

**Universidade de São Paulo**  
**Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas**  
**Departamento de Ciências Atmosféricas**

**Variabilidade Extrema Intra-sazonal do Gelo Marinho Antártico e Relações  
com a Circulação Atmosférica.**

**por**

**Fabio Ullmann Furtado de Lima**

**Dissertação de Mestrado em Meteorologia sob orientação da  
Prof. Dra. Leila Maria Véspoli de Carvalho**

**DCA /IAG/ USP**  
**São Paulo, abril de 2007**

# **Livros Grátis**

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Não há nada de nobre em sermos superiores ao próximo. A verdadeira nobreza consiste em sermos superiores ao que éramos antes.

(Autor desconhecido)

## AGRADECIMENTOS

A Deus e à Virgem Maria, que estão sempre olhando por mim e me orientando nos caminhos da vida.

À Prof.<sup>a</sup> Leila, que foi muito atenciosa para com a minha pessoa em todos os momentos. Com certeza, a orientadora que qualquer aluno gostaria de ter. Seus conhecimentos e suas dicas foram de suma importância no desenvolvimento desse mestrado. Pode-se dizer que a Prof.<sup>a</sup> Leila não é uma orientadora, e sim uma verdadeira amiga.

Aos meus pais (João Batista e Regina Helena) e ao meu irmão (Felipe), que sempre me apoiaram e estiveram ao meu lado ao longo desse mestrado. Também aos meus familiares que sempre me incentivaram quanto aos estudos em geral.

Aos colegas integrantes do Grupo de Estudos em Multi-escalas (GEM), que me ajudaram de alguma forma na análise e discussão dos resultados, além das valiosíssimas ajudas em programação *Interactive Data Language* (IDL). O ambiente de trabalho do GEM é de companheirismo e colaboração mútua, favorável para o desenvolvimento de qualquer tipo de pesquisa.

Aos colegas e professores do IAG, que de alguma forma contribuíram com o desenvolvimento da pesquisa através de valiosas sugestões.

Agradeço especialmente a Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo que forneceu o auxílio necessário para o desenvolvimento do projeto de mestrado (04/11808-0).

## Resumo:

O objetivo principal deste trabalho é buscar um melhor entendimento dos possíveis mecanismos atmosféricos que possam estar relacionados com variações de alta frequência (20-100 dias) da extensão do gelo marinho na Antártica. Para tanto, utilizaram-se estimativas por satélite da extensão do gelo marinho nos Mares de Ross, Weddell, Amundsen-Bellingshausen, Pacífico Oeste e Índico entre 1979 e 2004 com resolução diária. Vários aspectos relacionados à extensão do gelo marinho antártico foram investigados. São eles: a) tendências na variabilidade sazonal e interanual do gelo marinho; b) variância espectral; c) o papel da atmosfera em modular variações extremas da extensão intra-sazonal do gelo marinho; d) principais modos extratropicais de variabilidade atmosférica e trocas energéticas estratosfera-troposfera durante eventos extremos da extensão do gelo oceânico; e) relações com a variabilidade dos ciclones. Observou-se que o Mar de Weddell possui a maior extensão de gelo oceânico para todas as estações do ano, seguido pelo Mar de Ross. O Oceano Pacífico oeste antártico é o que apresentou as menores extensões e menor variabilidade do gelo marinho. Análises através dos desvios-padrões das extensões do gelo marinho indicaram que o Mar de Weddell possui a maior variabilidade em sua extensão. Foram investigadas as tendências da extensão do gelo marinho nos meses de mínima e máxima cobertura sazonal do mesmo (fevereiro e setembro, respectivamente). Observou-se que os mares de Weddell e Ross mostraram tendências positivas e estatisticamente significativas (ao nível de 5%) em fevereiro. O mar de Amundsen-Bellingshausen apresentou tendência estatisticamente negativa no mês de fevereiro. Em setembro, não há tendências estatisticamente significativas em nenhum mar Antártico. Examinaram-se as relações entre fases distintas do El Niño Oscilação-Sul (ENOS) e a variabilidade sazonal extrema do gelo. Observa-se que ENOS tem papel em modular a extensão extrema positiva do gelo (definido como o percentil de 80%) em todos os mares e em distintas estações do ano, exceto o Mar de Amundsen-Bellingshausen. O ENOS tem um papel estatisticamente significativo em modular a extensão mínima do gelo (definido como o percentil de 20%) no Índico, Ross e Amundsen-Bellingshausen. Os Mares de Weddell e Ross apresentaram sinais espectrais estatisticamente significativos na escala intra-sazonal e os mares de Weddell, Ross, Índico e Pacífico Oeste apresentaram sinais estatisticamente significativos na escala sinótica. Estudos prévios sugerem que os sinais intra-sazonais aparentes no gelo estão relacionados às respostas entre o gelo marinho, a circulação atmosférica, e a temperatura da superfície do mar. Foram investigados os papéis dos trens de onda de latitudes médias em escala intra-sazonal (20-100 dias) em modular a variabilidade do gelo marinho. Mostra-se forte evidência do papel das variações na circulação atmosférica e na temperatura de película associadas às fases distintas do trem de onda para determinar a variabilidade da extensão extrema do gelo no inverno. Uma análise do fluxo de *Eliassen-Palm*, associada aos períodos de eventos extremos do gelo marinho nos mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen, foi realizada com o objetivo de verificar as trocas energéticas troposfera-estratosfera. Para o inverno notou-se que, para os períodos relacionados aos eventos extremos de retração do gelo, a análise da troca de calor e momentum em 100 hPa mostra fluxos predominantemente ascendentes, indicando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera. A mesma análise, porém para os períodos relativos aos eventos extremos de expansão, mostrou que há contribuições energéticas tanto da troposfera para a estratosfera como da estratosfera para a troposfera. Comparando-se as análises do fluxo de *Eliassen-Palm* para o verão e inverno, observou-se que no inverno os fluxos gerados nas regiões circumpolares antárticas são bem mais intensos do que os fluxos originados nas regiões circumpolares árticas. Variações nos padrões espaciais de anomalias intra-sazonais do geopotencial em 700 hPa durante eventos extremos observados nos mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen foram investigados de modo a caracterizar possíveis mudanças nas características do modo anular do Hemisfério Sul na mesma escala. O padrão do trem de ondas subtropical conhecido como Pacific South American (PSA) foi evidente em todos os casos. Uma análise da média sazonal (inverno e verão) da profundidade e densidade dos ciclones foi realizada, relativa aos anos em que a ocorrência dos extremos negativos do gelo marinho superou os anos de ocorrência de extremos positivos, e vice-versa, para os mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen. Observou-se um aumento da intensidade dos ciclones sobre Weddell leste e uma diminuição marcante na densidade dos ciclones sobre a Baía de Weddell nos extremos positivos em relação aos negativos. Em Amundsen-Bellingshausen, observou-se uma diminuição

da intensidade dos ciclones em toda a região costeira do Mar de Amundsen-Bellingshausen dos extremos negativos para os positivos no inverno e no verão.

# Antarctic marine sea ice extent intra-seasonal time-scale extremes and associations with atmospheric circulation variability.

## ABSTRACT

The main goal of the present study is to improve our understanding atmospheric mechanisms related to high frequency variations (20-100 days) in sea ice extent in Antarctica. For this purpose, we examined satellite daily estimates of sea ice extent at Ross, Weddell, Amundsen-Bellingshausen, Western Pacific and Indian seas, during 1979-2004. Several aspects were investigated in this study with respect to the Antarctic sea-ice extent: a) the seasonal and interannual variability and trends; b) the spectral variance; c) the role of the atmosphere in modulating extreme variations on intraseasonal time-scale; d) the main extratropical modes of the variability of the atmosphere and the stratosphere-troposphere exchange of energy and momentum during extreme sea-ice events; e) the relationships with cyclone variability. We observed that the Weddell Sea shows the largest extent and variability of the sea ice during all seasons, followed by the Ross Sea. The Antarctic Western Pacific presents the smallest ice extent among all Antarctic seas in all seasons. Trends in the sea ice extent during months with maximum and minimum seasonal sea ice coverage were also examined. We observed that the Weddell and Ross Sea show positive and statistically significant (at 5% significant level) trend in February. On the other hand, the Amundsen-Bellingshausen Sea showed negative and statistically significant trend in February. During September, there are no statistically significant trends in ice extent in any Antarctic sea. The relationships between distinct phases of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) and the seasonal extreme variability of the sea ice were also examined. ENSO plays a role in modulate extreme sea ice extent (defined as observations above the 80<sup>th</sup> percentile) in all seas in distinct seasons, except the Amundsen-Bellingshausen Sea. ENSO plays a role in modulating extreme small extent (observations below the 20<sup>th</sup> percentile) at the Indian, Ross and Amundsen-Bellingshausen Seas. Spectral analysis indicated that the sea ice at Weddell, Ross, Indian and Western Pacific show statistically significant spectral variance on synoptic time-scales. Moreover, Weddell and Ross show statistically significant spectral variance on intra-seasonal time-scales. Previous studies suggest that the intra-seasonal signal in the sea ice is related to its response to atmospheric circulation and sea surface temperature (SST). Here, we investigate the role of the mid-latitude wave trains on intra-seasonal time scales (20-100days) in modulating the sea ice variability. We show strong evidence of variations in atmospheric circulation and skin temperature associated with distinct phases of the wave train along with extreme variations in sea ice extent on the same time-scale. Energy exchange troposphere-stratosphere during events of extreme sea ice variability over Weddell and Amundsen-Bellingshausen Seas were examined using the Eliassen-Palm flux (EP). During the winter, the EP flux is more intense around Antarctica comparatively to the Arctic. Nevertheless, extreme sea ice retractions on intra-seasonal time-scales during the winter are observed along with prevailing troposphere-stratosphere anomalous EP flux in high southern latitudes. On the other hand, extreme expansions show a more complex stratosphere-troposphere EP flux in both directions. In order to examine variations in the main modes of variability of the southern hemisphere during extreme sea-ice episodes at Weddell and Amundsen-Bellingshausen Seas, the main patterns of the 700hPa geopotential intra-seasonal anomaly were investigated. We verified that important variations in the features that characterize the Southern Annular Mode, especially in midlatitudes, depending on the signal and region where extreme sea ice extent is investigated. The wave train pattern known as Pacific South American (PSA) mode is evident in all cases, which is consistent with the propagation of intraseasonal disturbances in the atmosphere. A comparative study about the characteristics of the cyclones, such as their density and depth (equivalent to intensity), in years with dominant extreme positive against years with dominant negative extreme anomalies in the sea ice was performed for the Weddell and Amundsen-Bellingshausen Seas. It is observed that the intensity of cyclones increase over eastern Weddell, whereas the

density of cyclones over the Weddell bay decreases during extreme expansion, comparatively to extreme retraction events at Weddell Sea. When considering the Amundsen-Bellingshausen sea, the intensity of cyclones decreases around the entire coast when extreme retraction occurs, during the winter and summer.



## ÍNDICE

1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	16
2. DADOS E METODOLOGIA .....	28
2.1 Dados utilizados.....	28
2.2 Método de verificação da existência de tendências nos dados.....	29
2.3 Método do teste de regressão linear.....	31
2.4 Análise sazonal da variabilidade do gelo marinho para as regiões marítimas antárticas.....	35
2.5 Método do teste de significância de proporções .....	40
2.6 Método de obtenção das anomalias totais.....	43
2.7 Métodos: Filtro de separação de escalas temporais .....	45
2.8 Método do espectro de Fourier .....	52
2.9 Métodos de obtenção dos extremos .....	54
2.10 Anomalias intra-sazonais .....	55
2.11 Persistência.....	58
3. EXTREMOS INTRA-SAZONAIS DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO NO MAR DE WEDDELL E NO MAR DE AMUNDSEN-BELLINGSHAUSEN .....	63
3.1 Mecanismos Atmosféricos Associados aos Extremos Intra-sazonais do Gelo Marinho Durante o Inverno Austral.....	64
3.2 Mecanismos Atmosféricos Associados aos Extremos Intra-sazonais do Gelo Marinho Durante o Verão Austral .....	82
4. ANÁLISE DO FLUXO DE ELIASSEN-PALM ESTRATOSFÉRICO NA MODULAÇÃO DOS EXTREMOS INTRA-SAZONAIS DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO NOS MARES DE WEDDELL E BELLINGSHAUSEN...92	
5. PADRÕES ESPACIAIS RELACIONADOS AOS PERÍODOS DE EVENTOS EXTREMOS DO GELO MARINHO, OBSERVADOS NOS MARES DE WEDDELL E AMUNDSEN-BELLINGSHAUSEN .....	125
5.1 Interpretação dos Padrões de Geopotencial em Períodos de Eventos Extremos do Gelo Marinho, Observados no Inverno Austral nos Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen .....	128
5.2 Interpretação dos Padrões de Geopotencial em Períodos de Eventos Extremos do Gelo Marinho, Observados no Verão Austral nos Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen.....	135
6. ATIVIDADES CICLÔNICAS ASSOCIADAS AOS PERÍODOS DOS EXTREMOS DO GELO MARINHO MAIS FORTES NOS MARES DE WEDDELL E AMUNDSEN-BELLINGSHAUSEN.....	142
6.1 Análises da Profundidade e Densidade dos Ciclones para o Inverno Austral.....	142
6.2 Análises da Profundidade e Densidade dos Ciclones para o Verão Austral .....	146
7. COMENTÁRIOS FINAIS E CONCLUSÕES.....	151
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	156

## Lista de Abreviaturas

<b>AAO</b>	<i>Antarctic Oscillation</i>
<b>ACC</b>	<i>Antarctic Circumpolar Current</i>
<b>ACW</b>	<i>Antarctic Circumpolar Wave</i>
<b>AS</b>	América do Sul
<b>CE</b>	Camada de Ekman
<b>DA</b>	Dipolo Antártico
<b>EN</b>	El Niño
<b>ENOS</b>	El Niño/Oscilação Sul
<b>ENSO</b>	<i>El Niño/Southern Oscillation</i>
<b>EOF</b>	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
<b>EOF1</b>	(primeira) <i>Empirical Orthogonal Function</i>
<b>EOF2</b>	(segunda) <i>Empirical Orthogonal Function</i>
<b>EP</b>	<i>Eliassen-Palm</i>
<b>F<sub>c</sub></b>	Força de Coriolis
<b>FF</b>	Força de Fricção
<b>FFT</b>	<i>Fast Fourier Transform</i>
<b>GCM</b>	<i>Global Circulation Model</i>
<b>hPa</b>	hécto-Pascais
<b>H200</b>	Altura geopotencial em 200 hPa
<b>HS</b>	Hemisfério Sul
<b>IDL</b>	<i>Interactive Data Language</i>
<b>IOS</b>	Índice de Oscilação Sul
<b>Km</b>	quilómetro
<b>Km<sup>2</sup></b>	quilómetro quadrado
<b>m</b>	metro
<b>lat</b>	latitude
<b>LN</b>	La Niña
<b>NCAR</b>	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
<b>NCEP</b>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<b>NSIDC</b>	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
<b>OI</b>	Oceano Interior

<b>OS</b>	Oceano Sul
<b>PA</b>	Península Antártica
<b>PSA</b>	<i>Pacific South American</i>
<b>PSA1</b>	(primeira) <i>Pacific South American</i>
<b>PSA2</b>	(segunda) <i>Pacific South American</i>
<b>R<sub>1</sub></b>	auto-correlação com uma defasagem
<b>R<sub>2</sub></b>	auto-correlação com duas defasagens
<b>R<sub>3</sub></b>	auto-correlação com três defasagens
<b>SAM</b>	<i>South Annular Mode</i>
<b>SKT</b>	<i>Skin Temperature</i>
<b>SMMR</b>	<i>Scanning Multichannel Microwave Radiometer</i>
<b>SSMI</b>	<i>Special Sensor Microwave/Imager</i>
<b>SST</b>	<i>Sea Surface Temperature</i>
<b>TSM</b>	Temperatura da Superfície do Mar
<b>U850</b>	Componente zonal do vento em 850 hPa
<b>U200</b>	Componente zonal do vento em 200 hPa
<b>V850</b>	Componente meridional do vento em 850 hPa

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO 1

- Figura 1.1: Perfis de temperatura para diferentes regiões climáticas perto de 150°W (Oceano Pacífico) onde: (a) tropical (5°S); (b) subtropical (35°S); (c) subpolar (50°S); (d) polar (55°S). (Obtida de Tomczak e Godfrey, 2003). .....22
- Figura 1.2:** Esquema de divisão dinâmica dos Oceanos, onde se define a circulação oceânica como um balanço de forças. Para cada um dos setores oceânicos a Força de Coriolis é balanceada por diferentes forças. (Obtida de Tomczak e Godfrey, 2003). .....22
- Figura 1.3:** Representação da topografia oceânica do Oceano Antártico. Áreas em cinza claro representam Bacias oceânicas; áreas em cinza claro com pontilhados representam elevações submarinas; retas em preto apresentam conexões entre as Bacias antárticas e subtropicais. (Obtida de Tomczak e Godfrey, 2003). .....23

### CAPÍTULO 2

- Figura 2. 1:** Mapa representativo do continente antártico (60°S-90°S) em perspectiva esferográfica polar (Obtido de Turner e Pendlebury, 2004). .....29
- Figura 2.2:** Dados diários da extensão do gelo marinho em Km<sup>2</sup> (ordenada; linha preta) para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar Amundsen-Bellingshausen (e) com respectivas linhas de tendência linear (reta preta) e equação de regressão linear simples. Na abscissa estão representados os anos.....30
- Figura 2.3:** Áreas de rejeição de  $H_0$  no teste *t-Student* bilateral. ....33
- Figura 2.4:** Extensão do gelo marinho mensal em Km<sup>2</sup> (ordenada; linha preta) para o Mar de Weddell com respectivas retas de tendência linear (reta preta) e equação de regressão linear simples para os meses de (a) fevereiro e (b) setembro Na abscissa estão representados os anos.....33
- Figura 2.5:** Como na figura 2.4, mas para o Oceano Índico. ....33
- Figura 2. 6:** Como na figura 2.5, mas para o Oceano Pacífico oeste. ....34
- Figura 2.7:** Como na figura 2.6, mas para o Mar de Ross. ....34
- Figura 2.8:** Como na figura 2.7, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen .....34
- Figura 2.9:** Histogramas representativos da distribuição de frequência da extensão do gelo marinho antártico em Km<sup>2</sup> para a estação da primavera (barras preta) para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar de Amundsen-Bellingshausen (e). Na ordenada estão indicados as porcentagens (%) e na abscissa os blocos indicadores da extensão de gelo marinho (Km<sup>2</sup>). .....37
- Figura 2.10:** Como na figura 2.9, mas para o verão. ....37
- Figura 2.11:** Como na figura 2.10, mas para o outono. ....38
- Figura 2.12:** Como na figura 2.11, mas para o inverno. ....39
- Figura 2.13:** Representação da climatologia média diária da extensão do gelo para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar de Amundsen-Bellingshausen (e) em Km<sup>2</sup> (ordenada; linha azul marinho) e seus respectivos ciclos anuais em Km<sup>2</sup> (linha rosa). Na abscissa estão representados os 365 dias que correspondem ao período de um ano. ....44
- Figura 2.14:** Anomalia total da extensão de gelo marinho em Km<sup>2</sup> com período de um de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2004 para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar de Amundsen-Bellingshausen (e) (linha cinza escuro). .....45

<b>Figura 2.15:</b> Espectro de Fourier de dados de anomalias da extensão de gelo marinho em Km <sup>2</sup> (linha azul marinho) espectros de fundo (linha vermelha) e o intervalo de confiança de 95% (linha amarela) separados nos seguintes períodos: a) Interannual a semi-anual (> 100 dias); b) Intra-sazonal (100-21 dias); c) escala sub-mensal a sinótica (20-5 dias) para o mar de Weddell.....	49
<b>Figura 2.16:</b> Como na figura 2.15, mas para o Oceano Índico.....	50
<b>Figura 2.17:</b> Como na figura 2.16, mas para o Oceano Pacífico oeste.....	50
<b>Figura 2.18:</b> Como na figura 2.17, mas para o Mar de Ross.....	51
<b>Figura 2.19:</b> Como na figura 2.18, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.....	52
<b>Figura 2.20:</b> Série temporal com período de um de agosto de 1979 a 31 de dezembro de 2004 de anomalias intra-sazonais da extensão de gelo marinho (Km <sup>2</sup> ) filtrada na escala intra-sazonal (20-90 dias) para o Mar de Weddell (a) e Amundsen-Bellingshausen (b) (linha cheia cinza). A linha cheia preta indica o quartil superior de 75% (q75) e a linha pontilhada preta indica o quartil inferior de 25% (q25) calculado para o período de inverno. .56	56
<b>Figura 2.21:</b> Como na figura 2.20, mas com limiares de verão. ....	57
<b>Figura 2.22:</b> Número de eventos extremos positivos (q75; barra preta) e negativos (q25; barra cinza) de anomalias intra-sazonais da extensão do gelo marinho (Km <sup>2</sup> ) para o período de inverno (junho – setembro) nos Mares de Weddell (a) e Amundsen-Bellingshausen (b). Os extremos da série temporal foram obtidos a partir dos q75 e q25 do período de inverno (junho-setembro).....	59
<b>Figura 2.23:</b> Como na figura 2.22, mas para os extremos de verão, para o período do verão.....	60
<b>Figura 2.24:</b> Persistência dos eventos extremos positivos (q75; barra preta) e negativos (q25; barra cinza) das anomalias intra-sazonais da extensão do gelo marinho (Km <sup>2</sup> ) para o período de inverno (junho – setembro) nos Mares de Weddell (a) e Amundsen-Bellingshausen (b). Os extremos da série temporal foram obtidos a partir dos q75 e q25 do período de inverno (junho-setembro).....	61
<b>Figura 2.25:</b> Como na figura 2.24, mas para os extremos de verão, para o período do verão.....	62
<b>CAPÍTULO 3</b>	
<b>Figura 3.1:</b> Composições defasadas de anomalias de altura geopotencial (m) em 200 hPa (H200) durante períodos de eventos extremos negativos da extensão do gelo marinho antártico na escala intra-sazonal (20-90 dias) para o Mar de Weddell, onde (a) representa 10 dias anteriores ao evento extremo observado, (b) 5 dias anteriores ao evento, (c) indica o dia do evento extremo e (d) 10 dias posteriores ao dia do evento extremo negativo observado. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 para H200. Áreas coloridas são significativas ao nível de 95% baseado no teste t de Student, com número de graus de liberdade (nof) igual a 62.....	65
<b>Figura 3.2:</b> Como na figura 3.1, mas para o vento zonal (m/s) em 850 hPa (U850). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -5 (5) com intervalo de 1 para U850 (nof=62).....	67
<b>Figura 3.3:</b> Como na figura 3.2, mas para vento zonal (m/s) em 200 hPa (U200; nof = 62).....	67
<b>Figura 3. 4:</b> Como na figura 3.3, mas para o vento meridional (m/s) em 850 hPa (V850; nof = 62).....	68
<b>Figura 3. 5:</b> Como na figura 3.4, mas para a temperatura de película (°C). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -4 (4) com intervalo de 0.5 (nof = 64).....	69
<b>Figura 3.6:</b> Como na figura 3.1, mas para extremos positivos (nof = 64). ....	70
<b>Figura 3.7:</b> Como na figura 3.2, mas para extremos positivos (nof = 64). ....	71
<b>Figura 3.8:</b> Como na figura 3.3, mas para extremos positivos (nof = 64). ....	71

<b>Figura 3.9:</b> Como na figura 3.4, mas para extremos positivos (nof = 64).	72
<b>Figura 3.10:</b> Como na figura 3.5, mas para extremos positivos (nof = 64).	73
<b>Figura 3.11:</b> Como na figura 3.1, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).	74
<b>Figura 3.12:</b> Como na figura 3.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).	75
<b>Figura 3.13:</b> Como na figura 3.3, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).	76
<b>Figura 3.14:</b> Como na figura 3.3, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).	77
<b>Figura 3.15:</b> Como na figura 3.4 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).	78
<b>Figura 3.16:</b> Como na figura 3.5 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).	79
<b>Figura 3.17:</b> Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).	80
<b>Figura 3.18:</b> Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).	80
<b>Figura 3.19:</b> Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).	81
<b>Figura 3.20:</b> Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).	82
<b>Figura 3.21:</b> Como na figura 3.11, mas para o verão (nof = 56).	84
<b>Figura 3.22:</b> Como na figura 3.12, mas para o verão (nof = 56).	85
<b>Figura 3.23:</b> Como na figura 3.13, mas para o verão (nof = 56).	85
<b>Figura 3.24:</b> Como na figura 3.14, mas para o verão (nof = 56).	86
<b>Figura 3.25:</b> Como na figura 3.15, mas para o verão (nof = 56).	87
<b>Figura 3.26:</b> Como na figura 3.16, mas para o verão (nof = 55).	88
<b>Figura 3.27:</b> Como na figura 3.17, mas para o verão (nof = 55).	88
<b>Figura 3.28:</b> Como na figura 3.18, mas para o verão (nof = 55).	89
<b>Figura 3.29:</b> Como na figura 3.19, mas para o verão (nof = 55).	90
<b>Figura 3.30:</b> Como na figura 3.19, mas para o verão (nof = 55).	91

## CAPÍTULO 4

**Figura 4.1:** Representação do fluxo de Eliassen-Palm  $\hat{F}$  para os níveis estratosféricos e anomalias do vento zonal (região colorida ao fundo da ilustração) filtrado na escala intra-sazonal (20-90 dias), associados aos eventos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddel para o inverno. As figuras estão defazadas no tempo onde (a) ilustra 10 dias anteriores ao dia do evento extremo observado, (b) 5 dias, (c) é o dia do evento e (d) 10 dias posteriores ao evento. O tamanho do vetor representa a intensidade do mesmo e o valor da constante  $c$  é 0,0091 para todos os diagramas. A escala de  $\hat{F}$  é tal que uma unidade de  $\hat{F}$  vale  $1 \times 10^{13}$  Kg.m.s<sup>-2</sup>. As figuras são significativas ao nível de 95% baseado no teste t de Student, com número de graus de liberdade (nof) igual a 62.

<b>Figura 4.2:</b> Como na figura 4.1, mas para extremos positivos (nof = 64).	102
<b>Figura 4.3:</b> Como na figura 4.1, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).	106
<b>Figura 4.4:</b> Como na figura 4.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).	110

<b>Figura 4.5:</b> Como na figura 4.1, mas para o verão (nof = 45).....	113
<b>Figura 4.6:</b> Como na figura 4.2, mas para o verão (nof = 49).....	117
<b>Figura 4.7:</b> Como na figura 4.3, mas para o verão (nof = 56).....	121
<b>Figura 4.8:</b> Como na figura 4.4, mas para o verão (nof = 55).....	124

## CAPÍTULO 5

<b>Figura 5. 2:</b> Matriz F. Cada linha é um mapa, e cada coluna é uma serie temporal observada para um dado local (Obtida de Bjornsson e Venegas, 1997). .....	128
<b>Figura 5. 3:</b> (a) EOF1 (AAO) e (b) EOF2 (PSA1) geradas a partir da altura geopotencial em 700 hPa (H700), relacionadas aos períodos do extremo negativo do gelo marinho observado no Mar de Weddell, com significância estatística ao nível de 95% (teste <i>T-Student</i> ). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) com intervalo adimensional de 0,5. (c) Porcentagem da variância explicada pelos vinte primeiros auto-valores e (d) campo de porcentagem da variância explicada pela EOF1.....	129
<b>Figura 5. 4:</b> Como na figura 5.2, mas relacionado com os períodos dos extremos positivos do gelo marinho.....	131
<b>Figura 5.5:</b> Como na figura 5.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.....	133
<b>Figura 5.6:</b> Como na figura 5.3, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.....	135
<b>Figura 5.7:</b> Como na figura 5.2, mas para o verão. ....	136
<b>Figura 5.8:</b> Como na figura 5.3, mas para o verão. ....	138
<b>Figura 5.9:</b> Como na figura 5.4, mas para o verão. ....	139
<b>Figura 5.10:</b> Como na figura 5.5, mas para o verão. ....	141

## CAPÍTULO 6

<b>Figura 6. 1:</b> (a) Composição da profundidade dos ciclones em hPa (pressão central - pressão da borda dos ciclones) e (b) composição da densidade [sistemas por $(1000^\circ \text{lat})^2$ , onde $1^\circ$ de latitude é aproximadamente 111 Km] geradas a partir de anos em que o número de extremos negativos da extensão do gelo marinho no Mar de Weddell superou o número de extremos positivos.....	143
<b>Figura 6. 2:</b> Como na figura 6.1, mas para anos em que o número de eventos extremos positivos do gelo marinho superou o número de extremos negativos do gelo. ....	144
<b>Figura 6. 3:</b> Como na figura 6.1, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.....	145
<b>Figura 6. 4:</b> Como na figura 6.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.....	146
<b>Figura 6. 5:</b> Como na figura 6.1, mas para o verão. ....	147
<b>Figura 6. 6:</b> Como na figura 6.2, mas para o verão. ....	148
<b>Figura 6. 7:</b> Como na figura 6.3, mas para o verão. ....	149
<b>Figura 6. 8:</b> Como na figura 6.4, mas para o verão. ....	150

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 2.1:</b> Valores da variável <i>t-Student</i> ( $t^*$ ) baseada no coeficiente $b$ da reta de tendência para os meses de fevereiro e setembro. Destacado em negrito estão os casos que passaram no teste. ....	34
<b>Tabela 2.2:</b> Valores de médias (Km <sup>2</sup> ), desvios padrões (Km <sup>2</sup> ), medianas (Km <sup>2</sup> ) para os mares antárticos em análise no trimestre da primavera. ....	40
<b>Tabela 2.3:</b> Como na tabela 2.2, mas para o verão. ....	40
<b>Tabela 2.4:</b> Como na tabela 2.3, mas para o outono. ....	40
<b>Tabela 2.5:</b> Como na tabela 2.4, mas para o inverno. ....	40
<b>Tabela 2.6:</b> Mares antárticos que apresentaram extremos superiores (percentil de 80%) associados ao El Niño (EN) e La Niña (LN) para as diferentes estações do ano, com significância estatística.....	42
<b>Tabela 2.7:</b> Como na tabela 2.6, mas para extremos inferiores (percentil de 20%).....	42



## 1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### a) Variabilidade do gelo marinho antártico

O gelo marinho tem um importante papel na variabilidade climática regional e global (principalmente a variabilidade de baixa frequência em algumas regiões de alta latitude) através de processos dinâmicos e termodinâmicos, e mecanismos de *feedback* (atmosféricos e oceânicos) operando sobre uma hierarquia de escalas espaciais e temporais (Walsh, 1983). Assim sendo, o gelo marinho tem um efeito profundo na transferência de energia entre a atmosfera e o oceano subjacente. Os fluxos de calor sensível e latente na atmosfera sobre o gelo marinho são substancialmente menores do que sobre águas oceânicas livres do gelo e, além disso, o gelo marinho tem uma maior refletividade da radiação solar. Somente a partir do advento das observações por satélites foi possível estimar a variabilidade interanual da extensão do gelo, e até mesmo detalhes sobre seu crescimento e decréscimo ao redor do pólo Sul. A extensão para a qual o gelo varia no tempo e espaço tem sido avaliado desde 1973, quando essas análises tornaram-se disponíveis pela primeira vez (Streten e Pike, 1980).

Usando dados semanais da extensão do gelo obtidas por satélite, Chiu (1983) dividiu a área do gelo marinho nos setores oceânicos Atlântico, Pacífico e Índico e achou que quando decréscimos de  $1,5 \times 10^6$  e  $1 \times 10^6$  Km<sup>2</sup> foram encontrados para o período de 1973-80 no Pacífico e Índico respectivamente, o Atlântico mostrou ausência de tendências. O autor concluiu que os decréscimos observados na extensão do gelo são provavelmente parte de uma oscilação de curto-prazo (sabido que a extensão do gelo marinho possui variações em escalas temporais de 2-10 anos), e não variações devido aos efeitos do dióxido de carbono (aquecimento global). Esta conclusão se deve ao fato de que a partir de 1980, as áreas do gelo nos setores oceânicos do Pacífico e Índico retornaram ao seu valor médio normal e, aumentaram acima da média ao final de 1981. No mesmo trabalho, foi mostrado que a área do gelo no setor oceânico do Atlântico diminuiu de 1973 até 1977, mas aumentou em anos posteriores.

Mitchell e Hills (1986) realizaram testes de mudanças nas extensões do gelo marinho antártico, durante o inverno, em um modelo de circulação geral global. Com isso, os autores quiseram fornecer resultados relacionados a uma menor área sazonal do gelo marinho, devido a possíveis efeitos relacionados com um aumento do dióxido de carbono atmosférico. Assim, observaram que ao remover todo o gelo marinho presente acima de 66°S, há o aparecimento de uma grande produção de um fluxo de calor sensível sobre essas regiões, na baixa atmosfera, com conseqüente aquecimento confinado nas camadas atmosférica mais baixas sobre a Antártida, e uma redução de  $2 \text{ m.s}^{-1}$  do fluxo de oeste ao redor da periferia da (nova) margem do gelo marinho. O

aumento do aquecimento nas áreas onde o gelo marinho foi removido foi acompanhado por uma diminuição na pressão em superfície.

Variações na extensão do gelo marinho antártico são intrinsecamente ligadas a vários processos dinâmicos e termodinâmicos. Gordon e Taylor (1975) e Stretten e Pike (1980) relacionaram a variação sazonal do gelo marinho ao campo sazonal do vento em superfície, e Gordon (1981) relacionou com fluxos de calor atmosférico e oceânico. O último estima que a troca de calor mar-ar na faixa de 60° a 70°S (principalmente nas regiões de águas oceânicas livre do gelo marinho do Oceano Sul – OS) corresponde a 50% do aquecimento requerido para o derretimento glacial marinho no período da primavera. O restante do aquecimento marinho primaveril é suprido pelas águas relativamente mais quente (calor oceânico armazenado) localizada abaixo do gelo marinho (abaixo da pincloina do OS, ou seja, abaixo da região em uma determinada profundidade do mar onde há uma brusca variação da densidade das águas). O fluxo de águas mais quentes e profundas para a superfície é gerado através da ressurgência da pincloina devido à divergência da camada superficial de Ekman. O rotacional da componente do vento devido a Força de Coriolis ( $F_c$ ) é o principal fator para a ocorrência de ressurgência oceânica por divergência de Ekman. A região de passagem dos ciclones extratropicais, conhecida em inglês como storm tracks circumpolar, é uma região de ocorrência da ressurgência oceânica.

## **b) Teleconexões atmosféricas relacionadas com o gelo marinho**

Teleconexões entre o ENOS e a Antártida têm sido documentados em vários trabalhos (Zillman e Johnson 1985; Krishnamurti et al. 1986). Chiu (1983) encontrou correlações positivas entre a área do gelo marinho e o Índice de Oscilação Sul (IOS) usando oito anos de dados. Tal resultado implica que uma forte circulação zonal de Walker é associada com maiores extensões do gelo marinho antártico. Na discussão do IOS (definido como a diferença de pressão entre o Tahiti e Darwin), Walker (1923) sugeriu uma origem antártica da oscilação e discutiu a relação entre o gelo marinho e as condições de pressão (Walker, 1924). Os limites do gelo marinho estão associados aos movimentos dos *storms tracks*, segundo o autor. Os *storms tracks* também dependem da localização dos principais sistemas anticiclônicos de bloqueio em latitudes médias, sobre áreas oceânicas (principalmente o Oceano Pacífico). Assim, há uma relação direta entre a extensão do gelo marinho antártico e o IOS via anticlones de latitudes médias.

Yuan e Martinson (2000) estabeleceram correlações entre índices do ENOS e a extensão do gelo marinho na Antártica e reportaram que aproximadamente 24% da variância da extensão do gelo marinho pode ser explicada por ENOS. Para compreender melhor a conexão ENOS – anomalias da pressão ao nível médio do mar sobre o OS e as regiões costeiras da Antártida, Krishnamurti et al. (1986) analisaram 16 anos (1961-1976) de dados de médias mensais da pressão ao nível do mar global, filtrados na escala interanual, e identificaram um

padrão das anomalias de pressão com propagação zonal e meridional. Para enfatizar oscilações na escala decadal, os autores examinaram as anomalias em um diagrama latitude-tempo e encontraram um padrão de propagação decadal das anomalias da pressão das latitudes próximas ao pólo sul para as próximas ao pólo norte, com propagação reversa na década seguinte. Nos anos de El Niño (EN) de 1965 e 1969 foi identificada a propagação indo para a Antártida, sugerindo um possível papel dos mecanismos atmosféricos das altas latitudes do HS em modular o ENOS. Além disso, encontraram que 30% da variância da pressão, próximo a Antártida, foi na escala do ENOS (30-50 meses).

Através de um estudo teórico, Hoskins e Karoly (1981) mostraram que uma área de convecção profunda próxima ao Equador pode agir como uma geradora de ondas de Rossby através da vorticidade gerada por aquecimento diabático. Esses trens de ondas de Rossby viajam em direção aos pólos, em ambos os hemisférios, e fornecem meios para o estabelecimento das teleconexões entre o ENOS e os climas de áreas de médias e altas latitudes.

O trabalho de Renwick (2002) mostra uma série de análises para relacionar a circulação sazonal média do Hemisfério Sul (HS) com a temperatura da superfície do mar (TSM) e a variabilidade sazonal do gelo marinho antártico. Com isso, encontrou-se que a região sobre o Oceano Pacífico sudeste apresenta-se como uma região do HS com sua variabilidade interanual na circulação atmosférica relacionada com a variabilidade do ENOS (através da TSM do Pacífico tropical). Além disso, o autor observou uma relação do ENOS na variabilidade interanual do gelo marinho antártico, onde uma relação fora de fase foi encontrada entre a extensão do gelo marinho no Pacífico central e no sudoeste do Oceano Atlântico. O gelo marinho é realçado em uma região quando um fluxo atmosférico anômalo dirige-se do interior do continente antártico para a direção do Equador. Ao mesmo tempo, um fluxo atmosférico anômalo em outra região tende a ser dirigido das mais baixas latitudes para o continente antártico, resultando na retração do campo do gelo marinho.

### **c) Características do Oceano Sul**

A zona costeira da Antártica é dominada por alguns aspectos únicos da região. Um desses aspectos regionais é que a localização da costa muda dramaticamente de acordo com as estações do ano, porque o gelo marinho se estende por quilômetros (km) de distância do continente no inverno. De acordo com Deacon (1985), o gelo avança mais rapidamente em maio e junho, alcança sua cobertura máxima em setembro; retrai mais rapidamente em novembro e dezembro, alcançando seu mínimo em fevereiro. Essa expansão anual cobre cerca de 22 milhões de quilômetros quadrados (Km<sup>2</sup>) no inverno e somente 8 milhões de Km<sup>2</sup> no verão.

De acordo com Tomczak e Godfrey (2003), a região oceânica ao redor do continente antártico é única em vários aspectos porque é a única região oceânica onde o fluxo de água é contínuo ao redor de todo o globo,

devido à falta de continentes entre as latitudes aproximadas de 40°S e 60°S. Conseqüentemente, a circulação oceânica local aproxima-se da situação da circulação atmosférica da região. A principal corrente gerada por esse mecanismo é a Corrente Circumpolar Antártica (ACC).

Wunsch (1998) estimou que o OS receba 70% do trabalho realizado pelo vento sobre os oceanos. Campos de reanalysis do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) indicam que os ventos mais potentes do mundo sopram sobre o OS. Com isso, tais ventos são responsáveis por orientar a direção da ACC.

A Figura 1.1 mostra, através da termoclina permanente (a variação brusca de temperatura em uma determinada profundidade do mar), que diferenças de temperaturas entre a TSM e a água do fundo oceânico próximo ao continente antártico é menor que 1°C e geralmente não excede 5°C (sendo que a diferença nas temperaturas entre a TSM e o fundo oceânico dos trópicos é de aproximadamente 20%). Nos trópicos e subtropicais, onde a densidade varia rapidamente através da termoclina permanente, uma pequena inclinação da termoclina produz um grande gradiente horizontal de pressão. Assim, nessas regiões, é possível balancear todo fluxo geostroficamente através da termoclina e reduzir as velocidades virtualmente para zero abaixo da mesma. Além disso, o fundo oceânico funciona como um freio para as velocidades das correntes oceânicas abaixo da região influenciável pelos ventos.

Em relação à densidade de águas antárticas, variações com a profundidade são pequenas devido a pouca variação da termoclina. Assim, a força devido ao gradiente de pressão é mais igualmente distribuída sobre a coluna de água e como resultado, as correntes não são restritas somente às primeiras centenas de metros do oceano, mas se estendem às grandes profundidades. A ACC, por exemplo, é uma corrente oceânica que se estende desde a superfície até 4000 metros (m) de profundidade. Diz-se assim que a dinâmica do oceano antártico é equivalente à dinâmica do oceano Interior (OI) representado pela figura 1.2. Tal figura apresenta a divisão dinâmica dos oceanos, onde cada região é representada por um equilíbrio de forças. Na camada de Ekman (CE) oceânica, que é a camada oceânica superficial onde há o transporte de calor e momentum da atmosfera para o oceano pela força de fricção (FF), há o equilíbrio entre a  $F_c$  e a FF. Já na camada oceânica denominada OI, a  $F_c$  é equilibrada pela força do gradiente de pressão.

Outra característica importante do oceano antártico é que nenhum outro oceano tem sua dinâmica intimamente associada com a topografia, que pode ser vista na Figura 1.3. O principal fenômeno gerado pela topografia de fundo oceânico é a ressurgência ou *upwelling* e o desvio da ACC (Tomczak e Godfrey, 2003). A figura mostra que o OS consiste de três grandes Bacias abissais, onde as profundidades excedem 4000 m, e três grandes cadeias montanhosas submarinas. As Bacias abissais Amundsen, Bellingshausen e Mornington, também conhecida coletivamente como Bacia Pacífico-Antártica, se estendem para leste a partir do mar de Ross em direção a América do Sul, se estendendo completamente para o setor Pacífico do OS. Tais Bacias são separadas das Bacias temperada e tropical do Oceano Pacífico pela Cadeia Pacífico-Antártica e pela Cadeia Pacífico-Leste

no oeste e pela plataforma continental do Chile no leste. A Bacia Antártico-Australiana, localizada no Oceano Índico Antártico, expande-se para oeste a partir da longitude da Tasmânia até o Plateau Kerguelen. A Cadeia Sudeste-Índica a separa da Bacia Antártico-Australiana do Oceano Índico ao norte, mas comunica-a com as Bacias do Oceano Índico leste abaixo de 4000 m de profundidade através de uma passagem em 117°E. As Bacias abissais Enderby e Weddell, também conhecidas como Bacia Atlântico-Índica, forma parte dos setores oceânicos Atlântico e Índico e se estendem para oeste do Plateau Kerguelen até o mar de Weddell. Elas são limitadas pelas Cadeias Meso-Atlântica e Sudoeste-Índica, mas conectam-se a 4000 m com a Bacia Argentina no Atlântico oeste e as Bacias do Oceano Índico oeste. Porém, mais importante que as Bacias abissais são as cadeias montanhosas que as separam.

A Cadeia da Scotia, que conecta a Antártica com a América do Sul e contém numerosas ilhas, está localizada cerca de 2000 km a leste da Passagem de Drake. É uma constricção estreita onde a ponta sul da América do Sul alcança 56°S enquanto que a Península Antártica se estende até 63°S. Na profundidade de 500 m, a largura da Passagem de Drake é de cerca de 780 km. A Cadeia Scotia atinge geralmente 2000 m de profundidade, porém em alguns locais, atinge 3000 m. O efeito combinado da Cadeia Scotia e da Passagem de Drake na ACC é dramático: a corrente acelera para se comprimir através do Estreito e bate contra o obstáculo submarino com velocidade acelerada. Parte da corrente emerge para a superfície turbulentamente e desvia severamente para norte. O desvio é um resultado de vários fatores, incluindo a deflexão pela  $F_c$  e mudanças na profundidade do fundo oceânico ao longo dessa passagem.

O Plateau Kerguelen, que contém algumas ilhas isoladas, bloqueia a profundidade de 2000 m. Nesta profundidade há uma passagem estreita gerada pelo próprio platô e a Antártica, em uma região onde as correntes atingem profundidades superiores a 3000 m. A ressurgência na região é extremamente fraca, sem alterações significativas na direção das correntes.

Finalmente, o sul do leste australiano e da Nova Zelândia (Cadeia Macquarie), a Cadeia Pacífico-Antártica, e a Cadeia Sudeste Índica se combinam para formar o terceiro obstáculo da ACC em 3000 m de profundidade. A única passagem nessa profundidade é localizada logo ao sul da Cadeia Macquarie, em 59°S. Por outro lado, grande parte da Cadeia Macquarie alcança profundidades acima de 2000 m, e a cadeia apresenta três ilhas. O Plateau de Campbell, uma grande área com menos de 1000 metros de profundidade, alcança 54°S a leste da cadeia. Como resultado dessa complicada topografia e da influência da  $F_c$ , a ACC mostra claramente uma deflexão para norte nessa região.

Outra característica que faz com que o OS seja uma das regiões oceânicas mais importantes do planeta é a formação de diversas massas de água, por processos de superfície, que circulam em diferentes níveis pelos oceanos mundiais. A formação de massas de água é força motriz da circulação termohalina. A circulação termohalina é a circulação guiada por diferença de densidades produzidas por efeitos de temperatura ou

salinidade. Nas regiões polares, que são regiões onde há pouca estratificação de densidade vertical, a temperatura de superfície é bem baixa e, em determinadas épocas do ano, há um aumento da densidade das águas superficiais devido à liberação de sal no processo de congelamento marinho, quando a água na CE se torna mais densa que a água sob ela, ela desce a profundidades bem grandes (Tomczak, 1996). Esse processo repõe as águas profundas e é responsável pelas correntes abaixo da região influenciável pelos ventos (abaixo dos 1000 m), como já dito anteriormente. As regiões que apresentam convecção profunda são os Mares de Weddell, Ross, o Mar da Groenlândia e o Mar do Labrador. Particularmente, a região do Mar de Weddell é de extrema importância para a circulação de todos os oceanos do planeta, visto que, em suas plataformas oeste e sudoeste ocorre a formação de grande volume da Água de Fundo Antártica. Neste sentido, a quantificação da quantidade de água densa exportada do Mar de Weddell, e a sua variabilidade associada, são de fundamental importância no entendimento e monitoramento de mudanças na circulação oceânica mundial e no clima (Mata et al., 2006). Mata et al. (2006) mostrou evidências de correlação entre a formação da Água de Fundo no Mar de Weddell e o principal padrão de variabilidade do Oceano Austral, o Modo Anular do HS (AAO).

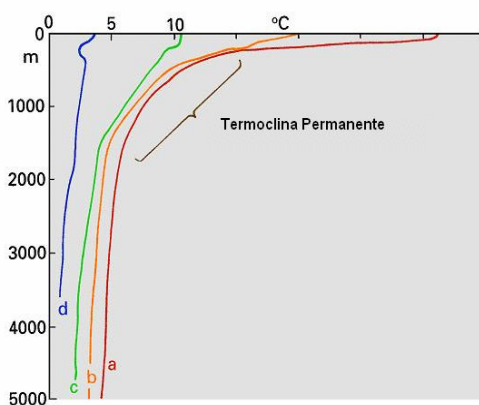
Utilizando dados de pressão ao nível médio do mar, tensão do vento meridional, TSM e extensão de gelo marinho, White e Peterson (1996) identificaram pela primeira vez uma anomalia oceânica de escala interanual que leva 8-10 anos para dar uma volta ao redor da Antártica, com propagação para leste, acompanhando a ACC. Essa anomalia, atualmente conhecida com Onda Circumpolar Antártica (ACW), possui um número de onda dois resultando em duas cristas e dois cavados. As cristas e cavados estão associados com piscinas de águas quentes e frias respectivamente. As piscinas quentes são 2 a 3°C mais quentes do que a TSM e a fria são 2 a 3°C mais fria (White e Peterson, 1996). Apesar de não se conhecer ainda como essas ondas são geradas ou mantidas, elas influenciam diretamente a temperatura da atmosfera adjacente. Seu início é possivelmente associado com teleconexões atmosféricas entre atividades do El Niño e as altas latitudes do HS (White e Peterson 1996).

White e Peterson (1996) documentaram que a ACW gera anomalias na retração ou realce na extensão do gelo marinho como, por exemplo, entre 1988-1991, onde houve uma intensa retração do gelo no período de verão a oeste da Península Antártica no Mar de Bellingshausen.

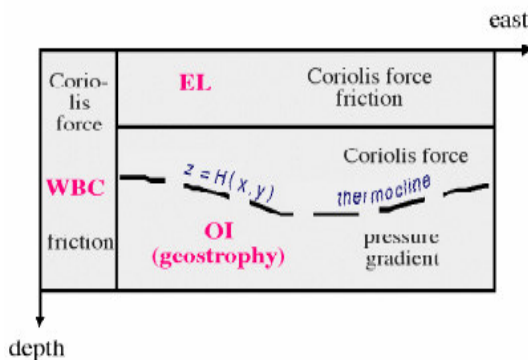
Yuan e Martinson (2001) investigaram a natureza da variabilidade interanual da extensão do gelo marinho antártico e suas relações com o clima tropical. Com isso, acharam uma estrutura dominante de variância interanual na extensão do gelo marinho e nos campos da temperatura do ar em superfície, organizado como uma onda quase-estacionária que chamaram de Dipolo Antártico (DA). O DA é caracterizado por uma relação fora de fase entre anomalias do gelo e da temperatura no Pacífico central/leste e Atlântico antártico. O DA tem ainda o mesmo comprimento de onda da ACW e domina a variância da mesma, além de ser claramente associado com eventos tropicais ENOS (ver também Renwick, 2002).

White e Cherry (1998) encontraram boas correlações entre as fases da ACW (piscina quente vs. piscina fria) e quatro a cinco anos do regime de precipitação sobre áreas do Sul da Austrália e Nova Zelândia. Alguns cientistas acreditam que a ACW pode ser mais importante do que o EN no regime interanual de chuvas sobre essas regiões.

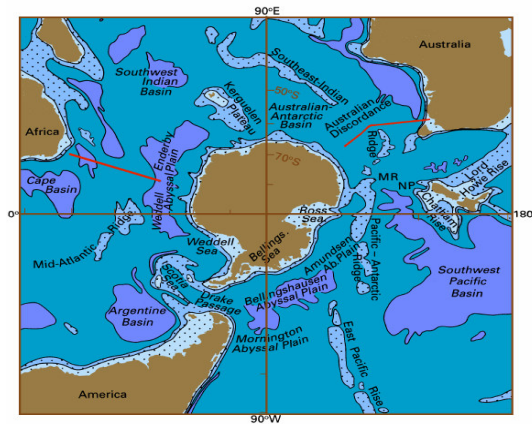
White (2000) mostra que anomalias interanuais de precipitação sobre a Austrália são inextricavelmente ligadas com covariâncias entre padrões anômalos de TSM e fluxos de umidade sobre os oceanos ao redor do continente. Encontraram-se picos úmidos (secos) de precipitação ocorrendo durante anos em que anomalias de fluxo de umidade eram convergentes (divergente) sobre a Austrália. Além disso, observou-se um transporte anômalo úmido (seco) de ar marinho sobre a Austrália resultando do trânsito de anomalias quentes (frias) de TSM ao redor do país durante o período em estudo. Em segundo lugar, o autor demonstrou que a covariância entre padrões anômalos de TSM e fluxo de umidade ao redor da Austrália é derivada da propagação vagarosa e para leste da ACW no OS ao Sul da Austrália; da propagação lenta para o Equador e para leste do ramo norte da ACW no Oceano Índico a oeste da Austrália; e da propagação vagarosa para leste da onda global ENOS no Oceano tropical ao Norte da Austrália.



**Figura 1.1:** Perfis de temperatura para diferentes regiões climáticas perto de 150°W (Oceano Pacífico) onde: (a) tropical (5°S); (b) subtropical (35°S); (c) subpolar (50°S); (d) polar (55°S). (Obtida de Tomczak e Godfrey, 2003).



**Figura 1.2:** Esquema de divisão dinâmica dos Oceanos, onde se define a circulação oceânica como um balanço de forças. Para cada um dos setores oceânicos a Força de Coriolis é balanceada por diferentes forças. (Obtida de Tomczak e Godfrey, 2003).



**Figura 1.3:** Representação da topografia oceânica do Oceano Antártico. Áreas em cinza claro representam Bacias oceânicas; áreas em cinza claro com pontilhados representam elevações submarinas; retas em preto apresentam conexões entre as Bacias antárticas e subtropicais. (Obtida de Tomczak e Godfrey, 2003).

#### **d) Tendências observadas no gelo marinho**

Liu et al. (2004) mostraram que tendências nas concentrações do gelo antártico entre 1979 e 2002 nos setores do Pacífico central, Bellingshausen e Weddell oeste podem estar ligadas a tendências na AAO. Fases positivas da AAO resultam em mais (menos) gelo no leste dos setores de Ross/Amundsen (Bellingshausen/norte de Weddell) por uma combinação entre o fluxo anômalo de calor em superfície e advecção do gelo.

Tendências observadas na variabilidade do gelo marinho como documentadas por Yuan e Martinson (2000) são consistentes com um aumento na frequência positiva de anomalias da altura geopotencial em 500 hPa (H500) sobre o Pacífico sudeste e com um aumento na permanência da ocorrência de bloqueios nesta região acima de um período de 20 anos (Renwick 1998; Renwick e Revell 1999). Mudanças interdecadais na frequência e características dos eventos de ENOS, provocadas por mudanças na Oscilação Decadal do Pacífico (Power et al. 1999; Biondi et al. 2001), irão promover a modulação da tendência do gelo marinho, através dos seus efeitos na circulação atmosférica através do Pacífico Sul.

Um dos impactos documentados que influencia no gelo marinho é a amplificação do aquecimento global para os pólos, com relação direta na temperatura do ar em superfície em ambos os hemisférios (Flato e Boer 2001). Entretanto, simulações de mudanças climáticas em modelos climáticos globais acoplados mostram uma assimetria hemisférica marcante estatisticamente significativa, com mais aquecimento nas altas latitudes do Norte do que no Sul. Jacka e Budd (1991) e Weatherly et al. (1991) mostraram correlações negativas entre a escala regional do gelo marinho e temperaturas do ar na costa Antártica.



## e) Mecanismos atmosféricos nos extratropicos

Carleton (1983) comparou atividades ciclônicas entre 1973-77, no HS, aos dados de extensão do gelo marinho para os meses de maior crescimento (junho a setembro). Com isso, encontrou diferenças marcantes nas atividades ciclônicas invernais acompanhando as variações interanuais do gelo marinho, particularmente evidente para os extremos do gelo no período. Uma ligação entre a expansão do gelo marinho no inverno e a frequência de ciclogênese é evidente para as latitudes imediatamente ao norte das margens do gelo marinho. Correlações entre as bordas do gelo marinho e as frequências dos ciclones mostram menos variações anuais no setor leste antártico, enfatizando o papel do centro semi-permanente de baixa pressão no regime invernal do gelo, para a região. Correlações gelo-ciclones variam marcadamente de ano para ano no Mar de Weddell, onde padrões oceânicos relacionados com a advecção do gelo são de grande significância.

Budd (1982) mostrou que a característica mais notável da distribuição de ciclogêneses na Antártica é um alto pico em julho entre as latitudes de 40° e 50°S (que é a região do oceano ao norte do gelo marinho e que neste período do ano perde considerável calor). Howarth (1983) fez uma análise da distribuição e movimento dos ciclones extratropicais ao redor da Antártida para o período de setembro de 1973 a maio de 1975. Encontrou-se que grandes variações na localização e movimento dos ciclones do HS podem acontecer em curtos períodos (aproximadamente duas semanas ou menos). Com relação à frequência dos ciclones, o autor encontrou que os maiores números ocorrem durante a primavera e outono e são mais frequentemente localizados perto das baías costeiras. Variações longitudinais nas frequências dos ciclones são similares de estação para estação, sendo que frequências mais baixas são encontradas nas vizinhanças do meridiano de 0°, Mar de Weddell central, e perto das localizações das escarpas continentais. As maiores variações longitudinais em frequências ocorrem durante os meses de primavera. A oscilação semi-anual é aparente nos números, latitudes médias e pressão média dos ciclones. Em latitudes mais altas (60°-79°S) o número de onda dois é dominante, enquanto que em latitudes mais baixas (40°-49°S) o número de onda um explica a maior parte da variância total.

Carleton (1983) analisou variações espaciais das fronteiras do gelo marinho e encontrou que o cinturão de ocorrências máximas de ciclones sugere que há uma pequena correlação entre o gelo marinho e a faixa dos ciclones na escala hemisférica. A forma do continente e o limite continente-gelo/mar-gelo são provavelmente tão importantes, se não mais importante, em determinar as variações longitudinais nas faixas dos ciclones.

A hipótese de que as bordas do gelo marinho controlam os movimentos dos ciclones é viável, sendo provavelmente por um curto período e em locais específicos. Godfred-Spenning e Simmonds (1996) concluíram que a forçante da distribuição do gelo marinho por estresses atmosféricos (tanto termal quanto mecânico pelos ventos) é o fator mais dominante no movimento dos ciclones do que as distribuições espaciais do gelo marinho alterando a faixa ou densidade espacial dos ciclones (para o período de 1973-1991 em escala sazonal).

Walker (1928) declarou que, assim como no Atlântico Norte há uma oposição de pressão entre Açores e a Islândia, deveria haver uma oposição de pressão entre o cinturão de altas pressões através do Chile e da Argentina de um lado, e a área de baixa pressão do Mar de Weddell e o Mar de Bellingshausen do outro lado. Assim, após o advento dos satélites, descreveu-se essa oscilação que ocorre entre latitudes médias e altas no HS que foi definida como oscilação antártica (AAO) ou modo anular do HS (SAM – Thompson e Wallace, 2000). Gong e Wang (1999) definiram um índice objetivo para a AAO, baseado em análises de EOFs aplicadas às anomalias médias mensais de pressão ao nível médio do mar, entre 1958-1997.

Thompson e Wallace (2000) identificaram nas anomalias mensais da altura geopotencial em ambos os hemisférios o que eles denominaram de “modo anular” da circulação extratropical. Tais modos são caracterizados por estruturas profundas e zonalmente simétricas (ou anulares) com perturbações do geopotencial de sinal oposto sobre os pólos e aproximadamente em um anel zonal com centro em aproximadamente 45°S. Estes modos e suas respectivas estruturas zonalmente simétricas envolvem trocas de massa entre latitudes médias e altas. Os mesmos autores mostraram ainda que os modos anulares existem o ano todo na troposfera, mas amplificam-se com a altura na estratosfera durante certas épocas do ano ou estações ativas. Para o HS (HN) a estação ativa é o final da primavera (meio do inverno), quando os modos anulares parecem modular a intensidade da circulação média na baixa estratosfera, o total da coluna de ozônio e a altura da tropopausa sobre as latitudes médias e altas, bem como a intensidade dos ventos aliseos nos respectivos hemisférios.

Thompson e Solomon (2002) mostraram evidências de que recentes tendências na circulação troposférica do HS podem ser interpretadas como uma tendência em direção a um alto índice de polaridade da AAO, com fluxos de oeste mais fortes circulando a calota polar.

Carvalho et al. (2004) mostraram relações importantes entre a AAO e os trópicos. Os autores sugerem que a convecção nos trópicos favorecida por um aquecimento anômalo no Pacífico central e leste (EN) durante o verão austral, pode ser responsável por um enfraquecimento do jato polar e uma intensificação do jato subtropical, configuração que enfraqueceria o vórtice polar e favoreceria a ocorrência da fase negativa da AAO. As fases negativas da AAO estariam associadas a um aumento do geopotencial sobre a Antártida e diminuição no cinturão de latitudes médias, o que implica em um aquecimento da troposfera sobre a região antártica. Além disso, foi mostrado que em escala intra-sazonal, que fenômenos como a oscilação de Madden-Julian (Madden e Julian, 1994) podem provocar efeito semelhante na circulação da alta troposfera, favorecendo a fase negativa da AAO. A fase positiva da AAO é favorecida por distúrbios intra-sazonais quando a supressão da convecção é observada sobre grande parte da Indonésia e Pacífico central. Observando o comportamento interanual da atividade intra-sazonal, Carvalho et al. (2004) mostraram que as fases negativas da AAO são favorecidas em anos em que a atividade intra-sazonal é maior no HS, dos trópicos aos extratropicos.

Meneghini et al. (2006) analisaram dois índices sazonais do SAM: a AAO e uma versão australiana da AAO criada pelos autores (AOIR) a partir de dados da pressão ao nível médio do mar obtidos de reanálises do ERA-40 (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts-MSLP*), além de dados de precipitação do *Australian Bureau of Meteorology*. Com isso, acharam para o período 1958-2002, uma relação inversa e significativa entre o SAM e as chuvas no sudeste da Austrália, enquanto uma relação em fase foi encontrada entre o SAM e as chuvas no norte australiano. Além disso, acharam que a AOIR é mais significativa do que o IOS para a maioria da variabilidade das chuvas invernais no sudoeste do oeste da Austrália, sudeste do Sul da Austrália, oeste e sul de Victoria e oeste da Tasmânia. Com esses resultados, concluíram que mudanças no SAM podem ser parcialmente responsáveis pelo atual declínio das chuvas invernais no sudeste do sul da Austrália, Victoria e Tasmânia, mas não pelo declínio de longa duração das chuvas invernais no sudoeste do oeste australiano.

Carvalho et al. (2005) mostraram a existência da relação entre as fases da AAO e as propriedades dos ciclones obtidas através de um método de trajetórias desenvolvido em Murray e Simmonds (1991). Mostrou-se que durante as fases negativas da AAO, os ciclones com origem ao sul de 40°S tendem a apresentar trajetórias que atingem latitudes mais baixas, possuem maior pressão interna, comparativamente com os ciclones que se originam durante fases positivas da AAO. Isto se deve às características observadas dos jatos polar e subtropical que possuem papel fundamental na determinação das características dos ciclones.

Existem dois modos de variabilidade climática no HS que influenciam nas anomalias de circulação e precipitação sobre a AS. Eles aparecem através das EOFs dos campos das anomalias da altura geopotencial em 500 hPa (H500) ou função de corrente em 200 hPa e abrangem escalas temporais que vão da intra-sazonal a decadal. Ambos os modos exibem padrões hemisféricos de número de onda 3, nas regiões que compreendem das médias as altas latitudes, e apresentam-se como um grande trem de ondas bem definido no Pacífico sul americano-PSA (Ghil e Mo 1991; Lau et al. 1994). Consequentemente, os modos foram definidos como PSA1 e PSA2.

De acordo com Mo e Paegle (2001), o PSA1 é relacionado com anomalias de TSM sobre o Pacífico central e leste, em escalas decadais, sendo uma resposta do ENOS na banda interanual. Além disso, causa *déficits* de chuva, no verão, sobre o nordeste do Brasil e intensifica as chuvas sobre o sudeste da AS. Já o PSA2 está associado com a componente quase-bienial do ENOS, apresentando um período de 22-28 meses, com conexões mais fortes ocorrendo durante a primavera austral. O padrão de precipitação associado mostra um padrão de dipolo com anomalias fora de fase entre a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e as planícies subtropicais centradas em 35°S. Ambos os modos são influenciados por oscilações tropicais intra-sazonais no inverno e verão.

## f) Objetivos do trabalho

O presente trabalho tem um caráter interdisciplinar e seu objetivo principal é examinar as seguintes questões:

- Conhecida a existência da teleconexão entre o ENOS e o gelo marinho antártico, qual seria a influência das fases distintas deste fenômeno nos extremos sazonais do gelo em cada setor marítimo antártico?
- Qual a influência dos mecanismos atmosféricos de alta frequência, principalmente nas regiões extratropicais da AS, na variabilidade intra-sazonal extrema (inverno e verão) do gelo marinho antártico? Como a temperatura do oceano responde a essa atividade atmosférica e como se relaciona com variabilidade extrema intra-sazonal do gelo marinho?
- Qual seria a influência dos ciclones extratropicais (*storms tracks*) circumpolares na variabilidade intra-sazonal extrema do gelo marinho antártico?
- Teriam os principais modos de variabilidade do HS alguma relação com os extremos intra-sazonais do gelo marinho?
- Ainda do ponto de vista da dinâmica da atmosfera, existe alguma influência da estratosfera na modulação dos extremos intra-sazonais do gelo marinho antártico?

## 2. DADOS, METODOLOGIA E RESULTADOS

### 2. 1 Dados utilizados

Os dados de extensão de gelo marinho em Km<sup>2</sup> utilizados no presente trabalho foram obtidos a partir de estimativas dos sensores a bordo dos satélites *Scanning Multichannel Microwave Radiometer* (SMMR) e *Special Sensor Microwave/Imager* (SSM/I F-8, SSM/I F-11e SSM/I F-13) para o Mar de Weddell, Oceano Índico antártico, Oceano Pacífico oeste antártico, Mar de Ross e Mar Amundsen-Bellingshausen. Esses dados foram disponibilizados pelo centro de monitoramento da criosfera terrestre **National Snow and Ice Data Center** (NSIDC). A figura 2.1 é um mapa representativo do continente antártico onde se podem visualizar os mares antárticos em questão. Os dados são diários (serão utilizados para verificar impactos de variações em várias escalas temporais) e mensais (serão utilizados para olhar variações em baixa frequência) no período entre 1979 a 2004, resolução espacial de 25 km em 70°S. Os dados diários entre 1979 a 1987 foram originalmente obtidos a cada dois dias. Sendo assim, fez-se uma interpolação linear entre o dia anterior e posterior ao dado faltante neste período. O método da interpolação neste caso é razoavelmente eficiente visto que os dados de extensão do gelo oceânico não apresentam mudanças dramáticas de um dia para o outro. Em anos bissextos foi feita a média entre os dias 28 e 29 de fevereiro.

Neste estudo também foram utilizados dados de reanálises global com resolução 2.5° de latitude/longitude do *National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) (Kalnay et al. 1996). As seguintes variáveis foram analisadas: altura geopotencial (m) em 200 hPa (H200), componente zonal do vento (m/s) em 200 hPa (U200) e 850 hPa (U850), e componente meridional vento (m/s) em 850 hPa (V850) e TSM (°C) para o período entre 1979 e 2004. Para a estimativa da TSM foi utilizada a aproximação da temperatura de contato ou temperatura de película conforme sugerido em Kalnay et al. (1996)



**Figura 2. 1:** Mapa representativo do continente antártico (60°S-90°S) em perspectiva esferográfica polar (Obtido de Turner e Pendlebury, 2004).

Nas discussões que se seguem serão apresentados os métodos de análise dos dados, bem como os resultados obtidos.

## 2.2 Verificação de tendências na extensão do gelo marinho antártico

Vários fatores podem causar tendências em diversas variáveis. Alguns possíveis exemplos são o aquecimento global e mudanças climáticas regionais devido a causas naturais (atividades vulcânicas) ou antropogênicas (p.ex., liberação de gases de efeito-estufa), porém tudo ainda é motivo de muitos estudos. Ferron et al. (2004) analisaram séries temporais contínuas da temperatura do ar, média anual e sazonal, na ilha Rei George para o período de 1947–1995, combinando dados de várias estações meteorológicas das ilhas Shetland do Sul. Estas séries foram analisadas para detecção de tendências e também foram comparadas com a extensão mensal do gelo marinho, registrado a 60°W. Observou-se uma tendência de aquecimento de  $0,022^{\circ}\text{C ano}^{-1}$ , no intervalo de tempo estudado, ou seja, uma elevação de  $1,1^{\circ}\text{C}$  em 49 anos. O inverno mostrou a maior tendência de aquecimento ( $0,038^{\circ}\text{C ano}^{-1}$ ), ou  $1,9^{\circ}\text{C}$  no período. Porém, os autores não encontraram tendências significativas nos dados de gelo. Já Zwally et al. (2002) mostrou que para o período de 1978 a 1998, as tendências na extensão do gelo marinho foram positivas no Mar de Weddell, no Oceano Pacífico Antártico, e no Mar de Ross. No Oceano Índico Antártico são ligeiramente negativas, mas são fortemente negativas no setor marinho Amundsen-Bellinghousen. Comiso (2000) investigou o quanto a tendência de aquecimento de  $0,5^{\circ}\text{C década}^{-1}$  observada na temperatura do ar em superfície nas estações da PA é causada por fenômenos locais ou

de larga-escala. Para isso, dados de temperatura em superfície de 1979 a 1998, obtidos pelo sensor infravermelho de satélites, foram analisados em combinação com os dados de 21 estações que tinham longos períodos de registros. Concluiu-se que os dados derivados do infravermelho são espacialmente e temporalmente concordantes com os dados das estações na PA, com um coeficiente de correlação de 0,98 e um desvio padrão de cerca de 3°C. O autor mostrou ainda que tendências na extensão do gelo marinho podem ser moduladas por influências da ACW. Hines et al. (2000) examinou 50 anos de dados de reanálises do NCEP/NCAR de 1949 a 1998, revelando tendências 'artificiais' significativas ocorrendo no campo de pressão de superfície para regiões sobre o OS e a Antártica. O autor concluiu que a tendência nas altas latitudes do HS mostra-se como sendo uma componente de variações temporais globais nas reanálises, muita das quais são confirmadas por observações, porém outras não.

