondendo a baixos índices de polaridade, ou SAM (-), são marcados por anomalias no sentido oposto (Thompson e Wallace, 2000; Thompson e Solomon, 2002; Gillett *et al.*, 2006).

Existem poucos estudos sobre a relação entre os sistemas atmosféricos da AS e o SAM. Reboita, Ambrizzi e Rocha (2009) verificaram que durante SAM (-), o cinturão ciclogênico no entorno da Antártica foi mais disperso e deslocado para o norte em relação às fases neutras e positivas. Concomitantemente, anomalias positivas na precipitação pluvial foram observadas no sul do Brasil, Uruguai e centro-norte da Argentina, principalmente no verão e outono. Carvalho, Jones e Ambrizzi (2005) observaram que a grande ocorrência de CE nas baixas latitudes ocorreu na fase SAM (-),

sugerindo que esta ocorrência está associada com o deslocamento em direção ao equador do jato subtropical. Além disso, Silvestri e Vera (2003) analisaram que durante a primavera, a fase do SAM (+) [(-)] está associada com a intensificação das anomalias dos anticiclones (ciclones) nos altos níveis, enfraquecendo (fortalecendo) a convergência de umidade e aumentando (diminuindo) a ocorrência de chuvas no sul da AS.

Liu, Curry e Martinson (2004) mostraram que a relação da variabilidade do gelo marinho antártico com o SAM é uma consequência das combinações dos fluxos superficiais anômalos de calor e advecção do gelo durante as diferentes fases do SAM. Durante altas polaridades do SAM, uma forte circulação ciclônica anômala do sudeste do Pacífico gera fluxos de calor anômalos dirigidos para o equador (polo) do mar de Ross e Amundsen (Bellingshausen e Weddell) estimulando (limitando) o crescimento do gelo. Lefebvre *et al.* (2004) analisaram, a partir de simulações numéricas, que o Índice SAM (*cf.* seção 4.1.3) explica somente uma pequena fração da variabilidade da cobertura de gelo marinho antártico, embora seja muito usual para entender a estrutura da corrente oceânica. Portanto, Liu, Curry e Martinson (2004) e Lefebvre *et al.* (2004) concluem que o SAM não pode explicar as recentes tendências regionais no gelo marinho antártico.

Contudo, Zwally *et al.* (2002), observaram uma clara influência do SAM somente sobre o MW, com anomalias positivas na extensão do gelo marinho em fases de SAM (-) e anomalias negativas fracas em fases de SAM (+). Da mesma forma, Lima e Carvalho (2008) verificaram que nos eventos extremos negativos de área de gelo marinho antártico no MW, para o período de inverno, as anomalias de geopotencial em 700 hPa nos extratropicais mostraram-se mais distribuídas na parte leste da Antártica, principalmente sobre o Oceano Atlântico; e nos extremos positivos, observaram que as anomalias do geopotencial nos extratropicais mostraram-se mais distribuídas na parte oeste da Antártica, com uma retração relativamente grande sobre o Oceano Atlântico, em comparação com o caso anterior.

A oscilação semi-anual é o modo de variabilidade sazonal dominante na região antártica, marcada por variações nas pressões em superfície principalmente sobre as regiões costeiras. Esta oscilação consiste na contração e expansão do CBP: mais ao sul na primavera e outono, e mais ao norte no verão e inverno (King e Turner, 1997; Riffenburgh, 2007b). Essa mudança no campo de pressão implica no transporte de ar para as altas

latitudes nos períodos de outono e primavera, e fluxo de massa para as baixas latitudes no verão e inverno. Este transporte reflete as diferenças sazonais no balanço de energia atmosférica das médias e altas latitudes do HS (King e Turner, 1997).

O fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENSO) é o modo de variabilidade acoplado mais proeminente envolvendo a interação entre oceano e atmosfera. Está associado com anomalias positivas na temperatura da superfície do mar (El Niño - EN) na região do Pacífico Equatorial; e com anomalias de pressão ao nível médio do mar (*mean sea level pressure* – MSLP) entre o Pacífico Central (Taiti) e o Pacífico Ocidental (Darwin, na Austrália) [Oscilação Sul - SO]. Muitos trabalhos mostram conexões entre as condições atmosféricas no Pacífico tropical e latitudes extratropicais. Hoskins e Karoly (1981) mostraram que as zonas de convecção profunda no equador podem gerar ondas de Rossby através da vortacidade gerada pelo aquecimento diabático. Esse trem de ondas de Rossby desloca-se para os polos de ambos os hemisférios, possibilitando um meio de teleconexão entre o ENSO e o clima das latitudes médias.

Turner (2004), a partir das anomalias de altura geopotencial em 500 hPa, entre 1979 e 1999, observou que em eventos de EN houve anomalias anticiclônicas nos mares de Amundsen e Bellingshausen e anomalias ciclônicas centrada em 48° S, 140° W. As anomalias encontradas durante eventos de La Niña estão localizadas quase exatamente nos mesmos locais dos eventos quentes, mas com sinal oposto. As anomalias positivas na MSLP na região do mar de Bellingshausen é um padrão de circulação que mostra uma forte componente de sul nos ventos sobre a PA durante eventos quentes, resultando em condições frias para a região. Contudo, de uma forma geral, a grande variabilidade climática natural na Antártica implica em respostas distintas para eventos similares. *E.g.*, durante o evento de EN de 1982–83, que foi o mais pronunciado do século XX, observou-se um baixo sinal nas anomalias antárticas (Turner, 2004; Turner *et al.*, 2005b). Os autores sugerem que a variável resposta da circulação, durante diferentes eventos quentes, poderia ser resultado da modulação da propagação das ondas de Rossby através da circulação média zonal, ou seja, dependem fortemente da posição das anomalias em relação às regiões de convecção equatoriais; ou a resposta próxima a Antártica está sendo definida pela variabilidade natural.

2.3 – Mudanças climáticas e a Antártica

Com o quadro de mudanças ambientais globais, onde se observa o aquecimento do sistema climático, a Antártica é umas das regiões do planeta mais sensíveis a essas mudanças. Enquanto que na PA se observa as maiores tendências de aquecimento do HS nas últimas décadas, em grande parte do continente antártico é observado um resfriamento das temperaturas (Thompson e Solomon, 2002; Turner *et al.*, 2005a; Turner *et al.*, 2006; Gillett *et al.*, 2008; Mayewski *et al.*, 2009). Segundo Turner *et al.* (2005a), as maiores tendências de aquecimento anual foram observadas no norte e oeste da PA, com destaque para a estação Faraday/Vernadsky, com tendência significativa de aumento de $+0,56^{\circ}\text{C década}^{-1}$ entre 1951 e 2000. Em grande parte das estações sobre a PA, o maior aquecimento foi observado no inverno, com aumento de $+1,09^{\circ}\text{C década}^{-1}$ em Faraday/Vernadsky. Estudos feitos por Turner *et al.* (2006), observando o perfil vertical de temperatura de inverno sobre o continente antártico, revelam que entre 1971 e 2003 houve um aquecimento de $+0,70^{\circ}\text{C década}^{-1}$ na média troposfera (500 hPa). Entretanto, na estratosfera observou-se um resfriamento máximo de $-0,16^{\circ}\text{C década}^{-1}$ em 100 hPa. Embora poucos registros de estações meteorológicas da Antártica sejam mais longos que 50 anos, as tendências observadas são um indicador particularmente importante da mudança do clima (Vaughan *et al.*, 2003).

Uma hipótese levantada por Thompson e Solomon (2002) é que a intensificação dos ventos de oeste circumpolar, devido aos altos índices de polaridade do SAM (+), agiria na diminuição da incidência de ar frio de sul, levando a um incremento da advecção de ar quente do OA. Desta forma, o SAM contribui com 50% do aquecimento observado na PA. Além disso, muitos autores propõem que as tendências de intensificação do vento zonal, aumento das temperaturas na PA e diminuição na altura geopotencial sobre o continente, resultam de um recente resfriamento na baixa estratosfera antártica e aquecimento troposférico, principalmente devido à perda de ozônio e ao aumento nas concentrações dos gases de efeito estufa, que também contribuiriam para um aumento na polaridade do SAM (+) [Thompson e Wallace, 2000; Marshall, 2002; Thompson e Solomon, 2002; Marshall, 2003; Gillett *et al.*, 2006; Turner *et al.*, 2006; Gillett *et al.*, 2008].

2.4 – Mar de Weddell

O clima no MW é influenciado principalmente por fluxos de ar continental frio vindos de sul, por sistemas sinóticos transientes de baixa pressão e pelos ventos de oeste. Ao longo da costa do MW, os ventos catabáticos transportam ar frio em superfície oriundos do platô antártico e interagem com os ciclones circumpolares, impulsionando a formação de intensos ventos, os quais atuam na formação e advecção de gelo marinho e possibilitam a manutenção das áreas livres de gelo marinho (polínias) [Riffenburgh, 2007b].

A temperatura média anual do ar próxima à superfície no MW decresce em direção ao sul, variando entre $-4,3^{\circ}\text{C}$ nas Ilhas Orcadas do Sul e $-22,2^{\circ}\text{C}$ na Coats Land, com médias mensais (janeiro e julho) de 1°C e -10°C , e -8°C e -30°C , respectivamente, para essas regiões (Riffenburgh, 2007b). Nos últimos 90 anos (1904–1994) os registros de Orcadas do Sul mostraram um aumento na temperatura de $+2^{\circ}\text{C}$ (Riffenburgh, 2007b), assim como no lado leste da PA (setor oeste do MW), onde o maior aquecimento foi observado durante o verão e associado com o reforço dos ventos de oeste circumpolar (Mayewski *et al.*, 2009). Contudo, na estação Halley observou-se uma pequena diminuição na temperatura média anual de $-0,11^{\circ}\text{C}$ década⁻¹ ($\alpha < 10\%$) entre 1957 e 2000 [Turner *et al.*, 2005a].

A circulação oceânica de larga-escala no OA é dominada pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA) e pelos giros subpolares. Enquanto que os fluxos zonais são governados pela CCA, os giros subpolares ciclônicos de larga escala induzem a um fluxo meridional. O Giro de Weddell, com 7×10^6 km², é o maior dos três giros existentes no entorno do continente, se estendendo do leste da PA até aproximadamente 30° E. A origem deste giro é devido a uma combinação das forçantes termohalina e dos ventos. A forçante atmosférica está relacionada como a transição dos ventos de oeste ao norte e ventos de leste próximos à costa da Antártica. Isto induz a direções opostas dos fluxos nas extremidades norte e sul do giro, e ressurgência no seu interior (Divergência Antártica) [Riffenburgh, 2007b].

O MW exerce grande influência sobre a circulação oceânica global. É uma das regiões do planeta mais importantes para formação de Água de Fundo Antártica, que são as

mais densas dos oceanos (King e Turner, 1997; Stonehouse, 2002; Riffenburgh, 2007). Além disso, este setor é caracterizado pela presença de polínias, que são áreas de águas abertas no meio da banquisa ou do gelo fixo sem forma linear (Simões, 2004), onde ocorre a formação das águas mais salinas do planeta. Nestas regiões, as águas superficiais do mar congelam diversas vezes e o gelo marinho formado é deslocado a grandes distâncias através dos ventos e correntes marinhas. Essa massa de água submerge até o fundo oceânico e se desloca para o norte margeando a AS oriental, podendo ser identificada nas três bacias oceânicas: do Atlântico, Pacífico e Índico (Mcgonigal e Woodworth, 2001). Portanto, o MW é uma das regiões chaves que contribuem para a circulação termohalina global (Mantyla e Reid, 1983; Orsi, Johnson e Bullister, 1999; Hellmer *et al.*, 2005).

A área com maior cobertura e maior variabilidade de gelo marinho na Antártica é a região do MW (Wadhams, 2000). A combinação entre o Giro de Weddell, os ventos catabáticos e os efeitos dos desvios dos ventos por fatores topográficos, faz com que este setor apresente a maior concentração de gelo marinho do OA, além de ampla formação da Água de Fundo Antártica. Segundo estudos realizados por Zwally *et al.* (2002), a variabilidade do gelo marinho no OA apresentou incremento de $+11,180 \pm 4190 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ($+0,98 \pm 0,37\% \text{ década}^{-1}$) entre 1979 e 1998. Regionalmente, as tendências na extensão de gelo marinho foram positivas no MW ($+1,4 \pm 0,9\% \text{ década}^{-1}$). Da mesma forma, Lima (2007) observou as tendências da extensão do gelo marinho no OA e verificou que no MW houve tendência positiva estatisticamente significativa ($\alpha < 5\%$) em fevereiro de $+10.650 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$. Jacka e Budd (1991) e Weatherly, Walsh e Zwally (1991) mostram a correlação negativa entre mudanças no gelo marinho em escala regional e temperaturas do ar sobre a costa antártica. Contudo, observações de um modelo climático, que inclui a interação acoplada gelo-oceano-atmosfera (Manabe, Spelman e Stouffer, 1992), trazem um resultado contra-intuitivo que vem sendo observado, e.g., na região do MW: a cobertura de gelo marinho poderia na prática aumentar com o aquecimento climático global. Os processos físicos no modelo que preveem um aumento do gelo marinho são: aumento de precipitação com o aquecimento atmosférico nas regiões polares, maior quantidade de neve que cai sobre o gelo marinho, menor salinidade nas camadas oceânicas próximas à superfície, maior estabilidade na camada de mistura, redução nos fluxos de calor para a superfície, e conseqüentemente, aumento na cobertura de gelo marinho.

CAPÍTULO 3: MASSAS DE AR

“Have not the small particles of bodies certain powers, virtues, or forces (...) for producing a great part of the phenomena of nature?”

Isaac Newton

3.1 – Caracterização de massas de ar

Uma massa de ar é definida como um corpo extenso de ar com propriedades físicas (gradiente vertical de temperatura, umidade e temperatura do ar) relativamente uniformes horizontalmente por milhares de quilômetros (Willet, 1933; Barry e Chorley, 2003). Uma massa de ar ideal é um fluido barotrópico em que as superfícies isobáricas e isotérmicas não se interceptam, ou seja, são paralelas (Figura 3.1). Isso implica que o campo densidade ou temperatura é função única da pressão. Os limites de uma massa de ar são zonas hiper-baroclínicas (frontais) onde as superfícies isobáricas e isotérmicas se interceptam (James, 1969; Barry e Carleton, 2001; Barry e Chorley, 2003).

Existem três fatores que determinam a natureza e o grau de uniformidade das características de uma massa de ar: (1) a natureza das regiões de origem, onde a massa de ar adquire suas características originais; (2) a direção do movimento e mudanças que ocorrem enquanto uma massa de ar desloca-se por longas distâncias; e (3) a idade das massas de ar (Barry e Chorley, 2003).

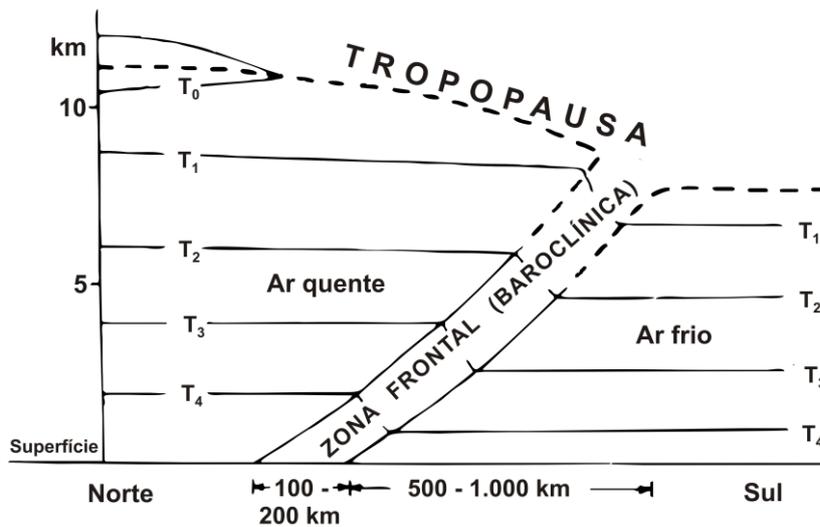


Figura 3.1: Seção transversal esquemática da troposfera para o Hemisfério Sul, mostrando a massa de ar barotrópica e a zona frontal baroclínica (assumindo que a densidade diminui somente com a altitude) [modificado de Barry e Chorley, 2003, p. 178].

3.1.1 – Natureza das regiões de origem

Regiões fontes de massas de ar não são facilmente definidas devido à grande variação nas propriedades físicas da estrutura vertical da coluna de ar e na circulação atmosférica sobre a superfície (Taljaard, 1979). A formação de uma massa de ar se dá basicamente a partir da transferência turbulenta e radiativa de energia e umidade entre a superfície terrestre/oceânica e a atmosfera, dando origem a propriedades físicas distintas do ar sobrejacente, através da mistura vertical. O grau de equilíbrio entre as condições de superfície e as propriedades da massa de ar sobrejacente é alcançado quando o ar permanece sobre uma determinada região geográfica por aproximadamente 3 e 7 dias.

As principais regiões de origem de massas de ar são áreas com superfícies extensas e uniformes, dominadas por sistemas de pressões quase-estacionários. Estes requisitos são cumpridos sob as regiões onde existem fluxos divergentes lentos oriundos das principais células de alta pressão, termiais e dinâmicas. Em contraste, as regiões de baixas pressões são zonas de convergência para as quais as massas de ar se deslocam (Barry e Carleton, 2001; Barry e Chorley, 2003).

3.1.2 – Modificação das massas de ar

Quando uma massa de ar se desloca da sua região de origem, ela é afetada pela diferença de umidade e calor em relação à superfície terrestre e pelos processos dinâmicos atmosféricos. Deste modo, a massa de ar barotrópica é gradualmente modificada em uma corrente de ar moderadamente baroclínica. A presença de gradientes de temperatura horizontal significa que o ar não pode deslocar-se como uma unidade sólida que conserva uma estrutura interna constante. A trajetória feita por uma parcela de ar na média ou alta troposfera normalmente será um pouco diferente da parcela próxima à superfície, devido ao aumento da velocidade dos ventos de oeste com a altitude na troposfera (Barry e Chorley, 2003).

Em relação às mudanças termodinâmicas, uma massa de ar pode ser aquecida a partir de sua base de dois modos: (1) pela passagem da massa de ar de uma superfície fria para uma superfície quente; ou (2) pelo aquecimento solar da região sobre a qual o ar está localizado; de forma oposta, o ar pode ser resfriado. O aquecimento da base da massa de ar produz um aumento na sua instabilidade e, assim, o efeito pode ser propagado rapidamente por uma considerável parcela de ar. O resfriamento em superfície produz uma inversão de temperatura, a qual limita a extensão vertical de resfriamento, que tende a ocorrer de forma gradual através de perda de calor radiante para o ar. Além disso, o processo de transformação de uma massa de ar se dá através do acréscimo (perda) de calor latente que acompanha a condensação (evaporação) [Barry e Chorley, 2003].

Mudanças dinâmicas são sutilmente diferentes de mudanças termodinâmicas porque aquelas envolvem mudanças de mistura ou pressão associadas com o movimento da massa de ar. As propriedades físicas das massas de ar são consideradas modificáveis, *e.g.*, por um prolongado período de mistura turbulenta. Este processo é particularmente importante para os baixos níveis, onde o atrito superficial intensifica a turbulência natural e propicia um mecanismo ágil de transferência de calor e umidade para os níveis superiores. As trocas advectivas e radiativas são diabáticas, mas a ascensão e subsidência de ar resultam em mudanças adiabáticas na temperatura. O aumento em larga escala da temperatura pode ser em consequência de uma ascensão forçada da massa de ar por uma barreira montanhosa ou pela convergência de corrente de ar. De modo oposto, o decréscimo pode ocorrer quando a convergência em altos níveis configura uma subsidência

ou quando o ar está estável, o qual é forçado a subir sobre regiões altas pelo gradiente de pressão, descendo a sotavento. Os processos dinâmicos na média e alta troposfera (aproximadamente 5.000 m e acima de 5.000 m de altitude, respectivamente) são de fato a maior causa das modificações nas massas de ar (Barry e Chorley, 2003).

3.1.3 – A idade das massas de ar

Eventualmente, as massas de ar diminuem a troca de energia com o ar adjacente ao se deslocarem das suas regiões de origem. Assim, diversos fenômenos meteorológicos associados tendem a dissiparem-se. Este processo leva a perda da identidade original da massa de ar até que, finalmente, suas características misturam-se com aquelas das correntes de ar contíguas. A partir de então, a massa de ar pode estar sob a influência de uma nova região de origem (Barry e Chorley, 2003).

O período de tempo que uma massa de ar permanece com as suas características originais depende muito da extensão da área de origem e do padrão de pressões que afeta a região. Em geral, o ar nos níveis inferiores é modificado mais rapidamente do que nos níveis superiores, embora as modificações dinâmicas em altos níveis não sejam menos significantes em termos dos processos do tempo (Barry e Chorley, 2003).

3.2 – Classificação de massas de ar

As massas de ar são classificadas de acordo com as suas propriedades termodinâmicas: (1) posição latitudinal sobre o globo, a qual determina as suas características térmicas (Tabela 3.1); e (2) a superfície subjacente, continental ou oceânica, o que determina a sua capacidade higrométrica (Tabela 3.2).

Tabela 3.1: Classificação de massas de ar em relação a sua posição latitudinal (modificado de Strahler e Strahler, 1997).

<i>Massa de ar</i>	<i>Simbologia</i>	<i>Região de origem</i>
Equatorial	<i>E</i>	Oceanos e Linha do Equador
Tropical	<i>T</i>	Continentes e oceanos entre 20–35° N e S
Polar	<i>P</i>	Continentes e oceanos entre 50–60° N e S
Ártica e Antártica	<i>A</i>	Oceano Ártico e terras limítrofes e Antártica

Tabela 3.2: Classificação de massas de ar segundo o tipo de superfície sobre o qual se encontram (Strahler e Strahler, 1997).

<i>Massa de ar</i>	<i>Simbologia</i>	<i>Região de origem</i>
Marítima	<i>m</i>	Oceanos
Continental	<i>c</i>	Continentes

De acordo com tais critérios, *e.g.*, uma massa de ar formada na região equatorial sobre o oceano é identificada como *mE*; originando-se na região tropical continental, será *cT*. Quando uma massa de ar desloca-se de sua região de origem, ela vai progressivamente perdendo as suas características originais. Ao deslocar-se por uma superfície mais fria, a massa de ar passa a ser identificada acrescentando-se a letra *w*. Caso contrário, acrescenta-se a letra *k* (Fedorova, 1999). Por exemplo, uma massa *mT* ao deslocar-se sobre o continente mais frio, é identificada como *mTw*. Analogamente, uma massa *cP* ao deslocar-se sobre um oceano quente, passa a *cPk*.

3.3 – Massas de ar da Antártica

3.3.1 – Variações anuais e sazonais de temperatura e umidade do ar

A característica mais evidente nos registros de ar superior na Antártica é a forte superfície de inversão de temperatura, que é mantida pelo resfriamento radiativo da superfície e da baixa atmosfera. Embora a inversão seja mais forte no interior do continente durante o inverno, quando o resfriamento da superfície está no seu máximo, inversões significativas ocorrem durante grande parte do ano nas regiões costeiras. Os perfis de temperatura da baixa estratosfera e troposfera para Halley, localizado na região costeira do MW, são mostrados na Figura 3.2. A troposfera é estratificada com estabilidade durante todas as estações do ano, mas a estabilidade é maior abaixo de 4 km durante o inverno, quando ele é mantido pela combinação de forte resfriamento radiativo e subsidência. A tropopausa é evidente nos perfis de temperatura no verão, mas torna-se muito dubitável no inverno à medida que a estratosfera resfria-se rapidamente (King e Turner, 1997).

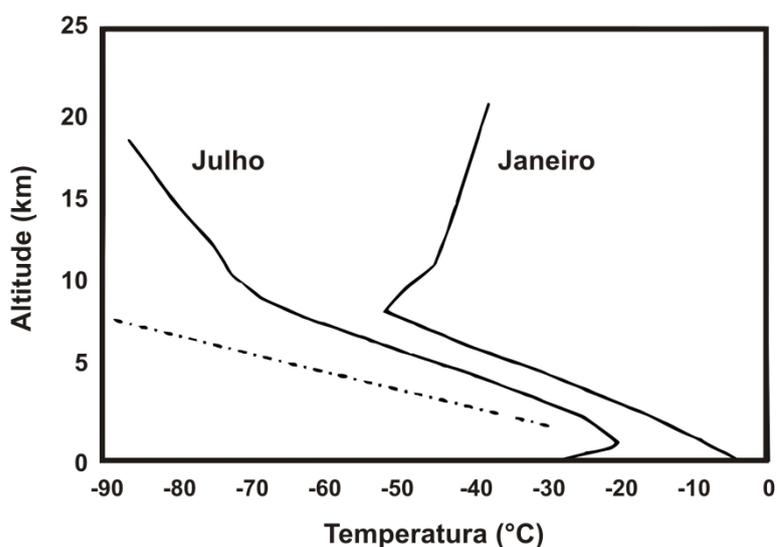


Figura 3.2: Temperatura média na baixa estratosfera e troposfera na estação Halley durante janeiro e julho entre 1957-1993. A linha tracejada indica a taxa de declínio adiabático seco (modificado de King e Turner, 1997, p. 88).