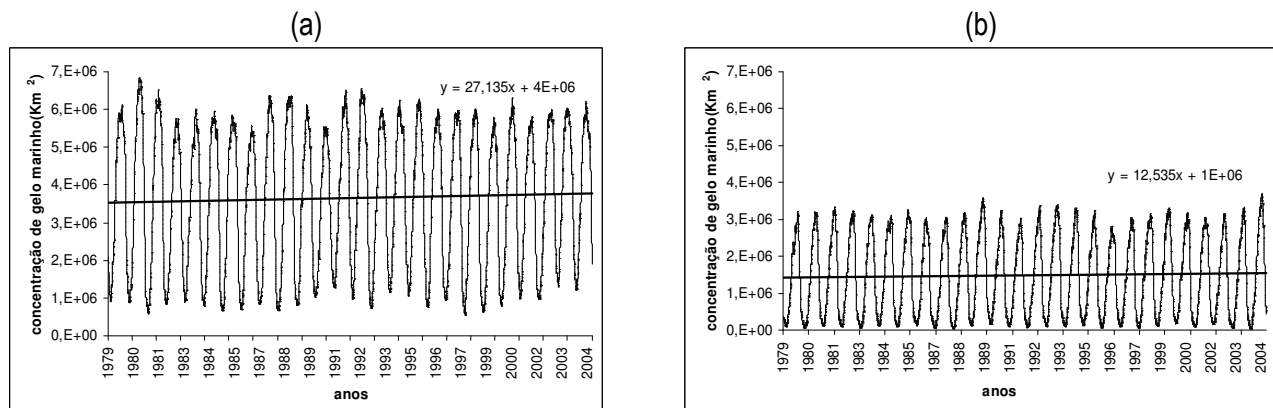
Para a verificação de existência de tendências nos dados, utiliza-se a equação de regressão linear simples  $Y_t$  (eq. 3), que é baseada nos coeficientes linear  $a$  (eq. 1) e angular  $b$  (eq. 2) da reta e no tempo ( $t$ ). A variável  $n$  é o número total de observações.

$$a = \frac{\sum y - b \sum t}{n} \quad (1)$$

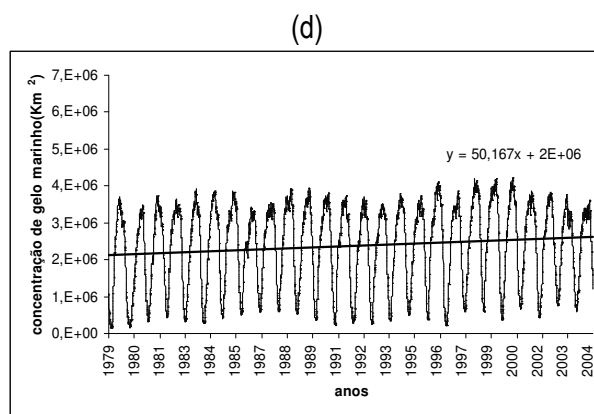
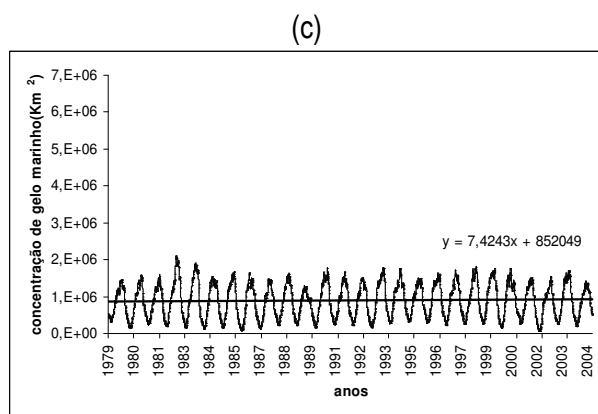
$$b = \frac{n \sum ty - \sum t \sum y}{n} \quad (2)$$

$$Y_t = a + bt \quad (3)$$

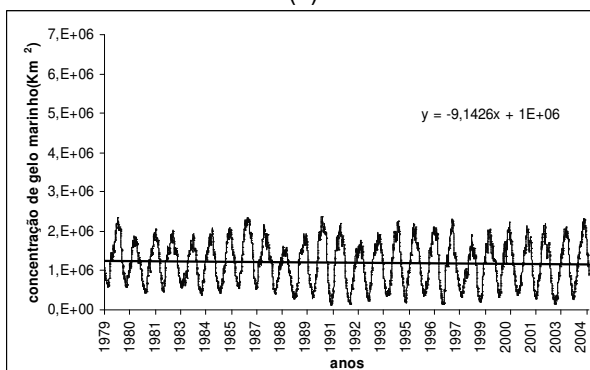
Na série temporal de dados diários da extensão do gelo oceânico antártico, foi verificada a existência de tendências através do procedimento citado (fig. 2.2).



**Figura 2.2:** Dados diários da extensão do gelo marinho em Km<sup>2</sup> (ordenada; linha preta) para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar Amundsen-Bellinghshausen (e) com respectivas linhas de tendência linear (reta preta) e equação de regressão linear simples. Na abscissa estão representados os anos.



(e)



Continuação da figura 2.2

### 2.3 Teste de regressão linear na extensão sazonal do gelo marinho antártico

O objetivo desta análise é verificar a existência de tendências estatisticamente significativas na variabilidade do gelo marinho nos meses de menor e maior extensão do mesmo nas regiões oceânicas da Antártica. Para tal, aplicou-se o método do teste de significância da regressão linear (teste de hipóteses), o qual é baseado nos coeficientes  $a$  e  $b$  da reta de tendência (eq. 3). Sendo assim, considera-se a hipótese  $H_0$  a de não haver regressão, ou seja, de que não exista relação entre  $x$  e  $y$ , ao nível de significância adotado. A hipótese  $H_1$  é a hipótese alternativa.

- $H_0, b = 0$
- $H_1, b \neq 0$

Na seqüência, acha-se a variável  $t$ -Student (eq. 7) baseada no coeficiente  $b$  da reta de tendência, sendo  $n$  o número de graus de liberdade,  $S_x$  o desvio padrão dos valores da abscissa (eq. 4) e  $S_{yx}$  o erro padrão da regressão estimada de  $Y$  em  $X$  ou  $t$  (eq.5). Utilizam-se graus de liberdade de  $n - 2$  porque na regressão linear, são estimados 2 parâmetros da reta teórica.



$$S_x = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n}} \quad (4)$$

$$S_{YX} = \sqrt{\frac{\sum (Y_i - Y_{estimado})^2}{n}} \quad (5)$$

$$Y_{estimado} = a + bX_i \quad (6)$$

$$t^* = \frac{b - b_0}{\frac{S_{YX}}{S_x}} \sqrt{n - 2} \quad (7)$$

Calculada a variável  $t^*$  (eq. 7) é de interesse saber qual a nossa precisão na estimativa do parâmetro  $b$  da reta de regressão. Para responder esta questão, podemos calcular um intervalo de confiança de 95%, 90% ou outros. No caso deste trabalho, usou-se o nível de significância de 95 %. Sendo assim, as chances de  $H_0$  ser rejeitado para um teste bilateral são:

- Se  $-t_{(\alpha; n-2)} \leq t^* \leq t_{(\alpha; n-2)} \Rightarrow$  não se rejeita  $H_0$ .
- Se  $t^* > t_{(\alpha; n-2)}$  ou  $t^* < -t_{(\alpha; n-2)} \Rightarrow$  rejeita-se  $H_0$ .

A Figura 2.3 ilustra o exemplo da área de rejeição/aceitação de  $H_0$  para um teste t bilateral. As figuras 2.4-2.8 mostram as tendências a partir dos dados mensais para os meses de maior (setembro) e menor extensão (fevereiro) de gelo oceânico para todos os 26 anos de dados. Na seqüência, achou-se a variável  $t^*$  (eq. 7) que podem ser visualizados na tabela 2.1. Em seguida, achou-se a variável *t-Student* para o nível de significância de 95% ( $t_{(\alpha; n-2)}$ , sendo  $n - 2 = 24$ ) via Tabela de distribuição *t-Student*, que foi 1,71. Assim, a tabela 2.1 indica que os mares que apresentaram tendência positiva estatisticamente significativa foram Weddell (figura 2.4a), com um aumento de 266250 Km<sup>2</sup> para o período de 26 anos (1979-2004) e Ross (figura 2.7a), com um aumento de 306725 Km<sup>2</sup> na área de gelo marinho. Amundsen-Bellingshausen (figura 2.8a) apresenta uma tendência negativa estatisticamente significativa, com uma diminuição de 371875 Km<sup>2</sup> na área do gelo marinho durante o período apresentado. Nota-se que estas tendências foram observadas apenas para o mês de fevereiro (painéis esquerdos). Zwally et al. (2002) encontraram que, durante o verão e outono, as tendências na extensão do gelo marinho analisadas para um período de 1978 a 1998 foram positivas ou perto de zero em todos os setores oceânicos, exceto no mar de Amundsen-Bellingshausen; durante o inverno e a primavera, as tendências foram negativas ou perto de zero em todos os setores marinhos antártico, exceto o mar de Ross, que apresentou tendência positiva em todas as estações do ano.

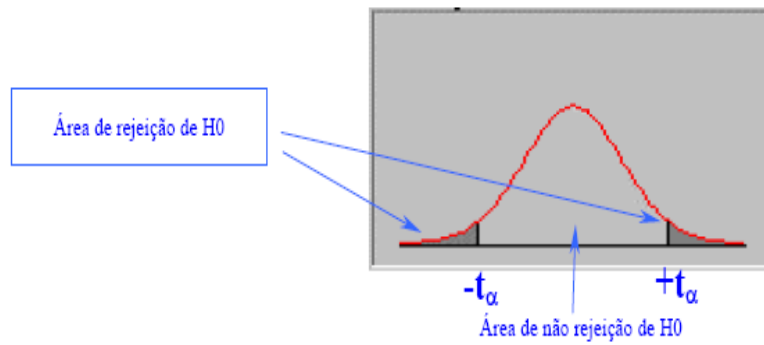


Figura 2.3: Áreas de rejeição de  $H_0$  no teste  $t$ -Student bilateral.

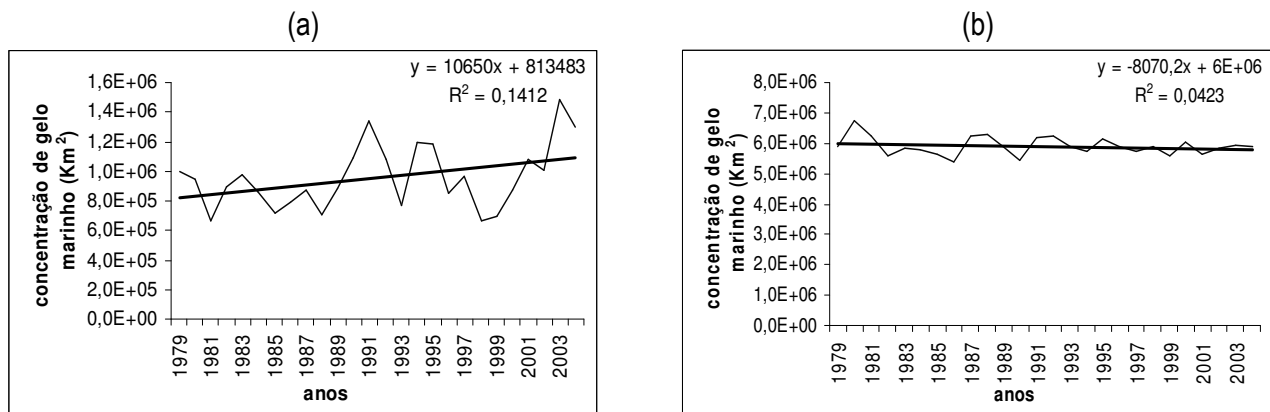


Figura 2.4: Extensão do gelo marinho mensal em  $Km^2$  (ordenada; linha preta) para o Mar de Weddell com respectivas retas de tendência linear (reta preta) e equação de regressão linear simples para os meses de (a) fevereiro e (b) setembro Na abscissa estão representados os anos.

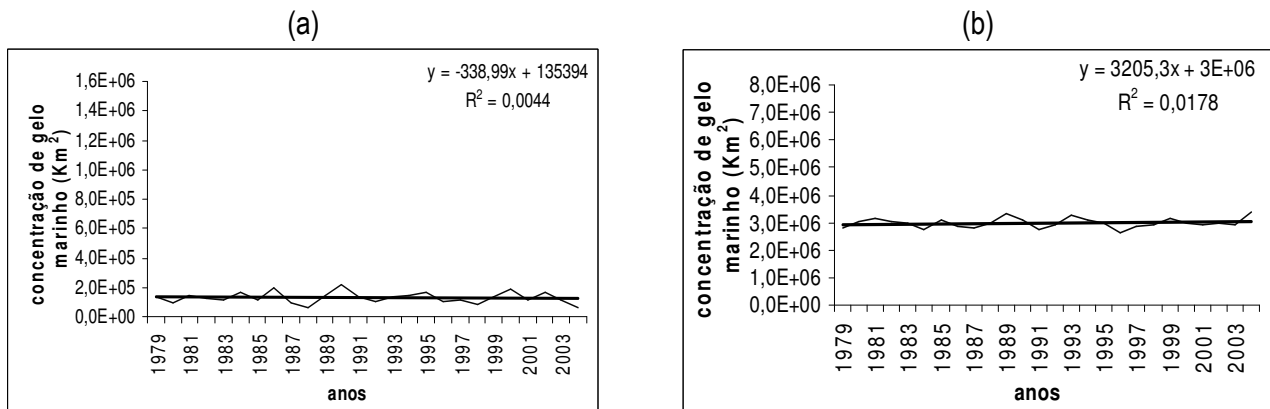


Figura 2.5: Como na figura 2.4, mas para o Oceano Índico.

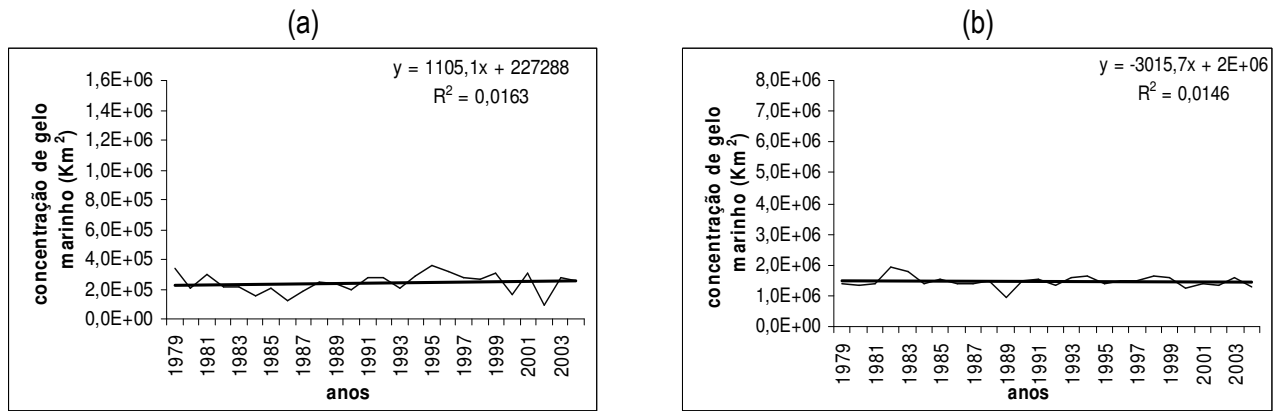


Figura 2.6: Como na figura 2.5, mas para o Oceano Pacífico oeste.

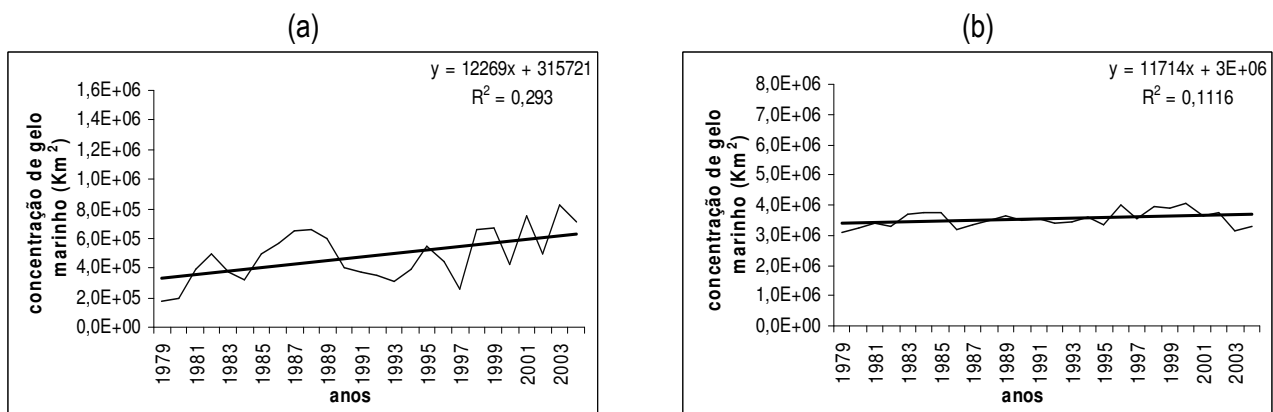


Figura 2.7: Como na figura 2.6, mas para o Mar de Ross.

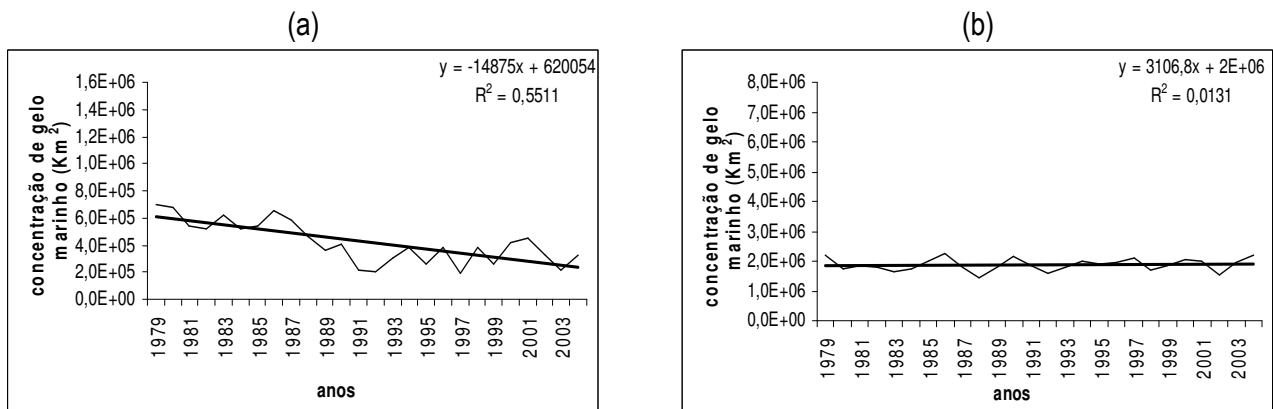


Figura 2.8: Como na figura 2.7, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen

Tabela 2.1: Valores da variável *t-Student* ( $t^*$ ) baseada no coeficiente  $b$  da reta de tendência para os meses de fevereiro e setembro. Destacado em negrito estão os casos que passaram no teste.

	Weddell	Índico	Pacífico	Ross	Amund-Bellingshausen
fevereiro	<b>1,986169335</b>	-0,32608	0,630181	<b>3,153676256</b>	<b>-5,428121919</b>
setembro	-1,02846254	0,62728	-0,20944	0,130209335	1,51474771

## 2.4 Análise sazonal da variabilidade do gelo marinho para as regiões marítimas antárticas

Um histograma consiste na representação gráfica de uma distribuição de frequência em que as frequências de classes são representadas pelas áreas de retângulos adjacentes e verticais, com as bases colineares e proporcionais aos intervalos das classes. As análises a seguir são baseadas nas médias semestrais dos dados quanto aos trimestres de cada estação do ano. Detalhes sobre distribuições de frequência podem ser visto em Wilks (1995).

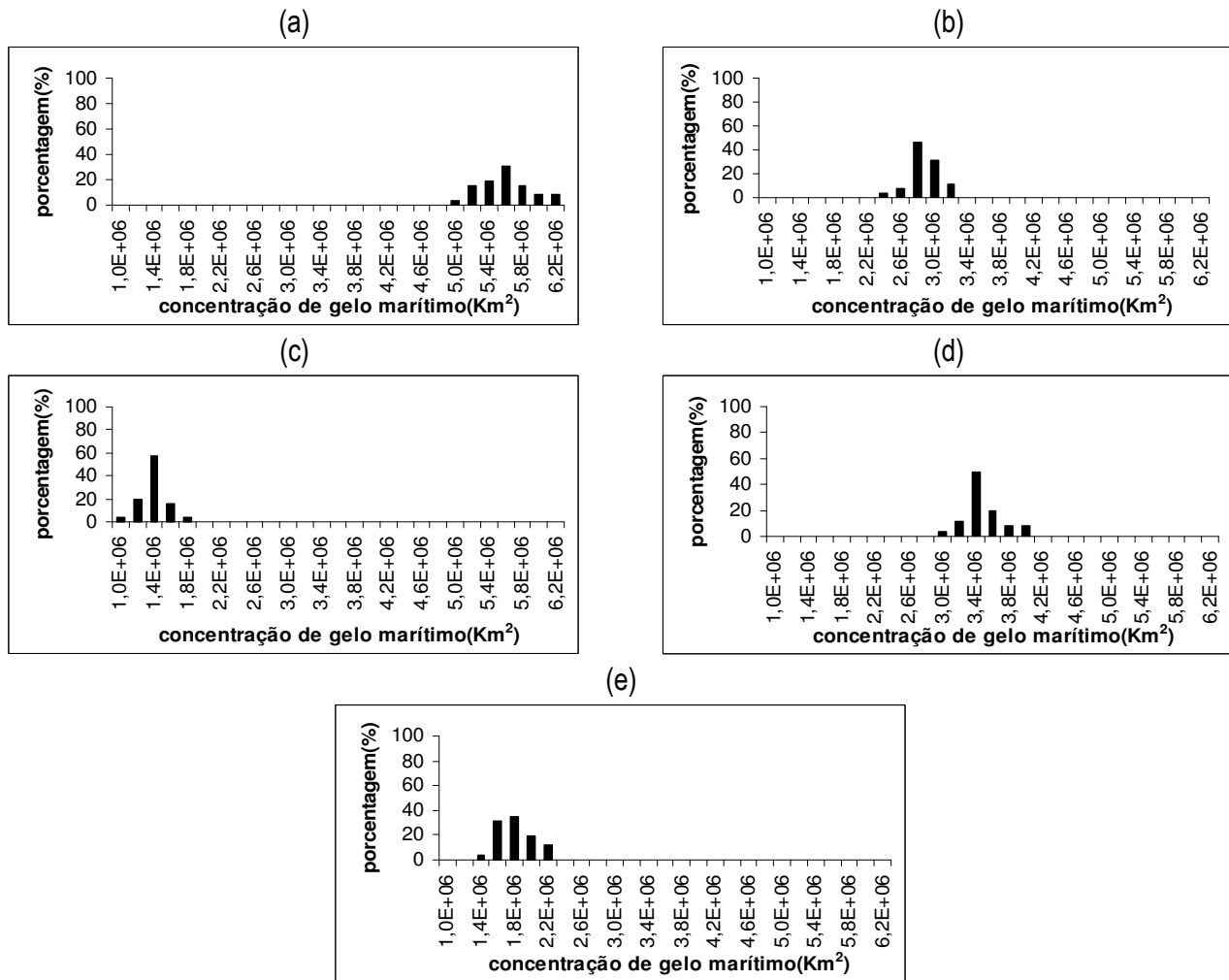
A Figura 2.9 mostra as distribuições de frequências dos mares antárticos para a primavera. Nota-se que os mares com maior extensão do gelo marinho são o Mar de Weddell (fig. 2.9a) seguido pelo Mar de Ross (fig. 2.9d). Esses resultados mostram a variabilidade do gelo ligada a fatores locais, visto que ambos os mares têm configurações típicas de Baías (fig. 2.1) além de uma ampla plataforma continental. Além disso, os Mares de Weddell e Ross são locais onde há a formação de Água de Fundo Antártica através de processos de superfície pela abertura e fechamento das polínias e também abaixo das plataformas de gelo permanentes. As águas de plataforma mais salgadas do planeta ocorrem em regiões onde se localizam as polínias. Nessas regiões, as águas superficiais do mar congelam várias vezes, sendo que o gelo marinho formado é empurrado para longe pelo vento e por correntes marinhas (p.ex. o giro de Weddell) várias vezes. A associação entre os fortes ventos catabáticos provenientes do interior do domo de gelo antártico e os giros de Weddell e de Ross, gerados pela transferência de momentum entre os ventos e as águas superficiais oceânicas, além dos efeitos de desvios dos ventos por fatores topográficos, fazem com que tais regiões apresentem as maiores concentrações do gelo oceânico local, além da ampla formação da água de fundo antártica. Além disso, amplas plataformas continentais promovem maiores áreas para a formação do gelo oceânico e, conseqüentemente, tendem a ter águas superficiais mais salgadas. Já o Oceano Pacífico oeste antártico (fig.2.9c) apresenta a menor extensão do gelo entre todos os mares em questão, seguido pelo Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 2.9e) e pelo Oceano Índico antártico (fig. 2.9b; da menor para a maior extensão de gelo marinho, respectivamente). Vale salientar que o início da primavera é o período cuja extensão de gelo nos mares antárticos é máxima. Podemos observar isso a partir da comparação entre as figuras 2.9-2.12. Os histogramas sugerem uma distribuição Normal ou Gaussiana para todos os mares antárticos. Essa distribuição é definida através de um ajuste de uma curva superposta aos histogramas (não mostrada), na qual a maioria das medidas concentra-se em torno da medida central, ou seja, igual número de medidas situa-se de cada lado deste ponto.

A Figura 2.10 representa os histogramas para o período do verão. Vê-se que os mares com maior extensão de gelo oceânico é o Mar de Weddell (fig. 2.10a) e o Mar de Ross (fig. 2.10d). Já o Oceano Índico antártico (fig. 2.10 b) e o Oceano Pacífico oeste antártico (fig. 2.10c) apresentam menores concentrações de gelo.

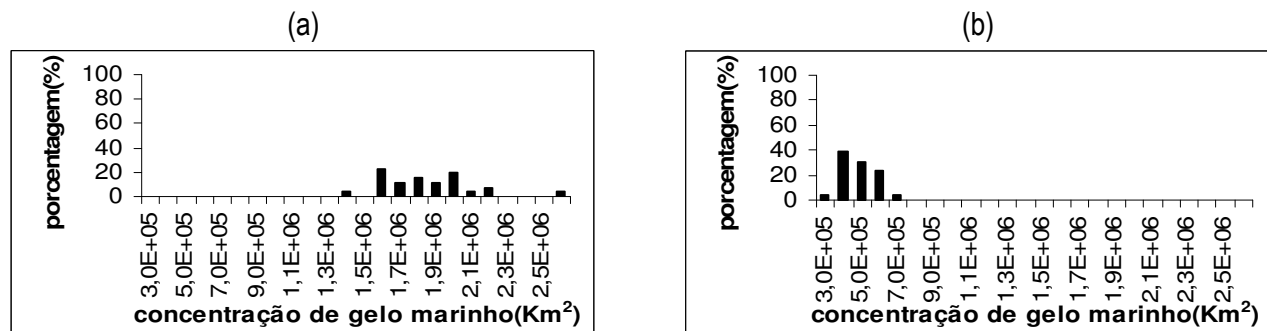
Na figura 2.11 foram feitas análises quanto à distribuição de frequência do gelo marinho antártico para o outono. Observou-se que os mares com maiores concentrações de gelo marinho é o Mar de Weddell (fig. 2.11a) seguido pelo Mar de Ross (fig. 2.11 d). Já o Oceano Índico antártico (fig. 2.11b) apresenta a menor extensão de gelo seguido pelo Oceano Pacífico oeste (fig. 2.11c) e pelo Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 2.11e).

A Figura 2.12 representa os histogramas do gelo oceânico para o inverno. Os mares que apresentam maior extensão de gelo marinho continuam sendo os Mares de Weddell (fig. 2.12a) e de Ross (fig. 2.12d), enquanto que o Oceano Pacífico oeste antártico (fig.2.12c) apresenta as menores extensões seguido pelo Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 2.12e) e pelo Oceano Índico antártico (fig. 2.12b). Nota-se que as variáveis do Oceano Índico antártico apresentam assimetria positiva, ou seja, são distorcidas à direita (sendo o teste de assimetria não mostrado).

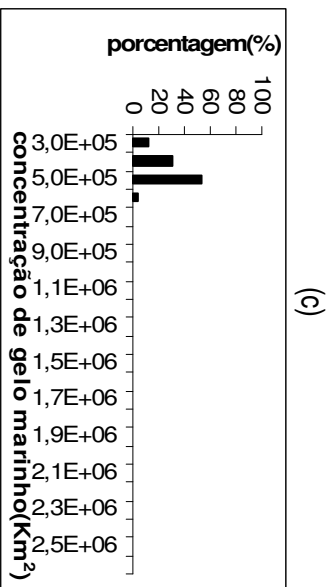
As tabelas 2.2, 2.3, 2.4 e 2.5 foram feitas para complementar as análises já realizadas anteriormente pelos histogramas quanto à extensão de gelo marinho para os mares antárticos em questão. Nelas estão contidos valores numéricos sazonais de médias, desvios padrões e medianas. Para o período da primavera, o local onde se observa a maior extensão e variabilidade da extensão do gelo marinho é o Mar de Weddell, seguido respectivamente pelo Mar de Ross, Oceano Índico antártico, Mar de Amundsen-Bellingshausen e Oceano Pacífico oeste antártico. A mediana indica simplesmente o percentil de 50% das séries temporais em análise. Nos histogramas, ela é interpretada como sendo o valor localizado nas proximidades dos picos máximos observados. Em relação ao verão, observa-se que a variabilidade do gelo marinho segue a mesma relação que na primavera. A média da área de gelo dos mares em ordem decrescente é: Mar de Weddell, Mar de Ross, Mar Amundsen-Bellingshausen, Oceano Índico antártico e Oceano Pacífico oeste antártico. Já para a estação do outono, continua-se observando a mesma variabilidade do gelo marinho da primavera e do verão. As médias da área de gelo dos mares citados seguem a seguinte ordem de grandeza decrescente: Mar de Weddell, Mar de Ross, Mar de Amundsen-Bellingshausen, Oceano Pacífico oeste antártico e Oceano Índico antártico. No inverno, pode-se observar que o Mar de Weddell também possui a maior variabilidade da extensão de gelo marinho seguido pelo Oceano Índico antártico, Mar de Ross, Mar de Amundsen-Bellingshausen e Oceano Pacífico oeste. A ordem decrescente dos mares antárticos quanto à extensão do gelo marinho, para o período do inverno, foi equivalente ao apresentado na primavera.



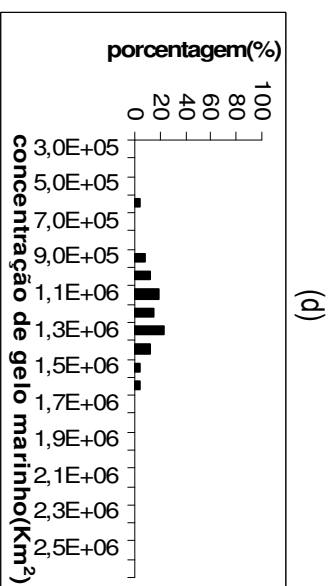
**Figura 2.9:** Histogramas representativos da distribuição de freqüência da extensão do gelo marinho antártico em Km<sup>2</sup> para a estação da primavera (barras preta) para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar de Amundsen-Bellingshausen (e). Na ordenada estão indicados as porcentagens (%) e na abscissa os blocos indicadores da extensão de gelo marinho (Km<sup>2</sup>).



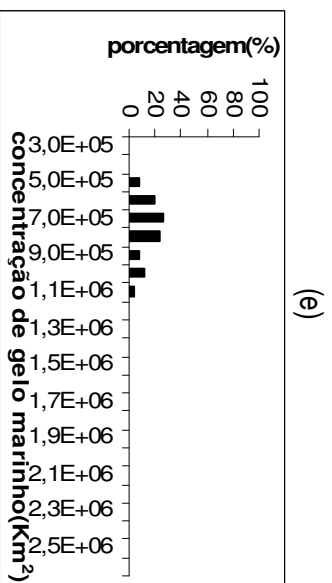
**Figura 2.10:** Como na figura 2.9, mas para o verão.



(c)

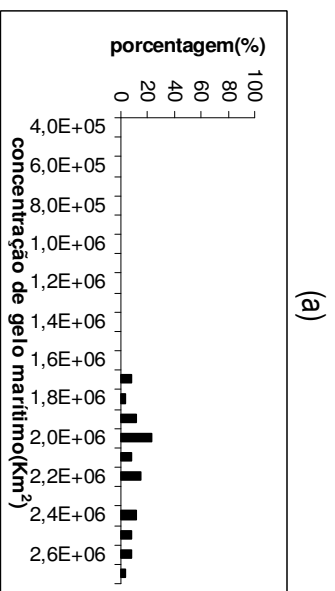


(d)

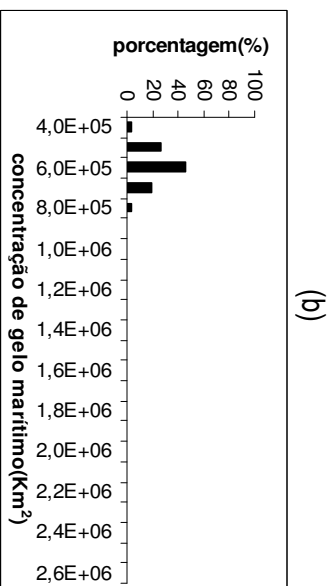


(e)

Continuação da figura 2.10.

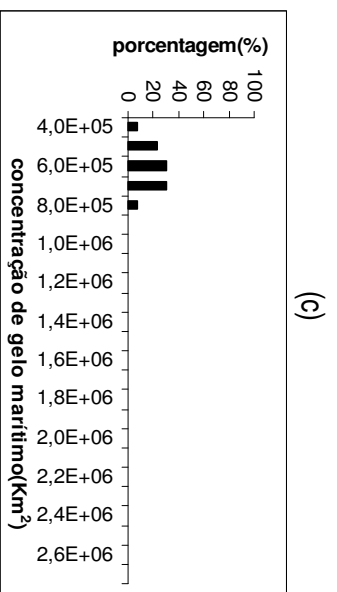


(a)

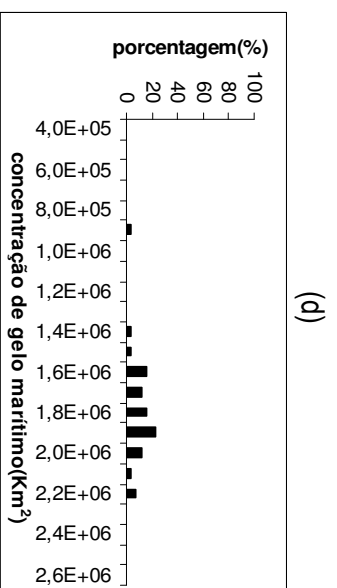


(b)

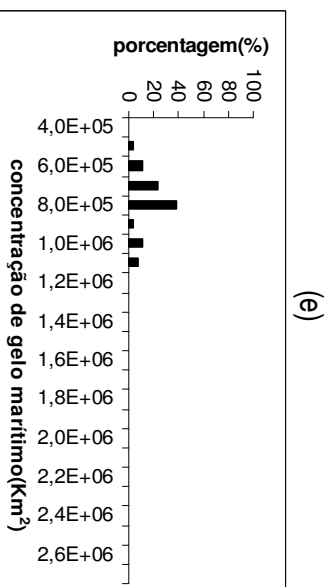
Figura 2.11: Como na figura 2.10, mas para o outono.



(c)

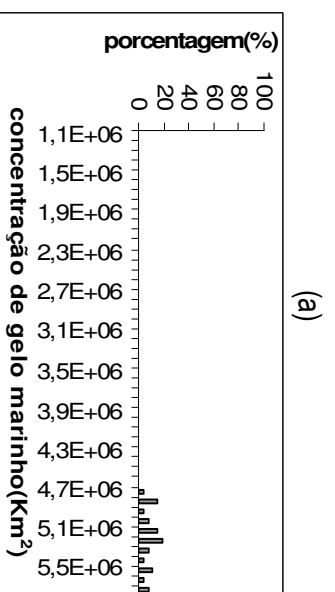


(d)

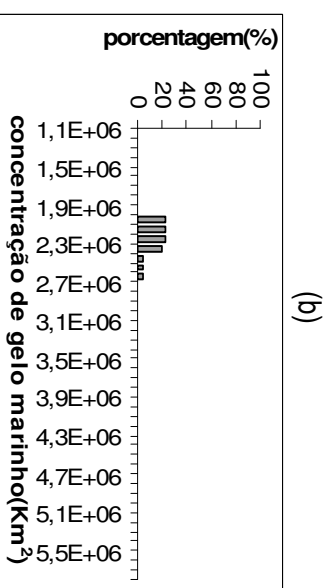


(e)

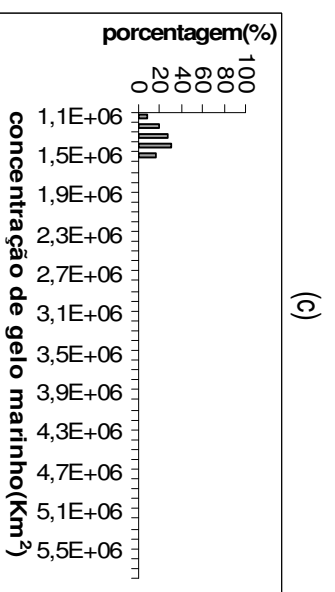
Continuação da figura 2.11



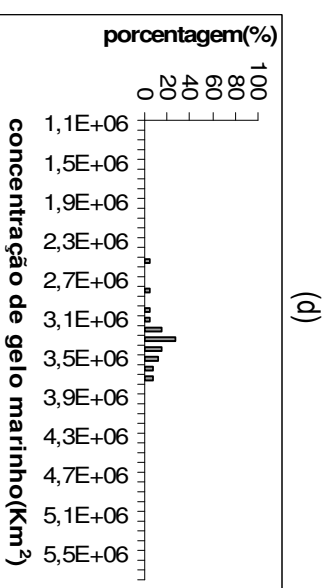
(a)



(b)



(c)

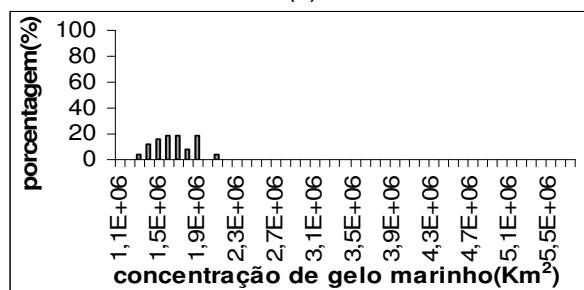


(d)

Figura 2.12: Como na figura 2.11, mas para o inverno.



(e)



Continuação da figura 2.12

**Tabela 2.2:** Valores de médias (Km<sup>2</sup>), desvios padrões (Km<sup>2</sup>), medianas (Km<sup>2</sup>) para os mares antárticos em análise no trimestre da primavera.

Primavera	Weddell	Índico	Pacífico oeste	Ross	Amundsen-Bellingshausen
média	5,4E+6	2,7E+6	1,3E+6	3,3E+6	1,7E+6
desvio padrão	0,52E+6	0,39E+6	0,25E+6	0,32E+6	0,26E+6
mediana	5,5E+6	2,8E+6	1,3E+6	3,3E+6	0,17E+6

**Tabela 2.3:** Como na tabela 2.2, mas para o verão.

Verão	Weddell	Índico	Pacífico oeste	Ross	Amundsen-Bellingshausen
média	1,8E+6	0,43E+6	0,40E+6	1,1E+6	0,70E+6
desvio padrão	0,95E+6	0,34E+6	0,15E+6	0,68E+6	0,30E+6
mediana	1,4E+6	0,27E+6	0,39E+6	0,92E+6	0,67E+6

**Tabela 2.4:** Como na tabela 2.3, mas para o outono.

Outono	Weddell	Índico	Pacífico oeste	Ross	Amundsen-Bellingshausen
média	2,0E+6	0,54E+6	0,55E+6	1,7E+6	0,74E+6
desvio padrão	0,85E+6	0,34E+6	0,25E+6	0,70E+6	0,29E+6
mediana	1,8E+6	0,49E+6	0,54E+6	1,7E+6	0,71E+6

**Tabela 2.5:** Como na tabela 2.4, mas para o inverno.

Inverno	Weddell	Índico	Pacífico oeste	Ross	Amundsen-Bellingshausen
média	5,1E+6	2,1E+6	1,2E+6	3,2E+6	1,6E+6
desvio padrão	0,66E+6	0,48E+6	0,18E+6	0,34E+6	0,27E+6
mediana	5,1E+6	2,1E+6	1,2E+6	3,2E+6	1,5E+6

## 2.5 Influência da TSM do Pacífico tropical na extensão sazonal do gelo marinho

Com o objetivo de verificar possíveis influências das teleconexões dos fenômenos EN e LN nos extremos sazonais observados do gelo marinho antártico, determinaram-se os extremos superiores (quartil de 80% ou q80) e inferiores (quartil 20% ou q20) a partir das médias trimestrais de cada estação do ano, para cada mar antártico. Em seguida, observaram-se sazonalmente os anos que apresentaram valores acima de q80 ou abaixo de q20

associados com trimestres de EN e LN, a partir de uma tabela indicativa de anos de EN e LN trimestral na região do Oceano Pacífico equatorial. Estes dados estão disponíveis no site do *Climate Prediction Center* (CPC; [http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)). Episódios quentes e frios foram baseados em um limiar de + (-) 0.5°C para o Índice de Niño Oceânico, baseado em um período base de 1971-2000. Os episódios são definidos quando o limiar é encontrado para um mínimo de cinco estações sobrepostas.

As tabelas 2.6 e 2.7 mostram os anos em que foram ultrapassados os valores extremos em períodos de ocorrência ou de EN ou de LN. Realizou-se o teste estatístico das proporções (teste z bi-lateral ou teste da distribuição normal bi-lateral) para determinar se a diferença na proporção de extremos pode ser considerada estatisticamente significativa com relação às fases do ENOS. Utilizou-se ainda para o teste um nível de significância de 95%. Para tal teste, considera-se a seguinte hipótese nula e alternativa:

- Se houver um predomínio de EN no período em análise,  $H_0 = p_1 \leq p_2$  ou  $H_1 = p_1 > p_2$ .
- Se houver um predomínio de LN no período em análise,  $H_0 = p_2 \leq p_1$  ou  $H_1 = p_2 > p_1$ .

As variáveis  $p_1$  e  $p_2$  representam os números de EN e LN respectivamente. Para que haja significância estatística nos casos em análise,  $H_0$  deve ser rejeitado. O ponto crítico bi-lateral encontrado via tabela  $z$  para o nível de significância adotado foi  $z = 1.64$ . O cálculo da variável  $z^*$ , que é o valor que comparado a variável  $z$  determinará se  $H_0$  será aceito ou rejeitado, é calculado como se segue, onde  $a$  e  $b$  representam os números de EN e LN associados aos extremos para cada mar, respectivamente;  $n_1$  e  $n_2$  indicam o número total de ocorrência de EN e LN, respectivamente para os 26 anos em análise, nos trimestres em questão para cada caso. Já  $n$  é a soma de  $n_1$  e  $n_2$ .

$$\hat{p}_1 = \frac{a}{n_1} \quad (8)$$

$$\hat{p}_2 = \frac{b}{n_2} \quad (9)$$

$$\hat{p} = \frac{a+b}{n} \quad (10)$$

$$\hat{q} = 1 - \hat{p} \quad (11)$$

$$z^* = \frac{\hat{p}_1 - \hat{p}_2}{\sqrt{\hat{p}\hat{q}\left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}\right)}} \quad (12)$$

A influência das perturbações geradas na atmosfera e nos oceanos pelos fenômenos EN e LN na modulação dos extremos sazonais do gelo marinho é clara para alguns mares. Simmond e Jacka (1995) realizaram uma análise de correlação entre o IOS e dados da extensão do gelo marinho e encontraram que para regiões-chave (sudoeste do Índico, sudoeste e sudeste do Pacífico e Mar de Ross oeste), as correlações são mais fortes do que para outros domínios oceânicos.

A tabela 2.6 mostra os mares antárticos que apresentaram significância estatística na associação entre extremos positivos e fenômeno EN/LN, enquanto que a tabela 2.7 mostra a mesma análise, exceto que para extremos negativos. Observa-se que o EN modulou os extremos positivos no Mar de Weddell no verão. Já a LN modulou os extremos positivos no Oceano Índico no verão, no Oceano Pacífico oeste na primavera e no Mar de Ross na primavera, outono e inverno. A análise para os extremos negativos mostrou que o Oceano Índico teve seus extremos influenciados pelo EN para a primavera e o verão e o Mar de Ross para a primavera. Já o Mar de Amundsen-Bellingshausen teve seus extremos negativos modulados por LN no inverno.

**Tabela 2.6:** Mares antárticos que apresentaram extremos superiores (percentil de 80%) associados ao El Niño (EN) e La Niña (LN) para as diferentes estações do ano, com significância estatística.

Anos (+)	Weddell	Índico	Pacífico oeste	Ross	Amundsen-Bellingshausen
primavera			LN	LN	
verão	EN	LN			
outono				LN	
inverno				LN	

**Tabela 2.7:** Como na tabela 2.6, mas para extremos inferiores (percentil de 20%).

Anos (-)	Weddell	Índico	Pacífico oeste	Ross	Amundsen-Bellingshausen
primavera		EN		EN	
verão		EN			
outono					
inverno					LN

## 2.6 Ciclo anual do gelo e suas anomalias

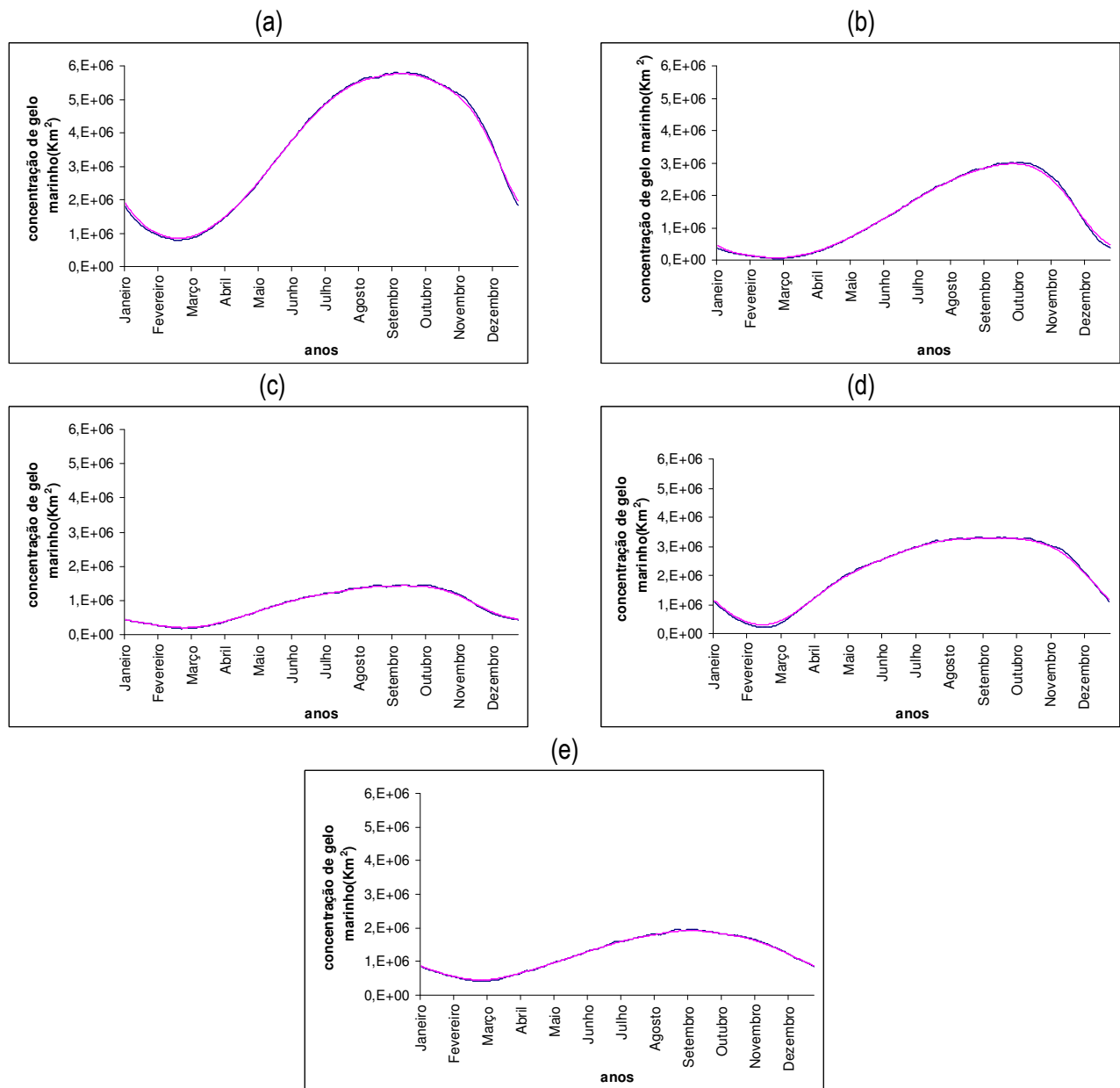
O ciclo anual do gelo foi obtido procedendo-se primeiro ao cálculo da média diária do gelo oceânico em cada um dos oceanos antárticos (de 1 de Janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2004) desconsiderando-se anos bissextos (considerou-se para estes anos a média entre os dias 28 e 29 de fevereiro). Com isso, chegou-se a uma série temporal de 365 valores. Esta série final é ruidosa devido à média ser feita com apenas 26 dados e, portanto, sujeita a influência de variações de ano para ano. Para eliminar os ruídos constrói-se o filtro 1-2-1 como na equação 13, onde  $a_r$  é o conjunto de pesos. Devem-se escolher pesos tais que  $\sum a_r = 1$ , ou seja, pesos  $a_r$  na equação 13 iguais a 0.25, 0.5 e 0.25. Em ambas as bordas, o procedimento é calcular a média entre  $t_0$  e  $t_{0+1}$  (borda inferior) e entre  $t_f$  e  $t_{f+1}$  (borda superior). Este procedimento é bastante útil quando se deseja determinar as anomalias em relação ao ciclo sazonal. A bibliografia recomenda que o filtro 1-2-1 seja aplicado no mínimo 300 vezes para a obtenção de resultados favoráveis (Triola, 1999).

$$y_t = \sum_{r=-q}^{+s} a_r x_{t+r} \quad (13)$$

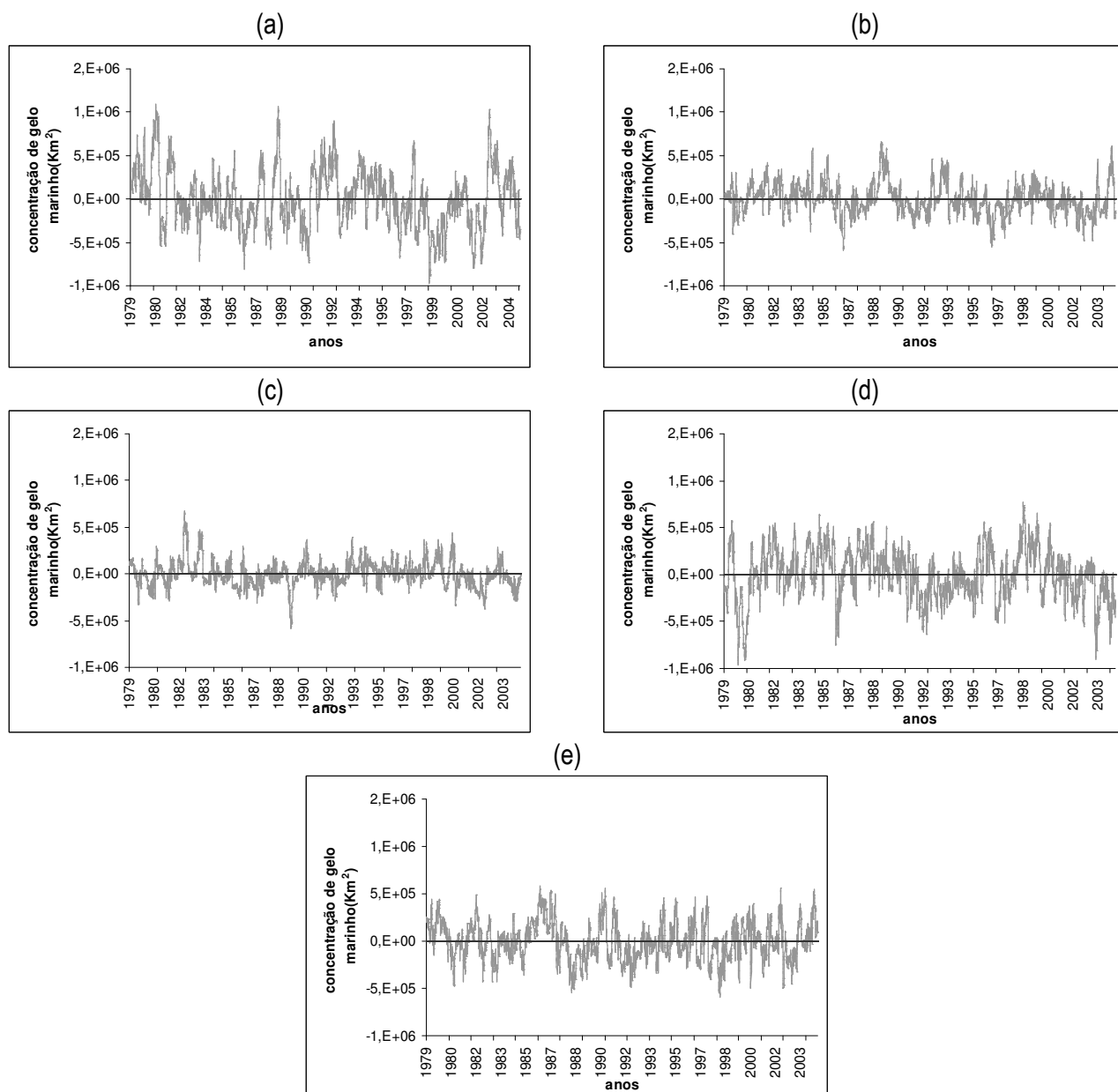
A figura 2.13 mostra a média diária e o ciclo anual dos dados da extensão do gelo oceânico para todos os mares antárticos em análise nesse trabalho. A figura mostra que a média diária dos dados é pouco ruidosa, permitindo enxergar o ciclo anual mesmo na ausência da aplicação da técnica de filtragem. Isso se deve ao ciclo pronunciado e sucessivo de congelamento e descongelamento do gelo marinho no Pólo Sul. A curva alisada através da média móvel se apresenta quase superposta à curva da média diária para todos os mares em análise. No geral, observa-se um ciclo anual bem pronunciado para todos os mares antárticos com um mínimo aproximadamente no final de fevereiro e um máximo aproximadamente entre o começo e o meio de setembro. Vê-se que o aumento da extensão de gelo marinho é gradativo começando entre o meio de março e início de abril. No final do verão, a extensão é mínima porque houve um máximo aquecimento e uma máxima retração do gelo. Quando os dias ficam mais curtos, menos radiação chega à região, e a extensão é máxima no início da primavera quando os efeitos da radiação solar começam a aparecer novamente.

As análises dos ciclos anuais para o Mar de Weddell (fig. 2.13a), o Oceano Índico (fig. 2.13b), o Oceano Pacífico oeste (figura 2.13c), o Mar de Ross (fig. 2.13d) e o Mar de Amundsen-Bellingshausen (figura 2.13e) são concordantes com as análises dos histogramas [ver figuras 2.9 (a-e)-2.12 (a-e)] e das tabelas 2.2-2.5. As séries temporais de anomalias foram calculadas da seguinte forma: a cada ano, tomaram-se os 365 dias e

simplesmente subtraiu-se dos dados ciclo anual. A figura 2.14 mostra as séries temporais de anomalias onde se pode observar que as mesmas apresentam aleatoriedade quando plotadas.



**Figura 2.13:** Representação da climatologia média diária da extensão do gelo para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacifico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar de Amundsen-Bellingshausen (e) em Km<sup>2</sup> (ordenada; linha azul marinho) e seus respectivos ciclos anuais em Km<sup>2</sup> (linha rosa). Na abscissa estão representados os 365 dias que correspondem ao período de um ano.



**Figura 2.14:** Anomalia total da extensão de gelo marinho em Km<sup>2</sup> com período de um de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2004 para o Mar de Weddell (a), Oceano Índico antártico (b), Oceano Pacífico oeste antártico (c), Mar de Ross (d) e Mar de Amundsen-Bellingshausen (e) (linha cinza escuro).

## 2.7 Análise espectral do gelo marinho

O objetivo da análise espectral discutida aqui é identificar as principais escalas de variabilidade do gelo marinho que sejam diferentes do ciclo anual. Para este fim foram utilizadas as anomalias do ciclo anual conforme calculadas no item 2.6 (fig. 2.10), pois ao utilizarem-se os dados brutos da extensão regional do gelo marinho, a tendência linear produz um pico na frequência zero tornando a interpretação dos resultados difícil e a variação sazonal produz picos na frequência sazonal e em múltiplos inteiros da frequência sazonal.

O primeiro passo para o cálculo dos espectros é aplicar um *taper* nas extremidades da série temporal. A palavra inglesa *taper* significa estreitar e nada mais é do que ajustar os pontos das extremidades da série temporal fazendo-os tender ao valor zero. O processo de *tapering* é recomendado para evitar uma descontinuidade no final da série de dados (evita o vazamento da densidade espectral nas frequências adjacentes). Esta continuidade poderia representar a adição de um co-seno que na realidade não existe. O processo de *tapering* consiste na colocação de uma função co-seno nas extremidades dos dados, formando uma série periódica nos extremos. Em geral, aplica-se o *taper* em 10% da série temporal (5% em cada extremidade).

Após o *taper* é aconselhável preencher a série com zeros até chegar ao tamanho que corresponda a uma potência de base dois, pois este procedimento reduz o tempo computacional para o cálculo da transformada de Fourier. Feito o procedimento pode-se iniciar a transformada de Fourier que serve para o cálculo das estimativas 'brutas' das amplitudes espectrais (*raw spectral estimates*).

A obtenção das transformadas de Fourier consiste do cálculo dos coeficientes  $A_k$  e  $B_k$  através das equações (14) e (15), respectivamente. Isso é feito para as  $n/2$  funções harmônicas, sendo  $n$  o tamanho da série. Através desses coeficientes encontra-se a amplitude  $C_k$  (eq. 16). Os resultados obtidos pela transformada de Fourier são números complexos. Consequentemente deve-se pegar o módulo de cada resultado e elevar ao quadrado ( $C_k^2$ ,  $k = 1, n/2$  se  $k$  for par, ou  $k = (n-1)/2$  se  $k$  for ímpar). É importante salientar que o primeiro valor obtido na FFT corresponde à média da série de dados em análise, portanto ele deve ser desprezado para a análise espectral. As amplitudes espectrais podem ser plotadas com a frequência  $f_k$  (eq. 17) ou o período  $P_k$  (eq. 18). A primeira frequência é a frequência fundamental com comprimento correspondente ao comprimento da série.

$$A_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \cos\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (14)$$

$$B_k = \frac{2}{n} \sum_{t=1}^n y_t \operatorname{sen}\left(\frac{2\pi kt}{n}\right) \quad (15)$$

$$C_k = (A_k^2 + B_k^2)^{1/2} \quad (16)$$

$$f_k = \frac{k}{n} \quad (17)$$

$$P_k = \frac{1}{f_k} \quad (18)$$

Feito as estimativas das amplitudes espectrais, deve-se fazer um alisamento nas mesmas com o objetivo de eliminar o aspecto ruidoso do periodograma. Várias janelas espectrais são disponíveis. Alguns exemplos de janelas são: Turkey, Parzen, Hamming, Daniell. Um método bastante comum consiste em alisar o espectro com uma média móvel de comprimento  $L$  com igual peso para cada ponto (método Daniell). Neste trabalho, utilizou-se  $L = 5$ .

Logo após o alisamento é necessário calcular os limites de confiança para as estimativas espectrais. Para isso, é determinado um espectro de fundo, que é um espectro teórico que representa um processo físico que possui uma memória semelhante a da série em análise. Assim, algumas considerações devem ser destacadas. Se a auto-correlação de defasagem-1  $R_1$  ( $lag1$ ) da série original não difere de zero, a série temporal é considerada como livre de persistência. Nesse caso uma estimativa apropriada para a hipótese nula é que o espectro de fundo é dado por um ruído branco. Se por outro lado,  $R_1$  difere de zero e as auto-correlações seguintes seguem uma aproximação exponencial  $R_2 \sim R_1^2$ ,  $R_3 \sim R_1^3$ , etc., então o espectro é considerado ruído vermelho. O coeficiente de auto-correlação com  $lag p$  pode ser obtido pela equação 19 (Chatfield, 1999).

$$r_m = \frac{\sum_{t=1}^{n-p} (x_t - \bar{x})(x_{t+p} - \bar{x})}{\sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2} \quad (19)$$

O ruído vermelho é obtido como se segue (eq. 20), onde  $\bar{s}$  é a média das amplitudes espectrais brutas,  $R_1$  é a auto-correlação de  $lag 1$  da série original,  $k = 1: p$  é a frequência e  $p$  é o  $lag$  máximo,  $p = n/2$ .

$$\theta_k = \bar{s} \left( \frac{1 - R_1^2}{1 + R_1^2 - 2R_1 \cos(\pi k / p)} \right) \quad (20)$$



Para obter os limites de confiança devemos determinar os graus de liberdade  $dof$  (eq. 21) e o valor do teste  $\chi^2$ . Os graus de liberdade são obtidos como se segue, onde  $L$  é o *lag* da média móvel utilizada no alisamento das amplitudes espectrais (utilizado na janela Daniell). É importante enfatizar que esta expressão tem esta forma para um *tapper* de 10%. Para outros *tappers*, a expressão do  $dof$  deve ser recalculada (Madden e Julian, 1971).

$$dof = 2L0,873 \quad (21)$$

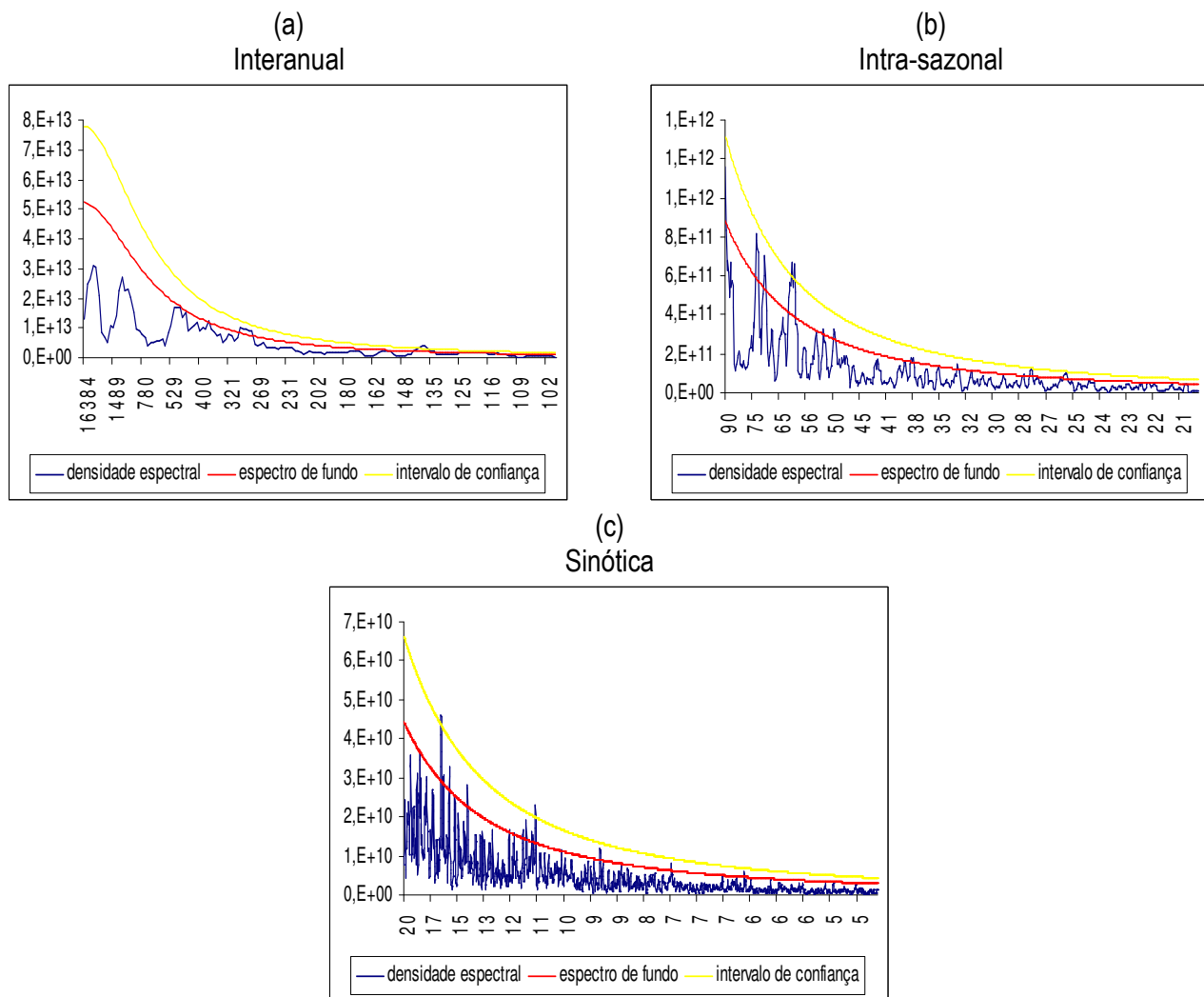
Dados o grau de liberdade e considerando-se a significância de 95%, obtém-se o valor de  $\chi^2$  e assim os limites de confiança do espectro conforme a equação 22. Somente interpretam-se os picos do espectro que ultrapassarem a linha correspondente ao limite de confiança de 95%.

$$L_{95\%} = \frac{\theta_k \chi_{95\%}^2}{dof} \quad \text{ou} \quad L_{5\%} = \frac{\theta_k \chi_{5\%}^2}{dof} \quad (22)$$

As figuras 2.15 – 2.19 mostram os espectros de Fourier com períodos delimitados em diferentes escalas temporais. Nota-se que picos espectrais na escala interanual (aproximadamente 1366-2341 dias) ultrapassaram a curva de significância de 95% somente para o Oceano Índico antártico (fig. 2.16a). Simmond e Jacka (1995) citam a região do sudoeste do Índico como altamente influenciada por ENOS, através da realização de uma análise de correlação entre o IOS e dados da extensão do gelo marinho.

Na escala intra-sazonal (20-90 dias), observam-se picos espectrais estatisticamente significativos para os mares de Weddell (fig. 2.15b; aproximadamente entre 59 e 60 dias) e para Ross (fig. 2.18b; aproximadamente em 23, 25, 28, 30, 34, 35, 36, 41, 45, 47 e 75 dias). Esses sinais serão melhores analisados neste trabalho, relacionados à ocorrência de extremos intra-sazonais do gelo oceânico antártico. A bibliografia sugere que a circulação atmosférica, o gelo marinho e a TSM respondem umas as outras na escala intra-sazonal (Renwick, 2002).

Finalmente, na escala sinótica (5-20 dias), os sinais espectrais mostram picos significativos no Mar de Weddell (fig. 2.15c; aproximadamente em 11 e 16 dias), Oceano Índico (fig. 2.16c; aproximadamente em 7, 7, 12, 13, 16 e 18 dias), Pacífico oeste (fig. 2.17c; aproximadamente em 8 e 20 dias) e Mar de Ross (fig. 2.18c; aproximadamente em 7, 9, 14, 15, 16, 17 e 19 dias). Associam-se a esta escala possíveis sistemas sinóticos atuantes na região antártica ligadas ao *storm track* circumpolar, que é uma zona ao redor da Antártida ao longo da quais os ciclones se deslocam (Carleton 1983).



**Figura 2.15:** Espectro de Fourier de dados de anomalias da extensão de gelo marinho em  $\text{Km}^2$  (linha azul marinho) espectros de fundo (linha vermelha) e o intervalo de confiança de 95% (linha amarela) separados nos seguintes períodos: a) Interanual a semi-anual ( $> 100$  dias); b) Intra-sazonal (100-21 dias); c) escala sub-mensal a sinótica (20-5 dias) para o mar de Weddell.

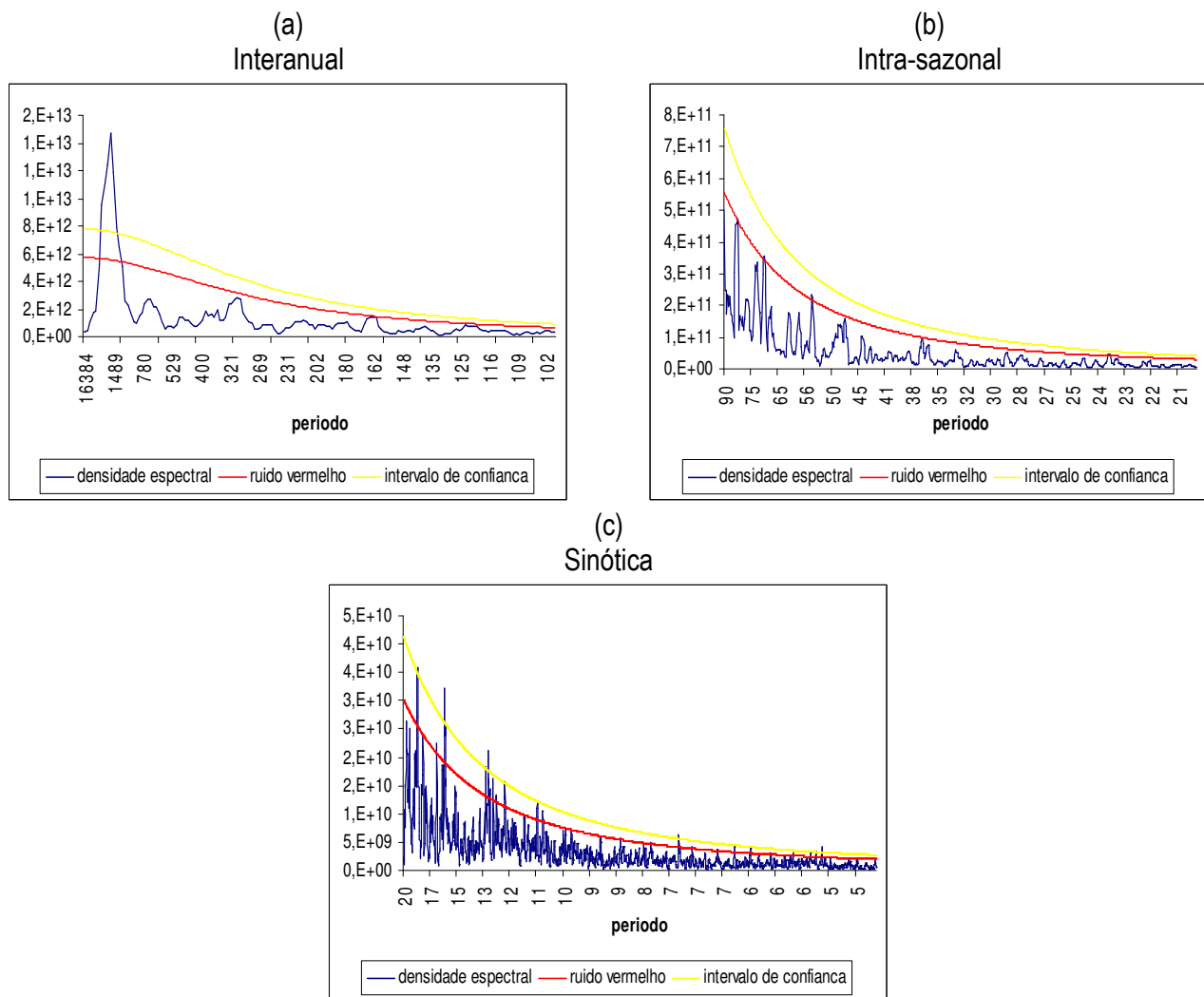


Figura 2.16: Como na figura 2.15, mas para o Oceano Índico.

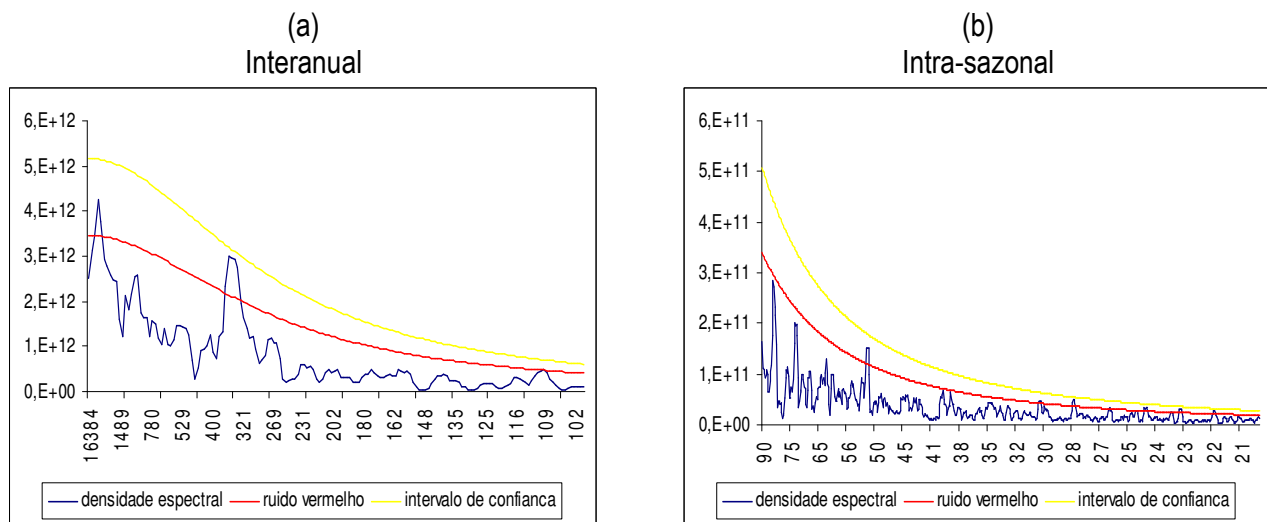
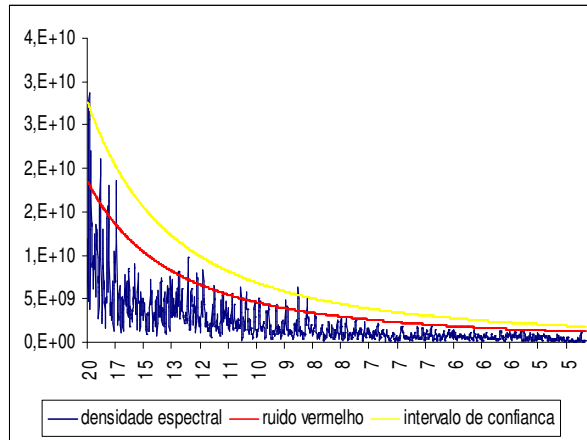


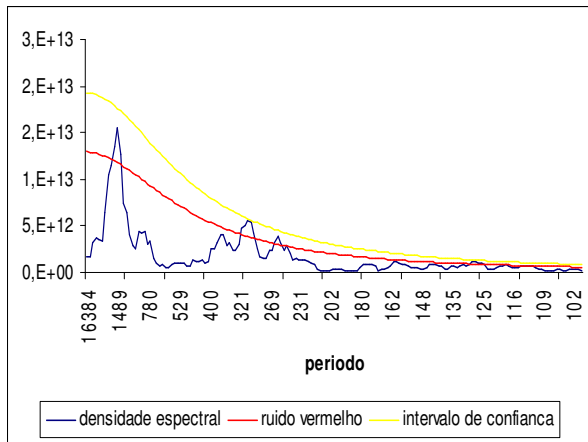
Figura 2.17: Como na figura 2.16, mas para o Oceano Pacífico oeste.

(c)  
Sinótica

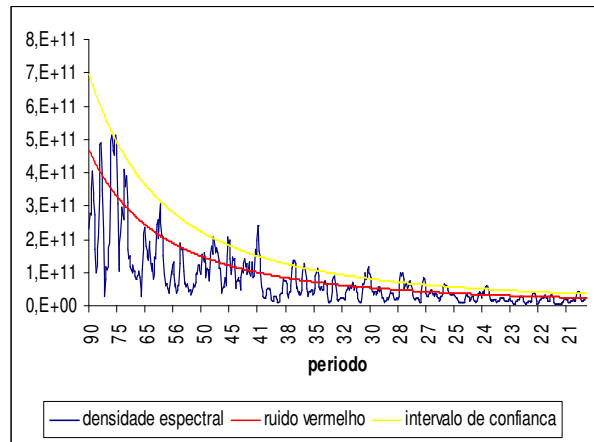


Continuação da figura 2.17.

(a)  
Interanual



(b)  
Intra-sazonal



(c)  
Sinótica

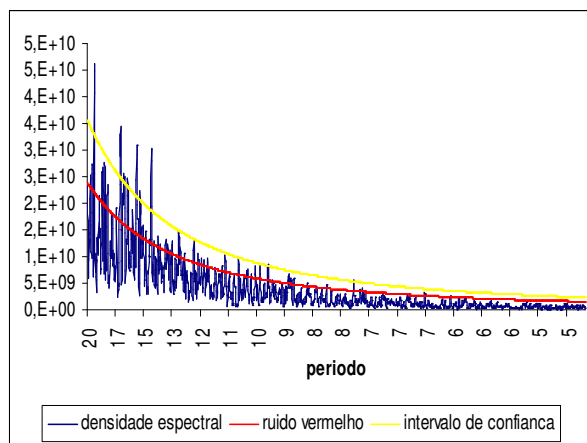


Figura 2.18: Como na figura 2.17, mas para o Mar de Ross.

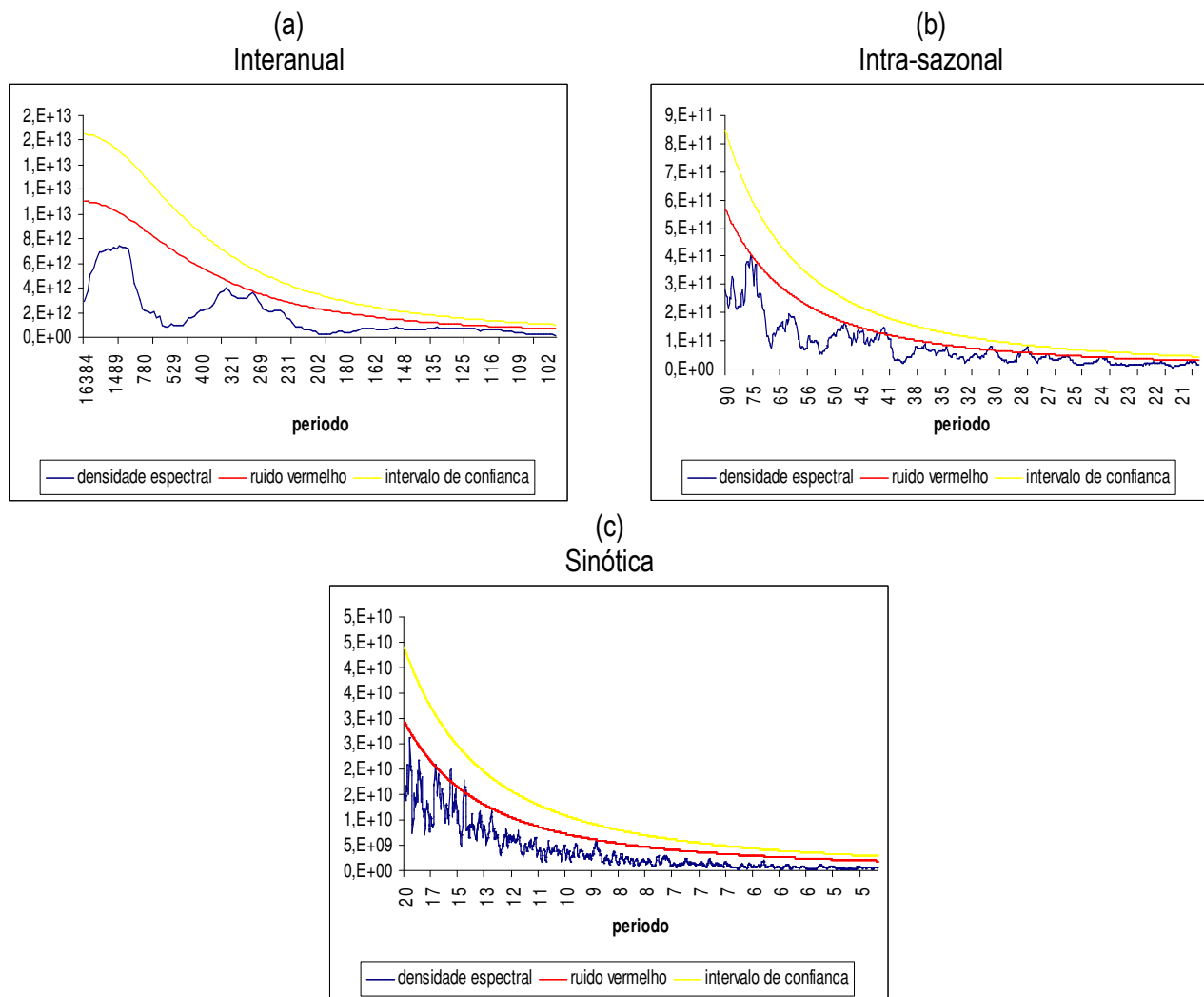


Figura 2.19: Como na figura 2.18, mas para o Mar de Amundsen-Bellinghousen.

## 2.8 Métodos: Filtro de separação de escalas temporais

Com a finalidade de uma posterior seleção e análise de extremos do gelo marinho em escala intra-sazonal, relacionados aos mecanismos atmosféricos extratropicais do HS na mesma escala, este item descreve o método empregado nesse estudo para a separação de escalas temporais nos dados da extensão do gelo marinho antártico, bem como em algumas variáveis meteorológicas.

O método aplicado aqui é dado a partir do emprego da transformada rápida de Fourier (*Fast Fourier Transform* – FFT). Antes, porém, de calcular a FFT, é necessário remover a tendência linear através da reta de regressão (ver item 2.2), pois essa tendência pode ser entendida como uma oscilação de comprimento infinito, já que cresce ou diminui indefinidamente (Mestas-Nuñez e Enfield, 1999).

Considerando-se a série temporal  $X(t)$ , aplica-se a transformada de Fourier em  $X(t)$  (eq. 23), o que resulta em uma série  $H(f)$  transformada para o domínio de frequência. A seguir, aplica-se a convolução (eq. 25) entre a

resposta de frequência  $R(w)$  e  $H(f)$ , de tal forma que  $R(w)$  é construída de forma a reter as frequências desejadas, ou seja, passa-banda (20 – 90 dias). Esta operação resulta portanto em uma nova função  $H'(f)$ , cujas amplitudes correspondentes às frequências a serem retidas são preservadas e as demais eliminadas ou atenuadas. Por fim, aplica-se a transformada de Fourier inversa em  $H'(f)$  (eq. 24) para voltar ao domínio de tempo, o que resulta na série filtrada  $Y(t)$ .

O método que utiliza a FFT para filtragem de dados parte do princípio da atribuição de pesos que permitem uma resposta da banda de frequências de interesse. A separação da banda é dada por uma função retangular a qual atribui valor igual a um para as frequências a que se deseja separar e zero para o restante no domínio de frequência.

O cálculo da FFT nada mais é do que calcular seus coeficientes aproveitando a propriedade de ortogonalidade de senos e co-senos, de maneira a não ser necessário efetuar cálculos redundantes. De fato, o método de simples cálculo das transformadas de Fourier discretas é computacionalmente ineficiente, de maneira que a vantagem da FFT nesses cálculos é em termos logarítmicos. Assim, calculou-se a FFT e a seguir determinou-se a função retangular na série transformada, ambas no domínio de frequência, isto é, variáveis contínuas. Strang e Nguyen (1996) descrevem que para se obter o domínio do tempo no qual as variáveis da série sejam discretas é necessário calcular a inversa da FFT.

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(2\pi i f t) dt \quad (23)$$

$$X(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H(f) \exp(-2\pi i f t) df \quad (24)$$

$$G * X = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau) X(t - \tau) d\tau \quad (25)$$

Helms (1967) mostra uma completa descrição da FFT e suas aplicações para métodos de filtragem. Cavalieri e Parkinson (1981) analisaram uma série temporal composta de médias de três dias da extensão do gelo oceânico e compararam com temperatura em 1000 mb e pressão ao nível do mar, para o ano de 1974. Uma decomposição de Fourier no domínio do espaço de cada uma das variáveis definiu as escalas espaciais dominantes durante o ano. Com isso, os autores concluíram que o acoplamento gelo-atmosfera tem intensidades

variando através do ano em escalas temporais abrangendo de semanas a meses e espaciais abrangendo da sinótica a planetária. Concluíram ainda que os ventos ajam para estender o gelo em direção ao Equador.

## **2.9 Métodos de obtenção dos extremos**

Os Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen são aqueles cuja localização é logo abaixo da direção da América do Sul. A Península Antártica é uma formação natural que separa os dois mares, sendo que os mesmos possuem somente uma ligação ao norte pelo Estreito de Drake (figura 2.1). Além disso, a região da Península Antártica, incluindo os dois mares, é a região mais sujeita às influências de médias latitudes, incluindo os sistemas atmosféricos de propagação longitudinal e fenômenos de grande escala (Simmonds, 2003). Simmonds (2005) comenta que, durante as últimas décadas, várias plataformas de gelo desintegraram, incluindo partes da banquisa de gelo Larsen. O mesmo relata que recentemente a plataforma Larsen B se rompeu e se separou do continente. Com isso, mais de 3000 Km<sup>2</sup> da geleira desintegrou em um pouco mais de um período de 35 dias, a partir de 31 de Janeiro de 2002. A geleira Larsen fica na parte leste da Península Antártica, margeando a mesma de frente para o Mar de Weddell. O inverno nas regiões polares é dramático, pois é um período onde a inclinação adquirida pela Terra não permite a chegada total da radiação solar nas regiões. Devido ao fato, a circulação atmosférica devido ao aquecimento radiativo é quase nula, com a atuação dos efeitos mecânicos atmosféricos e interação oceano-atmosfera dominantes. No verão, o efeito de aquecimento radiativo é o fator dominante no efeito da variabilidade do gelo marinho. Além disso, os efeitos mecânicos são importantes na divergência da camada de Ekman oceânica, contribuindo para o derretimento sazonal do gelo marinho.

A análise espectral discutida acima (ver item 2.7) indicou a influência da escala intra-sazonal no gelo marinho do Mar de Weddell. Assim, o objetivo da presente análise é examinar a ocorrência e possíveis causas de extremos do gelo marinho em escala intra-sazonal para os mares localizados nos lados leste e oeste da Península Antártica (Weddell e Amundsen-bellingshausen).

O estudo de extremos do gelo oceânico na região do Mar de Weddell e do Mar de Amundsen-Bellingshausen foi feito com foco tanto na maior área dominada pelo mesmo quanto na menor área. Para este propósito usaram-se os quantis da distribuição das anomalias intra-sazonais de gelo (ver item 2.8), isto é o quartil superior (quartil de 75% ou q75) e inferior (quartil de 25% ou q25). Foi analisado separadamente o período de inverno (junho – setembro) e verão (novembro – fevereiro). A utilização dos quantis para estudo de eventos extremos é interessante porque não é contaminado por valores extremos, como acontece quando se utiliza a média e o desvio padrão (Xavier et al, 2002).

## 2.10 Anomalias intra-sazonais

A figura 2.20 mostra um exemplo de séries temporais das anomalias (linha cinza clara cheia) na escala intra-sazonal (20-90 dias), com limiares dos extremos de inverno (linhas preta cheia e pontilhada) para os mares de Weddell (fig. 2.16a) e Amundsen-Bellingshausen (fig. 2.20b). As curvas demonstram a idéia geral do comportamento das anomalias nessa escala de tempo.

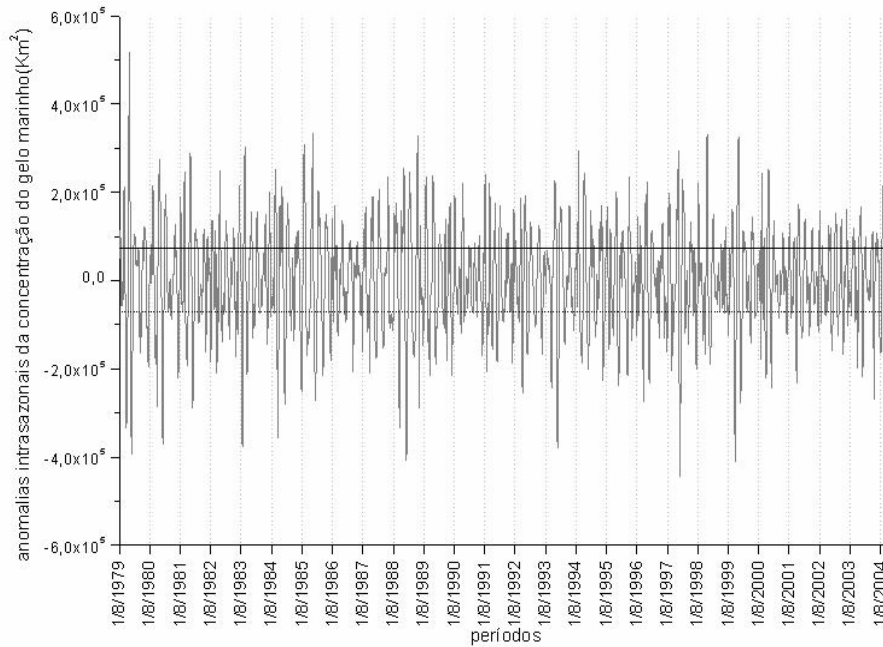
A figura 2.20 mostra que os eventos extremos positivos e negativos mais intensos se localizam muito próximos do período que representa a metade do inverno. Além disso, as amplitudes das anomalias no Mar de Weddell são maiores que no Mar de Amundsen-Bellingshausen. Observa-se em 2.20a mostra que os extremos mais intensos ocorrem geralmente mais próximos do final do inverno antártico. O melhor ajuste entre a linha cinza pontilhada e os extremos mais discrepantes é indicado pelo Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 2.20b).

A figura 2.21 foi construída da mesma forma que a figura 2.21, porém com limiares dos extremos de verão. A figura 2.21a mostra que os extremos negativos se apresentam com maiores amplitudes em relação aos extremos positivos. As ocorrências dos extremos se apresentam próximos ou ajustados à linha cinza pontilhada (meio do verão). Já na figura 2.21b, os extremos não se mostram bem ajustados à linha cinza pontilhada.

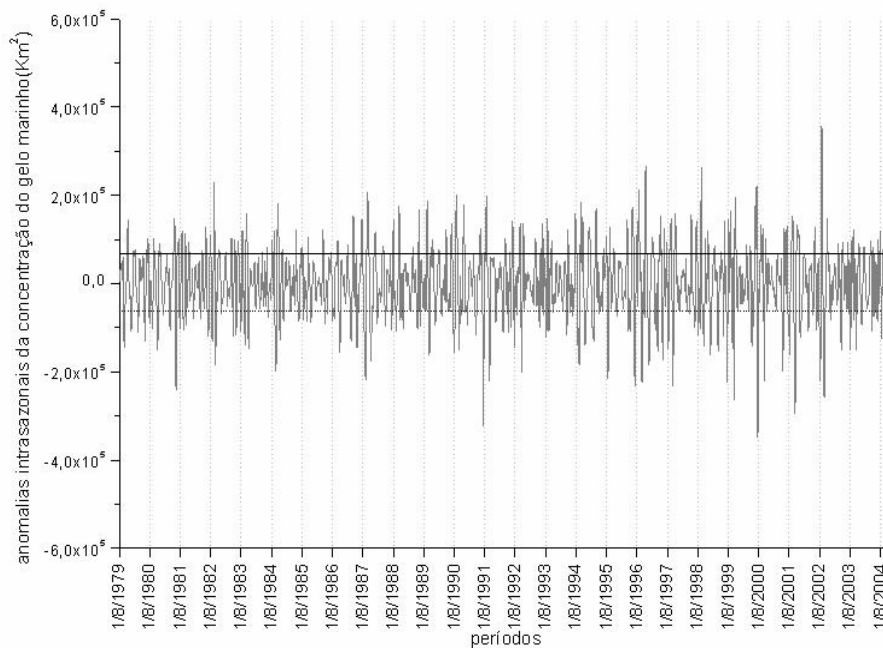
A seguir, será discutida a persistência na ocorrência de extremos em escala intra-sazonal nos verões e invernos e como estes eventos se distribuíram ao longo do período de estudo.



(a)

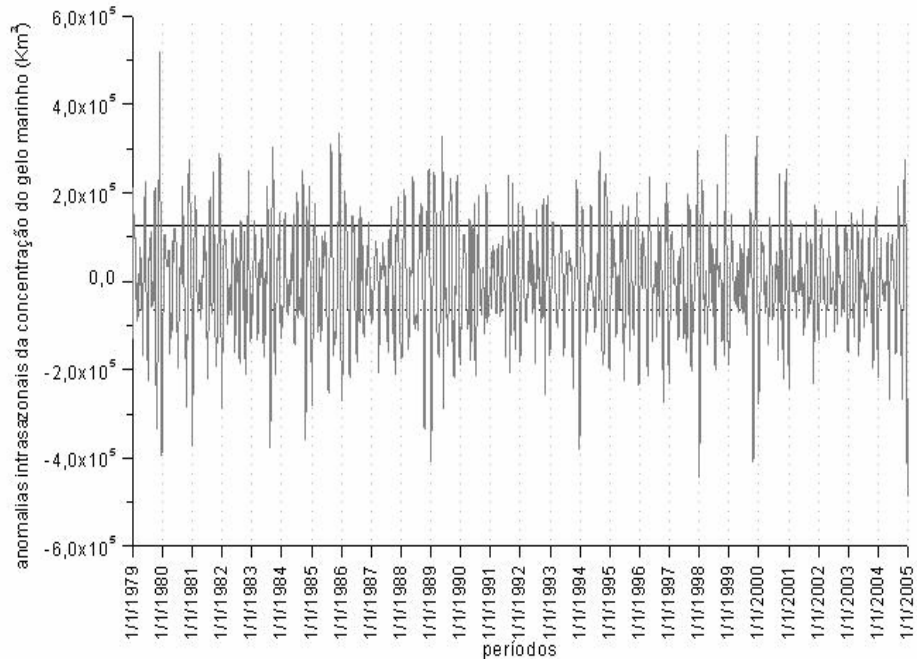


(b)



**Figura 2.20:** Série temporal com período de um de agosto de 1979 a 31 de dezembro de 2004 de anomalias intra-sazonais da extensão de gelo marinho ( $\text{Km}^2$ ) filtrada na escala intra-sazonal (20-90 dias) para o Mar de Weddell (a) e Amundsen-Bellinghshausen (b) (linha cheia cinza). A linha cheia preta indica o quartil superior de 75% (q75) e a linha pontilhada preta indica o quartil inferior de 25% (q25) calculado para o período de inverno.

(a)



(b)

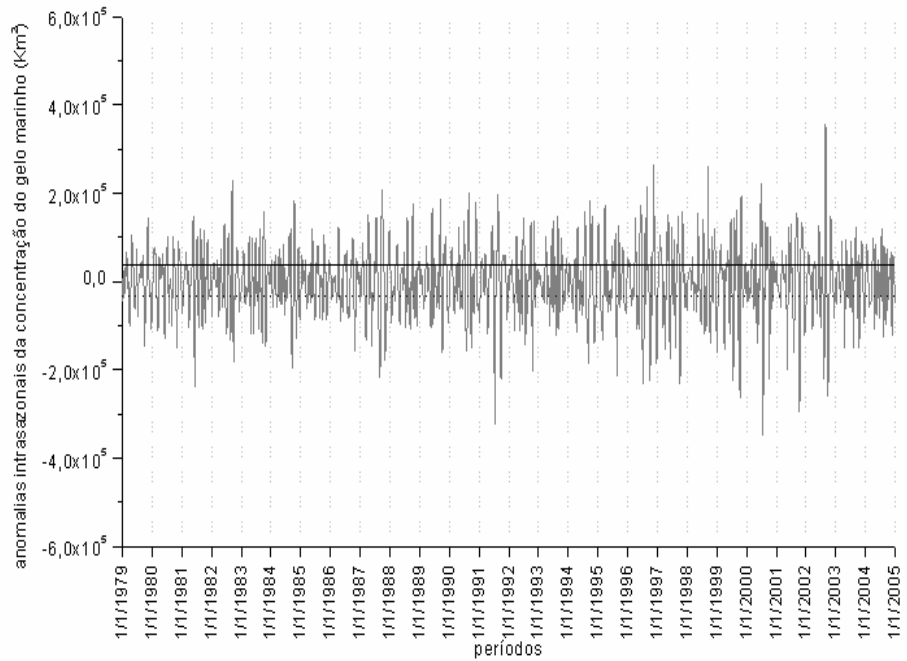


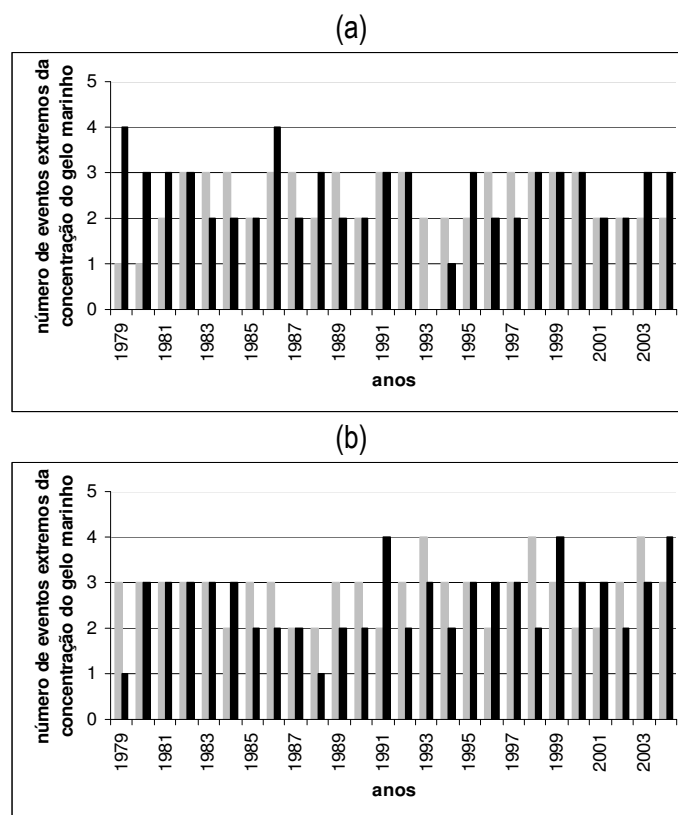
Figura 2.21: Como na figura 2.20, mas com limiares de verão.

## 2.11 Persistência

A persistência de um evento é definida como uma seqüência de valores consecutivos que perdure por algum período (acima de um dia). Nesse item será investigada a persistência dos extremos do gelo marinho encontrados com os métodos descritos anteriormente. A persistência também é importante para as análises de significância estatística, a qual requer o número de graus de liberdade relacionado à ocorrência de eventos independentes. A figura 2.24, que será discutida mais tarde, mostra a persistência dos extremos da maior área de gelo marinho (q75; barra preta) e da menor área (q25; barra cinza clara) nas anomalias intra-sazonais. O total de eventos é mostrado no rodapé de cada painel.

Para observar o comportamento interanual das anomalias intra-sazonais dos extremos para o período de inverno (junho - setembro), pegaram-se os primeiros dias dos eventos extremos de inverno que apresentaram persistência e contabilizaram-se esses dias. (fig. 2.22). Eventos que começaram anteriormente ao mês de junho (maio), mas que persistiram posteriormente ao dia primeiro de junho foram considerados.

A figura 2.22a indica uma considerável variabilidade interanual na proporção de ocorrência dos eventos negativos e positivos. Em alguns anos o número de eventos positivos é maior que o de negativos (8 anos) e outros é o oposto (7 anos), com alguns anos apresentando a mesma quantidade de ambos os extremos (10 anos). Um fato interessante é que no ano de 1993 não houve registro de extremos positivo (somente negativo). Porém, deve-se enfatizar que a quantidade de extremos (positivos e negativos) para o período (26 anos) são iguais, visto a utilização da técnica dos quartis na seleção dos mesmos. A figura 2.22b mostra 7 anos com um número de eventos positivos sendo maior que o de negativos e 12 anos sendo o oposto, com 7 anos apresentando a mesma quantidade de ambos os extremos. Os anos de 1989, 1993 e 1994 apresentaram predominância de extremos negativos sobre os positivos para ambos os mares e o ano de 2004 apresentou predominância de extremos positivos sobre os negativos. Já o ano de 1984 apresentou a predominância de ambos os extremos para os dois mares em análise.

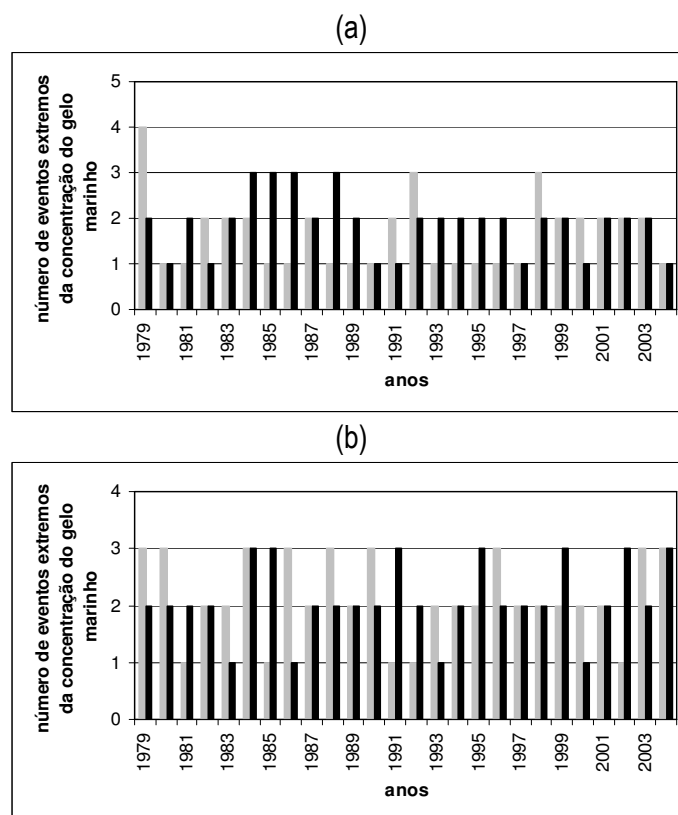


**Figura 2.22:** Número de eventos extremos positivos (q75; barra preta) e negativos (q25; barra cinza) de anomalias intra-sazonais da extensão do gelo marinho (Km<sup>2</sup>) para o período de inverno (junho – setembro) nos Mares de Weddell (a) e Amundsen-Bellinghshausen (b). Os extremos da série temporal foram obtidos a partir dos q75 e q25 do período de inverno (junho-setembro).

Em relação à figura 2.23, utilizaram-se os mesmos métodos da figura 2.22, porém com os extremos e o período de verão. A figura 2.23a mostra 10 anos predominantes de ocorrência de extremos positivos sobre os negativos e 10 anos de predominância de ambos os extremos. Em contrapartida, a mesma figura mostra 6 anos onde a predominância foi de extremos negativos em relação aos positivos.

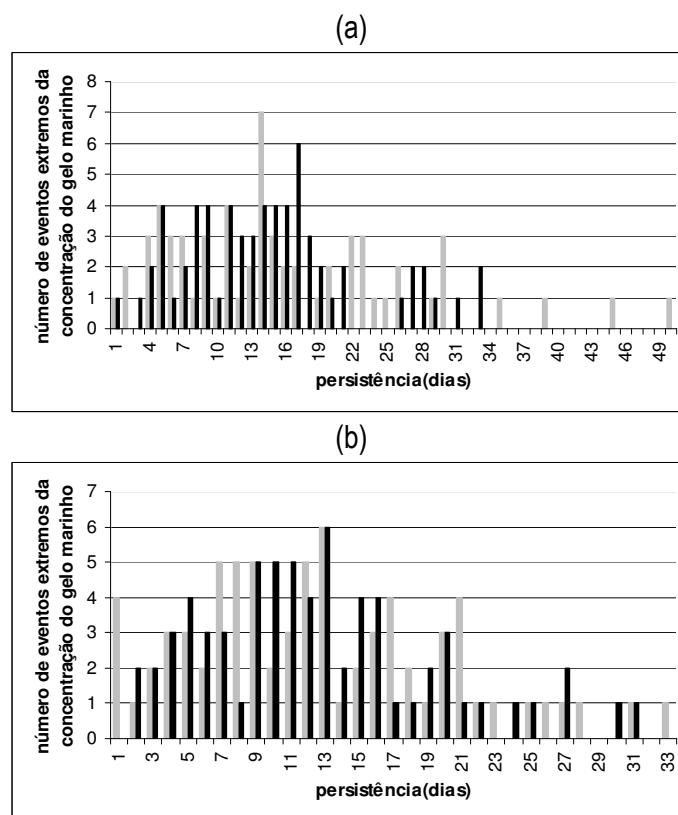
Já na figura 2.23b observa-se uma ligeira predominância de ocorrências de extremos negativos sobre os positivos (10 anos). Houve ainda 7 anos onde a predominância foi de extremos positivos sobre os negativos e 9 anos onde foi de ambos os extremos.

Comparando-se as figuras 2.23a e 2.23b nota-se que os anos de 1979 e 2000 mostram concordância quanto à predominância de extremos negativos sobre os positivos enquanto que os anos de 1981, 1985 e 1995 mostram concordância em relação aos extremos positivos sobre os negativos. Os anos de 1987, 1997, 2001 e 2004 (anos com meses apresentando a fase positiva do ENOS, exceto em 2001) mostram concordância em relação à predominância de ambos os extremos.



**Figura 2.23:** Como na figura 2.22, mas para os extremos de verão, para o período do verão.

Com o objetivo de observar a distribuição da duração dos eventos mostrado na figura 2.22, foram calculadas as distribuições de frequência das persistências, definidas conforme descrito acima. Para as persistências do período de inverno (fig. 2.24) observa-se na figura 2.24a que o valor central dos extremos positivos é em 17 dias enquanto que para os extremos negativos em 14 dias. A figura 2.24b mostra que o valor central para ambas as variáveis ficou em 13 dias. A mesma figura mostra ainda uma distribuição de frequência do tipo Normal.



**Figura 2.24:** Persistência dos eventos extremos positivos (q75; barra preta) e negativos (q25; barra cinza) das anomalias intra-sazonais da extensão do gelo marinho (Km<sup>2</sup>) para o período de inverno (junho – setembro) nos Mares de Weddell (a) e Amundsen-Bellinghshausen (b). Os extremos da série temporal foram obtidos a partir dos q75 e q25 do período de inverno (junho-setembro).

Em relação às persistências do período de verão (fig. 2.25), a figura 2.25a mostra que os extremos positivos tiveram um maior número de eventos ocorrendo com persistência de 22. Observa-se ainda um pico secundário em 27 dias. Em relação aos extremos negativos, observa-se que a preferência de ocorrência dos eventos foi com persistências de 14 e 27 dias. Já a figura 2.25b mostra picos máximos dos extremos positivos ocorrendo em persistências de 8, 11, 13 e 14 dias. Em relação aos eventos extremos negativos, observam-se picos em 8 e 12 dias de persistências.

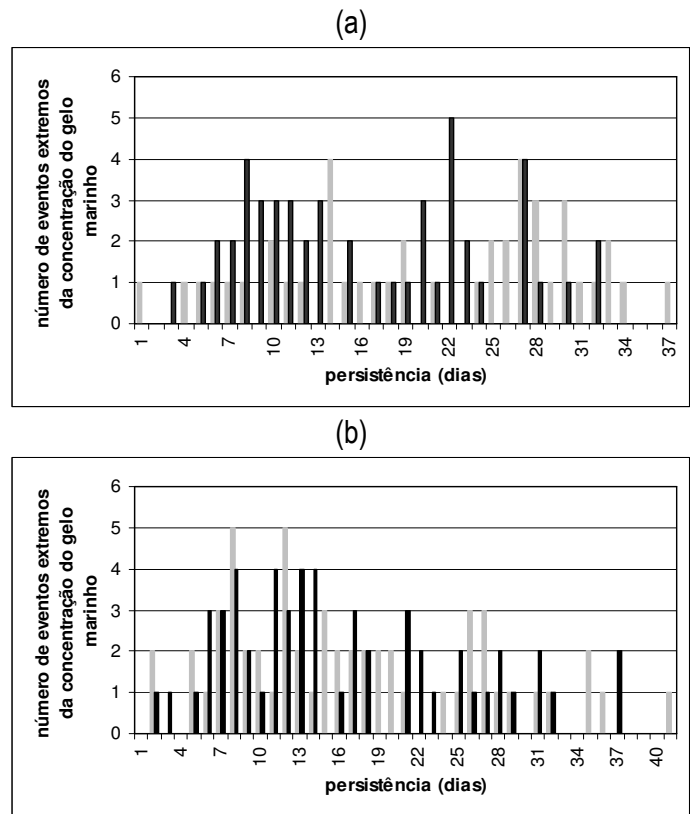


Figura 2.25: Como na figura 2.24, mas para os extremos de verão, para o período do verão.

### 3. EXTREMOS INTRA-SAZONAIS DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO NO MAR DE WEDDELL E NO MAR DE AMUNDSEN-BELLINGSHAUSEN

Em um estudo de caso para o ano de 1996, Yuan et al. (1999) investigaram os processos de interação entre o ar e o gelo marinho antártico utilizando dados de vento em superfície, extensão do gelo marinho e TSM de setembro a dezembro de 1996. Os autores notaram três regiões (Oceano Índico central, leste do Mar de Ross e leste da região do giro de Weddell) com maiores extensões do gelo marinho durante o período de setembro e outubro. Notaram ainda que, para o período, a maioria das tempestades mais fortes e com maiores durações iniciaram ao nordeste dessas regiões. Concluíram que as distribuições espaciais de tais tempestades e o gelo marinho refletem o acoplamento dos processos de interação ar - gelo marinho. Utilizando análises dos campos do vento em superfície, observaram um padrão de circulação atmosférica relativamente estável com número de onda 3 prevalecendo durante a estação da extensão máxima do gelo marinho. As máximas extensões do gelo coincidem com fortes ventos de sul e divergência nos campos do vento associados a esse padrão, sugerindo que a circulação atmosférica é determinante na distribuição espacial do gelo marinho. A extensão regional máxima do gelo oceânico pode realçar o gradiente meridional de pressão em superfície e, conseqüentemente, fortalecer os ventos de oeste ao norte dos limites do gelo marinho. Menores extensões do gelo marinho a leste das maiores extensões do mesmo criam um gradiente térmico zonal local que realça os ventos de sul regionais. Esse *feedback* positivo entre o padrão do trem de ondas e a distribuição do gelo oceânico causa, parcialmente, a propagação para leste da extensão máxima do gelo e também fornece uma condição favorável para a ciclogênese ao nordeste da mesma. O mecanismo da ciclogênese é a instabilidade baroclínica causada pelo fluxo de ar frio do interior do continente antártico em direção as águas oceânicas mais quentes. Os locais onde a TSM são mais quentes e os ventos de sul são mais fortes são potencialmente mais favoráveis a ciclogênese (consistentes com as observações).

Baba e Wakatsuchi (2001) investigaram a variabilidade intra-sazonal da borda do gelo marinho (filtro passa banda de 5-31 dias e período 1990-1997) no inverno e concluíram que a variabilidade intra-sazonal máxima ocorre nas regiões marginais do gelo nas latitudes mais baixas, com a área do gelo em volta da Antártida com regiões de consideráveis tamanhos apresentando relativos aumentos e diminuições em sua extensão. Essa variabilidade das bordas do gelo marinho se propaga para o leste através durante o período de inverno, sendo essa propagação coerente com a variabilidade dos campos atmosféricos (altura geopotencial, temperatura do ar em superfície e velocidade meridional do vento) sobre e ao redor das margens do gelo marinho.

O objetivo do presente estudo é investigar as relações entre distúrbios atmosféricos em escala intra-sazonal e a variabilidade da extensão do gelo na mesma banda de freqüência. Para esta finalidade foram construídas composições (médias) defasadas (com *lag*) das seguintes variáveis meteorológicas filtradas na



escala intra-sazonal (20-100 dias) através do método da FFT (ver item 2.7): geopotencial (mgp) em 200 hPa (H200), vento zonal (m/s) em 850 hPa (U850) e 200hPa (U200), vento meridional (m/s) em 850 hPa (V850) e temperatura de película (K) ou *skin temperature* (SKT) a qual é um *proxy* da TSM sobre o oceano (Kalnay et al. 1996). Os dados foram obtidos de reanálises NCEP/NCAR I com resolução 2.5° de latitude/longitude para a região compreendida entre as latitudes de 90°S e 0° e as longitudes de 0° e 360°, entre 1979 - 2004. De modo a ilustrar as diferentes fases da propagação dos distúrbios intra-sazonais, as médias para as composições das variáveis citadas foram calculadas a partir dos 10 ( $lag = -10$  dias) e 5 ( $lag = -5$  dias) dias anteriores ao dia de observação dos eventos extremos (negativos e positivos) das anomalias intra-sazonais da extensão do gelo marinho antártico com persistência igual e acima de 2 dias, a partir dos primeiros dias ( $lag = 0$ ) de todos os eventos extremos persistentes e a partir de 10 dias posteriores ( $lag = 10$  dias) aos eventos extremos persistentes. Um teste utilizando somente os eventos mais persistentes (eventos com persistências iguais ou superiores que cinco dias) para as composições também foi realizado sendo que, apesar da modificação dos graus de liberdade do teste *t-Student*, os resultados foram equivalentes aos apresentados pelos eventos extremos com persistências iguais ou superiores que dois dias.

Fizeram-se composições das variáveis durante eventos extremos negativos (figs 3.1 - 3.5 para o inverno) e positivos (figs. 3.6 – 3.10 para o inverno) para o Mar de Weddell e durante eventos extremos negativos Amundsen-Bellingshausen (figs. 3.11 - 3.15 para o inverno e 3.21 – 3.25 para o verão) e positivos (figs. 3.16 - 3.20 para o inverno e 3.26 – 3.30 para o verão), onde as linhas tracejadas das figuras indicam anomalias negativas e cheias indicam anomalias positivas. As regiões em cinza claro e escuro indicam significância estatística ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*. Os graus de liberdade para a realização do teste foram baseados nos números de eventos persistentes relacionados aos períodos de extremos do gelo marinho. A escolha dos *lags* para a construção das figuras foram baseados em 10 ( $lag = -10$ ) e 5 ( $lag = -5$ ) dias anteriores ao dia de observação dos extremos ( $lag = 0$ ), e em 10 ( $lag = 10$ ) dias posteriores ao dia do evento.

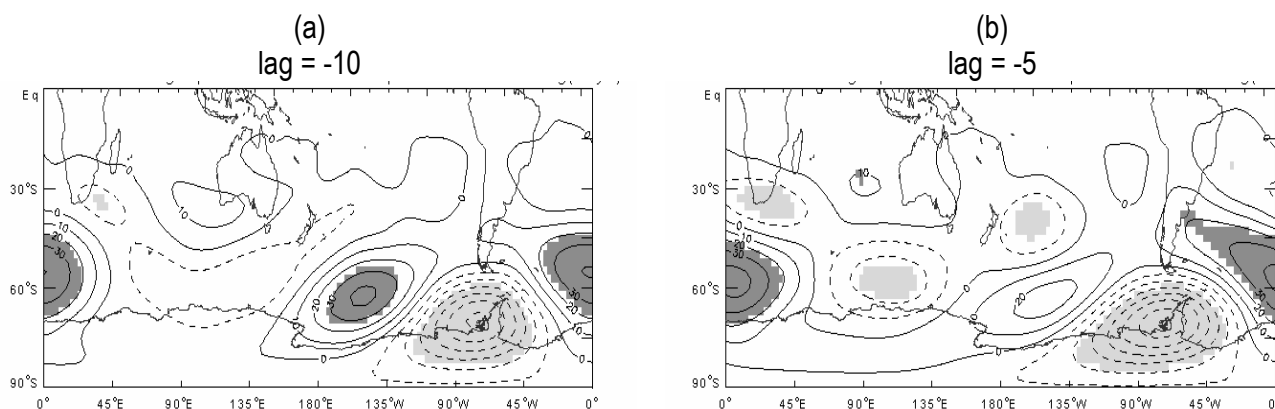
### **3.1 Mecanismos Atmosféricos Associados aos Extremos Intra-sazonais do Gelo Marinho Durante o Inverno Austral**

#### **(i) Mar de Weddell**

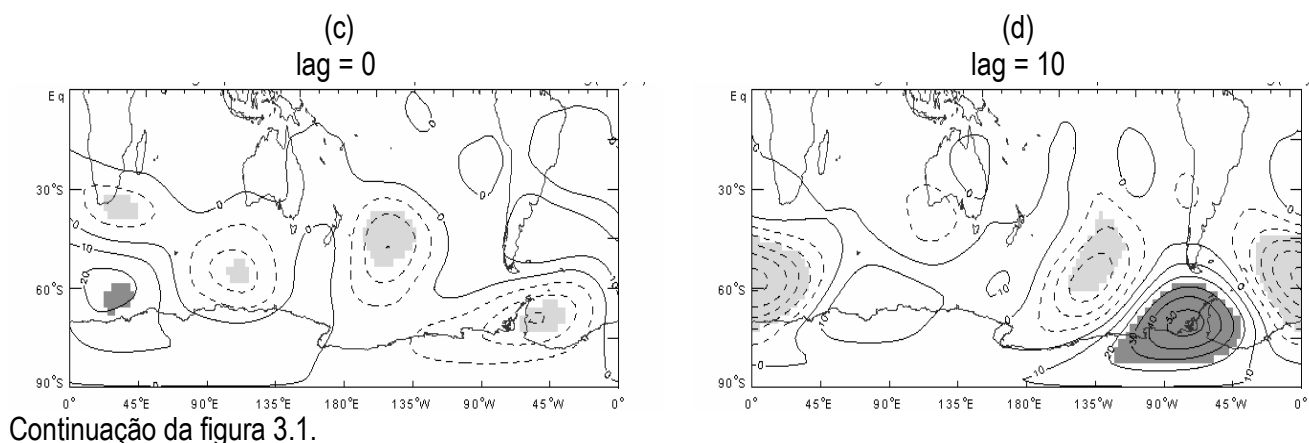
A figura 3.1a mostra que para os extremos negativos (retração) da extensão do gelo marinho, o H200 no  $lag = -10$  dias para a região do Mar de Weddell indica a presença de um trem de ondas circumpolar onde se observa uma anomalia negativa localizada sobre a Península Antártica (PA), pegando toda a costa da peninsular voltada para o Mar de Weddell e para o Mar de Bellingshausen. Observam-se também anomalias positivas ao

nordeste do Mar de Ross e outra ao nordeste do Mar de Weddell (Atlântico central), configurando a perturbação ondulatória atmosférica com número de onda 2. Anomalias negativas de H200 indicam um giro ciclônico (cavado) no HS enquanto que anomalias positivas indicam um giro anticiclônico (crista). A formação desse trem de ondas pode ser observada a partir do  $lag = -15$  dias (não mostrado) com gradativa intensificação das anomalias até o  $lag = -10$  dias.

Cinco dias anteriores ao dia do evento extremo (fig. 3.1b), nota-se a persistência da anomalia negativa de H200 sobre a PA e da positiva ao nordeste do Mar de Weddell. Esse tipo de configuração que persistiu gera advecção quente como será visto posteriormente. Observa-se ainda o desaparecimento da anomalia positiva sobre o nordeste do Mar de Ross e o aparecimento de uma anomalia negativa sobre o Índico leste. Observa-se ainda o surgimento de duas anomalias negativas de H200 sendo uma sobre o extremo sul da África e outra a leste da Nova Zelândia, mostrando uma propagação de ondas no sentido meridional em direção as latitudes médias. No dia do evento (fig. 3.1c), a anomalia negativa perdeu intensidade e se propagou, se localizando exatamente sobre o Mar de Weddell. Ocorreu ainda a desconfiguração do trem de ondas em relação à figura anterior (3.1b). Deve-se considerar que o período de inverno é caracterizado por uma quase ausência de radiação solar nos pólos, e, portanto, os efeitos mecânicos e a interação oceano-atmosfera são fundamentais para determinar a variabilidade do gelo. Dez dias após o evento (fig. 3.1d), há uma inversão de fase das anomalias. Essa mudança de fase das anomalias indica que ouve a propagação de oeste para leste do trem de ondas circumpolar. Observa-se ainda que o trem de ondas se desintensifica gradativamente até desaparecer completamente no  $lag = 20$  dias (não mostrado).



**Figura 3.1:** Composições defasadas de anomalias de altura geopotencial (m) em 200 hPa (H200) durante períodos de eventos extremos negativos da extensão do gelo marinho antártico na escala intra-sazonal (20-90 dias) para o Mar de Weddell, onde (a) representa 10 dias anteriores ao evento extremo observado, (b) 5 dias anteriores ao evento, (c) indica o dia do evento extremo e (d) 10 dias posteriores ao dia do evento extremo negativo observado. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -200 (200) com intervalo de 10 para H200. Áreas coloridas são significativas ao nível de 95% baseado no teste t de Student, com número de graus de liberdade (nof) igual a 62.

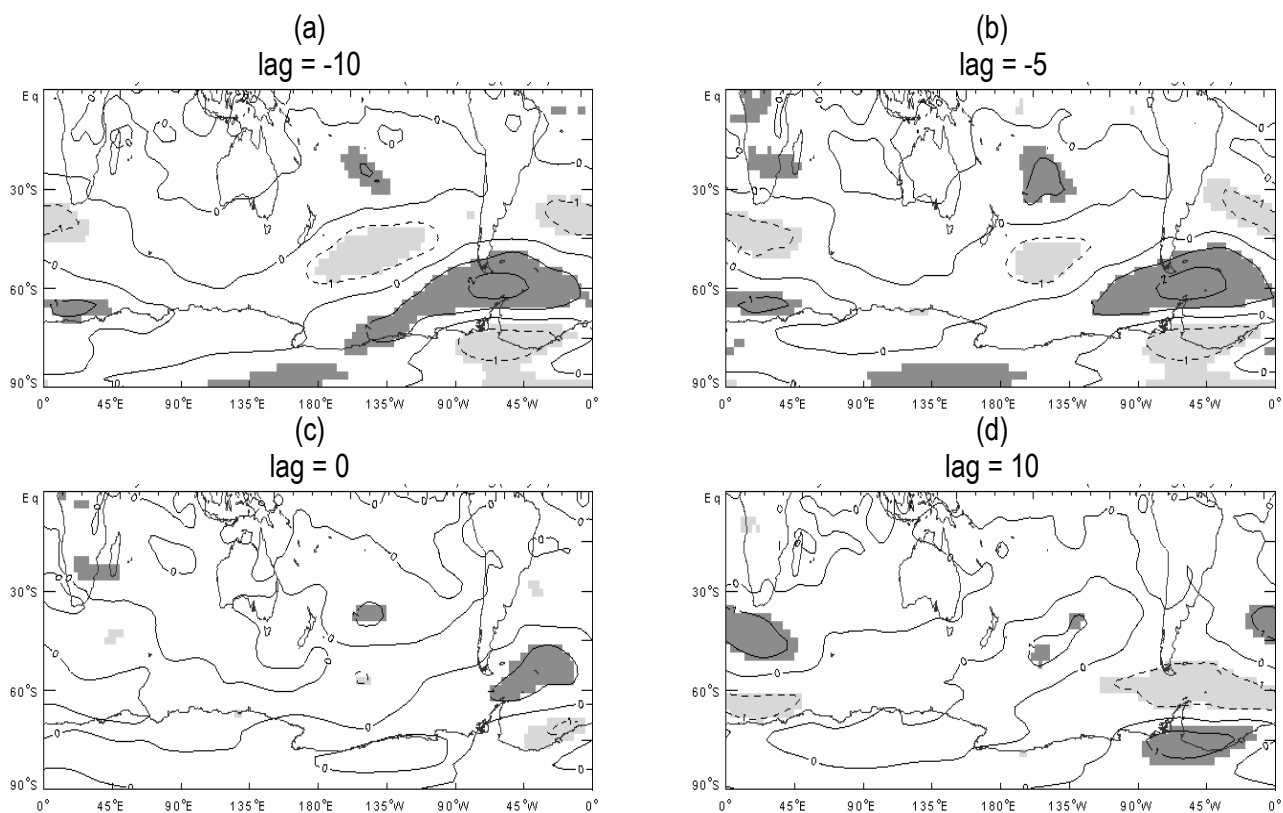


Continuação da figura 3.1.

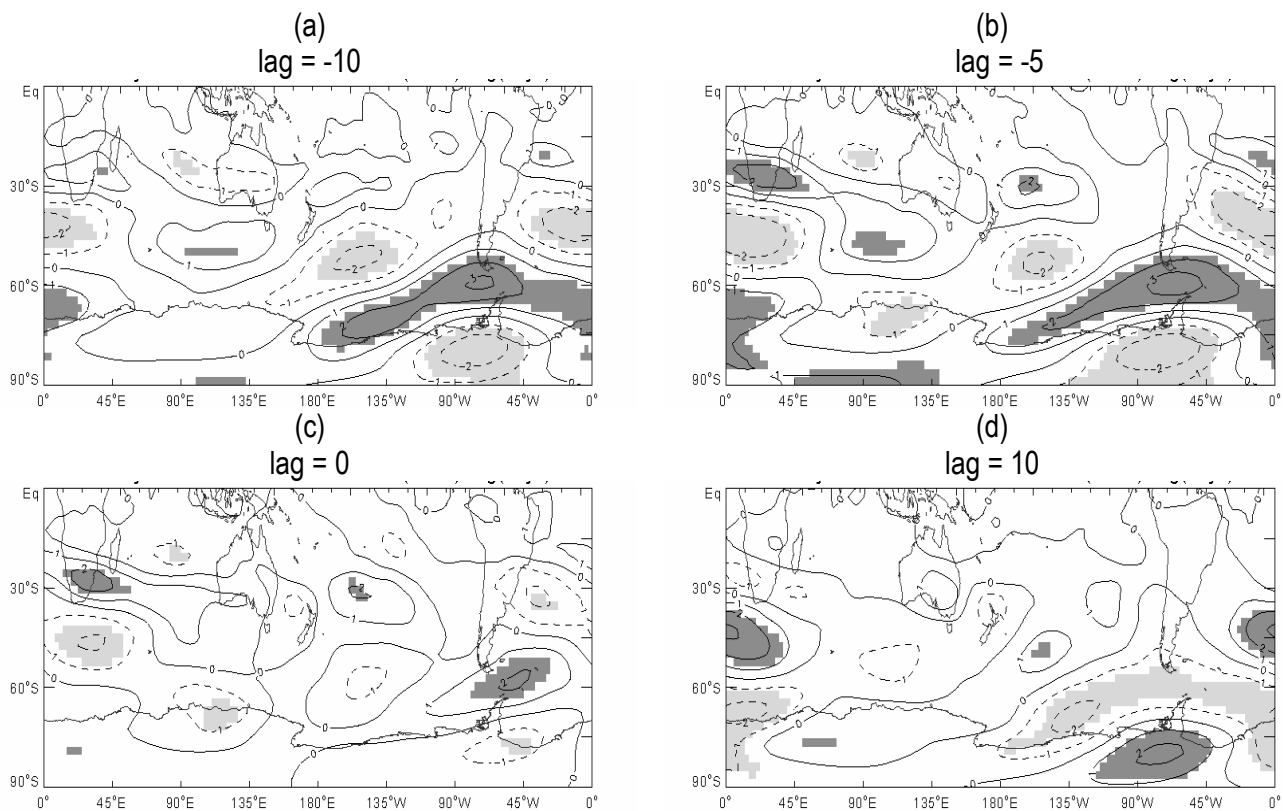
A figura 3.2a mostra, para o  $lag = -10$  dias, anomalias de leste de U850 sobre a costa continental do Mar de Weddell de oeste sobre a latitude de localização da ACC, se estendendo para o Mar de Bellingshausen. Anomalias negativas de U850 indicam ventos de leste enquanto positivas indicam ventos de oeste. Assim como na figura no caso da figura 3.1, observam-se as anomalias se formando a partir do  $lag = -15$  dias (não mostrado) e se intensificando até o  $lag = -10$  dias. Através das anomalias de U200 da figura 3.3a, podemos observar a configuração de um giro ciclônico sobre as regiões dos mares de Weddell e Bellingshausen leste, e ainda a configuração de giros anti-ciclônicos sobre o Atlântico central e a região nordeste do Mar de Ross, assim com observado na figura 3.1a.

Em cinco dias anteriores ao evento extremo, observa-se a persistência das anomalias de U850 (fig. 3.2b) e U200 (fig. 3.3b), com ligeira diminuição de intensidade. As configurações de giros ciclônicos e anti-ciclônicos apresentadas pelas anomalias de U200 (fig. 3.3b) são observadas na figura 3.1b.

Já no dia do evento (figs. 3.2c e 3.3c), houve a propagação das anomalias para leste com a desintensificação das mesmas e dez dias após a observação do evento extremo negativo (figs. 3.2d e 3.3d), observa-se a mudança de fase das anomalias, com ventos de leste ao extremo norte do Mar de Weddell e ventos de oeste na costa continental do Mar de Weddell. Sendo assim, conclui-se que nos casos dos dias anteriores a observação do evento extremo, a associação entre os ventos de leste ao sul do Mar de Weddell e os ventos de oeste ao norte do Mar de Weddell configura um giro ciclônico e, no caso dos dias posteriores ao dia do evento, há a configuração de giro anticiclônico, assim como se pode ver na figura 3.1. A figura 3.1c indica também a estrutura barotrópica dos giros observados na figura 3.2a, 3.3a, 3.2b e 3.3b nos extratropicais.



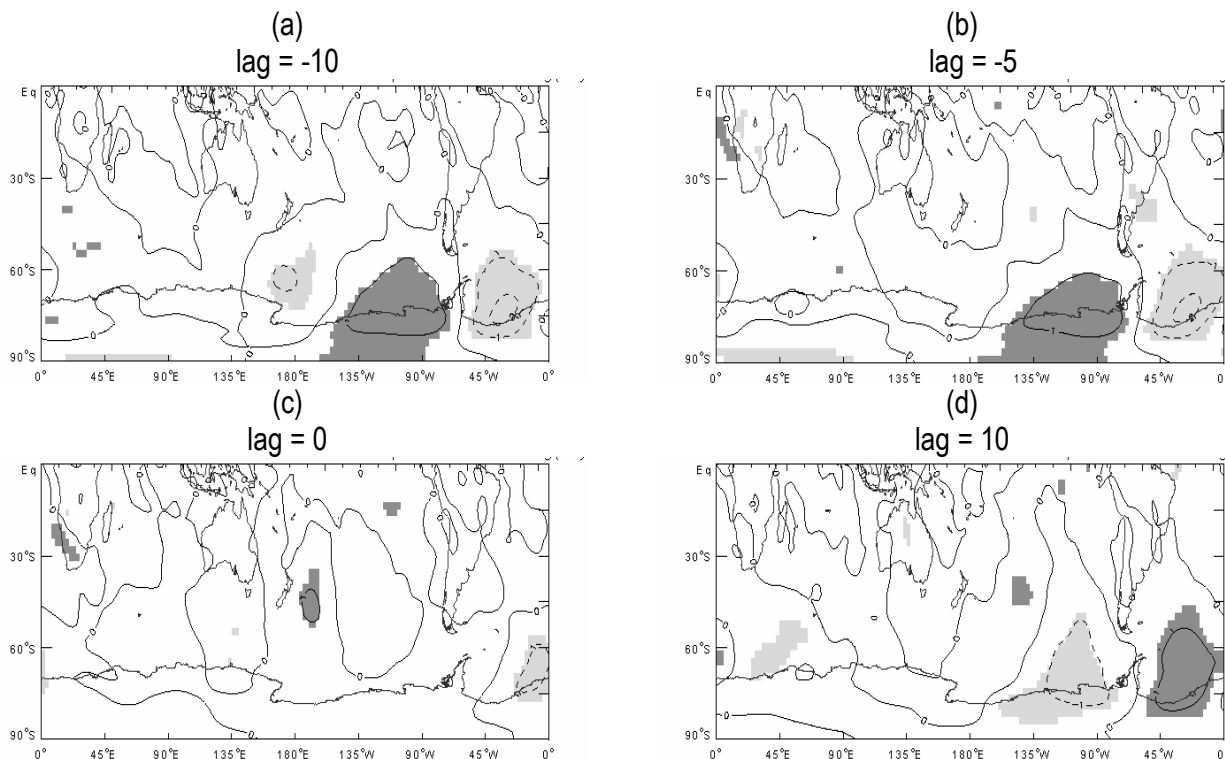
**Figura 3.2:** Como na figura 3.1, mas para o vento zonal (m/s) em 850 hPa (U850). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em -5 (5) com intervalo de 1 para U850 (nof=62).