A Figura 3.3 mostra a média anual do total da coluna de mistura (TCM), ou seja, o vapor de água contido numa coluna da atmosfera, de 16 estações de radiossondagem na Antártica para um período de seis anos. Em Bellingshausen, nas Ilhas Shetland do Sul, o TCM é relativamente alto, como resultado do relativo aquecimento e dos úmidos ventos de oeste circumpolares. As 13 estações no entorno da costa da Antártica Oriental tem valores parecidos de TCM, com uma média de $3,3 \text{ kg m}^{-2}$ e as duas estações representativas do platô da Antártica Oriental possuem valores muito baixos de TCM como resultado das baixas temperaturas na coluna atmosférica (King e Turner, 1997).

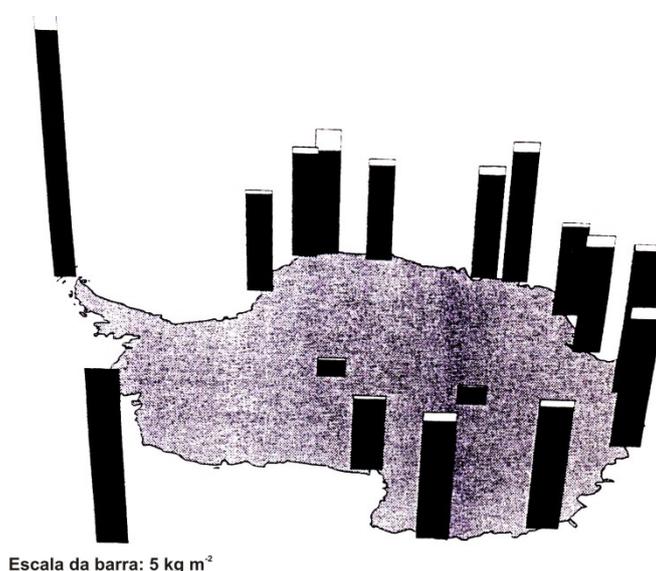


Figura 3.3: TCM de 16 estações de radiossondagem da Antártica. A barra escura indica a média anual de TCM e a barra clara (no topo) mostra a variabilidade interanual (modificado de King e Turner, 1997, p. 169).

Tendo em vista que a pressão de vapor de saturação diminui muito rapidamente com o decréscimo de temperatura, seria esperado que as maiores contribuições para o TCM viessem da faixa mais quente da coluna atmosférica, que está na região imediatamente acima da superfície de inversão, sendo que a coluna atmosférica acima de 500 hPa contribui muito pouco para o TCM. A variação sazonal de TCM aproximadamente acompanha a temperatura. No entanto, as estações costeiras da Antártica Oriental mostram grande variação diária na TCM durante todo o ano, refletindo a advecção de relativo ar úmido para o interior da região costeira através dos sistemas meteorológicos de escala sinótica (King e Turner, 1997).

3.3.2 – Interação atmosfera–gelo marinho

O gelo marinho antártico desempenha papel importante no sistema climático por aumentar o albedo da superfície oceânica, inibindo as trocas de calor, mistura e momentum entre oceano-atmosfera, e alterando a salinidade local durante o seu derretimento ou congelamento. O gelo marinho também tem efeito no balanço de energia em superfície devido a sua baixa condutividade térmica, que resulta em um efeito de redução dos fluxos verticais de calor latente e sensível na superfície, impedindo a troca de calor e mistura entre oceano-atmosfera. Por causa do calor latente associado com o derretimento ou congelamento, o gelo marinho atua como um reservatório termal que atrasa (prolonga) o ciclo sazonal de temperatura (Walsh, 1983; Hartmann, 1994; King e Turner, 1997).

Durante os meses de inverno, o gelo marinho é tão eficiente como isolante que o fluxo de calor da atmosfera para o oceano aberto pode ser duas vezes maior que sobre o gelo marinho (Maykut, 1978). Isto influencia a formação de nuvens, a estabilidade atmosférica e, portanto, a precipitação (King e Turner, 1997). Além disso, com o resfriamento da atmosfera adjacente à cobertura de gelo marinho, existe um congelamento do gelo, dificultando a absorção de radiação solar e reforçando o resfriamento inicial. Este mecanismo dinâmico, conhecido como *feedback*, é mais efetivo no inverno, e uma pequena variação na extensão de gelo marinho pode resultar em um grande impacto nas temperaturas do ar na baixa troposfera, com maiores (menores) valores de temperatura associado com menor (maior) extensão de gelo marinho (Turner *et al.*, 2005a; Wallace e Hobbs, 2006; Justino *et al.*, 2007).

3.3.3 – Regiões de origem e propriedades das massas de ar

Na Antártica a atuação das massas de ar é bastante variável ao longo do ano. As regiões de origem e as propriedades das massas de ar formadas sobre a região antártica e subantártica, seguindo uma distribuição zonal proposta por Serra e Ratisbonna (1942), podem ser divididas em:

1. *Massa de ar antártica*: origina-se sobre uma superfície coberta de neve e gelo (platô antártico) que é rodeada pelo OA e pela banquisa² fixa, onde há penetração de ar polar marítimo, governada pelo CBP sobre os mares de Weddell e Ross. Esta região é limitada pelos ventos polares de oeste e os ventos de sudeste/leste da alta pressão permanente sobre o platô antártico, entre 60° e 65° S.

Devido à divergência anticiclônica e a subsidência superior sobre o platô, há intensa radiação sobre o continente, o que resulta em baixas temperaturas. Este fenômeno é acentuado pelo alto albedo da superfície de neve ou gelo. Além disso, a fraca turbulência não permite a distribuição de calor em altitude, originando-se assim uma inversão térmica a partir da superfície, que por sua vez diminui a turbulência e assim sucessivamente, até que a massa mais aquecida em altos níveis emita calor em direção à superfície e limite a grande variação de temperatura na inversão.

O ar polar marítimo, ao deslocar-se sobre o platô, será resfriado e sua quantidade de vapor será reduzida pelos fenômenos de condensação, resultando em baixa umidade específica do solo. Além disso, a evaporação da neve é praticamente nula, o que não contribui para o aumento de umidade da massa de ar. Contudo, em altitude, as maiores temperaturas favorecem o acréscimo de umidade. Já com as características de massa antártica, o ar segue em direção ao norte, deslocando-se a oeste dos ciclones fixos em direção ao oceano.

2. *Massa de ar polar*: é a zona subantártica que em grande parte é ocupada pela banquisa e pelos gelos flutuantes levados pelas correntes frias. Possui circulação de oeste ao longo das isotermas em superfície. Desta forma, origina-se uma massa de ar polar, proveniente de transformações das massas de ar antárticas ou tropicais, sendo uma zona de transição entre o ar polar e tropical. Nesta região são formados os anticiclones subpolares que invadem periodicamente o continente antártico.

² Qualquer área de gelo marinho, com exceção do gelo fixo, não importando a forma ou a disposição (Simões, 2004).

Seu limite norte coincide com o maior gradiente de temperatura da água, localizado no Oceano Atlântico em 40° S no verão e a 35° S no inverno. O limite meridional das massas polares é a região antártica. Contudo, as áreas oceânicas subantárticas próximas ao continente e a própria superfície deste, são impróprias para a formação de massas de ar. Isso porque os ciclones e anticiclones de oeste e de sudeste, os quais se deslocam frequentemente sobre essas regiões, não propiciam uma estabilidade suficiente à circulação.

As massas de ar abandonam o continente a oeste do CBP, penetram nos oceanos e elevam rapidamente suas temperaturas e umidade nos baixos níveis. Na trajetória dessas massas de ar sobre o OA, que se dão sob a forma de longas correntes ciclônicas ou retilíneas de oeste, o ar antártico transforma-se rapidamente, adquirindo características de massa polar marítima. Isso porque a circulação não sendo subsidente, permite a distribuição de calor e umidade em altitude a partir da superfície do mar. É com essa estrutura que a massa de ar polar marítima invade o continente sul-americano, entre as duas altas pressões semipermanentes do Atlântico e do Pacífico, para posteriormente seguir três trajetórias diferentes, condicionadas pela orografia: a oeste e a leste da Cordilheira dos Andes, e pelo Oceano Atlântico. A trajetória pelo Oceano Atlântico se dá até a alta semipermanente do Atlântico, até 10° S na costa do Brasil no inverno e até 20° S no verão, adquirindo rapidamente calor e umidade do oceano. Esta trajetória varia de acordo com o comportamento do anticiclone do Atlântico: se este resistir à invasão, a massa de ar polar permanece no sul; caso contrário, a massa de ar se deslocará pela costa, formando um anticiclone frio de fim de família, o qual aumenta a proporção que o centro de ação diminui.

As Figuras 3.4a e 3.4b mostram a configuração das massas de ar e do escoamento geral predominante sobre o HS no verão e inverno. No verão, a região fonte da massa de ar marítima polar (*mP*) se estende da Convergência Subtropical até a borda do gelo, que sobre grandes setores praticamente coincide com a costa do continente antártico (Figura 3.4a). Contudo, no inverno, o limite sul da região de origem da *mP* está ao norte da borda do gelo marinho (Figura 3.4b).

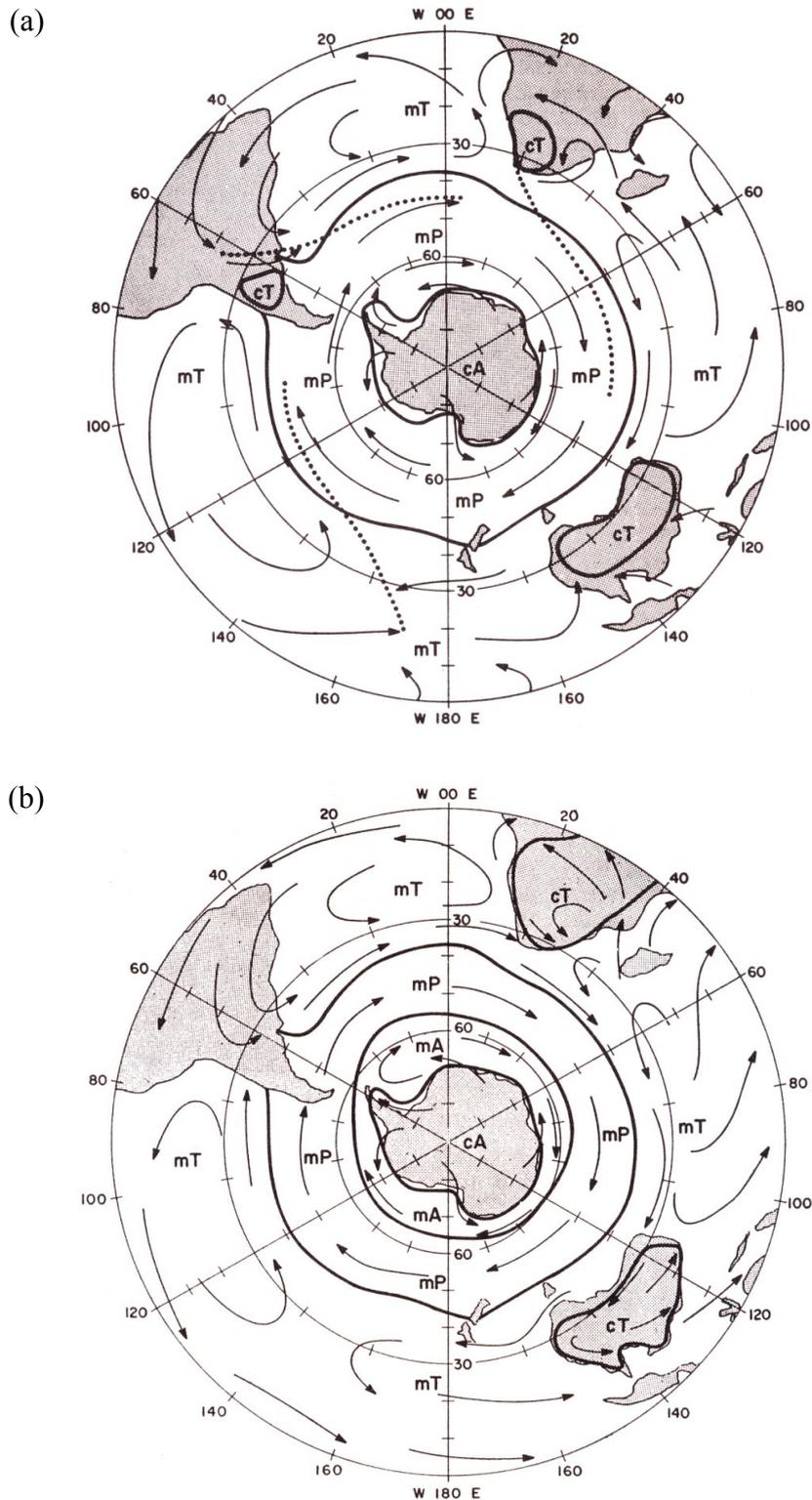


Figura 3.4: Regiões de origem e padrão médio das massas de ar para o HS no (a) verão, onde as linhas pontilhadas representam as frentes de origem polar; e no (b) inverno. Onde: *mT* são as massas de ar marítimas tropicais; *cT* as massas de ar continentais tropicais; *mP* as massas de ar marítimas polares; *mA* são as massas de ar marítimas antárticas; *cA* são as massas de ar continentais antárticas (Taljaard, 1972).

Segundo Taljaard (1972), existe alguns problemas em relação a *mP* e a massa de ar marítima antártica (*mA*) e suas regiões de origem. O primeiro é que a zona entre as convergências oceânicas possui acentuada queda de temperatura em direção ao polo, o que não cumpre com o critério de região de origem ideal, que deve ser uniforme. O segundo problema são as baixas temperaturas do mar entre a borda do gelo e a Convergência Antártica, que variam entre -2°C , ao longo da borda do gelo, para mais de 3°C no verão e 1°C no inverno ao longo da Convergência. Isso sugere que o ar que se desenvolve sobre esta zona talvez possa ser chamado de *mA*. Neste caso, a faixa de gelo marinho deveria ser incluída como uma região fonte da *cA* no inverno, o que não parece certo tendo em vista que o ar sobre o próprio continente é mais frio do que sobre o gelo marinho. Como solução, sugeriu-se que a zona entre a Convergência Subtropical e a borda do gelo deveria ser tomada como região de origem da *mP*. A zona entre as convergências talvez seja considerada como a fonte de uma fase não uniforme da *mP*, enquanto que o sul da Convergência Antártica é a região de origem de uma fase fria mais uniforme da *mP*. Se isto é aceito, o ar que se desenvolve sobre o gelo marinho pode ser chamado de *mA*. A região de origem da *cA* continua constante por todo o ano (Taljaard, 1972).

3.3.4 – Frentes e sistemas meteorológicos de escala sinótica

Sistemas meteorológicos de escala sinótica compreendem os ciclones e anticiclones extratropicais, que são os principais sistemas atmosféricos encontrados na região costeira da Antártica e sobre o OA. Eles tipicamente possuem extensão entre 1.000–6.000 km e um tempo de vida entre um dia a uma semana (King e Turner, 1997).

Estudos de caso e investigações climatológicas demonstram que os CE formam-se no limite entre duas massas de ar adjacentes, marcado por uma zona fortemente baroclínica com marcados gradientes de temperatura (Barry e Chorley, 2003). No HS a maior mudança na temperatura troposférica meridional ocorre na Frente Polar Antártica (FPA), também conhecida como Frente Antártica ou Convergência Antártica, separando as massas de ar tropicais e as massas de ar polares. A FPA é também uma zona de transição entre as correntes frias do OA e as águas mais aquecidas vindas do norte (CCAMLR, 2008). Essa confluência resulta em uma mudança na temperatura meridional de $3-8^{\circ}\text{C}$ no verão e de

1–5°C no inverno. A posição da FPA possui variações em torno do globo, localizada entre as latitudes de 47–61° S. Portanto, a FPA é uma das principais regiões para o desenvolvimento de CE do HS. Outra área de significativo contraste térmico é a região costeira da Antártica, onde o ar frio do interior do continente se encontra com a massa de ar marítima mais quente. Aqui, o contraste térmico nos baixos níveis resulta no desenvolvimento de distúrbios sinóticos de pequena ou mesoescala, que podem deslocar-se para o leste, paralelo à costa, ou ocasionalmente mover-se para o norte, sobre o OA (King e Turner, 1997).

Jones e Simmond (1993) analisaram os CE no HS entre 1975 e 1989. A máxima densidade de CE nas estações de verão e inverno foi observada em um anel que coincide com o CBP, localizado no sul da África (Oceano Índico sul) e no leste do mar de Ross, enquanto que uma menor máxima densidade ocorre no MW durante o inverno. O período de verão é caracterizado por um aumento na amplitude e uma maior faixa de abrangência desses picos, enquanto que no inverno a região centrada no CBP é uma das regiões formadoras de CE mais ativas do HS, onde somente os continentes subtropicais mostram uma maior incidência de ciclogêneses. Em relação às ciclólises, existe uma tendência de diminuição com as baías costeiras da Antártica, mais perceptível nos mares de Weddell e Bellingshausen. A tendência de pressão central dos CE é de uma intensificação entre 30–65° S. Ao sul de 65° S os CE mostram um enfraquecimento médio, como indicado pelos valores positivos da tendência na pressão.

No OA os CE também têm um grande efeito no gelo marinho. Durante os meses de inverno, o gelo marinho pode desenvolver-se ao norte, além de 60° S, para dentro da zona de atividade ciclônica, onde muitos CE deslocam-se paralelamente às margens da banquisa em direção ao CBP (King e Turner, 1997). Carleton (1983) comparou atividades ciclônicas e dados de extensão de gelo marinho para os meses de maior crescimento (junho a setembro), entre 1973–77 no HS. Evidenciou-se para as latitudes imediatamente ao norte das bordas do gelo marinho, uma relação entre a expansão de gelo marinho no inverno e a frequência de ciclogênese. Correlações entre as margens do gelo marinho e as frequências dos CE evidenciam menores variações anuais no setor leste antártico, ressaltando o papel do CBP no regime de inverno do gelo, para a região. As correlações entre gelo marinho e CE variam fortemente de ano para ano no MW, onde padrões oceânicos relacionados com a advecção do gelo são de grande significância.

Aquino e Setzer (2005) observaram que a atuação dos CE na região sudeste do Atlântico Sul, com frequência de até um por semana durante o inverno, propiciam a entrada de massas de ar frias que influenciam profundamente o sul e sudeste do Brasil, atingindo eventualmente a Amazônia e a região nordeste. Posteriormente à passagem dos CE, esses sistemas ou trazem ar do sudeste do Oceano Pacífico após uma frente fria bem desenvolvida, tornando-se frio e seco depois de cruzar o sul da cordilheira dos Andes, provocando geadas; ou trazem ar frio do norte do MW, com deslocamento de sul para norte, resultando em quedas de temperaturas e aumento de umidade do ar, podendo provocar neve em algumas regiões elevadas do sul do país.

3.3.5 – Massas de ar antárticas e o tempo e clima no sudeste da América do Sul

Poucos trabalhos mostram o efeito das massas de ar de origem antártica e subantártica na variabilidade climática e tempo meteorológico sobre a América do Sul, em especial no seu setor sudeste. Estudos feitos por Carpenedo *et al.* (2008) mostraram que os dias com advecção de massas de ar frio provenientes da região antártica e subantártica, que atingiram o sul do Brasil entre 2004 e 2007, provocaram anomalias negativas de até $-3,0^{\circ}\text{C}$ nas temperaturas médias mensais (mínimas e máximas) do RS. A diminuição desta circulação foi responsável pelas anomalias positivas de até $+4,4^{\circ}\text{C}$. Da mesma forma, Aquino *et al.* (2006), analisaram o comportamento médio do vento em 925 hPa e constataram que os meses frios tiveram marcada influência da circulação meridional de sul para norte, principalmente entre o MW e o RS. Nos meses de anomalias positivas de temperatura, esta circulação não ocorreu ou foi escassa. Em relação à precipitação, em 2004 registrou-se a maior estiagem no RS desde 1978. Contudo, evidenciou-se em 2005 a fraca atuação da circulação meridional entre a região subantártica e o RS.

Romão e Setzer (2004) verificaram que o verão de 2003/2004 apresentou concentração de correntes de jato polares, no sul da AS e Passagem de Drake, fora da sua climatologia normal; *e.g.*, em fevereiro de 2004 as correntes de jato ficaram 8° de latitude mais ao sul. Ao norte das correntes de jato a circulação dos ventos em superfície tende a ser anti-horária e, portanto, os ventos que atingiram o sudeste da AS foram predominantemente de sudeste, marcando o avanço de massas de ar polar marítima.

A formação desses ventos se deu próxima ao gelo marinho do MW, o qual neste período apresentou extensão de cerca de 40% acima da média. Esta circulação e interação entre a alta e a baixa troposfera favoreceram a injeção de ar frio antártico a partir do MW em direção ao Brasil, trazendo temperaturas abaixo da média e pouca precipitação ao sul e sudeste do país.

Setzer e Romão (2005) observaram que a advecção direta de massas de ar polar provenientes do interior do continente antártico (88° S) em direção ao Brasil se dá nas camadas mais baixas da troposfera, passando sobre o MW e o Oceano Atlântico. Neste tipo de invasão de ar polar, as frentes frias são em geral de fraca intensidade, ou seja, não costumam trazer fortes chuvas e trovoadas. Para que este tipo de massa de ar saia das altas latitudes antárticas e alcance o sul e sudeste do Brasil, são necessárias algumas condições sinóticas: presença de um centro anticiclônico com aproximadamente 1.028 hPa atuando no mar de Bellingshausen e um centro ciclônico no MW com aproximadamente 980 hPa. Esses centros apresentaram cristas e cavados pronunciados, ambos em direção ao norte, e inexistência de corrente de jato zonal no litoral argentino. De modo anômalo, foi verificada a presença do jato meridional no sentido sul-norte. Quando existem essas condições sinóticas, abre-se o “corredor” de ar continental antártico na baixa troposfera em direção ao sul do Brasil.

CAPÍTULO 4: MATERIAL E MÉTODOS

*“If God has made the world a perfect mechanism,
He has at least conceded so much to our imperfect intellect
that in order to predict little parts of it,
we need not solve innumerable differential equations,
but can use dice with fair success.”*

Max Born

4.1 – Natureza dos dados

4.1.1 – Reanálises climáticas

Para a caracterização das massas de ar foram utilizadas as reanálises do *National Center for Environmental Prediction* e do *National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) [Kalnay *et al.*, 1996], disponibilizadas pelo *Climate Diagnostics Center* (CDC, 2008), através do site <http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/data/getpage.pl>.

A reanálise de dados é o processo pelo qual os dados observados são assimilados num modelo numérico, para obtenção de uma interpolação física numa grade regular a ser usada para pesquisas que exijam o cálculo de diferentes parâmetros, em particular o cálculo de derivadas espaciais e temporais. Diferente da interpolação matemática, a interpolação física leva em conta a topografia, a cobertura vegetal e a evolução temporal dos processos como radiação solar, turbulência, convecção e os processos de dinâmica de fluídos associados (Biazeto, Silva Dia e Dias, 2006).

A reanálise do NCEP/NCAR é um projeto de cooperação entre o NCEP e o NCAR, apoiados pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) *Office*

of Global Programs, que visa produzir análises dos campos atmosféricos globais desde 1948 até os dias atuais, para dar suporte às entidades de monitoramento e investigação climática. Esse esforço envolve a recuperação de dados de superfície terrestre, navios, radiossondagens, aviões, satélites, entre outros.

As variáveis de saída fornecidas pelo NCEP/NCAR são classificadas em quatro classes, de acordo com o grau de influência do modelo (Kalnay *et al.*, 1996):

- a) *classe A*: a análise da variável é influenciada fortemente pela qualidade dos dados observados e, conseqüentemente, está dentro da classe com os dados mais confiáveis;
- b) *classe B*: indica que, embora existam dados observados que afetam diretamente o valor da variável, o modelo também tem forte influência no valor da análise;
- c) *classe C*: indica que não há nenhuma observação que afeta diretamente a variável, de forma que ela é derivada somente dos campos forçados pelo modelo de assimilação de dados;
- d) *classe D*: representa os campos obtidos de valores climatológicos e não depende do modelo.

Os dados são disponibilizados em uma grade de 144 x 73 pontos, com resolução espacial de 2,5° x 2,5°. A grade utilizada para a delimitação do MW utilizou 153 pontos de grade, entre as latitudes 60 – 80° S e as longitudes 20 – 60° W, que abrange as plataformas de gelo Brunt, Filchner e Ronne, a Ilha Berkner e o norte da PA. As reanálises foram obtidas em formatos de arquivos NetCDF (*nc*), que são arquivos auto-descritivos (dados e metadados arquivados juntos no mesmo arquivo), e em formato texto (*txt*).