**Figura 3.3:** Como na figura 3.2, mas para vento zonal (m/s) em 200 hPa (U200; nof = 62).

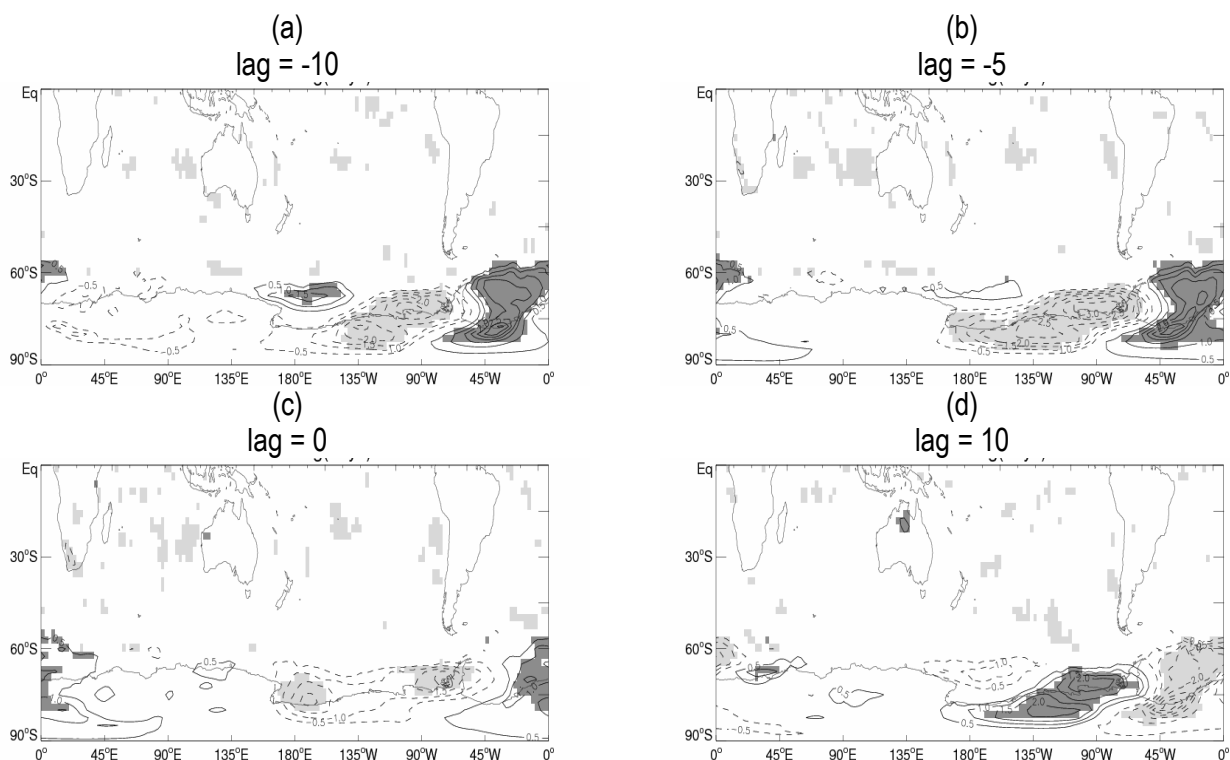
Em relação às anomalias do V850 (fig. 3.4), observou-se no  $lag = -10$  dias (fig. 3.4a) a ocorrência de anomalias negativas da variável sobre o Mar de Weddell, indicando a ocorrência de ventos proveniente do norte com a persistência da mesma no  $lag = -5$  dias (fig. 3.4b). Tais ventos de latitudes mais baixas são mais quentes (a temperatura sobre o oceano circumpolar antártico é mais quente do que sobre o gelo marinho e continental) e, com isso, há o realce da modulação de eventos extremos negativos da extensão do gelo marinho.

No dia do evento extremo negativo (fig. 3.4c), a desintensificação das anomalias de V850, com ventos de norte sobre o Atlântico central. A figura 3.4d mostra que 10 dias depois do dia de ocorrência dos extremos negativos, há a mudança de fase de fase de V850, indicando uma propagação para leste.



**Figura 3. 4:** Como na figura 3.3, mas para o vento meridional (m/s) em 850 hPa (V850; nof = 62).

A figura 3.5 mostra as composições feitas para a SKT onde, no  $lag = -10$  dias (fig. 3.5a), notam-se anomalias positivas (negativas) da variável no Mar de Weddell (Amundsen-Bellinghshausen). No  $lag = -5$  dias (fig. 3.5b) ocorre a persistência das anomalias e, no dia do evento extremo (fig. 3.5c), observa-se a desintensificação das anomalias. Dez dias posteriores ao evento extremo (fig. 3.5d), a inversão do sinal configura a reversão na extensão do gelo marinho antártico. É importante lembrar que no presente trabalho não foi feita nenhuma distinção na SKT entre a temperatura do gelo marinho e a TSM. Assim, os resultados indicam tanto o efeito do aumento/diminuição do gelo quanto a TSM que circunda os mares gelados próximos à Antártica.



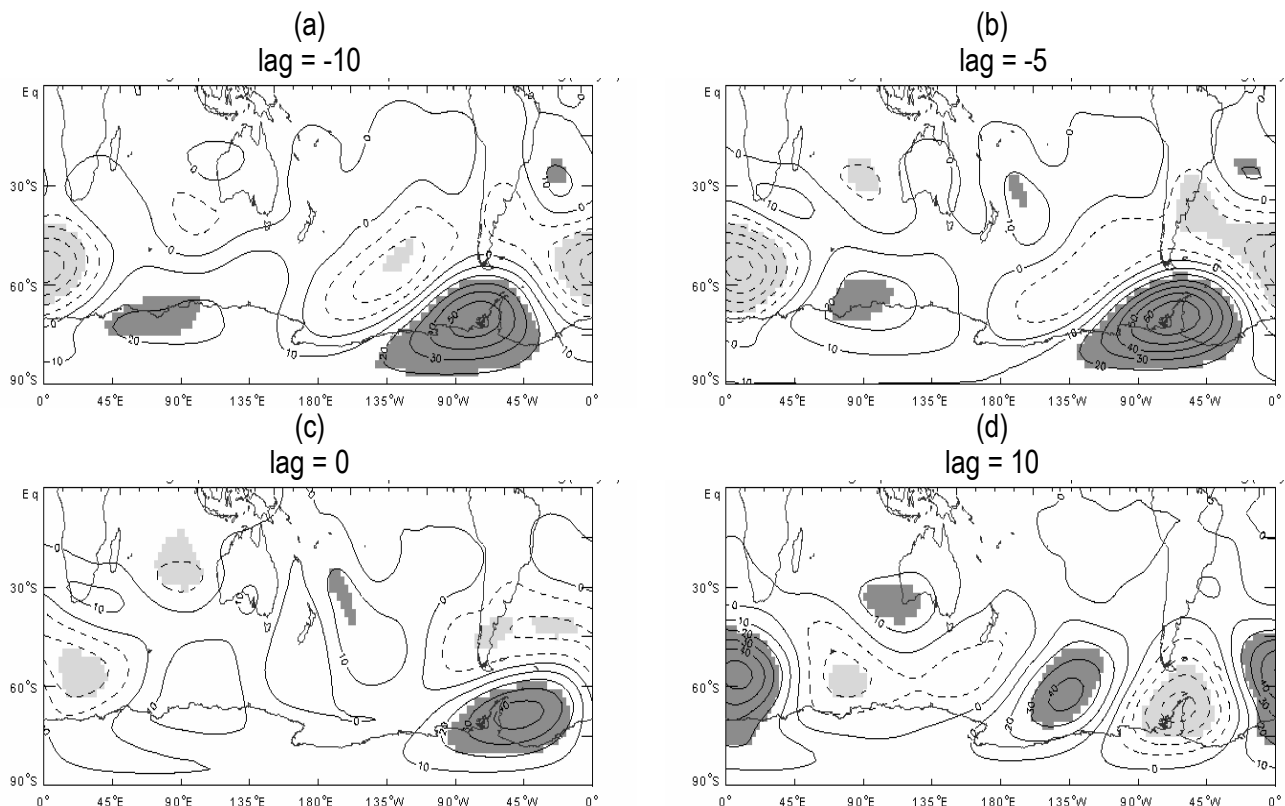
**Figura 3. 5:** Como na figura 3.4, mas para a temperatura de película ( $^{\circ}\text{C}$ ). Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) começando em  $-4$  (4) com intervalo de 0.5 (nof = 64).

Em relação aos extremos positivos, ou seja, aumento na extensão do gelo marinho antártico, a figura 3.6a mostra anomalias positivas de H200 sobre o Mar de Bellingshausen, se estendendo sobre a PA e a região costeira peninsular do Mar de Weddell no  $lag = -10$  dias. Há ainda uma anomalia negativa de H200 ao nordeste do Mar de Weddell, a qual indica a existência do trem de ondas circumpolar que promove advecção fria na região e modula os extremos positivos da extensão do gelo marinho. As anomalias observadas persistem no  $lag = -5$  dias (fig. 3.6b) e se propagam ligeiramente para leste. Observam-se ainda os surgimentos de uma anomalia negativa de H200 no Índico central (aproximadamente em  $30^{\circ}\text{S}$ ) e duas positivas, sendo uma ao nordeste da Nova Zelândia e a outra no Atlântico oeste em aproximadamente  $25^{\circ}\text{S}$ . Essas novas anomalias indicam que há trens de ondas com propagações meridionais nessas regiões, assim como observado no caso dos extremos negativos (fig. 3.1b), porém com fases opostas.

No  $lag = 0$  (fig. 3.6c) observa-se o enfraquecimento das anomalias de H200 com a desconfiguração dos trens de ondas zonal e meridional. No  $lag = 10$  dias há a inversão de fase das anomalias, o que sugere a configuração dinâmica que favorece a ocorrência de extremos negativos da extensão do gelo marinho regional.

Comparando-se as figuras 3.1 e 3.6, observa-se que as anomalias de H200 mostradas em todos os casos ( $lags$ ) dos eventos extremos negativos (fig. 3.1) apresentam-se com fase oposta as observadas no caso dos

eventos extremos positivos (fig. 3.6), mostrando que distintas fases do trem de ondas circumpolar induzem na modulação de extremos opostos.



**Figura 3.6:** Como na figura 3.1, mas para extremos positivos ( $\text{nof} = 64$ ).

As figuras 3.7 e 3.8 mostram a persistência de anomalias de oeste sobre a região costeira continental do Mar de Weddell e nas latitudes médias sobre o Atlântico centro-leste, e ainda anomalias de leste em todo o estreito de Drake passando pelo Mar da Scotia, e sobre a região costeira do centro-leste do Atlântico, com ligeiro deslocamento para leste e desintensificação das anomalias entre os  $\text{lags} = -10$  dias (figs. 3.7a e 3.8a),  $\text{lag} = -5$  dias (figs. 3.7b e 3.8b) e  $\text{lag} = 0$  (figs. 3.7c e 3.8c). No  $\text{lag} = 10$  dias (figs. 3.7d e 3.8d) houve a inversão de fase das anomalias sobre os mares de Weddell e centro-leste do Atlântico. Os resultados sugerem um giro anticiclônico anterior ao dia do evento extremo positivo e ciclônico após o evento (assim como na figura 3.6), sendo todo o sistema observado desde baixos níveis até altos níveis.

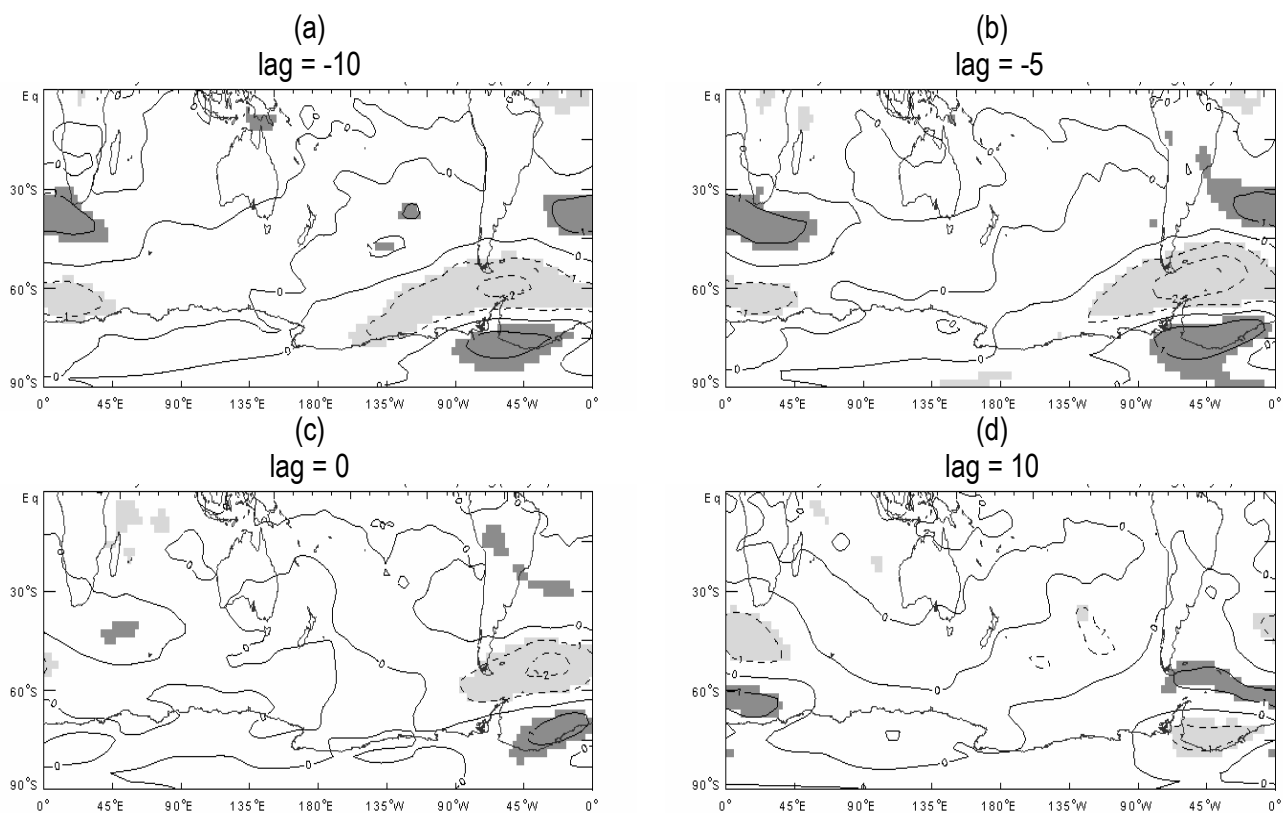


Figura 3.7: Como na figura 3.2, mas para extremos positivos (nof = 64).

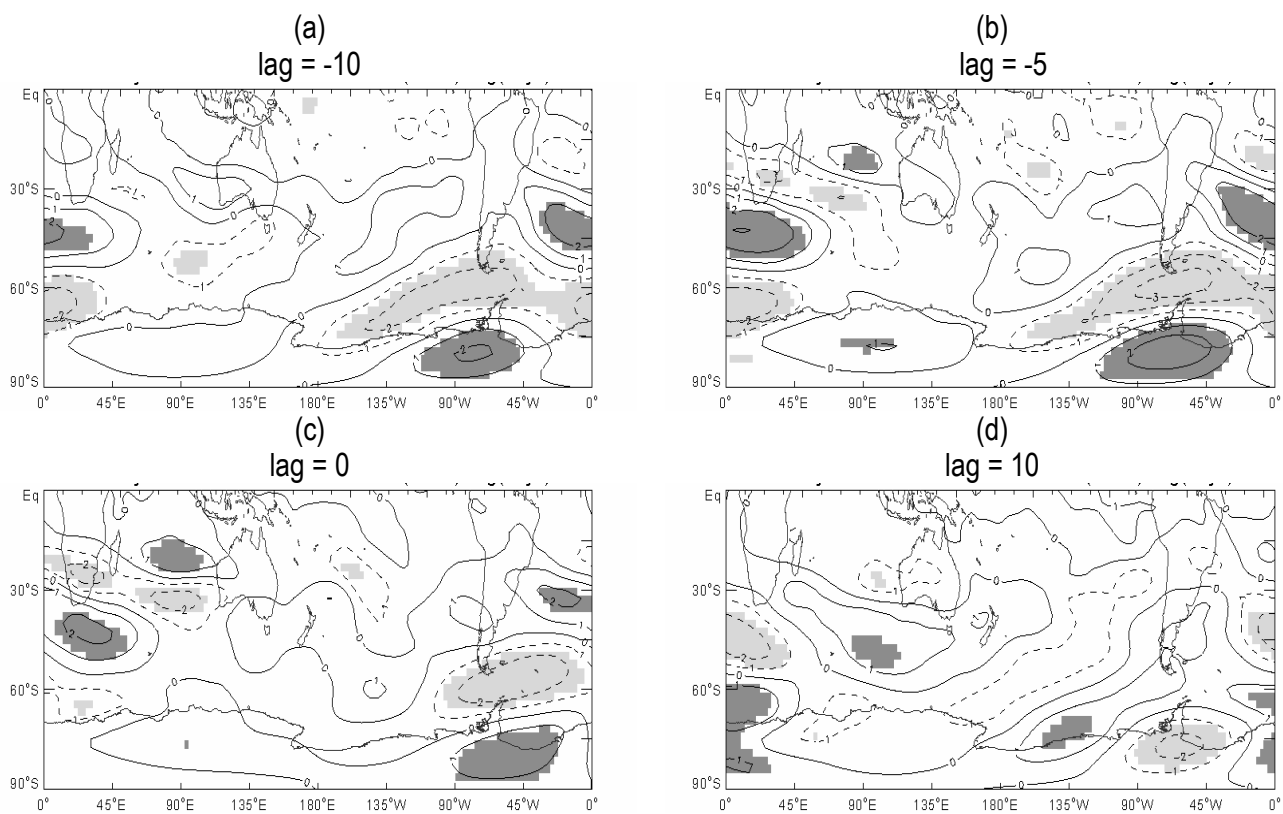
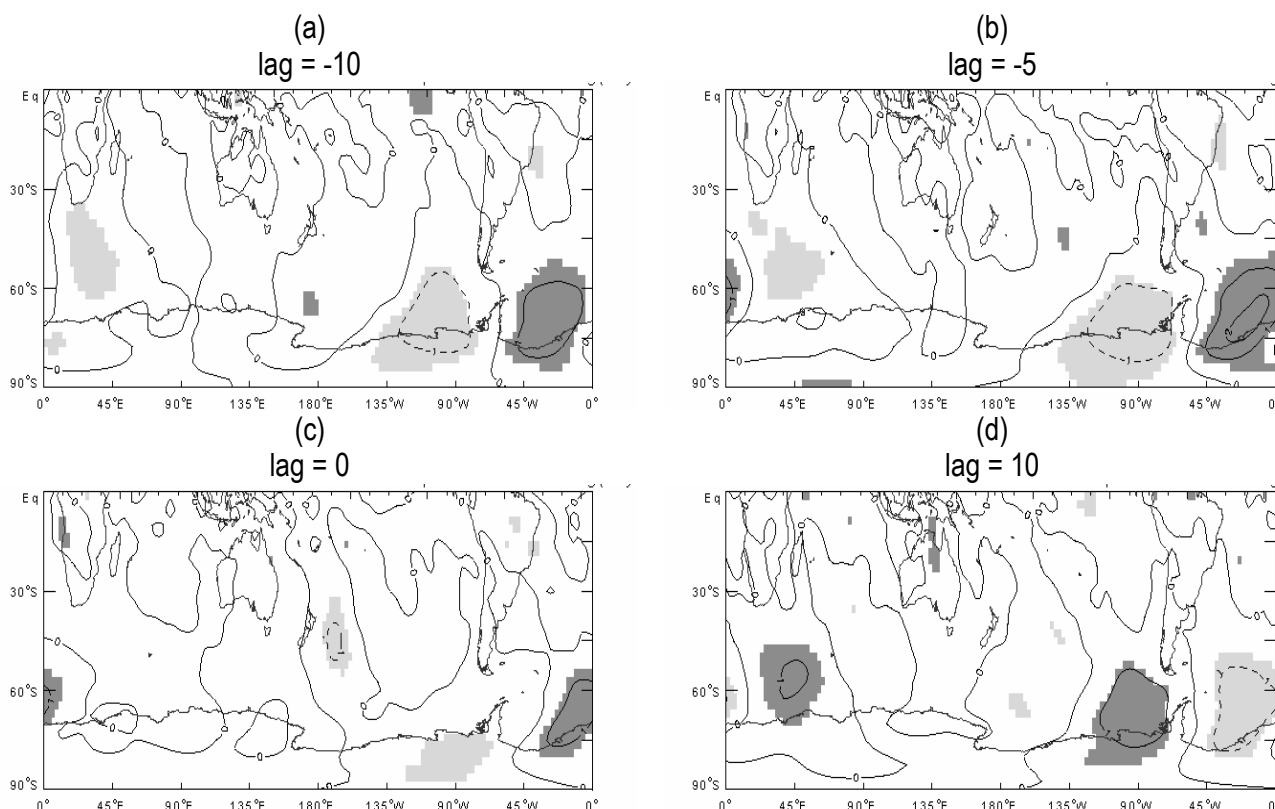


Figura 3.8: Como na figura 3.3, mas para extremos positivos (nof = 64).



A figura 3.9a mostra ventos de sul sobre o Mar de Weddell e ventos de norte sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen e sobre o oceano logo ao sul do extremo sul do continente africano no  $lag = -10$  dias, com persistência e ligeiro deslocamento para leste das anomalias no  $lag = -5$  dias (fig. 3.9b). Os ventos vindos do interior do domo de gelo antártico trazem consigo areias mais frias, realçando os extremos positivos da extensão do gelo marinho por todo o Mar de Weddell.

No  $lag = 0$  (fig. 3.9c) nota-se a desintensificação das anomalias e a propagação para leste das mesmas, com anomalias positivas de V850 sobre o extremo leste do Mar de Weddell. Dez dias após o evento extremo positivo (fig. 3.9d), há a configuração propícia para a ocorrência dos eventos extremos negativos na extensão do gelo marinho. O posicionamento das anomalias de H200 (fig. 3.6) configura as situações dos esquemas de ventos meridionais apresentados aqui, pela figura 3.9.

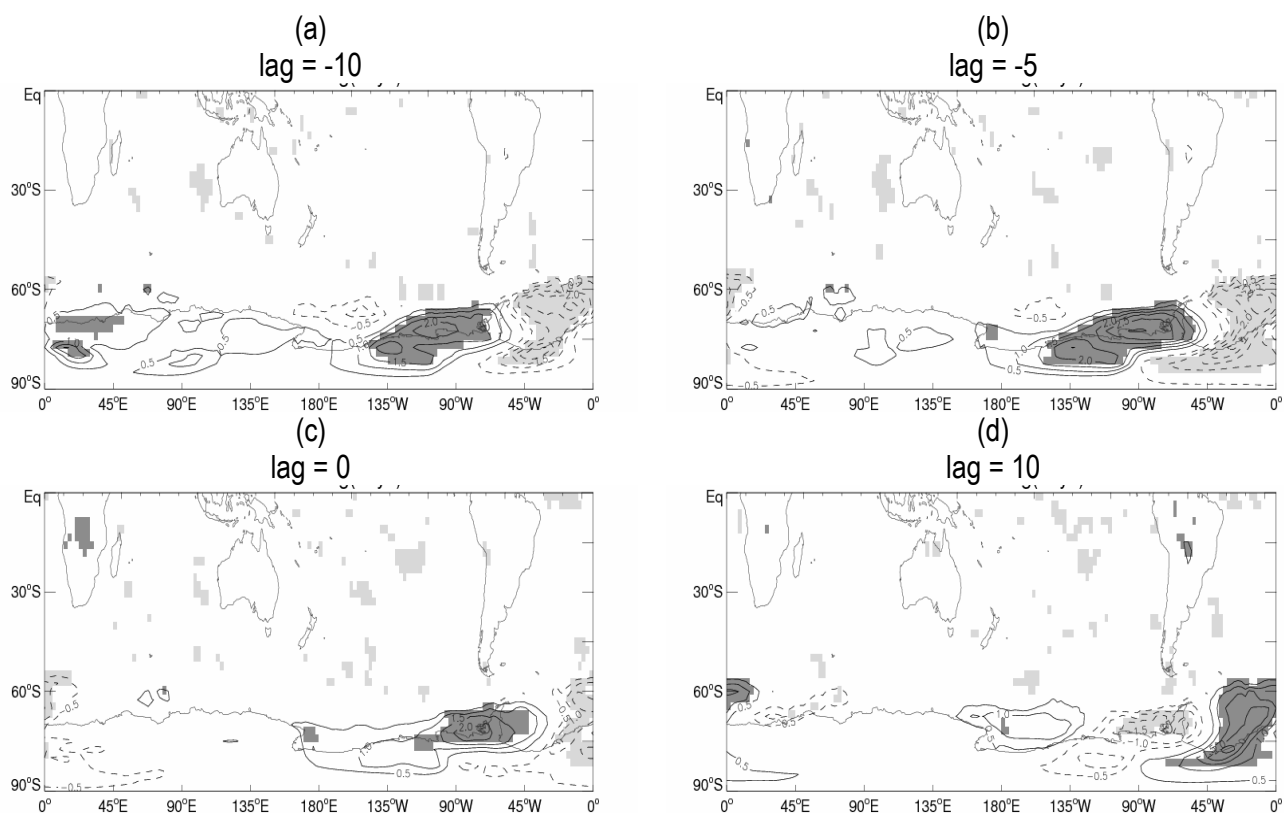


**Figura 3.9:** Como na figura 3.4, mas para extremos positivos (nof = 64).

A SKT (fig. 3.10) apresenta persistências anômalas negativas sobre Mar de Weddell nos  $lag = -10$  dias (fig. 3.10a) e  $lag = -5$  dias (fig. 3.10b), com um ligeiro deslocamento para leste das anomalias. No dia do evento extremo positivo observado (fig. 3.10c), há o deslocamento da anomalia negativa para o extremo leste do Mar de Weddell e nota-se ainda o surgimento de anomalias positivas na costa peninsular do mesmo mar. Já 10

dias após o evento extremo positivo (fig. 3.10d) houve a inversão de fase das anomalias, modulando os eventos extremos negativos da extensão do gelo oceânico local.

Comparando-se os casos de inverno dos eventos extremos negativos (figs. 3.1– 3.5) e positivos (figs. 3.6– 3.10), observa-se que em ambos os casos as anomalias começam a se formar aproximadamente no  $lag = -15$  dias (não mostrado). As anomalias se intensificam até o  $lag = -10$  dias para a maioria dos casos, perdendo o sinal e se propagando para leste após o  $lag = -5$  dias até o  $lag = 0$ . Após o dia dos eventos extremos, as anomalias invertem suas fases e se intensificam até o  $lag = 10$  dias, perdendo suas intensidades no  $lag = 20$  dias (não mostrado), aproximadamente. Observou-se ainda que as anomalias de H200 mostradas em todos os casos ( $lags$ ) dos eventos extremos negativos (fig. 3.1) apresentam-se com fase oposta as observadas no caso dos eventos extremos positivos (fig. 3.6), mostrando que distintas fases do trem de ondas circumpolar e seus mecanismos atmosféricos e oceânicos associados (figs. 3.2-3.5 e 3.7-3.10) modulam eventos extremos opostos.



**Figura 3.10:** Como na figura 3.5, mas para extremos positivos ( $nof = 64$ ).

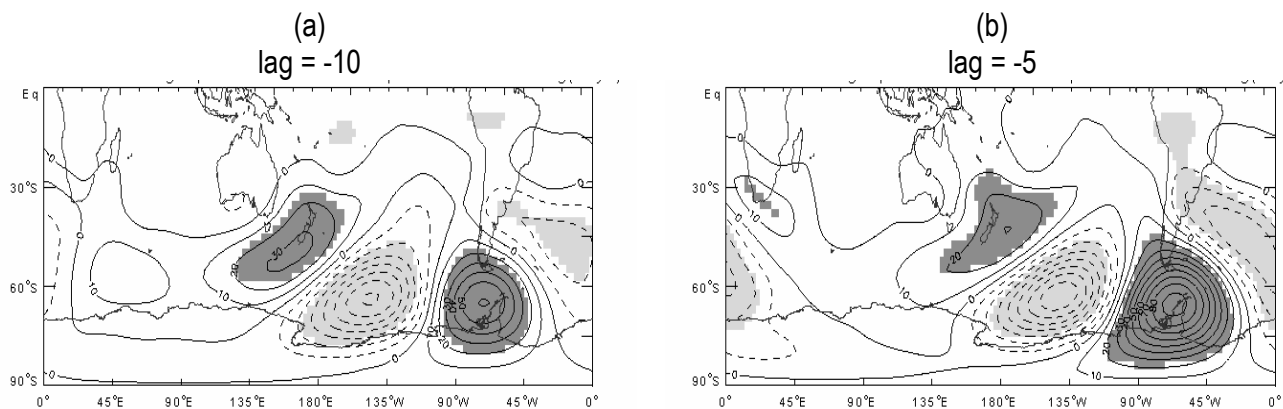
(ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

As figuras 3.11-3.15 foram construídas da mesma forma que as figuras 3.1-3.5 respectivamente, porém para o Mar de Amundsen-Bellingshausen. A figura 3.11a mostra o trem de ondas circumpolar bem definido e

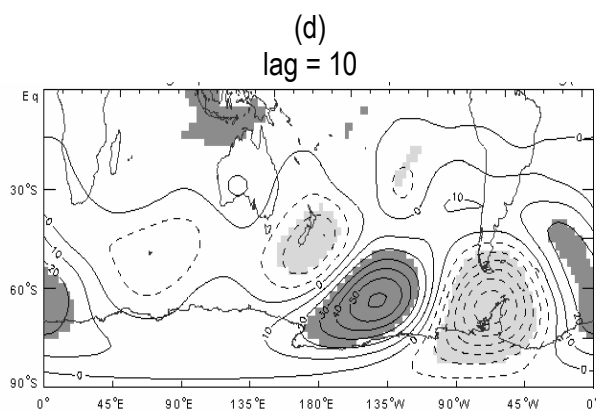
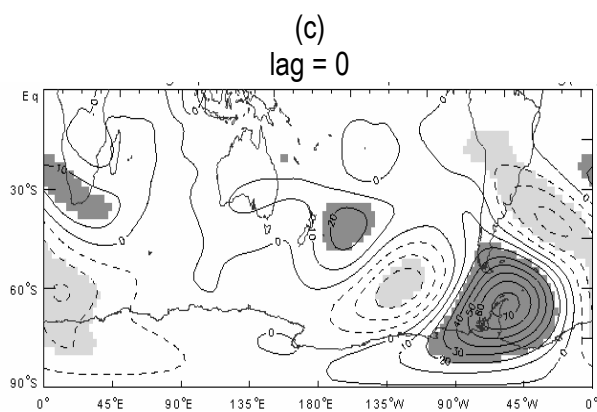
persistindo até o  $lag = -5$  dias (fig. 3.11b). Nota-se em ambas as figuras anomalias positivas de H200 sobre a PA e sobre a Nova Zelândia, enquanto que anomalias negativas são observadas sobre o Atlântico central e sobre o Pacífico central.

No  $lag = 0$  (fig. 3.11c) observa-se a persistência das anomalias, porém com ligeira desintensificação das mesmas. Observa-se ainda a propagação meridional de um trem de ondas sobre o Atlântico centro-leste, com anomalias negativas em torno de  $60^{\circ}\text{S}$  e positivas em torno de  $30^{\circ}\text{S}$ . No  $lag = 10$  dias (fig. 3.11d), observa-se a mudança de fases das anomalias de H200, com um trem de ondas meridional se propagando desde latitudes mais altas do Oceano Pacífico central ata as latitudes equatoriais ao norte da Austrália. Observa-se ainda a propagação do trem de ondas para leste entre as figuras 3.11a e 3.11d.

Comparando-se os casos de eventos extremos negativos entre os mares de Weddell (fig. 3.1) e Amundsen-Bellingshausen (fig. 3.11), observa-se o trem de ondas subtropical apresentando fases distintas entre um mar e o outro. Assim, nota-se que a localização geográfica de ambos os mares (apesar de próximos um do outro) define a modulação dos extremos negativos do gelo marinho por fases opostas do trem de ondas de latitudes médias. As configurações dos trens de ondas em ambos os mares é favorável para a modulação dos extremos negativos (positivos) anterior (posterior) ao dia do evento extremo ( $lag = 0$ ). Um trem de ondas com propagação meridional localizado sobre o Atlântico leste é observado em ambos os mares nos  $lag = -5$  dias (fig. 3.1b e 3.11b) e  $lag = 0$  (figs. 3.1c e 3.11c), porém com fases opostas.



**Figura 3.11:** Como na figura 3.1, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen ( $nof = 70$ ).



Continuação da figura 3.11.

Associado as anomalias de H200, podem-se observar a componente zonal dos ventos através das composições feitas para as anomalias de U850 e U200 das figuras 3.12 e 3.13. A atmosfera mostra-se profunda, podendo-se enxergar praticamente as mesmas anomalias entre as figuras 3.12 e 3.12. Nos  $lag = -10$  dias (figs. 3.12a e 3.13a),  $lag = -5$  dias (figs. 3.12b e 3.13b) e  $lag = 0$  (fig. 3.12c e 3.13c), observa-se a persistência com enfraquecimento no  $lag = 0$  de ventos de leste no oeste do Mar de Amundsen-Bellinghousen e ventos de oeste a leste do mesmo, na faixa costeira continental. Ao norte dessas anomalias, observamos ventos de oeste no oeste do Mar de Amundsen-Bellinghousen e ventos de leste a leste do mesmo.

Assim como na análise comparativa feita no caso das anomalias de H200 para os extremos negativos nos mares de Weddell (fig. 3.1a) e Amundsen-Bellinghousen (fig. 3.11a), pode-se observar anomalias de sinais opostos entre as figuras 3.2-3.3 e 3.12-3.13, relativas às distintas fases do trem de ondas de latitudes médias.

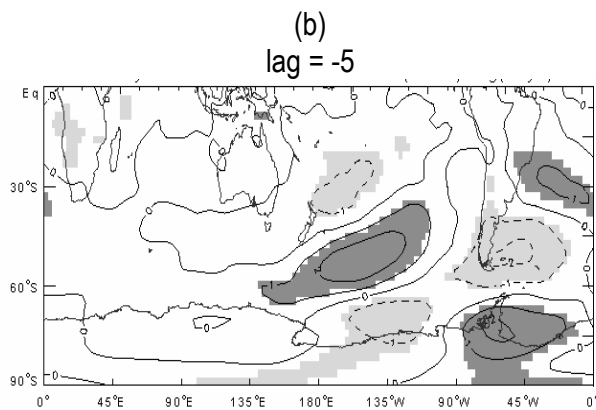
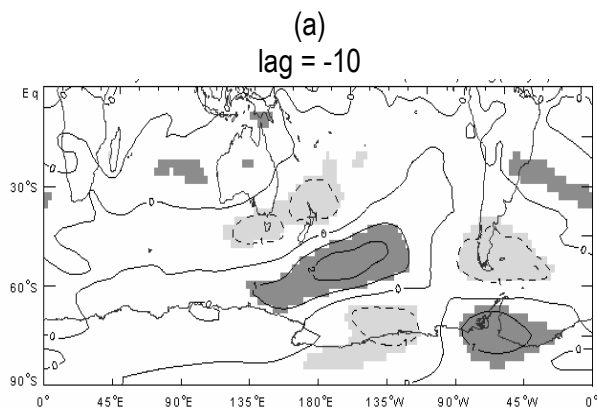
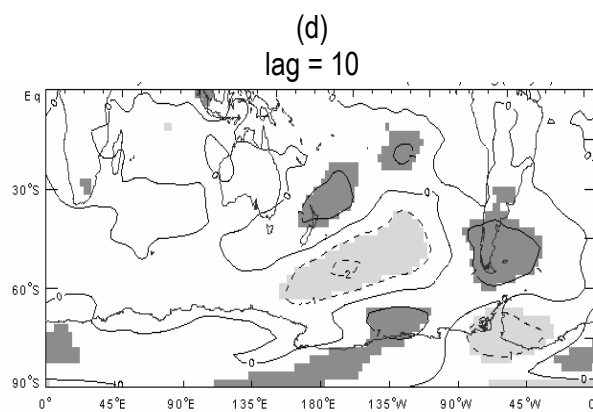
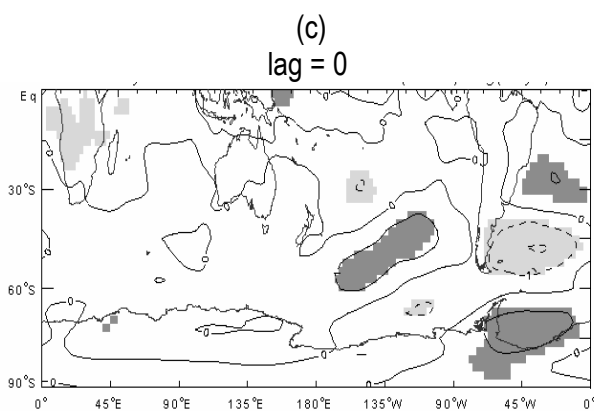
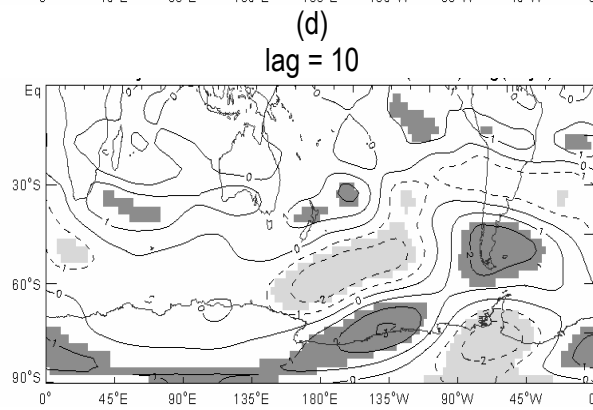
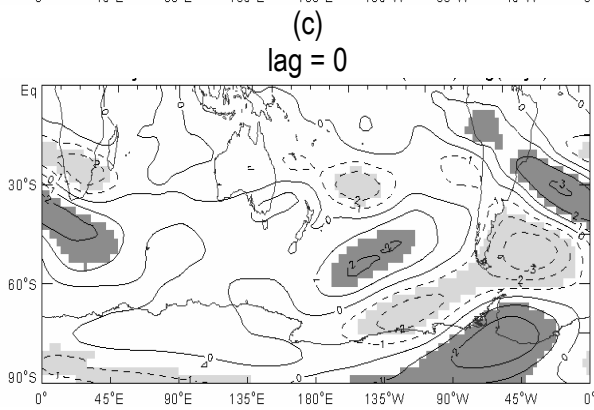
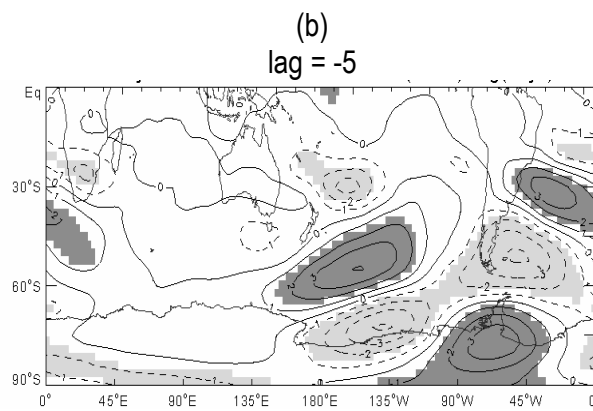
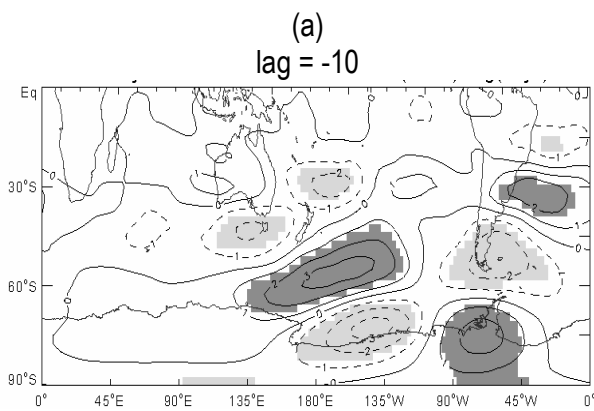


Figura 3.12: Como na figura 3.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellinghousen (nof = 70).



Continuação da figura 3.12.

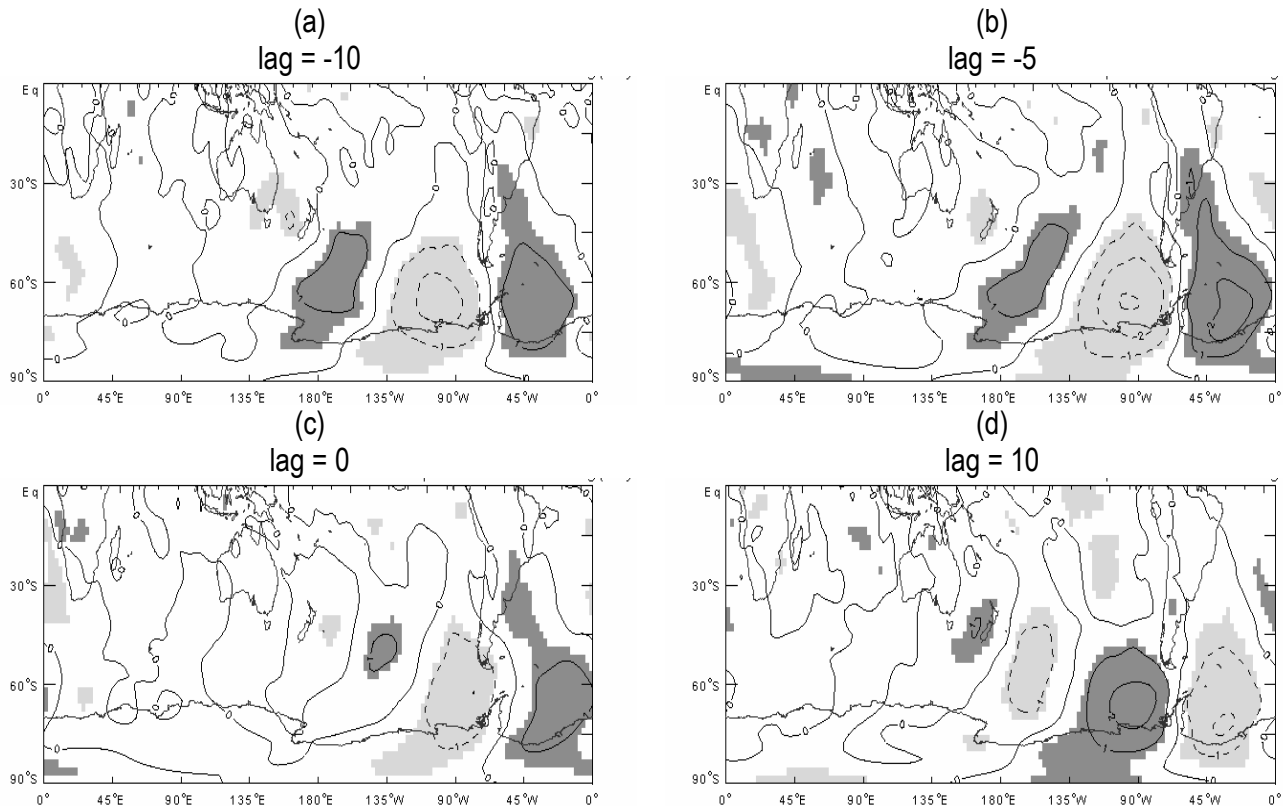


**Figura 3.13:** Como na figura 3.3, mas para o Mar de Amundsen-Bellinghousen (nof = 70).

A figura 3.14 mostra o esquema de advecção de temperatura observada através das anomalias da componente meridional do vento. Observa-se sobre toda a extensão do Mar de Amundsen-Bellinghousen ventos com direção norte-sul entre as figuras 3.14a e 3.14c, favorecendo a modulação dos eventos extremos negativos do gelo marinho. Na figura 3.14d observa-se ventos com direção sul-norte, favorecendo a ocorrência dos extremos positivos do gelo oceânico.

Comparando-se os casos dos eventos extremos negativos do gelo marinho associado com as anomalias de V850, a partir das figuras 3.14 (Mar de Amundsen-Bellinghousen) e 3.4 (Mar de Weddell) pode-se observar

as anomalias de V850 com fases opostas entre um caso e outro, fruto das distintas fases do trem de ondas subtropical apresentadas em cada caso.

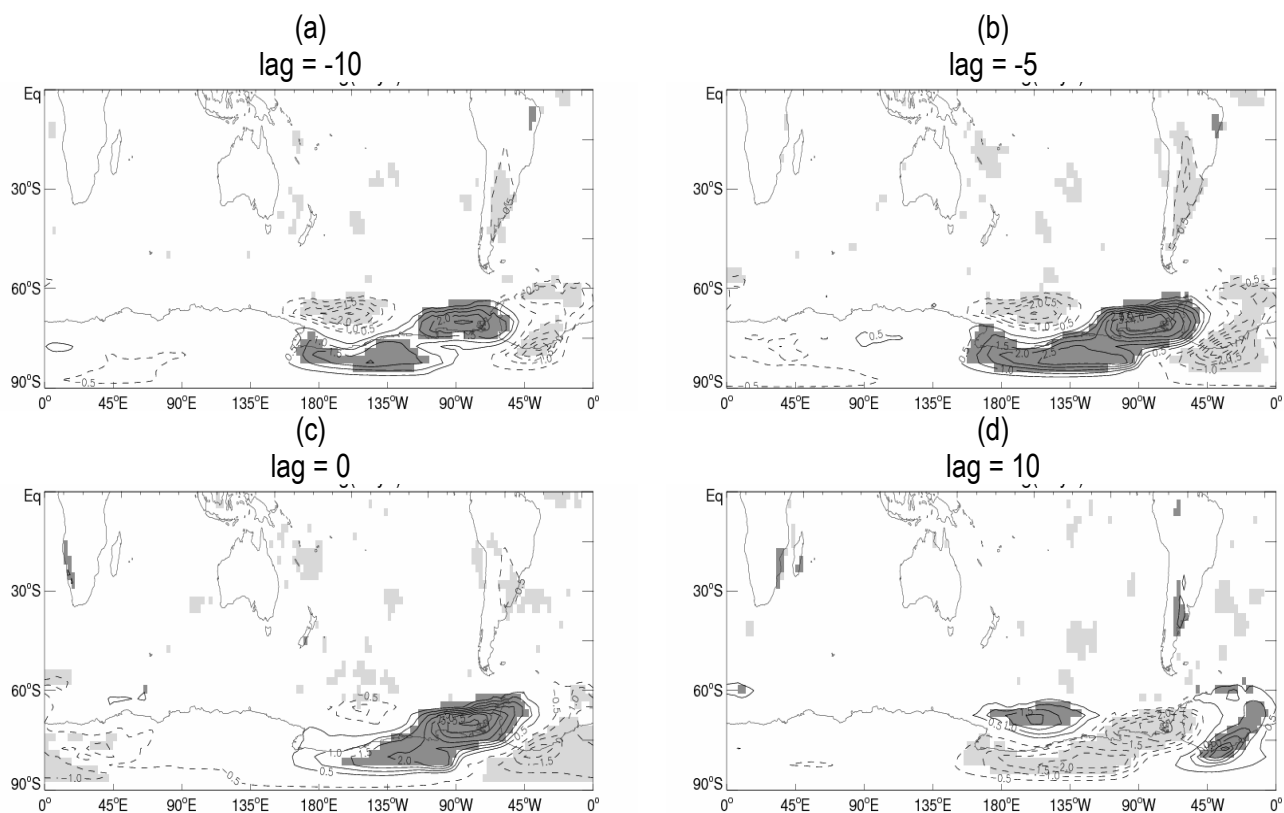


**Figura 3.14:** Como na figura 3.3, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).

Finalmente a figura 3.15 mostra condições favoráveis para a ocorrência de eventos extremos negativos do gelo marinho através da persistência de anomalias positivas da SKT ao longo de todo o Mar de Amundsen-Bellingshausen para as figuras 3.15a-3.15c., com a inversão do sinal das anomalias na figura 3.15d.

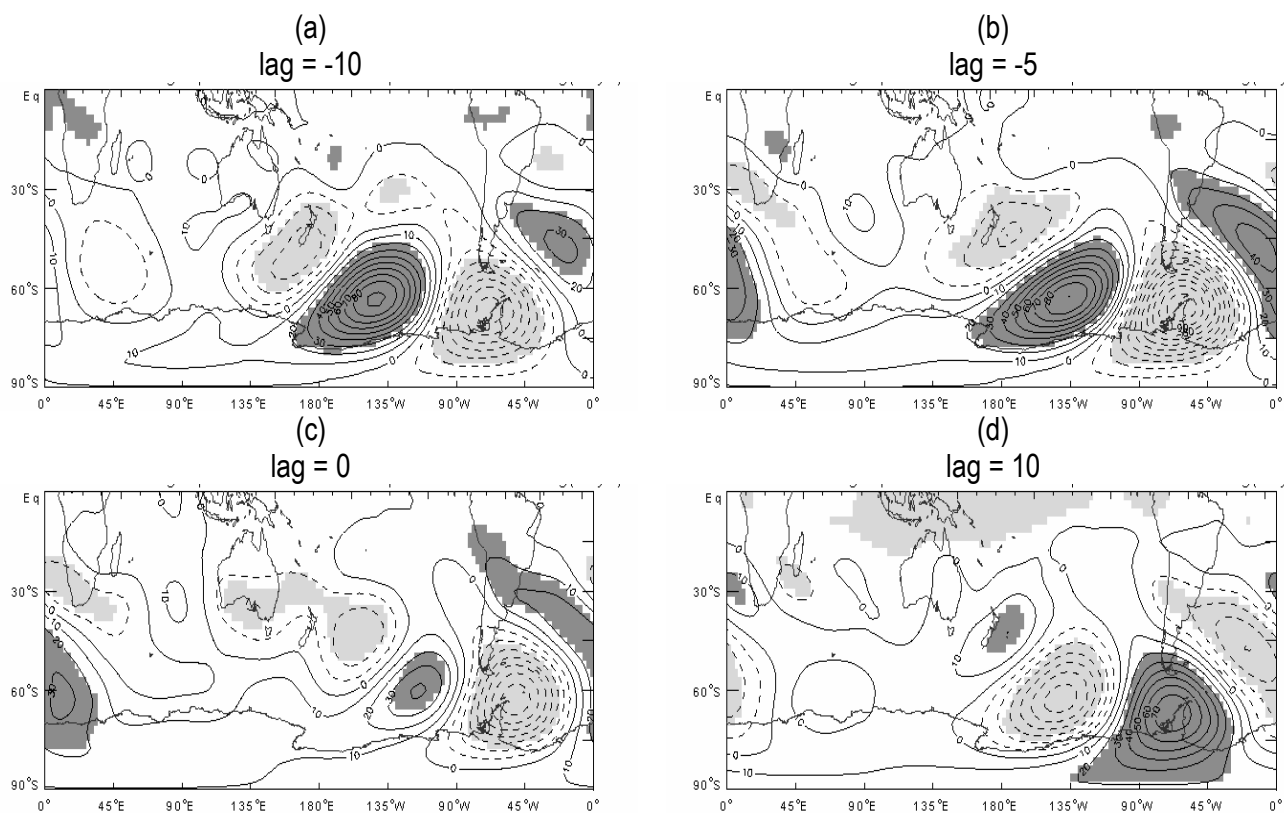
No caso dos eventos extremos negativos no Mar de Weddell, observa-se que as anomalias de SKT das figuras 3.5a-3.5d mostram-se inversas as apresentadas no caso do Mar de Amundsen-Bellingshausen (figs. 3.15a-3.15d) devido as fases opostas do trem de ondas entre um mar e outro.

No geral, observou-se que distintas fases do trem de ondas subtropical e seus mecanismos atmosféricos associados modulam os mesmos extremos (negativos) nos mares de Weddell (figs. 3.1-3.5) e Amundsen-Bellingshausen (figs. 3.11-3.15). A posição geográfica de cada mar é observada com o fator determinante da causa de distintas fases do trem de ondas circumpolar modularem os extremos negativos do gelo marinho em cada mar.



**Figura 3.15:** Como na figura 3.4 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).

A figura 3.16 mostra as análises feitas para a ocorrência de extremos positivos no Mar de Amundsen-Bellingshausen. Observa-se nas figuras 3.16a-3.16c uma crista a oeste do Mar de Amundsen-Bellingshausen e um cavado a leste, com inversão de fase na figura 3.16d. Assim, nota-se a inversão de fase do trem de ondas circumpolar em relação às anomalias de H200 para o caso dos eventos extremos negativos do gelo (fig. 3.11), como era de se esperar. Observa-se ainda, na figura 3.16a, trem de ondas com propagação meridional sobre o Pacífico central e oeste e também sobre o Atlântico oeste. Nas figuras 3.16b, 3.16c e 3.16d observa-se um trem de ondas com propagação meridional sobre o Atlântico centro-leste. A configuração do trem de ondas subtropical descrita pelas figuras 3.16a-3.16c é favorável a ocorrência de extremos positivos (negativos) sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen (Weddell), sendo favorável para a ocorrência do extremo oposto no  $lag = 10$  dias (fig. 3.16d). Assim, comparando-se os casos das anomalias de H200 para os eventos extremos positivos nos mares de Weddell (fig.3.6) e Amundsen-Bellingshausen (fig. 3.16), pode-se observar que os trens de ondas apresentam-se com fases opostas entre um mar e outro.

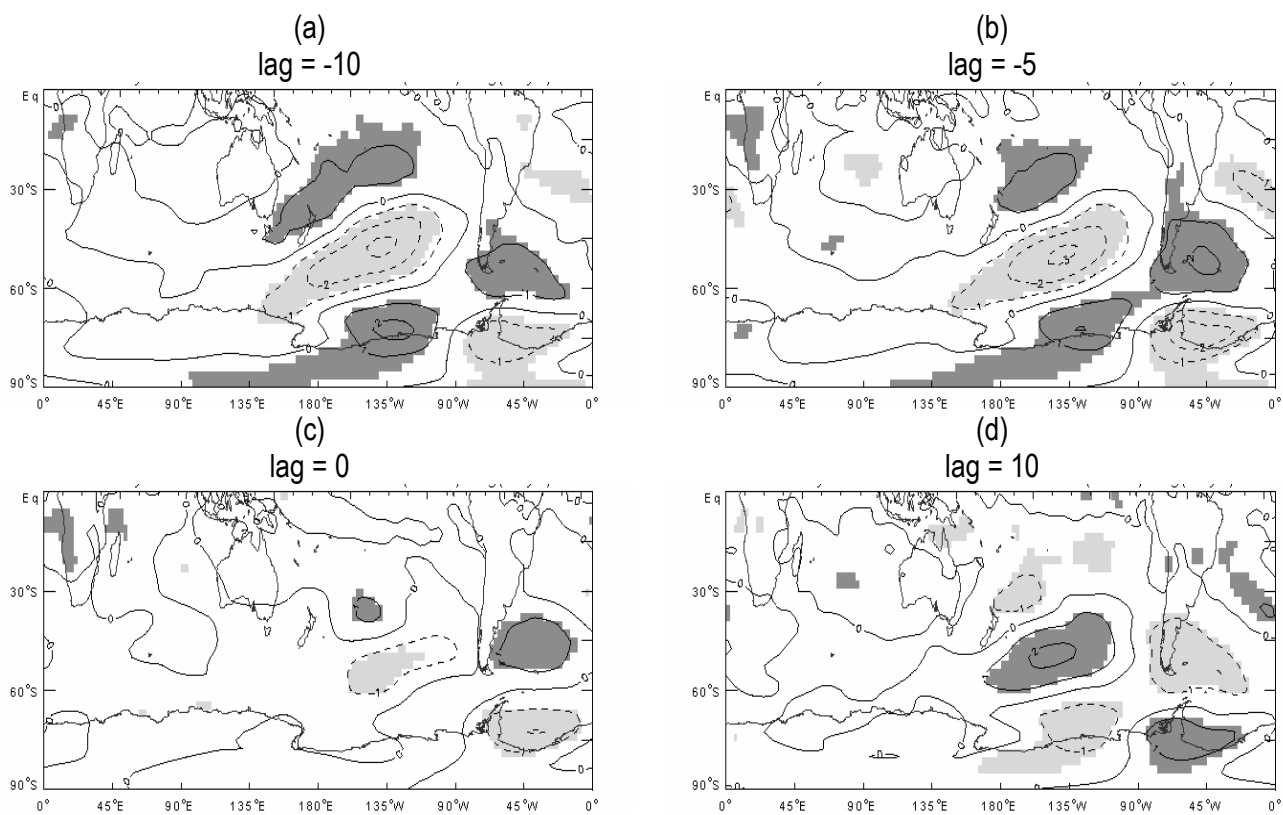


**Figura 3.16:** Como na figura 3.5 mas para o Mar de Amundsen-Bellinghousen (nof = 68).

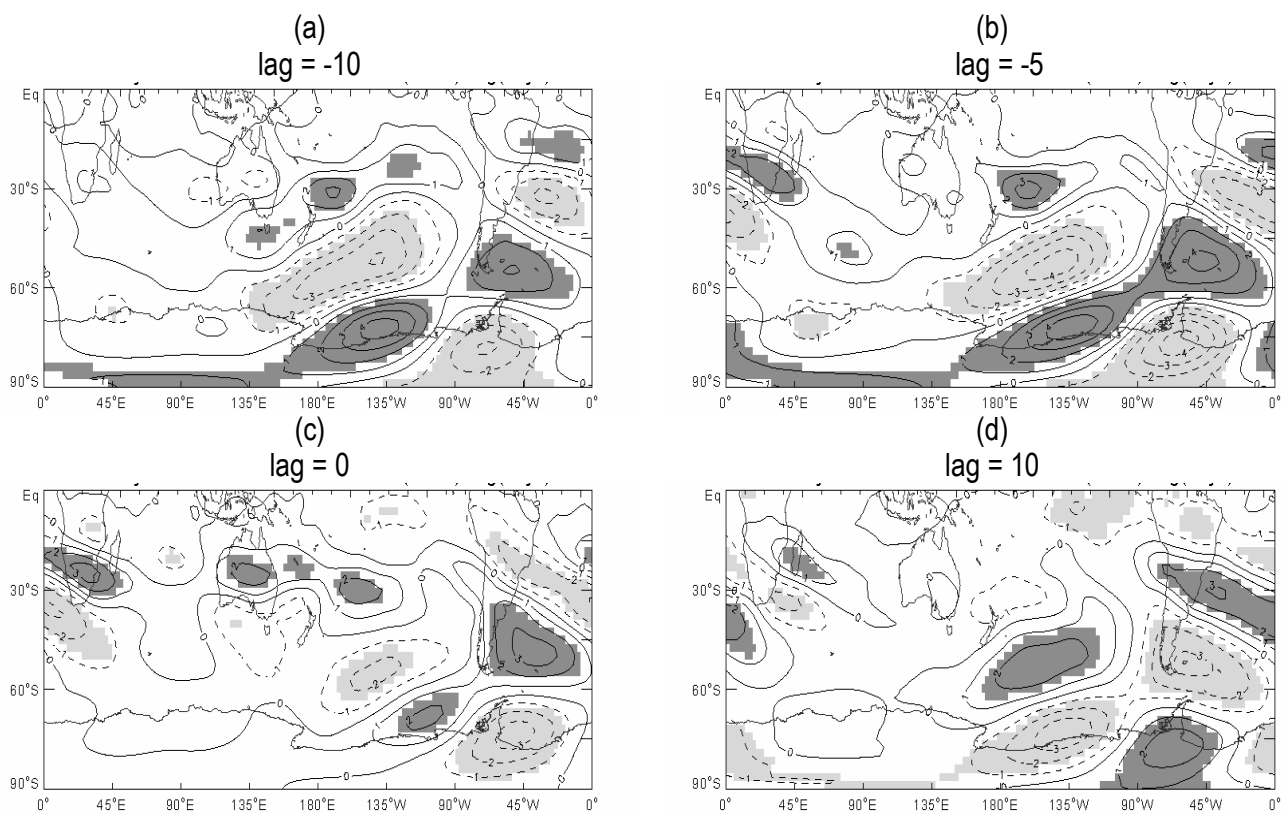
Associado ao trem de ondas subtropical, observa-se ventos de oeste a oeste do Mar de Amundsen-Bellinghousen na faixa costeira do mesmo, enquanto ventos de leste sopram a leste do mesmo mar nas figuras 3.17a-3.17c e 3.18a-3.18c. Ao norte dessas anomalias, observam-se ventos de leste a oeste do Mar de Amundsen-Bellinghousen e ventos de oeste a leste da mesma região. Essas anomalias mostram-se enfraquecidas e ligeiramente deslocadas no dia de ocorrência do evento extremo (fig. 3.17c e 3.18c), com a inversão da fase no  $lag = 10$  dias (fig. 3.17d e 3.18d).

Comparando-se as anomalias de U850 e U200 para o caso dos extremos positivos no Mar de Weddell (figs. 3.7 e 3.8) e Amundsen-Bellinghousen (figs. 3.17 e 3.18), observa-se que as mesmas apresentam-se com sinais distintos em cada caso, assim como o trem de ondas circumpolar.



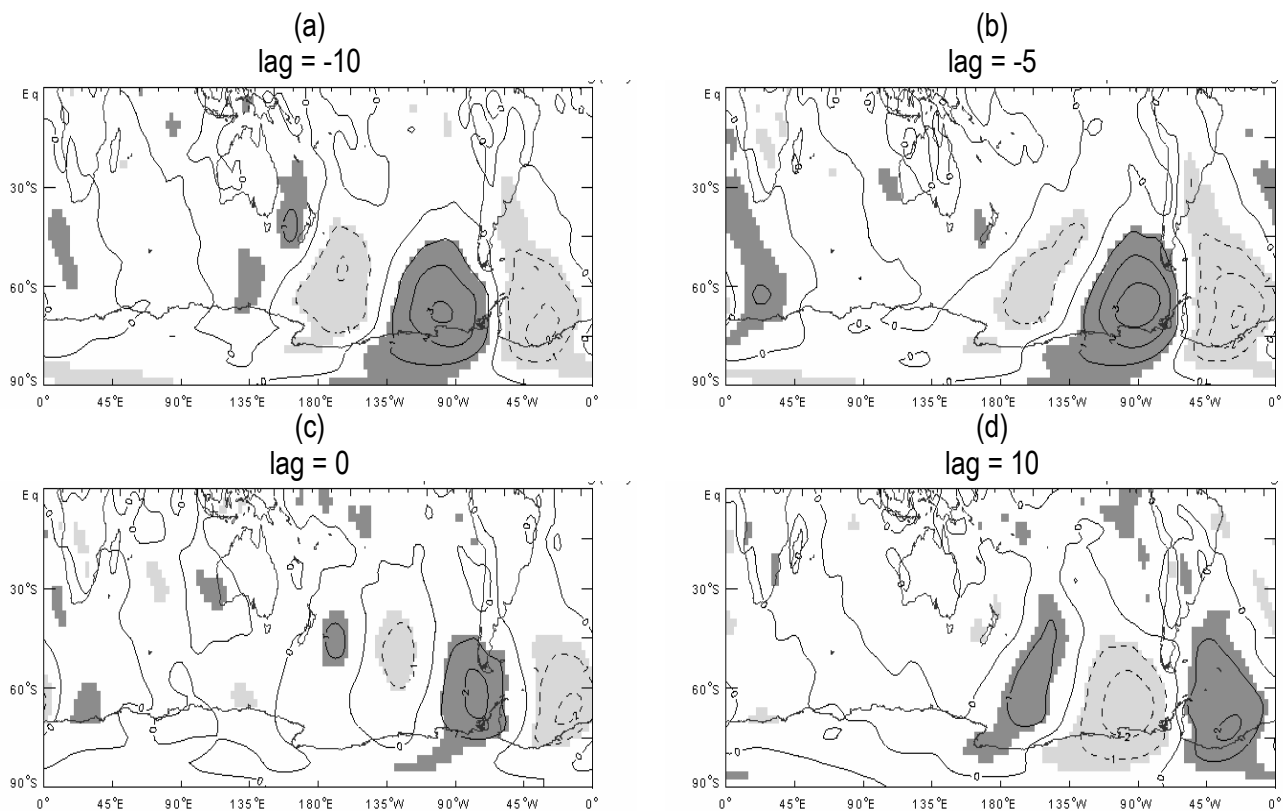


**Figura 3.17:** Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellinghousen (nof = 68).



**Figura 3.18:** Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellinghousen (nof = 68).

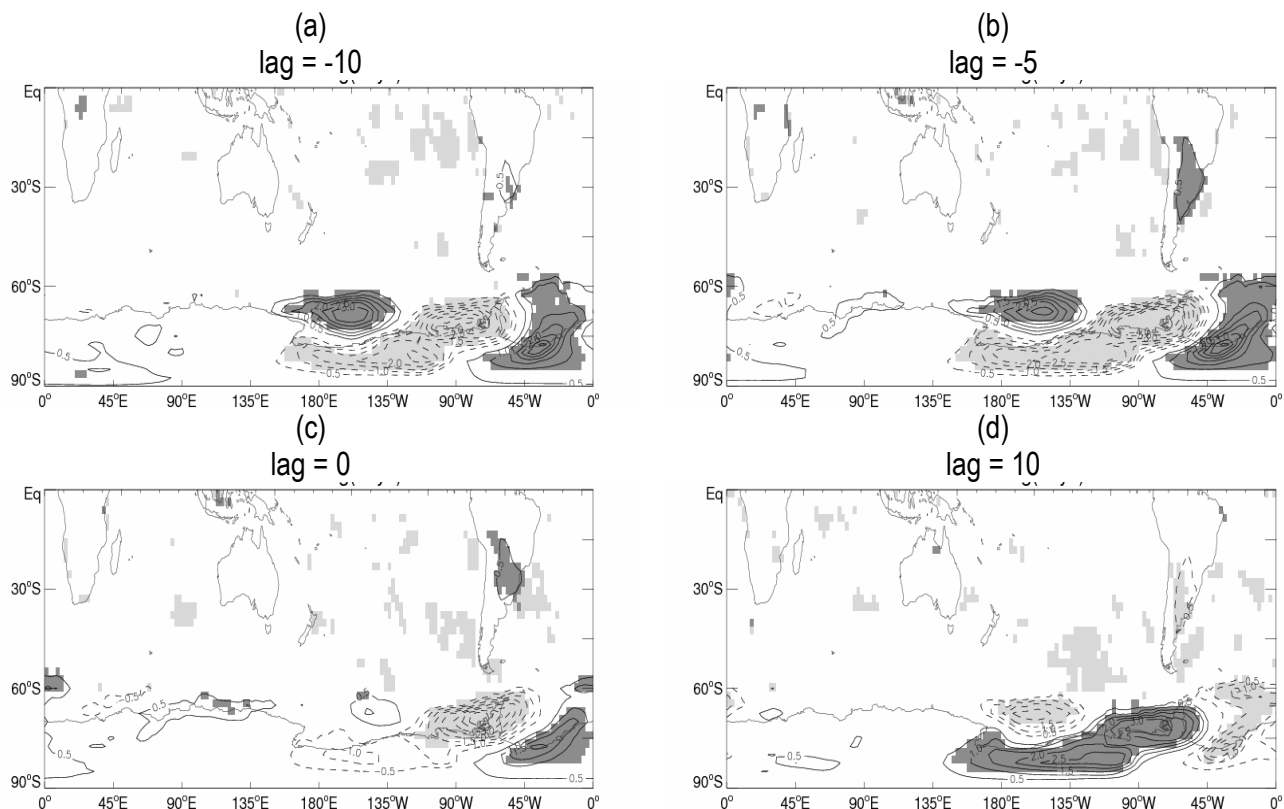
As figuras 3.19a-3.19c mostram a persistência e o gradativo deslocamento para leste das anomalias positivas de V850 sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen, com a inversão do sinal em 3.19d. Nos *lags* anteriores ao dia do evento extremo (figs. 3.19a-3.19c), a situação de ventos de sul trazendo consigo ar mais frio do interior do continente antártico é favorável para a ocorrência dos extremos observados sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen, sendo que os ventos com direção norte-sul observados sobre o Mar de Weddell mostram-se favoráveis para a modulação dos extremos negativos do gelo marinho. Comparando-se as figuras 3.9 (extremos positivos no Mar de Weddell) e 3.19 (extremos positivos no Mar de Amundsen-Bellingshausen), podem-se observar as anomalias de V850 com fases opostas entre as figuras.



**Figura 3.19:** Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).

Finalmente, a figura 3.20 mostra a persistência das anomalias negativas da SKT na faixa costeira do Mar de Amundsen-Bellingshausen nos *lag* = -10 dias (fig. 3.20a), *lag* = -5 dias (fig. 3.20b) e *lag* = 0 (fig. 3.20c), sendo que no *lag* = 0 observa-se a desintensificação e propagação para leste das anomalias. No *lag* = 10 dias (fig. 3.20d), observamos a inversão de fase das anomalias da SKT, propiciando a ocorrência de extremos negativos da extensão do gelo oceânico local. Comparando-se o caso dos extremos positivos do gelo marinho nos mares de Weddell (fig. 3.10) e Amundsen-Bellingshausen (fig. 3.20), observam-se as anomalias com sinais opostos em todos os casos (*lags*), entre os mares.

No geral, observa-se que fases distintas do trem de ondas e suas implicações nas anomalias atmosféricas de várias variáveis meteorológicas modulam os extremos positivos do gelo oceânico nos mares de Weddell (figs. 3.6-3.10) e Amundsen-Bellingshausen (figs. 3.16-3.20), assim como observado no caso dos extremos negativos do gelo marinho.