Os campos médios sazonais de verão (DJF) e inverno (JJA) para a região do MW nos níveis superfície, 850, 700 e 500 hPa, entre 1949 e 2008, foram:

- a) umidade relativa do ar (UR) em percentual (%) [*classe B*];
- b) temperatura média do ar (TM) em °C (*classe A*).

As alturas geopotenciais médias anuais correspondentes aos quatro níveis atmosféricos (altitudes) analisados sobre o MW são: 0 m (superfície), ~1.200 m (850 hPa), ~2.600 m (700 hPa) e ~5.000 m (500 hPa) [CDC, 2008].

4.1.2 – Extensão de gelo marinho

Para a análise da influência da cobertura de gelo marinho nas características termodinâmicas das massas de ar formadas sobre o MW, foram utilizados os dados de extensão de gelo marinho para um período de 29 anos (dezembro/1978 a dezembro/2007). Estes dados são derivados dos sensores *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR) a bordo do satélite Nimbus-7 e do *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I) a bordo do Defense Meteorological Satellite Program F8, F11 e F13. O SMMR e o SSM/I são radiômetros de microondas de multi-frequências e bi-polarizados que emitem radiação de microondas. Essa radiação é afetada pelas condições de superfície, subsuperfície e atmosféricas, fornecendo uma gama de informações geofísicas.

As séries temporais de concentração de gelo marinho do SMMR e SSM/I são produzidas a partir da temperatura de brilho, obtidos do *Laboratory for Hydrospheric Processes at National Aeronautics and Space Administration* (NASA) *Goddard Space Flight Center* e da *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC). A conversão da temperatura de brilho para concentração de gelo foi feita através do algoritmo *NASA Team*. O desempenho deste algoritmo pode ser verificado em inúmeros estudos, *e.g.*, Cavalieri *et al.*, 1992 e Steffen *et al.*, 1992.

A concentração de gelo marinho representa uma estimativa média de cobertura de gelo marinho, devendo ser superior a 15% para cada grade de 25 x 25 km. A partir da concentração, é calculada a extensão de gelo marinho, que é a área total coberta por gelo marinho com concentração média maior que 15%, ou seja, o número de pixels com concentração superior a 15% vezes a área dos pixels (NSIDC, 2009).

Os dados do SMMR foram coletados a cada dois dias, portanto, há uma cobertura de pelo menos 14 dias por mês, para o período entre 01/novembro/1978 e 20/agosto/1987. E os dados do SSM/I possuem registros diários, para o período de 9/julho/1987 a 31/dezembro/1991 (satélite F8), de 3/dezembro/1991 a 30/setembro/1995 (satélite F11) e de 3/maio/1995 a dezembro/2007 (satélite F13). Os dados de extensão de gelo marinho possuem resolução espacial de 25 x 25 km em projeção polar estereográfica, e grade de 332 linhas e 316 colunas (NSIDC, 2009). Estes foram obtidos em formato *txt* e

disponibilizados através do site <ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/seaice/polar-stereo/trends-climatologies/ice-extent>.

4.1.3– Índice SAM

O Índice SAM é um índice objetivo para monitorar e mensurar as condições da circulação atmosférica nas altas latitudes do HS (Gong e Wagn, 1999). Neste sentido, para a análise da influência do SAM nas TM e UR das massas de ar sobre o MW utilizou-se o Índice SAM sazonal (verão e inverno), para o período entre 1957 e 2008.

Estes dados foram obtidos do *Byrd Polar Research Center - Polar Meteorology Group*, que utilizam a metodologia proposta por Marshall (2003), com algumas modificações (ver PMG, 2009). *E.g.*, a estação Valdivia utilizada por Marshall (2003) foi substituída por Puerto Montt, pois a antiga estação já não funcionava mais 24 horas - 7 dias por semana. Os dados sazonais foram obtidos em formato *txt*, através do site <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/sam.html>.

A definição numérica do Índice SAM foi proposta por Gong e Wagn (1999) e é a seguinte:

$$SAM = P_{40^{\circ}S}^* - P_{65^{\circ}S}^* \quad (4.1)$$

onde $P_{40^{\circ}S}^*$ e $P_{65^{\circ}S}^*$ são as médias zonais mensais de MSLP normalizadas em seis estações localizadas em 40° S e seis estações em 65° S, respectivamente (Figura 4.1). Estas duas latitudes foram escolhidas baseadas na magnitude (-0,59) e na significância estatística (<1%) do coeficiente de correlação entre elas.

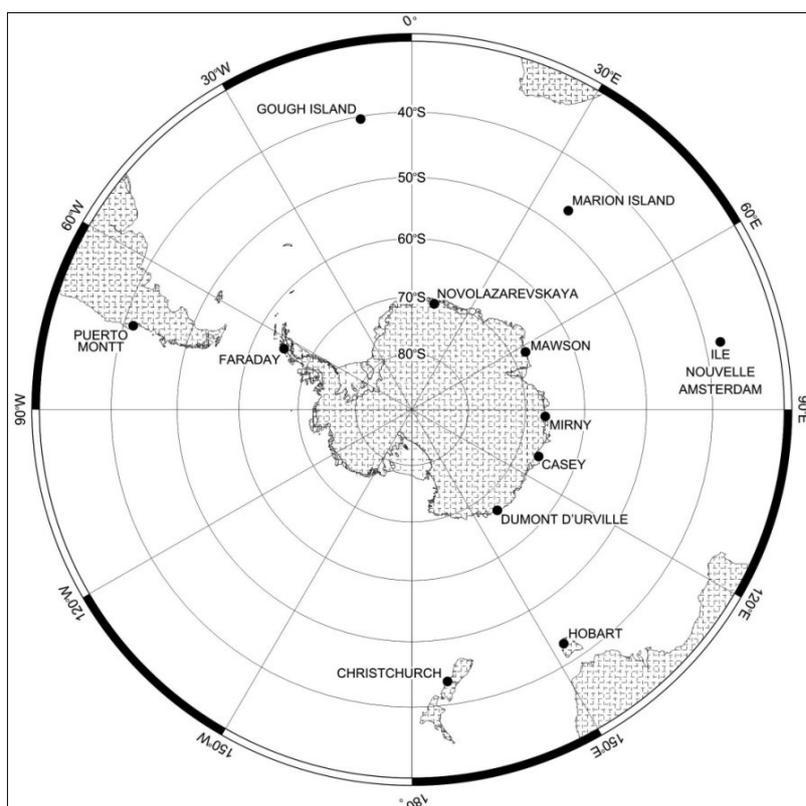


Figura 4.1: Localização das doze estações utilizadas para calcular as médias zonais de MSLP em 40° S e 65° S (PMG, 2009).

4.2 – Metodologia

4.2.1 – Classificação de massas de ar

4.2.1.1 – Quanto às propriedades termodinâmicas das massas de ar

Para a classificação das massas de ar quanto às suas propriedades termodinâmicas, ou seja, as características em relação à TM e UR, utilizou-se a classificação proposta por Strahler (1977) *apud* U.S Air Force (1947):

Tabela 4.1: Classificação das massas de ar quanto as suas propriedades termodinâmicas.

<i>TM</i>	<i>Classificação</i>	<i>UR</i>	<i>Classificação</i>
0 a -10°C	fria	< 70%	seca
-10 a -20°C	muito fria	> 70%	úmida
-20 a -40°C	extra fria		

Também foram calculados os gradientes verticais de temperatura (Equação 4.2) entre a superfície e 500 hPa, onde dT/dZ é a taxa de variação da temperatura T em função da altura Z .

$$\gamma = \frac{dT}{dZ} \quad (4.2)$$

4.2.1.2 – Quanto à homogeneidade das massas de ar

A homogeneidade de uma massa de ar ideal é caracterizada por gradientes de temperatura igual a zero. Esta é uma propriedade de um fluido barotrópico, *i.e.*, a densidade do fluido só depende da pressão, já que a temperatura é constante. James (1969) sugeriu que uma massa de ar pode ser definida como um fluido quase-barotrópico. Assim, propôs uma classificação quanto a sua homogeneidade (Tabela 4.2), a partir do desvio padrão da temperatura média da massa de ar. Portanto, calculou-se a temperatura média dos 60 anos (1949–2008) para cada ponto de grade sobre o MW e posteriormente calculou-se o desvio padrão sobre toda a região, para os quatro níveis.

Tabela 4.2: Classificação de homogeneidade de massas de ar e os respectivos valores de desvio padrão da temperatura (James, 1969).

<i>Desvio padrão</i>	<i>Classificação</i>
<1,0°C	muito homogênea
1,0 a 1,2°C	homogênea
>1,2°C	pouco homogênea

4.2.2 – Tratamento estatístico dos dados

Todos os dados foram trabalhados na planilha eletrônica *Excel* e no programa estatístico *SPSS*. No *Excel* foram calculadas as médias climatológicas e o desvio padrão (cf. seção 4.2.2.1), e confeccionados os gráficos. A partir das séries temporais de cada variável, os dados foram transferidos para o *SPSS* para análise de regressão e correlação (cf. seções 4.2.2.2 e 4.2.2.3, respectivamente). Esses dados foram importados para o aplicativo de sistema de informação geográfica *Surfer*, utilizando as coordenadas geográficas dos pontos de grade das reanálises. Os dados foram interpolados utilizando o interpolador *Kriging*.

4.2.2.1 – Média climatológica e desvio padrão

Foram calculadas: as médias climatológicas sazonais (Equações 4.3 e 4.4), onde $\mu(j)$ é a média climatológica sazonal dos meses k , i é o índice que indica o ano e n é o número de anos; o desvio padrão (Equação 4.5), *i.e.*, a dispersão dos valores da variável aleatória em torno da média $\mu(j)$ (Spiegel, 1977), onde σ é o desvio padrão sazonal j , x é a variável aleatória discreta.

$$\mu(j) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sum_{j=k}^{k+2} y(i, j) \quad , \text{ para } 1 \leq k \leq 10 \quad (4.3)$$

$$\mu(j) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sum_{j=k}^{k-10} y(i, j) \quad , \text{ para } 11 \leq k \leq 12 \quad (4.4)$$

$$\sigma(j) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x - \mu)^2}{n - 1}} \quad (4.5)$$

4.2.2.2 – Método dos mínimos quadrados

Para a verificação de tendências estatisticamente significativas nos dados, utilizou-se a *equação de regressão de mínimos quadrados* para obter uma reta de tendência (Equação 4.6), a qual é baseada nos coeficientes linear a (Equação 4.7) e angular b (Equação 4.8) da reta e no tempo (t), para a série temporal ou *variável dependente* (y). O coeficiente angular está associado à taxa de variação linear da variável analisada, ou seja, as tendências lineares. Portanto, quanto mais positivo o valor, mais rapidamente o valor da variável tende a aumentar ao longo do tempo; e quanto mais negativo, mais rapidamente tende a diminuir.

$$y(t) = a + bt \quad (4.6)$$

$$b = \frac{n \sum ty - \sum t \sum y}{n \sum t^2 - (\sum t)^2} \quad (4.7)$$

$$a = \frac{\sum y - b \sum t}{n} \quad (4.8)$$

O problema geral de mínimos quadrados (Figura 4.2) é encontrar entre todas as curvas que se aproximam de determinado conjunto de pontos, a curva que possui a propriedade

$$d_1^2 + d_2^2 + \dots + d_n^2 = \text{mínimo} \quad (4.9)$$

a qual é a melhor curva ajustadora.

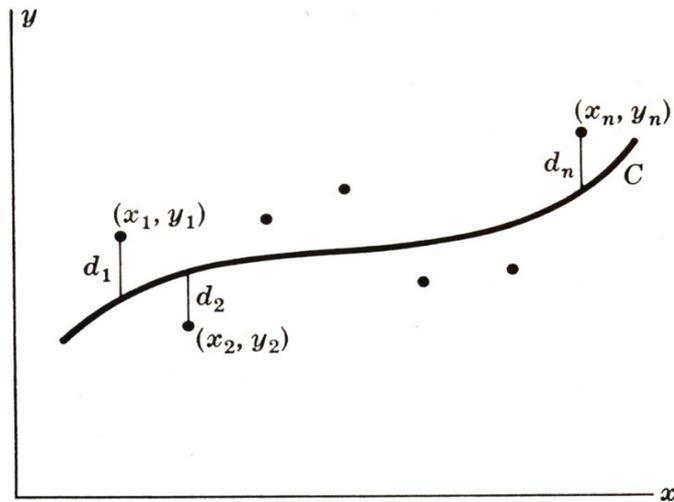


Figura 4.2: Curva de regressão de y sobre x , em que os pontos dados são $(x_1, y_1), \dots, (x_n, y_n)$. Para determinado valor de x_n haverá uma diferença entre o valor y_n e o correspondente valor “ajustado”, determinado pela curva C . Denotamos tal diferença por d_n , chamada de desvio, erro ou resíduo (Spiegel, 1977, p.371).

Para tal, foi utilizado o método de *teste de hipótese* (Equações 4.10 e 4.11), o qual nos permite decidir aceitar ou rejeitar uma hipótese, ou determinar se as amostras observadas diferem significativamente dos resultados esperados (Spiegel, 1977). Posteriormente, encontrou-se a variável *t-Student* (Equação 4.12) baseada no coeficiente angular da reta de tendência. É de interesse saber qual a precisão na estimativa do parâmetro b da reta de regressão. Para isso, será calculado um intervalo de confiança de 95% (nível de significância de 1, 5 e 10%).

$$H_0 : \mu = 0 \text{ (hipótese nula: não há correlação linear significativa)} \quad (4.10)$$

$$H_1 : \mu \neq 0 \text{ (hipótese alternativa: há correlação linear significativa)} \quad (4.11)$$

$$t = \frac{r}{\sqrt{\frac{1-r^2}{N-2}}} \quad (4.12)$$

4.2.2.3 – Análise de correlação

Para o cálculo de correlação foi utilizado o *coeficiente de correlação linear* (r) [Equação 4.13] que mede o quão bem a reta de *regressão de mínimos quadrados* se ajusta aos dados amostrais, onde r é o coeficiente de correlação de Pearson e N é o número de pares de dados presentes. Se a variação total é toda ela explicada pela reta de regressão, *i.e.*, se $r = \pm 1$, dizemos que há *correlação linear perfeita*. Por outro lado, se a variação explicada é zero, *i.e.*, se a variação total é toda ela não-explicada, $r = 0$ (Spiegel, 1977). Portanto, o r entre duas variáveis (x e y) encontra-se entre o intervalo $-1 \leq r_{xy} \leq +1$.

$$r = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \frac{(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4.13)$$

CAPÍTULO 5: RESULTADOS E DISCUSSÃO

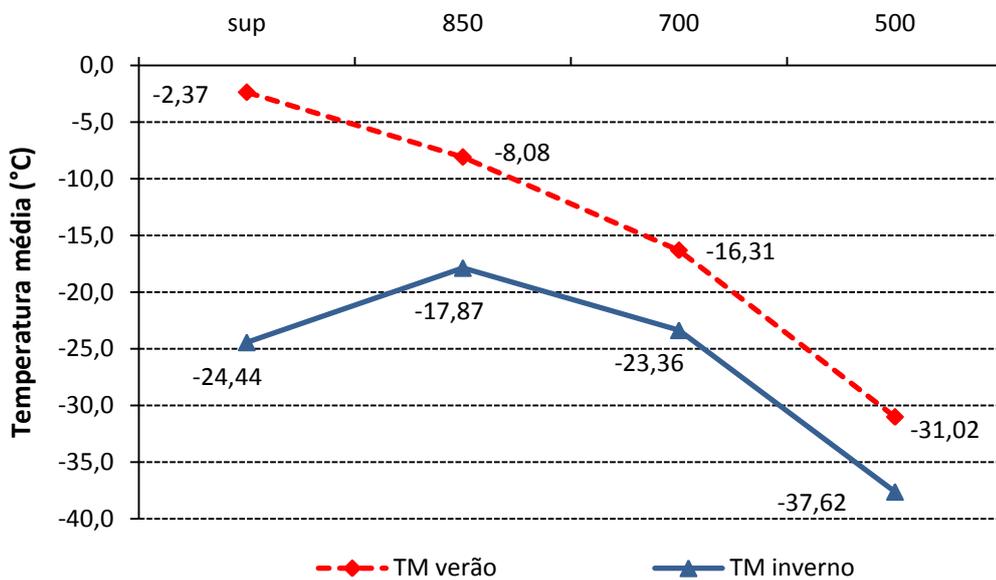
“Science never solves a problem without creating ten more.”

George Bernard Shaw

5.1 – Caracterização e classificação das massas de ar

Existe uma grande variação nas características das massas de ar formadas sobre o MW entre as estações de verão e inverno devido, principalmente, à diferença do aporte de radiação solar ao longo do ano. Observa-se nas Figuras 5.1a e 5.1b a TM e UR sazonal média (verão e inverno) entre 1949 e 2008 sobre o MW, nos níveis superfície, 850, 700 e 500 hPa. No verão a massa de ar possui gradiente vertical de temperatura (γ) de $-1,15^{\circ}\text{C km}^{-1}$, e no inverno de $-0,53^{\circ}\text{C km}^{-1}$. Portanto, existe maior variação vertical na TM no verão, visto que o γ é aproximadamente 2,2 vezes maior que o γ no inverno.

(a)



(b)

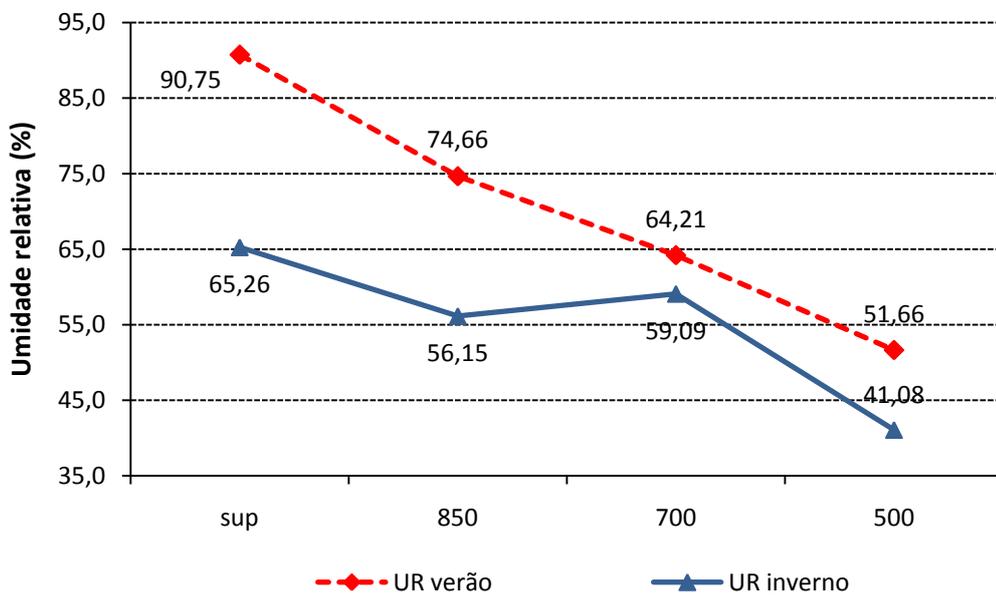


Figura 5.1: Perfil vertical da (a) TM e (b) UR sobre o MW, no verão e inverno.

Na distribuição espacial da TM sazonal em superfície entre 1949 e 2008, observa-se que a TM no verão varia entre -6°C , junto às plataformas de gelo Ronne e Filchner, e 2°C ao norte da PA (Figura 5.2a). A massa de ar no verão em superfície é classificada como fria em todo o MW. No inverno em superfície, as TM mais altas concentram-se no setor noroeste (Figura 5.2b), coincidente com o extremo norte da PA, com valores de até -2°C , e as mais baixas estão situadas ao sul, próximas às plataformas de gelo Ronne e Filchner. Nesses locais, os valores médios observados são inferiores a -30°C , chegando a um mínimo de -42°C . No inverno em superfície, a massa de ar é classificada como fria no setor norte, muito fria entre o extremo norte da PA e aproximadamente $67,5^{\circ}\text{S}$ e extra fria ao sul de aproximadamente $67,5^{\circ}\text{S}$.

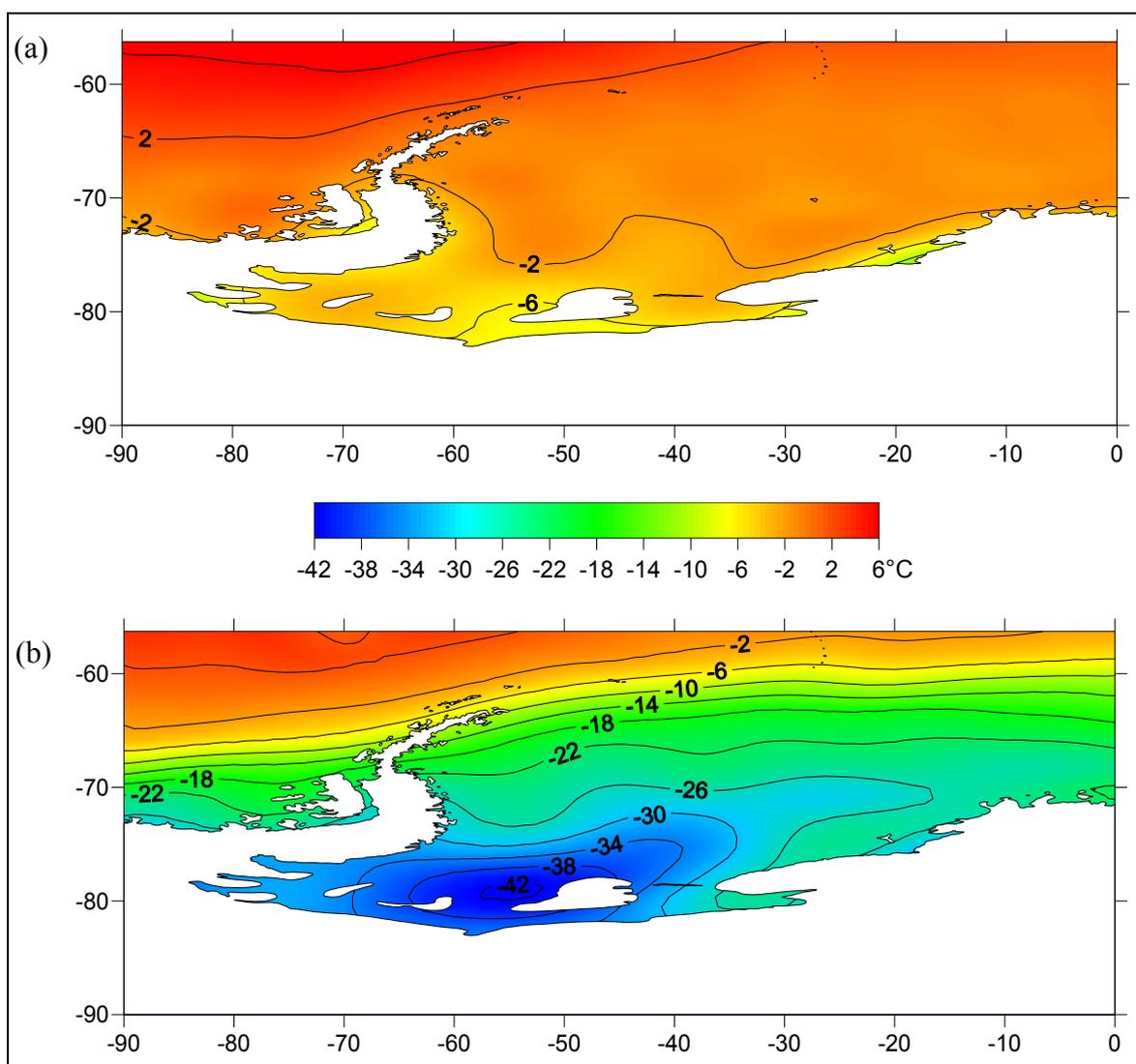


Figura 5.2: Climatologia de TM em superfície sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

No nível 850 hPa, os valores de TM no verão variam muito pouco, entre -11°C e -4°C , com uma orientação aproximadamente de sul para norte (Figura 5.3a). Neste nível no verão, a massa de ar é muito fria no sul e fria no restante da área. No inverno as menores TM são observadas no sul do MW, chegando a -24°C junto às plataformas Brunt, Ronne e Filchner e os maiores valores são encontrados no setor noroeste, com temperaturas de até -10°C (Figura 5.3b). Na baixa troposfera no inverno, a massa de ar é extra fria no sul e muito fria no restante da área.