**Figura 3.20:** Como na figura 3.6 mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).

### 3.2 Mecanismos Atmosféricos Associados aos Extremos Intra-sazonais do Gelo Marinho Durante o Verão Austral

O objetivo da presente análise é investigar semelhanças e diferenças entre os processos atmosféricos de escala intra-sazonal que determinam extremos na extensão do gelo durante o verão em comparação com o inverno. As composições realizadas neste item foram obtidas utilizando as mesmas variáveis meteorológicas e os mesmos procedimentos realizados no item 3.1, porém considerando o período de verão (novembro – fevereiro). Diferentemente do inverno antártico, os extremos do gelo marinho são intrinsecamente modulados pelos efeitos de radiação solar no período do verão, além de possíveis efeitos dinâmicos. As médias para as composições das variáveis meteorológicas foram feitas utilizando os eventos extremos das anomalias intra-sazonais da extensão do gelo marinho antártico com persistências iguais ou superiores que dois dias.

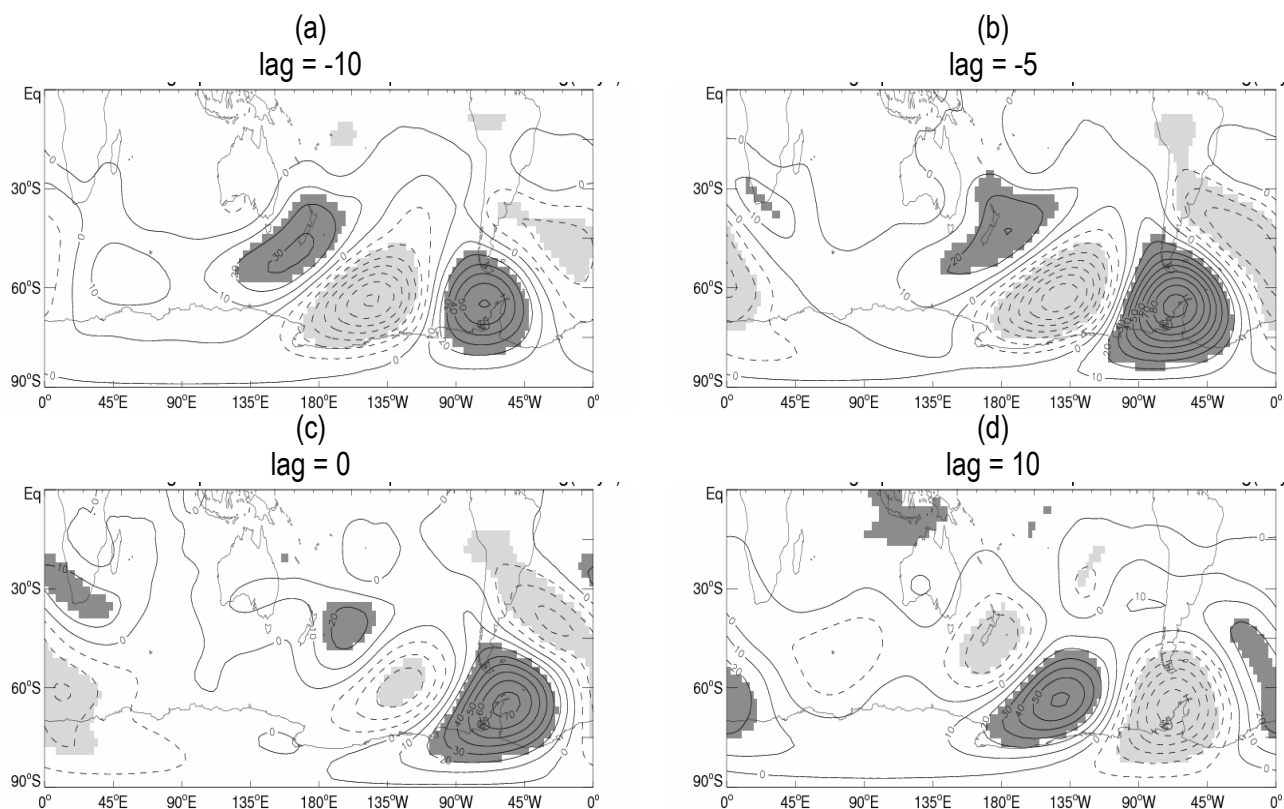
Os eventos extremos negativos estão representados pelas figuras 3.21-3.25 e os positivos pelas figuras 3.26-3.30 para o Amundsen-Bellingshausen, onde as linhas tracejadas das figuras indicam anomalias negativas e

cheias indicam anomalias positivas. As regiões sombreadas em cinza claro (anomalias negativas) e escuro (anomalias positivas) indicam significância estatística ao nível de 95% baseado no teste *t-Student*. O Mar de Weddell não apresentou significância estatística para nenhuma das anomalias intra-sazonais das variáveis em questão para o verão e, por isso, as figuras para esse caso não estão apresentadas. A diminuição da significância estatística nas composições dos casos de verão para Weddell indica pouca coerência caso-a-caso. É possível que durante o verão, efeitos locais (por exemplo, variabilidade das correntes oceânicas) relacionados ou não com a passagem de distúrbios atmosféricos intra-sazonais possam ter um papel mais importante na determinação da variabilidade do gelo na mesma escala. Estes aspectos não serão investigados no presente estudo, mas constituem importante tópico de pesquisa a ser desenvolvido no futuro.

De maneira similar às discussões anteriores, a figura 3.21 indica o papel dos trens de onda atmosféricos sobre os extremos negativos do gelo marinho no Mar de Amundsen-Bellingshausen. A figura 3.21a mostra no  $lag = -10$  dias uma anomalia negativa de H200 (giro ciclônico) ao norte do Mar de Amundsen-Bellingshausen ao mesmo tempo em que uma anomalia positiva de H200 (giro anticiclônico) se apresenta sobre a PA. Esse padrão de trem de ondas persiste no  $lag = -5$  dias (fig. 3.21b), porém com ligeiro deslocamento para leste, sendo sua configuração favorável para a ocorrência de extremos negativos do gelo marinho sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen e positivos sobre o Mar de Weddel.

Além disso, observa-se ainda um trem de ondas com propagação meridional sobre o Atlântico leste. No dia do evento ( $lag = 0$ ) a anomalia ciclônica se desloca para a costa oeste do Mar de Bellingshausen enquanto que a anomalia anticiclônica se desloca para o norte do Mar de Weddell. Continua-se observando ainda o trem de ondas com propagação meridional sobre o Atlântico leste. No  $lag = 10$  dias (fig. 3.21d) o trem de ondas inverte sua fase, sendo essa nova configuração favorável para a ocorrência de extremos positivos do gelo marinho sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen e negativos sobre o Mar de Weddel.

Comparando-se os casos de inverno dos extremos negativos (fig. 3.11) com os casos de verão (fig. 3.21) observa-se que em todos os *lags* o trem de ondas circumpolar mostra-se em fase para ambos os casos.



**Figura 3.21:** Como na figura 3.11, mas para o verão (nof = 56).

Em relação às anomalias de U850 e U200 (figs.3.22 e 3.23), no  $lag = -10$  dias (figs. 3.22a e 3.23a) observam-se ventos de leste próximo ao Mar de Amundsen na região oeste do Mar de Bellingshausen e também na região da Passagem de Drake. Ventos de oeste são observados ao norte da anomalia de leste no Mar de Bellingshausen e também na região costeira do Mar de Weddell. Tais anomalias estão associadas com as anomalias de H200 vistas anteriormente. Essas anomalias também são observadas no  $lag = -5$  dias (figs. 3.22b e 3.23b), com ligeiro deslocamento para leste. No  $lag = 0$  (figs. 3.22c e 3.23c) ainda observam-se as anomalias citadas anteriormente, mas com grande perda de significância, sendo que no  $lag = 10$  dias (figs. 3.22d e 3.23d) observam-se anomalias de leste na costa do Mar de Weddell, se estendendo para o interior da Antártida e anomalias de oeste no Mar de Amundsen.

Assim, nota-se que tanto no caso de inverno (figs. 3.12 e 3.13) quanto no caso de verão (figs. 3.22 e 3.23) as anomalias de U850 e U200 mostram-se em fase em ambos os mares, assim com seus trens de ondas subtropicais.

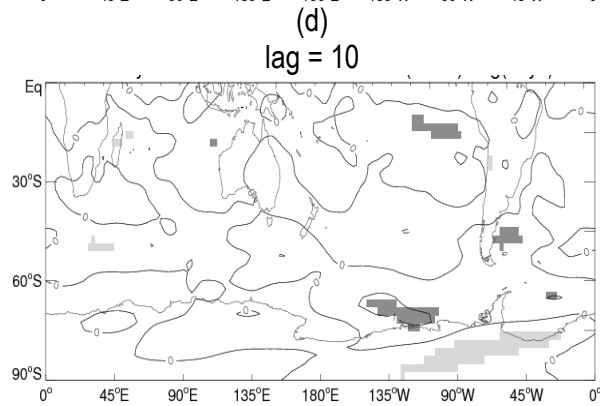
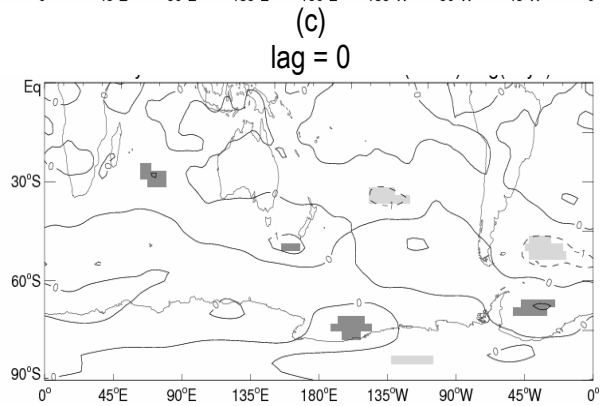
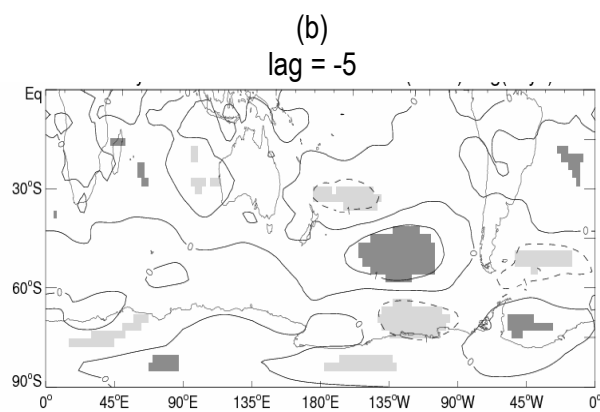
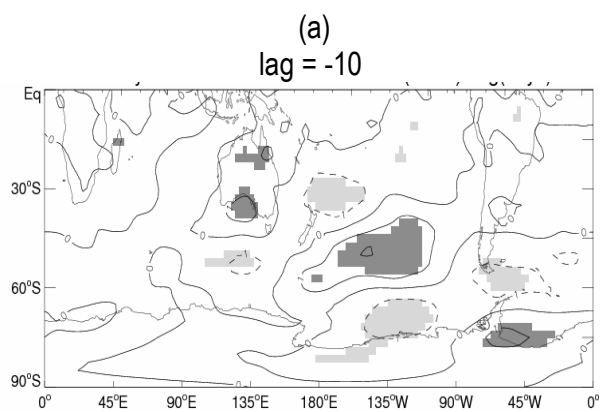


Figura 3.22: Como na figura 3.12, mas para o verão (nof = 56).

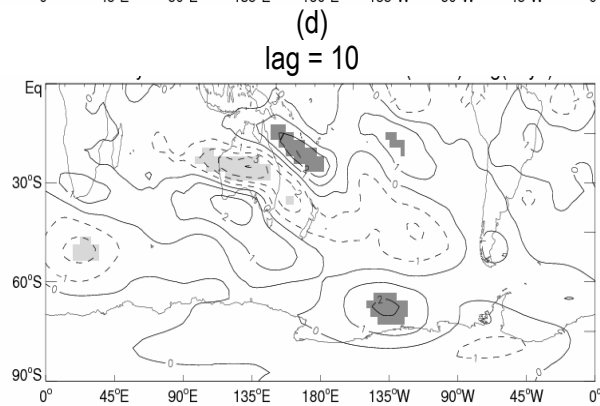
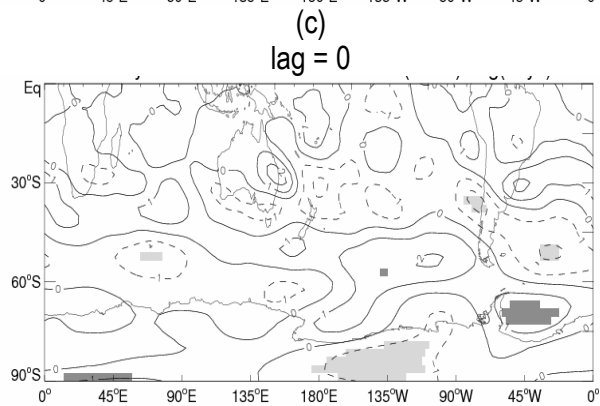
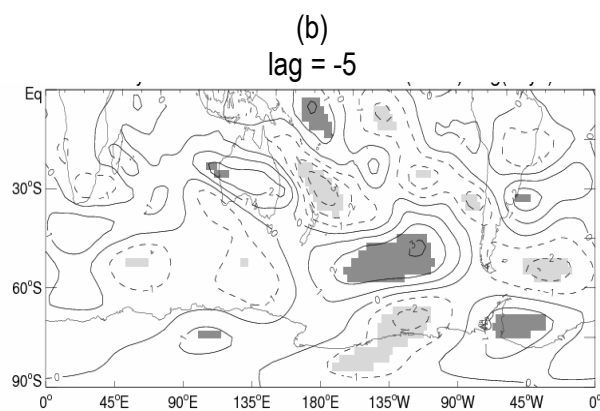
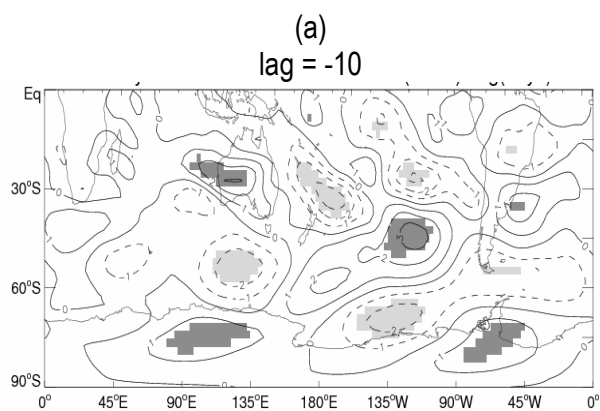
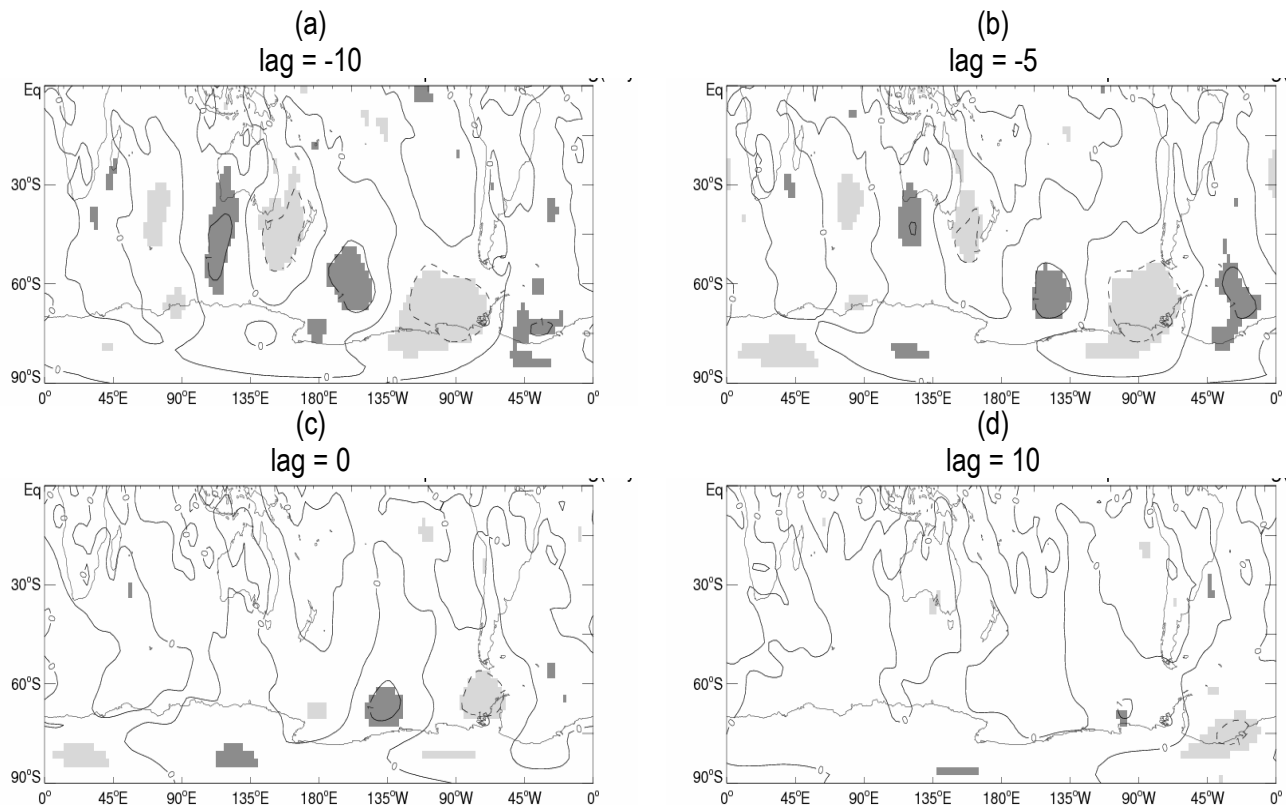


Figura 3.23: Como na figura 3.13, mas para o verão (nof = 56).

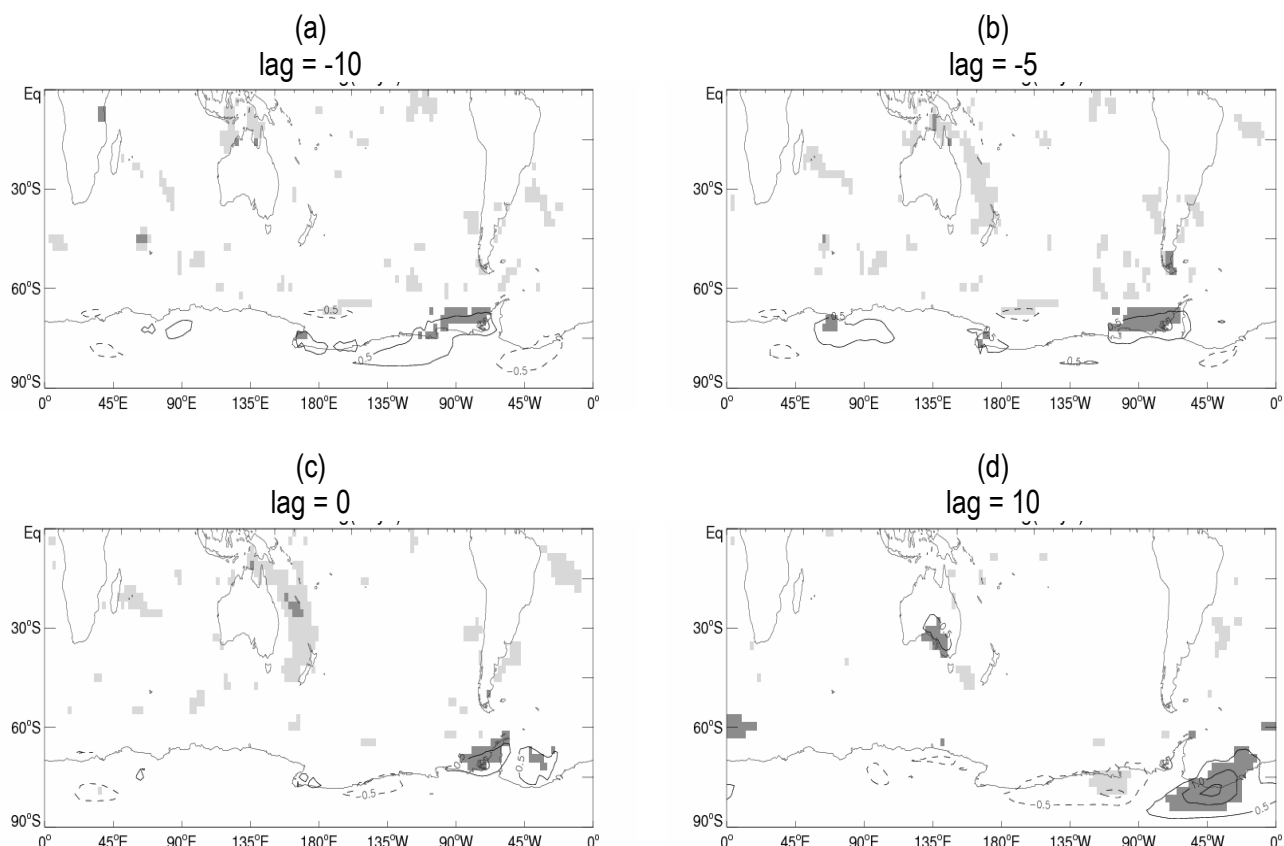
Através das composições das anomalias de V850 (fig. 3.24) podem-se verificar anomalias negativas de V850 presentes no  $lag = -10$  dias (fig.3.24a) e no  $lag = -5$  dias (3.24b), indicando a presença de ventos na direção norte-sul. No  $lag = 0$  (fig. 3.24c) nota-se a perda de significância e deslocamento para leste das anomalias e no  $lag = 10$  dias (fig. 3.24d) observa-se ausência de significância estatística das anomalias de V850 sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen, com o deslocamento da anomalia negativa de V850 para o Mar de Weddell.

Assim, nota-se que tanto no caso dos extremos negativos para o inverno (figs. 3.14) quanto para o verão (fig. 3.24) observa-se o padrão de ventos com direção norte-sul se propagando para leste entre os  $lag = -10$  dias e  $lag = 10$  dias, associado com os trens de ondas subtropicais em fase para ambos os casos.



**Figura 3.24:** Como na figura 3.14, mas para o verão (nof = 56).

Na análise da SKT (fig.3.25) nota-se uma anomalia positiva sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen propagando-se para leste entre as figuras 3.25a-3.25c. No  $lag = 10$  dias observa-se a propagação da anomalia positiva da SKT para o Mar de Weddell e ainda uma pequena anomalia negativa da variável sobre o Mar de Amundsen. Esse padrão de anomalias de SKT mostrou-se favorável a ocorrência de extremos de retração do gelo marinho até o  $lag = 0$  (figs. 3.15a-3.15c e 3.25a-3.25c) tanto para o caso dos extremos negativos no inverno (fig. 3.15) quanto no verão (fig. 3.25).

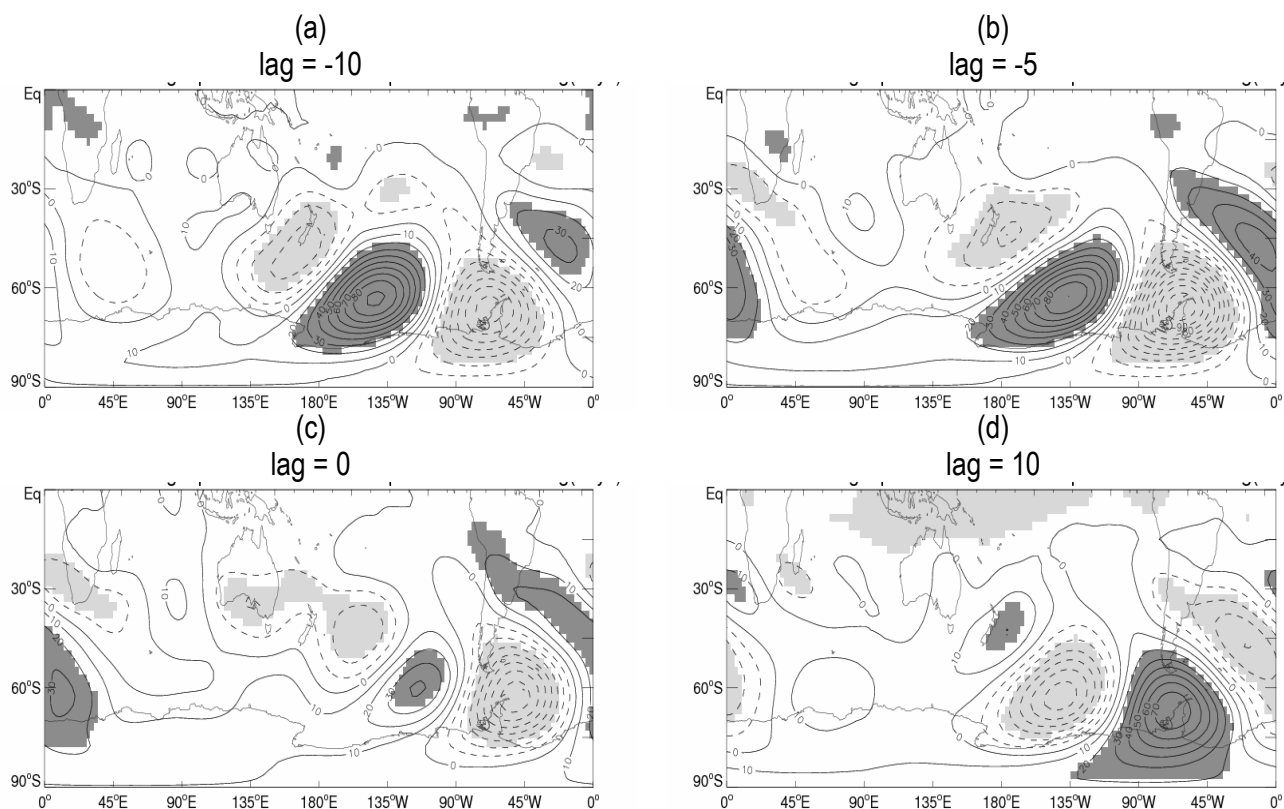


**Figura 3.25:** Como na figura 3.15, mas para o verão (nof = 56).

Em relação aos extremos positivos, observam-se anomalias positivas de H200 (fig.3.26a) ao norte do Mar de Amundsen e Bellingshausen oeste enquanto anomalias negativas de H200 se apresentam na região da PA nos  $lag = -10$  dias (fig. 3.26a) e  $lag = -5$  dias (fig. 3.26b) configurando um padrão de trem de ondas circumpolar. Tais anomalias propiciam a configuração de extremos positivos do gelo marinho da região. Observa-se ainda na figura 3.26b a propagação meridional de trens de ondas sobre o Atlântico centro-leste e sobre o Pacífico central. No  $lag = 0$  (fig. 3.26c) nota-se a propagação para leste e a perda de significância estatística das anomalias sendo que no  $lag = 10$  dias (fig. 3.26d) se observa a inversão de sinal das anomalias, com trens de ondas com propagação meridional sobre o Atlântico centro leste e sobre o Pacífico oeste.

Comparando-se os casos dos eventos extremos de inverno (fig. 3.16) e verão (fig. 3.26) observa-se que os trens de ondas subtropicais apresentados em ambos os casos apresentam-se em fase.

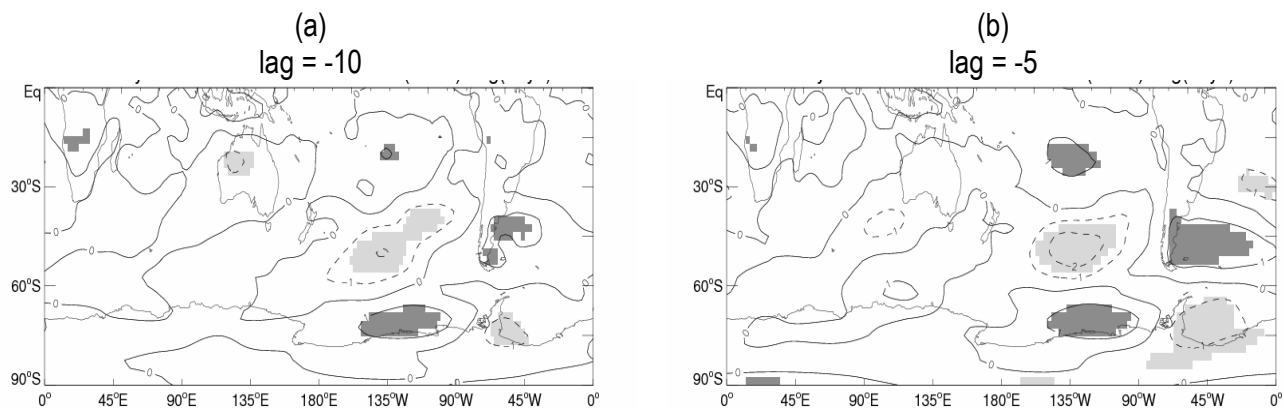




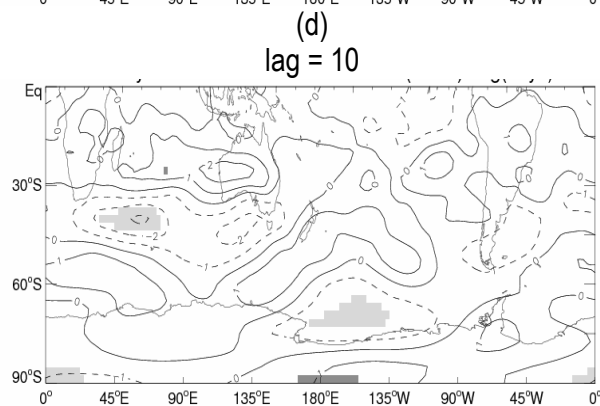
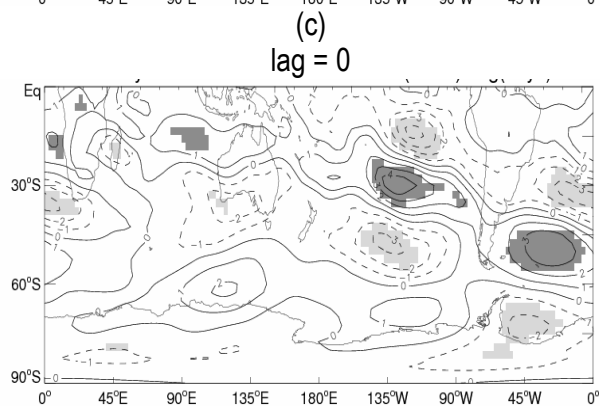
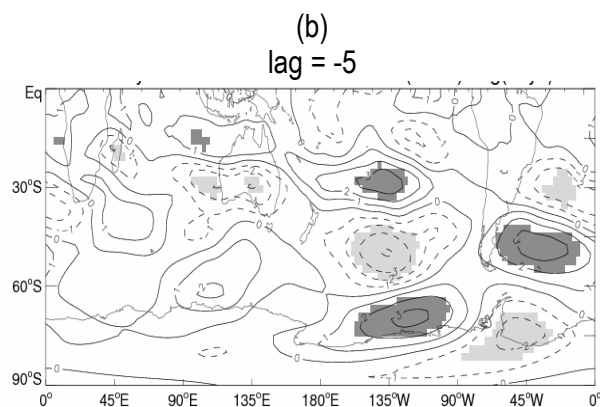
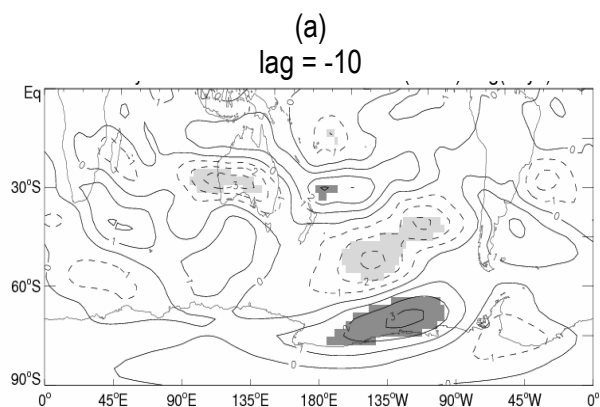
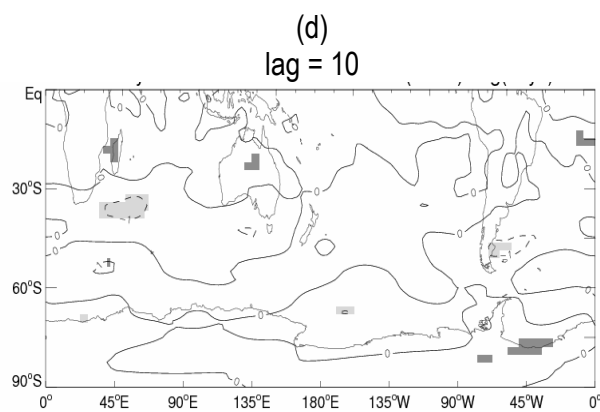
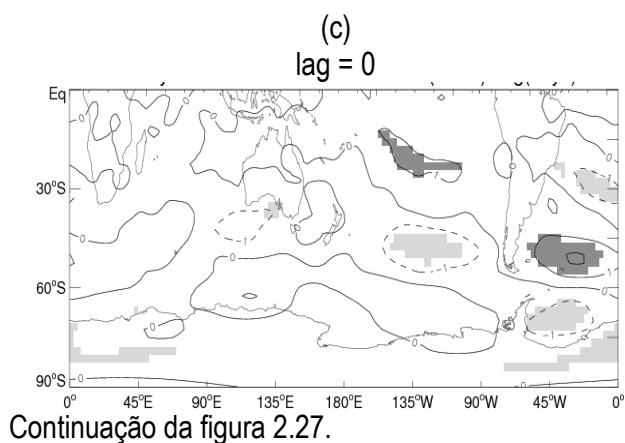
**Figura 3.26:** Como na figura 3.16, mas para o verão (nof = 55).

Anomalias positivas de U850 e U200 se apresentam sobre o Mar de Amundsen e sobre a parte oeste e costeira do Mar de Bellingshausen, enquanto anomalias negativas são observadas ao norte da anomalia positiva apresentada no Mar de Amundsen-Bellingshausen nas figuras 3.27a-3.27c e 3.28a-3.28c. No  $lag = 10$  dias (figs. 3.27d e 3.28d) não é observado nenhuma anomalia significativa no Mar de Amundsen-Bellingshausen.

No geral, as anomalias de U850 e U200 apresentam-se em fase no caso dos eventos extremos negativos no inverno (figs. 3.17 e 3.18) e no verão (figs. 3.27 e 3.28), até o  $lag = 0$ .

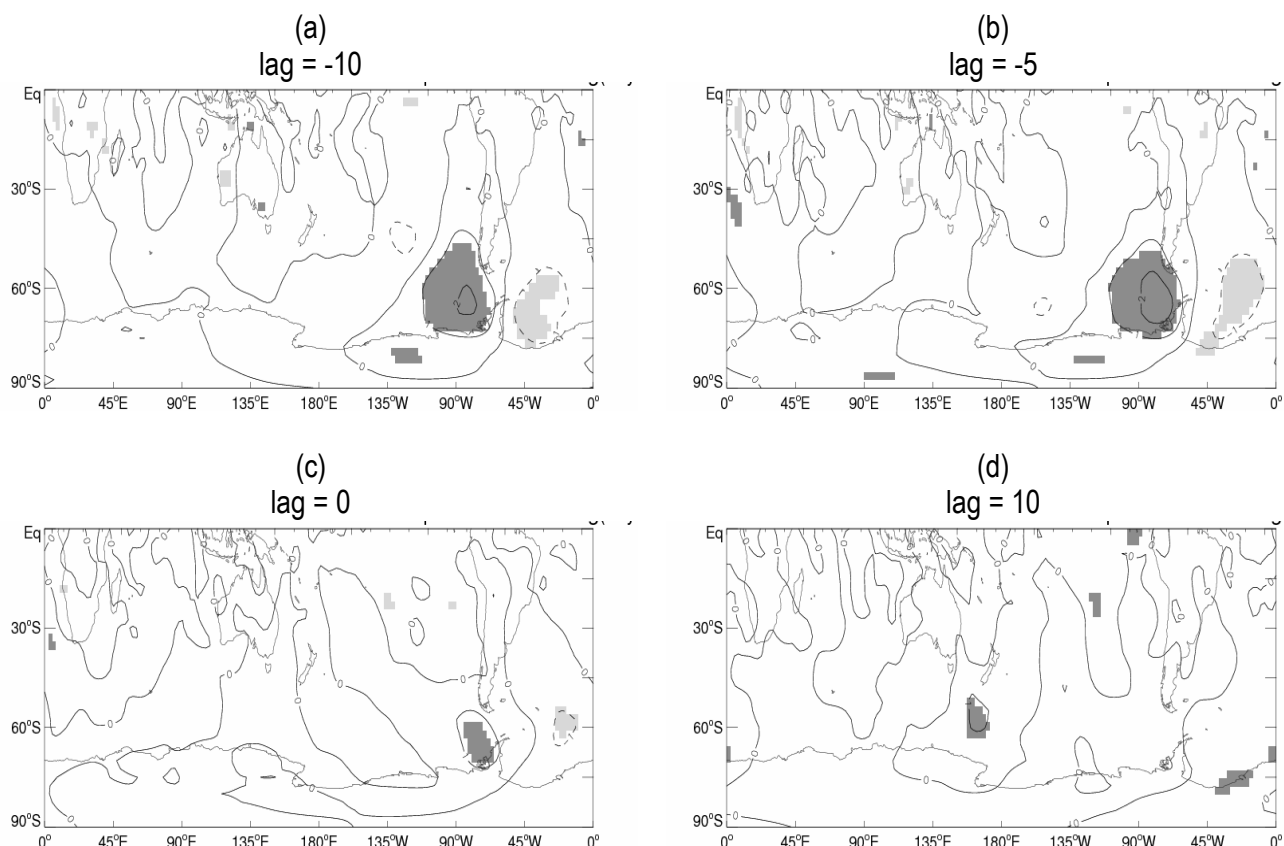


**Figura 3.27:** Como na figura 3.17, mas para o verão (nof = 55).



**Figura 3.28:** Como na figura 3.18, mas para o verão (nof = 55).

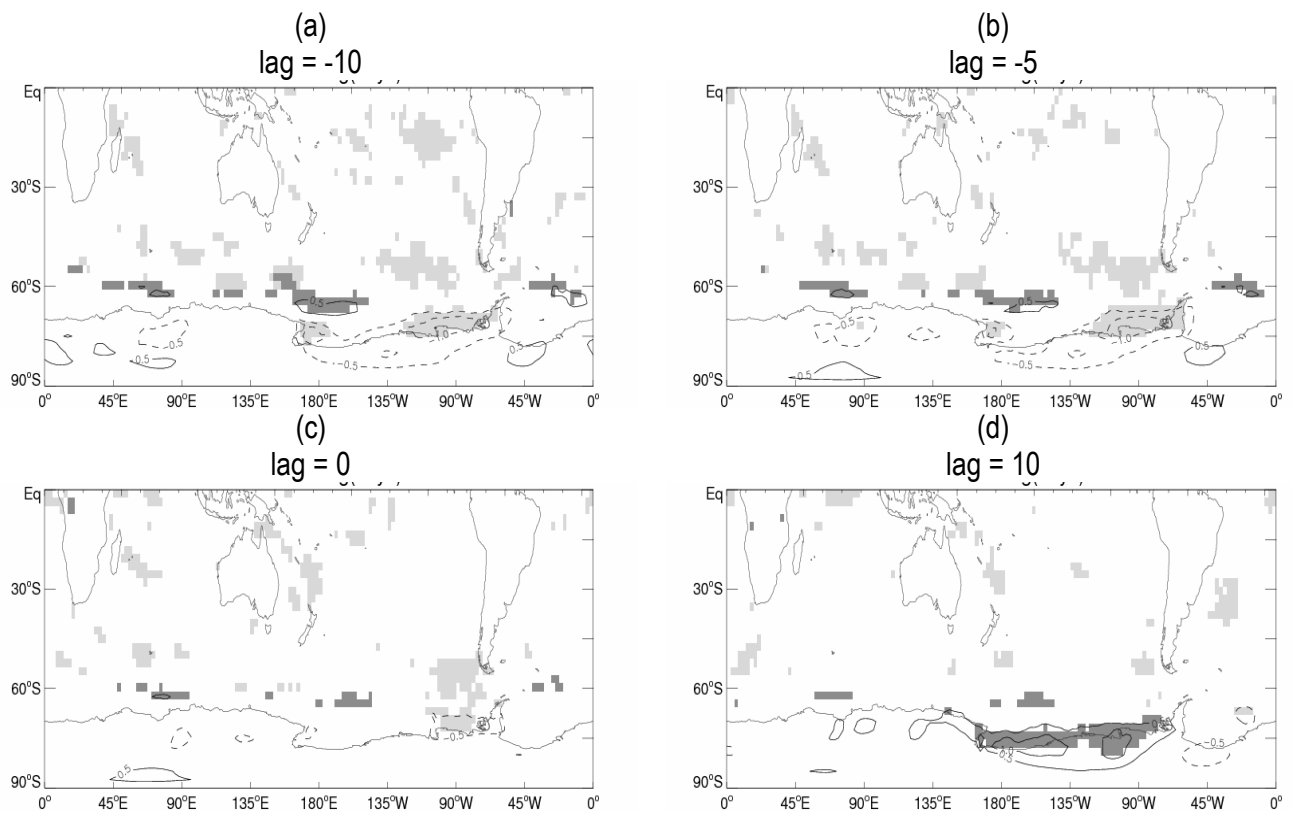
Esquemas de advecção fria observadas através das anomalias de V850 podem ser vistas se propagando para leste entre as figuras 3.29a-3.29c. No  $lag = 10$  dias (fig. 3.29d) não se observam anomalias significativas sobre o Mar de Amundsen-Bellinghousen. No geral, as anomalias de V850 apresentam-se em fase no caso dos eventos extremos negativos no inverno (figs. 3.19) e no verão (figs. 3.29), até o  $lag = 0$ .



**Figura 3.29:** Como na figura 3.19, mas para o verão ( $nof = 55$ ).

As composições da SKT (fig. 3.30) mostram anomalias negativas sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen se propagando para leste entre os  $lag = -10$  dias (fig. 3.30a) e  $lag = 0$  (fig. 3.30c), modulando os extremos positivos observados. Já no  $lag = 10$  observamos a inversão do sinal com áreas ao longo do todo o Mar de Amundsen-Bellingshausen com anomalias positivas de SKT. Tanto para o inverno (fig. 3.20) quanto para o verão (fig. 3.30) as anomalias de SKT mostram-se em fase para todos os  $lags$ .

Assim, observou-se que os trens de ondas circumpolares, comparando-se os casos dos extremos negativos para o inverno e o verão (figs. 3.11-3.15 e 3.21-3.25) e comparando-se os casos positivos para o inverno e o verão (figs. 3.16-3.20 e 3.26-3.30) apresentaram-se em fase implicando nos mesmos sinais entre os casos de inverno e verão para todas as anomalias das diversas variáveis meteorológicas em análises. Em todos os casos as anomalias começam a se formar aproximadamente no  $lag = -15$  dias (não mostrado). As anomalias se intensificam até o  $lag = -10$  dias para a maioria dos casos, perdendo o sinal e se propagando para leste após o  $lag = -5$  dias até o  $lag = 0$ . Após o dia dos eventos extremos, as anomalias invertem suas fases e se intensificam até o  $lag = 10$  dias, perdendo suas intensidades no  $lag = 20$  dias (não mostrado), aproximadamente.



**Figura 3.30:** Como na figura 3.19, mas para o verão (nof = 55).

#### 4. ANÁLISE DO FLUXO DE ELIASSEN-PALM ESTRATOSFÉRICO NA MODULAÇÃO DOS EXTREMOS INTRA-SAZONAIS DA EXTENSÃO DO GELO MARINHO NOS MARES DE WEDDELL E BELLINGSHAUSEN

(i) Método aplicado para o fluxo de Eliassen-Palm

Nesse item, a análise do fluxo de Eliassen-Palm (*Fluxo EP* ou fluxo EP; Palmer, 1981) filtrado na escala intra-sazonal e associado com as anomalias do vento zonal, foi feita com o intuito de se observar como perturbações estratosféricas geradas por convecção (expansão da camada troposférica) ou perturbações da alta estratosfera influenciam na troca de calor e momentum troposfera-estratosfera e vice-versa, influenciando os mecanismos de circulação atmosférica que modulam os extremos do gelo marinho oceânico (sabido tratar-se de um sistema barotrópico equivalente). Além disso, o fluxo EP tem como objetivo localizar a origem de tais perturbações, mostrando o caminho preferencial das ondas (guia de ondas). Palmer (1981) utilizou-se do fluxo EP e sua divergência para observar o desenvolvimento de uma onda planetária (com número de onda 2) e sua interação com o fluxo zonal médio (evolução da velocidade zonal média) durante um intenso aquecimento estratosférico observado em fevereiro de 1979. Para tal, o autor iniciou sua pesquisa a partir das equações do momentum zonal (26) e da termodinâmica zonal (27) para chegar à transformada Euleriana (fluxo EP), onde as componentes longitudinal ( $\lambda$ ), latitudinal ( $\phi$ ) e vertical ( $z$ ) da velocidade do fluido são escritas como  $u$ ,  $v$  e  $w$ , respectivamente,  $f$  é o parâmetro de Coriolis,  $r_0$  é o raio da Terra,  $\theta_\phi$  e  $\theta_z$  são as temperaturas potenciais derivadas parcialmente em  $\phi$  e  $z$ , respectivamente, e  $\bar{Q}$  representa o campo de aquecimento diabático zonal. Na equação da coordenada vertical  $z$  (28),  $p$  é a pressão em milibares (mb) e  $H$  é uma constante cujo valor (6400 m) está em uma escala típica para a altura da baixa estratosfera.

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f\bar{v} - \frac{1}{r_0 \cos^2 \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos^2 \phi \bar{u}'v') \quad (26)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -r_0^{-1} \bar{\theta}_\phi \bar{v} - \bar{\theta}_z \bar{w} - \frac{1}{r_0 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi \bar{v}'\bar{\theta}') + \bar{Q} \quad (27)$$

$$z = -H \ln\left(\frac{p}{1000}\right) \quad (28)$$

Em (26) e (27) foi feita uma análise de escala pseudo quase-geostrófica para ignorar os termos menos importantes para o balanço de momentum e calor (ver Holton, 1975). Avaliando os termos individualmente na equação do balanço de momentum Euleriano (26), achou-se que a aceleração zonal  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial t}$  é frequentemente um pequeno resíduo entre a aceleração de Coriolis e o fluxo divergente de momentum. Isso reflete o fato de que na ausência de transiência e dissipação, as ondas induzem uma circulação meridional Euleriana que, precisamente, balanceia os efeitos do fluxo divergente de calor e momentum. A transformada Euleriana vem como um balanço entre os termos residuais quando essa circulação é retirada (subtraída). Isso é alcançado definindo a velocidade meridional por (29) e (30). Deve-se ser levado em consideração que em contraste com o par  $(\bar{v}, \bar{w})$ , a forçante de  $(\bar{v}^*, \bar{w}^*)$  por ondas lineares estáveis conservativas é idêntico à zero (Andrews e McIntyre, 1976, 1978).

$$\bar{v}^* \equiv \bar{v} - \exp(z/H) \frac{\partial}{\partial z} \left( \exp(-z/H) \frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{\bar{\theta}_z} \right) \quad (29)$$

$$\bar{w}^* \equiv \bar{w} + \frac{1}{r_0 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \cos \phi \frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{\bar{\theta}_z} \right) \quad (30)$$

Substituindo (29) e (30) em (26) e (27), chega-se nas equações do momentum (31) e da termodinâmica (31). O segundo termo do lado direito da equação (31) representa a aceleração  $A$  (33), onde seus contornos ilustram a distribuição de convergência e divergência de  $F$ . A partir da análise de escala quase-geostrófica, espera-se que o 1º e o 3º termo do lado direito da equação (32) sejam menores comparando-os com os outros termos.

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f \bar{v}^* + \frac{\exp(z/H)}{\rho_s r_0 \cos \phi} \nabla \cdot F \quad (31)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -r_0^{-1} \bar{\theta}_\phi \bar{v}^* - \bar{\theta}_z \bar{w}^* + \exp(z/H) \frac{\partial}{\partial z} \left[ \exp(-z/H) r_0^{-1} \bar{\theta}_\phi \frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{\bar{\theta}_z} \right] + \bar{Q} \quad (32)$$

$$A \equiv \frac{\exp(z/H)}{\rho_s r_0 \cos \phi} \nabla \cdot F \quad (33)$$

Nas coordenadas  $(\phi, z)$ , o divergente do fluxo EP é dado por (34), onde as componentes  $F_\phi$  e  $F_z$  de  $F$  são definidas por (35) e (36).

$$\nabla \cdot F = \frac{1}{r_0 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi F_\phi) + \frac{\partial F_z}{\partial z} \quad (34)$$

$$F_\phi \equiv -\rho_s \exp(-z/H) r_0 \cos \phi \bar{u}' \bar{v}' \quad (35)$$

$$F_z \equiv \rho_s \exp(-z/H) r_0 f \cos \phi \bar{v}' \bar{\theta}' / \bar{\theta}_z \quad (36)$$

A constante  $\rho_s$  nas equações (31), (35) e (36) representa a densidade típica da baixa troposfera. Seu valor numérico não possui significância dinâmica porque  $\rho_s$  se cancela em (31). Particularmente, seu papel é fornecer  $F$  com dimensões convenientes. Em particular, sabendo-se que a densidade na atmosfera varia com a altura aproximadamente como  $\rho_s \exp(-z/H)$ , então a partir de (31) vê-se que no problema do fluxo médio transformado,  $\nabla \cdot F$  é uma onda induzida por torque por unidade de volume, agindo no fluxo médio. Por conveniência, assume-se  $\rho_s$  como sendo igual a  $1 \text{ Kg m}^{-3}$ .

Se o campo da altura geopotencial  $\psi$  é dominado por um número de onda  $n$ , então se pode escrever  $\psi$  como (37). Aplicando-se as aproximações geostrófica e hidrostática, chega-se em (38), onde  $P_n$  e  $Q_n$  estão representados pelas equações (39) e (40), respectivamente, e  $N$  é a frequência de Brunt-Vaisala. De aí em diante, examinando a fase do gradiente  $\nabla \epsilon_n$  pode-se determinar diretamente a partir de mapas da altura geopotencial se  $F$  aponta para cima, para baixo, para o Equador ou para o pólo.

$$\psi = \exp(z/2H) \psi_n(\phi, z, t) \times \text{sen}[n\lambda + \epsilon_n(\phi, z, t)] \quad (37)$$

$$F = \left( P_n \frac{\partial \epsilon_n}{\partial \phi}, Q_n \frac{\partial \epsilon_n}{\partial z} \right) \quad (38)$$

$$P_n \equiv \frac{\rho_s n \psi_n^2}{2 f^2 r} \quad (39)$$

$$Q_n \equiv \frac{\rho_s n \psi_n^2}{2 N^2} \quad (40)$$

A propriedade do fluxo EP  $F$  para ondas lineares (livre de divergência na ausência de transiência e dissipação) definido por (35) e (36), é de grande contribuição para um estudo diagnóstico. Segundo Edmon et al. (1980),  $\nabla.F$  é proporcional ao fluxo de vorticidade potencial quase-geostrófico. Assim, na aproximação quase-geostrófica,  $\nabla.F$  mede a divergência a partir de condições não aceleradas, até mesmo quando as amplitudes das ondas são muito grandes para sustentar a teoria linear.

Devido à geometria esférica da superfície terrestre, define-se a coordenada  $y = r_0 \phi$  e considerando-se a onda induzida por torque  $\nabla.F 2\pi r_0 \cos \phi \delta y \delta z$  agindo em um anel zonalmente simétrico se estendendo entre  $y$  e  $y + \delta y$ ,  $z$  e  $z + \delta z$ . Definindo-se  $B$  como em (41), o mesmo pode ser escrito como em (42) onde  $\hat{F}$  está representado pela equação (43) (Edmon et al., 1980).

$$B \equiv 2\pi r_0 \cos \phi \nabla.F \quad (41)$$

$$B = \frac{\partial \hat{F}_y}{\partial y} + \frac{\partial \hat{F}_z}{\partial z} \quad (42)$$

$$\hat{F} \equiv (\hat{F}_y, \hat{F}_z) \equiv 2\pi r_0 \cos \phi F \quad (43)$$

Devido às diferenças de escalas das coordenadas  $y$  e  $z$ , multiplica-se uma constante  $c$  tal que a diferença coordenada represente uma mudança de 1 Km em  $r_0 \phi$  sendo igual a  $c$  vezes a diferença coordenada, representando uma mudança de 1 Km em  $-H \ln\left(\frac{p}{1000}\right)$ . Tal procedimento implica na operação re-escalada representado pela equação (44). Desde que  $B = 0$  se e somente se  $\nabla.F = 0$  ( $\phi \pm 90^\circ$ ), então  $\hat{F}$  aparece não-divergente se e somente se  $\nabla.F = 0$ . Nesse caso,  $\hat{F}$  é mais bem representado do que o fluxo original.



$$\hat{F} \rightarrow (c\hat{F}_y, \hat{F}_z) \quad (44)$$

#### 4. 1 Análise Intra-sazonal do *Fluxo EP* para o Inverno Austral e suas Relações com os Extremos Intra-sazonais do Gelo Marinho nos Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen

##### (i) Mar de Weddell

A figura 4.1a mostra o fluxo  $\hat{F}$  (equação 43) global (80°S-80°N) na interface entre a alta troposfera e a baixa-estratosfera (de 100 hPa até 10 hPa) nos períodos de eventos de ocorrência de extremos negativos no Mar de Weddell, filtrado na escala intra-sazonal (20-90 dias). Além disso, os valores das anomalias positivas e negativas do vento zonal para os mesmos níveis estão indicados na mesma figura com os sombreados em cores, onde a escala está indicada no lado direito, adjacientemente a figura. Optou-se por indicar as anomalias do vento zonal ao invés do divergente do fluxo EP para uma direta interpretação das acelerações em escala intra-sazonal do vento zonal.

No  $lag = -10$  dias para os extremos negativos (fig. 4.1a) no Mar de Weddell, observam-se uma anomalia positiva do vento zonal (de oeste) entre aproximadamente 75°S e 55°S e uma negativa (de leste) entre aproximadamente 50°S e 30°S. Observamos que a região onde a anomalia de oeste se apresenta mais intensa é em aproximadamente 65°S. Tanto a anomalia de oeste quanto a de leste se apresentam mais intensificadas até aproximadamente o nível de 70 hPa.

No nível de 100 hPa observa-se um grande e intenso fluxo ascendente a partir das latitudes circumpolares até as latitudes médias do HS (aproximadamente entre 70°S e 45°S). Em 70 e 50 hPa esse fluxo perde a intensidade e passa a possuir uma componente direcionada para o pólo, sendo que em 30 hPa o fluxo fica praticamente horizontal. Em 20 e 10 hPa esse fluxo mostra uma inversão de fase (descendente). Entre os níveis de 100 hPa e 50 hPa, nota-se um pequeno fluxo descendente a partir da borda esquerda do fluxo ascendente. Entre 50 e 10 hPa, adjacientemente a esse fluxo (aproximadamente entre 55°S e 40°S), há um fluxo descendente com intensidade quase-constante entre 50 e 20 hPa. Em 70 hPa esse fluxo perde a intensidade e em 100 hPa ele se mostra totalmente atenuado. Um fluxo horizontal e de norte em 100 hPa, gerado a partir da borda direita do fluxo ascendente observado entre aproximadamente 70°S e 45°S, apresenta-se tendo uma parte ascendente entre aproximadamente 35°S e 20°S (influenciando também o nível de 70 hPa) devido a interação do mesmo com um fluxo de sul ascendente, gerado no Hemisfério Norte (HN) em região tropical (aproximadamente 10°N). Esse fluxo ascendente tropical também gera um fluxo dirigido para as latitudes médias do HN, apresentando ascendência entre 30°N e 40°N (fortemente atenuado com a altura até 50 hPa) e descendência entre 40°N e 50°N.

Entre aproximadamente 60°N e 80°N observa-se, em 100 hPa, um fluxo descendente extenso, com componente para o Pólo Norte até o nível de 10 hPa, porém sendo este fraco, comparado com os fluxos observado nas regiões dos arredores do Pólo Sul.

No geral, observa-se que os fluxos extratropicais do HS são bem mais intensos do que os fluxos extratropicais do HN. É importante salientar que o período que corresponde ao inverno no HS é de verão para o HN. Nota-se ainda no nível de 100 hPa da região extratropical do HS maiores contribuições energéticas da troposfera para a estratosfera (fluxos ascendentes).

No  $lag = -5$  (fig. 4.1b) continuam sendo observados os mesmos sinais das anomalias do vento zonal do  $lag$  anterior, com ventos de oeste localizados aproximadamente entre 75°S e 55°S e o ventos de leste entre aproximadamente 50°S e 35°S.

No nível de 100 hPa, são observados fluxos ascendentes de  $\hat{F}$  nas latitudes compreendidas entre 50°S e 20°S e entre 0° e 20°N. Ambos os fluxos são de fraca intensidade e são fortemente atenuados acima do nível de 100 hPa. Ainda no mesmo nível barométrico, nota-se que ambos os fluxos ascendentes possuem componentes de sul e de norte, gerando fluxos nessas direções. Entre 55°S e 70°S observa-se um fluxo ascendente direcionado para o Pólo Sul, mostrando atenuação com a altura até 50 hPa. Nos níveis de 30, 20 e 10 hPa, entre aproximadamente 80°S e 30°S, observa-se um extenso fluxo descendente. Além disso, observa-se um fluxo descendente nas latitudes entre 80°S e 70°S, nos níveis entre 100 e 50 hPa. Nos extratropicais do HN (aproximadamente entre 35°S e 60°S em 100 hPa) observa-se um fluxo ascendente direcionado para o Pólo Norte. Esse fluxo ascendente pode também ser observado nos níveis de 70 e 50 hPa, sendo que em 30 hPa ele está fortemente atenuado. Aproximadamente em 65°N (em todos os níveis de pressão) nota-se um fraco fluxo descendente.

Assim, como no caso da figura 4.1a, os fluxos verticais do HS mostram-se bem mais intensos do que os fluxos originados no HN. No nível de 100 hPa das latitudes médias do HS, pode-se notar a predominância dos fluxos ascendentes, mostrando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera.

Já no dia de ocorrência dos eventos extremos (fig. 4.1c), observam-se ventos de oeste aproximadamente entre 70°S e 55°S, com maior intensidade aproximadamente em 65°S, nos níveis entre 30 e 10 hPa. Entre 150 e 100 hPa, o esses ventos mostram-se enfraquecido em relação aos  $lags$  anteriores. Ventos de leste mostram-se aproximadamente entre 50°S e 35°S.

Analisando-se  $\hat{F}$  em 100 hPa, notam-se dois fluxos ascendentes entre 50°S e 20°S e entre 30°N e 60°N, sendo que o primeiro influencia fracamente o nível 70 hPa e apresenta uma forte componente para o Pólo Sul, e o segundo influencia os níveis de 70 e 50 hPa, atenuando-se fortemente com a altura. Entre aproximadamente 80°S e 50°S, para todos os níveis ilustrados, há um intenso fluxo descendente, sendo que entre 30 e 10 hPa, o

fluxo se estende aproximadamente entre 80°S e 30°S. No HN, pode-se observar um fraco fluxo descendente aproximadamente entre 60°N e 65°N em todos os níveis barométricos.

Em suma, o padrão observado nas figuras 4.1a e 4.1b continua sendo mantido, com fluxos circumpolares e extratropicais do HS mais intensos do que os fluxos observados no HN. No HS observa-se que a troca energética é maior da estratosfera para a troposfera, em 100 hPa.

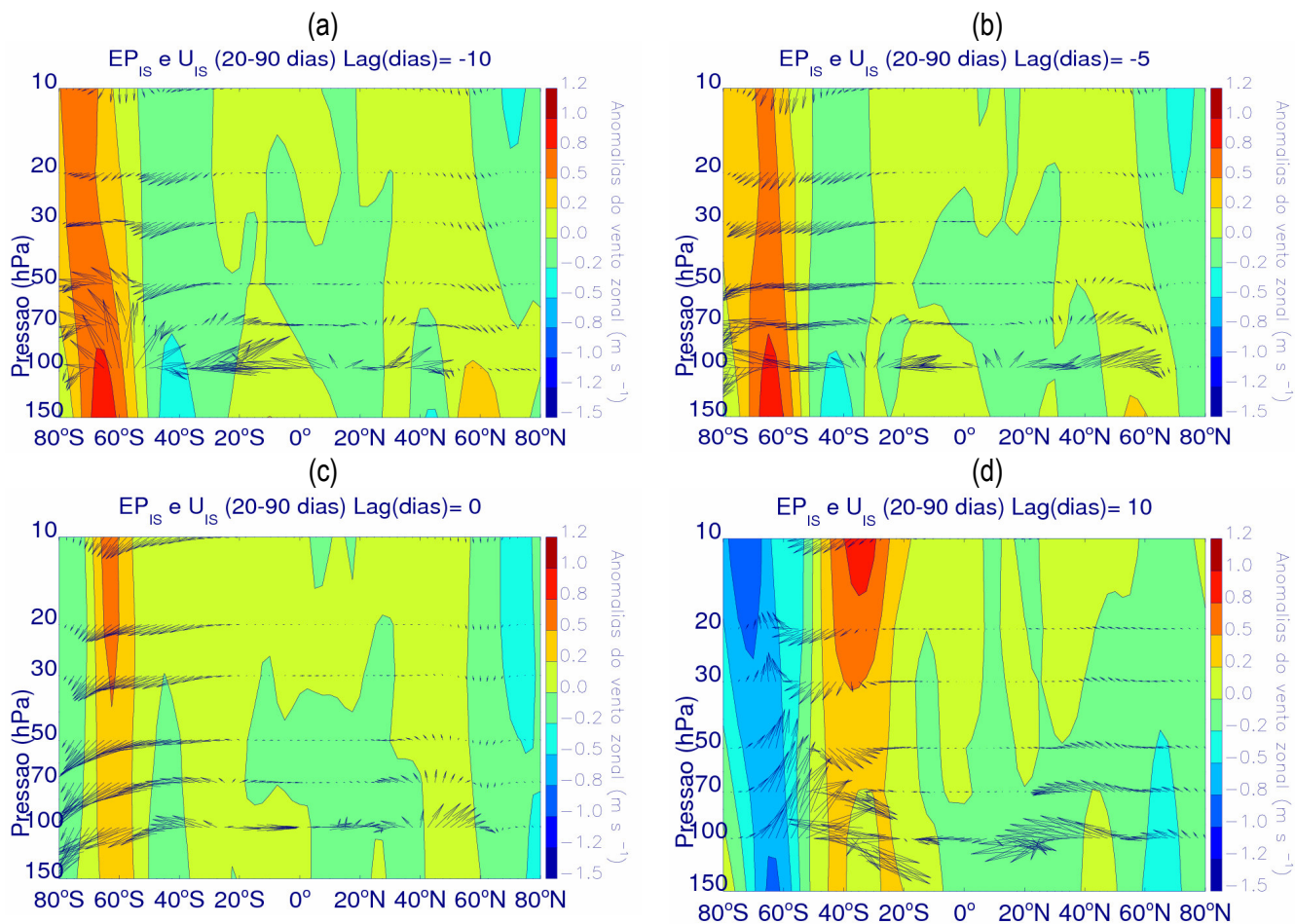
Dez dias posteriores ao dia do evento extremo observado (fig. 4.1d), há uma inversão de fase das anomalias do vento zonal, assim como ilustrado pela figura 3.1d, onde se observam anomalias de leste aproximadamente entre 75°S e 50°S e de oeste entre aproximadamente 45°S e 20°S, sendo que ambas as anomalias do vento zonal mostram-se mais intensas aproximadamente entre 30 e 10 hPa .

Entre as latitudes aproximadas de 70°S e 20°S observam-se dois fluxos adjacentes, sendo um ascendente (entre 70°S e 50°S), se estendendo até o nível de 20 hPa e atenuando-se conforme atinge as mais baixas pressões; e o outro descendente (entre 50°S e 20°S) se estendendo por todos os níveis barométricos ilustrados na figura, sendo que de 30 a 10 hPa o fluxo mostra-se possuindo uma componente dirigida para o Pólo Sul e de 100 a 50 hPa mostra-se possuindo uma componente para o Equador.

No HN observam-se dois fluxos ascendentes, sendo um na região tropical e subtropical (aproximadamente entre 5°N e 50°N), possuindo componente para o Equador e sendo fortemente atenuado entre 50 e 20 hPa; e o outro na região circumpolar norte (aproximadamente entre 60°N e 80°N), possuindo componente para o Equador, sendo esse mais fraco em relação ao primeiro fluxo e fortemente atenuado gradativamente até 20 hPa.

Uma análise geral da figura mostra que os fluxos são mais intensos nas latitudes circumpolares do HS do que no HN. Analizando somente a baixa estratosfera (100 hPa), nota-se que os fluxos estratosfera-troposfera (fluxo descendente) são ligeiramente maiores do que os fluxos opostos.

Uma análise geral para todas as figuras relativas aos períodos de eventos extremos negativos intra-sazonais da extensão do gelo marinho no Mar de Weddell mostra que em todas as situações, os fluxos localizados no HS mostram-se mais intensos do que os fluxos localizados no HN. Tendo em vista somente a baixa estratosfera (100 hPa), observa-se que os fluxos ascendentes mostram-se maiores do que os fluxos descendentes nas figuras 4.1a e 4.1b, ou seja, a contribuição energética da troposfera para a estratosfera é maior do que a contribuição energética da estratosfera para a troposfera. Nos casos das figuras 4.1c e 4.1d observam-se fluxos predominantemente descendentes onde se observa a perda do sinal do trem de ondas circumpolar como visto na figura 3.1c e sua posterior mudança de fase como visto em 3.1d. Assim, associa-se a predominância de fluxos ascendentes com a fase favorável do trem de ondas subtropical na modulação dos extremos negativos do gelo marinho regional e, predominância de fluxos descendentes em 100 hPa em sua fase oposta. Nota-se ainda a inversão de fase das anomalias do vento zonal entre os *lags* negativos e positivos, assim como observado nas anomalias de U850 e U200 (figs. 3.2 e 3.3).



**Figura 4.1:** Representação do fluxo de Eliassen-Palm  $\hat{F}$  para os níveis estratosféricos e anomalias do vento zonal (região colorida ao fundo da ilustração) filtrado na escala intra-sazonal (20-90 dias), associados aos eventos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddell para o inverno. As figuras estão defazadas no tempo onde (a) ilustra 10 dias anteriores ao dia do evento extremo observado, (b) 5 dias, (c) é o dia do evento e (d) 10 dias posteriores ao evento. O tamanho do vetor representa a intensidade do mesmo e o valor da constante  $c$  é 0,0091 para todos os diagramas. A escala de  $\hat{F}$  é tal que uma unidade de  $\hat{F}$  vale  $1 \times 10^{13} \text{ Kg.m.s}^{-2}$ . As figuras são significativas ao nível de 95% baseado no teste t de Student, com número de graus de liberdade (nof) igual a 62.

Em relação aos extremos positivos do gelo oceânico no Mar de Weddell (fig. 4.2), 10 dias anteriores ao dia dos eventos extremos (fig. 4.2a), observam-se anomalias de leste entre 75°S e 50°S enquanto que de oeste aproximadamente entre 45°S e 30°S. Esses padrões mostram-se opostos aos encontrados no caso dos períodos relativos aos eventos extremos intra-sazonais negativos (fig. 4.1a).

No nível de 100 hPa observa-se um forte fluxo ascendente de  $\hat{F}$ , aproximadamente entre 60°S e 35°S, se estendendo com forte intensidade até os mais altos níveis permitidos pela ilustração (10 hPa). Ainda no nível de 100 hPa, observa-se que esse fluxo possui uma componente direcionada para o Equador. A partir da borda direita desse intenso fluxo ascendente, observa-se um fluxo horizontal direcionado para o Equador, sendo este

avançando em direção ao HN e interagindo com um fluxo descendente em aproximadamente 60°N, desconfigurando-se em 65°N.

Entre 40°N e 80°N, a figura 4.2a mostra dois fluxos adjacentes de fraca intensidade e de fases opostas, sendo o primeiro localizado aproximadamente entre de 40°N e 60°N e descendente e o outro, localizado aproximadamente entre 60°N e 80°N e ascendente. Ambos os fluxos se estendem desde 100 até 10 hPa, sem alterações significativas na intensidade.

Assim como nos casos da figura 4.1, os fluxos mostram-se mais intensos no HS do que no HN. Analizando-se o somente o nível de 100 hPa observa-se que os fluxos ascendentes predominam sobre os fluxos descendentes, assim com mostrado na figura 4.1a.

Cinco dias anteriores ao dia dos eventos extremos observados (fig.4.2b), observam-se anomalias de oeste aproximadamente entre 80°S e 75°S e entre 45°S e 35°S (com maiores intensidades em 40°S e próximo de 150 hPa). Anomalias de leste podem ser observadas aproximadamente entre 70°S e 50°S. Esses padrões mostram-se opostos aos padrões apresentados na figura 4.1b.

Entre 100 hPa e 20 hPa, observam-se dois fluxos adjacentes e ascendentes, sendo um menos intenso e fortemente atenuado conforme sobe (localizado entre 80°S e 50°S) e outro mais intenso e fracamente atenuado conforme se diminuem as pressões (localizado entre 50°S e 25°S). Os fluxos mostram-se possuindo componentes direcionadas para o norte, principalmente em 100 hPa. Aproximadamente entre 10°S e 40°N, em 100 hPa, observa-se um fluxo horizontal com descendência aproximadamente entre 10°S e 0° e descendência e ascendência entre 20°N e 40°N.

No HN, aproximadamente entre 40°N e 80°N, estão localizados dois fluxos verticais adjacentes, sendo um direcionado para baixo (aproximadamente entre 40°N e 60°N) e o outro para cima (aproximadamente entre 60°N e 80°N). Ambos os fluxos se estendem por todos os níveis barométricos apresentados na figura, sendo que o primeiro diminui razoavelmente com a altura e o segundo se mantém constante.

Assim, observa-se que o padrão observado na figura 4.2a continua mantido, com os fluxos verticais do HS mais intensos do que os fluxos verticais do HN e com fluxos ascendentes em 100 hPa predominando sobre os fluxos descendentes.

No dia de ocorrência dos eventos extremos (fig. 4.2c), observam-se anomalias de leste aproximadamente entre 70°S e 50°S e de oeste aproximadamente entre 80°S e 75°S e 45°S e 35°S. Esses padrões apresentados pela figura 4.2c mostram-se opostos aos apresentados na figura 4.1c. Além disso, pode-se notar a desintensificação das anomalias entre os  $lag = -5$  dias e o  $lag = 0$ .

Analisando-se o fluxo  $\hat{F}$  em 100 hPa, há a ocorrência de quatro fluxos adjacentes entre 80°S e 5°S. O primeiro, localizado entre 80°S e 65°S, é ascendente e fortemente atenuado gradativamente até o nível de 20

hPa, apresentando componente para o norte em todos os níveis. O segundo é um pouco mais intenso que o primeiro e é descendente (localizado entre 65°S e 50°S), sendo fracamente atenuado com a altura e com componente de norte entre 100 e 50 hPa e de sul entre 30 e 10 hPa. Já o último fluxo (entre 40°S e 15°S) tem componente para o norte e é descendente em 100 hPa. Conforme se diminuem os valores barométricos, a componente de norte desse fluxo vai perdendo a intensidade e o fluxo apresenta um giro no sentido anti-horário, tornando-se ascendente a partir de 50 hPa em diante. Além disso, esse último fluxo interage com o quarto fluxo que é horizontal de e direcionado para o Pólo Sul, sendo que esse fluxo horizontal apresenta descendência aproximadamente entre 30°S e 5°S, somente em 100 hPa.

Entre 5°N e 40°N, nota-se um fluxo horizontal direcionado para o Pólo Sul em 100 hPa, sendo este apresentando descendência aproximadamente entre 15°N e 30°N e ascendência aproximadamente entre 30°N e 40°N. Nos níveis barométricos acima de 100 hPa (até 20 hPa), esse fluxo tende a ficar praticamente horizontal.

Entre 40°N e 80°N são observados dois fluxos adjacentes, sendo o primeiro (entre 40°N e 60°N) descendente e fortemente atenuado com a altura e o segundo (entre 60°N e 80°N) ascendente e quase-constante com a altura.

Uma análise geral da figura 4.2c mostra a predominância de fluxos descendentes no HS e em 100 hPa, assim como na figura 4.1c (diferentemente das figuras 4.2a e 4.2b). Nota-se ainda a desintensificação das anomalias do vento zonal no HS.

Dez dias após os extremos observados (fig. 4.2d), pode-se observar a inversão de fase das anomalias do vento zonal (assim como nas figuras 4.1d), com anomalias de oeste aproximadamente entre 65°S e 55°S e de leste aproximadamente entre 80°S e 50°S e 50°S e 15°S.

Entre as latitudes de 80°S e 55°S há um fluxo  $\hat{F}$  descendente com maior intensidade aproximadamente em 65°S e com componente para o Pólo Sul, atenuando-se com a diminuição da pressão. Entre aproximadamente 45°S e 25°S observa-se um fluxo ascendente em 100 hPa com forte componente de sul em sua borda esquerda e fraca componente de norte em sua borda direita (a partir de onde observa-se a geração de um fluxo horizontal e direcionado para o Equador, atenuando-se com a altura em 70 hPa e desaparecendo em 0° ao interagir com um fluxo horizontal dirigido para o Pólo Sul), sendo este fortemente atenuado com a altura e tornando-se horizontal e direcionado para o Pólo Sul em 20 hPa.

Entre 10°N e 30°N há um pequeno fluxo ascendente, influenciando apenas o nível de 100 hPa, porém gerando razoáveis fluxos direcionados para o Equador e para o Pólo Norte, sendo esse fluxo direcionado para o Equador interagindo com o fluxo horizontal gerado a partir da borda direita do fluxo ascendente localizado aproximadamente entre 45°S e 25°S. Entre 55°N e 80°N apresenta-se um fluxo ascendente com gradativa e fraca diminuição de intensidade com a altura, sendo que esse fluxo mostra clara interação com o fluxo horizontal e direcionado para o Pólo Norte gerado a partir do fluxo localizado aproximadamente entre 10°N e 30°N, em 100

hPa. O fluxo ascendente entre aproximadamente 55°N e 80°N apresenta componente para o Pólo Norte, sendo que essa componente se desintefica com a altura, gerando um giro no sentido anti-horário. A partir do nível de 50 hPa em diante, o fluxo apresenta-se com uma componente direcionada para o Equador.

Assim, de acordo com essas análises da figura 4.2d, observa-se que os fluxos circumpolares do Pólo Sul são mais intensos que os apresentados no HN (assim como no caso da figura 4.1d). Para todos os casos (figs. 4.2a-4.2d), nota-se ainda que para os *lags* anteriores ao dia do evento extremo observado, há uma maior contribuição dos fluxos verticais em 100 hPa no sentido troposfera-estratosfera, enquanto que para os *lags* posteriores, a contribuição é mais significativa no sentido estratosfera-troposfera, nas regiões circumpolares do Pólo Sul (assim com na figura 4.1). Ao compararmos os fluxos apresentados pela figura 4.2 com as fases do trem de ondas subtropical para o mesmo período (fig. 4.6), pode-se concluir que os fluxos predominantemente ascendentes (figs. 4.2a e 4.2b) estão associados às fases do trem de ondas circumpolar propícias para a modulação dos eventos extremos positivos (figs. 3.6a e 3.6b). No caso dos fluxos predominantemente descendentes (figs. 4.2c e 4.2d), observa-se associação com as fases do trem de ondas circumpolar propícias para a modulação dos eventos extremos negativos (figs. 3.6c e 3.6d). Comparando-se as figuras 4.1 e 4.2, pode-se observar que as anomalias do vento zonal mostram-se com fases opostas para o HS, assim como observado quando comparando-se as figuras 3.3 e 3.8 (anomalias de U200).

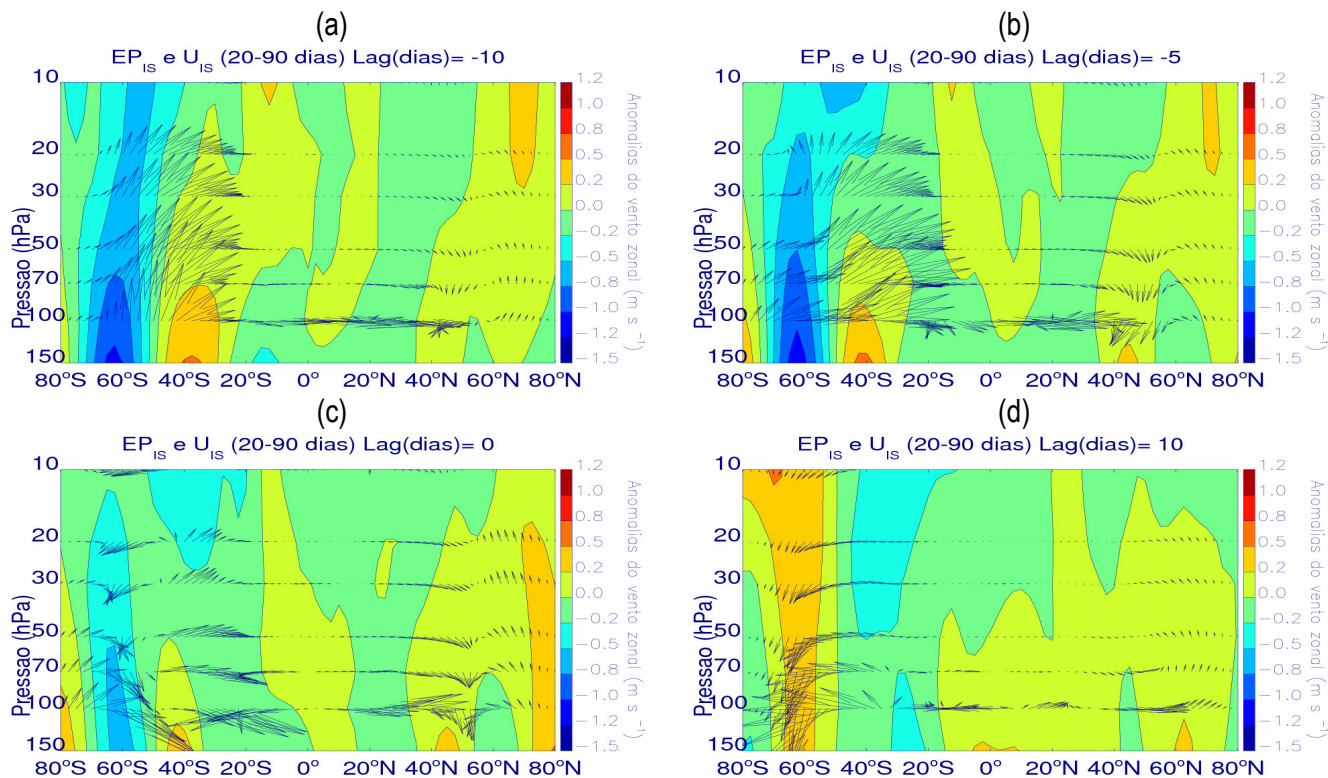


Figura 4.2: Como na figura 4.1, mas para extremos positivos (nof = 64).

## (ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

A mesma análise de  $\hat{F}$ , porém para o Mar de Amundsen-Bellingshausen foi feita relacionada com os extremos de retração (fig. 4.3) e expansão do gelo marinho regional (fig. 4.4). A figura 4.3a mostra anomalias de leste entre aproximadamente 80°S e 70°S e entre 55°S e 35°S, enquanto que de oeste são observadas aproximadamente entre 65°S e 60°S, com maiores intensidades entre 50 e 10 hPa. As fases dessas anomalias do vento zonal concordam com as apresentadas no caso dos extremos de retração da extensão intra-sazonal do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.1a).

Entre aproximadamente 80°S e 20°S observam-se dois fluxos acoplados mostrando um giro no sentido anti-horário entre essas latitudes, sendo o fluxo descendente localizado aproximadamente entre 80°S e 60°S, quase-constante com a altura, se estendendo desde 100 até 10 hPa e possuindo componente direcionada para o Equador em todos os níveis. Já o fluxo ascendente (aproximadamente entre 60°S e 20°S em 100 hPa e entre 60°S e 45°S nos níveis de pressão acima de 100 hPa) é ligeiramente mais intenso do que o fluxo descendente, apresentando atenuação gradativa com a altura sendo essa mais forte acima de 50 hPa e possuindo componente direcionada para o Equador até 70 hPa e direcionada para o Pólo Sul acima de 50 hPa, sendo que em 20 hPa o mesmo torna-se horizontal e de Sul. Acima desses fluxos acoplados (10 hPa), é observado um fluxo descendente em toda a faixa latitudinal de aproximadamente 80°S e 50°S.

Em 100 hPa, observa-se um fluxo horizontal e direcionado para o HN localizado aproximadamente entre 20°S e 40°N, sendo que entre aproximadamente 20°N e 40°N ele apresenta descendências. Esse fluxo horizontal interage em aproximadamente 40°N com um fluxo descendente de fraca intensidade que se estende até 30 hPa e abrange aproximadamente as latitudes entre 40°N e 70°N. Entre aproximadamente 70°N e 80°N, observa-se um fraco fluxo ascendente em 100 hPa.

No geral, observa-se que os fluxos verticais localizados no HS apresentam-se mais intensos do que os fluxos localizados no HN, assim como observado nas figuras 4.1 e 4.2. Analizando-se somente o nível de 100 hPa, nota-se que os fluxos ascendentes predominam sobre os fluxos descendentes, assim como nas figuras 4.1a.

Já no  $lag = -5$  dias (fig. 4.3b) observa-se um deslocamento para o norte das anomalias do vento zonal no HS, com anomalias de leste aproximadamente entre 80°S e 60°S, sendo que as maiores intensidades dessas anomalias de leste se localizam entre 30 e 10 hPa. Outra anomalia de leste pode ser observada aproximadamente entre 30°S e 10°S, com um núcleo mais intenso em aproximadamente 20°S nas proximidades de 150 hPa, enquanto anomalias de oeste são observadas aproximadamente em 65°S somente nos mais altos níveis (entre 20 e 10 hPa). Esse padrão apresentado pelas anomalias do vento zonal mostra-se oposto ao



apresentado nos períodos de eventos extremos negativos da extensão intra-sazonal do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.1b) e é relativamente concordante com o padrão de posicionamento das anomalias do vento zonal apresentado nos períodos de eventos extremos positivos da extensão intra-sazonal do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.2b).

Entre aproximadamente 80°S e 15°S observam-se dois fluxos ascendentes e adjacentes, sendo ambos ascendentes até o nível de 50 hPa. O primeiro fluxo do pólo para o Equador (localizado aproximadamente entre 80°S e 65°S) diminui sua intensidade com a altura até 50 hPa, apresentando uma componente de norte que ocasiona um giro no sentido horário com a altura. Em 30 hPa, esse fluxo mostra uma mudança de fase, tornando-se descendente. Entre aproximadamente 65°S e 15°S (em 100 hPa) localiza-se o segundo fluxo ascendente com maior intensidade que o primeiro e com uma componente de norte, diminuindo gradativamente sua intensidade até 50 hPa. Em 30 e 20 hPa observa-se uma componente de sul gerando um giro no fluxo no sentido anti-horário com a altura.

Em 100 hPa observa-se um fluxo horizontal direcionado para o Equador, sendo que aproximadamente entre 15°S e 0° nota-se um pequeno fluxo descendente e aproximadamente entre 15°N e 35°N nota-se um ascendente. Próximo a 40°N, esse fluxo horizontal interage com um fluxo descendente de fraca intensidade que é atenuado com a altura até 20 hPa. Entre aproximadamente 50°N e 80°N, há a presença de um fluxo ascendente, sendo o mesmo quase-constante com a altura apresentando uma componente dirigida para o Equador.

Assim, observou-se que os fluxos originados no HS possuem maiores intensidades do que os gerados no HN, assim como observado nas figuras 4.1, 4.2 e 4.3a. Analisando somente a baixa estratosfera (100 hPa) observa-se que os fluxos ascendentes predominam sobre os descendentes, mostrando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera, assim como nas figuras 4.1b (extremos negativos no Mar de Weddell), 4.2b (extremos positivos no Mar de Weddell) e 4.3a.

No  $lag = 0$  (fig. 4.3c) nota-se um relativo fortalecimento das anomalias do vento zonal no HS com anomalias de leste entre aproximadamente 70°S e 50°S (sendo mais intensa entre 20 e 10 hPa) e outra aproximadamente entre 30°S e 15°S (mais intensa entre 150 e 100 hPa). Anomalias de oeste são observadas aproximadamente entre 50°S e 35°S (sendo mais intensa entre 150 e 100 hPa). As localizações das anomalias do vento zonal coincidem relativamente com o caso apresentado na figura 4.2c (extremos positivos no Mar de Weddell), sendo oposto ao caso da figura 4.1c (extremos negativos no Mar de Weddell).

Entre aproximadamente 80°S e 40°S encontram-se dois fluxos ascendentes adjacentes, sendo o primeiro (localizado aproximadamente entre 80°S e 65°S) diminuindo gradativamente sua intensidade com a altura, sendo fortemente atenuado em 30 hPa e apresentando-se quase horizontal e com a intensidade bem atenuada em 20 hPa. O fluxo apresenta componente direcionada para o Equador que ocasiona em um giro no sentido horário com a altura até 50 hPa e em 10 hPa observa-se uma mudança de fase do fluxo, tornando-se descendente. O

segundo fluxo (localizado aproximadamente entre 65°S e 40°S) é bem mais intenso que o primeiro (principalmente no nível de 100 hPa), apresenta componente de norte até 50 hPa ocasionando um giro no sentido anti-horário com a altura, sendo que em 30 e 20 hPa o fluxo passa a ter uma componente dirigida para o Pólo Sul.

No HN observa-se um pequeno fluxo ascendente em 100 hPa, localizado aproximadamente em 10°N. Esse pequeno fluxo gera a partir de suas bordas esquerda e direita, respectivamente, fluxos horizontais direcionados para o Equador e para o Pólo Norte, sendo o fluxo direcionado para o Pólo Norte observado em 100, 70 e 50 hPa, perdendo a intensidade com a altura e interagindo com um pequeno fluxo descendente localizado aproximadamente em 45°N, gerando fluxos descendentes em 100 hPa.

Entre aproximadamente 45°N e 80°N é observado um fluxo ascendente quase-constante com a altura e com uma componente dirigida para o Equador visível até 20 hPa.

No geral, observa-se que os fluxos provenientes do HS são mais intensos que os observados no HN, assim como visto nas figuras 4.1, 4.2, 4.3a e 4.3b. Em 100 hPa, nota-se que os fluxos ascendentes predominam sobre os fluxos descendentes, mostrando maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera.

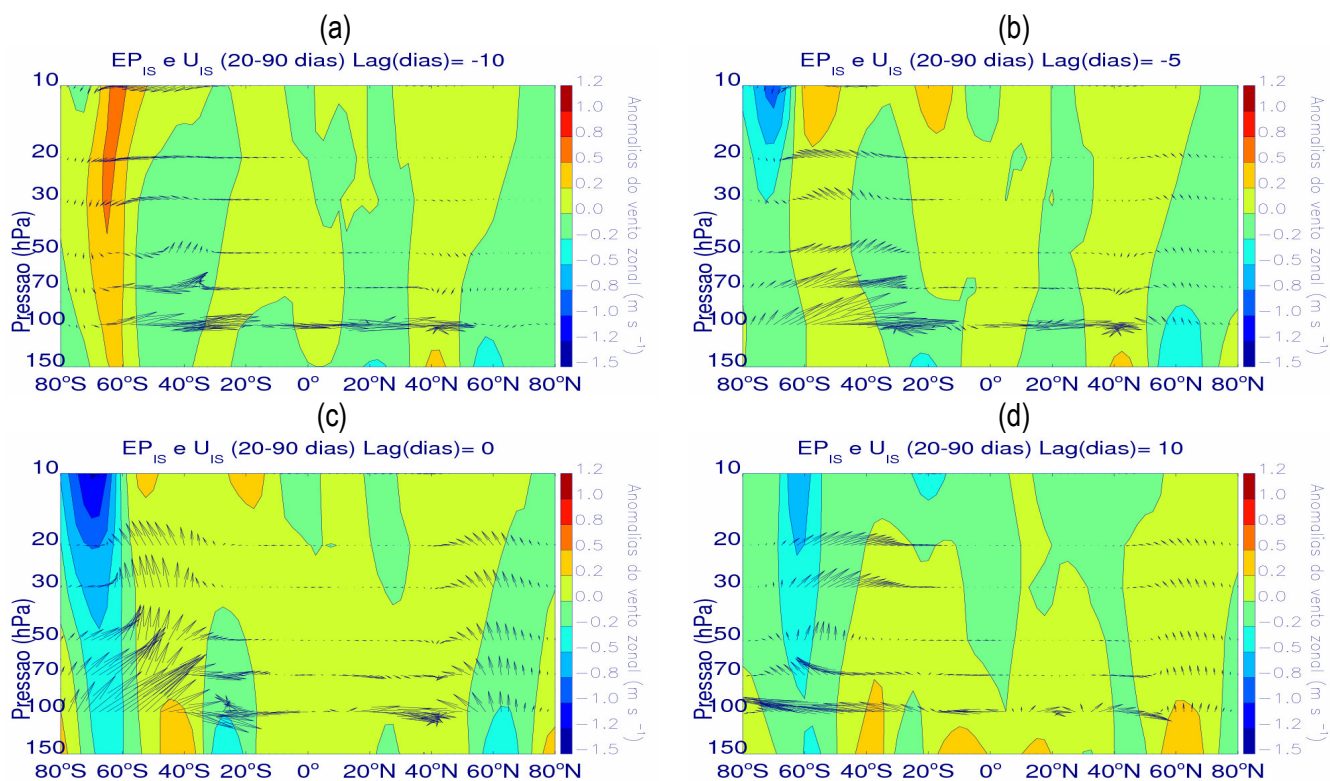
A figura 4.3d mostra a permanência das posições relativas das anomalias do vento zonal no HS, porém com ligeira desintensificação das mesmas em relação à figura 4.3c. Essas anomalias do vento zonal apresentadas no HS são relativamente concordantes com as anomalias do vento zonal observadas na figura 4.1d (extremos negativos no Mar de Weddell), em relação a posição das mesmas.

A análise do fluxo de  $\hat{F}$  mostra uma pequena anomalia ascendente em aproximadamente 10°N e no nível de 100 hPa, gerando a partir de suas bordas um fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte e outro dirigido para o HS, ambos em 100 hPa. O fluxo dirigido para o HS começa a apresentar ascendência aproximadamente entre 15°S e 70°S nos níveis de 100 e 70 hPa. Do nível de 50 hPa em diante, o fluxo ascendente se limita entre as latitudes de 25°S e 70°S, começando a apresentar uma componente de norte que se intensifica em 30 e 20 hPa.

Entre 25°N e 40°N apresenta-se um fluxo ascendente em 100 hPa, gerando a partir de suas bordas um fluxo horizontal para o Equador e outro para o Pólo Sul e outro de norte, sendo o último se estendendo até 50 hPa e diminuindo a intensidade com a altura.

Entre aproximadamente 55°N e 80°N apresenta-se um fluxo ascendente e quase-constante com a altura desde 100 hPa até 20 hPa. Esse fluxo ascendente apresenta-se ainda possuindo uma fraca componente de sul.

No geral, continua-se observando que para o inverno austral, os fluxos verticais se mostram mais intensos nas latitudes do HS do que do HN. Analisando somente o nível de 100 hPa, nota-se que os fluxos ascendentes contribuíram mais com as trocas de calor e momentum entre troposfera-estratosfera do que os fluxos opostos, em todos os casos assim como observados nos *lags* anteriores (figs. 4.3a, 4.3b e 4.3c).



**Figura 4.3:** Como na figura 4.1, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).

Em relação aos extremos positivos do gelo no Mar de Amundsen-Bellingshausen, a figura 4.4a mostra ventos de leste entre as latitudes aproximadas de 60°S e 30°S, com anomalias negativas mais intensas aproximadamente em 65°S entre 40 e 10 hPa. Ventos de oeste são observados entre aproximadamente 80°S e 70°S (sendo mais intensos em aproximadamente 80°S entre 20 e 10 hPa) e entre aproximadamente 25°S e 15°S em torno de 150 hPa. Essas anomalias mostram-se ligeiramente deslocadas para o norte em relação à figura 4.2a (extremos positivos no Mar de Weddell). Além disso, as anomalias mostram-se de fase oposta em relação às apresentadas no caso dos extremos negativos (fig. 4.3a).

Entre aproximadamente 80°S e 70°S é observado um intenso fluxo ascendente em 100 hPa apresentando uma componente de sul, além de ser fortemente atenuado com a altura até 20 hPa. Adjacentemente a esse fluxo (entre aproximadamente 60°S e 30°S) há um forte fluxo descendente se estendendo desde 100 até 10 hPa e com ligeira atenuação da intensidade com a altura.

No HN, aproximadamente em 15°N, há um fluxo ascendente em 100 hPa, fortemente atenuado até 70 hPa e gerando fluxos horizontais dirigidos para o Equador e para o Pólo Norte, a partir de suas bordas. O fluxo horizontal dirigido para o Equador apresenta ascendência durante o seu percurso (em 100 hPa) até aproximadamente 30°S. O fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte apresenta descendência em aproximadamente 30°N.

Em aproximadamente 40°N há a presença de um fluxo ascendente se estendendo desde 100 hPa até 30 hPa (com forte diminuição da intensidade com a altura). Um fluxo descendente é observado aproximadamente entre 55°N e 80°N se estendendo desde 100 até 10 hPa, com fraca atenuação com a altura.

No geral, observa-se que os fluxos verticais originados no HS continuam se mantendo mais intensos do que os fluxos verticais originados no HN (assim como nas figuras 4.1, 4.2 e 4.3). No nível de 100 hPa, observa-se que os fluxos descendentes predominam sobre os fluxos ascendentes.

Já no  $lag = -5$ , a figura 4.4b mostra as anomalias do vento zonal no HS ligeiramente deslocadas para o norte em relação à configuração apresentada no caso da análise dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.2b). Observam-se ventos de leste aproximadamente entre 50°S e 30°S, enquanto ventos de oeste são observados aproximadamente entre 80°S e 70°S (mais intensos entre 20 e 10 hPa) e entre 25°S e 20°S (próximo ao nível de 150 hPa).

A análise do fluxo de  $\hat{F}$  mostra um fluxo ascendente em aproximadamente 40°N, fortemente atenuado até 30 hPa e gerando um intenso fluxo horizontal dirigido para o HS em 100 hPa e observável com fraca intensidade no nível barométrico logo acima (70 hPa). Esse fluxo horizontal e dirigido para o HS mostra-se ascendente por toda a sua trajetória até aproximadamente 30°S. Entre 60°N e 70°N nota-se um fluxo ascendente quase-constante com a altura (até 20 hPa) e entre 70°N e 80°N observa-se um fraco fluxo ascendente com intensidade quase-constante até 20 hPa.

Entre aproximadamente 80°S e 50°S, em 100 hPa, são observadas as presenças de dois fluxos descendentes e adjacentes, sendo um localizado aproximadamente entre 80°S e 60°S, fortemente atenuado com a altura e possuindo uma componente que o direciona para o Pólo Sul. Entre 50 e 20 hPa, a borda direita desse fluxo ascendente apresenta uma componente que o a direciona para o Equador. Entre 60°S e 30°S observa-se o outro fluxo ascendente, sendo este ligeiramente atenuado com a altura, possuindo uma componente que o direciona para o Pólo Sul até aproximadamente 50 hPa, a partir de onde entra em ação uma componente que o direciona para o Equador no níveis de pressão logo acima.

Assim, observa-se que os fluxos mostrados no HS apresentam-se mais intensos que os apresentados no HN, sendo que em 100 hPa, os fluxos descendentes predominam sobre os fluxos ascendentes (indicando uma contribuição energética da estratosfera para a troposfera). Essa configuração em 100 hPa mostra-se oposta as encontradas nas figuras 4.1b, 4.2b e 4.3b.

No  $lag = 0$  (fig. 4.4c) é observado um ligeiro deslocamento para o norte das anomalias de oeste do HS (aproximadamente entre 75°S e 60°S, sendo mais intenso entre 20 e 10 hPa), sendo que as outras anomalias do vento zonal apresentadas nessa figura mantêm-se posicionadas relativamente nas mesmas localizações observadas no  $lag = -5$  (fig. 4.4b). Observam-se ventos de leste aproximadamente entre 80°S e 70°S (entre

150 e 50 hPa) e entre 50°S e 35°S (mais intensos aproximadamente em 40°S e 150 hPa). Ventos de oeste são observados aproximadamente entre 30°S e 25°S (entre 150 e 100 hPa). Esse padrão apresentado pelas anomalias do vento zonal mostra-se de fase oposta ao apresentado no caso dos extremos positivos no Mar de Weddell (fig. 4.2c) e no caso dos extremos negativos no Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 4.3c).

Através da análise de  $\hat{F}$ , observamos um pequeno fluxo ascendente em 100 hPa localizado aproximadamente em 10°S sendo atenuado com a altura e apresentando-se deslocado para a esquerda em 70 e 50 hPa (entre aproximadamente 30°S e 15°S). A partir das bordas desse fluxo ascendentes, em 100 hPa, são gerados fluxos horizontais dirigidos para o Equador e para o Pólo Sul. Esse fluxo horizontal dirigido para o Pólo Sul apresenta descendência em aproximadamente 35°S e ascendência aproximadamente entre 35°S e 55°S. Entre aproximadamente 80°S e 55°S em 100 hPa, e aproximadamente entre 80°S e 35°S entre 70 e 10 hPa observa-se um intenso fluxo descendente ligeiramente atenuado com a altura. Entre aproximadamente 40°N e 60°N, é observado um pequeno fluxo ascendente e atenuado com a altura até a camada de 50 hPa, gerando um intenso fluxo horizontal dirigido para o Equador que se estende até 5°S e é observável em 100 e 70 hPa. Entre 65°N e 80°N observa-se um fluxo ascendente de fraca intensidade apresentando uma componente que o dirige para o Equador e o torna descendente entre 30 e 10 hPa.

No geral, os fluxos verticais encontrados no HS mostram-se com maiores intensidade em relação aos fluxos verticais encontrados no HN, assim como nas figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4a e 4.4b. Analisando somente o nível de 100 hPa, observa-se que fluxos descendentes predominam sobre os ascendentes no HS. Esse resultado mostra-se em concordância com o resultado apresentado no caso dos extremos negativos (fig. 4.1c) e positivos no Mar de Weddell (fig. 4.2c).

No  $lag = 10$  (fig. 4.4d) observa-se que as anomalias circumpolares do vento zonal do HS apresentam-se em fase com as anomalias apresentadas no caso dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig.4.2d) e fora de fase com as anomalias observadas no caso dos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.2d) e Amundsen-Bellingshausen (fig. 4.3d). Observam-se ventos de leste entre aproximadamente 80°S e 75°S (entre 150 e 20 hPa) e ventos de oeste aproximadamente entre 65°S e 55°S (entre 40 e 10 hPa).

Entre 80°S e 60°S observa-se um fraco fluxo descendente de  $\hat{F}$  que é fortemente atenuado com a altura, apresentando uma componente de norte entre 100 e 50 hPa, desviando-o em direção ao Equador. Em 100 hPa, aproximadamente entre 60°S e 0°, observa-se um intenso fluxo horizontal dirigido para o Equador, gerado a partir de um fluxo descendente visível entre os níveis de 70 e 10 hPa. Esse fluxo descendente atenua-se até o nível de 50 hPa e depois volta a se intensificar de 30 hPa para cima. Entre 70 e 50 hPa, esse fluxo descendente tem componente de norte, fazendo-o girar no sentido horário com a altura e passando a ter componente de sul de 30

até 10 hPa. No HN, entre aproximadamente 50°N e 75°N, há um fluxo descendente de fraca intensidade fortemente atenuado até 30 hPa. A partir da borda esquerda desse fluxo descendente é gerado um intenso fluxo horizontal dirigido para o Equador, sendo esse fortemente atenuado com a altura e apresentando ascendência em 100 hPa entre aproximadamente 30°N e 45°N e descendência entre aproximadamente 15°N e 30°N.

No geral, para o caso dos extremos positivos observados no inverno austral pela figura 4.4d, os fluxos verticais do HS foram mais intensos do que os fluxos verticais do HN. Analisando somente o nível de 100 hPa, observa-se que os fluxos descendentes, principalmente no HS, contribuíram mais na transferência de calor e momentum da estratosfera para a troposfera do que o caso contrário. Esse padrão mostra-se concordante com o caso dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.2d) e mostra-se oposto aos padrões apresentados nos casos dos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.1d) e Amundsen-Bellingshausen (fig. 4.3d).

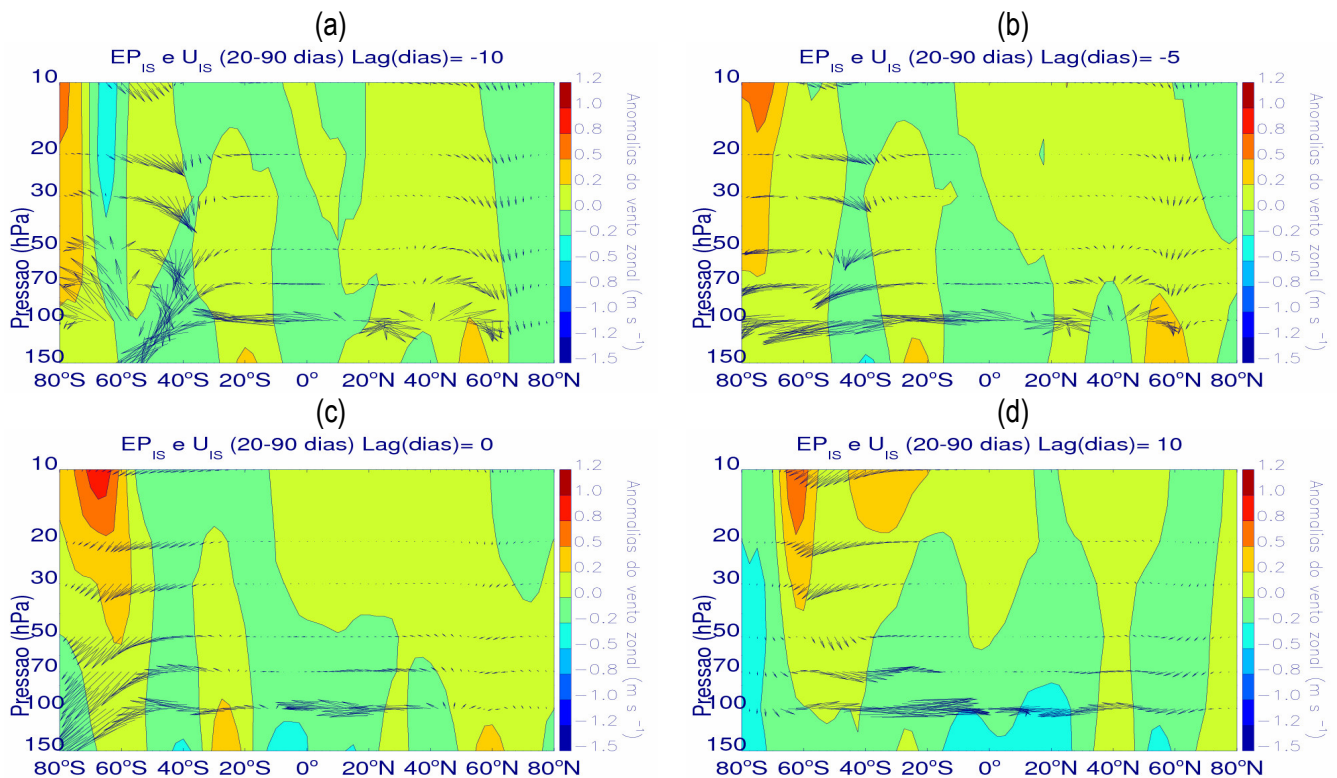
Assim, uma conclusão geral que se pode tirar da análise do fluxo EP para o caso dos períodos observados de extremos persistentes da extensão intra-sazonal do gelo marinho no inverno austral para os Mares de Weddell e Amundsen Bellingshausen é que em todos os casos os fluxos originados no HS apresentam-se mais intensos do que os originados no HN. Para o Mar de Weddell, observou-se que tanto para o caso dos extremos negativos quanto para o caso dos extremos positivos, a predominância de fluxos ascendentes em 100 hPa se apresentou nos *lags* negativos (anteriores ao dia do evento extremo observado). No dia do evento extremo e no *lag* posterior ao dia do evento, observou-se a predominância de fluxos descendentes para o HS. Esses resultados mostram que os fluxos predominantemente ascendentes (figs. 4.1a, 4.1b, 4.2a e 4.2b) estão associados às fases do trem de ondas circumpolar propícias para a modulação dos eventos extremos de cada caso (figs. 3.1a, 3.1b, 3.6a e 3.6b). No caso dos fluxos predominantemente descendentes (figs. 4.2c e 4.2d), observa-se associação com as fases do trem de ondas circumpolar propícias para a modulação dos eventos extremos opostos ao observado no *lag* = 0 (figs. 3.1c, 3.1d, 3.6c e 3.6d).

No caso dos extremos negativos no Mar de Weddell, observa-se que nas latitudes mais circumpolares (aproximadamente entre 75°S e 55°S) há a presença de anomalias positivas do vento zonal nos *lags* negativos, com o enfraquecimento das mesmas no *lag* = 0 e a mudança de fase no *lag* = 10 dias (assim como observado nas figuras 3.3a, 3.3b, 3.3c e 3.3d). No caso dos extremos positivos no Mar de Weddell, notam-se anomalias negativas nas regiões mais circumpolares até o dia do evento (onde a anomalia apresenta-se enfraquecida) e posterior mudança de sinal após o dia de observação do evento (assim como observado nas figuras 3.8a, 3.8b, 3.8c e 3.8d).

No caso dos extremos negativos (positivos) no Mar de Amundsen-Bellingshausen (figs. 4.3 e 4.4, respectivamente), observa-se em todos os casos a predominância de fluxos ascendentes (descendentes) em 100

hPa. Pode-se observar que as fases do trem de ondas circumpolar, de acordo com a figura 3.11 (3.16), mostravam-se favoráveis para a ocorrência de extremos negativos (positivos) no Mar de Amundsen-Bellingshausen nos *lags* anteriores ao dia do evento extremo (figs. 3.11a e 3.11b; e 3.16a e 3.16b, respectivamente), sendo que no dia do evento observado (fig. 3.11c e 3.16c, respectivamente) os sinais perdem a intensidade e posteriormente (fig. 3.11d e 6.16d, respectivamente) mostram-se favoráveis para a ocorrência de extremos positivos (negativos). Porém, observa-se que o trem de ondas circumpolar para o caso dos extremos negativos (positivos) do Mar de Weddell (fig. 3.1 e 3.6, respectivamente) mostra-se com fase oposta ao apresentado pela figura 3.11 (3.16), sendo que em ambos os casos, há a modulação dos extremos negativos (positivos) do gelo marinho. Assim, pode-se concluir que os fluxos predominantemente ascendentes (descendentes) em 100 hPa no Mar de Amundsen-Bellingshausen, , está associado com uma fase distinta do trem de ondas apresentada pelo Mar de Amundsen-Bellingshausen, sendo essa fase oposta ao trem de ondas apresentado no Mar de Weddell para o mesmo caso de extremos.

Ainda no caso dos eventos extremos negativos (positivos) no Mar de Amundsen-Bellingshausen (figs. 4.3 e 4.4, respectivamente) notam-se anomalias positivas (negativas) do vento zonal nas regiões circumpolares do HS nos *lag* = -10 dias e *lag* = -5 dias e anomalias negativas (positivas) do vento zonal nos *lag* = 0 e *lag* = 10 dias, assim como observado nas figuras 3.13 e 3.18.



**Figura 4.4:** Como na figura 4.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).

## 4. 2 Análise Intra-sazonal do Fluxo EP para o Verão Austral e suas Relações com os Extremos Intra-sazonais do Gelo Marinho nos Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen

### (i) Mar de Weddell

Através da análise do fluxo  $\hat{F}$  para o verão, podem-se observar as atividades ondulatórias estratosféricas que possivelmente podem ter influenciado na modulação dos extremos para o período. Apesar de a análise através das *lag composites* não terem mostrado influências das anomalias atmosféricas analisadas na modulação dos extremos no Mar de Weddell (não mostrado), a presença da atividade de ondas estratosféricas foi notada, porém com maiores intensidades no HN.

A figura 4.5a mostra para o *lag* = -10 dias anomalias de oeste enfraquecidas sobre o HS localizado aproximadamente entre 65°S e 60°S, próximo ao nível de 150 hPa. Ventos de leste são observados aproximadamente entre 80°S e 75°S. Em contrapartida observam-se ventos de oeste bem intensos sobre o HN, localizado aproximadamente entre 50°N e 75°N, sendo mais intenso entre aproximadamente 60°N e 70°N entre 30 e 10 hPa. Ventos de oeste intensos são observados aproximadamente entre 30°N e 45°N, entre 30 e 10 hPa.

Um intenso fluxo descendente nas regiões circumpolares do HN é observado (aproximadamente entre 40°N e 80°N), sendo este apresentando ligeira atenuação com a altura. A partir da borda esquerda desse extenso fluxo ascendente, entre aproximadamente 40°N e 25°N e em 100, observa-se um fluxo horizontal direcionado para o Equador, sendo que em 70 e 50 hPa esse fluxo torna-se ascendente e é atenuado acima de 30 hPa.

Aproximadamente entre 5°N e 15°N observa-se um pequeno fluxo descendente, sendo que a partir de suas bordas esquerda e direita são gerados fluxos horizontais dirigidos para o Pólo Norte e para o HS, respectivamente. Esse fluxo horizontal e dirigido para o HS interage em aproximadamente 10°S com um fluxo ascendente presente aproximadamente entre 10°S e 40°S em 100hPa e entre 30°S e 50°S em 70 e 50 hPa, sendo fortemente atenuado com a altura. Entre aproximadamente 80°S e 60°S observa-se um fluxo ascendente apresentando uma componente para o Equador, e sendo fracamente atenuado com a altura.

No geral, observou-se que os fluxos verticais circumpolares árticos apresentam-se bem mais intensos do que os fluxos verticais circumpolares antárticos. Analisando o nível de 100 hPa, observa-se que fluxos ascendentes predominaram no HS, mostrando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera.

No *lag* = -5 dias (fig. 4.5b) ainda há a persistência das anomalias do vento zonal observados na figura 4.5a, com ventos de oeste mais intensos aproximadamente entre 55°N e 70°N, entre 40 e 10 hPa. No HS observam-se a permanência de ventos de oeste enfraquecidos em aproximadamente em 65°S. Ventos de leste mais intensos são observados aproximadamente em 40°S entre 150 e 100 hPa.



No HN observa-se aproximadamente entre 50°N e 80°N um intenso fluxo descendente, sendo este ligeiramente atenuado com a altura. Aproximadamente entre 25°N e 50°N observa-se um fluxo ascendente fortemente atenuando-se com a altura e tornando-se descendente a partir de 50 hPa.

Em 100 hPa e aproximadamente em 5°S nota-se a formação de fluxos horizontais intensos, sendo um dirigido para o Pólo Sul e se estendendo aproximadamente entre 5°S e 50°S e o outro dirigido para o HN e se estendendo entre 0° e 25°N, sendo o mesmo descendente entre aproximadamente 15°N e 25°N.

Entre 80°S e 60°S observa-se um fluxo ascendente sendo ligeiramente atenuado com a altura e apresentando componente de norte. Aproximadamente entre 60°S e 50°S observa-se um fluxo descendente, sendo que em 30 e 20 hPa observa-se que o fluxo descendente torna-se horizontal e dirigido para o Equador.

No geral, continua-se observando que os fluxos apresentados no HN são mais intensos que os apresentados no HS, assim como na figura 4.5a. Ainda comparando-se as figuras 4.5a e 4.5b, continua-se observando que em 100 hPa as trocas energéticas da troposfera para a estratosfera predominam no HS. As anomalias circumpolares e em latitudes médias do vento zonal continuam mais intensas no HN do que no HS.

No  $lag = 0$  (fig. 4.5c) ainda são observadas as anomalias do vento zonal mais intensas sobre o HN do que sobre o HS. Porém, as anomalias de oeste no HS mostram que entre as figuras 4.5b e 4.5c houve uma ligeira intensificação das mesmas. Anomalias de oeste do HN são vistas mais intensas aproximadamente entre 60°N e 70°N e entre 30 e 10 hPa, enquanto ventos de leste são observados mais intensos em aproximadamente 40°N em 150 hPa e em 10 hPa. No HS observam-se anomalias de oeste aproximadamente entre 80°S e 65°S e entre 80 e 20 hPa.

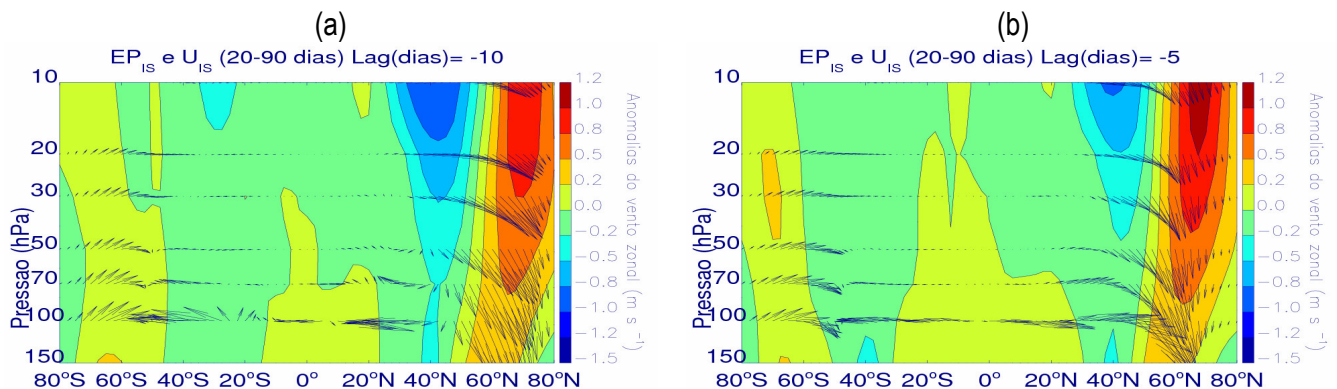
Entre aproximadamente 45°N e 80 °N observa-se um extenso fluxo descendente sendo que aproximadamente entre 65°N e 80°N , o fluxo apresenta-se menos intenso e se intensifica com a altura. Em aproximadamente 15°N e 100 hPa observa-se um pequeno fluxo descendente e fortemente atenuado em 50 hPa, sendo que a partir das bordas direita e esquerda desse fluxo são originados um fluxo horizontal dirigido para o Equador e outro para o Pólo Norte, respectivamente. Esse fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte é fortemente atenuado com a altura e apresenta-se ascendente entre aproximadamente 25°N e 45°N. Em aproximadamente 10°S e 100 hPa é observado um pequeno fluxo ascendente onde, a partir de suas bordas direita e esquerda são gerados fluxos horizontais dirigidos para o HN e o Pólo Sul, respectivamente. Esse fluxo horizontal dirigido para o Pólo Sul apresenta-se descendente entre aproximadamente 15°S e 45°S e é fortemente atenuado até o nível de 30 hPa. Entre aproximadamente 60°S e 50°S observa-se um fluxo descendente e fortemente atenuado até 30 hPa. Entre aproximadamente 80°S e 60°S observa-se um fluxo ascendente e fortemente atenuado até 20 hPa.

No geral, assim como nas figuras 4.5a, 4.5b e 4.5c, os fluxos observados no HN apresentam-se mais intensos do que os observados no HS. Analisando-se somente o nível de 100 hPa, nota-se que para o HS, os fluxos descendentes predominaram sobre os ascendentes, diferentemente do caso das figuras 4.5a e 4.5b.

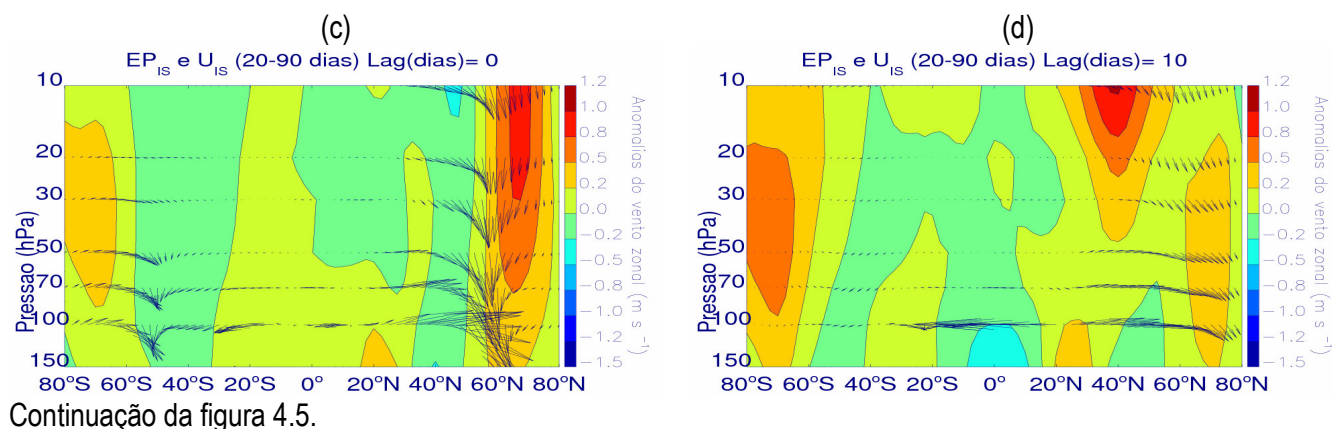
No  $lag = 10$  dias (fig. 4.5d) observa-se o enfraquecimento das anomalias de oeste no HN e o fortalecimento das mesmas no HS. Anomalias de oeste podem ser observadas em aproximadamente  $70^{\circ}\text{N}$  (entre 150 e 20 hPa) e  $70^{\circ}\text{S}$  (mais intensas entre 100 e 20 hPa). Anomalias de lestes podem ser observadas entre aproximadamente  $35^{\circ}\text{N}$  e  $55^{\circ}\text{N}$  e entre  $60^{\circ}\text{S}$  e  $40^{\circ}\text{S}$ .

Entre aproximadamente  $70^{\circ}\text{N}$  e  $80^{\circ}\text{N}$  pode-se observar a presença de um fluxo descendente com intensidade quase-constante com a altura, sendo que entre 30 e 10 hPa ele se estende ficando aproximadamente entre  $45^{\circ}\text{N}$  e  $80^{\circ}\text{N}$ . Aproximadamente em  $25^{\circ}\text{N}$  (entre 100 e 70 hPa) observa-se um pequeno fluxo descendente, onde a partir de suas bordas esquerda e direita são gerados fluxos horizontais direcionadas para o HS e pra o Pólo Norte, respectivamente. Esse fluxo horizontal e direcionado para o Pólo Norte apresenta-se intenso e ascendente aproximadamente entre  $30^{\circ}\text{N}$  e  $50^{\circ}\text{N}$ , sendo fortemente atenuado com a altura até o nível de 30 hPa. Já o fluxo horizontal dirigido para o HS é observado somente em 100 hPa, se estendendo até aproximadamente  $25^{\circ}\text{S}$  onde se encontra com um pequeno fluxo descendente. Nas latitudes mais altas do HS são observados fluxos descendentes com pouca significância estatística.

No geral, observa-se que para todos os casos (figs. 4.5a - 4.5d) os fluxos verticais apresentaram-se mais intensos no HN do que no HS. Observou-se ainda anomalias de oeste apresentaram-se mais intensas no HN nas figuras 4.5a e 4.5b e 4.5c enfraquecendo na figura 4.5d. No HS anomalias de oeste apresentaram-se mais fracas que as do HN nas figuras 4.5a, 4.5b e 4.5c, se intensificando mais que as anomalias de oeste do HN na figura 4.5d. Em 100 hPa, observou-se que para os casos das figuras 4.5a-4.5b) os fluxos ascendentes predominaram no HS enquanto que os fluxos ascendentes predominaram nas figuras 4.5c e 4.5d.



**Figura 4.4:** Como na figura 4.1, mas para o verão (nof = 45).



A figura 4.6a representa o fluxo  $\hat{F}$  estratosférico para 10 dias anteriores ( $lag = -10$  dias) ao evento extremo positivo do gelo marinho no Mar de Weddell. Observa-se através da ilustração que as anomalias do vento zonal no HN continuam mais intensas que as anomalias mostradas no HS, assim como na figura 4.5a. Porém, comparando-se as figuras 4.5a e 4.6a, observa-se uma inversão de fase das anomalias do vento zonal entre os extremos do gelo marinho e em ambos os hemisférios, com anomalias de oeste mais intensas aproximadamente entre 35°N e 60°N e entre 40 e 10 hPa e aproximadamente entre 20°S e 40°S entre 20 e 10 hPa. Ventos de leste mais intensos são observados aproximadamente entre 70°N e 80°N entre 150 e 30 hPa e aproximadamente em 70°S em 150 hPa.

Nas latitudes aproximadas entre 50°N e 80°N, observa-se um fluxo intenso e ascendente, que atenua-se com a altura, possuindo uma componente direcionada para o Equador o desvia para a esquerda com o aumento da altura. Em aproximadamente 0° e no nível de 100 hPa, é observada a geração de dois fluxos horizontais, sendo um dirigido para o HN, apresentando descendência aproximadamente entre 40°N e 50°N e atenuando-se com a altura até 50 hPa, e o outro dirigido para o HS e apresentando descendência aproximadamente entre 10°S e 30°S. Aproximadamente entre 80°S e 60°S observa-se um fluxo descendente que é atenuado com a altura e possui uma componente dirigida para o Pólo Sul. Aproximadamente entre 60°S e 40°S observa-se a presença de um fluxo ascendente que é atenuado com a altura e apresenta uma componente dirigida para o Pólo Sul, sendo que em 20 hPa, o fluxo torna-se horizontal e dirigido para o Pólo Sul.

No geral, os fluxos observados no HN apresentam-se mais intensos que os vistos no HS, assim como no caso dos eventos extremos negativos do gelo (fig. 4.5a). Ainda concordando com a figura 4.5a, observa-se que na figura 4.6a que os fluxos verticais predominantes no HS e em 100 hPa foram os fluxos ascendentes, mostrando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera. Observou-se a mudança de fase das anomalias do vento zonal na figura 4.6a em relação à figura 4.5a.

No  $lag = -5$  dias (fig. 4.6b) observa-se um ligeiro enfraquecimento das anomalias de oeste do HN em relação ao  $lag$  anterior (fig. 4.6a), sendo que as anomalias do vento zonal continuam apresentando-se com fases opostas em relação ao caso dos eventos extremos negativos do gelo marinho (fig. 4.5b). Observam-se ventos de oeste mais intensos aproximadamente entre 35°N e 50°N entre 25 e 10 hPa e aproximadamente entre 20°S e 40°S entre 25 e 10 hPa. Anomalias de leste são observadas aproximadamente entre 70°N e 80°N entre 150 e 10 hPa e aproximadamente entre 55°S e 70°S entre 50 e 10 hPa e em 150 hPa.

Observa-se um intenso fluxo ascendente aproximadamente entre 40°N e 80°N com intensidade quase-constante com a altura e possuindo uma fraca uma componente dirigida para o Equador que o desvia levemente para a esquerda em todos os níveis de pressão. Adjacentemente a esse fluxo, observa-se um pequeno fluxo descendente (aproximadamente entre 20°N e 40°N em 70 hPa) que é fortemente atenuado com a altura até 20 hPa. Entre 0° E 35°N observa-se um intenso fluxo horizontal dirigido para o Pólo Sul e entre 35°S e 5°S observa-se um fluxo descendente e dirigido para o Pólo Sul.

Entre aproximadamente 80°S e 70°S observa-se um pequeno fluxo descendente que é ligeiramente atenuado com a altura e possui uma componente dirigida para o Pólo Sul que o desvia para tal direção. Entre aproximadamente 65°S e 40°S observa-se um fluxo ascendente que atenua-se com a altura e possui uma componente que o desvia para o Pólo Sul, sendo que em 20 hPa ele torna-se horizontal e dirigido para o Pólo Sul.

No geral, continua-se observando que os fluxos vistos no HN apresentam-se mais intensos do que os vistos no HS, assim como no caso dos eventos extremos negativos do gelo marinho (fig. 4.5b). Observa-se que em 100 hPa predominaram os fluxos ascendentes no HS, assim como apresentado na figura 4.5a. Observa-se que as anomalias de oeste no HN perderam a intensidade na figura 4.6b, em relação à figura 4.5b. Observa-se também que as anomalias do vento zonal, tanto no HS como no HN apresentam-se com fases opostas entre as figuras 4.5b e 4.6b.

No  $lag = 0$  (fig. 4.6c) observa-se um enfraquecimento das anomalias de oeste do HN em relação ao  $lag$  anterior (fig. 4.6b), assim como nota-se o fortalecimento das anomalias de leste no HN. Observam-se anomalias de oeste mais intensas do vento zonal aproximadamente entre 35°N e 50°N e em 150 hPa e entre 40 e 10 hPa, e também aproximadamente entre 40°S e 15°S entre 30 e 10 hPa e aproximadamente entre 80°S e 75°S entre 150 e 100 hPa. Anomalias de leste mais intensas são vistas aproximadamente entre 65°N e 80°N entre 50 e 10 hPa e aproximadamente entre 65°N e 80°N entre 70 e 10 hPa.

Em relação à figura 4.6b, continua-se observando um forte fluxo ascendente localizado nas regiões circumpolares do Pólo Norte, aproximadamente entre 40°N e 80°N. O fluxo é intenso e altera sua intensidade de forma amena com a altura, além de possuir uma componente dirigida para o Equador que o desvia levemente

para tal direção. Entre aproximadamente 40°N e 20°N observa-se um fluxo descendente que é fortemente atenuado com a diminuição barométrica até 20 hPa, onde torna-se praticamente horizontal. Na latitude aproximada de 10°S, observa-se a geração de dois fluxos horizontais em 100 hPa, sendo um para o HN, se estendendo de 10°S até 20°N e o outro fluxo sendo dirigido para o Pólo Sul e se estendendo aproximadamente entre 10°S e 20°S. Entre aproximadamente 70°S e 20°S e 100 e 70 hPa observa-se um fluxo ascendente sendo fortemente atenuado com a altura e apresentando-se horizontal e dirigido para o Pólo Sul em 20 hPa. Aproximadamente entre 80°S e 70°S observa-se um fluxo descendente que é fortemente atenuado com a altura e possui uma componente que o desvia para o Pólo Sul.

No geral, observa-se que assim como nos casos anteriores (figs. 4.5, 4.6a e 4.6b), os fluxos apresentam-se mais intenso sobre o HN do que sobre o HS. Em 100 hPa observa-se a predominância de fluxos ascendentes no HS, assim como no *lag* anterior (fig. 4.6b) e totalmente contrário ao apresentado no caso dos eventos extremos negativos (fig. 4.5c). Observa-se ainda um enfraquecimento das anomalias de oeste no HN e o fortalecimento das anomalias de leste do vento zonal para o mesmo hemisfério, na figura 4.6c (em relação à figura 4.6b).

A figura 4.6d (*lag* = 10 dias) mostra um fortalecimento das anomalias de leste tanto no HS como no HN, além de um intenso enfraquecimento das anomalias de oeste entre os *lag* = 0 (fig. 4.6c) e o *lag* atual. Observam-se anomalias de oeste somente no HS aproximadamente em 50°S entre 150 e 100 hPa. Anomalias de leste mais intensas são observadas entre 40°N e 75°N entre 50 e 10 hPa e aproximadamente entre 80°S e 60°S entre 150 e 15 hPa.

Entre as latitudes aproximadas de 35°N e 80°N observa-se um intenso fluxo ascendente com uma componente dirigida para o Equador que o desvia levemente para a esquerda, sendo o mesmo atenuado com a altura. Entre aproximadamente 20°N e 30°N, observa-se um fluxo ascendente que é fortemente atenuado com a altura até 50 hPa. Em 100 hPa, um fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte e ascendente (horizontal dirigido para o Pólo Sul em 70 hPa) e interage com esse fluxo ascendente. Observa-se que esse fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte é gerado a partir de um fluxo ascendente localizado aproximadamente entre 35°S e 20°S e fortemente atenuado com a altura em 70 hPa. Entre aproximadamente 70°S e 40°S, há um fluxo ascendente atenuando-se com a altura até 20 hPa. Entre 80°S e 70°S observa-se um pequeno fluxo horizontal e dirigido para o Pólo Sul.

Para todos os casos, assim como na figura 4.5, observa-se que no período do verão antártico, os fluxos estratosféricos apresentaram-se mais intensos sobre o HN do que sobre o HS. Em 100 hPa, observa-se na figura 4.6 que para todos os *lags* (figs. 4.6a-d) a predominância de fluxos ascendentes supera os fluxos descendentes, mostrando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera. Observa-se ainda que na figura 4.6 as anomalias do vento zonal apresentam-se mais intensas no HN, com anomalias de leste mais próximas das

regiões circumpolares ártica e antártica e anomalias de oeste mais próximas das latitudes médias de ambos os hemisférios. Observa-se ainda a gradativa intensificação das anomalias de leste e o enfraquecimento das anomalias de oeste entre as figuras 4.6a e 4.6d, em ambos os hemisférios, sendo essas anomalias de fase opostas as anomalias apresentadas nas figuras 4.5a-4.5d. Comparando-se ainda as figuras 4.5 e 4.6, notam-se os fluxos ascendentes em 100 hPa foram predominantes para todos os *lags* apresentados na figura 4.6, enquanto o oposto (fluxos descendentes) foi observado nas figuras 4.5c e 4.5d.

Comparando-se casos para o inverno (figs. 4.1 e 4.2) e o verão (figs. 4.5 e 4.6) observa-se que no inverno, os fluxos apresentaram-se mais intensos sobre o HS enquanto que no verão, os fluxos mais intensos se apresentaram no HN. Além disso, as anomalias do vento zonal mostram-se mais intensas no HS (HN) no inverno (verão). Para o caso dos extremos negativos no inverno e no Mar de Weddell (fig. 4.1), nota-se que em 100 hPa predominaram os fluxos ascendentes para os *lags* anteriores ao  $lag = 0$  (figs. 4.1a-4.1b), enquanto que para os  $lag = 0$  e  $lag = 10$  dias, verão predominaram os fluxos descendentes, assim como apresentado na figura 4.5. Para o caso dos extremos positivos no inverno e no Mar de Weddell (fig. 4.2), nota-se que em 100 hPa predominaram os fluxos ascendentes no HS nos  $lag = -10$  (fig. 4.2a) e  $lag = -5$  (fig. 4.2b) sendo que nos  $lag = 0$  (fig. 4.2c) e  $lag = 10$  (fig. 4.2d) predominaram os fluxos descendentes enquanto que para o verão (fig. 4.6) o predomínio foram de fluxos ascendentes em todos os *lags* (figs. 4.6a-4.6d).

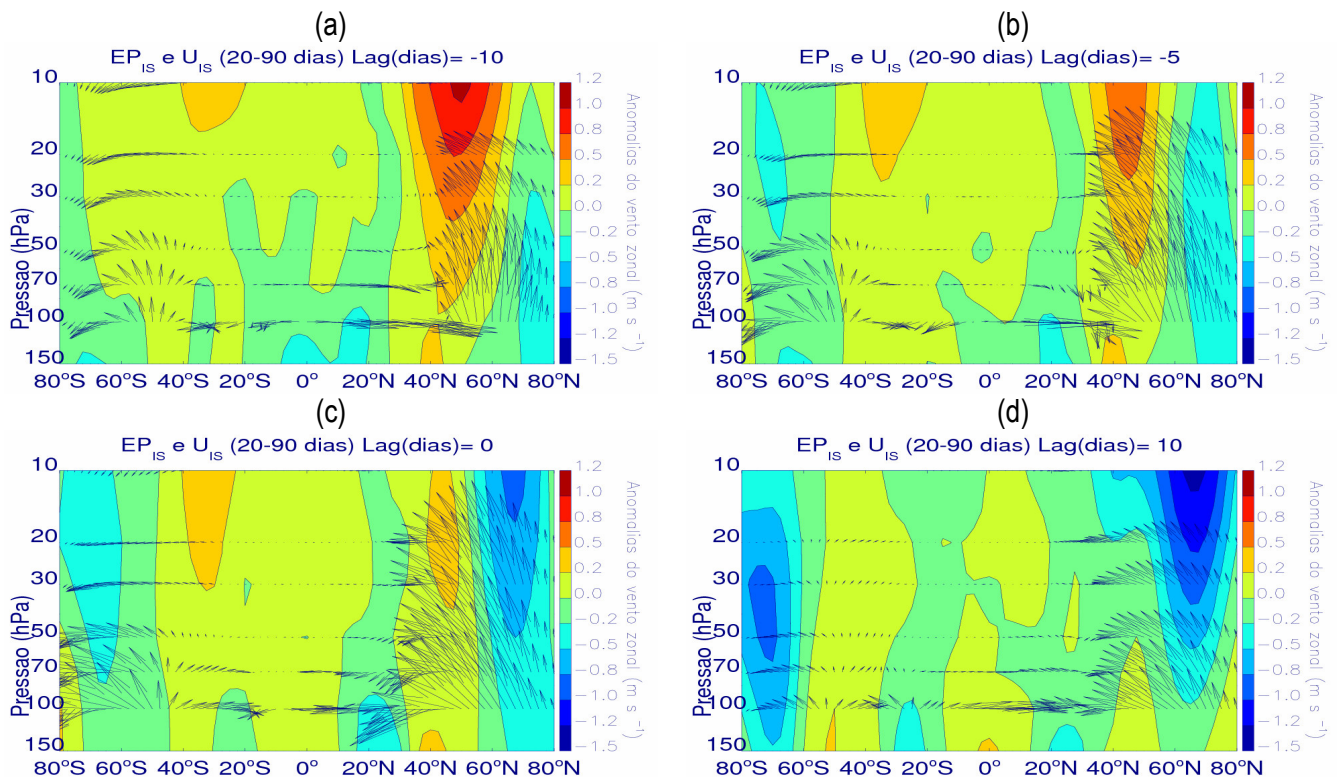


Figura 4.5: Como na figura 4.2, mas para o verão (nof = 49).

## (ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

A figura 4.7 mostra os fluxos estratosféricos relacionados aos períodos dos eventos extremos negativos do gelo marinho no mar de Amundsen-Bellingshausen para o verão. Em 10 dias anteriores ao dia do evento extremo ( $lag = -10$  dias) observa-se através da figura 4.7a, anomalias de leste mais intensas entre as latitudes aproximadas de 65°N e 70°N e entre 150 e 10 hPa, e também aproximadamente entre 50°S e 80°S (entre 150 e 10 hPa). Anomalias de oeste mais intensas podem ser vistas aproximadamente em 60°S entre 40 e 10 hPa, em aproximadamente 40°S em 150 hPa e em 10°N entre 20 e 10 hPa.

Além disso, a figura mostra um intenso fluxo descendente circumpolar aproximadamente entre 45°N e 80°N, com ligeira atenuação de sua intensidade com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Equador até 30 hPa e para o Pólo Norte nas camadas mais altas. Observa-se ainda um fluxo ascendente aproximadamente entre 25°N e 45°N e 100 hPa, sendo este atenuado com a altura e apresentando uma componente dirigida para o Equador, sendo essa componente mais intensa acima de 50 hPa, onde o fluxo ascendentes torna-se horizontal. Um fluxo descendente localizado aproximadamente entre 5°S e 10°N é observado em 100 hPa, sendo que a partir da borda direita desse fluxo descendente é observado um fluxo horizontal e dirigido para o Pólo Norte em 100 e 70 hPa, e dirigido para o HS entre 50 e 20 hPa.

Entre aproximadamente 55°S e 5°S e 100 hPa localiza-se um fluxo ascendente, fortemente atenuado com a altura e tornando-se horizontal e dirigido para o Pólo Sul acima de 30 hPa, sendo que a partir da borda direita desse fluxo é gerando um fluxo horizontal dirigido para o Equador em 100 e 70 hPa. Aproximadamente entre 60°S e 80°S observa-se um fluxo ascendente que é fortemente atenuado com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Pólo Sul que o desvia para tal direção, sendo que acima de 70 hPa, o fluxo muda de fase, tornando-se descendente.