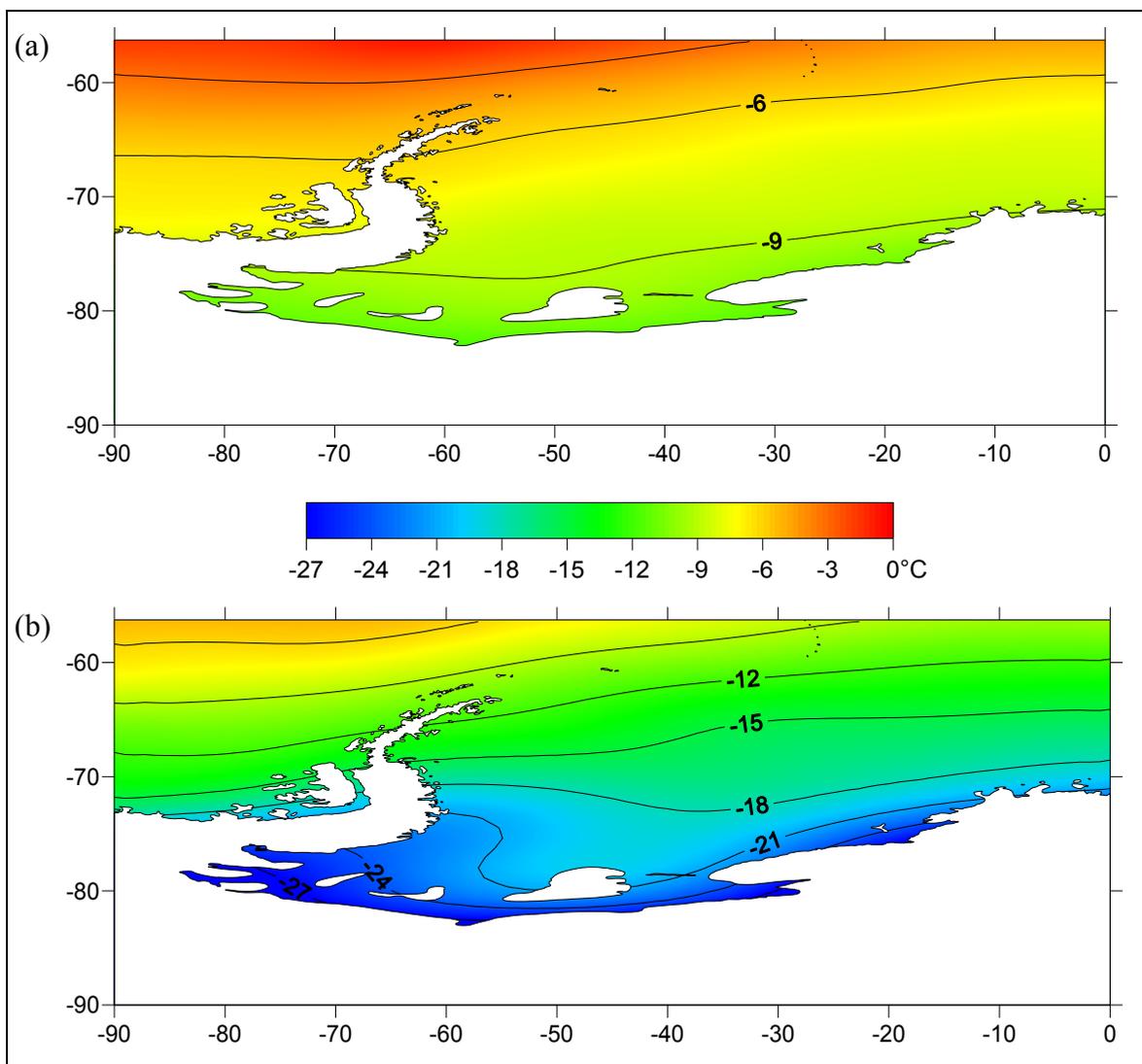


Figura 5.3: Climatologia de TM em 850 hPa sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

Em 700 hPa, a distribuição da TM sobre o MW no verão é muito parecida com a do nível de 850 hPa, com variação de -19°C a -13°C , orientada de sul para norte (Figura 5.4a). Neste nível no verão, a massa de ar é classificada como muito fria em toda a região. No inverno, as maiores médias estão localizadas no noroeste, com valores que chegam a -18°C (Figura 5.4b). As menores médias estão situadas nos setores sul e sudeste, as quais chegam a -27°C . A massa de ar é muito fria no noroeste e extra fria na área restante.

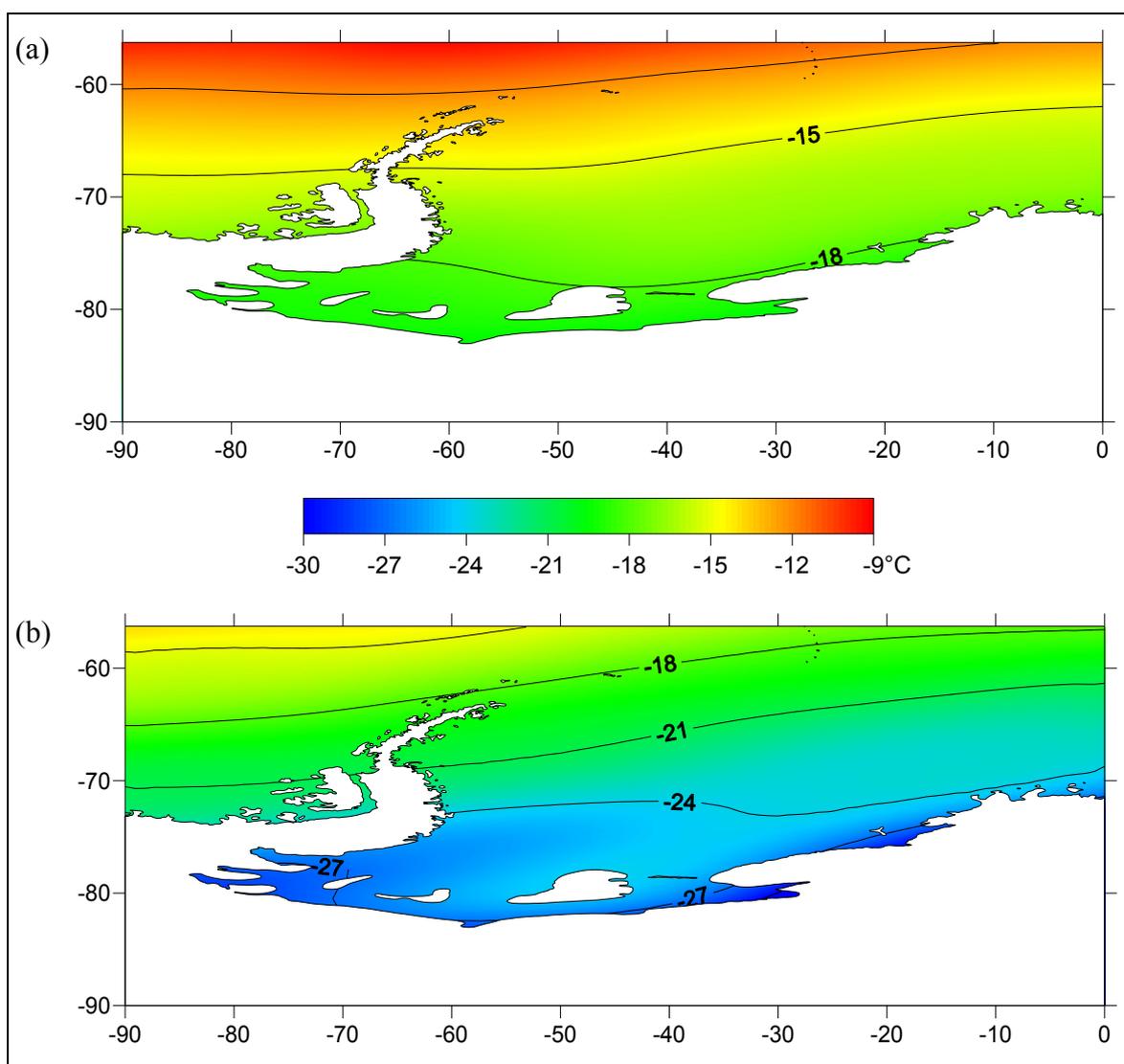


Figura 5.4: Climatologia de TM em 700 hPa sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

Na média troposfera (500 hPa), a TM no verão varia entre -34°C e -28°C , com uma distribuição de sul para norte (Figura 5.5a). De forma semelhante, no inverno os

valores de TM possuem variação de -41°C a -33°C , de sul para norte (Figura 5.5b). Tanto no verão quanto no inverno a massa de ar é classificada como extra fria em 500 hPa.

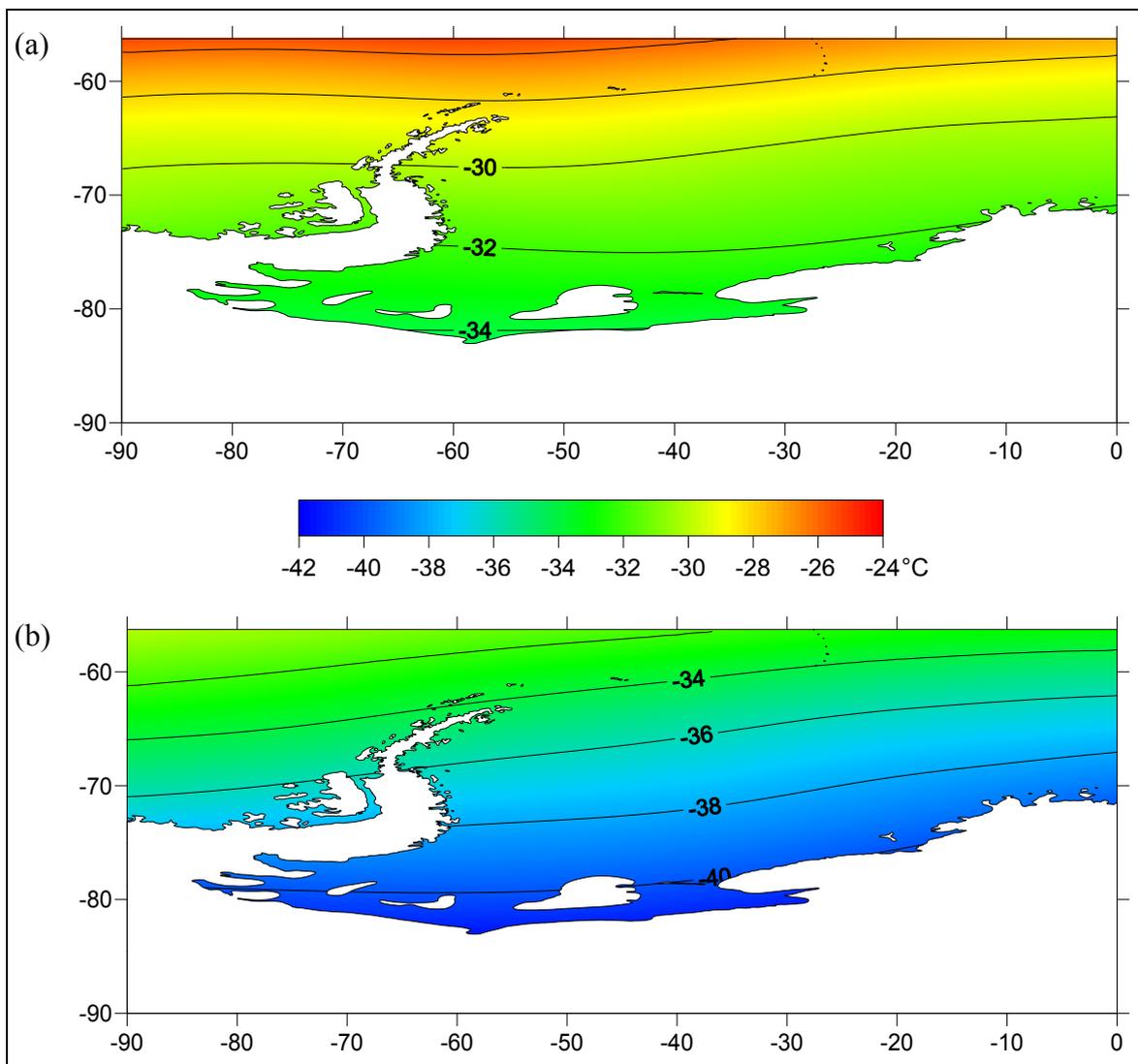


Figura 5.5: Climatologia de TM em 500 hPa sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

De uma forma geral, os maiores valores de TM, tanto no verão quanto no inverno e em todos os níveis atmosféricos, foram observados no noroeste do MW, localizado no setor norte da PA. Já as menores médias são encontradas na região sul, sobre as plataformas de gelo Ronne e Filchner. Analisando os mapas de distribuição de TM sobre o MW, verificou-se que a maior variação espacial de TM ocorre na estação de inverno. Provavelmente isso é observado por ser a estação mais ativa na formação de CE, especialmente na região centrada no CBP, os quais atuam no transporte de calor, vapor d'água e momentum na atmosfera (Peixoto e Oort, 1992; Jones e Simmond, 1993).

Entre a superfície e a baixa troposfera observa-se a inversão térmica devido ao máximo resfriamento radiativo no inverno, que também é responsável por uma maior estabilidade troposférica (King e Turner, 1997). Isso explica a menor variação em altitude das propriedades da massa de ar no inverno em relação ao verão.

Na distribuição espacial da climatologia de UR sazonal, verificou-se que no verão predominaram valores superiores a 90% em superfície (Figura 5.6a). A massa de ar é úmida em todo o MW. No inverno existe grande variação espacial de UR, com percentuais inferiores a 30% no sudoeste e com valores predominantemente superiores a 70% no setor norte (Figura 5.6b). Em superfície no inverno, a massa de ar é seca principalmente entre a região centro-sudoeste do MW, e úmida sobretudo ao norte.

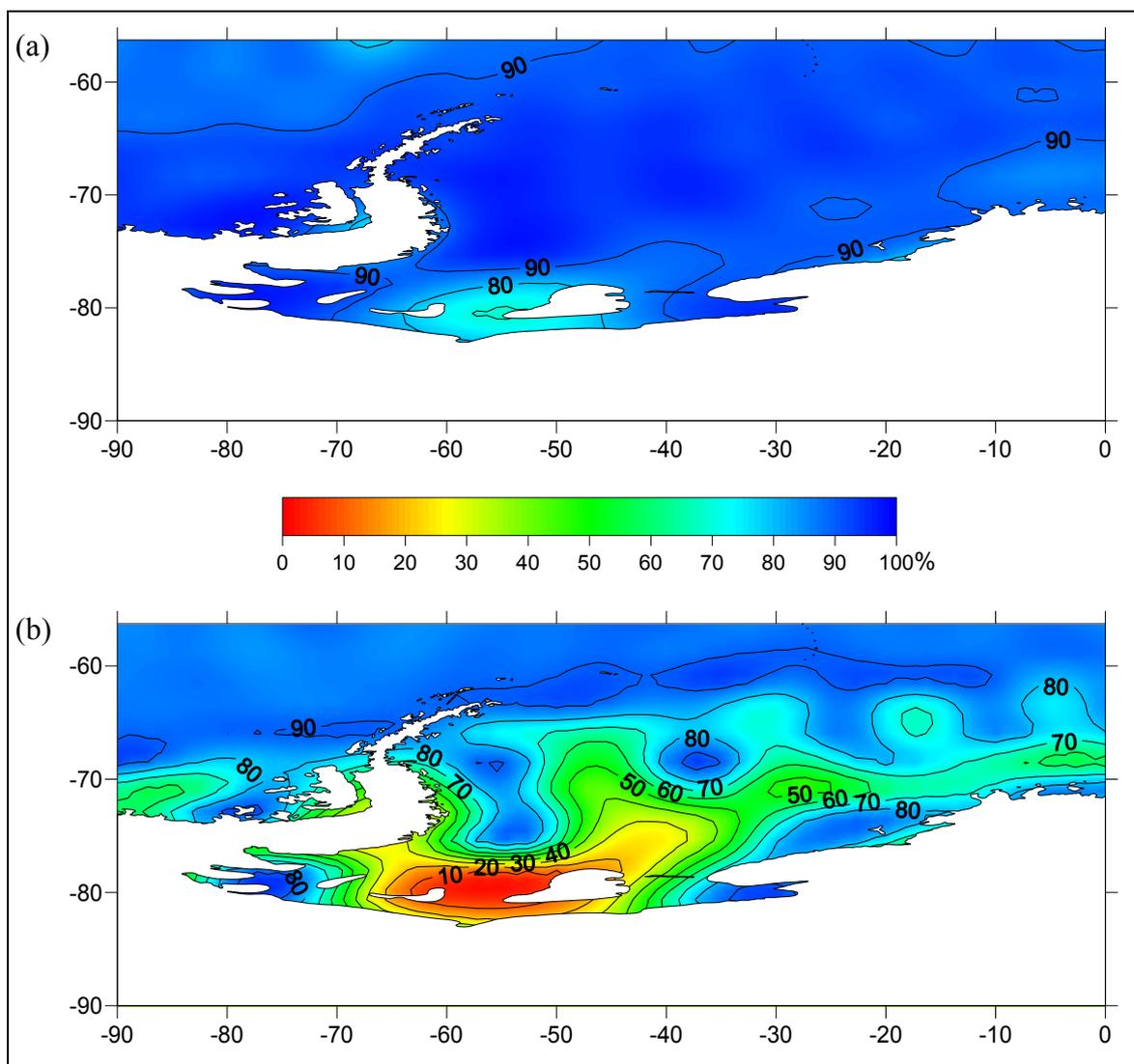


Figura 5.6: Climatologia de UR em superfície sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

No verão, os valores de UR em 850 hPa variam entre 30% e 80%. Contudo, em praticamente toda a região do MW a UR é superior a 70%, com exceção do setor sudoeste, com percentuais que chegam a 30% junto às plataformas Filchner e Ronne (Figura 5.7a). Na baixa troposfera no verão, a massa de ar é classificada como seca no setor sudoeste e úmida nas demais regiões. No inverno os menores valores de umidade estão localizados no sudoeste e os maiores no norte, predominantemente, com percentuais que chegam a 70% (Figura 5.7b). A massa de ar é úmida no norte e seca no restante da área.

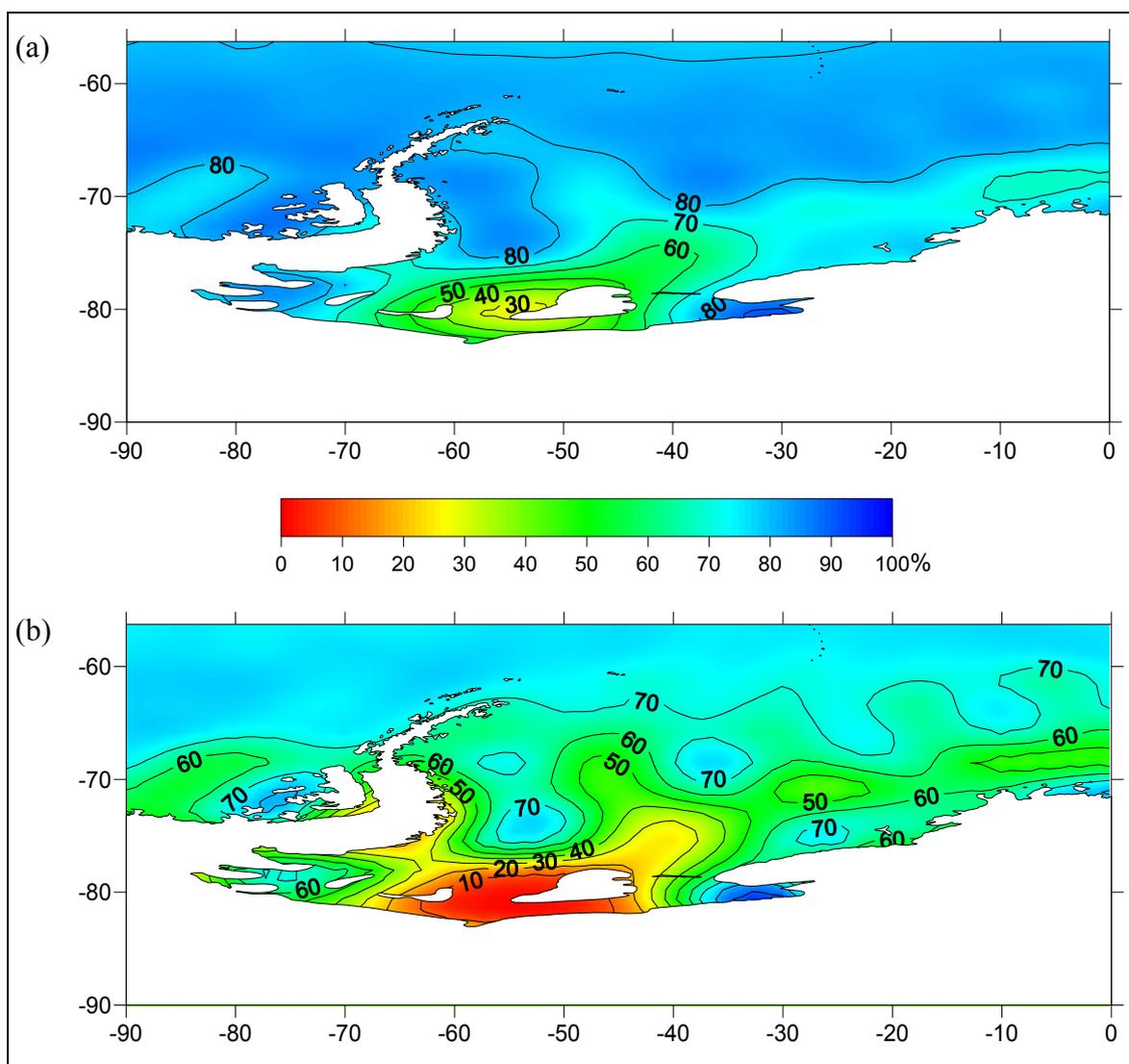


Figura 5.7: Climatologia de UR em 850 hPa sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

No nível 700 hPa, predominaram valores de UR em torno de 70% no verão, com mínimos de 30% próximo à plataforma de gelo Ronne (Figura 5.8a). O comportamento espacial da UR em 700 hPa no inverno é muito semelhante ao do verão, com percentuais de até 70% no setor centro-norte e valores inferiores a 50% na região sudoeste, chegando a 20% junto às plataformas Ronne e Filchner (Figura 5.8b). Neste nível, tanto no verão quanto no inverno, a massa de ar é seca em todo o MW.

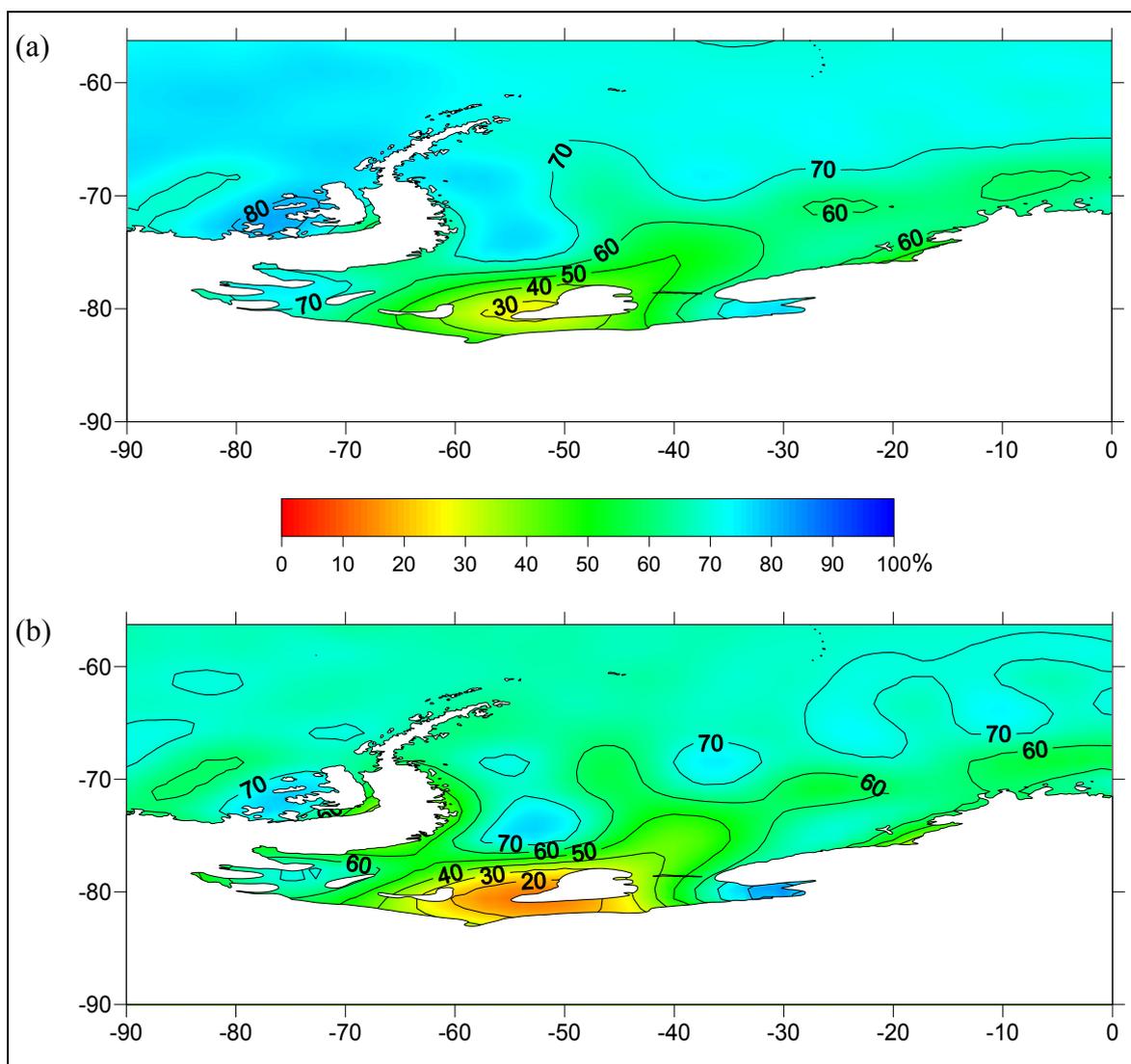


Figura 5.8: Climatologia de UR em 700 hPa sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

Em 500 hPa, a UR é muito baixa tanto no verão quanto no inverno. No verão, os percentuais variam entre 30% e 60%, com os menores valores situados no sudoeste e sudeste do MW (Figura 5.9a). Da mesma forma, as menores médias no inverno localizam-se na região sudoeste e sudeste, com valores que chegam a um mínimo de 20% (Figura 5.9b). A massa de ar é seca na baixa troposfera tanto no verão quanto no inverno.