No geral, observa-se que assim como no caso das figuras 4.5a e 4.6a, os fluxos verticais circumpolares árticos mostram-se mais intensos do que os fluxos verticais circumpolares antárticos. Analisando-se somente o nível de 100 hPa, observa-se que os fluxos ascendentes predominaram no HS, mostrando uma maior contribuição energética da troposfera para a estratosfera, assim como visto no caso dos eventos extremos negativos de verão para o Mar de Weddell (fig. 4.5a).

No  $lag = -5$  dias (fig.4.7b) pode-se observar o enfraquecimento das anomalias de oeste no HS e das anomalias de leste no HN. Além disso, observa-se o surgimento de anomalias de oeste intensas no HN entre aproximadamente 75°N e 80°N e 100 e 10 hPa e aproximadamente em 60°N e entre 20 e 10 hPa. Anomalias de leste podem ser vistas aproximadamente em 60°N, entre 150 e 70 hPa, e entre aproximadamente entre 80°S e 50°S, entre 150 e 10 hPa.

A figura 4.7b mostra um intenso fluxo descendente circumpolar localizado aproximadamente entre 60°N e 80°N, se atenuando ligeiramente com a diminuição altura. Aproximadamente entre 5°N e 60°N, em 100 hPa, observam-se dois fluxos ascendentes e adjacentes, sendo um localizado aproximadamente entre 5°N e 30°N, fortemente atenuado com a altura até 30 hPa e gerando um fluxo horizontal e dirigido para o HS a partir de sua borda esquerda. O outro fluxo ascendente mostra-se aproximadamente entre 30°N e 60°N, sendo fortemente atenuado com a altura, possuindo uma componente dirigida para o Pólo Norte em 100 hPa e outra dirigida para o Equador, sendo que acima de 30 hPa o fluxo torna-se descendente.

Aproximadamente entre 80°S e 15°S observam-se dois fluxos ascendentes e fortemente atenuados com a altura, sendo um localizado aproximadamente entre 80°S e 50°S e possuindo uma componente dirigida para o Pólo Sul, desviando-o para tal direção e tornando-o horizontal acima de 30 hPa. Já o outro se situa aproximadamente entre 50°S e 15°S, tornando-se horizontal acima de 30 hPa.

No geral, observa-se que os fluxos circumpolares apresentados no HN mostram-se mais intensos que os observados no HS, assim como nas figuras 4.5b e 4.6b. Observando-se somente o nível de 100 hPa, nota-se que os fluxos ascendentes foram predominantes no HS, assim como no caso dos eventos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.5b).

A figura 4.7c ilustra o caso do dia em que foram observados os extremos negativos do gelo marinho ( $lag = 0$ ), onde nota-se o fortalecimento das anomalias de oeste, vistas mais intensas aproximadamente entre 60°N e 80°N, entre 60 e 10 hPa. Anomalias negativas mais intensas do vento zonal são observadas aproximadamente em 60°N, entre 150 hPa e 100 hPa, aproximadamente em 60°S, entre 150 e 100 hPa, e aproximadamente em 80°S, entre 150 e 30 hPa.

Observa-se um intenso fluxo descendente circumpolar localizado aproximadamente entre 60°S e 80°S, sendo ligeiramente atenuado com a altura e possuindo uma componente direcionada para o Pólo Norte que o desvia levemente para tal direção. Aproximadamente entre 20°N e 60°N observa-se um fluxo horizontal em 100 hPa e dirigido para o Pólo Norte, sendo que aproximadamente entre 40°N e 60°N ele apresenta-se ascendente e atenuando-se com a altura, em 50 hPa ele torna-se horizontal, em 30 hPa ele inverte de fase tornando-se descendente e em 20 hPa ele volta a ser horizontal e dirigido para o Pólo Norte.

No HS, aproximadamente entre 80°S e 70°S, observa-se um fluxo descendente sendo fortemente atenuado com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Pólo Sul que o desvia levemente para tal direção. Aproximadamente entre 70°S e 20°S nota-se a presença de um extenso fluxo ascendente que atenua-se com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Pólo Sul que o torna horizontal e dirigido para tal direção em 20 hPa.

No geral, observa-se que os fluxos observados no HN apresentaram-se mais intensos que os vistos no HS, assim como observado nas figuras 4.5c, 4.6c, 4.7a e 4.7b. Analisando-se o nível de 100 hPa, nota-se que os



fluxos ascendentes foram predominantes no HS, assim como nos *lags* anteriores (figs. 4.7a e 4.7b). Nota-se ainda o fortalecimento das anomalias de oeste nas regiões circumpolares em relação ao *lag* anterior (fig. 4.7b).

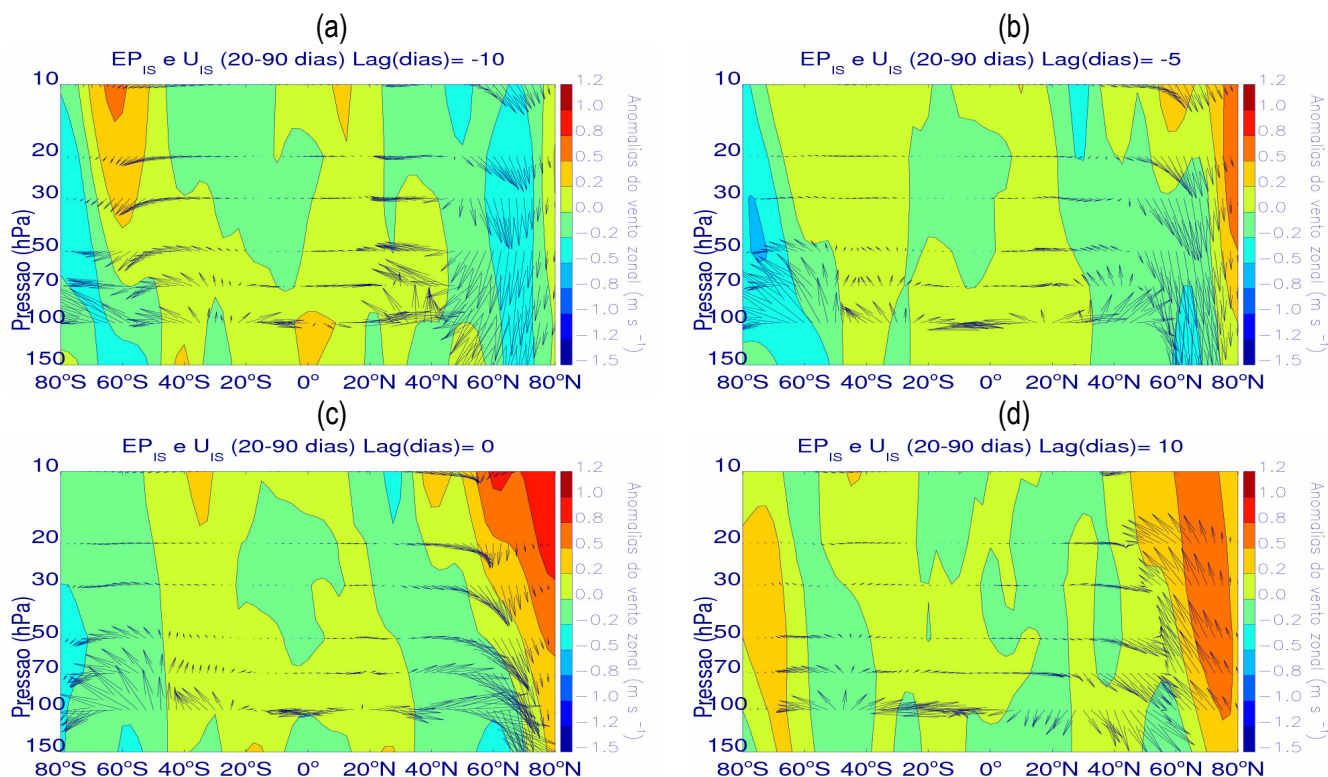
Finalmente, no *lag* = 10 (fig. 4.7d), observa-se as anomalias de oeste e circumpolares em fase com o caso dos eventos extremos negativos de verão no Mar de Weddell (fig. 4.5d). Observam-se anomalias de oeste mais intensas aproximadamente entre 70°S e 80°S, entre 100 e 10 hPa, e outra no HS aproximadamente entre 80°S e 65°S, entre 150 e 15 hPa.

Entre aproximadamente 60°N e 80°N observa-se um fluxo circumpolar ascendente sendo quase-constante com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Equador que o desvia levemente para tal direção. Aproximadamente entre 30°N e 60°N observa-se um fluxo descendente fortemente atenuado com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Pólo Norte, sendo que em 20 hPa, o fluxo torna-se horizontal e dirigido para o Pólo Norte. Aproximadamente entre 0° e 30°N observa-se um fluxo descendente fortemente atenuado com a altura, sendo que em 70 hPa, esse fluxo torna-se horizontal e dirigido para o Pólo Norte. Além disso, a partir da borda esquerda desse fluxo descendente, observa-se em 100 hPa a formação de um intenso fluxo horizontal dirigido para o Pólo Sul. Esse fluxo horizontal interage aproximadamente entre 0° e 35°S com um fluxo ascendente fortemente atenuado com a altura até 50 hPa, sendo que em 30 hPa, ele volta a se intensificar. Aproximadamente entre 40°S e 70°S observa-se um fluxo ascendente fortemente atenuado com a altura até 30 hPa.

No geral, observou-se que os fluxos mostrados no HN apresentaram-se mais intensos que os observados no HS, assim como nos *lags* anteriores (figs. 4.7a-4.7c) e no caso dos eventos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddell (fig. 4.5). Analisando somente o nível de 100 hPa, observa-se que os fluxos ascendentes predominaram HS, assim como no caso dos extremos negativos no inverno (fig. 4.3). Comparando-se as figuras dos eventos extremos negativos nos Mares de Weddell (fig. 4.5) e Amundsen-Bellingshausen (fig.4.7), observa-se que em ambas as figuras os fluxos ascendentes no HS predominam em ambas os casos nos *lag* = -10 dias (figuras 4.5a e 4.7a, respectivamente) e *lag* = -5 dias (figuras 4.5b e 4.7b, respectivamente). Nos *lag* = 0 (figuras 4.5c e 4.7c, respectivamente) e *lag* = 10 (figuras 4.5d e 4.7d, respectivamente), observa-se que os fluxos ascendentes em 100 hPa no HS se mantém no Mar de Amundsen-Bellingshausen enquanto tornam-se descendentes no caso do Mar de Weddell.

Comparando os casos dos extremos negativos do gelo marinho no verão (fig. 4.7) e no inverno (fig. 4.3) no Mar de Amundsen-Bellingshausen, notam-se que os fluxos em 100 hPa são predominantemente ascendentes HS para todos os *lags*, em ambos os casos. Observa-se em ambos os casos, através das figuras 3.11 e 3.21, que a configuração do trem de ondas subtropical apresenta-se com a mesma fase. Assim, conclui-se que os

fluxos ascendentes estão associados com a modulação dos extremos negativos do gelo no Mar de Amundsen-Bellingshausen.



**Figura 4.6:** Como na figura 4.3, mas para o verão (nof = 56).

A figura 4.8 mostra o fluxo  $\hat{F}$  estratosférico relacionado ao período de eventos extremos positivos do gelo marinho observados no mar de Amundsen-Bellingshausen. A partir da figura 4.8a podem-se observar anomalias de oeste mais intensas sobre o HN do que sobre o HS. Os ventos de oeste mais intensos localizam-se aproximadamente entre 60°N e 80°N, entre 70 e 10 hPa, enquanto que ventos de leste mais intensos são vistos aproximadamente entre 20°N e 40°N, entre 150 e 100 hPa e entre 20 e 10 hPa, e aproximadamente em 70°S entre 20 e 10 hPa.

Observa-se ainda um fluxo circumpolar descendente localizado aproximadamente entre 60°N e 80°N, com intensidade quase-constante com a altura e possuindo uma componente direcionada para o Equador que ocasiona em um giro no sentido anti-horário até 30 hPa, a partir de onde o fluxo adquire uma componente direcionada para o Pólo Norte. Entre 100 e 50 hPa observa-se que um fluxo horizontal dirigido para o Equador é gerado a partir da borda esquerda do fluxo ascendente circumpolar, sendo que esse fluxo horizontal é atenuado com a altura, torna-se ascendente acima de 30 hPa, abrange as latitudes aproximadamente entre 25°N e 60°N em 100 hPa, sendo que aproximadamente entre 25°N e 40°N o fluxo apresenta-se descendente. Em 70 hPa pode-se observar o fluxo horizontal dirigido para o Equador abrangendo aproximadamente as latitudes de 35°N e

60°N, sendo que aproximadamente entre 35°N e 50°N o fluxo apresenta-se descendente e, aproximadamente entre 20°N e 30°N, há um fluxo ascendente onde a partir de sua borda esquerda, observa-se a presença de um fluxo horizontal dirigido para o Equador. Em 50 hPa observa-se o fluxo horizontal direcionado para o Equador e se encontrando em aproximadamente 45°N com um fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte, sendo esse último levemente atenuado com a altura até 20 hPa.

Aproximadamente entre 5°S e 25°N e 100 hPa observa-se um intenso fluxo horizontal e ascendente e entre 25°S e 5°S observa-se um pequeno fluxo ascendente, sendo que a partir de sua borda esquerda observa-se um pequeno fluxo horizontal dirigido para o Pólo Sul. Entre aproximadamente 55°S e 30°S observa-se um fluxo ascendente possuindo uma componente que o desvia para o Equador em 100 hPa e atenuando-se com a altura, sendo que em 70 e 50 hPa o fluxo mostra-se ascendente e com um componente que o desvia para o Pólo Sul aproximadamente entre 55°S e 45°S e apresenta-se descendente aproximadamente entre 45°S e 30°S. Já em 30 e 20 hPa o fluxo apresenta-se horizontal e dirigido para o Pólo Sul. Aproximadamente entre 75°S e 55°S observa-se um fluxo descendente circumpolar que atenua-se com a altura.

No geral, observa-se que os fluxos descendentes foram predominantes em ambos o HS (assim como no caso dos extremos positivos no inverno no Mar de Amundsen-Bellingshausen – fig. 4.4a). Isso mostra que as trocas energéticas da estratosfera para a troposfera foram mais intensas do que da troposfera para a estratosfera. Observam-se ainda as anomalias de oeste mais intensas sobre o HN do que sobre o HS, sendo que as anomalias de oeste e de leste apresentam-se fora de fase com as anomalias vistas no caso dos extremos negativos no Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 4.7a).

No  $lag = -5$  dias (fig.4.8b) observa-se um ligeiro enfraquecimento das anomalias de oeste sobre o HN e o aparecimento das mesmas sobre o HS. Observam-se as anomalias de oeste mais intensas aproximadamente entre 55°N e 65°N, entre 50 e 15 hPa, e aproximadamente entre 70°S e 60°S, entre 150 e 25 hPa. Anomalias de leste mais intensas são vistas aproximadamente entre 25°N e 30°N, entre 150 e 80 hPa. A posição das anomalias do vento zonal, neste caso, mostra-se aproximadamente em fase com as observadas no caso dos extremos positivos no inverno (fig. 4.4b).

Observa-se na figura 4.8b um intenso fluxo circumpolar ascendente localizado aproximadamente entre 45°N e 80°N, sendo fortemente atenuado com a diminuição da pressão e possuindo uma componente dirigida para o Equador que o faz desviar para a esquerda gradativamente com a altura até 20 hPa. Além disso, a borda esquerda desse fluxo circumpolar ascendente apresenta-se como um fluxo descendente. Entre aproximadamente 10°S e 30°N observa-se um fluxo horizontal dirigido para o Pólo Norte juntamente com um fluxo ascendente com uma componente dirigida para o Pólo Sul, em 100 hPa. No HS observa-se um fluxo circumpolar descendente que é atenuado com a altura.

No geral, observa-se que os fluxos apresentados no HN apresentam-se mais intensos do que os vistos no HS, sendo que os fluxos descendentes predominam no HS, em 100 hPa. Esse padrão mostra-se oposto ao padrão observado no caso dos eventos extremos negativos (fig. 4.7b), assim como as posições relativas das anomalias de oeste e de leste mostram-se com fases opostas entre as figuras 4.7b e 4.8b.

Já no  $lag = 0$  (fig. 4.8c) observam-se anomalias de oeste aproximadamente entre 50°N e 65°N e entre 65°S e 50°S. Ventos de leste são observados aproximadamente entre 70°N e 80°N, entre 40 e 10 hPa e aproximadamente entre 80°S e 70°S, entre 150 e 50 hPa.

Observa-se um intenso fluxo circumpolar e ascendente aproximadamente entre 40°N e 80°N, sendo esse fluxo atenuando-se com a altura e possuindo uma componente dirigida para o Equador que o desvia gradativamente mais para a esquerda com a altura, além de apresentar sua borda esquerda como um pequeno fluxo descendente.

No HS observa-se um pequeno fluxo descendente aproximadamente entre 55°S e 45°S, sendo que esse fluxo é fortemente atenuado com a altura e apresentando-se como um fluxo horizontal e dirigido para o Pólo Sul acima de 30 hPa.

Assim, pode-se observar que os fluxos verticais do HN apresentaram-se mais intensos do que os observados no HS. Nota-se ainda que os fluxos descendentes são predominantes no HS (assim como no caso dos extremos positivos de inverno - fig. 4.4c), sendo esse padrão exatamente o contrário ao apresentado no caso dos extremos negativos no Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 4.7c). Além disso, observa-se que as posições relativas das anomalias de oeste e de leste da figura 4.8c apresentam-se em fase com a figura 4.4c e de fase oposta com a da figura 4.7c.

Finalmente, no  $lag = 10$  (fig. 4.8d) observa-se a inversão de fase das anomalias circumpolares do vento zonal em ambos os hemisférios, com ventos de leste mais intensos aproximadamente entre 50°N e 75°N, entre 70 e 10 hPa e aproximadamente em 70°S, entre 150 e 20 hPa. Observam-se ventos de oeste aproximadamente em 30°N, entre 20 e 10 hPa.

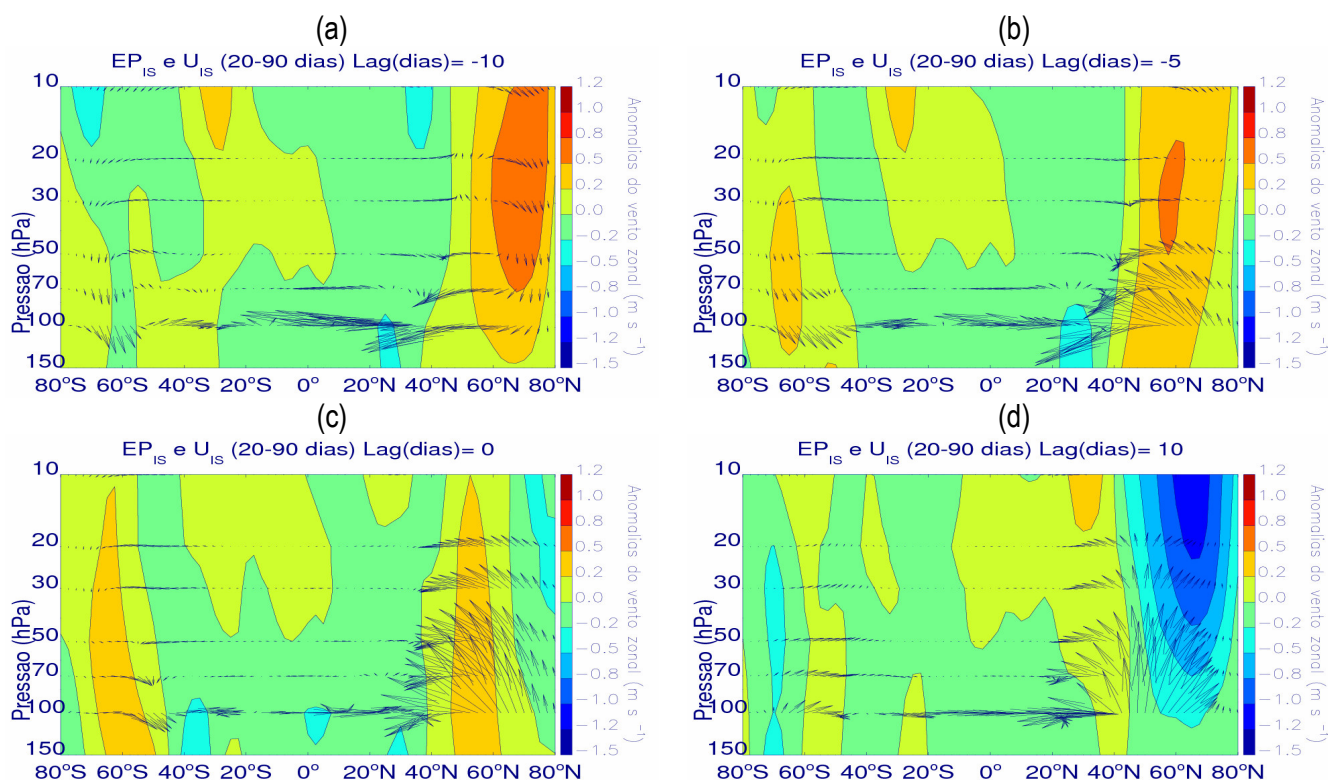
Observa-se um intenso fluxo circumpolar ascendente se estendendo desde 30°N até 80°N, sendo que esse fluxo atenua-se com a altura até 20 hPa e apresenta-se mais intenso na região aproximada de 50°N. No HS observa-se um fluxo ascendente aproximadamente entre 70°S e 45°S, sendo esse fluxo ligeiramente atenuado com a altura.

No geral, observa-se que os fluxos observados no HN apresentam-se mais intensos do que os vistos no HS, sendo os fluxos ascendentes predominantes no HN e no HS em 100 hPa (fig. 4.8d). Observa-se que os fluxos ascendentes predominaram no HN em todos os  $lags$  (figs. 4.8b - 4.8d), exceto no  $lag = -10$  dias (fig. 4.8a). No HS observa-se a predominância de fluxos descendentes em 100 hPa em todos os  $lags$ , exceto no

$lag = 10$  dias. Esse padrão de predominância dos fluxos em 100 hPa apresentado na figura 4.8 mostra-se oposto ao observado no caso dos eventos extremos negativos do gelo marinho (fig. 4.7), onde observa-se a predominância de fluxos descendentes (ascendentes) no HN (HS) em todos os  $lags$  (figs. 4.7a -4.7d).

Observam-se as anomalias do vento zonal mais intensas sobre o HN do que sobre o HS (fig. 4.8), com anomalias de oeste nas latitudes mais circumpolares no HN até o  $lag = 0$  dias e posterior mudança de fase no  $lag = 10$  dias. As anomalias do vento zonal mostram-se de fases opostas em ambos os hemisférios entre o caso dos extremos negativos (fig. 4.7) e positivos (fig. 4.8) do gelo marinho no Mar de Amundsen-Bellingshausen.

Comparando-se os casos de inverno (fig. 4.4) e verão (fig. 4.8) dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Amundsen-Bellingshausen observa-se que as anomalias do vento zonal apresentam-se relativamente em fase, assim como pode-se observar através das figuras 3.18 e 3.28. No geral, observa-se a predominância de fluxos descendentes no HS em 100 hPa para ambas as estações e para todos a maioria dos  $lags$  (porém, não para a figura 4.8d). A predominância de fluxos descendentes no Mar de Amundsen-Bellingshausen mostrou como sendo um dos fatores relacionados a ocorrência de eventos extremos positivos do gelo marinho regional.



**Figura 4.8:** Como na figura 4.4, mas para o verão ( $nof = 55$ ).

## 5. CARACTERÍSTICAS DO MODO ANULAR DURANTE PERÍODOS DE EVENTOS EXTREMOS DO GELO MARINHO, OBSERVADOS NOS MARES DE WEDDELL E AMUNDSEN-BELLINGSHAUSEN

O objetivo da presente análise é verificar as características do modo anular do Hemisfério Sul, também referido como Oscilação Antártica (AAO), durante os eventos extremos de extensão do gelo marinho em escala intra-sazonal. Como discutido na revisão bibliográfica (ver item 1.e) este é considerado o primeiro modo de variabilidade dos extratropicais do Hemisfério Sul, o qual pode ser caracterizado pela primeira componente principal (ou Função Ortogonal Empírica) da anomalia do geopotencial em 700hPa (Thompson & Wallace, 2000). A finalidade desta investigação é identificar características típicas ou os padrões espaciais que caracterizam esse modo, de modo a contribuir para um melhor entendimento das relações entre a atividade intra-sazonal atmosférica, sua importância para o balanço de massa entre os pólos e latitudes médias e a variabilidade do gelo marinho na mesma escala. A seguir será apresentado o formalismo para a obtenção dos padrões espaciais via o cálculo de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs).

### (i) Metodologia das Funções Ortogonais Empíricas (EOF)

O método da EOF é utilizado para analisar a variabilidade de um campo, por exemplo, um campo possuindo apenas uma variável escalar (TSM, PNM, etc.). O método encontra os padrões espaciais da variabilidade do campo, suas variações temporais, e fornece uma medida da 'importância' de cada padrão. É importante enfatizar que o método da EOF assume que os dados a serem analisados sejam arranjados de forma matricial. Sendo assim, assumem-se as medidas de algumas variáveis com localizações  $x_1, x_2, \dots, x_p$  e tempos  $t_1, t_2, \dots, t_n$ . Para cada tempo  $t_j (j = 1, \dots, n)$ , podem-se imaginar as medidas  $x_i (i = 1, \dots, p)$  como um mapa ou campo. Assim, essas medidas foram organizadas em uma matriz  $F$  (fig. 5.1) com  $n$  mapas, tendo cada um, um comprimento de  $p$  pontos. Cada mapa pode ser arranjado em um vetor-linha em  $F$ , fazendo com que o tamanho de  $F$  torne-se  $n$  por  $p$ . Pode-se assim interpretar cada uma das  $p$  colunas em  $F$  como uma série temporal para um dado local. A análise da EOF é executada usando  $F$  como uma matriz de dados.

A metodologia da EOF de um único campo assume que a média temporal de cada uma das séries temporais  $p$  em  $F$  foi removida, sendo assim, cada coluna tem média zero. Remover as médias temporais não tem relação com o processo de encontrar os auto-vetores, mas isso permite a interpretação de  $R$  como a matriz de covariância. A matriz de covariância de  $F$  é obtida pelo cálculo de (45) e, assim, resolve-se o problema do auto-valor (46), onde  $\Lambda$  é a diagonal matricial que contém os auto-valores  $\lambda_i$  de  $R$ . Sendo  $R$  uma matriz quadrática,  $C$  terá a propriedade que  $C^{-1} = C^t$  então, a equação (46) pode também ser escrita como (47). Os

vetores-colunas  $c_i$  de  $C$  são os auto-vetores de  $R$  correspondentes aos auto-valores  $\lambda_i$ . Ambos  $\Lambda$  e  $C$  têm o tamanho  $p$  por  $p$  (Bjornsson e Venegas, 1997).

$$R = F^t F \quad (45)$$

$$RC = C\Lambda \quad (46)$$

$$R = C\Lambda C^t \quad (47)$$

Para cada auto-valor  $\lambda_i$  escolhido, acha-se um auto-vetor  $c_i$  correspondente. Cada um desses auto-vetores pode ser observado como um mapa. Esses auto-vetores são as EOFs e sempre se assume que os auto-vetores são ordenados de acordo com o tamanho dos auto-valores. É importante enfatizar que rotinas de computador que resolvem a equação (46) não ordenam necessariamente a saída dessa maneira. Assim, a EOF<sub>1</sub> é o auto-vetor associado com o maior auto-valor e a EOF<sub>2</sub> estaria associada ao segundo maior auto-valor, etc. Cada auto-valor  $\lambda_i$  fornece uma medida da fração da variância total em  $R$  explicada pelo modo. Essa fração é encontrada dividindo-se  $\lambda_i$  pela soma de todos os outros auto-valores. A matriz auto-vetor  $C$  tem a propriedade que  $C^t C = C C^t = I$ , onde  $I$  é a matriz identidade. Isto significa que as EOFs são não-correlacionadas no espaço. Outro modo de expressar isso é dizer que os auto-vetores são ortogonais entre eles. Daí o nome Funções Ortogonais Empíricas (EOF). O padrão espacial da EOF indica como os pontos no espaço relacionam-se entre si, e quão forte é essa relação. A evolução temporal de uma EOF mostra como esse padrão varia no tempo. Para ver como a EOF<sub>1</sub> se ‘envolve’ com o tempo, calcula-se (48).

$$\mathcal{U}_1 = F \mathcal{E}_1 \quad (48)$$

As  $n$  componentes do vetor  $\mathcal{U}_1$  são as projeções dos mapas em  $F$  na EOF<sub>1</sub>, e o vetor é uma série temporal da evolução da EOF<sub>1</sub>. No geral, para cada EOF <sub>$j$</sub>  calculada, acha-se um  $\mathcal{U}_j$  correspondente. Essas são as séries temporais das componentes principais (PCs) ou os coeficientes de expansão das EOFs. Já que as EOFs não são correlacionadas no espaço, os coeficientes de expansão não são correlacionados no tempo. Podem-se reconstruir os dados a partir das EOFs e dos coeficientes de expansão através de (49).

$$F = \sum_{j=1}^p \mathcal{U}_j (EOF_j) \quad (49)$$

Um uso comum das EOFs é reconstruir uma versão ‘mais limpa’ dos dados, truncando essa soma em algum  $j = N \ll p$ , ou seja, usam-se somente as EOFs com poucos dos maiores auto-valores. O raciocínio é

que os primeiros  $N$  auto-vetores capturam o comportamento dinâmico do sistema, e os outros auto-vetores dos auto-valores menores são devido a ruídos aleatórios. Assim, o processo do método da EOF de forma resumida é:

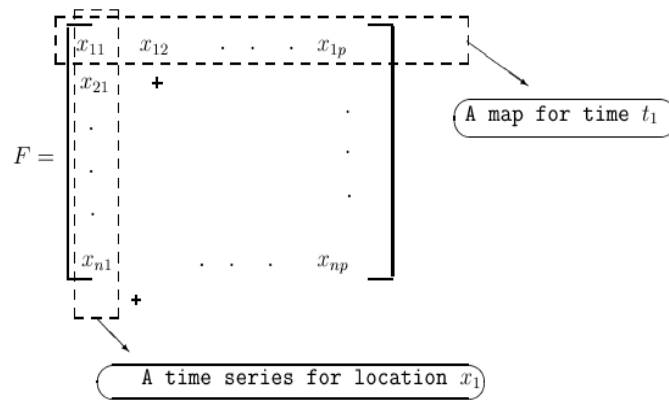
- Formar a matriz  $F$  a partir das observações e remover a média temporal de cada série temporal;
- Achar a matriz de covariância (45);
- Achar os auto-valores e auto-vetores de  $R$  pela resolução de (46);
- Achar os maiores auto-valores e seus auto-vetores correspondentes, as EOFs;
- Achar os coeficientes de expansão pelo cálculo de  $U_j = FxEOF_j$  (a projeção de  $F$  sobre a  $j$ -ésima EOF).

Usualmente as EOFs são apresentadas como mapas adimensionais, freqüentemente normalizados, ou seja, o maior valor é 1, ou 100. Isso significa que se os coeficientes de expansão associados também estão apresentados, então eles têm de ser correspondentemente ajustados. O jeito mais simples de se fazer isso é calcular o coeficiente de expansão após ter normalizado o auto-vetor. Outro modo de representar a EOF é calculando o mapa de correlação entre os coeficientes de expansão associados com o auto-vetor e os dados de  $F$ , tendo esse método algumas vantagens sobre os outros métodos (discutido na seção iii).

## (ii) Mapas de correlação

Os padrões espaciais correspondentes aos diferentes modos da EOF podem ser representados de várias maneiras. Uma possibilidade é plotar os valores dos auto-vetores, mas as amplitudes dos contornos plotados dessa forma não são fáceis de serem interpretadas. Entretanto, há outros jeitos mais informativos de se apresentar os padrões espaciais. Isso inclui os mapas de correlação homogêneos e heterogêneos, e os mapas da variância local. O  $k$ -ésimo mapa de correlação homogêneo é definido como o vetor dos valores de correlação entre o coeficiente de expansão e o  $k$ -ésimo modo de um campo e os valores do mesmo campo em cada ponto de grade. Tal mapa é um indicador útil da localização espacial da parte co-variada entre o campo e o  $k$ -ésimo modo. O  $k$ -ésimo mapa de correlação heterogêneo é definido como o vetor dos valores de correlação entre o coeficiente de expansão do  $k$ -ésimo modo de um campo e os valores do ponto de grade de outro campo, o qual se deseja relacionar ao primeiro campo (Bjornsson e Venegas, 1997). Tal mapa indica o quão bem os valores do ponto de grade do segundo campo podem ser previstos a partir do conhecimento do coeficiente de expansão do primeiro. Em todos os casos, os contornos plotados mostram a distribuição dos centros de ação do modo, escalados como coeficientes de correlação.





**Figura 5. 1:** Matriz F. Cada linha é um mapa, e cada coluna é uma serie temporal observada para um dado local (Obtida de Bjornsson e Venegas, 1997).

### 5.1 Interpretação dos Padrões de Geopotencial em Períodos de Eventos Extremos do Gelo Marinho, Observados no Inverno Austral nos Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen

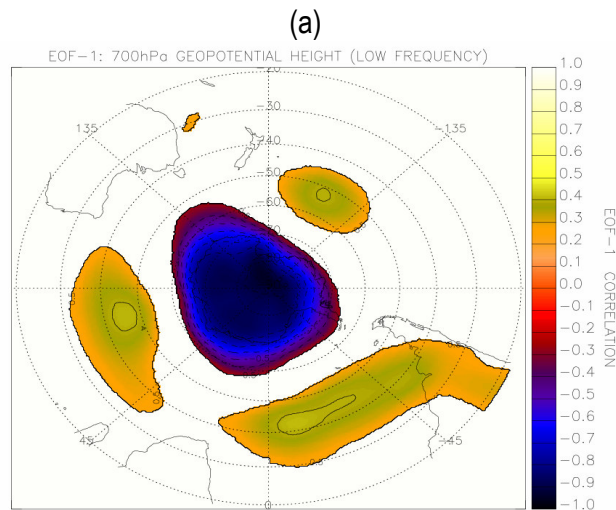
#### (i) Mar de Weddell

As análises das EOFs foram realizadas através da variável altura geopotencial em 700 hPa (H700) filtrada na escala intra-sazonal (20-100 dias) pelo método da FFT (ver item 2.7), obtida de reanálises global com resolução 2.5° de latitude/longitude (NCEP/NCAR) para a região compreendida entre as latitudes de 90°S e 20°S e 0° a 360° de longitude (coordenada esferográfica polar), equivalente a 4032 pontos de grade e período disponível de 1979 a 2004. Porém para as análises, selecionou-se da série temporal de H700 somente os períodos dos eventos extremos do gelo marinho com persistência acima de 2 dias, para o período do inverno polar (junho a setembro).

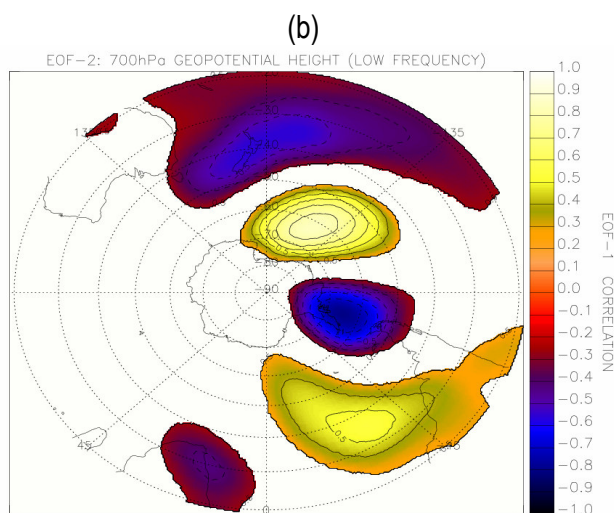
A figura 5.2 (a-b) mostra as duas primeiras EOFs relacionadas ao período dos extremos negativos do gelo marinho no Mar de Weddell, obtidas a partir de H700 e com significância estatística ao nível de 95%. A EOF1 (fig. 5.2a) mostra a configuração da fase positiva da AAO, com valores de correlações negativos (indicando anomalias negativas de H700) abrangendo toda a área latitudinal do continente antártico e suas adjacências. Observam-se esses valores de correlações negativas mais estendidas (até aproximadamente 55°S) sobre o Oceano onde se apresenta a Bacia australiana. Já nas regiões extratropicais observam-se valores de correlações positivas (indicando anomalias positivas de H700), com uma região importante sobre Pacífico central (aproximadamente entre 45°S e 60°S), outra abrangendo o centro-sul da AS e a faixa latitudinal aproximada de 30°S a 50°S do Oceano Atlântico e uma terceira abrangendo uma mesma faixa latitudinal da segunda anomalia sobre o Oceano, de praticamente todo o Oceano Índico.

A EOF2 (fig. 5.2b) capturou o padrão do trem de ondas subtropical, configurado pelo PSA (Ghil e Mo 1991; Lau et al. 1994; Mo e Paegle 2001). Observam-se três fases negativas da onda, indicado pelos valores de correlações negativas, sendo uma abrangendo amplamente todo o Oceano Pacífico, desde 20°S até 50°S, outra localizada desde 45°S até 80°S, pegando desde o extremo sul da AS e toda a PA e a última abrangendo de 20°S a 40°S do extremo sul do continente africano voltado para o Oceano Atlântico, além da parte oceânica mais próxima ao continente. As fases positivas do trem de ondas de latitudes médias se apresentam em dois locais distintos, sendo uma localizada na região do Pacífico central, ao norte do Mar de Amundsen, entre as latitudes aproximadas de 45°S e 80°S. A outra se mostra se estendendo entre aproximadamente 20°S e 35°S sobre o a AS, passando pelo Oceano Atlântico até a região do meridiano de Greenwich, atingindo até 65°S.

O número de auto-valores é equivalente ao número de pontos de grade, ou seja, 4032. Nota-se que o primeiro auto-valor explica a maior parte da variância dos dados (25%), sendo que cerca de 50% da variância é explicada pelos primeiros quatro auto-valores. Já o segundo auto-valor explica cerca de 9% da variância dos dados.



**Figura 5.2:** (a) EOF1 (AAO) e (b) EOF2 (PSA1) geradas a partir da altura geopotencial em 700 hPa (H700), relacionadas aos períodos do extremo negativo do gelo marinho observado no Mar de Weddell, com significância estatística ao nível de 95% (teste *T-Student*) e número de graus de liberdade (nof) igual a 62. Linhas contínuas (tracejadas) indicam valores positivos (negativos) com intervalo adimensional de 0,1.



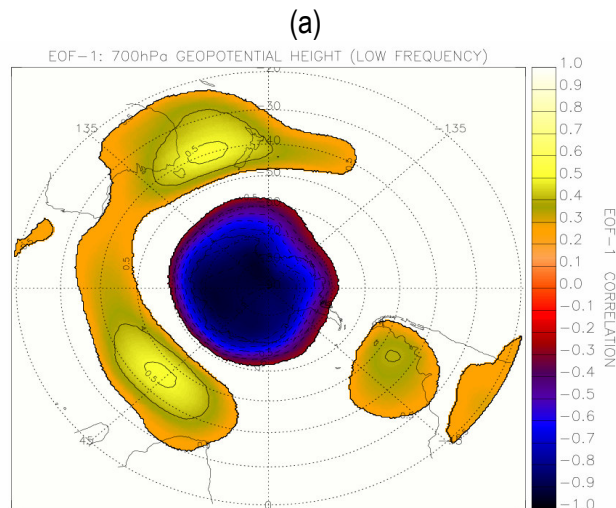
Continuação da figura 5.2.

No caso das EOFs geradas a partir dos períodos dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Weddell, a figura 5.3a ainda mostra a configuração da fase positiva da AAO (comparando com a fig. 5.2a). Os valores de correlações negativos mostram-se mais circumpolar, na parte oriental da Antártica, em torno da latitude de 60°S, enquanto que em torno de 70°S na Antártica ocidental. Assim, as anomalias de H700 mostram-se mais intensas sobre a Antártica oriental. Coincidentemente, a parte oriental antártica apresenta mais áreas continentais do que a parte ocidental (que apresenta mais áreas marítimas como o Mar de Ross e o Mar de Amundsen). A mesma figura mostra ainda uma anomalia positiva de H700 sobre a AS central e outra entre aproximadamente 30°S e 55°S pegando desde toda a costa leste do sul da AS até a longitude aproximada de 45°W (região da Bacia Argentina), mostrando uma retração dessa anomalia no caso dos eventos extremos positivos. Nota-se ainda a propagação para oeste e intensificação da anomalia positiva de H700 localizada sobre o Oceano Índico na figura 5.2a. Nesse caso, a anomalia se estende desde o extremo sul do continente africano, voltado para o Oceano Índico, abrangendo a faixa latitudinal de aproximadamente 30°S a 55°S por todo o Oceano Índico até a região da Bacia Sul-Australiana. Em aproximadamente 135°E, a anomalia positiva de H700 localizada sobre o Índico mostra-se unida a uma outra anomalia positiva intensa (abrangendo a faixa latitudinal aproximada de 20°S a 50°S) que se estende até aproximadamente um pouco antes de 135°W. Com isso, observa-se que tanto as anomalias negativas, quanto as positivas de H700 mostram-se mais intensificadas na parte oriental do globo do que na parte ocidental, em comparação com as EOFs para os períodos de eventos extremos negativos. Além disso, todas as anomalias positivas de H700 mostraram-se propagadas para oeste em relação às anomalias da figura 5.2a.

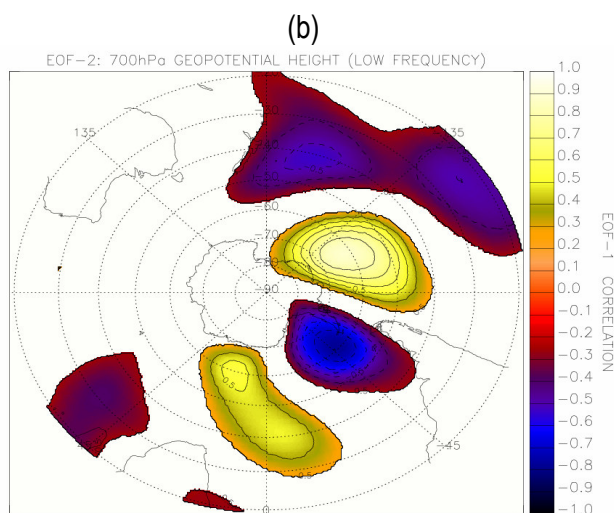
A EOF2 (fig. 5.3b) mostra a configuração do trem de ondas subtropical PSA, apresentando duas fases positivas e três negativas da onda, de acordo com os valores de correlações positivos e negativos, respectivamente. A fase negativa mais intensa do trem de ondas subtropical abrange toda a região do Pacífico

central, entre aproximadamente 90°W até 180°W. Essa anomalia mostra-se com dois núcleos mais intensos, sendo um entre aproximadamente 135°W e 180°W e o outro entre 90°W e 135°W. Comparativamente com a figura 5.2b, podemos afirmar que o núcleo com os valores de correlações negativas mais intenso se dividiu de um caso para o outro. A segunda anomalia negativa de H700 mostra-se abrangendo toda a região da passagem de Drake, a PA, a Bacia Argentina e o Mar de Weddell enquanto que a terceira mostra-se localizada sobre a Ilha de Madagascar e a parte mais ao oeste do Oceano Índico. Quanto às anomalias positivas de H700, a primeira mostra-se na parte mais leste do Oceano Pacífico, entre as latitudes aproximadas de 40°S a 80°S e a segunda mostra-se localizada mais ao leste do Oceano Atlântico, entre a faixa latitudinal aproximada de 30°S a 70°S. O sinal do PSA obtido na figura 5.2b mostra-se em fase com o trem de ondas subtropical obtido nas composições das anomalias de H200 (fig. 3.1a-3.1c) com anomalias ciclônicas sobre a PA e anticiclônicas sobre os Oceanos Atlântico central e Pacífico central. A figura 3.1 também representa o PSA, onde se podem observar todos os mecanismos atmosféricos associados ao mesmo na modulação dos extremos negativos intra-sazonais do gelo marinho (figs. 3.2-3.5).

De acordo com as localizações das anomalias observadas, uma comparação entre as figuras 5.2b e 5.3b mostra que houve uma propagação para leste do trem de ondas subtropical, assim como observado entre os casos dos trens de ondas subtropicais associados aos eventos extremos negativos (fig. 3.1) e positivos (fig. 3.6). A porcentagem da variância explicada pelo primeiro auto-valor é de 26%, enquanto que o segundo auto-valor explica cerca de 9% da variância.



**Figura 5.3:** Como na figura 5.2, mas relacionado com os períodos dos extremos positivos do gelo marinho (nof = 64).

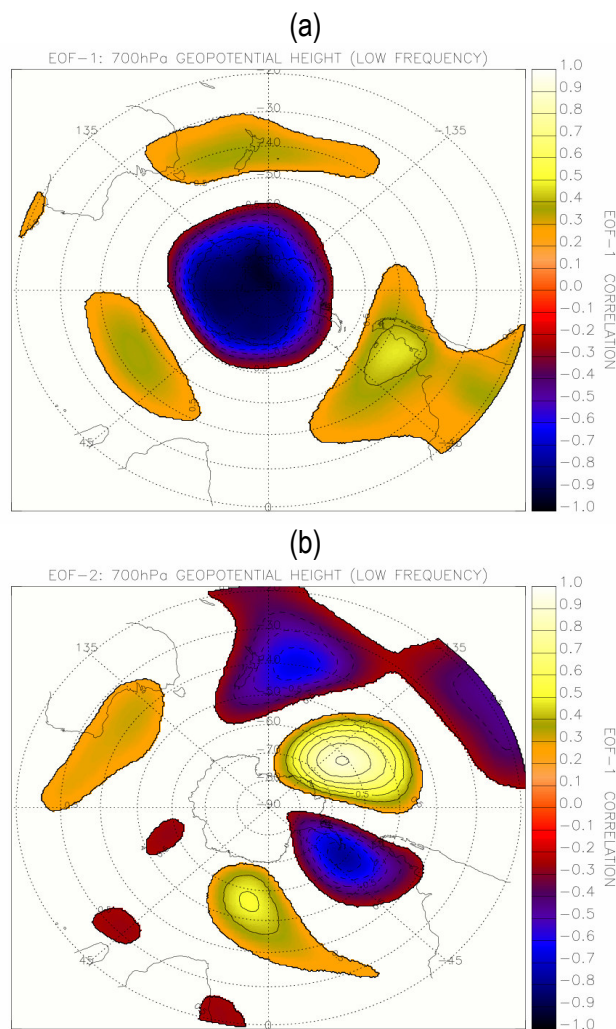


Continuação da figura 5.3.

### (ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

As figuras 5.4 (a-b) mostram os padrões estatisticamente significativos ao nível de 95% (teste *t-Student*), obtidos pelas duas primeiras EOFs a partir do período dos extremos negativos do gelo oceânico, observado no Mar de Amundsen-Bellingshausen. A EOF1 (fig. 5.4a) mostra valores de correlações negativos quase circumpolares em torno da latitude aproximada de 60°S na parte da Antártida oriental e 70°S na parte ocidental antártica. O extremo norte da PA não apresenta tais valores de correlações com significância estatística. Na mesma figura, podem-se observar valores de correlações positivas configurados de maneira circumpolar, em torno das latitudes médias. Deve-se lembrar que valores de correlações positivos, obtidos pelo método da EOF, estão associados com anomalias positivas da variável em questão (H700). A primeira anomalia positiva de H700 observada está localizada na faixa latitudinal aproximada de 30°S e 50°S e entre as longitudes aproximadas de 135°E e 135°W. A segunda anomalia positiva de H700 mostra-se abrangendo praticamente todo o centro-sul da AS e a região oceânica onde está situada a Bacia Argentina, desde aproximadamente 20°S até 60°S. Finalmente, a última anomalia positiva de H700 está localizada sobre a parte mais ao oeste do Oceano Índico, entre as latitudes aproximadas de 35°S e 50°S. As localizações e as fases das anomalias de H700 apresentadas na figura 5.4a mostram o padrão da fase positiva da AAO, assim como encontrado na figura 5.2a. Já na EOF2 (fig. 5.4b) é observada uma grande anomalia negativa de H700, abrangendo a parte mais ao oeste do Oceano Pacífico entre as latitudes aproximadas de 20°S a 65°S, e com um núcleo mais intenso próximo a longitude de 180°, além da presença de um segundo núcleo mais intenso abrangendo a parte central do Oceano Pacífico, aproximadamente as latitudes entre 20°S e 30°S. Outra anomalia negativa de H700 é observada abrangendo a costa leste da AS (região da Patagônia), a região oceânica onde se localiza a Bacia Argentina, toda a PA e praticamente todo o Mar de Weddell. Uma última anomalia negativa de H700 mostra-se com fraca intensidade na parte oeste do Oceano

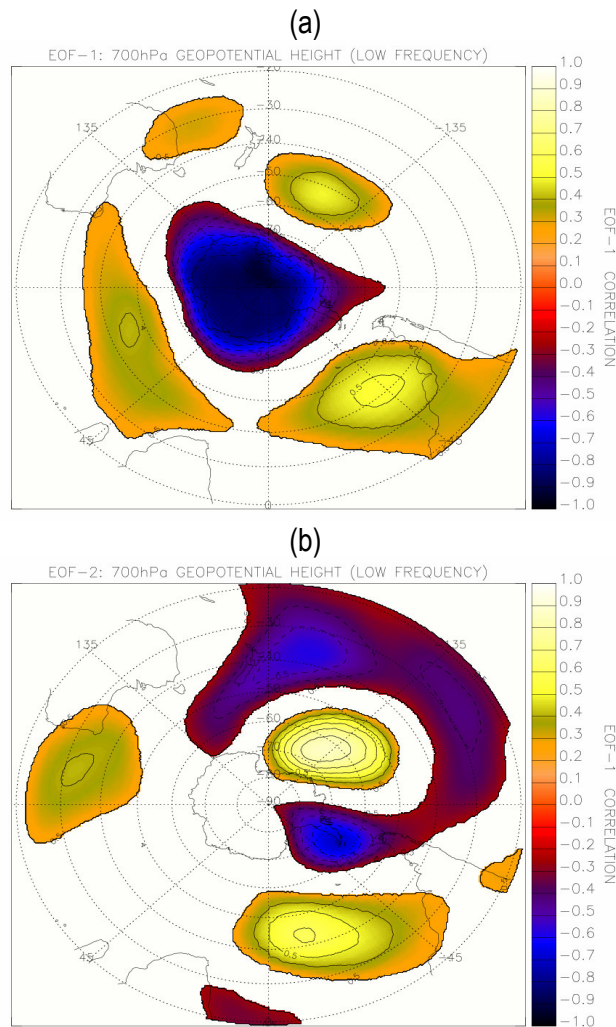
Índico (sul da Ilha de Madagascar), na latitude aproximada de 30°S. Observa-se ainda na mesma figura uma anomalia positiva de H700 localizada na parte leste do Oceano Pacífico, abrangendo o Mar de Bellingshausen, entre aproximadamente 40°S e 80°S. Outra anomalia positiva de H700 localiza-se sobre a parte mais ao leste do Oceano Atlântico, próximo ao meridiano de Greenwich, abrangendo desde aproximadamente desde 30°S até 70°S. Uma última anomalia positiva de H700 abrange a parte oceânica ao sul da Austrália, entre aproximadamente 90°E e 135°E, entre aproximadamente 30°S e 50°S. Assim, de acordo com o arranjo das anomalias negativas e positivas de H700 mostrado pela figura, conclui-se que se trata da propagação de um trem de ondas de latitudes médias, configurado pelo PSA. O primeiro auto-valor explica cerca de 25% da variância, enquanto que o segundo auto-valor explica cerca de 9%.



**Figura 5.4:** Como na figura 5.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 70).

A EOF1, relativa ao período dos extremos positivos do gelo oceânico no Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig.5.5a) revela a configuração da fase positiva da AAO, com valores estatisticamente significantes das anomalias negativas de H700 sobre o continente antártico, sendo esses valores abrangendo a

latitude aproximada de 60°S desde o meridiano de Greenwich até 90°E. Nas regiões adjacentes a 135°E (ao sul da Oceania), a anomalia mostra-se abrangendo até aproximadamente 50°S e na região marítima antártica voltada para o Oceano Pacífico, a anomalia mostra-se abrangendo aproximadamente 70°S. Somente na parte mais ao leste do Oceano Pacífico (adjacências de 90°W), a anomalia mostra-se abrangente até aproximadamente 55°S e, na região oceânica compreendida entre a direção do sul da AS ao meridiano de Greenwich, a anomalia mostra-se abrangendo aproximadamente até 65°S. Na mesma figura, notam-se quatro anomalias positivas de H700, sendo uma aproximadamente entre 25°S e 50°S, abrangendo desde a costa leste australiana (mais ao sul) até as proximidades da Nova Zelândia. Outra anomalia positiva de H700 localiza-se aproximadamente entre 40°S e 60°S e 135°W e 180°W, sendo uma terceira anomalia localizada aproximadamente entre 20°S e 55°S, abrangendo praticamente toda a parte leste do centro-sul da AS (exceto o extremo sul), a região oceânica onde se localiza a Bacia Argentina e a parte oeste do Oceano Atlântico, até aproximadamente o meridiano de 0°. A última anomalia positiva de H700 mostra-se abrangendo todo o Oceano Índico sul, entre as latitudes aproximadas de 30°S e 55°S. Comparando as figuras 5.4a e 5.5a, observa-se claramente a propagação das anomalias positivas de H700 para leste, sendo essa propagação contrária ao caso das figuras 5.2a e 5.3a. Já a EOF2 (fig. 5.5b) mostra o padrão do PSA de acordo com a configuração de um trem de ondas subtropical mostrado pela figura. Observa-se duas anomalias negativas de H700 acopladas, com valores de correlações negativos abrangendo aproximadamente 45°S e 70°S entre 135°E e 180°E, aproximadamente de 20°S a 45°S entre 135°W e 180°W, aproximadamente de 20°S a 35°S entre 90°W e 135°W e aproximadamente 40°S a 90°S entre 30°W e 90°W, com valores mais intensos (negativos) abrangendo a PA e a parte oeste do Mar de Weddell. Uma última anomalia negativa de H700 é observada aproximadamente entre 20°S e 30°S na parte leste do Oceano Atlântico e a costa da África nessas latitudes. Observam-se ainda na mesma figura três anomalias positivas de H700, sendo uma localizada aproximadamente entre 45°S e 80°S, na parte central do Oceano Pacífico (Mar de Bellingshausen); outra pegando desde a costa do Sul do Brasil e a região oceânica aproximadamente entre 25°S e 45°S nas proximidades de 45°W e aproximadamente entre 25°S e 60°S entre 45°W e 0°W e proximidades; e uma última localizada aproximadamente entre 20°S e 50°S pegando a parte leste do Oceano Índico e partes costa oeste da Austrália. Comparando as figuras 5.4b e 5.5b, observa-se nitidamente, de acordo com a localização das anomalias de H700, a propagação do trem de ondas no sentido leste-oeste, sendo essa propagação contrária a observada entre as figuras 5.2b e 5.3b. A porcentagem da variância explicada pelo primeiro auto-valor foi de cerca de 25%, enquanto 9% foi a porcentagem da variância explicada pelo segundo auto-valor.



**Figura 5.5:** Como na figura 5.3, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (nof = 68).

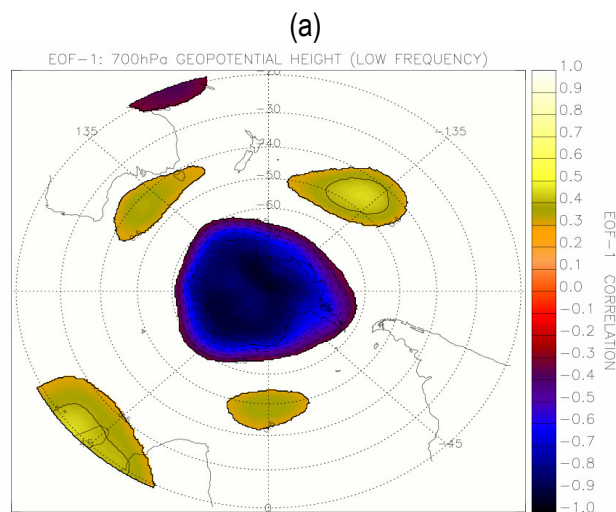
## 5.2 Interpretação dos Padrões de Geopotencial em Períodos de Eventos Extremos do Gelo Marinho, Observados no Verão Austral nos Mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen

### (i) Mar de Weddell

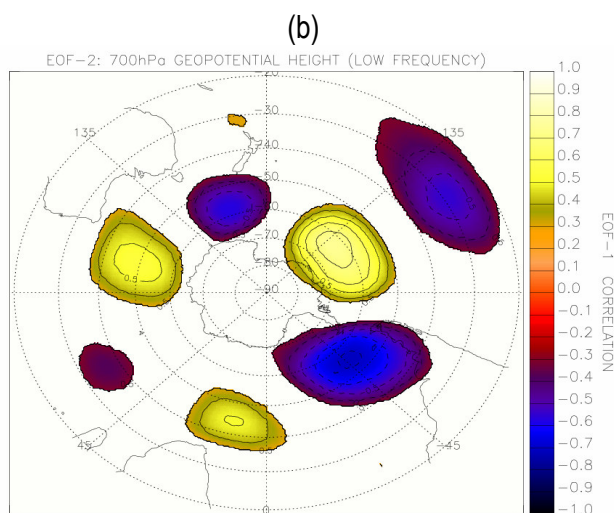
As figuras 5.6 (a-b) mostram os padrões estatisticamente significativos ao nível de 95% (teste *t-Student*), obtidos pelas duas primeiras EOFs, a partir do período dos extremos negativos do gelo marinho observados no Mar de Weddell durante o verão antártico (novembro-fevereiro). A EOF1 (fig. 5.6a) mostra o padrão da AAO com a fase positiva configurada, com valores de correlações negativas, indicando valores de anomalias negativas de H700, localizadas sobre a Antártida. A anomalia negativa mostra-se mais circumpolar em torno de aproximadamente 60°S na Antártida oriental e em torno de 70°S na Antártida ocidental. Observa-se ainda uma anomalia negativa de H700 entre as latitudes aproximadas de 20°S e 25°S, sobre o Mar de Coral, próximo a Ilha Nova Caledônia. Na mesma figura, observam-se ainda quatro anomalias positivas de H700, sendo uma



localizada na região oceânica próxima a Bacia Sul-Australiana, na faixa aproximada entre 35°S e 50°S; outra localizada sobre o Oceano Pacífico central entre a faixa aproximada de 35°S e 55°S; uma terceira localizada no Oceano Atlântico central, nas adjacências do meridiano de Greenwich e a última localizada aproximadamente entre 20°S e 30°S, na região do Oceano Índico oeste, abrangendo desde a costa leste da África nessas latitudes e a Ilha de Madagascar. A EOF2 (fig 5.6b) mostra o padrão do trem de ondas subtropical (PSA), com três fases positivas e três negativas. Além disso, na mesma figura, é observada uma anomalia negativa de H700 localizada na faixa aproximada de 20°S a 40°S, aproximadamente entre 100°W e 150°W. Uma das anomalias negativas de H700 do PSA localiza-se aproximadamente entre 135°E e 180°E e 45°S e 65°S; outra se encontra aproximadamente entre 0° e 70°W e 35°S e 70°S, abrangendo a região oceânica da Bacia Argentina e a Passagem de Drake; e uma última se encontra entre, aproximadamente, 30°S e 45°S e 50°E e 65°E. Já em relação às anomalias positivas, uma se encontra aproximadamente entre 50°S e 80°S, no Mar de Amundsen-Bellingshausen; outra mostra-se localizada aproximadamente entre 35°S e 55°S, na parte mais ao leste do Oceano Atlântico e sobre a região oceânica do Cabo das Tormentas; e uma última se localiza aproximadamente entre 35°S e 65°S, no Oceano Índico leste. A porcentagem da variância explicada pelo primeiro auto-valor foi de cerca de 26%, enquanto que a porcentagem da variância explicada pelo segundo auto-valor foi de cerca de 8%.



**Figura 5.6:** Como na figura 5.2, mas para o verão (nof = 45).



Continuação da figura 5.6.

Já a EOF1 relativa ao período dos extremos positivos, observados sobre o Mar de Weddell (fig. 5.7a) também mostra a configuração da fase positiva da AAO, assim como na figura 5.6a. Sendo assim, notam-se valores de anomalia negativa de H700 sobre o continente antártico, sendo esses valores mais circumpolares em torno de 60°S na parte oriental da Antártida e em torno de 70°S na parte ocidental. Observam-se ainda três anomalias positivas de H700 nas regiões extratropicais. Uma das anomalias encontra-se aproximadamente entre 35°S e 55°S sobre a Nova Zelândia, no Pacífico oeste; outras duas encontram-se acopladas, se estendendo entre a faixa aproximada de 35°S e 50°S por todo o Oceano Índico, Cabo das Tormentas, extremo sul da África e a costa oeste da mesma, até 20°S. Comparando-se as figuras 5.6a e 5.7a, nota-se a propagação das anomalias no sentido leste-oeste, assim como ocorrido no caso entre as figuras 5.2a e 5.3a.

Já a EOF2 (fig. 5.7b) mostra a configuração do PSA, com quatro fases da onda negativas e três positivas. Nota-se ainda na figura uma anomalia positiva de H700 entre aproximadamente 20°S e 30°S e 100°W e 150°W. Comparando-se as figuras 5.6b e 5.7b, nota-se uma propagação no sentido oeste-leste, assim como a comparação feita entre as figuras 5.2b e 5.3b. Além disso, há o aparecimento de uma anomalia negativa de H700 na figura 5.7b que não aparece na figura 5.6b. Essa anomalia encontra-se aproximadamente entre 25°S e 45°S sobre a região costeira sul do leste da Austrália. Observa-se outra anomalia negativa de H700 aproximadamente entre 25°S e 65°S e 45°E e 80°E; uma terceira localizada aproximadamente entre 45°S e 80°S, sobre o Mar de Bellingshausen (adjacências de 135°W); e uma última aproximadamente entre 20°S e 40°S, na parte oeste do Oceano Atlântico. Quanto às anomalias positivas de H700, observa-se uma localizada aproximadamente entre 30°S e 60°S, nas adjacências do meridiano de 180°; outra aproximadamente entre 40°S e 80°S, abrangendo o extremo sul da AS, a PA, a Passagem de Drake e parte do Mar de Weddell; e uma última localizada aproximadamente entre 30°S e 50°S, abrangendo o extremo sul africano e o Cabo das Tormentas. A

porcentagem da variância explicada pelo primeiro auto-valor é de cerca de 23%, enquanto que cerca de 8% para o segundo auto-valor.

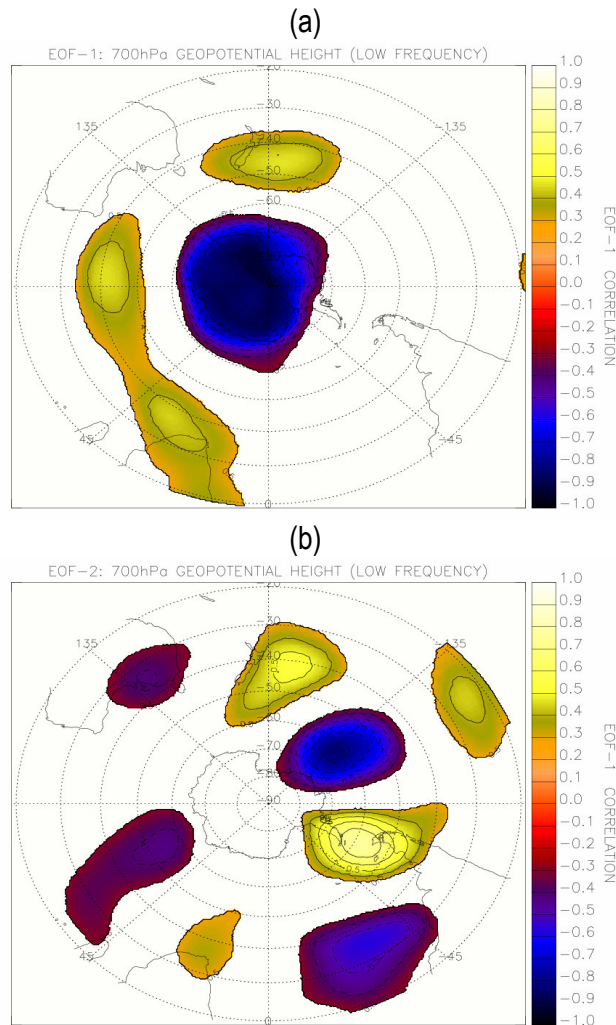


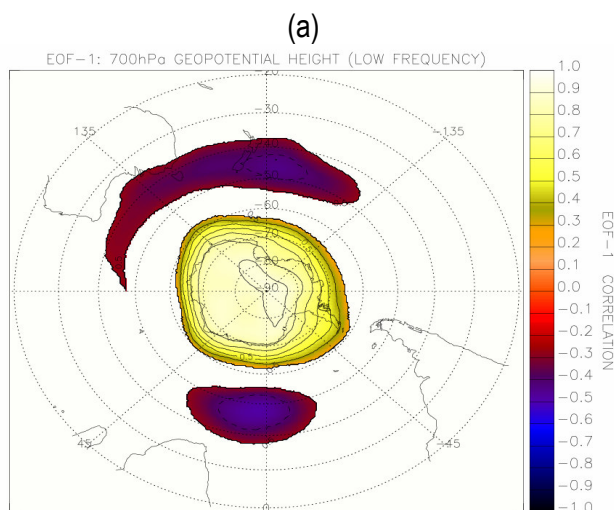
Figura 5.7: Como na figura 5.3, mas para o verão (nof = 49).

(ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

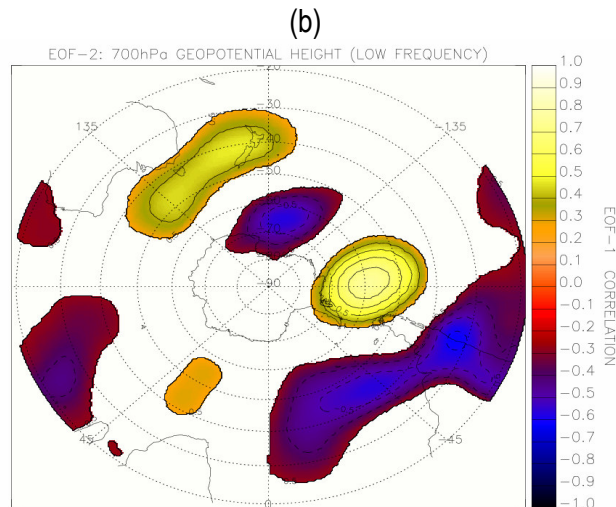
As figuras 5.8 (a-b) mostram os padrões estatisticamente significativos ao nível de 95% (teste *t-Student*), obtidos pelas duas primeiras EOFs, a partir do período dos extremos negativos do gelo marinho observados no Mar de Amundsen-Bellingshausen durante o verão antártico (novembro-fevereiro). A EOF1 (fig. 5.8a) mostra a configuração da fase negativa da AAO, de acordo com os valores de correlações positivos sobre o continente antártico, e negativos sobre os extratropicos. A figura mostra que os valores positivos da anomalia de H700 sobre a Antártida são aproximadamente circumpolar em 60°S, exceto entre as longitudes aproximadas de 80°W e 180°W (que mostra-se aproximadamente circumpolar em torno de 65°S). Observam-se ainda uma anomalia

negativa de H700 aproximadamente entre 35°S e 50°S e 90°E e 140°W e outra aproximadamente entre 40°S e 55°S e 35°E e 20°W. J

á a EOF2 configura o padrão do PSA com três fases positivas da onda e quatro negativas. Uma das fases positivas da onda se encontra aproximadamente entre 30°S e 55°S, abrangendo desde a Nova Zelândia (no Pacífico oeste), o Mar da Tasmânia, a Ilha da Tasmânia e a região oceânica da Bacia Australiana. Outra fase positiva se localiza aproximadamente entre 40°S e 75°S, abrangendo o extremo sul da AS, a Passagem de Drake, a PA e a parte leste do Mar de Bellingshausen. A terceira (e mais fraca) anomalia positiva de H700 se localiza aproximadamente entre 40°S e 55°S, um pouco ao leste do Cabo da Boa Esperança. Quanto as anomalias negativas, a mais intensa se localiza aproximadamente entre 20°S e 60°S, se estendendo longitudinalmente desde áreas oceânicas do Pacífico leste subtropical (20°S-40°S), o centro-oeste da AS (20°S-40°S), o leste da AS desde o Sul do Brasil até aproximadamente 40°S (na Argentina), a região de confluência das correntes Brasil-Malvinas, e o Oceano Atlântico oeste até o meridiano de Greenwich. Outra anomalia negativa de H700 se localiza aproximadamente entre 50°S e 80°S, abrangendo o Oceano Pacífico oeste e o Mar de Ross; uma terceira mostra-se aproximadamente entre 20°S e 40°S, sobre o centro-oeste do Oceano Índico; e a última se localiza sobre o Oceano Índico leste, aproximadamente entre 20°S e 30°S. A porcentagem da variância explicada pelo primeiro auto-valor foi de aproximadamente 26%, enquanto que a porcentagem do segundo foi cerca de 7%.