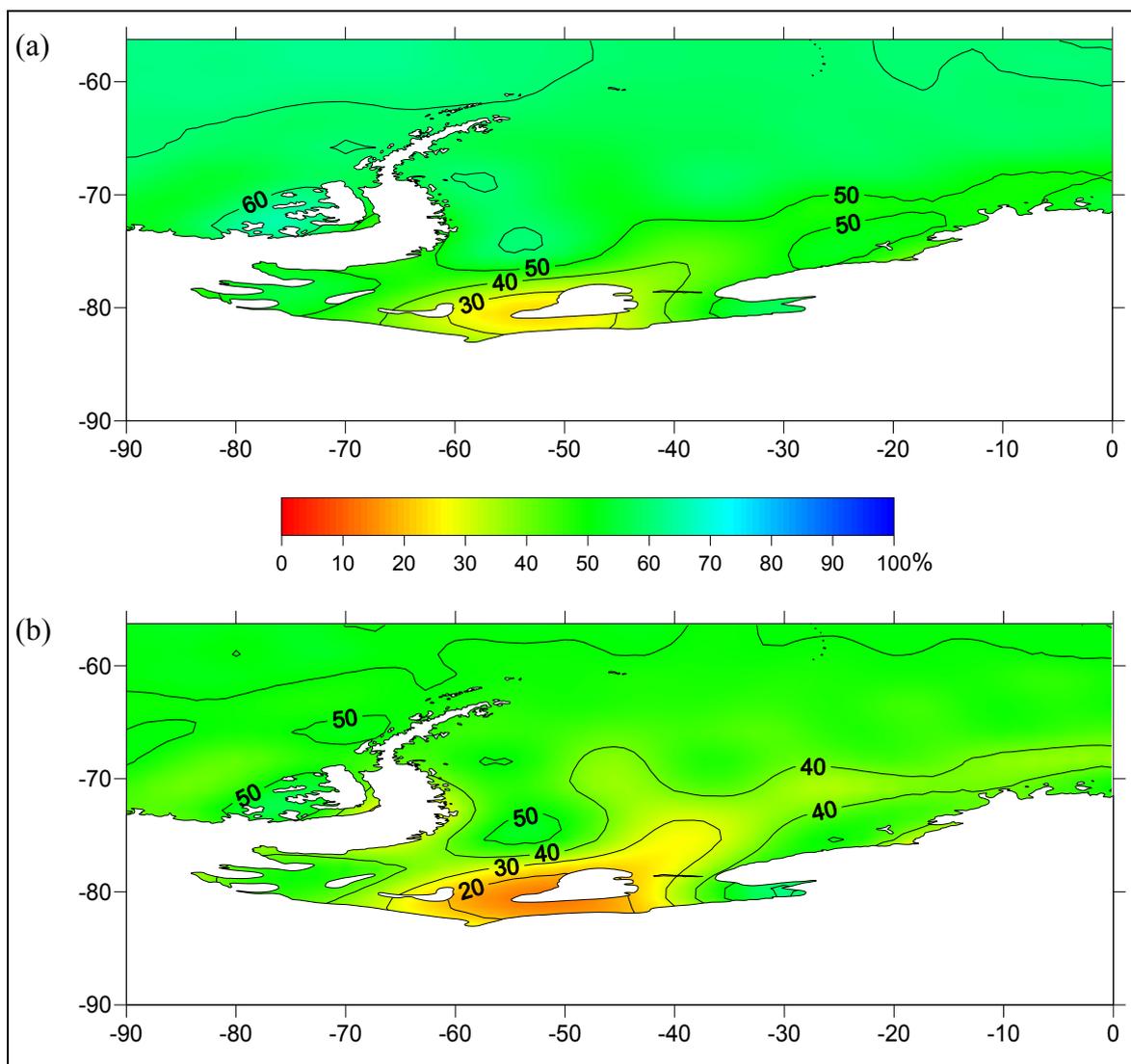


Figura 5.9: Climatologia de UR em 500 hPa sobre o MW no (a) verão e (b) inverno, entre 1949 e 2008.

O padrão observado na UR sobre o MW é aproximadamente semelhante em ambas as estações do ano e nos quatro níveis atmosférico, com maiores percentuais no setor centro-norte e menores valores próximo ou sobre as plataformas de gelo ao sul. Isso porque a cobertura de gelo é um eficiente isolante térmico, impedindo as trocas de energia

e fluxo entre mar e atmosfera (Walsh, 1983). Além disso, verifica-se que no verão a variação sazonal da UR aproximadamente acompanha a TM, com diminuição de TM e UR com a altitude.

Utilizando a classificação de homogeneidade de massa de ar proposta por James (1969) [cf. seção 4.2.1.2], verificou-se que tanto no verão quanto no inverno, as massas de ar formadas sobre o MW são classificadas como pouco homogêneas (tabela 5.1) por apresentarem em relação à TM valores de desvio padrão superiores a 1,2°C. Observa-se que os valores de desvio padrão no inverno são maiores que no verão. Pode-se concluir que no inverno as massas de ar são mais heterogêneas que no verão na sua distribuição espacial, como observado nas Figuras 5.2, 5.3, 5.4 e 5.5.

Tabela 5.1: Desvio padrão da temperatura média do ar sobre a região do MW, para os quatro níveis atmosféricos estudados.

<i>Nível</i>	<i>Verão</i>	<i>Inverno</i>
<i>Superfície</i>	3,13	8,95
<i>850 hPa</i>	1,77	4,92
<i>700 hPa</i>	2,00	3,46
<i>500 hPa</i>	1,71	2,16

5.2 – Tendências de longo período

5.2.1 – Estação de verão

Na análise das tendências de TM no verão nos últimos 60 anos sobre o MW, verificou-se predomínio de aquecimento, com maior tendência observada na média troposfera (500 hPa), de $+0,39^{\circ}\text{C} \pm 0,05 \text{ década}^{-1}$. A Tabela 5.2 apresenta os valores médios de tendência de TM no verão sobre o MW.

Tabela 5.2: Tendência de TM no verão sobre o MW, entre 1949 e 2008. Valores em negrito e sublinhado: $\alpha < 1\%$; em negrito: $\alpha < 5\%$; sublinhados: $\alpha < 10\%$; valores: $\alpha > 10\%$.

<i>Tendência de temperatura média do ar ($^{\circ}\text{C década}^{-1}$)</i>			
<i>Superfície</i>	<i>850 hPa</i>	<i>700 hPa</i>	<i>500 hPa</i>
-0,05 \pm 0,03	+0,09 \pm 0,04	<u>+0,23 \pm 0,05</u>	<u>+0,39 \pm 0,05</u>

O maior aquecimento no verão observado em 500 hPa, apresentou tendências variando entre $+0,4^{\circ}\text{C década}^{-1}$, próximo às plataformas Ronne e Filchner, e $+0,5^{\circ}\text{C década}^{-1}$, no setor norte da PA (Figura 5.10).

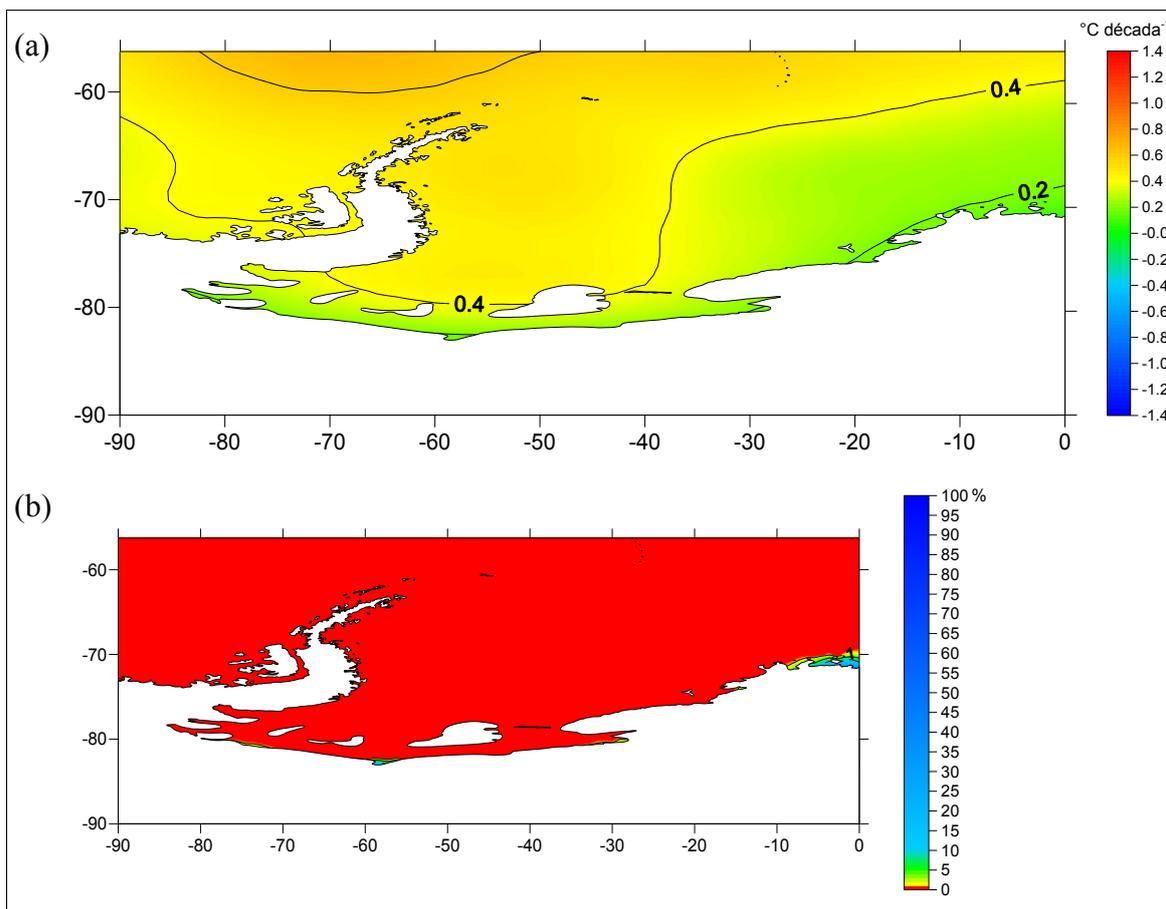


Figura 5.10: (a) Tendência de TM em 500 hPa no verão sobre o MW, entre 1949 e 2008, e (b) significância estatística.

Em superfície, grande parte da região do MW não apresentou tendência de aquecimento/resfriamento na série. Contudo, no setor noroeste verificaram-se tendências de $+0,1^{\circ}\text{C década}^{-1}$, assim como observado por Mayewski *et al.* (2009), o qual verificou aquecimento no verão no lado leste da PA, e também por Riffenburgh (2007b), que constatou aumento nas temperaturas de Orcadas do Sul de $+2^{\circ}\text{C}$ entre 1904 e 1994. No sudeste do MW as tendências foram negativas, com valores de até $-0,4^{\circ}\text{C década}^{-1}$ próximo à plataforma Brunt. Em 850 hPa domina tendência de aumento na TM, com valores máximos de $+0,3^{\circ}\text{C década}^{-1}$ na região nordeste da PA e valores mínimos de $-0,2^{\circ}\text{C década}^{-1}$ junto à plataforma Brunt. Do mesmo modo, prevaleceu tendência de aquecimento em 700 hPa, que foi máximo no centro-noroeste do MW ($+0,3^{\circ}\text{C década}^{-1}$).

A Tabela 5.3 apresenta os valores médios de tendência de UR no verão sobre o MW. Observa-se que a maior tendência em módulo na UR no verão foi de diminuição de $-0,78 \pm 0,21 \%$ década⁻¹ em 700 hPa.

Tabela 5.3: Tendência de UR no verão sobre o MW, entre 1949 e 2008. Valores em negrito e sublinhado: $\alpha < 1\%$; em negrito: $\alpha < 5\%$; sublinhados: $\alpha < 10\%$; valores: $\alpha > 10\%$.

<i>Tendência de umidade relativa do ar (% década⁻¹)</i>			
<i>Superfície</i>	<i>850 hPa</i>	<i>700 hPa</i>	<i>500 hPa</i>
<u>$-0,16 \pm 0,09$</u>	<u>$+0,34 \pm 0,19$</u>	<u>$-0,78 \pm 0,21$</u>	<u>$+0,46 \pm 0,25$</u>

Na análise espacial, verificou-se predomínio de tendência de diminuição de UR em superfície, com valores mínimos de $-0,8\% \text{ década}^{-1}$ no sudeste. Em 850 hPa, observou-se tendência de aumento de até $+1,2\% \text{ década}^{-1}$ no setor leste do MW e de $-2,8\% \text{ década}^{-1}$ junto à plataforma de gelo Ronne. As tendências de diminuição de UR foram observadas no sul e sudeste do MW. Na média troposfera observou-se tendência de aumento de até $+1,6\% \text{ década}^{-1}$ junto à plataforma Ronne e de diminuição de até $-0,8\% \text{ década}^{-1}$ próximo à plataforma Brunt.

A maior tendência de diminuição de UR foi em 700 hPa, onde em praticamente sobre todo o MW os valores foram negativos, com valores máximos em módulo de $-2,8\%$ década⁻¹ próximo à plataforma Brunt. Também no setor oeste, junto à costa leste da PA, verificam-se tendências positivas de até $-1,2\%$ década⁻¹ (Figura 5.11).

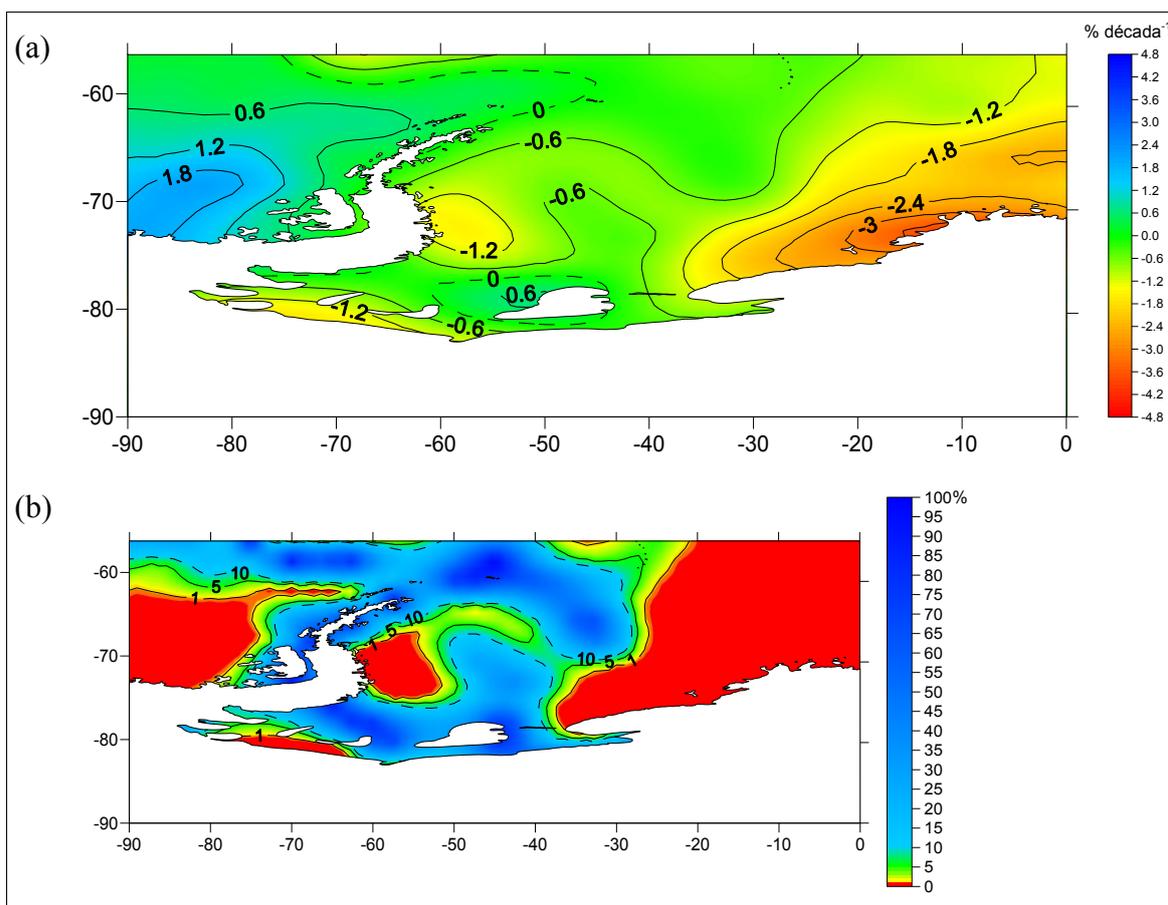


Figura 5.11: (a) Tendência de UR em 700 hPa no verão sobre o MW, entre 1949 e 2008 e (b) significância estatística.

No verão, a extensão média de gelo marinho no MW apresentou tendência de aumento de $+4.241,81 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ($\alpha > 10\%$) [Figura 5.12]. Esse aumento representa aproximadamente $0,16\% \text{ ano}^{-1}$ ou $4,78\%$ em 29 anos, em relação a extensão média de gelo marinho entre 1979 e 2007 ($2,6 \times 10^6 \text{ km}^2$). Pode-se deduzir que a tendência de diminuição de TM e UR observada nos últimos 60 anos em superfície é o que poderia ser esperado com o aumento na extensão de gelo marinho no MW. Contudo, as relações entre gelo marinho e TM são complexas, como observado por Turner *et al.* (2005a), e uma análise mais aprofundada é necessária para se fazer tal afirmação.

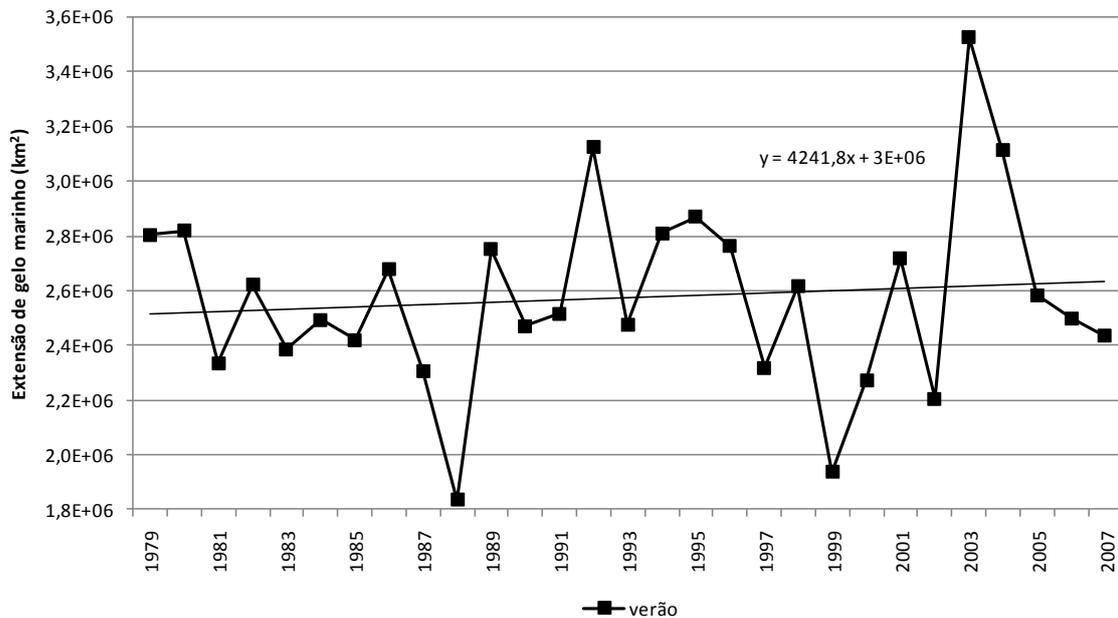


Figura 5.12: Extensão média de gelo marinho sobre o MW no verão (1979–2007) e sua respectiva reta de tendência linear.

O Índice SAM no verão apresentou tendência de $+0,04 \text{ ano}^{-1}$ ou $+1,92$ entre 1957 e 2008 ($\alpha < 1\%$) [Figura 5.13], que está de acordo com as tendências observadas de aumento da polaridade do SAM (+) por Thompson e Wallace (1999), Thompson e Solomon (2002), Gillett *et al.* (2006) e Marshall (2006). Marshall (2006) verificou que no verão o SAM é responsável por aquecimento no norte da PA e resfriamento sobre o continente, como analisado nos dados de estações em superfície entre 1957 e 2004. Na estação de Orcadas (ao norte do MW) detectou uma mudança estimada na temperatura próxima à superfície causada pelas tendências do SAM de aproximadamente $+0,1^\circ\text{C}$ entre 1957 e 2004. Na estação Halley (ao sul do MW), observou uma mudança de aproximadamente $-0,4^\circ\text{C}$ no período. Assim, o autor conclui que no geral a contribuição do SAM na mudança de temperatura observada no verão possui maior magnitude, muitas vezes superior a da mudança global.

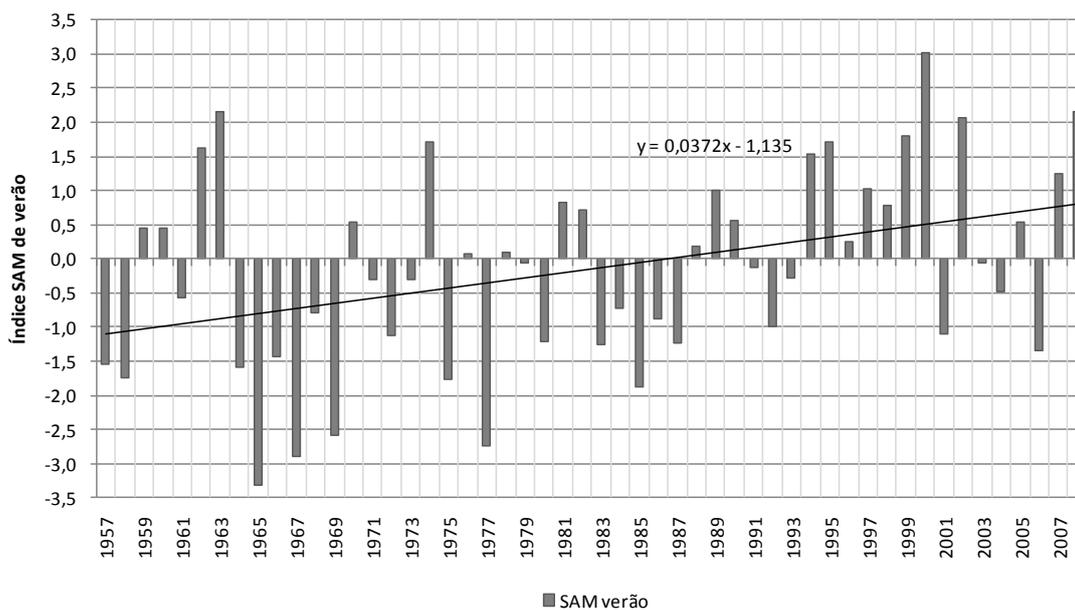


Figura 5.13: Índice SAM no verão (1957–2008), e sua respectiva reta de tendência linear.

5.2.2 – Estação de inverno

No inverno, observou-se aquecimento em toda a troposfera, como também observado por Turner *et al.* (2005a) e Turner *et al.* (2006), com aumento máximo de $+0,67 \pm 0,13^\circ\text{C década}^{-1}$ em superfície. A Tabela 5.4 apresenta os valores médios de tendência de TM no inverno sobre o MW nos últimos 60 anos.

Tabela 5.4: Tendência de TM no inverno sobre o MW, entre 1949 e 2008. Valores em negrito e sublinhado: $\alpha < 1\%$; em negrito: $\alpha < 5\%$; sublinhados: $\alpha < 10\%$; valores: $\alpha > 10\%$.

<i>Tendência de temperatura média do ar ($^\circ\text{C década}^{-1}$)</i>			
<i>Superfície</i>	<i>850 hPa</i>	<i>700 hPa</i>	<i>500 hPa</i>
<u>+0,67 ± 0,13</u>	+0,20 ± 0,08	<u>+0,18 ± 0,07</u>	<u>+0,37 ± 0,05</u>

Em 850 hPa verificou-se tendência de aumento da TM, com valores máximos de $+0,7^\circ\text{C década}^{-1}$ próximo à plataforma Brunt e de $+0,4^\circ\text{C década}^{-1}$ no oeste do MW, junto à costa leste da PA. Em 700 hPa predominou tendência positiva de $+0,2^\circ\text{C década}^{-1}$ sobre o MW, onde os maiores valores foram detectados no setor sudeste, de até $+0,3^\circ\text{C década}^{-1}$

junto à plataforma Brunt. A média troposfera apresentou tendência de aquecimento de $+0,4^{\circ}\text{C década}^{-1}$ em praticamente todo o MW. Na Figura 5.14 é possível observar que as maiores tendências em superfície concentram-se no setor noroeste, junto à costa leste da PA, com aumento máximo de até $+1,2^{\circ}\text{C década}^{-1}$. Próximo à plataforma Brunt, a tendência de aquecimento foi de $+0,9^{\circ}\text{C década}^{-1}$. Turner *et al.* (2005a) verificaram que as estações Esperanza e Marambio, localizadas no nordeste da PA, e as estações Halley e Orcadas apresentaram tendência de aquecimento de $+0,51 \pm 0,82^{\circ}\text{C década}^{-1}$ (1961–2000), $+0,81 \pm 1,53^{\circ}\text{C década}^{-1}$ (1971–2000), $+0,02 \pm 0,76^{\circ}\text{C década}^{-1}$ (1957–2000), $+0,27 \pm 0,24^{\circ}\text{C década}^{-1}$ (1904–2000), respectivamente, com $\alpha < 10\%$ e $\alpha < 5\%$.

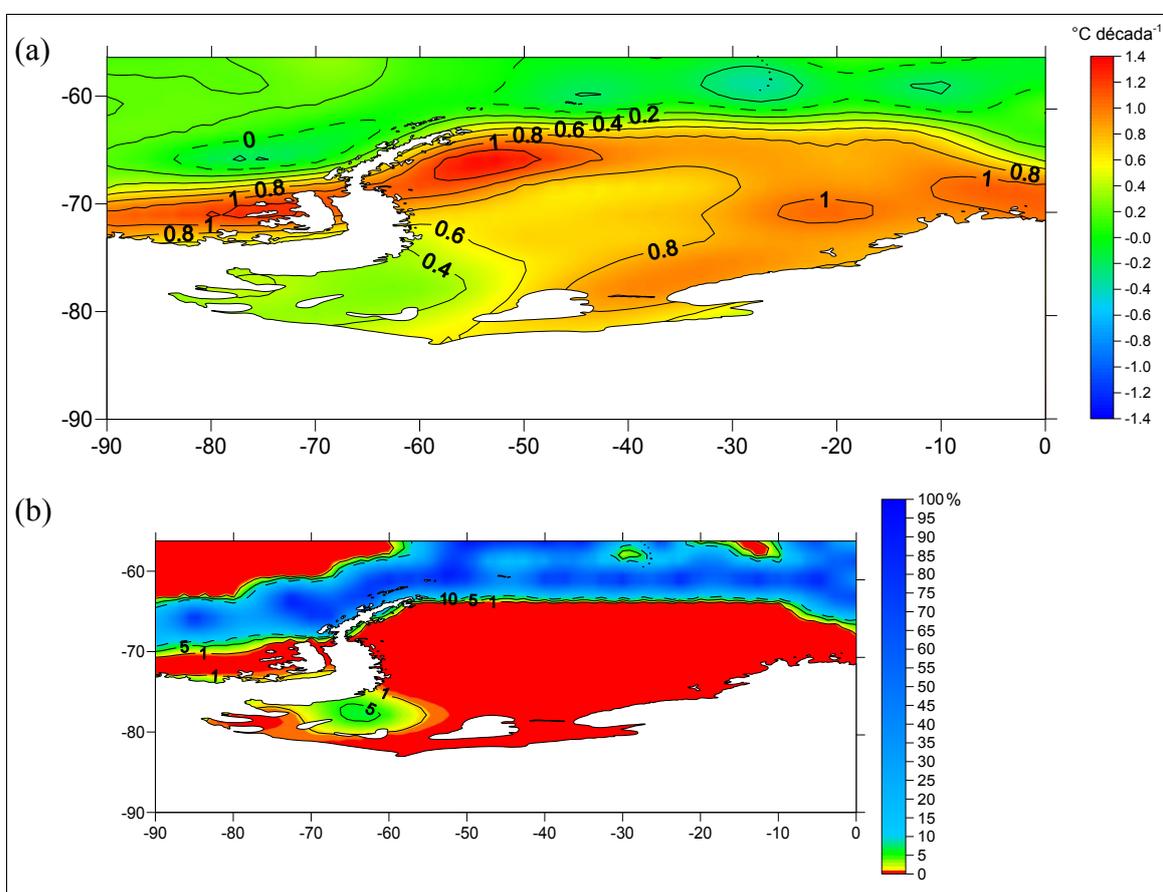


Figura 5.14: (a) Tendência de TM no inverno em superfície sobre o MW, entre 1949 e 2008, e (b) significância estatística.

O maior incremento de UR no inverno foi observado em 850 hPa, com tendência de $+0,58 \pm 0,25\% \text{ década}^{-1}$. A Tabela 5.5 apresenta os valores médios de tendência de UR no inverno sobre o MW entre 1949 e 2008.

Tabela 5.5: Tendência de UR no inverno sobre o MW, entre 1949 e 2008. Valores em **negrito e sublinhado**: $\alpha < 1\%$; em **negrito**: $\alpha < 5\%$; **sublinhados**: $\alpha < 10\%$; valores: $\alpha > 10\%$.

<i>Tendência de umidade relativa do ar (% década⁻¹)</i>			
<i>Superfície</i>	<i>850 hPa</i>	<i>700 hPa</i>	<i>500 hPa</i>
<u>+0,43 ± 0,24</u>	+0,58 ± 0,25	+0,56 ± 0,23	<u>-0,50 ± 0,28</u>

Na região sudeste do MW, verificou-se as mais altas tendências na UR em 850 hPa, com máximo incremento de +3,2% década⁻¹ próximo à plataforma Brunt. No oeste-sudoeste observou-se tendência de diminuição de até -1,2% década⁻¹ (Figura 5.15).

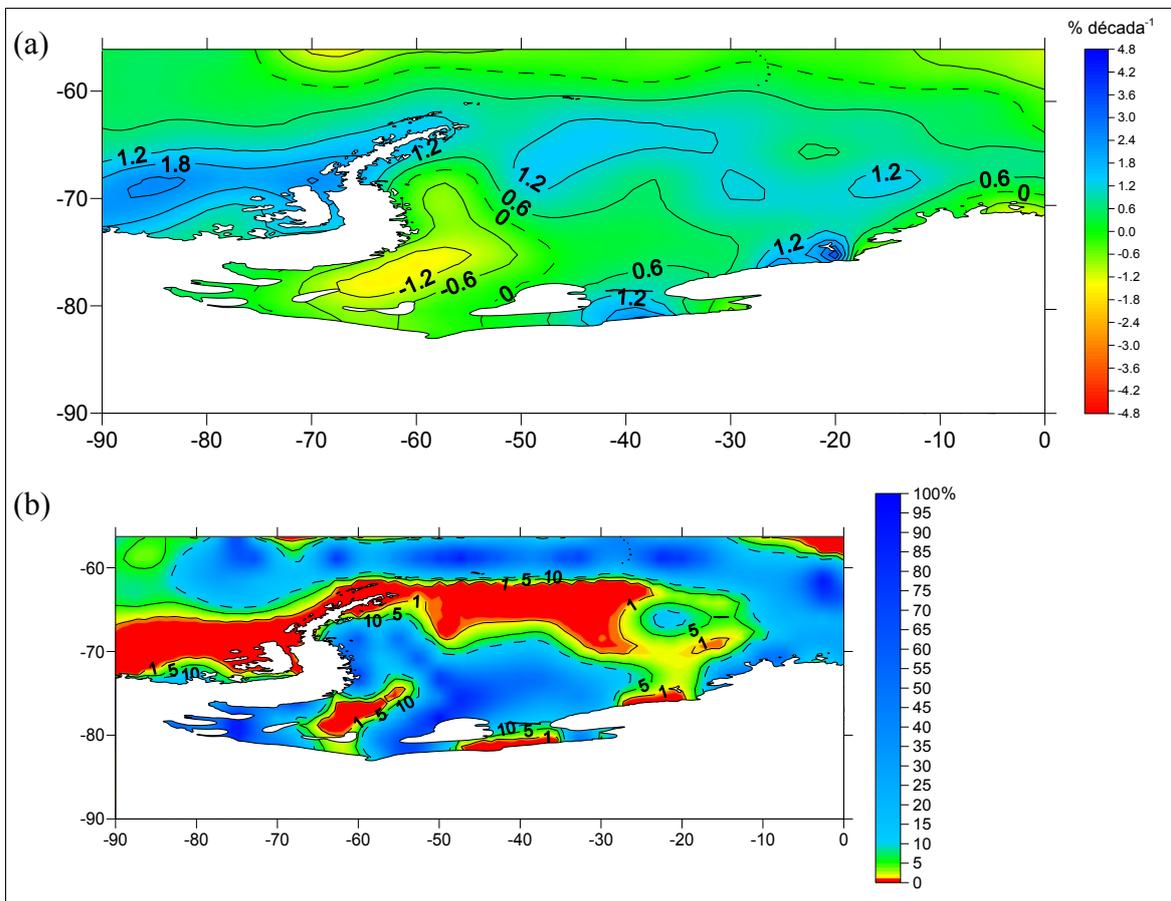


Figura 5.15: (a) Tendência de UR no inverno em 850 hPa sobre o MW, entre 1949 e 2008, e (b) significância estatística.

As maiores tendências em superfície localizam-se no setor noroeste, com aumento máximo de $+3,2\%$ década⁻¹, e as maiores tendências de diminuição situam-se junto à plataforma Brunt, de até $-1,2\%$ década⁻¹. No nível 700 hPa predominou tendência positiva de UR, com valores máximos de $+1,2\%$ década⁻¹ no setor norte. A média troposfera foi o único nível atmosférico que apresentou predominantemente tendências de diminuição de UR, com valores que variam entre zero, ou seja, série sem tendência, e $-1,6\%$ década⁻¹ próximo à plataforma Brunt.

Quando analisada a tendência de cobertura de gelo marinho sobre o MW no inverno, entre 1979 e 2007, verifica-se um aumento de $+2.026,63 \text{ km}^2 \text{ ano}^{-1}$ ($\alpha > 10\%$) [Figura 5.16]. Ou seja, um aumento equivalente a $0,03\% \text{ ano}^{-1}$ ou $0,99\%$ em 29 anos, em relação a extensão média de gelo marinho no inverno ($5,96 \times 10^6 \text{ km}^2$). Até o momento, as tendências na extensão de gelo marinho não explicam as tendências de aquecimento observadas nas massas de ar no inverno, como analisado por Turner *et al.* (2005a), principalmente porque uma tendência de aumento na extensão de gelo marinho possivelmente resultaria em uma diminuição na TM e UR, o que não está sendo observado nas séries temporais. Além disso, o período de dados de extensão de gelo marinho é insuficiente para avaliar a sua influência nas tendências/mudanças de TM e UR.

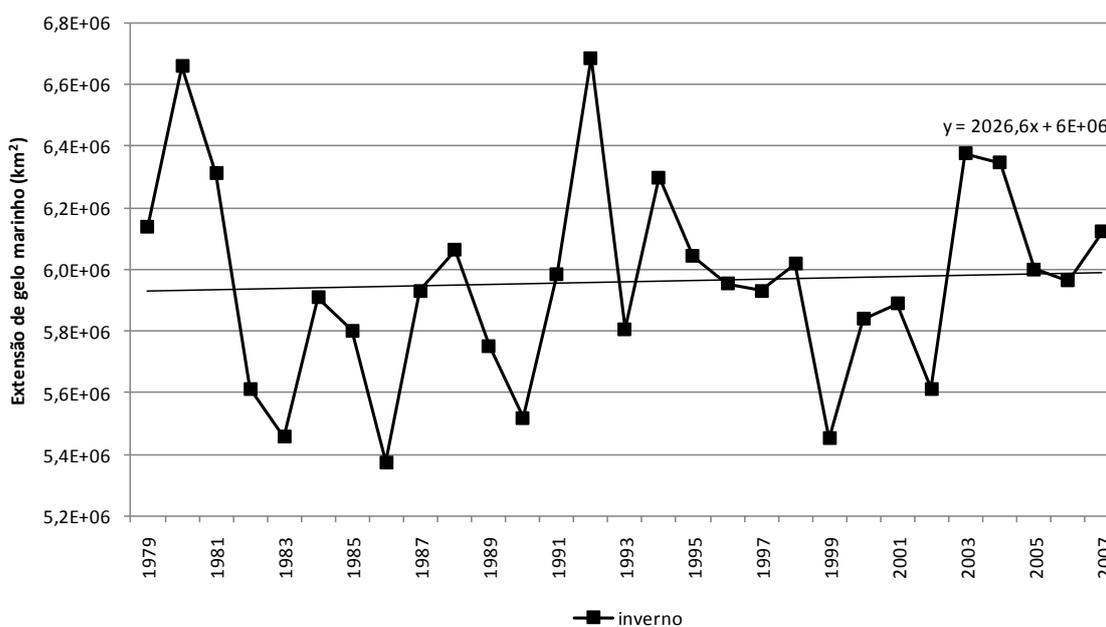


Figura 5.16: Extensão média de gelo marinho sobre o MW no inverno (1979–2007) e sua respectiva reta de tendência linear.

No inverno, observa-se uma tendência de aumento de polaridade do Índice SAM de $+0,02 \text{ ano}^{-1}$ ou $+0,83$ entre 1957 e 2008 ($\alpha > 10\%$) [Figura 5.17], que também foi constatada por Thompson e Wallace (1999), Thompson e Solomon (2002), Gillett *et al.* (2006) e Marshall (2006). Marshall (2006) verificou que no inverno, devido à menor tendência no SAM (menos da metade que no verão), o seu impacto nas temperaturas é menor, na maioria das estações analisadas na Antártica. Na estação Halley, a mudança estimada na temperatura próxima à superfície causada pelas tendências do SAM foi de aproximadamente $-0,2^\circ\text{C}$ entre 1957 e 2004. Na estação de Orcadas observou-se uma mudança de aproximadamente $+0,4^\circ\text{C}$ no período. É provável que outros mecanismos de mudanças no SAM sejam os principais responsáveis pela variabilidade da temperatura no inverno, *e.g.*, influência da extensão de gelo marinho na PA e a força dos ventos catabáticos em algumas estações costeiras da Antártida Oriental (Marshall, 2006).

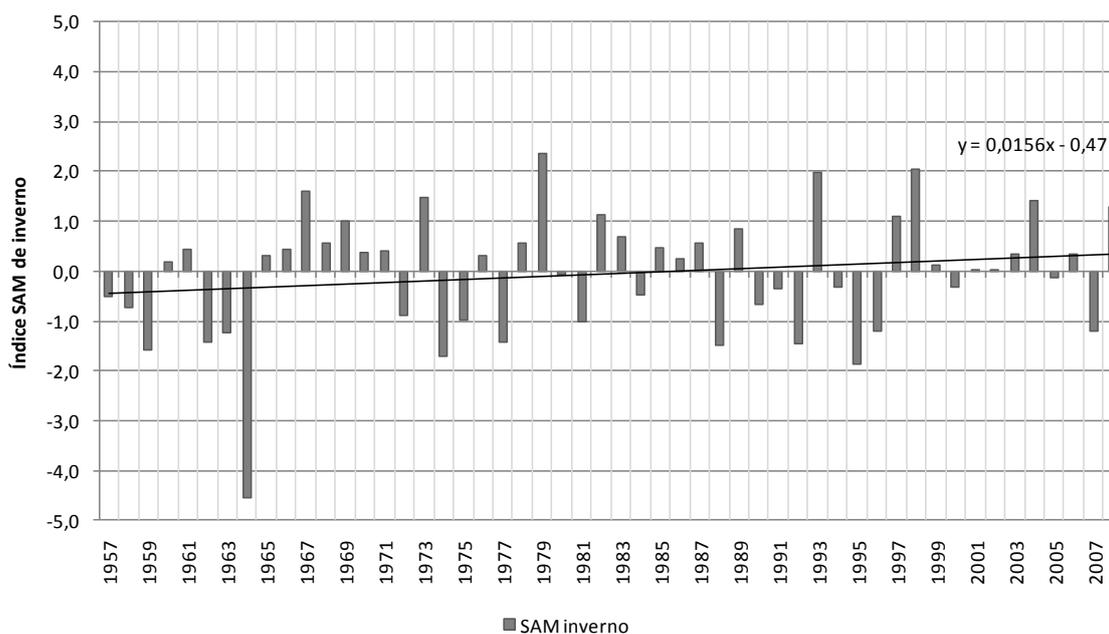


Figura 5.17: Índice SAM no inverno (1957–2008), e sua respectiva reta de tendência linear.

5.3 – Influência do gelo marinho e do Modo Anular Sul

5.3.1 – Gelo marinho na estação de verão

No verão são observadas as menores extensões de cobertura de gelo marinho sobre o MW, com uma extensão média de aproximadamente $2,6 \times 10^6 \pm 0,4 \times 10^6 \text{ km}^2$, e são mínimas no mês de fevereiro, com média de aproximadamente $1,9 \times 10^6 \text{ km}^2$. Nas correlações entre gelo marinho e UR em superfície no verão, verificou-se correlação positiva moderada no setor norte do MW, com valores máximos de +0,6 (Figura 5.18).

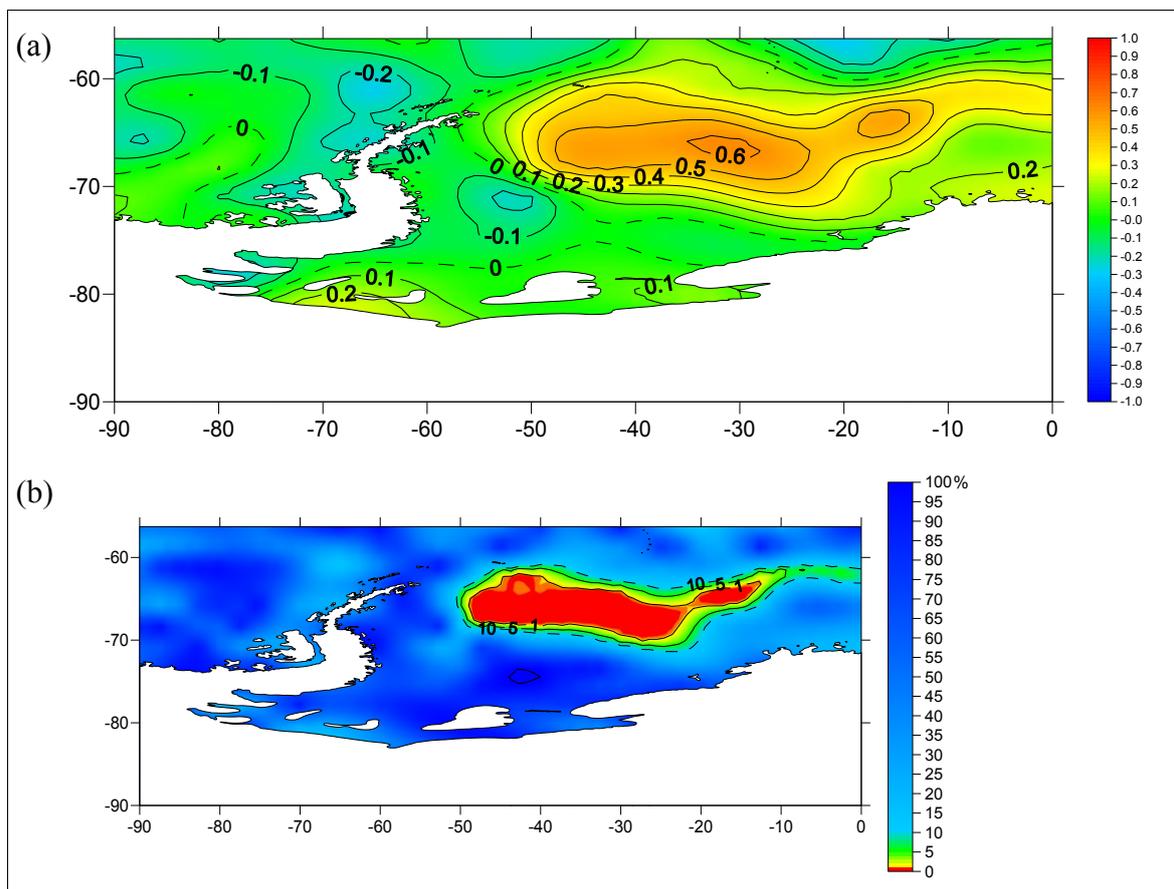


Figura 5.18: (a) Correlação entre gelo marinho e UR no verão em superfície sobre o MW, entre 1979 e 2007, (b) significância estatística.

Praticamente toda esta região no verão é livre de gelo marinho, sendo o seu limite norte em aproximadamente 65–70° S e 45° W (*cf.* Figura 2.3, p. 9). Portanto, este setor seria uma

zona de interação entre a borda do gelo marinho e o mar livre, com marcado gradiente de temperatura. King e Turner (1997) verificaram que durante o inverno o gelo marinho pode desenvolver-se ao norte de 60° S, para dentro da zona de atividade ciclônica, onde muitos CE deslocam-se paralelamente às margens da banquisa em direção ao CBP. Provavelmente esta interação também ocorra no verão, com aumento do aporte de umidade através do transporte de calor e vapor d'água pelos CE. Em 850 hPa predominou correlação negativa principalmente na metade oeste do MW, com valores máximos de -0,4 na região centro-oeste. Em 700 e 500 hPa as correlações foram muito fracas, variando entre +0,2 e -0,2.

Em relação às correlações entre extensão de gelo marinho e TM no verão, observou-se que foram predominantemente baixas e negativas nos quatro níveis atmosféricos analisados. Em superfície, verificaram-se correlações positivas muito fracas em grande parte do MW, variando entre +0,1 e +0,2. As correlações negativas fracas e muito fracas entre -0,1 e -0,3 foram observadas no nordeste e no setor norte central. Nos demais níveis atmosféricos todas as correlações foram muito fracas, entre -0,2 e +0,1.

5.3.2 – Gelo marinho na estação de inverno

No inverno observam-se as maiores extensões de gelo marinho sobre o MW, com valor médio de aproximadamente $5,96 \times 10^6 \pm 0,33 \times 10^6 \text{ km}^2$. Nos níveis 500 e 700 hPa, as correlações foram positivas muito fracas na região sudoeste e negativas (de muito fraca a moderada) na área restante. Verificou-se predomínio de correlação negativa, de muito fraca a forte, entre o gelo marinho e a TM. Em 850 hPa verificou-se valores entre -0,2 e -0,4 (de fraca a moderada), com máxima correlação no setor nordeste.

Em superfície as correlações foram predominantemente negativas, variando entre -0,1 no sudoeste e sudeste e de até -0,8 no setor nordeste do MW (Figura 5.19).

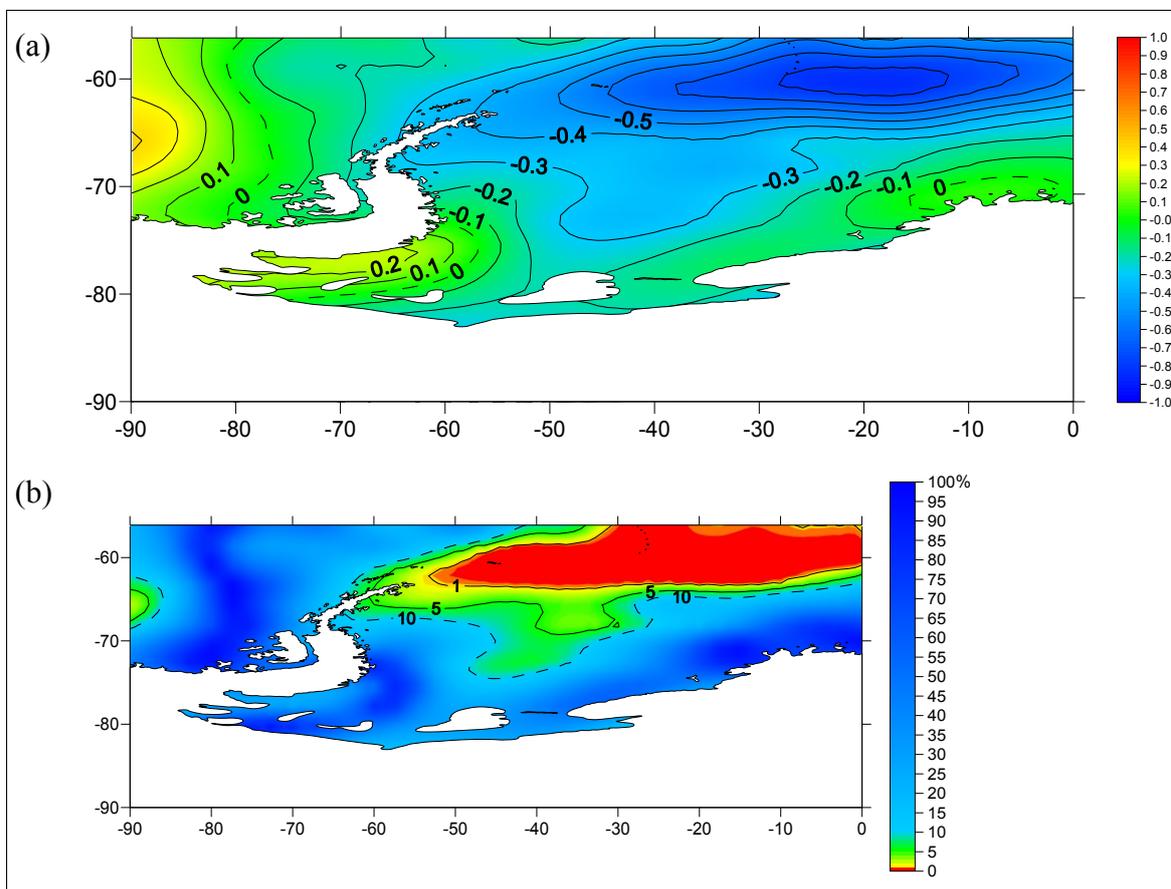


Figura 5.19: (a) Correlação entre gelo marinho e TM em superfície no inverno sobre o MW, entre 1979 e 2007, e (b) significância estatística.