**Figura 5.8:** Como na figura 5.4, mas para o verão (nof = 56).



Continuação da figura 5.8.

A EOF1, relativa aos períodos dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Amundsen-Bellingshausen (fig. 5.9a), mostra a configuração da fase positiva da AAO, com uma anomalia negativa sobre o continente antártico, aproximadamente circumpolar em torno de 60°S na parte oriental da Antártida e 70°S na parte ocidental. Notam-se ainda a presença de três anomalias positivas de H700, sendo uma localizada aproximadamente entre 30°S e 55°S, sobre o Mar da Tasmânia e a Nova Zelândia; outra está aproximadamente entre 30°S e 55°S, sobre a parte centro-leste do Oceano Índico; e uma última encontra-se aproximadamente entre 20°S e 50°S sobre a costa oeste da África, extremo sul da mesma e sobre o Cabo da Boa Esperança. Uma comparação entre as figuras 5.8a e 5.9a mostra uma propagação no sentido leste-oeste, além da mudança de fase das anomalias, ou seja, contrária a propagação apresentada na comparação entre as figuras 5.4a e 5.5a.

A EOF2 mostra o padrão do trem de ondas subtropical, com três fases negativas da onda e duas positivas. Além disso, observa-se a presença de uma anomalia negativa sobre o Mar da Tasmânia, entre aproximadamente 30°S e 35°S, e outra positiva sobre o Pacífico central, aproximadamente entre 20°S e 45°S. Uma das fases negativas do trem de ondas subtropical mostra-se sobre a costa Sul australiana, aproximadamente entre 30°S e 35°S. Outra se encontra abrangendo o Mar de Amundsen-Bellingshausen, aproximadamente entre 45°S e 85°S e uma última se localiza aproximadamente entre 25°S e 50°S, na parte centro-oeste do Oceano Atlântico. Já uma das anomalias positivas do trem de ondas subtropical mostra-se aproximadamente entre 50°S e 65°S, sobre o Oceano Pacífico oeste enquanto outra se mostra aproximadamente entre 35°S e 65°S, sobre o extremo sul da PA e a Passagem de Drake. Comparando-se as figuras 5.8b e 5.9b, observa-se nitidamente uma propagação no sentido oeste-leste, sendo essa propagação contrária à apresentada na comparação entre as figuras 5.3b e 5.4b. A porcentagem da variância explicada pelo primeiro auto-valor foi de aproximadamente 25%, enquanto que a porcentagem da variância explicada pelo segundo auto-valor é de cerca de 8%.

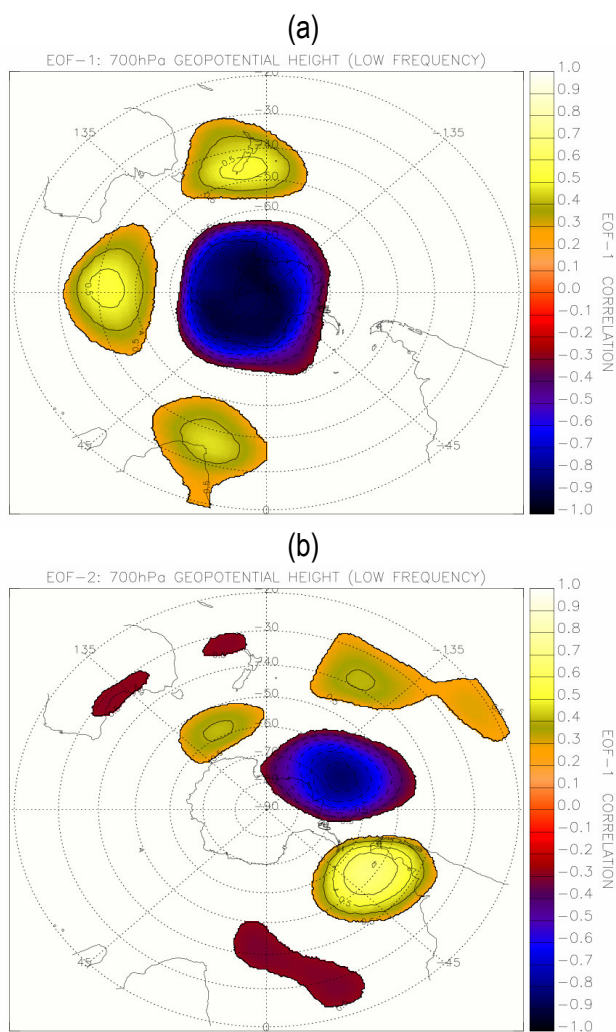


Figura 5.9: Como na figura 5.5, mas para o verão (nof = 55).

## 6. ATIVIDADES CICLÔNICAS ASSOCIADAS AOS PERÍODOS DOS EXTREMOS DO GELO MARINHO MAIS FORTES NOS MARES DE WEDDELL E AMUNDSEN-BELLINGSHAUSEN

### (i) Metodologia

Uma análise estatística da ocorrência de ciclones relacionada aos períodos dos extremos do gelo marinho nos mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen foi realizada. Para tal, usou-se o esquema automático de *tracking* de ciclones da Universidade de Melbourne (Murray e Simmonds 1991a; Murray e Simmonds 1991b; Simmonds e Murray 1999), disponível on-line através do seguinte *site*: [www.earthsci.unimelb.edu.au/tracks/cycstats/cycstats.php](http://www.earthsci.unimelb.edu.au/tracks/cycstats/cycstats.php). As trajetórias das depressões nas regiões circumpolares antárticas são obtidas através da implementação dos dados de reanálises da pressão média ao nível do mar do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF ERA-40 MSLP), disponíveis na forma anual e sazonal, em uma grade de 2,5° x 2,5° de latitude-longitude, com extensão de 1957-2002. O método consiste na identificação de isolinhas fechadas na altura geopotencial de 1000 hPa (Z1000), e no seguimento desses mínimos de geopotencial procurando os centros mais próximos em cartas consecutivas, utilizando os campos de Z1000 de 6 em 6 horas.

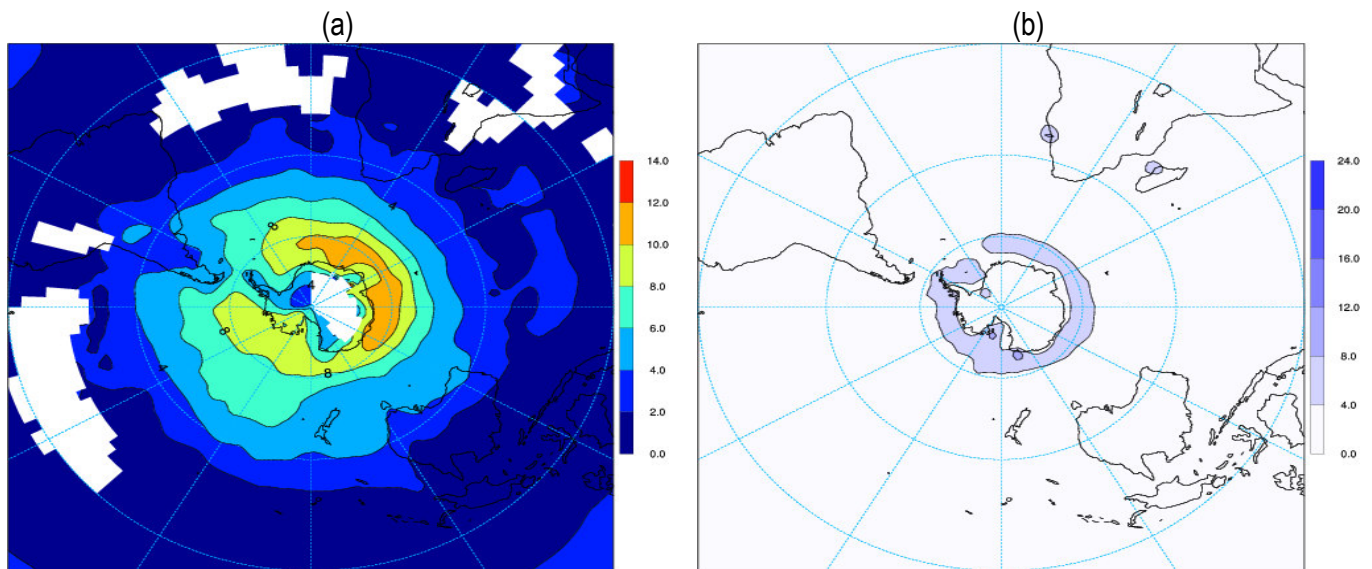
### 6. 1 Análises da Profundidade e Densidade dos Ciclones para o Inverno Austral

#### (i) Mar de Weddell

A profundidade do sistema é definida como diferença entre a pressão central e a pressão da borda de um ciclone. A figura 6.1 mostra uma média da profundidade (fig. 6.1a) e da densidade (fig.6.1b) dos ciclones, gerada a partir dos anos em que a quantidade de ocorrência de extremos negativos superou a quantidade de extremos positivos no Mar de Weddell (ver figura 2.18a), para os trimestres de inverno (junho-agosto).

De acordo com a figura 2.18a, os anos em que o número de ocorrências de extremos negativos superou os extremos positivos foram: 1983, 1984, 1986, 1987, 1989, 1991, 1992, 1993, 1994, 1996, 1997, 1998, 1999 e 2000. A partir da figura 2.8a, sabe-se que durante o inverno, o Mar de Weddell é aquele que apresenta as maiores extensões de gelo marinho, entre todos os outros mares antárticos. A figura 6.1a mostra a profundidade dos ciclones (hPa) a qual indica a localização dos ciclones mais intensos, de acordo com a escala das anomalias localizada a direita de cada painel. De acordo com a figura, nota-se que os ciclones menos intensos se localizam justamente sobre a Baía de Weddell, principalmente na parte costeira continental e peninsular. Nota-se ainda que os ciclones mais intensos localizam-se na faixa latitudinal aproximada de 60°S, entre o Atlântico leste e o Oceano Índico.

A figura 6.1b mostra que a densidade de ciclones [sistemas por  $(1000^\circ\text{lat})^2$ , onde  $1^\circ$  de latitude é aproximadamente 111 Km], associados aos anos em que eventos extremos negativos predominaram, se faz presente por toda a Baía de Weddell, exceto na área costeira voltada para o continente. Além disso, na mesma figura, pode-se observar a ausência de densidades significativas de ciclones nas áreas costeiras mais adjacentes ao continente. Simmonds e Wu (1993) realizaram experimentos através de um modelo de circulação geral (GCM) para observar o comportamento dos ciclones no HS associado a reduções na extensão de gelo durante o inverno. Os autores encontraram que um aumento no número de ciclones sobre partes dos Mares de Weddell e Ross foi uma resposta comum em todos os casos de redução de 100% da extensão do gelo marinho. Godfred-Spenning e Simmonds (1996) mostraram que a ciclogênese no inverno foi mais fortemente ligada ao gelo oceânico local (mais favorável em regiões de baixa extensão de gelo, gelo fino ou polínias).



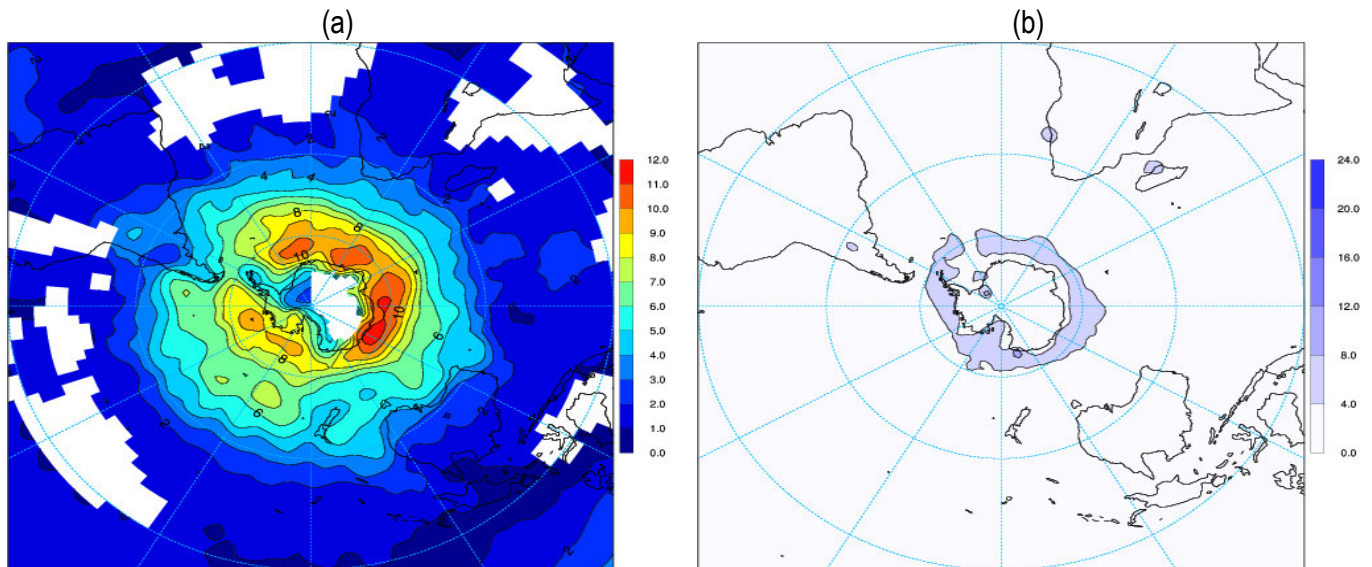
**Figura 6. 1:** (a) Composição da profundidade dos ciclones em hPa (pressão central - pressão da borda dos ciclones) e (b) composição da densidade [sistemas por  $(1000^\circ\text{lat})^2$ , onde  $1^\circ$  de latitude é aproximadamente 111 Km] geradas a partir de anos em que o número de extremos negativos da extensão do gelo marinho no Mar de Weddell superou o número de extremos positivos.

Analisando a figura 2.18a, os anos em que a ocorrência de extremos positivos superaram o número de extremos negativos no Mar de Weddell foram: 1979, 1980, 1981, 1986, 1988, 1995, 2003 e 2004. A figura 6.2a mostra que, para os anos onde os extremos positivos do gelo marinho superaram os extremos negativos, os ciclones menos intensos se apresentam na parte oeste do Mar de Weddell, nas adjacências da PA. Na mesma figura, nota-se ainda que os ciclones mais intensos estavam próximos da latitude de  $60^\circ\text{S}$ , sobre o Oceano Atlântico leste e sobre o Oceano Índico centro-leste (assim como na figura 6.1a). Observa-se ainda um aumento da intensidade dos ciclones sobre a parte leste do Mar de Weddell na figura 6.2a, em relação à figura 6.1a. É importante enfatizar que a escala da intensidade dos ciclones das figuras 6.1a e 6.2a estão diferentes.



A figura 6.2b mostra praticamente uma ausência de densidade de ciclones sobre a Baía de Weddell, sendo que a maior ocorrência de ciclones ocorreu nas proximidades da latitude de 60°S, ao norte do Mar de Weddell e da PA.

Assim, comparando-se as figuras 6.1b e 6.2b, conclui-se que uma maior área com cobertura de gelo marinho está associada com uma menor quantidade de ocorrência (densidade) de ciclones no Mar de Weddell

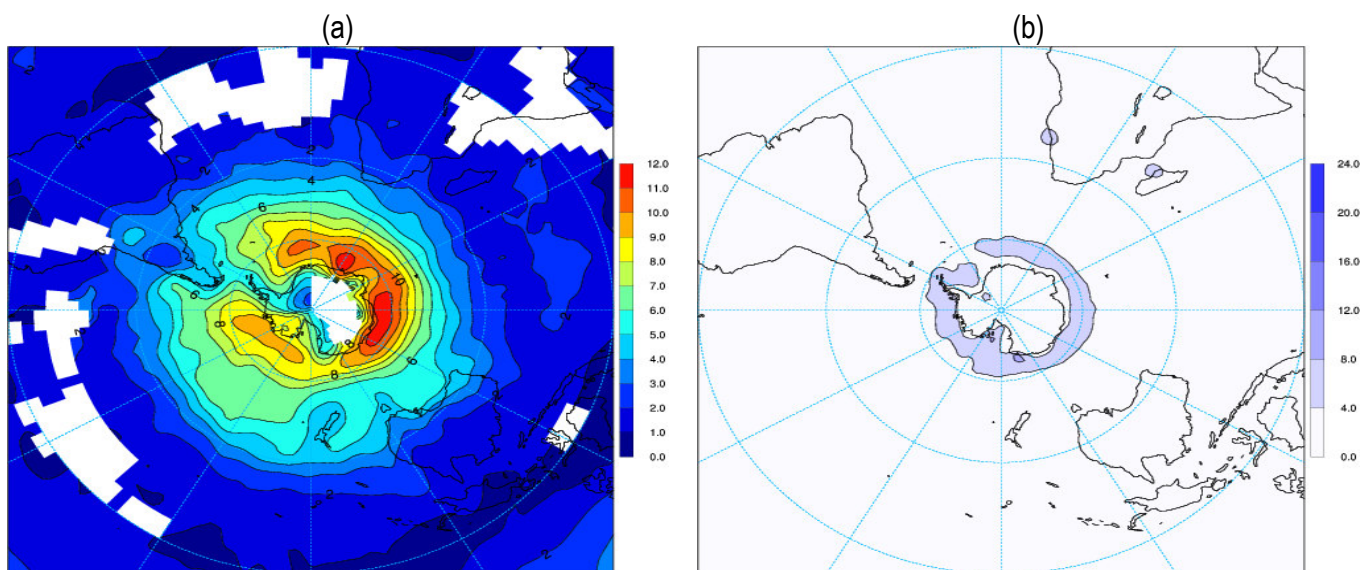


**Figura 6. 2:** Como na figura 6.1, mas para anos em que o número de eventos extremos positivos do gelo marinho superou o número de extremos negativos do gelo.

#### (ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

No caso do Mar de Amundsen-Bellingshausen, a figura 2.18b mostra que os anos em que o registro de extremos negativos superou os positivos foram: 1979, 1985, 1986, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1998, 2002 e 2003. Em contrapartida, a figura mostra que anos em que a ocorrência maior foi de extremos positivos em relação aos negativos foram: 1984, 1991, 1999, 2000 e 2001.

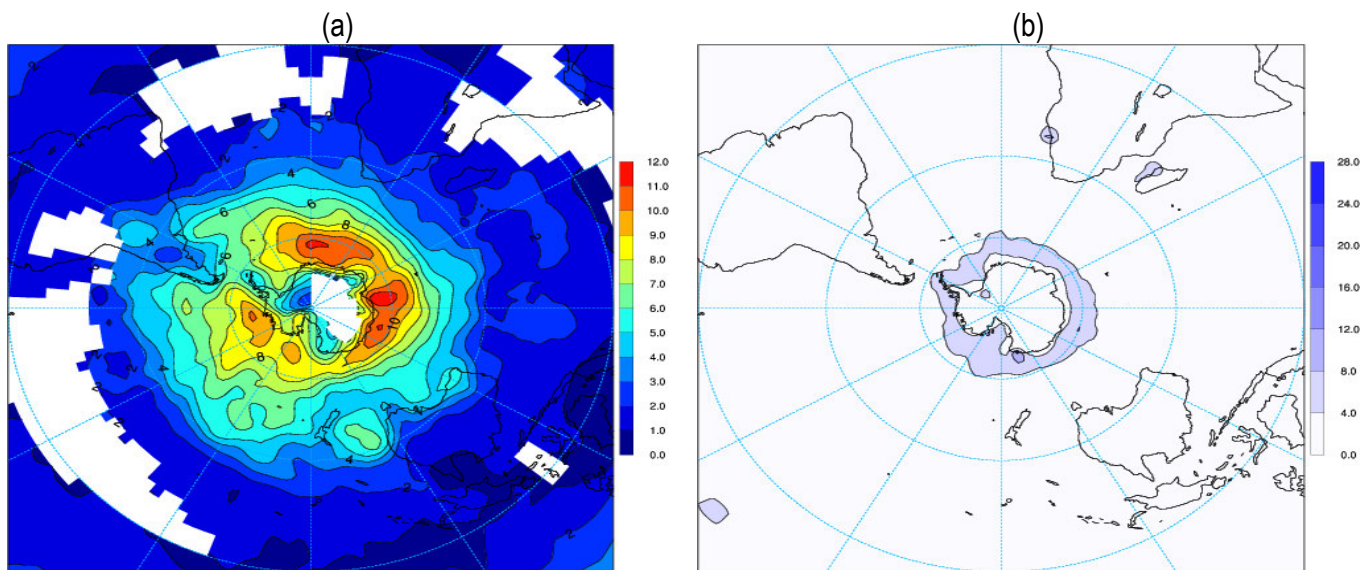
A figura 6.3a mostra que, para os anos com predominância de extremos negativos, a parte leste do Mar de Bellingshausen (adjacente a PA) registrou a ocorrência de ciclones menos intensos. Sobre o Mar de Amundsen e a parte oeste do Mar de Bellingshausen (proximidades da latitude de 70°S), observa-se a presença de ciclones relativamente intensos. A figura 6.3b mostra a presença de ciclones, ocorrendo no período, entre a faixa latitudinal aproximada entre 65°S e 75°S.



**Figura 6. 3:** Como na figura 6.1, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.

A figura 6.4a mostra que, para os anos com predominância de extremos positivos, os ciclones menos intensos ocorreram na parte mais ao leste do Mar de Bellingshausen, adjacente a PA. Os ciclones de maiores intensidades ocorreram nas proximidades da latitude de  $70^{\circ}\text{S}$ , principalmente sobre o Mar de Amundsen e partes do Mar de Bellingshausen oeste. Comparando-se as figuras 6.3a e 6.4a, observa-se que a intensidade dos ciclones aumenta ao norte do Mar de Amundsen-Bellingshausen e diminui sobre o mesmo, no caso de uma maior área da extensão do gelo marinho (fig. 6.4a), em relação ao caso da figura 6.3a.

Já a figura 6.4b mostra que as maiores ocorrências de ciclones sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen foram à faixa latitudinal aproximada de  $70^{\circ}\text{S}$  e  $75^{\circ}\text{S}$ , na parte leste do Mar de Bellingshausen. Assim, comparando-se as figuras 6.3b e 6.4b, notou-se que, na parte leste do Mar de Bellingshausen, uma maior área oceânica congelada (extremos positivos) está associada com uma menor densidade de ciclones.

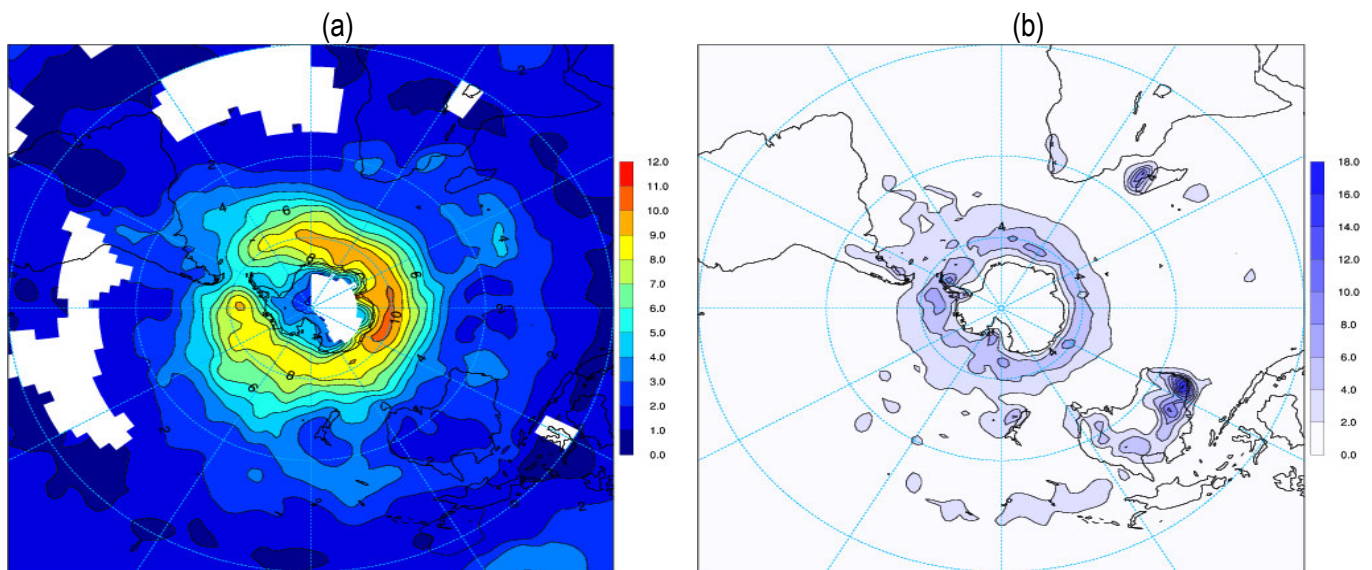


**Figura 6. 4:** Como na figura 6.2, mas para o Mar de Amundsen-Bellingshausen.

## 6. 2 Análises da Profundidade e Densidade dos Ciclones para o Verão Austral

### (i) Mar de Weddell

A figura 6.5a mostra que, para os anos em que o número de registros de eventos extremos negativos do gelo marinho superou o número de extremos positivos, para o verão austral no Mar de Weddell, a ocorrência de ciclones menos intensos é observada por toda a extensão das Baías de Weddell e Ross, principalmente na costa oeste do Mar de Weddell e na costa continental, ao sul do mesmo. Assim como na figura 6.1a, os ciclones de maiores intensidades ocorreram na latitude aproximada de 60°S, sobre o Atlântico leste e o centro-leste do Índico. A figura 6.5b mostra que as maiores densidades de ciclones se localizam nas proximidades das regiões costeiras de todo o continente antártico, exceto na região costeira voltada para o continente do Mar de Weddell, onde a densidade de ciclones é menor. Observam-se ainda que, nas regiões onde se localizam as geleiras costeiras permanentes, há a completa ausência da densidade dos ciclones. Somente ao norte da Baía de Weddell (aproximadamente entre 65°S e 70°S), observa-se uma maior densidade de ciclones, principalmente próximo a PA. Comparando-se o inverno austral (fig. 6.1b) com o verão austral (fig. 6.5b), pode-se observar claramente que a menor extensão do gelo marinho e o efeito mais forte da radiação solar influenciam diretamente em uma maior densidade de ciclones ao redor da Antártida, além de uma maior expansão latitudinal dos mesmos (apesar do período diferente utilizado para fazer as composições). A partir da figura 2.17a, os anos com predominância de extremos negativos, no Mar de Weddell, foram: 1979, 1982, 1991, 1992, 1998 e 2000.

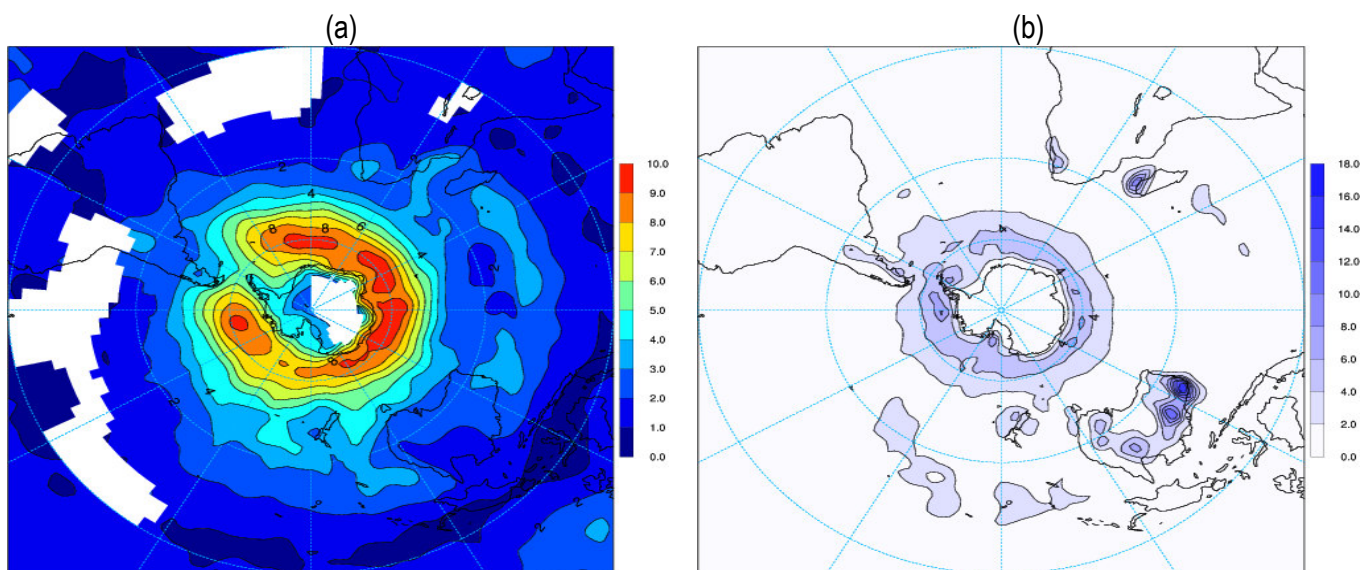


**Figura 6. 5:** Como na figura 6.1, mas para o verão.

A figura 6.6a mostra que a região de ocorrência de ciclones menos intensos, para os anos em que os extremos positivos predominaram, está localizada sobre as Baías de Weddell e Ross, principalmente sobre as costas oeste e sul de Weddell, assim como observado na figura 6.5a. Observa-se ainda um ligeiro aumento da intensidade dos ciclones na parte leste e nordeste do Mar de Weddell na figura 6.6a (em relação a figura 6.5a)

Já a figura 6.6b mostra ausência de densidades significativas de ciclones sobre as geleiras costeiras permanentes e, além disso, as menores densidades dos ciclones se mostram na parte sul da Baía de Weddell. Ao norte da Baía de Weddell, pode-se observar que, adjacente a PA, há uma maior densidade de ciclones, em relação ao sul da Baía de Weddell. As regiões oceânicas mais próximas da costa de todo o continente antártico (em torno de aproximadamente 60°S) são aquelas que apresentam as maiores densidades de ciclones.

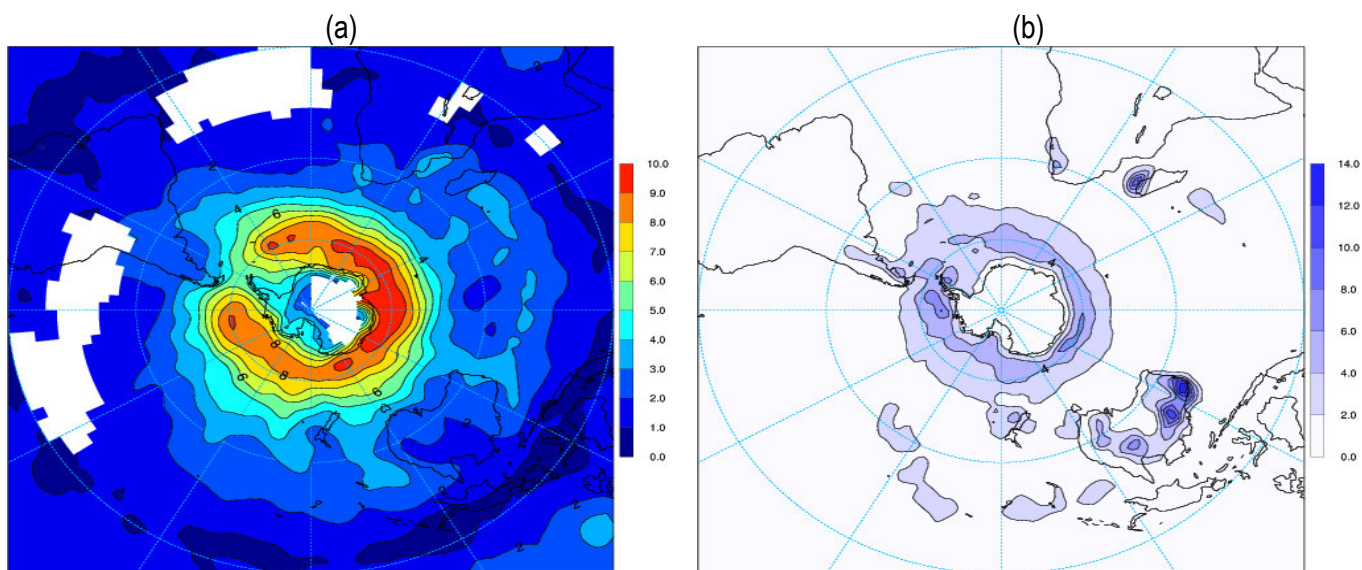
Comparando-se as figuras 6.5b e 6.6b, nota-se que as maiores extensões do gelo marinho no Mar de Weddell estão relacionadas com uma menor densidade de ciclones ao norte do mesmo. A partir da figura 2.17a, os anos com predominância de extremos positivos, no Mar de Weddell, foram: 1981, 1984, 1985, 1986, 1988, 1989, 1993, 1994, 1995 e 1996.



**Figura 6. 6:** Como na figura 6.2, mas para o verão.

(ii) Mar de Amundsen-Bellingshausen

A figura 6.7a mostra que, para os anos em que os extremos negativos do gelo marinho predominaram no Mar de Amundsen-Bellingshausen, a região leste do Mar de Bellingshausen, adjacente a PA, foi a que apresentou ciclones menos intensos. Sobre as demais extensões do Mar de Bellingshausen e sobre o Mar de Amundsen, o período mostrou a presença de ciclones de forte intensidade. A figura 6.7b mostra a presença de uma maior densidade num cinturão em torno de aproximadamente 70°S, por todo o Mar de Bellingshausen. As menores densidades se encontram para dentro e para fora desse cinturão. Em particular, a parte leste do Mar de Bellingshausen foi a região que apresentou as maiores densidades de ciclones. A partir da figura 2.17b, os anos com predominância de extremos negativos foram: 1979, 1980, 1983, 1986, 1988, 1990, 1993, 1996, 2000 e 2003.



**Figura 6. 7:** Como na figura 6.3, mas para o verão.

Já em relação aos anos em que os extremos positivos predominaram no Mar de Amundsen-Bellingshausen, a figura 6.8a mostra uma diminuição na intensidade dos ciclones em comparação com a figura 6.7a. Assim, observamos que uma maior extensão do gelo marinho sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen implicou em ciclones de menores intensidades. Comparando-se as figuras 6.7b e 6.8b, nota-se uma diminuição do cinturão de maiores densidades dos ciclones de aproximadamente na figura 6.8b, apesar da diferença de escala entre as figuras.

Assim, observou-se que os ciclones mostraram-se mais intensos sobre a parte leste do Mar de Weddell no caso de uma maior área de gelo marinho sobre a Baía de Weddell (figs. 6.2a e 6.6a), comparando-se com uma menor área de gelo sobre a Baía de Weddell (figs. 6.1a e 6.5a). No Mar de Amundsen-Bellingshausen observou-se que no inverno, os ciclones mostram-se mais intensos ao norte do Mar de Amundsen-Bellingshausen no caso dos extremos positivos (fig. 6.4a), em relação ao caso dos extremos negativos (fig. 6.3a). Tanto no inverno quanto no verão, os ciclones apresentaram-se menos intensos sobre o Mar de Amundsen-Bellingshausen no caso dos extremos positivos do gelo marinho (figs. 6.4a e 6.8a) do que no caso dos extremos negativos (figs. 6.3a e 6.7a).

Notou-se que tanto para o Mar de Weddell (figs. 6.1, 6.2, 6.5 e 6.6) quanto para o Mar de Amundsen-Bellingshausen (figs. 6.3, 6.4, 6.7 e 6.8), a densidade dos ciclones apresenta-se maior sobre as áreas em análise no período dos extremos negativos, mostrando uma menor quantidade de ciclones ocorrendo nos anos em que se observou predominância de extremos positivos.

Comparando-se os casos para o período de inverno (figs. 6.1 – 6.4) e verão (figs. 6.5 – 6.8), observa-se nitidamente que a maior área circumpolar da superfície oceânica congelada (inverno) implica numa menor expansão meridional na densidade dos ciclones.

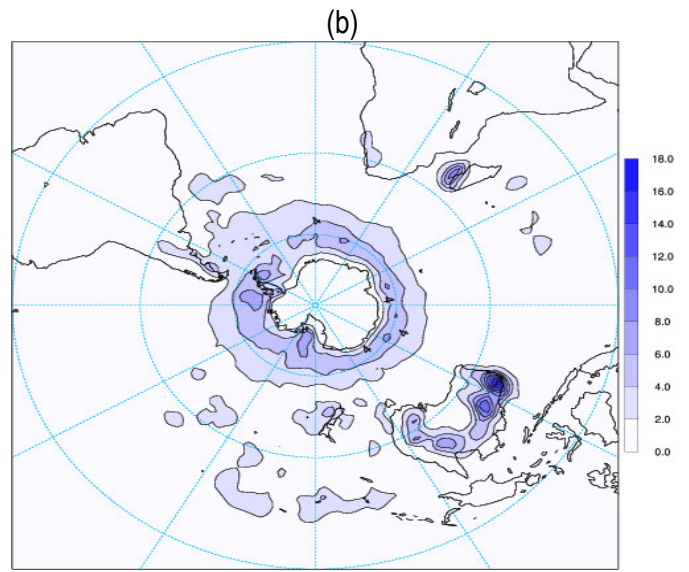
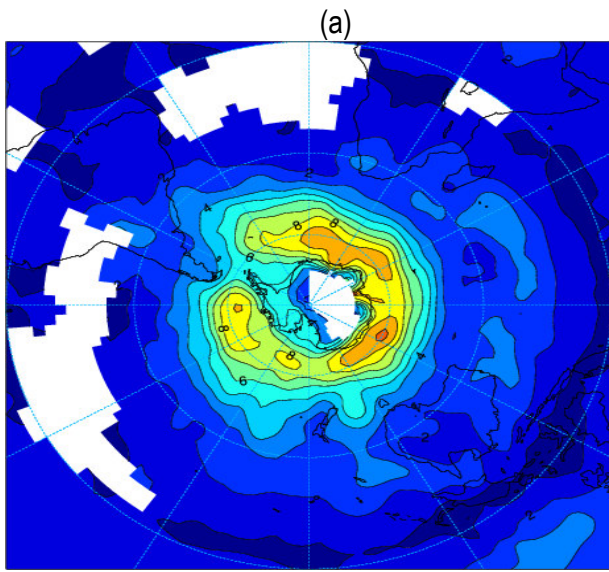


Figura 6. 8: Como na figura 6.4, mas para o verão.

## 7. COMENTÁRIOS FINAIS E CONCLUSÕES

Uma análise exploratória foi feita com a finalidade de se conhecer alguns aspectos em relação à variabilidade do gelo marinho antártico. Observou-se que o Mar de Weddell possui a maior extensão de gelo oceânico para todas as estações do ano, seguido pelo Mar de Ross. O Oceano Pacífico oeste antártico é o que apresentou as menores extensões e menor variabilidade do gelo marinho. Análises através dos desvios-padrões das extensões do gelo marinho indicaram que o Mar de Weddell possui a maior variabilidade em sua extensão. Foram investigadas as tendências da extensão do gelo marinho nos meses de mínima e máxima cobertura sazonal do mesmo (fevereiro e setembro, respectivamente). Observou-se que os mares de Weddell e Ross mostraram tendências positivas e estatisticamente significativas (ao nível de 5%) em fevereiro. O mar de Amundsen-Bellingshausen apresentou tendência estatisticamente negativa no mês de fevereiro. Em setembro, não há tendências estatisticamente significativas em nenhum mar Antártico. Examinaram-se as relações entre fases distintas do El Niño Oscilação-Sul (ENOS) e a variabilidade sazonal extrema do gelo. Observa-se que ENOS tem papel em modular a extensão extrema positiva do gelo (definido como o percentil de 80%) em todos os mares e em distintas estações do ano, exceto o Mar de Amundsen-Bellingshausen. O ENOS tem um papel estatisticamente significativo em modular a extensão mínima do gelo (definido como o percentil de 20%) no Índico, Ross e Amundsen-Bellingshausen. Os Mares de Weddell e Ross apresentaram sinais espectrais estatisticamente significativos na escala intra-sazonal e os mares de Weddell, Ross, Índico e Pacífico Oeste apresentaram sinais estatisticamente significativos na escala sinótica.

Comparando-se os casos de inverno dos eventos extremos negativos (figs. 3.1 – 3.5) e positivos (figs. 3.6 - 3.10) no Mar de Weddell, que as anomalias de H200 mostradas em todos os casos (*lags*) dos eventos extremos negativos (fig. 3.1) apresentam-se com fase oposta as observadas no caso dos eventos extremos positivos (fig. 3.6), mostrando que distintas fases do trem de ondas circumpolar e seus mecanismos atmosféricos e oceânicos associados (figs. 3.2 - 3.5 e 3.7 - 3.10) modulam eventos extremos opostos. Observa-se ainda que fases distintas do trem de ondas e suas implicações nas anomalias atmosféricas de várias variáveis meteorológicas modulam os extremos positivos do gelo oceânico nos mares de Weddell (figs. 3.6-3.10) e Amundsen-Bellingshausen (figs. 3.16-3.20), assim como observado no caso dos extremos negativos do gelo marinho. Nota-se que os trens de ondas circumpolares, comparando-se os casos dos extremos negativos para o inverno e o verão no Mar de Amundsen-Bellingshausen (figs. 3.11-3.15 e 3.21-3.25) e comparando-se os casos positivos para o inverno e o verão (figs. 3.16-3.20 e 3.26-3.30) apresentaram-se em fase implicando nos mesmos sinais entre os casos de inverno e verão para todas as anomalias das diversas variáveis meteorológicas em análises. Em todos os casos as anomalias começam a se formar aproximadamente no  $lag = -15$  dias (não mostrado). As anomalias se intensificam até o  $lag = -10$  dias para a maioria dos casos, perdendo o sinal e se propagando para leste após o



$lag = -5$  dias até o  $lag = 0$ . Após o dia dos eventos extremos, as anomalias invertem suas fases e se intensificam até o  $lag = 10$  dias, perdendo suas intensidades no  $lag = 20$  dias (não mostrado), aproximadamente.

Uma análise do fluxo de *Eliassen-Palm*, associada aos períodos de eventos extremos do gelo marinho nos mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen, foi realizada com o objetivo de verificar as trocas energéticas troposfera-estratosfera. Assim, uma conclusão geral que se pode tirar da análise do fluxo EP para o caso dos períodos observados de extremos persistentes da extensão intra-sazonal do gelo marinho no inverno austral para os Mares de Weddell e Amundsen Bellingshausen é que em todos os casos os fluxos originados no HS apresentam-se mais intensos do que os originados no HN. Para o Mar de Weddell, observou-se que tanto para o caso dos extremos negativos quanto para o caso dos extremos positivos, a predominância de fluxos ascendentes em 100 hPa se apresentou nos *lags* negativos (anteriores ao dia do evento extremo observado). No dia do evento extremo e no *lag* posterior ao dia do evento, observou-se a predominância de fluxos descendentes para o HS. Esses resultados mostram que os fluxos predominantemente ascendentes (figs. 4.1a, 4.1b, 4.2a e 4.2b) estão associados às fases do trem de ondas circumpolar propícias para a modulação dos eventos extremos de cada caso (figs. 3.1a, 3.1b, 3.6a e 3.6b). No caso dos fluxos predominantemente descendentes (figs. 4.2c e 4.2d), observa-se associação com as fases do trem de ondas circumpolar propícias para a modulação dos eventos extremos opostos ao observado no  $lag = 0$  (figs. 3.1c, 3.1d, 3.6c e 3.6d). Observa-se ainda nos extremos negativos no inverno no Mar de Weddell, observa-se que nas latitudes mais circumpolares (aproximadamente entre 75°S e 55°S) há a presença de anomalias positivas do vento zonal nos *lags* negativos, com o enfraquecimento das mesmas no  $lag = 0$  e a mudança de fase no  $lag = 10$  dias (assim como observado nas figuras 3.3a, 3.3b, 3.3c e 3.3d). No caso dos extremos positivos no Mar de Weddell, notam-se anomalias negativas nas regiões mais circumpolares até o dia do evento (onde a anomalia apresenta-se enfraquecida) e posterior mudança de sinal após o dia de observação do evento (assim como observado nas figuras 3.8a, 3.8b, 3.8c e 3.8d).

No caso dos extremos negativos (positivos) no Mar de Amundsen-Bellingshausen no inverno (figs. 4.3 e 4.4, respectivamente), observa-se em todos os casos a predominância de fluxos ascendentes (descendentes) em 100 hPa. Pode-se observar que as fases do trem de ondas circumpolar, de acordo com a figura 3.11 (3.16), mostravam-se favoráveis para a ocorrência de extremos negativos (positivos) no Mar de Amundsen-Bellingshausen nos *lags* anteriores ao dia do evento extremo (figs. 3.11a e 3.11b; e 3.16a e 3.16b, respectivamente), sendo que no dia do evento observado (fig. 3.11c e 3.16c, respectivamente) os sinais perdem a intensidade e posteriormente (fig. 3.11d e 3.16d, respectivamente) mostram-se favoráveis para a ocorrência de extremos positivos (negativos). Porém, observa-se que o trem de ondas circumpolar para o caso dos extremos

negativos (positivos) do Mar de Weddell (fig. 3.1 e 3.6, respectivamente) mostra-se com fase oposta ao apresentado pela figura 3.11 (3.16), sendo que em ambos os casos, há a modulação dos extremos negativos (positivos) do gelo marinho. Assim, pode-se concluir que os fluxos predominantemente ascendentes (descendentes) em 100 hPa no Mar de Amundsen-Bellingshausen, está associado com uma fase distinta do trem de ondas apresentada pelo Mar de Amundsen-Bellingshausen, sendo essa fase oposta ao trem de ondas apresentado no Mar de Weddell para o mesmo caso de extremos. Ainda no caso dos eventos extremos negativos (positivos) no Mar de Amundsen-Bellingshausen (figs. 4.3 e 4.4, respectivamente) notam-se anomalias positivas (negativas) do vento zonal nas regiões circumpolares do HS nos  $lag = -10$  dias e  $lag = -5$  dias e anomalias negativas (positivas) do vento zonal nos  $lag = 0$  e  $lag = 10$  dias, assim como observado nas figuras 3.13 e 3.18.

Comparando-se casos para o inverno (figs. 4.1 e 4.2) e o verão (figs. 4.5 e 4.6) no Mar de Weddell, observa-se que no inverno os fluxos apresentaram-se mais intensos sobre o HS enquanto que no verão, os fluxos mais intensos se apresentaram no HN. Além disso, as anomalias do vento zonal mostram-se mais intensas no HS (HN) no inverno (verão). Para o caso dos extremos negativos no inverno e no Mar de Weddell (fig. 4.1), nota-se que em 100 hPa predominaram os fluxos ascendentes para os  $lags$  anteriores ao  $lag = 0$  (figs. 4.1a-4.1b), enquanto que para os  $lag = 0$  e  $lag = 10$  dias, verão predominaram os fluxos descendentes, assim como apresentado na figura 4.5. Para o caso dos extremos positivos no inverno e no Mar de Weddell (fig. 4.2), nota-se que em 100 hPa predominaram os fluxos ascendentes no HS nos  $lag = -10$  dias (fig. 4.2a) e  $lag = -5$  dias (fig. 4.2b) sendo que nos  $lag = 0$  (fig. 4.2c) e  $lag = 10$  dias (fig. 4.2d) predominaram os fluxos descendentes enquanto que para o verão (fig. 4.6) o predomínio foram de fluxos ascendentes em todos os  $lags$  (figs. 4.6a-4.6d).

Comparando os casos dos extremos negativos do gelo marinho no verão (fig. 4.7) e no inverno (fig. 4.3) no Mar de Amundsen-Bellingshausen, notam-se que os fluxos em 100 hPa são predominantemente ascendentes HS para todos os  $lags$ , em ambos os casos. Observa-se em ambos os casos, através das figuras 3.11 e 3.21, que a configuração do trem de ondas subtropical apresenta-se com a mesma fase. Assim, conclui-se que os fluxos ascendentes estão associados com a modulação dos extremos negativos do gelo no Mar de Amundsen-Bellingshausen.

Comparando-se os casos de inverno (fig. 4.4) e verão (fig. 4.8) dos extremos positivos do gelo marinho no Mar de Amundsen-Bellingshausen observa-se que as anomalias do vento zonal apresentam-se relativamente em fase, assim como pode-se observar através das figuras 3.18 e 3.28. No geral, observa-se a predominância de fluxos descendentes no HS em 100 hPa para ambas as estações e para todos a maioria dos  $lags$  (porém, não

para a figura 4.8d). A predominância de fluxos descendentes no Mar de Amundsen-Bellingshausen mostrou como sendo um dos fatores relacionados a ocorrência de eventos extremos positivos do gelo marinho regional.

Através do método das *Empirical Orthogonal Functions* (EOFs), pôde-se verificar os padrões espaciais da variabilidade do campo da altura geopotencial em 700 hPa (H700) e suas variações temporais, relacionadas aos períodos dos eventos extremos observados nos mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen. As análises da primeira EOF (EOF1), tanto para o inverno quanto para o verão, mostraram a configuração da fase positiva do modo anular do Hemisfério Sul (AAO), exceto no caso da EOF1 relacionada ao período dos eventos extremos negativos no Mar de Amundsen-Bellingshausen, que apresentou a configuração da fase da AAO negativa.

A segunda EOF (EOF2) mostrou o padrão do trem de ondas subtropical (PSA) em todos os casos. Analisando as anomalias da AAO em latitudes médias, geradas pela EOF1 no Mar de Weddell, nota-se que as mesmas se propagam no sentido leste-oeste, dos extremos negativos para os extremos positivos. Já o padrão do trem de ondas circumpolar antártico, gerado pela EOF2 mostra a migração das fases da onda no sentido oeste-leste, dos extremos negativos para os positivos. A mesma análise, porém para o Mar de Amundsen-Bellingshausen, mostra a propagação das anomalias da EOF1 no sentido oeste-leste, no inverno, e no sentido contrário no verão, dos extremos negativos para os positivos. Já a EOF2 mostra o deslocamento das fases do PSA no sentido leste-oeste, no inverno e vice-versa no verão. Uma análise (média) sazonal (inverno e verão) da profundidade e densidade dos ciclones foi realizada, relativa aos anos em que a ocorrência dos extremos negativos do gelo marinho superou os anos de ocorrência de extremos positivos, e vice-versa, para os mares de Weddell e Amundsen-Bellingshausen.

Para o Mar de Weddell no inverno, a profundidade dos ciclones mostrou que os ciclones menos intensos ocorreram sobre o Mar de Weddell oeste e o Mar de Ross (entre todos os mares antárticos) e a densidade dos ciclones mostrou a presença de ciclones por toda a Baía de Weddell, exceto na costa sul do mesmo, no caso dos extremos negativos do gelo marinho. No caso dos extremos positivos, os ciclones menos intensos aconteceram em Weddell oeste, sendo que ciclones mais intensos ocorreram em Weddell leste, comparando-se o caso dos extremos negativos com positivos. Notou-se ainda a ausência da densidade de ciclones por toda a Baía de Weddell, exceto ao norte da mesma, em aproximadamente 60°S.

No caso dos extremos negativos, analisando o Mar de Amundsen-Bellingshausen, observou-se que os ciclones menos intensos ocorreram na parte leste (adjacentemente a Península Antártica; PA), enquanto que os mais intensos ocorreram aproximadamente entre 65°S e 75°S, sobre a parte oeste do Mar de Bellingshausen. Notou-se ainda a presença da densidade de ciclones na faixa aproximada de 65°S e 75°S, sobre todo o Mar de Bellingshausen (exceto no Mar de Amundsen). Em relação aos extremos positivos, observou-se que os ciclones menos intensos continuam ocorrendo próximo a PA, em Bellingshausen leste, sendo os mais intensos acontecendo na parte oeste de Bellingshausen e sobre Amundsen. Comparando-se a densidade dos ciclones

entre os extremos negativos e positivos, observa-se uma clara diminuição latitudinal da densidade dos ciclones sobre a parte leste do Mar de Bellingshausen. No verão, os ciclones mostram-se menos intensos sobre toda a Baía de Weddell e o Mar de Ross, enquanto que se observam ciclones (densidade) ocorrendo por toda a Baía de Weddell, sendo os mais intensos sobre o norte da Baía de Weedell, em aproximadamente 65°S (adjacentemente a PA), no caso dos extremos negativos do gelo marinho. Para os extremos positivos, os ciclones menos intensos mostram-se sobre as regiões costeiras da Baía de Weddell (oeste e sul) e sobre o Mar de Ross, enquanto que nota-se a diminuição da densidade dos ciclones sobre o norte da Baía de Weddell em aproximadamente 65°S, comparativamente com o caso dos extremos negativos. No Mar de Amundsen-Bellingshausen, os ciclones mostram-se intensos na faixa aproximada de 55°S e 75°S, por todo o Mar de Bellingshausen, sendo menos intensos sobre o Mar de Amundsen, no caso dos extremos negativos. Nota-se uma faixa de maior densidade que as adjacências, entre aproximadamente 65°S e 75°S, onde núcleos mais intensos se localizam sobre o Mar de Bellingshausen leste. No caso dos extremos positivos, observa-se a diminuição da intensidade dos ciclones em relação aos extremos negativos, sendo os mais intensos localizados aproximadamente entre 60°S e 75°S, sobre o Mar de Bellingshausen leste. Os ciclones menos intensos mostram-se na parte leste do Mar de Bellingshausen, adjacentemente a PA. Quanto à densidade, observa-se um aumento da mesma latitudinalmente, sendo as mais intensas ficando aproximadamente entre 60°S e 75°S, porém sendo essas menos intensas que no caso dos extremos negativos.

Sabido da importância das características do Oceano Austral sobre o gelo marinho, deseja-se futuramente relacionar a variabilidade do gelo marinho antártico, em diversas escalas temporais, como uma resposta dos efeitos oceânicos regionais, e interações com a atmosfera. Para isso, pretende-se realizar o balanço de calor do Oceano Austral, onde serão observados os fluxos de calor que chegam (ondas curtas) e saem (ondas longas) da superfície oceânica (água ou gelo), a parte do calor que será armazenado pelo Oceano Austral (dados de altímetro) e a parte que será transportado pelas correntes oceânicas (dados de correntes oceânicas e dados de clorofila). Associado a isso, será realizado uma análise do transporte na camada de Ekman (calor e massa) associado à extensão sazonal do gelo marinho antártico. Uma análise dos fluxos de calor sensível e latente (dados de vento, vapor integrado na atmosfera e TSM) será executada e associada aos períodos com as presenças e ausências do gelo marinho. Influências de correntes (superficiais) desprendidas (dados de clorofila), a partir da ACC, serão relacionadas ao gelo marinho e vice-versa.

Esse projeto é um estudo observacional que irá utilizar um amplo conjunto de dados de satélite cujos resultados irão contribuir para o entendimento do Oceano Austral, do gelo marinho antártico e possíveis impactos nos continentes austrais.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREWS, D. G. and M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear - The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *Journal of the Atmospheric Sciences* **33**, 2031-2048.

-----, and ----, 1978: Generalized Eliassen-Palm and Charney-Drazin theorems for waves on axisymmetric mean flows in compressible atmospheres. *Journal of the Atmospheric Sciences* **35**, 175-185.

BABA, K. and M. Wakatsuchi, 2001: Eastward Propagation of the Intraseasonal Variability of Sea Ice and the Atmospheric Field in the Marginal Ice Zone in the Antarctic. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3669-3672.

BIONDI, F., A. Gershunov, and D. R. Cayan 2001: North Pacific Decadal Climate Variability since 1661. *Journal of Climate* **14**, 5-10.

BJORNSSON, H. and S.A.Venegas, 1997: A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. Technical Report from Department of Atmospheric and Oceanic Sciences and Center for Climate and Global Change Research, McGill University, Canada.

BUDD, W.F., 1982: The role of Antarctica in Southern Hemisphere weather and climate. *Australian Meteorological Magazine* **30**, 265-272.

CARLEATON, 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**, I-22.

CARVALHO, L. M. V., C. Jones, and T. Ambrizzi, 2005: Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. *J. Climate*. **18**,702-718.

CAVALIERI, D.J., and C. L. Parkinson, 1981: Large-scale variations in observed sea ice extent and associated atmospheric circulation. *Mon. Wea. Rev.* **109**, 2323-2336.

CAVALIERI, D.J., P. Gloersen, and W.J. Campbell. 1984. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS-7 SMMR. *Journal of Geophysical Research*. **89(D4)**, 5355-5369.

CHATFIELD, C., 1999: The Analysis of Time Séries – An Introduction. 5th Ed., Chapman & Hall, New York, 283p.

CHIU, S. F., 1983: Antarctic sea ice variations 1973-1980. *Variations in the Global Water Budget*, F. A. Street-Perrott, M. Beran, and R.A.S. Ratcliffe, Eds., D. Reidel, 301-311.

COMISO, J. C., 2000: Variability and trends in Antarctic surface temperatures from in situ and satellite infrared measurements. *Journal of Climate* **13**, 1674-1696.

DEACON, G. 1985. The Antarctic Circumpolar Ocean. Stud. Polar Res. Cambridge Univ. Press, N.Y. 180p.

EDMON, H. J., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, 1980: Meridional cross sections of the Eliassen-Palm flux. *J. Atmos. Sci.* **37**, 2600-2616.

FERRON, F.A., J.C. Simões, F.E. Aquino and A.W. Setzer., 2004: Air temperature time series for King George Island, Antarctica. *Pesq Antart Bras* **4**: 155–169.

FLATO, G. M., G. J. Boer, 2001: Warming asymmetry in climate change experiments. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 195-198.

GARCIA, C. A.E., M. M. Mata, 2006: Oceanografia em regiões de altas latitudes: participação gaúcha no PROANTAR. In anais do Congresso de Pesquisa Sul-Riograndense na Antártica, Porto Alegre, RS, Brasil.

GHIL, M., and K. C. Mo, 1991: Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part II: Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 780–790.

GODFRED-SPENNING, C. R. and I. Simmonds, 1996: An analysis of Antarctic sea-ice and extratropical cyclone associations, *Int. J. Climatol.* **16**, 1315-1332.

GONG, D.Y. and S. W. Wang, 1999: Definition of Antarctic oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 459–462.

GORDON, A. L., 1981: Seasonality of Southern Ocean sea ice. *J. Geophys. Res.*, **86**, 4193-4197.

GORDON, A. L., and H. W. Taylor, 1975: Seasonal change of Antarctic sea ice. *Science*, **147**, 346-347.

HELMS, H.D., 1967: Fast Fourier Transform Method of Computing Difference Equations and Simulating Filters. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, Vol. **15**, p. 85.

HINES, K. M., D.H. Bromwich, G.J. Marshall, 2000: Artificial Surface Pressure Trends in the NCEP–NCAR Reanalysis over the Southern Ocean and Antarctica. *Journal of Climate* **13**, 3940-3952.

HOLTON, J. R., 1975: The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere. *American Meteorological Society* **15** (Meteorological Monograph., No. 37), 224 p.

HOSKINS, B. J. and D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences* **38**: 1179–1196.

HOWARTH, D. A., 1983: An Analysis of the variability of cyclones around Antarctica and their relationship to sea-ice extent. *Annals of the Association of American Geographers* **73** (4), 519-537.

JACKA, T. H. and W. F. Budd, 1991: Detection of temperature and sea ice extent changes in the Antarctic and Southern Ocean. *Proc. Int. Conf. on the Role of the Polar Regions in Global Change*, Fairbanks, AK, University of Alaska, 63–70.

KALNAY, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**, 437-471.

KRISHNAMURTI, T.N., S. H. Chu, and W. Iglesias, 1986: On the sea level pressure of Southern Oscillation. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklim* **34<sup>a</sup>**, 385-425.

LAU, P. J. Sheu, and I. S. Kang, 1994: Multiscale low-frequency circulation modes in the global atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2753–2750.

LIU, J., D. Martinson, X. Yuan, D. Rind, 2002: Evaluating Antarctic sea ice variability and its teleconnections in global climate models. *Int J Climatol* **22**:885–900.

LIU, J., J. A. Curry, and D. G. Martinson, 2004: Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L02205, doi: 10.1029/2003GL018732.

MADDEN, R.A. and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.

MADDEN, R. A., and P. R. Julian, 1994: Observation of the 40–50 day tropical oscillation—A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.

MATA, M. M., C. A.E. Garcia, R. Kerr, B. Franco, I. Wainer, A. Piola: Padrões da variabilidade Oceanográfica no mar de Weddell. In anais do Congresso de Pesquisa Sul-Riograndense na Antártica, Porto Alegre, RS, Brasil.

- MENEGHINI, B., I. Simmonds and I. N. Smith, 2006: Association between Australian rainfall and the Southern Annular Mode. *Int. J. Climatol.* **27**, 109-121
- MESTAS-NUÑEZ, A.M., and D.B. Enfield, 1999: Rotated Global Modes of Non-ENSO Sea Surface Temperature Variability. *J. Climate*, **12**, 2734-2746.
- MITCHELL, J. F. B., and T. S. Hills, 1986: Sea-ice and the antarctic winter circulation - A numerical experiment. *Royal Meteorological Society, Quarterly Journal*, **112**, 953-969.
- MO, K. C. and J. Nogués-Paegle, 2001: The Pacific-South American modes and their downstream effects. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1211- 1229.
- MURRAY, R. J., and I. Simmonds, 1991a: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, 155–166.
- \_\_\_\_\_, and \_\_\_\_\_, 1991b: A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July GCM simulations. *Aust. Meteor. Mag.*, **39**, 167–180.
- PALMER, T.N., 1981: Diagnostic study of a wavenumber-2 stratospheric sudden warming in a transformed Eulerian-mean formalism. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 844-855.
- POWER, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. M ehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENOS on Australia. *Climate Dyn.*, **15**, 319-324.
- RENWICK, J. A., 1998: ENOS-Related Variability in the Frequency of South Pacific Blocking. *Monthly Weather Review* **126**: 3117-3123.
- RENWICK, James A., Revell, Michael J., 1999: Blocking over the South Pacific and Rossby Wave Propagation. *Monthly Weather Review* **127**: 2233-2247.
- RENWICK, James A., 2002: Southern Hemisphere Circulation and Relations with Sea Ice and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate* **15**, 3058-3068.
- SIMMONDS, I., and X. Wu, 1993: Cyclone behaviour response to changes in winter Southern Hemisphere sea-ice concentration. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **119**, 1121-1148.



\_\_\_\_\_, I. and T. H. Jacka, 1995: Relationships between the interannual variability of Antarctic sea ice and the Southern Oscillation. *J. Climate* **8**, 637–647.

\_\_\_\_\_, and R. J. Murray, 1999: Southern extratropical cyclone behavior in ECMWF analyses during the FROST Special Observing Periods. *Wea. Forecasting*, **14**, 878–891.

\_\_\_\_\_, 2003: Regional and large-scale influences on Antarctic Peninsula climate. Antarctic Peninsula Climate Variability: A Historical and Paleoenvironmental Perspective. *AGU Antarctic Research Series* **79**.

\_\_\_\_\_, 2005: Recent Climate variability in the Antarctic Peninsula Region and large-scale origins.

STRANG, G. e T. NGUYEN, 1996: Wavelets and Filter Banks. *Wellesley-Cambridge Press*, p.37-167.

STRETEN, N. A., and Pike, D. J. 1980. Characteristics of the broadscale Antarctic sea ice extent and the associated atmospheric circulation 1972–77. *Archiv für Meteorologie, Geophysik and Bioklimatologie, Séries A* **29**, 279–99.

THOMPSON, D. W. J., and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, **13**, 1000–1016.

THOMPSON ,D. W. J. and S. Solomon 2002: Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science* **296**, 895–899.

TOMCZAK, M., J. Swift, J. Osborne and E. P. Flinchem, 1996: OceanAtlas.

TOMCZAK, M. and J. S. Godfrey, 2003: Regional Oceanography: An Introduction 2nd edn.

TRIOLA, M. F., 1999: Introdução à Estatística. 7ª Rd. LTC, Rio de Janeiro, 410p.

TURNER, J., and Pendlebury, S., 2004: The International Antarctic Weather Forecasting Handbook. British Antarctic Survey, Cambridge, UK.

WALKER, G. T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather, VIII: A preliminary study of world weather. *Mem. Ind. Meteor. Dept. (Poona)*, **24**, 275–332.

WALKER, G. T., 1924: Correlation in seasonal variations of weather, X. *Mem. Ind. Meteor. Dept.*, **24**, 75-131.

WALKER, G.T., 1928: World weather, *Q. J. R. M. S.*, **54**,79-87.

WALSH, J.E. 1983: The role of sea ice in climate variability: theories and evidence. *Atmosphere–Ocean* **21**: 229–242.

WEATHERLEY, J. W., J. E. Walsh, and H. J. Zwally, 1991: Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationships. *J. geophys. Res.* **96**, 15119–15130.

WHITE, W.B. and R.G. Peterson, 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, temperature and sea-ice extent. *Nature*, **380**, 699-702.

\_\_\_\_\_, W.B. and N.J. Cherry, 1998: Influence of the Antarctic Circumpolar Wave on New Zealand temperature and precipitation during autumn-winter. *J. of Climate*, **12**, 960-976.

\_\_\_\_\_, W.B., 2000: Influence of the Antarctic Circumpolar Wave on Australian precipitation from 1958 to 1997. *Journal of Climate*, **13**, 2125-2141.

WILKS, D. S., 1995: Statistical methods in the Atmospheric Sciences. *Academic Press*, NY.

WUNSCH, C., 1998: The Work Done by the Wind on the Oceanic General Circulation. *Journal of Physical Oceanography* **28**, 2332-2340.

XAVIER, T.M.B.S., J.F.da Silva, e E.R.G. Rebello, 2002; A técnica dos quartis e suas aplicações em Meteorologia, Climatologia e Hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras. *Ed. Thesaurus*. Brasília-DF.

YUAN, X., and D. G. Martinson, 2000: Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *J. Climate* **13**, 1697–1717.

YUAN, X., and D. G. Martinson, 2001: The Antarctic Dipole and its predictability. *Geophysical Research Letters* **28**, 18, 3609-3612.

YUAN, X., D. G. Martinson, and W. T. Liu, 1999: Effect of air-sea-ice interaction on winter 1996 Southern Ocean subpolar storm distribution. *Journal of Geophysical Research* **104**, 1991-2007.

ZILLMAN, J. W., and D. R. Johnson, 1985: Thermally-forced mean mass circulation in the Southern Hemisphere. *Tellus* **37A**, 56-76.

ZWALLY, H. J., J. C. Comiso, C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, and P. Gloersen, 2002: Variability of Antarctic sea ice 1979 – 1998, *J. Geophys. Res.* 107, 9.1-9.19.

---

São Paulo, 10 de fevereiro de 2006.

Fabio Ullmann Furtado de Lima

Leila M. Véspoli de Carvalho

---

# Livros Grátis

( <http://www.livrosgratis.com.br> )

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)  
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)  
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)  
[Baixar livros de Matemática](#)  
[Baixar livros de Medicina](#)  
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)  
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)  
[Baixar livros de Meteorologia](#)  
[Baixar Monografias e TCC](#)  
[Baixar livros Multidisciplinar](#)  
[Baixar livros de Música](#)  
[Baixar livros de Psicologia](#)  
[Baixar livros de Química](#)  
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)  
[Baixar livros de Serviço Social](#)  
[Baixar livros de Sociologia](#)  
[Baixar livros de Teologia](#)  
[Baixar livros de Trabalho](#)  
[Baixar livros de Turismo](#)