Nas correlações entre cobertura de gelo marinho e UR no inverno, constatou-se que nos níveis atmosféricos 700 e 500 hPa as correlações foram negativas de fracas a moderadas, com valores entre -0,1 e -0,4. Já em 850 hPa, observa-se as maiores correlações no “corredor” entre sudoeste-nordeste, com valores de até -0,3.

Em superfície o comportamento foi muito semelhante ao de TM, com valores negativos máximos na região norte do MW. Nestes setores as correlações foram de muito fracas a fortes, variando entre -0,1 e -0,6 (Figura 5.20).

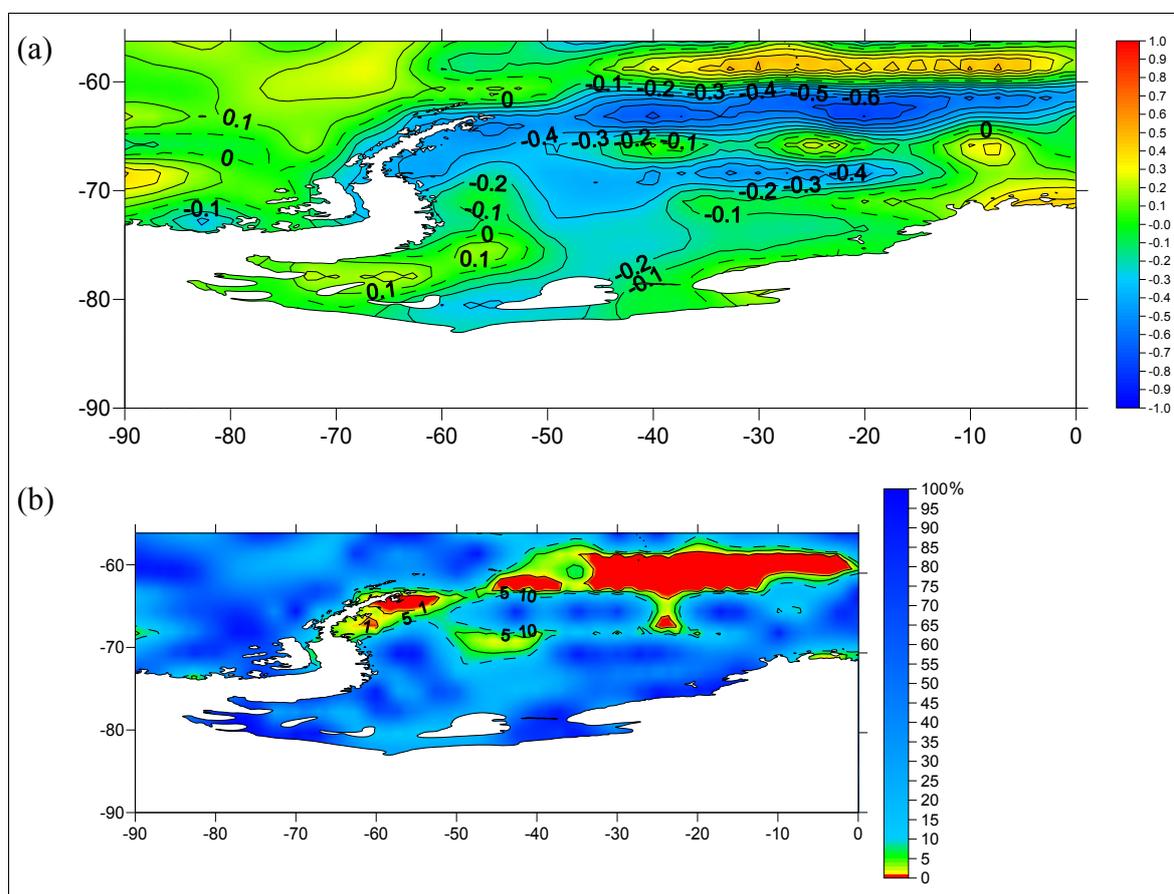


Figura 5.20: (a) Correlação entre gelo marinho e UR em superfície no inverno sobre o MW, entre 1979 e 2007, e (b) significância estatística.

No inverno, os mecanismos de *feedback* ar-gelo marinho são mais efetivos, e uma pequena variação na extensão de gelo marinho pode resultar em um grande impacto nas temperaturas do ar na baixa troposfera (Turner *et al.*, 2005). Os maiores (menores) valores de TM e UR estão associados com menor (maior) extensão de gelo marinho (Figuras 5.21a, 5.21b, 5.22a e 5.22b), que também pode ser observado nas correlações apresentadas nas Figuras 5.19 e 5.20. A diminuição dos valores de correlação com a altitude acontece devido à baixa condutividade térmica do gelo marinho, que resulta em uma redução dos fluxos verticais de troca de energia e mistura entre oceano e atmosfera (King e Turner, 1997).

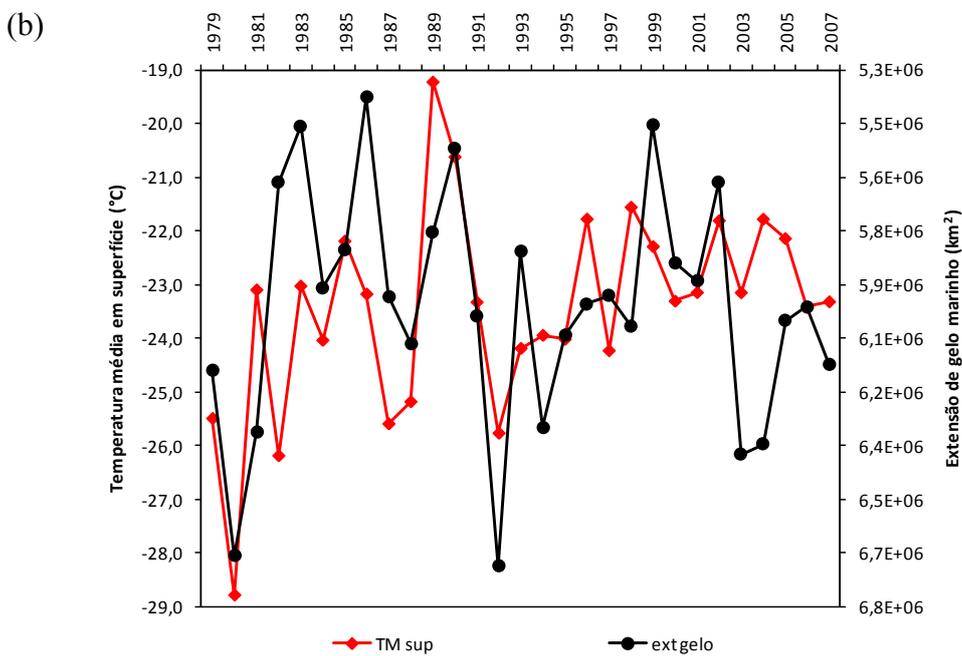
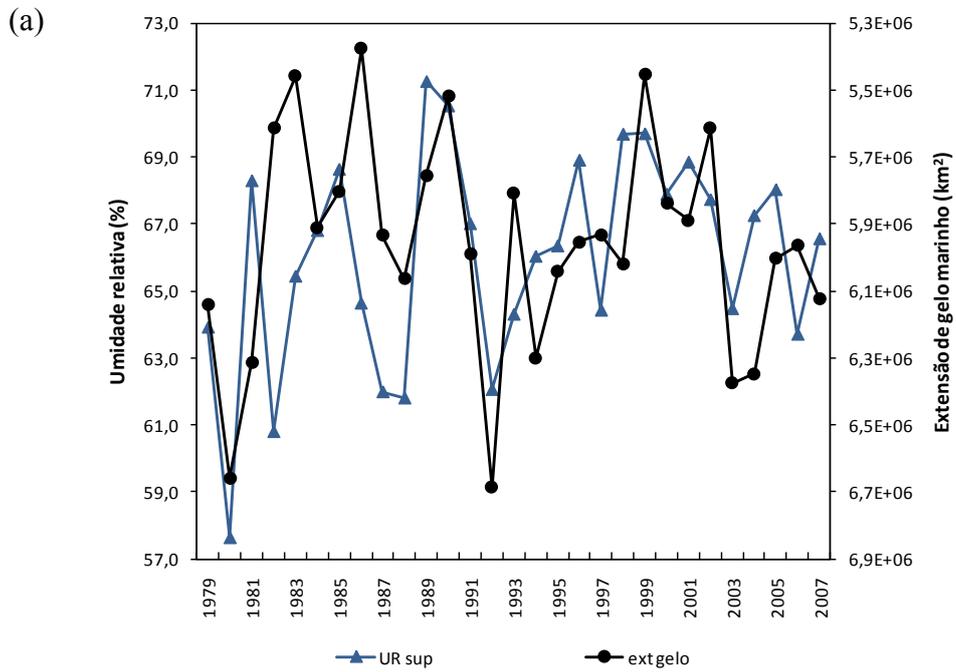


Figura 5.21: Extensão média de gelo marinho no MW e (a) UR e (b) TM em superfície na estação de inverno, entre 1979 e 2007.

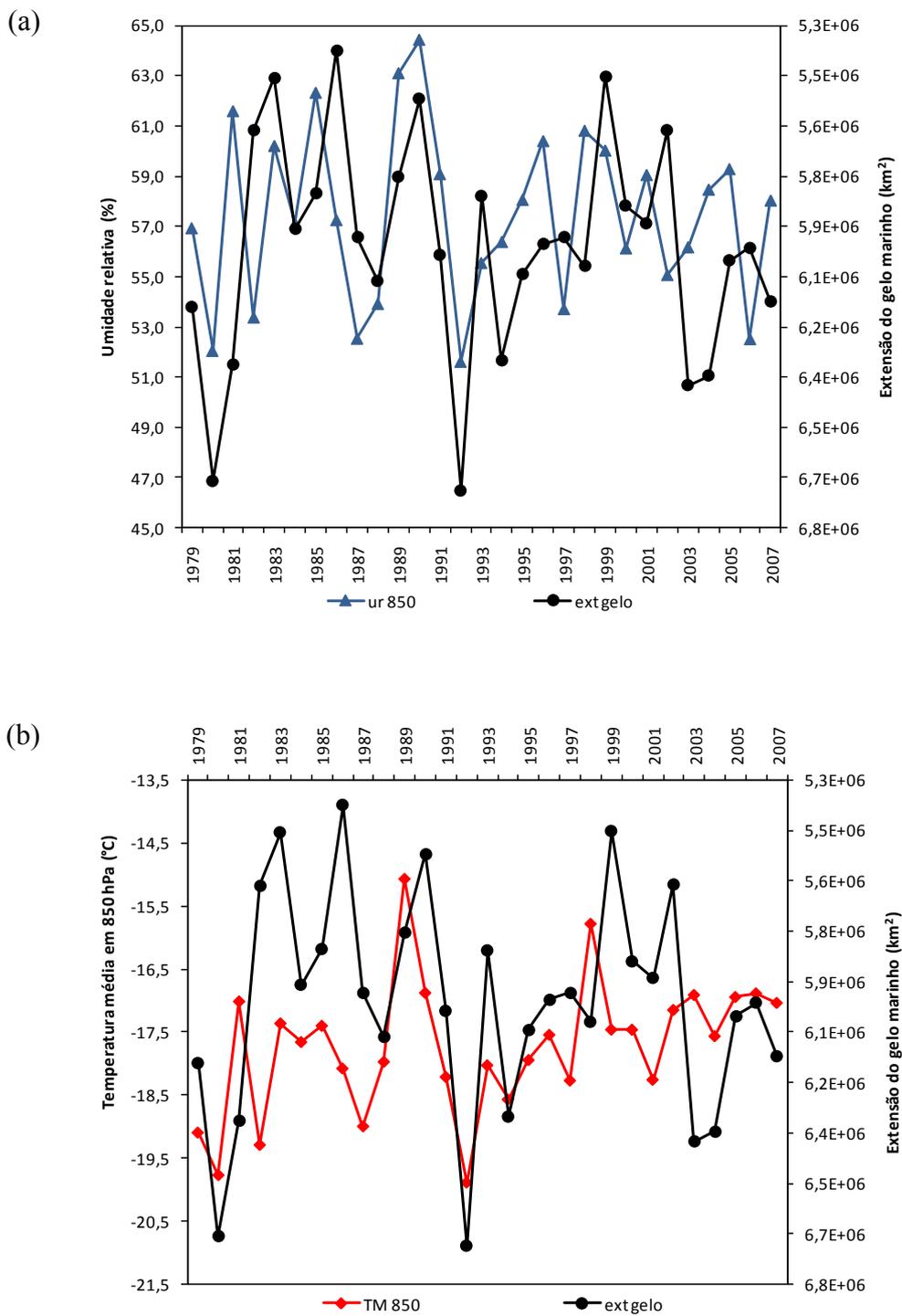


Figura 5.22: Extensão média de gelo marinho no MW e (a) UR e (b) TM em 850 hPa na estação de inverno, entre 1979 e 2007.

Segundo Turner *et al.* (2005a), a relação entre as temperaturas das estações costeiras antárticas e o gelo marinho ao longo da costa é complexa e varia no entorno do continente. Os autores encontraram altas correlações entre essas duas variáveis somente no oeste da PA. Além disso, verificaram que na região da PA, na década de 60, as temperaturas foram muito frias e sugeriram que a extensão do gelo marinho estaria maior. Uma vez que existe uma estreita associação entre as temperaturas próximas à superfície do mar e a extensão de gelo marinho nesta área, pode ser que nas décadas de 50 e 60 tenha apresentado maior cobertura de gelo marinho no oeste da PA em relação às décadas posteriores. Contudo, há poucas observações de gelo marinho antes da década de 70, o que torna difícil fazer esta investigação.

5.3.3 – SAM na estação de verão

Entre o SAM e a TM em 500 hPa verificou-se predomínio de correlação positiva, com valor máximo de até +0,3 no setor nordeste do MW. No nível 700 hPa as correlações negativas variaram entre -0,1 e -0,3 na região sudeste do MW. Na área restante não existe correlação entre o SAM e a TM, ou seja, $r = 0$. Na baixa troposfera as correlações foram predominantemente negativas, com valores máximos de -0,3 próximo à plataforma Brunt.

Em superfície, a correlação negativa é máxima no setor sudeste, com valores de até -0,5 junto à plataforma de gelo Brunt. Os maiores valores positivos de correlação encontram-se na região noroeste do MW, situada no setor norte da PA, de até +0,4 (Figura 5.23). Marshall (2006) observou que a correlação entre o SAM e as temperaturas próximas à superfície, no período entre 1957 e 2004, foi de aproximadamente +0,5 ($\alpha < 1\%$) na estação Esperanza, e de aproximadamente -0,4 ($\alpha < 5\%$) em Halley.

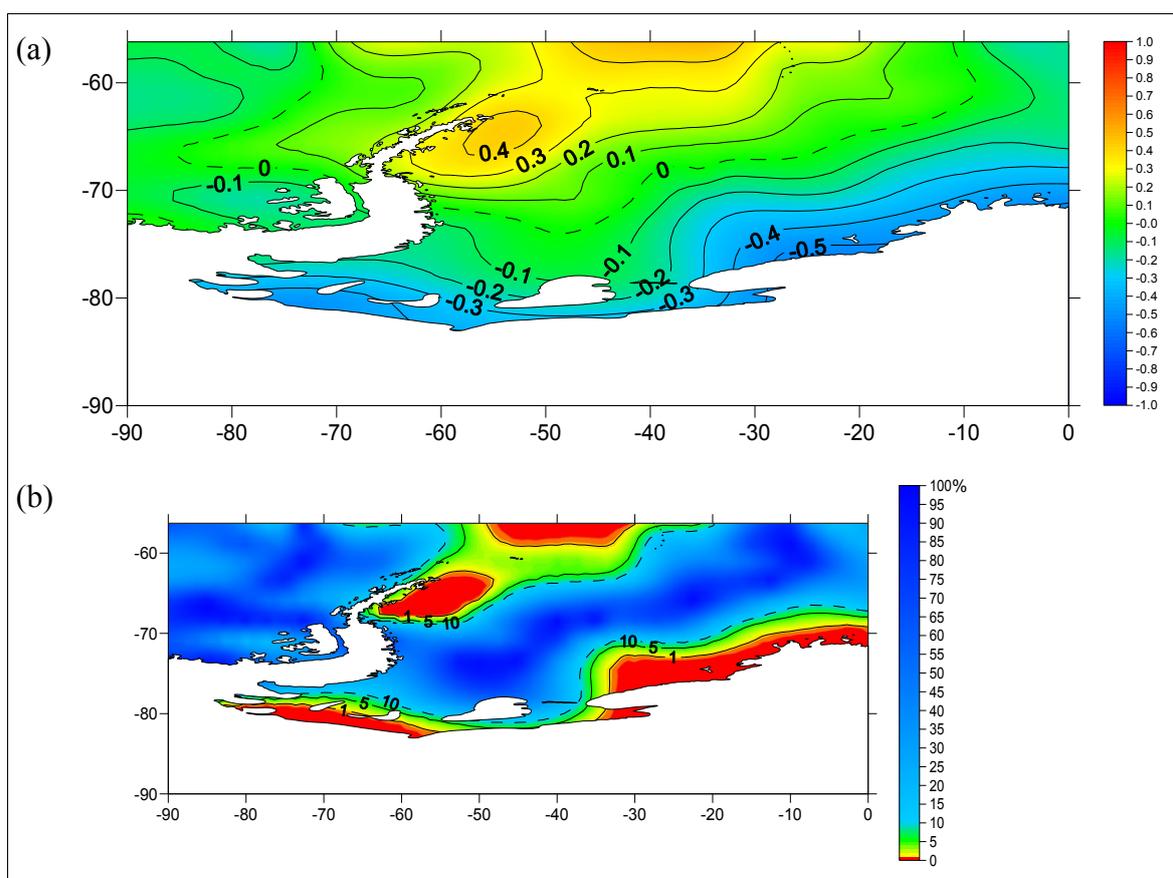


Figura 5.23: (a) Correlação entre Índice SAM e TM em superfície no verão sobre o MW, entre 1979 e 2007, e (b) significância estatística.

No verão, as correlações entre o SAM e UR em 500 hPa foram predominantemente positivas, variando entre +0,1 e +0,3 no oeste. Em superfície foram negativas no noroeste e sudeste, onde se observou valores máximos de -0,3 próximo à plataforma Brunt e no setor nordeste da PA. Em 850 e 700 hPa as máximas correlações positivas localizaram-se principalmente na região central do MW, chegando a +0,5 em 850 hPa e +0,4 em 700 hPa. Em superfície, na região central do MW as correlações foram

positivas, variando entre +0,1 e +0,3 (Figura 5.24). A correlação negativa no setor noroeste do MW possivelmente é resultado do efeito *Föhn*, em que as massas de ar estáveis, originadas no oeste da PA, se aquecem através de compressão adiabática à medida que descem para o lado leste da PA (Marshall *et al.*, 2006). Além disso, na fase positiva do SAM há intensificação dos ventos de oeste e, portanto, uma intensificação no efeito Föhn. Assim, o ar subsidente no leste da PA (noroeste do MW) diminui a umidade nesta região.

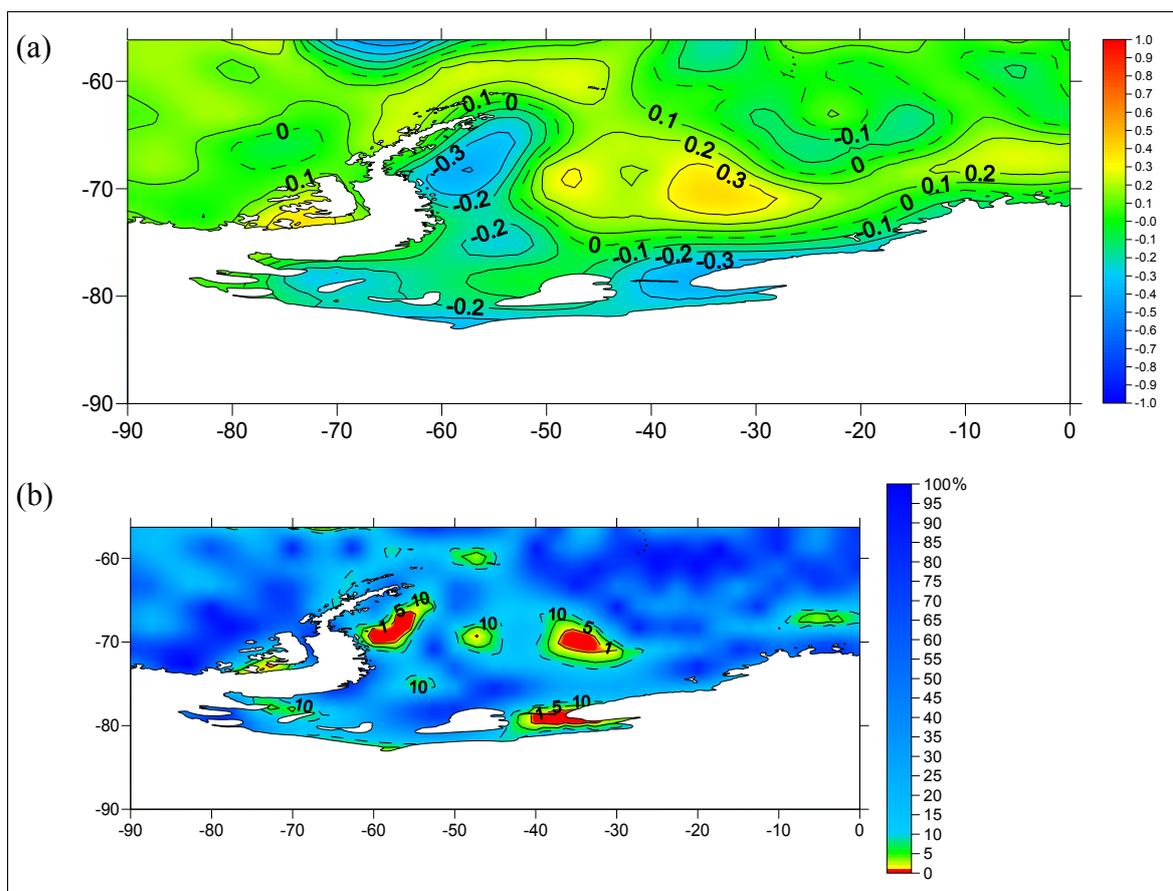


Figura 5.24: (a) Correlação entre Índice SAM e UR em superfície no verão sobre o MW, entre 1979 e 2007, e (b) significância estatística.

5.3.4 – SAM na estação de inverno

No inverno, as correlações entre o Índice SAM e TM na média troposfera foram predominantemente positivas ao norte de 75° S, chegando a uma correlação de +0,4 próximo à latitude de 60° S. No nível 700 hPa as correlações apresentaram valores entre -0,2 junto à plataforma Brunt e +0,4 ao norte da PA. Em 850 hPa as correlações foram

todas positivas, com os menores valores de +0,1 no sudeste e os maiores no setor nordeste da PA, de +0,4. Em superfície a correlação foi negativa muito fraca no setor sul do MW, com valores entre -0,1 e -0,2. No restante da área, em especial no noroeste, as correlações foram positivas entre +0,1 e +0,4 (Figura 5.25). Segundo Marshall (2006), a correlação entre o SAM e as temperaturas próximas à superfície, entre 1957 e 2004, foi de cerca de +0,5 ($\alpha < 5\%$) na estação Esperanza.

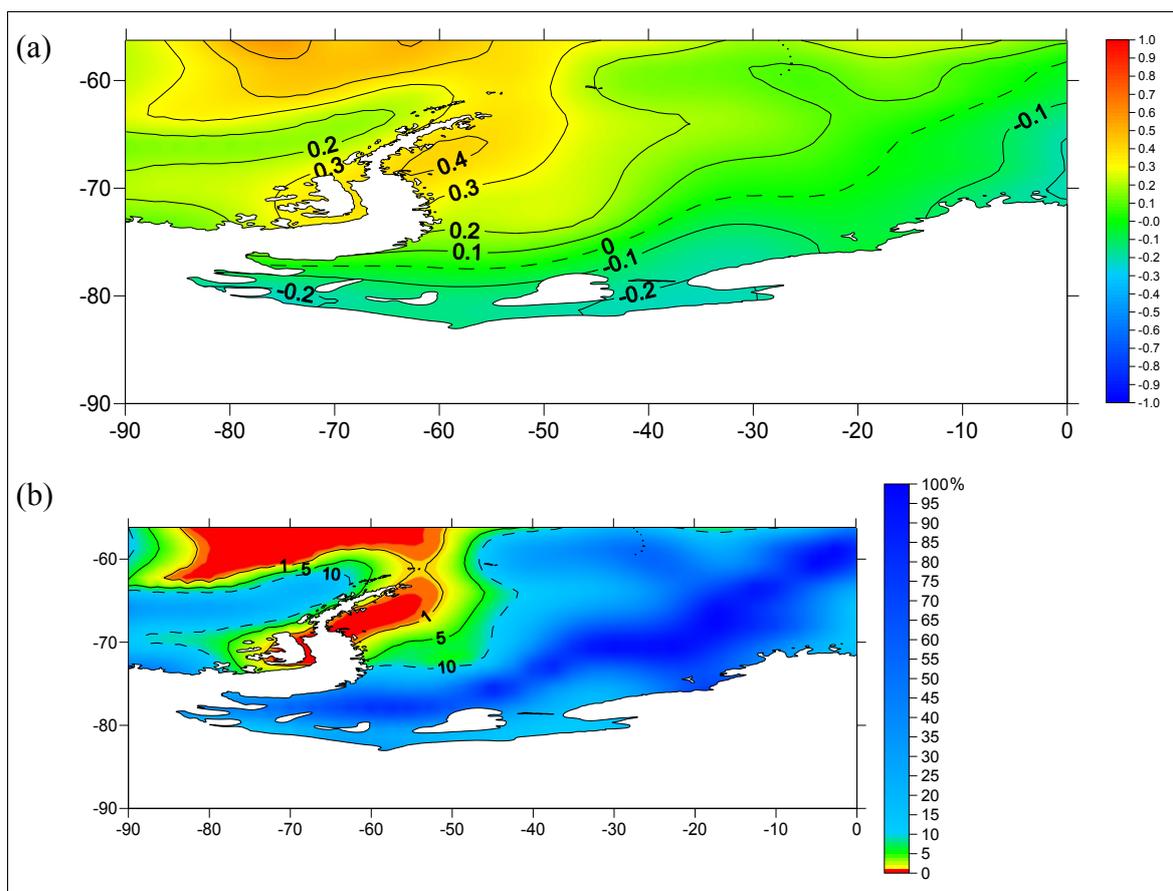


Figura 5.25: (a) Correlação entre Índice SAM e TM em superfície no inverno sobre o MW, entre 1979 e 2007, e (b) significância estatística.

No inverno, as correlações entre o Índice SAM e a UR em superfície variam de -0,3 no sudeste até +0,2 no noroeste e centro-norte do MW. Em 850 hPa as correlações negativas chegaram a -0,4 na região centro-sudeste, junto à plataforma de gelo Brunt, e a -0,3 no oeste. Da mesma forma, em 700 e 500 hPa observou-se correlação negativa de até -0,2 próximo à plataforma de gelo Brunt e positiva de +0,2 no nordeste do MW.

CAPÍTULO 6: CONCLUSÕES

“Look deep, deep into nature, and then you will understand everything better.”

Albert Einstein

6.1 Conclusões

As características termodinâmicas sazonais (verão e inverno) entre 1949 e 2008 das massas de ar formadas sobre o MW foram investigadas neste trabalho. Também foram analisadas as tendências nas séries temporais de TM e UR sobre o MW e a influência da cobertura de gelo marinho e do SAM nas propriedades dessas massas de ar.

Existe uma grande variação espacial nas características das massas de ar sobre o MW entre o verão e inverno. No inverno, observam-se maiores gradientes horizontais de TM, provavelmente por ser a estação mais ativa na formação de CE, especialmente na região centrada no CBP, os quais atuam no transporte de calor, vapor d'água e momentum na atmosfera (Peixoto e Oort, 1992; Jones e Simmond, 1993). Os maiores valores de TM, tanto no verão quanto no inverno e em todos os níveis atmosféricos (superfície, 850, 700 e 500 hPa), estão localizados no setor norte da PA e as menores médias junto às plataformas de gelo Ronne e Filchner. Entre a superfície e a baixa troposfera observou-se a inversão térmica, fenômeno típico de inverno e que ocorre devido ao máximo resfriamento radiativo, responsável ainda por uma maior estabilidade troposférica (King e Turner, 1997). Por isso no inverno existe menor variação em altitude das propriedades da massa de ar em relação ao verão.

O comportamento espacial da UR sobre o MW é aproximadamente semelhante em ambas as estações do ano e nos quatro níveis atmosférico observados, com maiores

valores no setor centro-norte e menores próximo ou sobre as plataformas de gelo ao sul. Isso ocorre devido a uma característica da cobertura de gelo de ser um eficiente isolante térmico, impedindo as trocas de energia e fluxo entre mar e atmosfera (King e Turner, 1997). Além disso, verificou-se que no verão a variação sazonal da UR aproximadamente acompanha a TM, com diminuição de TM e UR com a altitude.

Segundo a classificação de homogeneidade de massas de ar a partir do desvio padrão de TM, a massa de ar no inverno é mais heterogênea quando comparada com a do verão. De uma forma geral, as massas de ar formadas sobre o MW são classificadas como pouco homogêneas. Essa classificação é compreensível e esperada, tendo em vista que muitas vezes as propriedades e estrutura vertical observadas nas massas de ar não podem ser explicadas claramente devido à grande variação nas propriedades físicas da superfície e na circulação atmosférica nos baixos níveis na região do MW.

Entre 1949 e 2008, as massas de ar apresentaram tendência de aquecimento da superfície até 500 hPa, tanto no verão quanto no inverno, com exceção do verão em superfície (sem significância estatística). Destaca-se no inverno o aumento de $+0,67^{\circ}\text{C década}^{-1}$ em superfície nos últimos 60 anos. Da mesma forma, estudos anteriores evidenciam aquecimento troposférico na região do MW para as mesmas estações do ano. Essas mudanças nas temperaturas de um aquecimento troposférico, observadas nos dados das reanálises, é o que poderia ser esperado como resultado da intensificação das concentrações dos gases de efeito estufa e mudanças nos padrões de circulação atmosférica sobre a região antártica (Turner *et al.* 2005; Turner *et al.* 2006; Marshall *et al.* 2006).

No verão, as correlações entre extensão de gelo marinho e TM foram predominantemente baixas e negativas nos quatro níveis atmosféricos analisados. Nas correlações entre gelo marinho e UR no verão, verificou-se em superfície correlação positiva moderada no setor nordeste do MW. No verão, praticamente toda esta região é livre de gelo marinho, sendo que o seu limite norte coincide aproximadamente com este setor de correlação moderada. Portanto, esta região seria uma zona de interação entre a borda do gelo marinho e o mar livre, com marcado gradiente térmico. King e Turner (1997) verificaram que durante o inverno o gelo marinho pode desenvolver-se ao norte de 60° S, para dentro da zona de atividade ciclônica, onde muitos CE deslocam-se paralelamente às margens da banquisa em direção ao CBP. Provavelmente esta interação

também ocorra no verão, com aumento do aporte de umidade através do transporte de calor e vapor d'água pelos CE. Na baixa troposfera predominou correlação negativa principalmente na metade oeste do MW. Em 700 e 500 hPa as correlações foram muito fracas, positivas e negativas.

No inverno, os efeitos da cobertura de gelo marinho sobre as características das massas de ar influenciam principalmente a baixa troposfera (entre a superfície e 850 hPa), com maiores (menores) valores de TM e UR associados com menor (maior) extensão de gelo marinho. A diminuição dos valores de correlação com a altitude acontece devido à baixa condutividade térmica do gelo marinho, que resulta em uma redução dos fluxos verticais de troca de energia e mistura entre oceano e atmosfera (King e Turner, 1997).

No verão, entre o SAM e a TM, todas as correlações foram negativas no setor sudeste nos níveis superfície até 700 hPa. Em superfície e em 500 hPa as correlações foram positivas no norte da PA, e em 850 e 700 hPa predominou correlação igual a zero nesta região. As correlações entre o SAM e UR em superfície foram positivas na região central e negativas no setor noroeste do MW. Possivelmente as correlações negativas na região noroeste do MW é resultado do efeito Föhn, o qual é intensificado na fase positiva do SAM. Portanto, o ar subsidente no leste da PA que se aquecem através de compressão adiabática, diminui a umidade nesta região.

No inverno as correlações entre o SAM e TM foram predominantemente positivas no norte e negativas no sul, com exceção de 850 hPa, onde todas as correlações foram positivas. Prevaleceu nos quatro níveis atmosféricos correlação negativa entre o SAM e a UR no setor centro-sudeste e positivas no centro-oeste do MW.

6.2 Sugestões para trabalhos futuros

Algumas questões importantes surgem a partir deste estudo, instigando e demandando uma investigação dos seguintes pontos, por ordem de relevância:

1. tendo em vista que as massas de ar aqueceram nos últimos 60 anos, qual o impacto dessa mudança na circulação atmosférica entre o MW e a região sudeste da AS;

2. interação entre gelo marinho e TM/UR e entre SAM e TM/UR, buscando uma análise mais detalhada dos processos físicos envolvidos. Além disso, verificar a influência da cobertura de gelo marinho e do SAM nas tendências observadas nas TM e UR sobre o MW;
3. tendências de diminuição de UR em 700 hPa (verão) e em 500 hPa (inverno), as quais não foram ainda analisadas na literatura revisada.

REFERÊNCIAS

AQUINO, F. E. 2009: **A influência da Antártica no sistema climático do Hemisfério Sul**. 38 pg. Monografia (Doutorado) – IGEO/UFRGS, Porto Alegre.

AQUINO, F. E. e SETZER, A. 2005: O clima na Amazônia Azul. In: SIMÕES, Carlos F.; CHAVES, Paulo de Tarso (ed.) **Geografia: ensino fundamental e médio: O mar no espaço geográfico brasileiro**. Brasília: Ministério da Educação, Secretaria da Educação Básica, p. 226-230. (Coleção Explorando o Ensino, v. 8).

AQUINO, F. E.; SETZER, A.; SIMÕES, J. C. 2006: Conexões climáticas entre o Rio Grande do Sul e o Mar de Weddell. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 14., 2006, Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2006. 1 CD-ROM.

BARRETT, P. J. 1991: Antarctica and global climatic change: a geological perspective. In: HARRIS, C.M. e STONEHOUSE, B. (eds.). **Antarctica and Global Climate Change**. Londres, Belhaven. p. 35-50.

BARRY, G. B e CARLETON, A. M. 2001: **Synoptic and Dynamic Climatology**. London and New York: Routledge. 620 p.

BARRY, R. G.; CHORLEY, R. J. 2003: **Atmosphere, weather and climate**. 8. ed. London: Routledge, 421 p.

BIAZETO, B., SILVA DIA, M. A. F. e DIAS, P. L. 2006: Impacto da precipitação no ciclo de assimilação em modelos de mesoescala. In: **Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 14., 2006, Florianópolis: Sociedade Brasileira de Meteorologia. 1 CD-ROM.

BJERKNES, J. 1919: On the Structure of Moving Cyclones. **Geof. Publ.**, 1 (2), 1-8.

BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. 1997: A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. **CCGCR Report**, 97-1. McGill University, Québec. 52 p.

BROMWICH, D. H.; PARISH, T. R. 1998: Meteorology of the Antarctic. In **Meteorology of the Southern Hemisphere**, edited by D.J. Karoly and D.G. Vincent, Meteorological Monographs, v. 27, number 49. American Meteorological Society, Boston, p. 175-200.

CARLETON, A. M. 1983: Variations in Antarctic sea ice conditions and relationships with southern hemisphere cyclonic activity, winters 1973-77. *Archivfur Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie*, Séries B 32, 1-22.

CARPENEDO, C. B. *et al.* 2008: Circulação de massas de ar antárticas e subantárticas e sua influência nas temperaturas do Rio Grande do Sul entre 2004 e 2007. In: **XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2008, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, p. 1-5.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. 2005: Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, 702-718.

CAVALIERI, D. J. *et al.* 1992: NASA Sea ice validation program for the DMSP SSM/I: final report. **NASA Technical Memorandum 104559**. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D. C. 126 pages.

CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L. 2003: 30-Year satellite record reveals contrasting Arctic and Antarctic decadal sea ice variability. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 18, p.1-4.

CAVALIERI, D. J.; PARKINSON, C. L. 2008: Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2006, **Geophysical Research Letters**, 113, C07004, doi:10.1029/2007JC004564.

CCAMLR - Convention on the Conservation of Antarctic Marine Living Resources. **General Introduction**. Disponível em: <<http://www.ccamlr.org/pt/e/gen-intro.htm>>. Acesso em: 26 maio 2008.

CDC - CLIMATE DIAGNOSTICS CENTER. 2009. *Reanalysis NCEP/NCAR – Monthly/Seasonal Climate Composites*. Disponível em <http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/Composites/printpage.pl>. Acesso em: 09/02/2009.

DAVIS, J. C. 1986: **Statistics and data analysis in geology**. John Wiley e Sons, New York, 646 p.

FEDOROVA, N. 1999: **Meteorologia Sinótica**. Vol. 1. Pelotas: UFPel. 259 p.

FLOHN, H. 1987: The role of large-scale ice sheets in climatic history. **The Physical Basic of Ice Sheet Modelling**. P. 231-241 (IAHS Publ. 170).

GILLETT, N. P. *et al.* 2008: Attribution of polar warming to human influence. **Nature Geoscience**, New York, p. 750-754.

GILLETT, N. P.; KELL, T. D.; JONES, P. D. 2006: Regional climate impacts of the Southern Annular Mode. **Geophysical Research Letters**, Norwich, v. 33, p.1-4.

GONG, D.; WANG, S. 1999: Definition of Antarctic oscillation index. **Geophysical Research Letters**, 26, 459–462.

HAIR Jr., J. F. *et al.* 2005: **Análise multivariada de dados**. 5. ed. Porto Alegre: Bookman, 593 p. Traduzido por Adonai Schlup Sant`Anna e Anselmo Chaves Neto.

HARTMANN, D. L. 1994: **Global Physical Climatology**. Washington: Academic Press, 56 v.

HELLMER, H. H. *et al.* 2005: On the influence of adequate Weddell Sea characteristics in a large-scale global ocean circulation model. **Ocean dynamics**, 55(2), p.88-99.

- HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 38: 1179–1196.
- JACKA, T. H. e BUDD, W. F. 1991: Detection of temperature and sea ice extent changes in the Antarctic and Southern Ocean. In **International Conference on the Role of the Polar Regions in Global Change**, vol. 1, editado por G. Weller, C. L. Wilson e B. A. B. Severin, p. 63– 70, Geophysics Institute, University of Alaska, Fairbanks.
- JAMES, R. W. 1969: Elementary Air Mass Analysis. *Met. Rdsch.*, 22, p.75-79.
- JONES, D. A. e SIMMOND, I. 1993: A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. **Climate Dynamics**, 9, 131–145
- JUSTINO, F. *et al.* 2007: Impacto da Concentração do dióxido de carbono atmosférico no gelo marinho antártico. **Oecologia Brasiliensis**, v. 11, p. 69-77.
- KALNAY, E. E CO-AUTORES. 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, 77, p.437-471.
- KING, J. C.; TURNER, J. 1997: **Antarctic Meteorology and Climatology**. 5ed. Cambridge: University Press, 409 p.
- L'ECUYER, J.; THOMPSON, D. W. J. **Annular Modes Website**. Disponível em: <<http://www.atmos.colostate.edu/ao/introduction.html>>. Acesso em: 15 abr. 2009.
- LEFEBVRE, W. *et al.* 2004: Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice-ocean system. **Geophysical Research Letters**, vol. 109. p.1-12.
- LIMA - Landsat Image Mosaic Of Antarctica. U.S. Geological Survey. **Antarctica overview map**. Disponível em: <<http://lima.usgs.gov/>>. Acesso em: 1 out. 2009.
- LIMA, F. U. F. 2007: **Variabilidade Extrema Intra-sazonal do Gelo Marinho Antártico e Relações com a Circulação Atmosférica**. 163 pg. Dissertação (Mestrado) - DCA/IAG/USP, São Paulo.
- LIMA, F. U. F.; CARVALHO, L. M. V. 2008: Distribuição espacial da Oscilação Antártica e relações com eventos extremos intra-sazonais da área de gelo marinho no mar de Weddell, durante o inverno austral. In: **XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2008, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1 CD-ROM.
- LIU, J., CURRY, J. A.; MARTINSON, D. G. 2004: Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. **Geophysical Research Letters**, 31, L02205, doi: 10.1029/2003GL018732.
- MANABE, S., SPELMAN, M. J. e STOUFFER, R. J. 1992: Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂, part II, Seasonal response, **Journal of Climate**, 5, 105– 126.
- MANTYLA, A.; REID, J. 1983: Abyssal characteristics of the World Ocean Waters. **Deep Sea Research-Part A**, 30(8), 805-833.

MARSHALL, G. J. 2002: Analysis of recent circulation and thermal advection change in the northern Antarctic Peninsula. **Journal of Climate**, 22, 1557-1567.

MARSHALL, G. J. 2003: Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, 16, 4134-4143.

MARSHALL, G. J. 2006: Half-century seasonal relationships between the Southern Annular Mode and Antarctic temperatures. **Journal of Climate**, in press, doi:10.1002/joc.1407.

MARSHALL, G.J. *et al.* 2006: The role of a changing Southern Annular Mode in warming the Larsen Ice Shelf region. **International Workshop on Antarctic Peninsula Climate Variability: observations, models and plans for IPY research**. Boulder, USA.

MAYEWSKI, P. A. *et al.* 2009: State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. **Reviews of Geophysics**, 47, 1-38.

MAYKUT, G. A. 1978: Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. **Journal of Geophysical Research**. 83, 3646-58.

MCGONIGAL, D.; WOODWORTH, L. 2001: **The complete encyclopedia Antarctica and the Arctic**. Firefly Book, Ontario, 608 p.

NSIDC - National Snow And Ice Data Center. University Of Colorado. **Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data**. Disponível em: <http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0051_gsfc_seaice.gd.html>. Acesso em: 01 maio 2009.

ORSI, A.; JOHNSON, G.; BULLISTER, J. 1999: Circulation, mixing and production of Antarctic Bottom Water. **Programa Oceanográfico**, 43, 55-109.

PEIXOTO, J. P. e OORT, A. H. 1992: **Physics of Climate**. American Institute of Physics, 520 pp.

PMG - Polar Meteorology Group. Byrd Polar Research Center - The Ohio State University. **An observation-based Southern Hemisphere Annular Mode Index**. Disponível em: <<http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/sam.html>>. Acesso em: 10 maio 2009.

RADOK, U. 1973: On the energetic of surfaces winds of the Antarctic ice cap. **Energy fluxes over polar surfaces**. WMO Teac. Note 129, 69-100.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. 2009: Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.24, n.1, 48-55.

RIFFENBURGH, B. (Ed.). 2007a: **Encyclopedia of the Antarctic**: índice A-K. New York: Routledge.

RIFFENBURGH, B. (Ed.). 2007b: **Encyclopedia of the Antarctic: índice L-Z**. New York: Routledge.

ROHLI, R. V. e VEJA, A. J. 2008: **Climatology**. Sudbury, Massachusetts: Jones and Bartlett, 466 p.

ROMÃO, M.; SETZER, A. 2004: Relação entre a circulação proveniente da Antártica e as temperaturas abaixo da média no sul e sudeste do Brasil, verão 2003/2004. In: **XII Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica**. São Paulo: USP, p. 177 - 177.

SCAR - Scientific Committee on Antarctic Research. **Some Antarctic Statistics**. Disponível em: <<http://www.scar.org>>. Acesso em: 05 mar. 2009.

SERRA, A. e RATABONNA, L. 1942: **As massas de ar da América do Sul**. Serviço de Meteorologia do Ministério da Agricultura, Rio de Janeiro.

SETZER, A.; ROMÃO, M. 2004: Efeitos da circulação atmosférica antártica no sul e sudeste do Brasil no 1º semestre de 2004, o mais frio das últimas décadas. In: **XII Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica**. São Paulo: USP, p. 193-193.

SETZER, A.; ROMÃO, M. 2005: Influências de massas de ar do continente antártico no sul do Brasil. In: **XIII Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica**. São Paulo.: USP, p. 86-87.

SILVESTRI, G. E.; VERA, C. S. 2003: Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 21, p. 3-1 – 3-4.

SIMÕES, J. C. 2004: Glossário da língua portuguesa da neve, do gelo e termos correlatos. **Pesquisa Antártica Brasileira**, 4: p. 119-154.

SPIEGEL, M. R. 1977: **Probabilidade e estatística**. São Paulo: Mcgraw-hill, 518 p. Traduzido por Alfredo Alves de Faria.

SQUIRE, V.A. 1984: Sea ice. **Science Progress**, 69, p.19-43.

STEFFEN, K. *et al.* 1992: The estimation of geophysical parameters using passive microwave algorithms. Chapt 10 In **Microwave remote sensing of sea ice**. Frank Carsey, editor. American Geophysical Union. Washington, D. C. 243-259.

STONEHOUSE, B. (Ed.). 2002: **Encyclopedia of Antarctica and the Southern Oceans**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd.

STRAHLER, A. H.; STRAHLER, A. N. 1994: **Introducing physical geography**. New York: John Wiley & Sons. 537 p.

STRAHLER, A. H.; STRAHLER, A. N. 1997: **Geografia Física**. 3 ed. Barcelona: Ediciones Omega. 550 p. Traduzido por Marta Barrutia e Pere Sunyer.

- STRAHLER, A. N. 1977: **Geografia Física**. 3 ed. Barcelona: Ediciones Omega. 238 p. *apud* U.S Air Force, Aeronautical Charts Service, 1947.
- TALJAARD, J. J. 1972: Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere. Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteorology. Monography, N°. 35, **American Meteorological Society**, 139–211.
- THOMPSON, D. W. J.; SOLOMON, S. 2002: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. **Science**, p. 895-899.
- THOMPSON, D. W. J.; WALLACE, J. M. 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. **Journal of Climate**, 13, p. 1000-1016.
- TURNER, J. 2004: The El Niño–Southern Oscillation and Antarctica. **International Journal of Climatology**. 24: 1–31.
- TURNER, J. *et al.* 2005a: Antarctic climate change during the last 50 years. **International Journal of Climatology**, 25: 279-294.
- TURNER, J. *et al.* 2005b: Links between ENSO and the climates of Antarctica and Southern South America. In: **XIII Simpósio Brasileiro sobre Pesquisa Antártica – Programa e Resumos**. São Paulo: USP, p.79-80.
- TURNER, J. *et al.* 2006: Significant warming of the Antarctic winter troposphere. **Science**, 311: 1914-1917.
- TURNER, J.; PENDLEBURY, S. 2004: The International Antarctic Weather Forecasting Handbook. **British Antarctic Survey**, 663 p.
- VAUGHAN, D. G. *et al.* 2003: Recent Rapid Regional Climate Warming on the Antarctic Peninsula. **Kluwer Academic Publisher**, Climatic Change, v. 60, p. 243-274.
- WADHAMS, P. 2000: **Ice in the ocean**. Amsterdam: Gordon and Breach Science Publishers. 351 p.
- WAINER, I. 2003: **Aquecimento Global e Variabilidade Climática na Região do Oceano Atlântico Tropical e Sul**. 94f. Tese (Livre-Docência), Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. 2006: **Atmospheric Science: An Introduction Survey**. 2. ed., Academic Press, 504 p.
- WALSH, J. E. 1983: The role of sea ice in climatic variability: theories and evidence. **Atmosphere-Ocean**, 21: 229-242.
- WEATHERLY, J. W., WALSH, J. E. e ZWALLY, H. J. 1991: Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships, **Journal of Geophysical Res.**, 96, 15,119–15,130.

WILLET, H. C. 1933: American Air Mass Properties. **Physical Oceanography and Meteorology**. 2 (2), Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution, Cambridge, Massachusetts, 116 p.

ZWALLY, H. J. *et al.* 2002: Variability of Antarctic sea ice 1979 – 1998, **Geophysical Research Letters**, 107(C5), 3041, doi:10.1029/2000JC000733.